

**Instytut Agrofizyki
im. Bohdana Dobrzańskiego PAN
w Lublinie**

ACTA AGROPHYSICA

21

**Piotr Baranowski, Wojciech Mazurek,
Ryszard T. Walczak**

**ZASTOSOWANIE TERMOGRAFII DO BADANIA
STRESU WODNEGO ROŚLIN
I EWAPOTRANSPIRACJI RZECZYWISTEJ**

Monografia

Lublin 1999

Komitet redakcyjny

prof. dr hab. Jan Gliński, czł. koresp. PAN
prof. dr hab. Ryszard T. Walczak, czł. koresp. PAN
prof. dr hab. Bogusław Szot
doc. dr hab. Ryszard Dębicki

Opiniował do druku

prof. dr hab. Andrzej Kędziora

Adres redakcji

Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN
ul. Doświadczalna 4, P.O. Box 201, 20-290 Lublin 27
tel. (0-81) 744-50-61, e-mail: fundacja@demeter.ipan.lublin.pl

Publikacja indeksowana przez
Polish Scientific Journals Contents - Agric. & Biol. Sci.
w sieci Internet pod adresem <http://saturn.ci.uw.edu.pl/psjc/>
lub <http://ciuw.warman.net.pl/alf/psjc>

© Copyright by Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN, Lublin 1999

ISBN 83-87385-34-4
ISSN 1234-4125

Wydanie I. Nakład 150 egz. Ark. wyd. 9,6
Skład komputerowy: dr Piotr Baranowski i dr Wojciech Mazurek
Druk: Zakład Usług Poligraficznych TEKST s.c., ul. Wspólna 19, 20-344 Lublin

SPIS TREŚCI

SPIS OZNACZEŃ	5
WSTĘP.....	9
2. ZNACZENIE WODY W ŻYCIU ROŚLIN.....	12
2.1. Fizjologiczne funkcje wody	12
2.2. Stan energetyczny i ruch wody w glebie	13
2.2.1. Potencjał wody glebowej	13
2.2.2. Krzywa retencji wodnej	15
2.2.3. Ruch wody w glebie	16
2.3. Pobór wody przez rośliny	18
2.4. Stres wodny roślin.....	21
3. PODSTAWY FIZYCZNE TRANSPORTU MASY, PĘDU I ENERGII W GRANICZNEJ WARSTWIE ATMOSFERY	23
3.1. Zasada zachowania masy - równanie ciągłości.....	23
3.2. Przenoszenie pędu w przy powierzchniowej warstwie granicznej	25
3.3. Zasada zachowania energii dla atmosfery.....	26
4. TEMPERATURA RADIACYJNA ROŚLIN	28
4.1. Promieniowania ciała doskonale czarnego i ciał rzeczywistych.....	28
4.2. Czynniki wpływające na pomiar temperatury radiacyjnej pokrywy roślinnej	32
5. BADANIA EWAPOTRANSPIRACJI RZECZYWISTEJ NA PODSTAWIE POMIARU TEMPERATURY ROŚLIN.....	40
5.1. Metody określania ewapotranspiracji	42
5.2. Równanie bilansu cieplnego powierzchni czynnej. Transport wody i ciepła w systemie gleba-roślina-atmosfera.....	47
5.3. Wykorzystanie ewapotranspiracji rzeczywistej i potencjalnej do określania stresu wodnego roślin	54
6. CEL PRACY	57
7. METODA I OBIEKT BADAŃ	59
7.1. Obiekt badań	59
7.2. Opis systemu pomiarowego	63
7.2.1. Kamera termowizyjna AGA 680 SWB.....	63
7.2.2. Kamera termowizyjna AGEMA 880 LWB	63
7.2.3. Reflektometryczny miernik wilgotności (TDR)	66
7.2.4. Miernik całkowitego potencjału wody	67

7.2.5. Automatyczny system akwizycji danych agrometeorologicznych ..	68
7.3. Opis doświadczenia laboratoryjnego	71
7.4. Opis doświadczenia polowego	74
7.5. Wybrane metody określania ewapotranspiracji w badaniach polowych....	76
8. WYNIKI BADAŃ I ICH INTERPRETACJA	78
8.1. Analiza obrazów termalnych	78
8.2. Rezultaty badań stresu wodnego	84
8.3. Wpływ warunków meteorologicznych na zmierzone wartości temperatury radiacyjnej roślin	94
8.4. Określenie godzinowych i dobowych wartości ewapotranspiracji rzeczywistej na podstawie równania bilansu cieplnego powierzchni czynnej przy różnym uwilgotnieniu gleby	103
8.5. Porównanie ewapotranspiracji potencjalnej obliczonej różnymi metodami z ewapotranspiracją aktualną bez ograniczenia dostępności wody glebowej.....	108
8.6. Wyznaczenie wskaźnika stresu wodnego roślin CWSI w oparciu o temperaturę radiacyjną roślin i wartości ewapotranspiracji rzeczywistej i potencjalnej	112
9. PODSUMOWANIE I WNIOSKI	117
10. PIŚMIENNICTWO	120
SUMMARY	129

SPIS OZNACZEŃ

- a - współczynnik absorpcyjności;
 A_n - gęstość strumienia adwekcji do warstwy [$W \cdot m^{-2}$];
 C - parametr w równaniu na r_{ah} (metoda Jacksona); stała w równaniu wyrażającym prawo przesunięć Wiena równa 2898 [$\mu m \cdot K$];
 c - prędkość światła w próżni $\approx 3 \cdot 10^8$ [$m \cdot s^{-1}$];
 c_p - ciepło właściwe powietrza przy stałym ciśnieniu [$J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$];
 c_v - pojemność cieplna [$J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$];
 CWSI - Crop Water Stress Index (wskaźnik stresu wodnego roślin);
 $D = (e_a^* - e_a)$ - niedosyt wilgotności powietrza [kPa];
 d - wysokość przesunięcia płaszczyzny zerowej [m];
 E - gęstość strumienia pary wodnej (strumień ewapotranspiracji) [$kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$];
 E_a - ewapotranspiracja rzeczywista [$kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$];
 e_a - ciśnienie aktualne pary wodnej w powietrzu [kPa];
 e_c^* - ciśnienie pary wodnej nasyconej [Pa] w temperaturze T_c ;
 E_p - ewapotranspiracja potencjalna [$kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$];
 e_a^* - ciśnienie pary wodnej nasyconej w temperaturze powietrza T_a [kPa];
 Δ - nachylenie krzywej prężności pary wodnej nasyconej względem temperatury [$kPa \cdot K^{-1}$];
 f - parametr reprezentujący wpływ ruchu obrotowego Ziemi [$rad \cdot s^{-1}$];
 F - wektor właściwego strumienia pary wodnej [$kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$];
 $f(v)$ - funkcja prędkości wiatru v [$m \cdot s^{-1}$];
 f_c - stosunek powierzchni zajmowanej przez pokrywę roślinną do całkowitej powierzchni;
 F_p - gęstość strumienia CO_2 [$kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$];
 G - gęstość strumienia ciepła w glebie [$W \cdot m^{-2}$];
 g - przyspieszenie grawitacyjne Ziemi $\approx 9,813$ [$m \cdot s^{-1}$];
 H - gęstość strumienia ciepła jawnego [$W \cdot m^{-2}$];
 h - stała Plancka = $6,6256 \cdot 10^{-34}$ [J·s];
 h_c - wysokość roślin [m];
 H_R - radiacyjny strumień ciepła [$W \cdot m^{-2}$];
 I - wartość termalna odpowiadająca temperaturze T [IU (jednostki izotermy)];
 I_n - intensywność promieniowania w kierunku normalnym do powierzchni wysyłającej promieniowanie [$W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$];
 I_β - intensywność promieniowania dla kąta β między osią termowizora a powierzchnią emitującą [$W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$];

- k - stała Boltzmana = $1,38054 \cdot 10^{-23}$ [J·K⁻¹]; stała von Karmana $\approx 0,41$;
 stosunek ciepła właściwego powietrza pod stałym ciśnieniem do ciepła właściwego powietrza w stałej objętości;
 K - współczynnik przewodnictwa wodnego gleby [m·s⁻¹];
 K_h - dyfuzyjność cieplna powietrza [m²·s⁻¹];
 K_v - współczynnik dyfuzji molekularnej [m²·s⁻¹];
 L - ciepło utajone parowania (równe 2448000 J·kg⁻¹);
 L - długość równowagi Monin-Obuchowa [m];
 $L \cdot E$ - gęstość strumienia ciepła utajonego (ekwiwalent energetyczny strumienia ewapotranspiracji) [W·m⁻²];
 LAI - wskaźnik powierzchni liści [m²·m⁻²];
 L_p - ekwiwalent cieplny wiązania CO₂ [J·kg⁻¹];
 p - współczynnik przepuszczalności ośrodka;
 $p_0 = 1000$ hPa - ciśnienie standardowe;
 P_1, P_2 - funkcje stabilności atmosfery;
 p_a - ciśnienie atmosferyczne [Pa];
 \bar{p} - średnie ciśnienie powietrza [Pa];
 $q = \rho_v/\rho$ - wilgotność właściwa powietrza;
 R - stała gazowa [J·kg⁻¹·K⁻¹];
 r - współczynnik odbicia (refleksyjność);
 r_{ah}, r_{av} - dyfuzyjne opory turbulencyjne odpowiednio na transport ciepła i pary wodnej [s·m⁻¹];
 r_c - opór aparatów szparkowych roślin na transport pary wodnej [s·m⁻¹];
 r_{cp} - potencjalna wartość oporu aparatów szparkowych [s·m⁻¹];
 r_{II} - efektywny aerodynamiczny opór na przenoszenie ciepła i promieniowania długofalowego [s·m⁻¹];
 R_i - liczba Richardsona;
 R_l - radiacja słoneczna długofalowa [W·m⁻²];
 R_{lh} - gęstość strumienia salda promieniowania długofalowego [W·m⁻²];
 R_n - gęstość strumienia salda promieniowania [W·m⁻²];
 r_s - dyfuzyjny opór roślin na transport pary wodnej [s·m⁻¹];
 R_s - gęstość strumienia promieniowania słonecznego krótkofalowego dochodzącego do powierzchni [W·m⁻²];
 T - temperatura bezwzględna obiektu [K];
 T_g - temperatura gleby [K];
 T_a - temperatura powietrza [K] mierzona na wysokości odniesienia z_a ;

- T_c - temperatura pokrywy roślinnej [K]; temperatura radiacyjna pokrywy roślinnej w komfortowych warunkach wodnych [K];
 T_r - temperatura radiacyjna ciała rzeczywistego [K];
 T_s - temperatura radiacyjna pokrywy roślinnej w warunkach ograniczonej dostępności wody glebowej [$^{\circ}\text{C}$];
 T_{sf} - całkowita temperatura powierzchni ładu przy nie pełnym pokryciu projekcyjnym gleby [K];
 T_1 - temperatura termodynamiczna ciała [K];
 $(T_c - T_a)_{il}$ - dolna granica różnicy temperatury ładu i temperatury powietrza [K];
 $(T_c - T_a)_{ul}$ - górna granica różnicy między temperaturą roślin a temperaturą powietrza [K];
 u - prędkość wiatru [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$];
 u_* - prędkość dynamiczna (tarciova) określająca efektywność przenoszenia pędu z powietrza przepływającego nad podłożem w kierunku tego podłoża [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$];
 v - wektor prędkości powietrza [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$];
 v_{2m} - prędkość wiatru mierzona na wysokości 2 m nad powierzchnią gleby [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$];
 W - energia emitowana przez ciało doskonale czarne o danej temperaturze [J];
 W_a - wilgotność względna powietrza [%];
 W_{rz} - energia emitowana przez ciało rzeczywiste o danej temperaturze [J];
 $W_{\lambda b}$ - gęstość strumienia energii promieniowania ciała doskonale czarnego dla danej długości fali [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\mu\text{m}^{-1}$];
 z - głębokość w profilu glebowym [m];
 z_0 - szorstkość aerodynamiczna powierzchni [m];
 z_a - poziom odniesienia, na którym dokonywany jest pomiar prędkości wiatru i temperatury powietrza [m];
 z_{om}, z_{oh} - parametry szorstkości powierzchni odpowiednio dla pędu i ciepła jawnego [m];
 θ - temperatura potencjalna [K];
 Θ - wilgotność gleby [$\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$];
 Ω - częstość kątowna wektora obrotu w układzie prawoskrętnym [$\text{rad}\cdot\text{s}^{-1}$];
 $-\Psi$ - potencjał wody wyrażony jako wartość ujemna [$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$];
 Ψ_g - potencjał wody glebowej [$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$];
 α_s, α_l - współczynniki odbicia powierzchni odpowiednio dla promieniowania krótkofalowego i długofalowego;
 α - albedo powierzchni parującej;
 $\delta W/\delta t$ - intensywność gromadzenia energii na jednostkę powierzchni danej warstwy [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$];

- ε_c - współczynnik emisyjności pokrywy roślinnej;
 ε_s - współczynnik emisyjności gleby;
 ε - współczynnik emisyjności powierzchni;
 ε_a - współczynnik emisyjności powietrza;
 γ - stała psychrometryczna [$\text{Pa} \cdot \text{K}^{-1}$];
 η - współczynnik lepkości dynamicznej [$\text{N} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}$];
 λ - długość fali [m]; przewodnictwo cieplne gleby [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$];
 ρ - gęstość powietrza [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$];
 ρ_d - gęstości powietrza suchego [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$];
 ρ_v - aktualna gęstość pary wodnej w powietrzu [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$];
 σ - stała Stefana-Boltzmann = $5,6697 \cdot 10^{-8}$ [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$];

1. WSTĘP

Badanie zasobów wodnych gleby w aspekcie produkcji roślinnej ma istotne znaczenie poznawcze i praktyczne. Rośliny w czasie swojego rozwoju fizjologicznego potrzebują dużych ilości wody. Na przykład dla wyprodukowania jednego kilograma suchej masy, trawy potrzebują ok. 600 kg wody. W badaniach statusu wodnego roślin stosuje się metody pośrednie opierające się na pomiarach licznych parametrów roślinnych, glebowych, jak i meteorologicznych. Wzajemne związki tych mierzonych wielkości pozwalają określać stopień niedoboru wody w roślinie. Dane zbierane w wybranych punktach pomiarowych, muszą być ekstrapolowane na duże obszary, co wiąże się z koniecznością uwzględnienia zmienności przestrzennej tych parametrów. Niesie to za sobą możliwość wystąpienia dużych błędów.

W ostatnich dziesięcioleciach zaistniała możliwość wykorzystywania materiałów teledetekcyjnych w formie termalnych zobrazowań lotniczych i satelitarnych w różnych dziedzinach gospodarki, między innymi w rolnictwie, w produkcji roślinnej. W warunkach polskiego rolnictwa, gdzie w strukturze agrarnej przeważają małe pola uprawne, z wysokich pułapów odwzorowują się dobrze jedynie duże obszary użytków zielonych i lasów.

Istnieje olbrzymia ilość mono- i wielospektralnych zobrazowań o bardzo dobrej rozdzielczości geometrycznej i radiometrycznej. Zawierają one ogromne ilości danych o badanych obiektach. Wraz z rozwojem systemów przetwarzania i interpretacji obrazów lotniczych i satelitarnych konieczne jest intensywne prowadzenie badań podstawowych, mających na celu wyjaśnienie zjawisk odbicia promieniowania słonecznego, emisji promieniowania temperaturowego obiektów naturalnych oraz związków między intensywnością promieniowania a własnościami tych obiektów.

Woda, która ulega wyparowaniu czy to z powierzchni zbiorników wodnych, czy też z powierzchni łądów w tym powierzchni gleby lub pokrywy roślinnej, staje się niedostępna do wykorzystania przez człowieka. Ważnym zagadnieniem w polskiej agrometeorologii jest umiejętność określania konsumpcyjnego zużycia wody przez parowanie, szczególnie w warunkach niekorzystnego bilansu wodnego i ograniczonych zasobów wodnych.

Parowanie jest zjawiskiem fizycznym, które polega na przejściu fazowym wody ze stanu ciekłego w stan gazowy. W przypadku parowania z wolnej powierzchni wody lub z gleby używamy terminu ewaporacja, natomiast parowanie z

wnętrza roślin poprzez aparaty szparkowe określa się terminem transpiracja. Ponieważ w konkretnych pomiarach i obliczeniach trudno jest oddzielić parowanie z gleby i z roślin, używa się łącznej wielkości parowania nazwanej ewapotranspiracją. Gdy określa się parowanie z dużego, jednorodnego obszaru, takiego jak zlewnia czy region, używa się terminu parowanie terenowe lub ewapotranspiracja obszarowa.

Aby woda mogła parować w sposób ciągły z wilgotnej powierzchni, muszą być spełnione następujące warunki:

- zewnętrzne źródło (np. Słońce) musi dostarczać energii potrzebnej do przejścia fazowego wody w postaci cieczy w parę wodną, pochłanianej jako ciepło utajone;

- stężenie pary wodnej musi spadać w kierunku od powierzchni parującej do otoczenia;

Obydwa te warunki są ściśle związane z prawami zachowania energii i masy. Prawo zachowania energii wymaga, aby ciepło użyte na parowanie i inne procesy było równe ciepłu dostarczonemu do powierzchni. Prawo zachowania masy wymaga, aby intensywność, z jaką para wodna jest usuwana z powierzchni parującej, była równa intensywności, z jaką jest ona przenoszona turbulencyjnie przez atmosferę.

Rozróżnia się ewapotranspirację potencjalną i ewapotranspirację rzeczywistą. Określenia ewapotranspiracja potencjalna użył po raz pierwszy Thornthwaite w 1948 roku. Termin ten jest powszechnie używany, chociaż przez badaczy jest różnie rozumiany. Najczęściej ewapotranspirację potencjalną dla danego rodzaju roślinności definiuje się jako sumaryczne parowanie z roślin i gleby przy nieograniczonym dostępie wody glebowej dla roślin i z uwzględnieniem aktualnych wartości poszczególnych wielkości meteorologicznych. Według Brutseart'a [17] ewapotranspiracja potencjalna jest to maksymalna intensywność ewapotranspiracji, jaką posiadałaby w danych warunkach meteorologicznych duża powierzchnia pokryta całkowicie i w sposób jednolity przez aktywnie rosnącą roślinność z nieograniczoną dostępnością wody glebowej. Przyjmuje się w tej definicji, że powierzchnia jest duża, aby wyeliminować wpływ zjawiska lokalnej adwekcji na przebieg ewapotranspiracji. Podobnie według Kędziory [61] ewapotranspiracja potencjalna jest to parowanie z danego terenu pokrytego niską roślinnością przy nieograniczonym dostępie wody glebowej.

Efekty biologiczne, takie jak stadium rozwoju roślin czy opór aparatów szparkowych na dyfuzję pary wodnej, mogą w sposób istotny wpływać na intensywność ewapotranspiracji. Dlatego niektórzy autorzy preferują używanie poję-

cia ewaporacji potencjalnej, rozumianej jako parowanie z dowolnej dużej jednolitej powierzchni dostatecznie mokrej tak, aby powietrze w kontakcie z nią było całkowicie nasycone masą wody (np. zbiornik wody stojącej).

Znajomość ewapotranspiracji potencjalnej jest niezbędna w projektowaniu systemów irygacyjnych, gdyż określa ona niezbędną ilość wody, jaka musi być zapewniona dla danego obszaru rolniczego.

W ostatnich latach powszechnie stosowaną procedurą przy określaniu ewapotranspiracji potencjalnej dla różnych gatunków roślin jest najpierw oszacowanie ewapotranspiracji potencjalnej odniesienia dla powierzchni standardowych (trawa, lucerna), a następnie stosowanie odpowiednich empirycznych współczynników roślinnych [3, 4, 30, 31, 34, 104, 137].

Ewapotranspiracja rzeczywista jest to ilość wody odprowadzona do atmosfery wskutek parowania z gleby oraz z masy roślinnej w wyniku transpiracji w istniejących warunkach meteorologicznych i przy aktualnym stanie uwilgotnienia gleby [61]. Ewapotranspiracja rzeczywista zależy od czynników meteorologicznych, glebowych, biologicznych i agrotechnicznych.

2. ZNACZENIE WODY W ŻYCIU ROŚLIN

Rośliny żyją i rozwijają się w określonym środowisku. Środowisko oddziałuje na rośliny poprzez tzw. czynniki środowiska, czyli glebę, wodę, temperaturę, światło, powietrze. W istocie każda zewnętrzna siła, substancja lub warunki oddziałujące na organizmy stanowią czynniki środowiska. Wszystkie czynniki środowiska nie są tak samo ważne w wybranym momencie. Znaczenie pojedynczego czynnika wzrasta i zaczyna on wywierać ograniczający wpływ wówczas, gdy jego wartość zaczyna przekraczać granice, w których organizm jest zdolny bądź tolerować jego znaczną intensywność, bądź jest w stanie przeżyć przy niskiej jego intensywności. Na przykład dla każdego gatunku roślin istnieją maksymalne i minimalne wartości temperatury, które on jeszcze znosi. Pomiędzy tymi ekstremalnymi wartościami leży zakres temperatury, w obrębie którego jej wahania wywierają stosunkowo słaby wpływ na przeżywanie gatunku. Zakres ten wyznacza granice optymalnych wartości omawianego czynnika. Jest to podstawowa zasada ekologiczna. Druga zasada mówi, że minimalne, maksymalne i optymalne wartości danego czynnika nie są stałe, lecz zmieniają się zależnie od innych warunków, w których organizm się rozwija.

2.1. Fizjologiczne funkcje wody

Woda jest podstawowym czynnikiem w życiu organizmów żywych. Jest doskonałym rozpuszczalnikiem dla licznych substancji. Przejście substancji do roztworu zapewnia swobodną dyfuzję cząsteczek i jonów, co umożliwia niezbędne dla przebiegu reakcji zbliżenia cząsteczek reagujących związków. Woda stanowi medium, w którym następuje transport substancji odżywczych od strefy korzeniowej do innych części rośliny. Woda jest substratem w wielu reakcjach biochemicznych zachodzących w roślinach. Jest przyłączana w reakcjach hydrolizy, dostarcza wodoru w procesie fotosyntezy, bierze udział w reakcjach z różnymi związkami. Woda, występująca w wakuolach, zapewnia komórkom stan jędrności (turgoscencji) wskutek przebiegających procesów osmotycznych. Ma ona duże ciepło właściwe oraz duże ciepło parowania, dzięki czemu jest czynnikiem biorącym udział w regulowaniu temperatury rośliny. Woda jest zatem uniwersalnym czynnikiem w procesach życiowych, gdyż ze względu na swoje właściwości fizyczne i chemiczne, umożliwia zachodzenie reakcji niezbędnych dla prawidłowego przebiegu czynności życiowych. Obniżenie zawartości wody poniżej pewnego poziomu powoduje taki jej stan energetyczny, że ulega zmniejszeniu natężenie wielu istotnych procesów fizjologicznych, co może doprowadzić roślinę do śmierci.

Stan energetyczny wody w roślinie i glebie decyduje o tym, czy procesy fizjologiczne przebiegają w sposób optymalny, czy występuje stres wodny roślin.

2.2. Stan energetyczny i ruch wody w glebie

2.2.1. Potencjał wody glebowej

Gleba jest rozpatrywana jako wieloskładnikowy system termodynamiczny opisany poprzez zespół wielkości makroskopowych, takich jak temperatura, ciśnienie, objętość, entropia, masy molowe poszczególnych komponentów. Sposób opisu tego systemu zależy od procesów, które mają być uwzględnione. Do opisu stanu energetycznego wody w glebie stosuje się funkcję stanu nazywaną potencjałem termodynamicznym lub energią swobodną Gibbsa. Wielkość charakteryzującą zmianę potencjału termodynamicznego, która jest wywołana zmianą zawartości danego komponenta, nazywa się parcjalaną właściwą energią komponenta i lub jego potencjałem chemicznym μ_i . W odniesieniu do wody glebowej jako składnika gleby, potencjał chemiczny μ przyjęto nazywać potencjałem wody glebowej. Różniczka zupełna potencjału wody glebowej μ jest wyrażona wzorem:

$$d\mu = \left(\frac{\partial\mu}{\partial\Theta}\right)d\Theta + \left(\frac{\partial\mu}{\partial p}\right)dp + \left(\frac{\partial\mu}{\partial c}\right)dc + \left(\frac{\partial\mu}{\partial T}\right)dT + g dz \quad (1)$$

gdzie: Θ - wilgotność gleby, p - ciśnienie, c - koncentracja soli w roztworze glebowym, T - temperatura, g - przyspieszenie grawitacyjne, z - odległość od umownego punktu zerowego.

Dla potencjału wody glebowej jako funkcji termodynamicznej wyznaczenie wartości absolutnych jest niemożliwe. Wyznacza się natomiast jego wartości w stosunku do umownego stanu, zwanego stanem odniesienia. Jest nim potencjał czystej wody swobodnej, będącej pod normalnym ciśnieniem atmosferycznym, umieszczonej na umownym zerowym poziomie w polu grawitacyjnym w temperaturze odniesienia. Zgodnie z definicją Komisji Terminologii Fizyki Gleby Międzynarodowego Towarzystwa Gleboznawczego z 1976r. całkowity potencjał wody w glebie o temperaturze T_0 jest to ilość pracy użytej na jednostkę masy czystej wody ($J \cdot kg^{-1}$), która musi być wykonana przy pomocy zewnętrznych sił, aby przenieść w sposób odwracalny i izotermiczny nieskończenie małą ilość wody ze stanu odniesienia S_0 do fazy ciekłej gleby w badanym punkcie.

Równanie (1) po scałkowaniu i wyrażeniu potencjału względem poziomu zerowego przyjmuje postać:

$$\mu = (\mu_{\Theta})_{T_0} + (\mu_p)_{T_0} + (\mu_c)_{T_0} + gz + \int_{T_0}^T s dT \quad (2)$$

gdzie: $(\mu_{\Theta})_{T_0}$ - składowa związana ze zmianami wilgotności, tzw. potencjał macierzowy, $(\mu_p)_{T_0}$ - składowa związana ze zmianami ciśnienia zewnętrznego, tzw.

potencjał ciśnieniowy, $(\mu_c)_{T_0}$ - składowa związana z koncentracją soli w roztworze glebowym, tzw. potencjał osmotyczny, $gz = \mu_g$ - składowa charakteryzująca działanie pól zewnętrznych, tzw. potencjał grawitacyjny, gdzie z jest odległością

od umownego poziomu zerowego, $\int_{T_0}^T s dT$ - uwzględnia zmiany potencjału w wy-

niku zmian temperatury, s jest cząstkową właściwą entropią wody. Wymiarem potencjału wody glebowej jest $J \cdot kg^{-1}$ lub $J \cdot m^{-3}$, $J \cdot mol^{-1}$.

Ponieważ $J \cdot m^{-3} = N \cdot m^{-2}$, stąd potencjał wody glebowej może być wyrażany w jednostkach ciśnienia tj. hPa, bar, cm H₂O. Ponieważ wartości potencjału wyrażone w jednostkach ciśnienia zmieniają się w bardzo szerokim zakresie, zaproponowano pojęcie pF potencjału wody glebowej, stanowiącego logarytm dziesiętny ciśnienia ekwiwalentnego wyrażonego w cm H₂O. Wartości pF w relacji do innych jednostek potencjału wody glebowej przedstawia tabela 1. W niniejszej pracy wartości potencjału wody glebowej wyrażone są w jednostkach pF, w cm H₂O i barach.

Tabela 1. Relacje pomiędzy wartościami pF a równoważnymi jednostkami ciśnienia

Table 1. Relations between pF values and equivalent pressure units

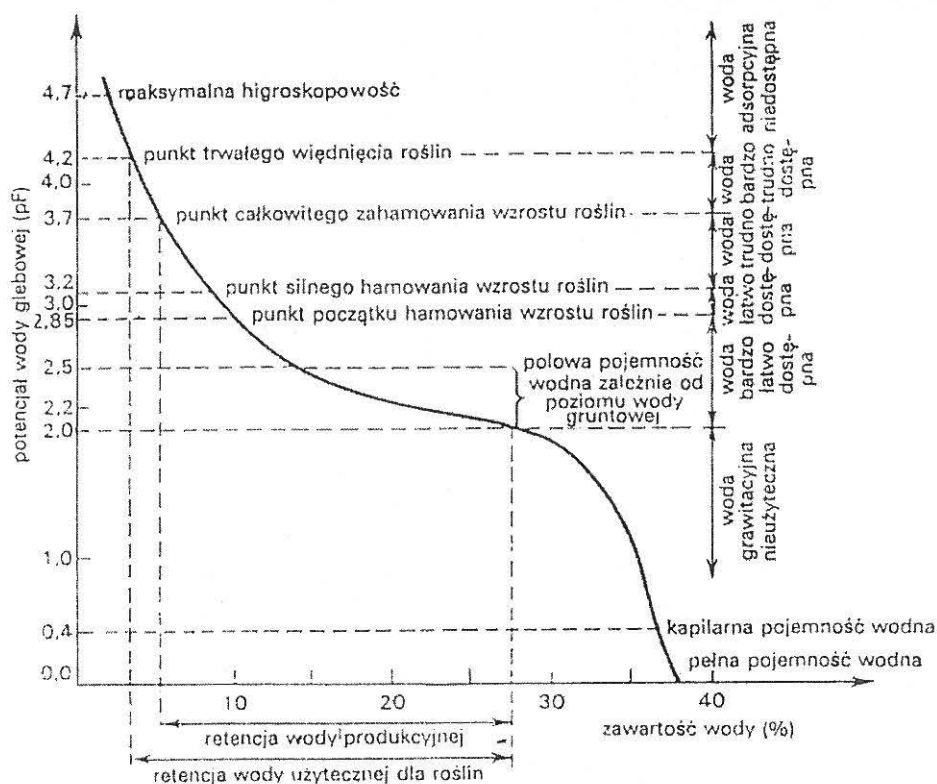
PF	$J \cdot m^{-3}$	Pa	cm H ₂ O	bar
0,4	245	246,13	2,51	0,0025
1,0	981	980,60	10,00	0,0098
1,5	3100	3100,66	31,62	0,031
2,0	9810	9806,00	100,00	0,098
2,2	15596	15541,53	158,49	0,155
2,3	19620	19565,91	199,53	0,196
2,7	49050	49146,69	501,19	0,491
3,0	98100	98060,00	1000,00	0,981
3,4	245250	246315,93	2511,89	2,463
4,2	1471500	1554146,08	15848,93	15,541

Przy praktycznych pomiarach potencjału wody glebowej mierzymy tzw. ciśnienie ekwiwalentne tj. ciśnienie, którym należy działać na roztwór glebowy w celu zahamowania przenikania przez ośrodki półprzepuszczalne czystej wody do roztworu glebowego, w którym woda ma niższy potencjał. Można działać również podciśnieniem na czystą wodę. Przyrządami stosowanymi w tych pomiarach

są tensjometri czy też komory Richardsa. Całkowity potencjał wody we wszystkich fazach jest w równowadze, zatem można wyznaczać potencjał w dowolnej fazie. W niektórych przypadkach wygodnie jest mierzyć całkowity potencjał wody glebowej poprzez wyznaczenie względnej prężności pary wodnej w próbce. Związek potencjału wody z względną prężnością pary wodnej w próbce dla zakresu 98,5-100% wykorzystany został w konstrukcji przyrządu firmy WESCOR.

2.2.2. Krzywa retencji wodnej

Podstawową charakterystyką właściwości wodnych gleby jest zależność potencjału wody glebowej od wilgotności gleby. W praktyce wykres zależności pF od wilgotności gleby nazywa się krzywą pF, bądź krzywą retencji wodnej. Każda gleba ma swoją charakterystyczną krzywą pF i zawiera ona m. in. informacje na temat dostępności wody glebowej dla roślin. Na krzywej pF wyróżnia się następujące zakresy dostępności wody glebowej dla roślin (Rys.1).



Rys. 1. Krzywa retencji wodnej gleby wg. Turskiego i in. [73]

Fig.1. Soil water retention curve after Turski et. al. [73]

Poniżej wartości pF 1,8 mamy do czynienia z tzw. wodą grawitacyjną, występującą w glebie po obfitych opadach deszczu lub bezpośrednio po nawodnieniu. W takim przypadku gleba jest nadmiernie uwilgotniona i panują w niej niekorzystne warunki tlenowe dla roślin. Zdolność do retencjonowania wody w konkretnych warunkach wbrew siłom grawitacji wyrażona jest za pomocą polowej pojemności wodnej w zakresie wartości pF od 1,8 do 2,7 a nawet 3,4 w zależności od rodzaju gleby i położenia lustra wody gruntowej. Od wartości pF 2,0 do 3,0 wyróżnia się wodę łatwo dostępną. Wartość pF 3,0 określa wartość krytyczną wilgotności, poniżej której następuje ograniczenie dostępności wody glebowej dla roślin. Od pF 3,0 do 4,2 wyróżnia się wodę trudno dostępną i powyżej pF 4,2 wodę niedostępną.

Przy osuszaniu próbki glebowej wartości potencjału wody glebowej są inne dla danej wartości wilgotności niż w procesie nawilżania tejże próbki, co świadczy o tym że jest to niejednoznaczna zależność. Podobnie jak w przypadku innych charakterystyk fizycznych gleby, mamy do czynienia ze zjawiskiem histerezy. Histereza spowodowana jest dużym zróżnicowaniem wielkości i nieregularnością kształtów porów glebowych, wodą zaadsorbowaną przez powierzchnię fazy stałej gleby i kątem kontaktu pomiędzy powierzchnią fazy stałej i powierzchnią kontaktu woda-powietrze w glebie, czyli tzw. kątem zwilżania. Wpływ na relację wilgotność-potencjał wody ma droga, po jakiej został osiągnięty dany stan termodynamiczny gleby.

2.2.3. Ruch wody w glebie

Koncentracja wody glebowej ulega zmianom wskutek filtracji wody opadowej, ewaporacji, pobierania wody przez rośliny. Woda glebowa ulega ciągłemu przemieszczaniu się wywołanemu istnieniem różnicy potencjałów wody glebowej oraz dynamicznych gradientów temperatury. Największe zmiany wilgotności gleby następują w przypowierzchniowych warstwach gleby, gdzie najsilniej oddziałują czynniki zewnętrzne i rośliny poprzez system korzeniowy. Intensywność ruchu wody w glebie w warunkach izotermicznych zależy od rozkładu granulometrycznego materiału glebowego, jego stopnia zagęszczenia oraz różnicy potencjałów.

Jednowymiarowy przepływ wody w glebie opisuje równanie Darcy:

$$\vec{q} = -K(\Theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (3)$$

gdzie \vec{q} - strumień wody (ilość wody przepływającej w jednostce czasu przez jednostkową powierzchnię prostopadłą do kierunku z), Θ - wilgotność objęto-

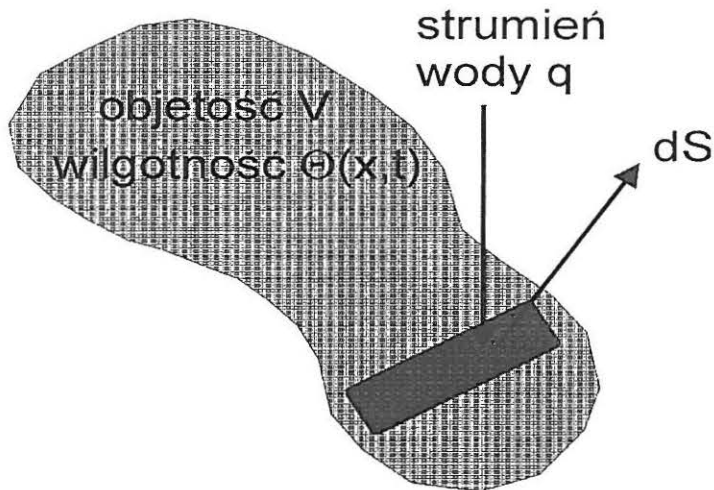
ściowa gleby, Ψ - potencjał wody glebowej, K - współczynnik przewodnictwa wodnego będącego funkcją wilgotności Θ .

W przypadku stanu nasycenia wodą na ogół przyjmuje się, że K jest wielkością stałą dla danego rodzaju gleby, natomiast w stanie nienasyconym K zmienia się nawet o kilka rzędów wielkości wraz ze zmianami wilgotności. Wraz ze zmniejszaniem się wilgotności pory glebowe o największych rozmiarach, a więc najlepiej przewodzące wodę, opróżniają się. Woda pozostaje w porach o mniejszych rozmiarach, słabiej przewodzących. Gwałtowne zmniejszenie się przewodnictwa wodnego gleby o dużej porowatości, np. piaszczystej, wraz ze spadkiem wilgotności może silnie wpłynąć na pogłębienie się stresu wodnego roślin.

Proces przepływu wody w profilu glebowym może być opisany przy pomocy zasady zachowania masy, co wyraża się równaniem:

$$\frac{\partial}{\partial t} \iiint_V \Theta dV = \iint_S \vec{q} d\vec{S} \quad (4)$$

gdzie: \vec{q} - strumień wody [$\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$], $d\vec{S}$ - element powierzchni [cm^2],
 dV - element objętości [cm^3], t - czas [s].



Rys. 2. Schematyczne przedstawienie zasady zachowania masy [131]

Fig.2. Schematic presentation of mass preservation principle [131]

Dla pola źródłowego równanie (4) można przekształcić do postaci różniczkowej, otrzymując równanie ciągłości:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{q} = f(\vec{r}, t) \quad (5)$$

gdzie ∇ - operator różniczkowy nabla, a $f(\vec{r}, t)$ - funkcja źródłowa zależna od położenia i czasu.

System korzeniowy jest właśnie takim ujemnym źródłem wody, którego wydajność zależy od warunków zewnętrznych i okresu fenologicznego rośliny. Pobierając wodę glebową roślina silnie redukuje wilgotność wokół systemu korzeniowego. Powstaje duża różnica potencjałów wody w roślinie i wody glebowej. Mimo dużej różnicy potencjałów ograniczona dyfuzja wody glebowej przy niskiej wilgotności gleby może ograniczać swobodną konsumpcję wody przez rośliny. Przy najniższych wartościach wilgotności gleby woda dyfunduje do systemu korzeniowego głównie w postaci pary wodnej. Mamy wówczas do czynienia z wodą związaną siłami adsorpcyjnymi, tzw. wodą higroskopową (ściśle związaną), oraz błonkową (luźno związaną).

Do opisu pionowego ruchu wody w homogenicznym profilu glebowym stosuje się jednowymiarowe równanie Richardsa w postaci:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\Theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) + f(z, t) \quad (6)$$

łącznie w sobie równanie Darcy i równanie ciągłości. Równanie to (6) wykorzystywane jest w licznych jednowymiarowych hydrologicznych submodelach będących elementem złożonych modeli wzrostu i plonowania roślin.

Równanie to może być wykorzystywane do oceny dostępności wody w różnych warunkach glebowo-klimatycznych, a zatem może być pomocne w interpretacji termalnych obrazów pod kątem oceny stresu wodnego roślin.

2.3. Pobór wody przez rośliny

Roślina pobiera wodę głównie poprzez system korzeniowy. W pierwszym etapie transportu woda przedostaje się promieniowo do ksylemu czyli wiązki naczyń przewodzących. Następnie woda przemieszcza się w ksylemie do liści. Z liści wyparowywana jest poprzez komórki mezofilu i kutikuli, a głównie poprzez szparki, do atmosfery. Część wody pobranej przez roślinę jest transportowana poprzez floem do komórek, w których ma miejsce fotosynteza.

O przemieszczaniu się wody z roztworu glebowego do rośliny a następnie wskutek transpiracji do atmosfery decydują dwa procesy: bierny i aktywny. Proces bierny przemieszczania się wody w układzie gleba-roślina-atmosfera występuje przy intensywnej transpiracji. O intensywności transpiracji decyduje różnica potencjału wody w roślinie i potencjału wody w atmosferze, uwarunkowanego niedosytem wilgotności powietrza i temperaturą. Potencjał pary wodnej w atmos-

ferze przy wilgotności względnej powietrza np. 50% w temperaturze 20⁰C wynosi aż -94,1 MPa. W liściach roślin w tych samych warunkach potencjał wody może osiągać wartości do minus kilku MPa. Tak duża różnica potencjałów świadczy o tym, że atmosfera jest potężną "pompą" wymuszająca ruch wody z roślin do otaczającego ją powietrza. Ubytki wody z rośliny są uzupełniane pobieraną wodą z gleby zależnie od różnicy potencjałów wody w glebie i roślinie.

Woda z rośliny paruje poprzez pory w ścianach komórek mezofilu i kutikuli. W porach tych tworzą się meniski wklęsłe wskutek napięcia powierzchniowego. W tej sytuacji powstaje pod meniskiem ciśnienie niższe od atmosferycznego, umożliwiające podsiąk wody w ksylemie całej rośliny. Ciśnienie podsiąku kapilarnego osiąga wartości -3 MPa. Jest to tzw. kohezyjny mechanizm pobierania i przewodzenia wody w roślinie.

Aktywny mechanizm pobierania i przewodzenia wody przez roślinę opiera się na teorii tzw. parcia korzeniowego. Parcie korzeniowe jest wynikiem różnicy potencjałów wody w ksylemie korzenia (większe stężenie roztworu) i w glebie (mniejsze stężenie). Woda osmotycznie przemieszcza się z gleby do korzenia. W przypadku silnego zasolenia może nastąpić taka sytuacja, że stężenie roztworu w korzeniu jest dużo niższe niż roztworu glebowego. Wówczas roślina nie może pobierać wody glebowej.

Pobór wody glebowej jest także utrudniony w warunkach dużej ewapotranspiracji potencjalnej a przy małym współczynniku dyfuzji wodnej gleby. Mimo dużej różnicy potencjałów wody w roślinie i w glebie, intensywność przemieszczania się wody w glebie do korzenia może być za mała, a ewapotranspiracja rzeczywista może być silnie ograniczona. Sytuacja ta prowadzi do stresu wodnego rośliny.

Dla wyjaśnienia zjawiska parcia korzeniowego stworzone zostały modele, w których przejścia do poszczególnych anatomicznych części korzenia takich jak epiderma, endoderma, ksylem traktowane są jako błony półprzepuszczalne.

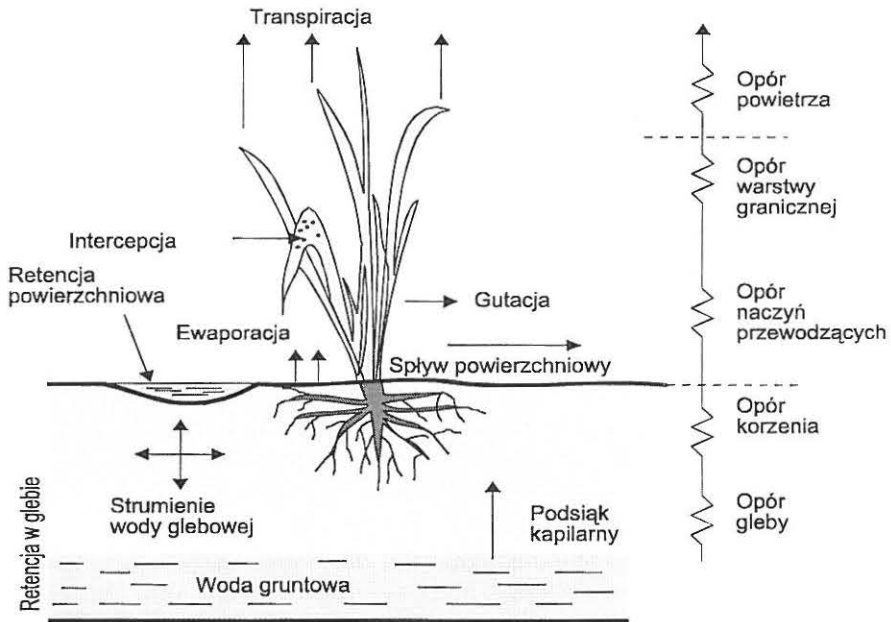
Inną próbą wyjaśnienia pobierania i przewodzenia wody w roślinie jest teoria grawiosmozy. Ksylem rośliny jest w niej traktowany jako system ułożonych pionowo przedziałów wypełnionych roztworami o różnej koncentracji, połączonych poziomo zorientowanymi błonami półprzepuszczalnymi. W systemie takim pojawia się tzw. siła grawiosmozy wywołująca pionowy ruch wody.

W wielu modelach przepływu wody w układzie gleba-roślina-atmosfera stosuje się oporową teorię transportu wody. Zgodnie z nią gęstość strumienia przemieszczającej się wody jest wprost proporcjonalna do gradientu potencjałów między kolejnymi elementami układu, a odwrotnie proporcjonalna do oporu, jaki występuje w tych elementach i na przejściu między nimi. Modele oporowe są konstruowane jako analogi obwodów elektrycznych, przy czym rolę oporników spełniają naturalne bariery transportu wody, a rolę kondensatorów elementy ją

magazynujące. Rys. 3 obrazuje przemieszczanie się wody od poziomu wody gruntowej poprzez glebę i roślinę do atmosfery oraz towarzyszące temu ruchowi opory. Woda gruntowa przedostaje się do strefy nienasyconej poprzez podsiąk kapilarny. W strefie tej ruch wody odbywa się w różnych kierunkach w zależności od występujących różnic potencjału wody glebowej. Właściwości macierzy glebowej, takie jak gęstość fazy stałej gleby, rozkład granulometryczny, skład mineralogiczny i agregatowy, wilgotność i potencjał wody glebowej determinują opór gleby dla wody przemieszczającej się w kierunku korzenia.

O oporze korzeni na przepływ wody decyduje potencjał wody w korzeniu, a o oporze przejścia gleba-korzeń decydują wartości potencjału wody w glebie i korzeniu, a także jakość kontaktu gleba-korzeń, szczególnie istotna w przypadku gleb pęczniejących i kurczących się.

W roślinach woda przewodzona jest wiązkami naczyń przewodzących i cewkami. W zasadzie są one biernymi elementami transportu wody, a o oporze naczyń przewodzących decydują w głównej mierze parcie korzeniowe i potencjał wody w liściach. W szczególnym przypadku niektórych roślin, gdy występuje parcie korzeniowe i jednocześnie potencjał wody w liściach jest równy zeru, co ma miejsce w warunkach wilgotności względnej powietrza ok. 100%, woda wypływa na powierzchnię roślin. Zjawisko to nazywamy gutacją.



Rys. 3. Ruch wody w układzie gleba-roślina-atmosfera

Fig. 3. Water movement in soil-plant-atmosphere system

Opór warstwy granicznej stanowią opory przejścia pary wodnej z wnętrza komory przyszparkowej na zewnątrz, o którym decyduje różnica ciśnienia we wnętrzu komory i na zewnątrz liścia, oraz opór aerodynamiczny powietrza, zderminowany przez różnicę ciśnienia pary wodnej na powierzchni liścia i w atmosferze.

Ostatni, przedstawiony na Rys. 3 opór aerodynamiczny, zależy od pionowych gradientów prędkości wiatru, temperatury i prężności pary wodnej w przyziemnej warstwie atmosfery.

2.4. Stres wodny roślin

W odniesieniu do roślin istnieje analogiczne do występującego w mechanice pojęcie stresu biologicznego, które jest trudne do zdefiniowania, ponieważ najczęściej nie mamy do czynienia z bezpośrednim działaniem sił na roślinę, co powoduje w niej naprężenia lub odkształcenia, lecz raczej z wymianą energii z otoczeniem. Roślina posiada mechanizmy przeciwdziałania skutkom oddziaływania niekorzystnych czynników zewnętrznych. Odkształcenie związane ze stresem biologicznym niekoniecznie odwzorowuje się zmianą wymiarów poszczególnych części rośliny, lecz może wiązać się z procesami chemicznymi w roślinie.

Przez stres biologiczny należy rozumieć stan fizyczny rośliny wywołany działaniem czynnika zewnętrznego, objawiający się zaburzeniami jej procesów fizjologicznych. Wyróżnia się stres termiczny spowodowany zbyt wysoką lub za niską temperaturą, lub gwałtowną zmianą wartości temperatury, stres wodny związany z deficytem wody (susza) lub tlenowy związany z jej nadmiarem (zalanie wodą), stres chemiczny wywołany zbyt wysokim stężeniem soli lub jonów w glebie albo działaniem na rośliny herbicydów lub środków owadobójczych, stres wywołany promieniowaniem elektromagnetycznym o dużej intensywności w różnych zakresach spektrum oraz stres wywołany przez takie czynniki zewnętrzne, jak wiatr, ciśnienie, pole magnetyczne itd.

Niniejsza praca dotyczy stresu wodnego wywołanego niedoborem wody w środowisku rośliny. Ze stresem wodnym mamy do czynienia w sytuacji, gdy obniża się zawartość wody w komórkach rośliny do wartości powodującej zakłócenie jej czynności fizjologicznych. Ma to miejsce wówczas, gdy transpiracja z rośliny jest wyższa niż pobieranie wody z gleby. Pierwszym symptomem wystąpienia stresu wodnego jest obniżenie turgoru komórek roślinnych. Dłuższy okres występowania sytuacji stresowej powoduje zakłócenia w podziale komórek, co powoduje hamowanie wzrostu rośliny. Innymi konsekwencjami stresu wodnego jest zmniejszenie zawartości chlorofilu oraz zakłócenie równowagi hormonalnej i enzymatycznej.

Objawy stresu wodnego takie jak ograniczenie syntezy białek lub zakłócenia w metabolizmie pojawiają się dla różnych gatunków roślin przy różnych wartościach potencjału wody w komórkach. Bardziej odporne na stres wodny są rośliny niższe, które potrafią przetrwać okres niedoboru wody poprzez obniżenie aktywności metabolicznej. Rośliny uprawne rozwijające się w warunkach często powtarzającego się lub w czasie długotrwałego stresu wodnego wydają plon o 15-30% niższy. W wyniku stresu wodnego następuje niedorozwój poszczególnych części rośliny, np. zanik owoców, wczesne opadanie liści, krótszy system korzeniowy. Jednocześnie roślina broni się przed ujemnymi skutkami niedoboru wody. Zmniejsza tempo transpiracji poprzez zamykanie aparatów szparkowych. U roślin w stresie wodnym może występować korkowacenie korzeni jako mechanizm zapobiegający utracie wody przez korzenie do silnie przesuszonej gleby.

Innym objawem stresu wodnego roślin jest szybka akumulacja kwasu abscysynowego, który kontroluje między innymi proces transpiracji poprzez zamykanie aparatów szparkowych. Istnieje współzależność pomiędzy zdolnością do syntezy kwasu abscysynowego a reakcją szparek na stres wodny [5].

3. PODSTAWY FIZYCZNE TRANSPORTU MASY, PĘDU I ENERGII W GRANICZNEJ WARSTWIE ATMOSFERY

Ewapotranspiracja opisywana jest fizycznymi procesami wymiany masy, pędu i energii. Omówienie tych procesów jest konieczne do zrozumienia niektórych metod wyznaczania ewapotranspiracji. Zachodzą one w dolnej warstwie troposfery, zwanej warstwą graniczną atmosfery. W odróżnieniu od atmosfery swobodnej, w której dominuje konwekcja swobodna, w warstwie granicznej atmosfery procesy te mają charakter turbulencyjny, na co ma głównie wpływ oddziaływanie warstwy powietrza i szorstkiej powierzchni. Warstwa graniczna atmosfery dzieli się na graniczną warstwę zewnętrzną, przypowierzchniową warstwę graniczną oraz warstwę laminarną. W granicznej warstwie zewnętrznej, na wysokości od ok. 10 do 2000 m, powierzchnia bardzo słabo oddziałuje na transport masy, energii i pędu, a dominuje w niej prędkość przepływu niezakłóconego. Decydujący wpływ w tej warstwie na ruch mas powietrznych ma gradient ciśnienia i siła Coriolisa.

W przypowierzchniowej warstwie granicznej atmosfery najważniejszym procesem jest wymiana pędu. Wskutek tarcia dolnych warstw masy powietrza o powierzchnię ziemi, występuje charakterystyczny rozkład prędkości powietrza, osiągającej przy powierzchni wartość zero. W warstwie tej dominuje składowa pozioma ruchu powietrza oraz pionowe gradienty temperatury i ciśnienia pary wodnej.

W warstwie laminarnej, bezpośrednio kontaktującej się z powierzchnią ziemi, o miąższości zaledwie 1 mm, głównym procesem transportu jest dyfuzja molekularna.

Wymiana masy, pędu i energii w warstwie granicznej atmosfery może być opisana za pomocą równania stanu i równań wyrażających zasady zachowania masy, pędu i energii.

3.1. Zasada zachowania masy - równanie ciągłości

W procesie ewapotranspiracji para wodna jest transportowana z powierzchni czynnej do atmosfery. Podstawowym równaniem opisującym bilans masy pary wodnej przemieszczającej się w danej objętości jest równanie ciągłości.

Równanie ciągłości dla pary wodnej w powietrzu ma postać:

$$\frac{\partial \rho_v}{\partial t} + \text{div} \mathbf{F} = 0 \quad (7)$$

gdzie: ρ_v - aktualna gęstość pary wodnej w powietrzu [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]; \mathbf{F} - wektor właściwego strumienia pary wodnej [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$].

Ruch pary wodnej w powietrzu odbywa się poprzez konwekcję oraz dyfuzję molekularną, dlatego też wypadkowy właściwy strumień pary wodnej \mathbf{F} określony jest równaniem:

$$\mathbf{F} = \rho_v \mathbf{v} - K_v \cdot \text{grad} \rho_v \quad (8)$$

gdzie: $\mathbf{v} = i\mathbf{u} + j\mathbf{v} + k\mathbf{w}$ - wektor prędkości powietrza [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$] o jednostkowych wektorach \mathbf{i} , \mathbf{j} , \mathbf{k} oraz składowych u , v , w odpowiednio w kierunkach x , y , z ; K_v - współczynnik dyfuzji molekularnej [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$].

Korzystając z równania ciągłości (7), równania (8) oraz definicji wilgotności właściwej powietrza $q = \rho_v / \rho$ otrzymujemy następującą ogólną postać równania wyrażającego zasadę zachowania masy dla pary wodnej w powietrzu:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla) q = K_v \nabla^2 q \quad (9)$$

Aby rozwiązać równanie (9) względem q , należy uwzględnić odpowiednie warunki graniczne. Zwykle jest to znajomość wilgotności właściwej q na wysokości $z=0$, właściwego strumienia pary wodnej \mathbf{F} , lub równanie bilansu cieplnego, wiążące \mathbf{F} z innymi strumieniami energii. Ze względu na to, że w warstwie granicznej dominują przepływy turbulencyjne, niemożliwy jest opis pola prędkości ruchu powietrza i zawartości pary wodnej w jakimkolwiek punkcie warstwy granicznej w czasie oraz w przestrzeni. Dlatego można mówić o rozwiązaniu równania ciągłości tylko w sensie statystycznym. Zwykle stosuje się statystykę średnich.

Składowe prędkości \mathbf{v} oraz wilgotności właściwej powietrza q można rozdzielić na wartość średnią i fluktuację turbulencyjną:

$$u = \bar{u} + u' \quad v = \bar{v} + v' \quad w = \bar{w} + w' \quad q = \bar{q} + q' \quad (10)$$

Wykorzystując równania (10) otrzymuje się następującą postać równania ciągłości dla średnich wartości wilgotności właściwej powietrza \bar{q} :

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = - \left[\frac{\partial}{\partial x} (\bar{u} \bar{q}') + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{v} \bar{q}') + \frac{\partial}{\partial z} (\bar{w} \bar{q}') \right] + K_v \nabla^2 \bar{q} \quad (11)$$

Kolejne człony tego równania wyrażają: intensywność zmian średnich wartości wilgotności właściwej powietrza wraz ze zmianami wektora średniej prędkości, składniki strumienia dyfuzji wywołanego ruchem turbulencyjnym, oraz składnik dyfuzji molekularnej. Analogiczna postać równania ciągłości dla fluktuacji wilgotności właściwej q' wykorzystywana jest do obliczania ewapotranspiracji w metodzie dysypacyjnej.

3.2. Przenoszenie pędu w przypowierzchniowej warstwie granicznej

W przypowierzchniowej warstwie granicznej występuje nieodwracalny, lepki proces przenoszenia pędu, związany z siłami tarcia między atmosferą a powierzchnią ziemi. Ze względu na ruch obrotowy Ziemi pojawia się również siła Coriolisa. Proces przenoszenia pędu ma decydujący wpływ na intensywność procesu ewapotranspiracji. Równanie ruchu w tym przypadku można przedstawić jako równanie Navier-Stokes'a:

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla) \mathbf{v} = -g \mathbf{k} - \frac{1}{\rho} \nabla p + \frac{\eta}{\rho} \nabla^2 \mathbf{v} - 2\Omega \times \mathbf{v} \quad (12)$$

gdzie: \mathbf{v} - wektor prędkości powietrza [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]; Ω - częstość kątowna wektora obrotu w układzie prawoskrętnym [$\text{rad} \cdot \text{s}^{-1}$]; g - przyspieszenie grawitacyjne Ziemi [$\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$]; \mathbf{k} - wektor jednostkowy w kierunku pionowym; η - współczynnik lepkości dynamicznej [$\text{N} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}$]; p - ciśnienie powietrza [Pa].

Przy założeniu Boussinesq'a, że gęstość powietrza zależy w głównej mierze od wilgotności i temperatury a wpływ zmian ciśnienia atmosferycznego jest pomijalny, w oparciu o rozkład wektora prędkości na składowe (10) otrzymuje się równanie poziomego średniego ruchu:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + f\bar{v} + \frac{\eta}{\rho} \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'u'}) = 0 \quad (13)$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} - f\bar{u} + \frac{\eta}{\rho} \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial z^2} - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'v'}) = 0 \quad (14)$$

gdzie: f - parametr reprezentujący wpływ ruchu obrotowego Ziemi [$\text{rad} \cdot \text{s}^{-1}$],
 \bar{p} - średnie ciśnienie powietrza [Pa].

W przypowierzchniowej warstwie granicznej zasadniczy wpływ na proces przenoszenia pędu ma pionowy profil prędkości wiatru oraz struktura powierzchni parującej, modyfikujące wielkości strumieni ciepła utajonego i jawnego. Przemieszczające się masy powietrza przekazują do powierzchni czynnej energię kinetyczną a równocześnie przenoszą przekazywane przez nią ciepło i parę wodną. Tak więc strumień pędu powietrza ma duży wpływ na intensywność ewapotranspiracji.

3.3. Zasada zachowania energii dla atmosfery

Zmiana temperatury powietrza przy jego pionowym ruchu jest następstwem adyabatycznych sprężeń lub rozprężeń. Rozpatrując pionowy ruch ciepła w atmosferze używa się pojęcia temperatury potencjalnej, która jest niezmiennicza w procesach adyabatycznych.

Temperatura potencjalna θ jest to temperatura, jaką miałyby masa powietrza będąca pod ciśnieniem p w temperaturze T , gdyby sprowadzić ją adyabatycznie do ciśnienia standardowego $p_0 = 1000 \text{ hPa}$. Wyraża się ją wzorem:

$$\theta = T \cdot \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{k-1}{k}} \quad (15)$$

gdzie: $k = \frac{c_p}{c_v}$ - stosunek ciepła właściwego powietrza pod stałym ciśnieniem do ciepła właściwego powietrza w stałej objętości.

Wymiana energii w atmosferze może następować poprzez przewodzenie ciepła, konwekcję i promieniowanie. Równanie wyrażające zasadę zachowania energii dla nieściśliwego powietrza ma postać:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla) \theta = K_h \nabla^2 \theta - \frac{1}{\rho c_p} \nabla \cdot H_R \quad (16)$$

gdzie: K_h - dyfuzyjność cieplna powietrza, c_p - ciepło właściwe powietrza przy stałym ciśnieniu, H_R - radiacyjny strumień ciepła.

Nieliniowe równania różniczkowe wyrażające zasady zachowania są trudne do rozwiązania. Zwykle liczba niewiadomych w nich występujących jest dla konkretnego zagadnienia większa od liczby równań. Dodatkowo turbulencyjne procesy przekazywania energii i materii pomiędzy atmosferą i powierzchnią czynną zależą od stanu równowagi termodynamicznej atmosfery co wymaga uwzględnienia skomplikowanych funkcji stanu atmosfery, w których konieczne jest wprowadzanie empirycznych współczynników

W celu określenia strumienia pary wodnej przepływającej od powierzchni czynnej do atmosfery na podstawie równań wyrażających zasady zachowania stosuje się uproszczenie polegające na założeniu, że przepływy w warstwie granicznej są stacjonarne. Wykorzystanie teorii podobieństwa, według której turbulencyjne współczynniki przenoszenia masy, pędu i energii są równe w warunkach równowagi obojętnej atmosfery oraz półempirycznej teorii turbulencji pozwala na rozwiązanie równań transportu masy, pędu i energii w przypowierzchniowej warstwie atmosfery. Stanowi to podstawę do ilościowego opisu procesu ewapotranspiracji.

4. TEMPERATURA RADIACYJNA ROŚLIN

4.1. Promieniowania ciała doskonale czarnego i ciał rzeczywistych

Wymiana ciepła pomiędzy ciałami przebiega na trzy różne sposoby, tzn. poprzez przewodzenie, konwekcję i promieniowanie termiczne. Promieniowanie termiczne ciała znajdującego się w temperaturze wyższej od zera bezwzględnego polega na zamianie energii kinetycznej beładnego ruchu cząstek ciała na fale elektromagnetyczne. Dzięki temu można mierzyć bezkontaktowo strumień energii tego promieniowania. Jest on funkcją czwartej potęgi temperatury termodynamicznej badanego obiektu. Dla ciała doskonale czarnego ujmuje tę zależność prawo Stefana-Boltzmann: całkowita energia W emitowana przez jednostkę powierzchni ciała doskonale czarnego w jednostce czasu wyraża się wzorem:

$$W = \sigma T_t^4 \quad (17)$$

gdzie σ - stała Stefana-Boltzmann = $5,6697 \cdot 10^{-8}$ [$W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$], T_t - temperatura termodynamiczna ciała [K].

Max Planck opisał zależność promieniowania ciała doskonale czarnego jako funkcję długości fali i temperatury:

$$W_{\lambda b} = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 \left(e^{hc/\lambda kT} - 1 \right)} \cdot 10^{-6} \quad (18)$$

gdzie $W_{\lambda b}$ - gęstość strumienia energii promieniowania ciała doskonale czarnego dla danej długości fali [$W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1}$], c - prędkość światła w próżni $\approx 3 \cdot 10^8$ [$m \cdot s^{-1}$], h - stała Plancka = $6,6256 \cdot 10^{-34}$ [J·s], k - stała Boltzmann = $1,38054 \cdot 10^{-23}$ [J·K⁻¹], T - temperatura ciała doskonale czarnego [K], λ - długość fali [m].

Stosunek energii W_{rz} emitowanej przez ciało rzeczywiste o danej temperaturze do energii W emitowanej przez ciało doskonale czarne w tej samej temperaturze nazywa się współczynnikiem emisyjności ciała:

$$\varepsilon = \frac{W_{rz}}{W} \quad (19)$$

Przykładowe wartości współczynnika emisyjności wybranych obiektów wg różnych autorów zawiera Tabela 2.

Z równań 17 i 19 wynika, że:

$$\sigma T_r^4 = \varepsilon \sigma T_t^4 \quad (20)$$

a więc temperatura radiacyjna T_r ciała rzeczywistego o współczynniku emisyjności ε jest równoważna temperaturze termodynamicznej T_t pomnożonej przez pierwiastek 4-go stopnia z tego współczynnika:

$$T_r = \sqrt[4]{\varepsilon} T_t \quad (21)$$

Tabela. 2 Współczynniki emisyjności dla zakresu 8-13 μm dla wybranych obiektów [7]

Table 2. Emissivity coefficients for the range 8-13 μm for the chosen objects [7]

Rodzaj powierzchni	ε	Autor
Lucerna	0.98	Fusch i Tanner (1966)
Trawnik krótko skoszony	0.97	Lorenz (1966)
Trawa na wilgotnej glebie ilastej	0.98	Gorodetskij i Filipow (1968)
Śnieg	0.99	Gorodetskij i Filipow (1968)
Woda - jezioro Ontario	0.97	Davies i in. (1971)
Czysta woda	0.99	Beuttner i Kern (1965)
Łupki ilaste	0.98	Taylor (1979)
Żwir	0.97	Taylor (1979)
Suchy piasek drobnoziarnisty	0.95	Gaewskij (1951)
Nasycony piasek drobnoziarnisty	0.96	Gaewskij (1951)

Zgodnie z prawem Wiena maksimum energii wypromieniowywanej przez ciało wraz ze wzrostem temperatury przesuwa się w kierunku fal krótszych.

W zakresie meteorologicznych wartości temperatury, czyli około 300 K maksimum wypromieniowywanej energii przypada na długość fali elektromagnetycznej ok. 10 μm . Fakt ten wykorzystywany jest w konstruowaniu urządzeń do pomiaru temperatury radiacyjnej. Większość tego typu urządzeń wykorzystuje pomiar temperatury radiacyjnej w zakresie 8-13 μm . Dla tego pasma atmosfera jest dobrze przepuszczalna. Dla temperatury Słońca, tj. ok. 6000 K, maksimum to przypada na optyczny zakres elektromagnetycznego spektrum. Długość fali elektromagnetycznego spektrum odpowiadająca maksimum wypromieniowanej energii w danej temperaturze określa wzór:

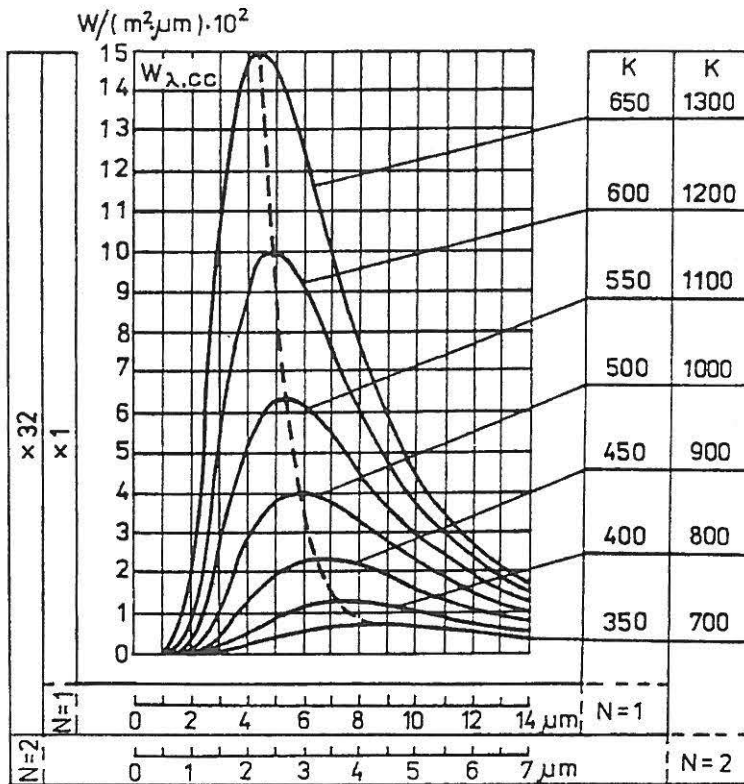
$$\lambda_{\max} = \frac{C}{T} \quad (22)$$

gdzie $C = 2898 \text{ } [\mu\text{m} \cdot \text{K}]$.

Ciało doskonale czarne charakteryzuje się tym, że pochłania całą energię promieniowania nań padającego (absorpcyjność $a = 1$). W ciałach rzeczywistych część energii promieniowania padającego jest odbijana (refleksyjność - r), część zostaje przepuszczona (przepuszczalność - p), a reszta zaabsorbowana. Tak więc:

$$r + p + a = 1 \quad (23)$$

Wśród ciał rzeczywistych wyróżnia się: ciała białe ($r=1$), ciała przezroczyste ($p=1$), ciała nieprzezroczyste ($p=0$) i ciała szare ($a<1$).



Rys. 4. Gęstość mocy promieniowania (emitancja) ciała doskonale czarnego w funkcji długości fali dla różnych wartości temperatury [102]

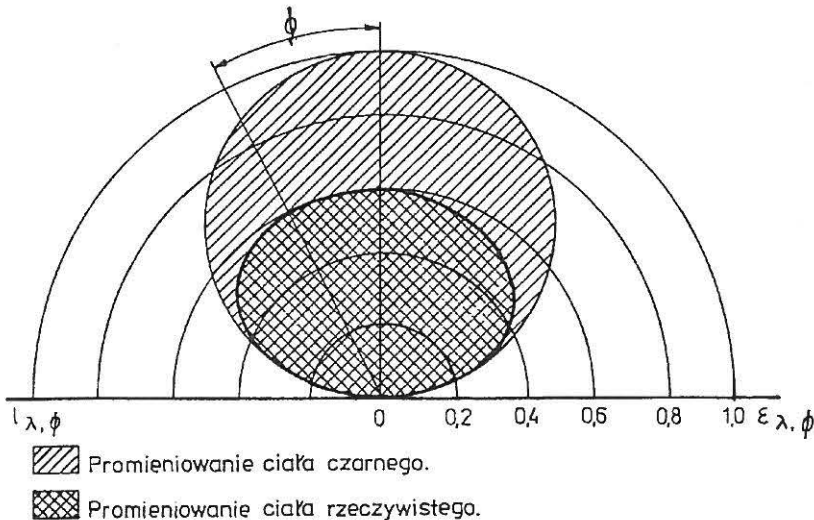
Fig. 4. Radiation flux density (emittance) of back body as a function of wavelength for different temperature values [102]

Na ilość energii promienistej docierającej do detektora, oprócz rozkładu widmowego, ma wpływ rozkład geometryczny. Prawo Lamberta mówi, że intensywność promieniowania powierzchni płaskiej (gęstość strumienia emisji przypadająca na jednostkę kąta bryłowego) zmienia się wraz z kątem odchylenia (β) od kierunku prostopadłego do powierzchni emitującej odpowiednio wg wzoru:

$$I_{\beta} = I_n \cos \beta \quad (24)$$

gdzie I_{β} - intensywność promieniowania dla kąta β [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\text{sr}^{-1}$], I_n - intensywność promieniowania w kierunku normalnym do powierzchni wysyłającej promieniowanie [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\text{sr}^{-1}$]. Wynika stąd, że przy kącie $\beta=0$ między osią termowizora a powierzchnią emitującą, sygnał rejestrowany przez detektor jest najsilniejszy.

Tylko ciało doskonale emituje promieniowanie w taki sposób, że wektor natężenia pola dla wszystkich kierunków tworzy kulę. Dla ciał rzeczywistych kule te są zdeformowane, przy czym największe odstępstwa od prawa Lamberta występują zwykle dla kątów 60° - 90° (Rys. 5).



Rys. 5. Rozkład emisyjności kierunkowej $\epsilon_{\lambda, \phi}$ i gęstości powierzchniowej promieniowania $\lambda_{\lambda, \phi}$ ciała doskonale czarnego i ciała rzeczywistego w półprzestrzeni. ϕ - kąt między wektorem natężenia promieniowania a normalną do powierzchni emitującej [102]

Fig. 5. Directional emissivity distribution $\epsilon_{\lambda, \phi}$ and surface radiation density $\lambda_{\lambda, \phi}$ of black body and a real body in hemisphere, ϕ - angle between radiation intensity vector and normal to the emitting surface [102]

4.2. Czynniki wpływające na pomiar temperatury radiacyjnej pokrywy roślinnej

Temperatura roślin jest prawie zawsze różna od temperatury otaczającego powietrza i uwarunkowana zespołem czynników zewnętrznych oraz procesów fizjologicznych samych roślin, determinowanych czynnikami zewnętrznymi. Wszystkie te czynniki mają wpływ na tempo transpiracji, która w głównej mierze, obok temperatury powietrza i radiacji słonecznej, determinuje aktualną wartość temperatury roślin. Podczas transpiracji, czyli parowania wody z roślin, zużywane są duże ilości ciepła, ok. $2,5 \text{ MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$ wody. Im większa więc transpiracja, tym intensywniejsze jest schładzanie roślin.

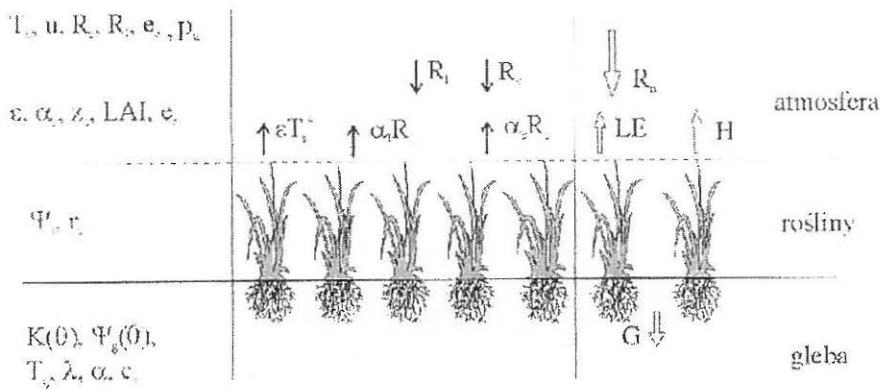
Wiele czynników wpływa na wartość temperatury radiacyjnej powierzchni roślin. Można je podzielić na trzy grupy:

- własności powierzchni roślin i ładu (współczynnik emisyjności ε , albedo α_s , szorstkość aerodynamiczna powierzchni z_0 , stopień pokrycia powierzchni roślinami wyrażony np. poprzez wskaźnik powierzchni liści LAI, nachylenie powierzchni względem kierunku padania promieni słonecznych);
- fizyczny stan i procesy zachodzące w granicznej warstwie atmosfery (radiacja słoneczna krótkofalowa R_s i długofalowa R_l , temperatura T_a , ciśnienie p_a i ciśnienie pary wodnej w powietrzu e_a , prędkość wiatru u) oraz w glebie (potencjał wody glebowej Ψ_g , wilgotność gleby Θ , temperatura T_g , charakterystyki wodne gleby $K(\Theta)$ i $\Psi_g(\Theta)$, właściwości cieplne gleby tzn. przewodnictwo cieplne λ , dyfuzyjność cieplna α , pojemność cieplna c_v , zawartość substancji chemicznych i skażenie gleby);
- stan fizyczny i procesy fizjologiczne w roślinie (gatunek roślin, faza rozwoju fenologicznego, głębokość systemu korzeniowego, choroby itp.).

Wszystkie te czynniki (Rys. 6) mają wpływ na transport wody i energii w roślinie, wyrażony poprzez równanie bilansu cieplnego oraz na stan równowagi termodynamicznej na powierzchni roślin [10, 11].

Aktualna wartość temperatury roślin zależy przede wszystkim od intensywności transpiracji warunkowanej dostępnością wody glebowej do strefy korzeniowej [64] oraz od czynników meteorologicznych, a w znacznie mniejszym stopniu od warunków termicznych w glebie i na jej powierzchni. Straty wody glebowej w wyniku parowania ograniczają jej dostępność dla roślin. Intensywność ewaporacji, oprócz czynników meteorologicznych, zależy od struktury gleby w warstwie przy powierzchniowej, w tym głównie od jej zagęszczenia i agregacji [135].

Do czynników wewnętrznych należy zaliczyć intensywność procesów metabolicznych, budowę rośliny, rozmiary liści, ich strukturę anatomiczną (liczba szparek, grubość kutykuli) oraz stan systemu korzeniowego. W stacji doświadczalnej ENSA w Rennes - Francja, Duchesne [32] prowadził pomiary temperatury radiacyjnej łąny pszenicy, porastającego jednorodnego, jeśli chodzi o warunki glebowe, pola. Niektóre fragmenty łąny wykazywały w godzinach przedpołudniowych, kiedy to wykonano lotnicze zobrazowanie termalne, podwyższoną temperaturę. Stwierdzono u tych roślin znaczne uszkodzenia systemu korzeniowego przez szkodniki *Nematoda*, w następstwie czego utrudniony był pobór wody z gleby i następował spadek intensywności transpiracji.



Rys. 6. Wielkości fizyczne warunkujące aktualną wartość temperatury radiacyjnej powierzchni roślin

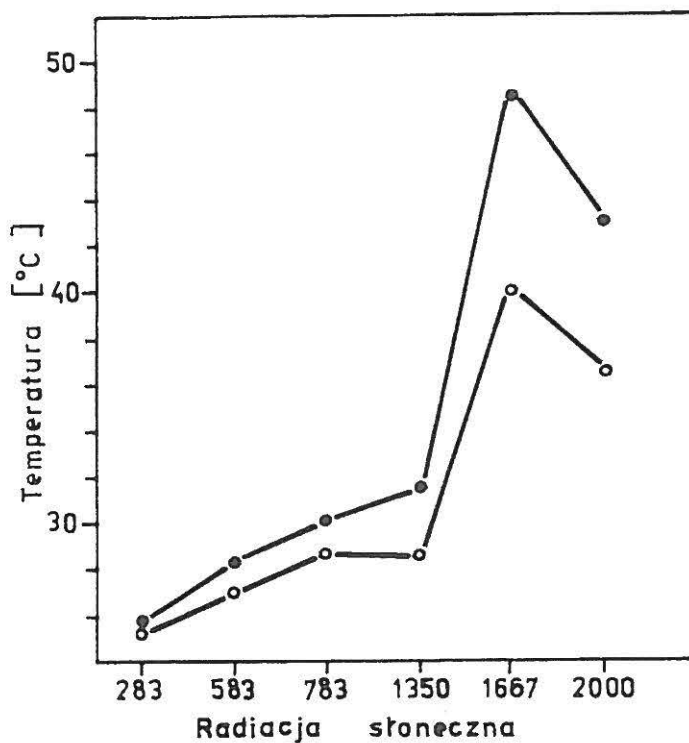
Fig. 6. Physical parameters determining actual value of radiation temperature of plant cover

Parametry meteorologiczne, czyli czynniki zewnętrzne (temperatura powietrza, wilgotność, prędkość wiatru, wielkość radiacji) mają decydujący wpływ na wartości temperatury roślin. Radiacja słoneczna jest również czynnikiem zwiększającym tempo procesów fizjologicznych w roślinie a więc i zwiększenia transpiracji [3, 5, 24, 25].

Aktualna wartość temperatury radiacyjnej powierzchni roślinnej odzwierciedla pewien stan równowagi energetycznej wyrażony równaniem bilansu dla strumieni pochodzących od atmosfery, badanej powierzchni i gleby. Na podstawie badań przeprowadzonych przez Thofelta [118] w warunkach laboratoryjnych stwierdzono, że wzrost radiacji od 300 do 2000 $W \cdot m^{-2}$ może spowodować wzrost

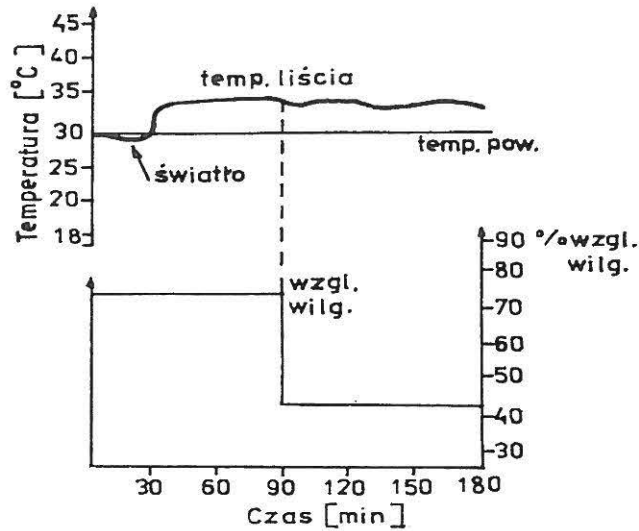
temperatury zdrowego liścia oraz temperatury otaczającego powietrza nawet o kilkanaście stopni Rys.7.

Wpływ światła na temperaturę roślin omawiany jest w pracy Łukomskiej i Rudowskiego [68]. Skokowe zwiększenie intensywności oświetlenia po przeniesieniu rośliny z ciemności na światło dzienne powoduje wzrost temperatury roślin o kilka stopni. Natomiast gwałtowny, wymuszony w warunkach laboratoryjnych spadek wilgotności względnej powietrza o ok. 30% nie powoduje zaniku różnic między temperaturą liści i otaczającego je powietrza. Ilustruje to Rys. 8.



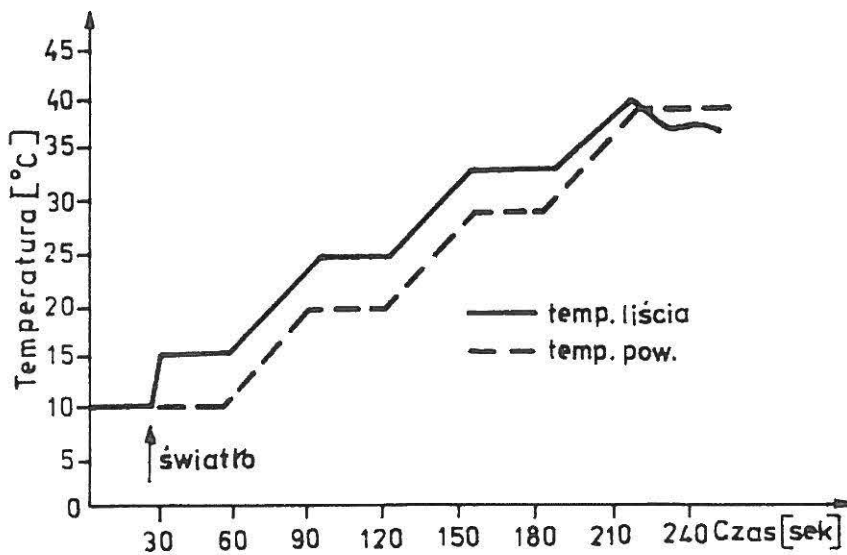
Rys. 7. Efekt wzrostu intensywności promieniowania na temperaturę liścia osiki oraz na temperaturę otaczającego je powietrza [118]: —•— - temperatura liścia osiki, —o— - temperatura powietrza

Fig. 7. The effect of increased intensity of irradiation on the temperature of aspen leaves and on the temperature of surrounding air [118]: —•— - temperature of aspen leaf, —o— - air temperature



Rys. 8. Wpływ oświetlenia roślin i zmian wilgotności powietrza na temperaturę liści [68]

Fig. 8. Impact of irradiation of plants and changes of relative air humidity on leaves temperature [68]

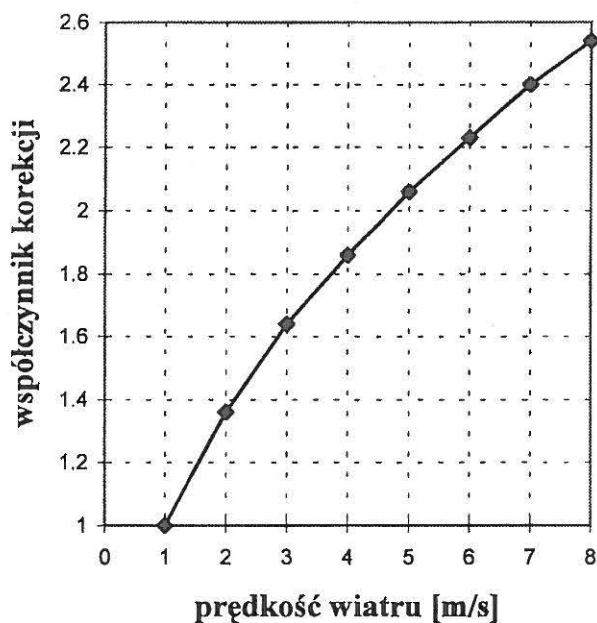


Rys. 9. Wpływ promieniowania słonecznego na wystąpienie różnic między temperaturą liści i otaczającego je powietrza [68]

Fig. 9. Impact of solar radiation on differences between leaves temperature and air temperature [68]

Natomiast Rys. 9 pokazuje, że po pojawieniu się światła słonecznego, wraz ze wzrostem temperatury powietrza występuje wyraźna różnica między temperaturą liści i temperaturą powietrza.

Podczas pomiarów na otwartej przestrzeni należy uwzględnić wpływ prędkości wiatru na zmierzoną wartość temperatury radiacyjnej. Według instrukcji zawartych w materiałach szkoleniowych firmy AGEMA [2] nie zaleca się wykonywania pomiarów temperatury radiacyjnej przy prędkościach wiatru przekraczających $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Firma zaleca również stosowanie współczynnika korekcyjnego, pozwalającego przeliczać wartości temperatury radiacyjnej zmierzone przy różnych prędkościach wiatru do wartości odpowiadających prędkości wiatru $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Rys. 10 przedstawia wartości współczynnika korekcyjnego dla różnych prędkości wiatru.



Rys. 10. Współczynnik korekcji dla pomiaru temperatury radiacyjnej przy różnych prędkościach wiatru [2]

Fig. 10. Correction coefficient for radiation temperature measurements under different wind speed values [2]

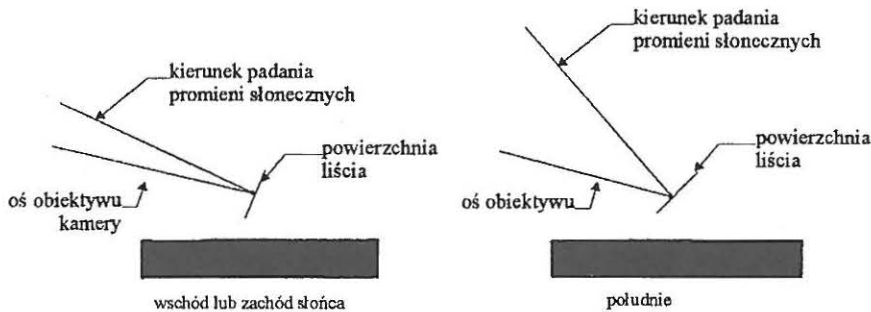
Analizując wielodobowy rozkład temperatury radiacyjnej łąnu pszenicy na glebie o korzystnych warunkach wilgotnościowych w godzinach największego

nasłonecznienia stwierdzono, że wzrost prędkości wiatru wpływa na spadek temperatury radiacyjnej i jednocześnie zwiększenie ewapotranspiracji [6].

Istotnym czynnikiem modyfikującym wartości temperatury radiacyjnej pokrywy roślinnej jest wilgotność względna powietrza. Z badań Fuscha [36] wynika, że wilgotność względna powietrza powyżej 70% powoduje zanik różnic temperatury radiacyjnej roślin znajdujących się w różnych warunkach, jeśli chodzi o dostępność wody glebowej.

Pomiar urządzeniem termograficznym obejmuje powierzchnię, która jest trudna do zdefiniowania ponieważ stanowi złożony dynamiczny układ, w którego skład wchodzi różne części rośliny o skomplikowanej geometrii oraz w przypadku niepełnego pokrycia także prześwietlająca gleba. Roślina posiada mechanizmy fizjologiczne pozwalające modyfikować charakterystyki powierzchni pod wpływem czynników zewnętrznych (np. heliotropizm). Dlatego zmierzona wartość temperatury radiacyjnej zależy w istotny sposób od kąta nachylenia kamery względem powierzchni i od położenia względem kierunku padania promieni słonecznych (Rys. 11).

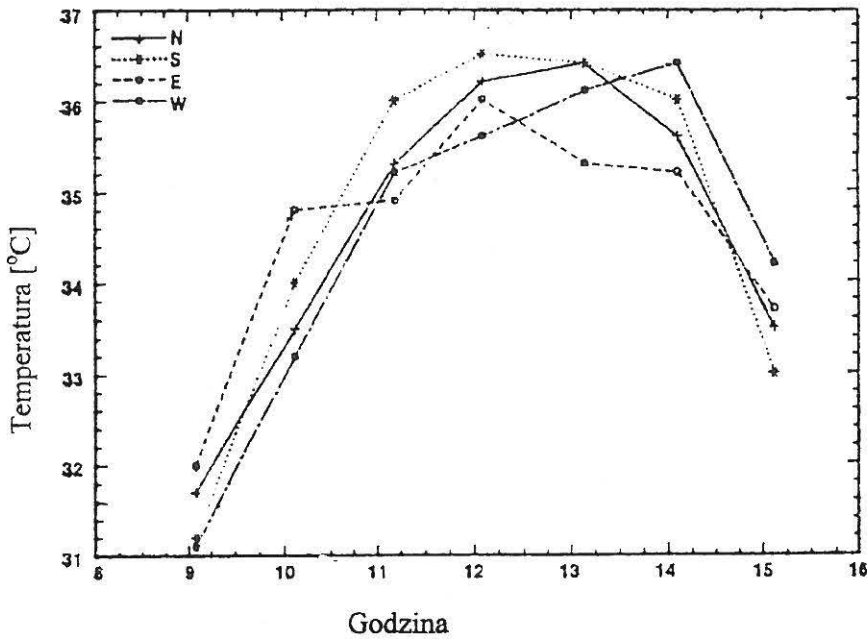
Badania wpływu kąta nachylenia osi termometru radiacyjnego ($8-14\ \mu\text{m}$) względem powierzchni łąnu pszenicy prowadził Hatfield [44]. Wykonując pomiary z wysokości 1m ustawiał termometr radiacyjny w położeniu prostopadłym do powierzchni oraz pod kątem 45° z kierunków głównych (N, S, E, W). Stwierdził, że w przypadku niepełnego pokrycia gleby roślinami otrzymuje się niższe wartości temperatury radiacyjnej powierzchni dla kąta 45° niż w przypadku kąta 90° ze względu na to, że w pierwszym przypadku mniej energii dochodzącej do detektora pochodzi od gołej gleby.



Rys. 11. Zmiana położenia powierzchni liścia względem urządzenia termograficznego wraz ze zmianą kąta padania promieni słonecznych [44].

Fig. 11. Change of leaf surface direction towards thermographic device with change of solar radiation angle [44]

Występowanie różnic temperatury radiacyjnej ładu w zależności od kąta między kierunkiem pomiaru i kierunkiem padania promieni słonecznych stwierdzili Nielsen i in. [81] (Rys. 12). Dokonywali oni pomiaru temperatury radiacyjnej pola z uprawą soi pod kątem 30° względem poziomu jednocześnie z czterech głównych kierunków (N, S, W, E).



Rys. 12. Wpływ kierunku obserwacji powierzchni ładu roślin na pomiar jej temperatury radiacyjnej. Dobowe przebiegi temperatury radiacyjnej ładu przy różnych kierunkach pomiaru [81]

Fig. 12. Impact of observation direction of canopy surface on its radiation temperature. Daily courses of canopy radiation temperature under different directions of measurement [81].

W przypadku niepełnego pokrycia gleby roślinnością temperatura całkowita powierzchni zmierzona teledetekcyjnie T_{sf} jest funkcją temperatury gleby i roślin pomnożonych przez odpowiednie udziały ich powierzchni względem powierzchni całkowitej. Równanie bilansu promieniowania długofalowego powierzchni przedstawia się wówczas następująco (Heilman [48] i Kustas [63]):

$$[\varepsilon_c f_c + \varepsilon_s (1 - f_c)] \sigma T_{sf}^4 = f_c \varepsilon_c \sigma T_c^4 + (1 - f_c) \varepsilon_s \sigma T_g^4 + f_c (1 - \varepsilon_c) R_l + (1 - f_c) (1 - \varepsilon_s) R_l \quad (25)$$

gdzie: f_c - stosunek powierzchni zajmowanej przez pokrywę roślinną do całkowitej powierzchni; T_{sf} - całkowita temperatura powierzchni [K]; T_g - temperatura gleby [K]; T_c - temperatura roślin [K]; ε_c - współczynnik emisyjności roślin; ε_s - współczynnik emisyjności gleby; σ - stała Stefana-Boltzmana [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$]; R_l - gęstość strumienia długofalowego promieniowania otoczenia docierającego do badanej powierzchni [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$].

Wielkość R_l określa się na podstawie pomiaru temperatury powietrza T_a oraz znajomości współczynnika emisyjności powietrza ε_a :

$$R_l = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (26)$$

Przy pewnych uproszczeniach wynikających z założeń warunków pomiaru człony długofalowego promieniowania odbitego w równaniu (25) mogą być pominięte. Wówczas:

$$T_{sf}^4 = f_c T_c^4 + (1 - f_c) T_g^4 \quad (27)$$

Wartości T_{sf} otrzymane przez Kustasa i in. [63] z tego prostego modelu dla łąnu bawełny różniły się średnio o 2°C względem wartości otrzymanych z pomiarów naziemnych. Autorzy ci stwierdzili, że w przypadku niepełnego pokrycia gleby roślinnością należy uwzględnić zróżnicowanie temperatury gleby wynikające z nierównomiernego jej oświetlenia w ciągu dnia.

5. BADANIA EWAPOTRANSPIRACJI RZECZYWISTEJ NA PODSTAWIE POMIARU TEMPERATURY ROŚLIN

Modelowanie ewapotranspiracji jest złożonym zagadnieniem ze względu na mnogość fizjologicznych i fizycznych procesów ją warunkujących.

Podstawy teoretyczne określania ewapotranspiracji zawierają prace Penmana, w których analizuje on procesy transportu pary wodnej i energii z powierzchni parującej w oparciu o półempiryczne równania [88-92]. Autor stwierdza, że transport pary wodnej z powierzchni parującej jest powodowany różnicą ciśnienia pary wodnej na powierzchni i w powietrzu ponad nią, modyfikowaną w sposób istotny przez prędkość wiatru. Natomiast transport energii z powierzchni parującej, wymagający analizy bilansu cieplnego powierzchni, obejmuje proces dostarczania energii na przejście fazowe wody ze stanu ciekłego w stan gazowy w postaci ciepła utajonego. Sformułowane przez Penmana równania opisujące obydwa rodzaje transportu zawierają parametr temperatury powierzchni bądź też ciśnienia pary wodnej na powierzchni parującej, które to wielkości, jak stwierdził autor, nie mogły być wówczas mierzone w trakcie rutynowych pomiarów na stacjach agroklimatycznych. Dlatego też autor wprowadził modyfikację równania bilansu cieplnego wprowadzając człon aerodynamiczny w celu wyeliminowania konieczności pomiarów w/w wielkości.

Sformułowane przez Penmana równania obliczania ewapotranspiracji wskazujące na istotną rolę temperaturę parującej powierzchni skłoniły wielu badaczy do poszukiwań możliwości pomiaru tej wielkości. Pierwsze pomiary temperatury roślin prowadzono przy pomocy termometrów kontaktowych [76]. Jednak były one obciążone dużym błędem. W latach pięćdziesiątych Stoll i Hardy [113] opracowali radiometr pracujący w zakresie podczerwieni termalnej do wyznaczania temperatury powierzchni w badaniach naturalnego środowiska. Urządzenie to wykorzystał Gates [37] do badania temperatury roślin.

Rozwój detektorów podczerwieni w latach sześćdziesiątych pozwolił na serijną produkcję ręcznych termometrów w podczerwieni i pierwszych urządzeń termograficznych pozwalających mierzyć temperaturę z dokładnością 0,5-0,1 °C. Monteith i Szeicz [78], Tanner [117], Wiegand i Namken [134] jako jedni z pierwszych zastosowali termometrię w podczerwieni do badania temperatury roślin w kontekście jej związku z warunkami wilgotnościowymi w glebie. Te i dalsze badania temperatury roślin w warunkach zróżnicowanego uwilgotnienia gleby pozwoliły na stwierdzenie, że jej wzrost występuje przy ograniczeniu dostępności

wody dla roślin, a więc może być ona wskaźnikiem stresu wodnego roślin [5, 8, 33, 35, 51, 52, 72, 74, 75, 86, 97, 118, 129, 130, 133].

Intensywne badania temperatury radiacyjnej w aspekcie określania ewapotranspiracji rzeczywistej zapoczątkowano w latach siedemdziesiątych. Główną tego przyczyną stała się możliwość rejestracji temperatury radiacyjnej dużych obszarów z pułapu lotniczego i satelitarnego. Techniki rejestracji wielospektralnych, w tym dla zakresów termalnych, przeniesione zostały do służb cywilnych z wcześniejszych zastosowań militarnych. Zainicjowano różne programy satelitarnych badań Ziemi w aspekcie badań meteorologicznych, geologicznych, kartograficznych, rolniczych itp. Wprowadzono na orbity okołozemskie wiele satelitów np. w programie LANDSAT od 1972 r., NOAA od 1970 i in. Ważną rolę w rozwoju badań teledetekcyjnych globu ziemskiego także w zakresie termalnym, odegrały loty załogowe w programach APOLLO, SKYLAB, SOJUZ, MIR i in. Z każdym rokiem dzięki coraz to nowszym technologiom, materiały teledetekcyjne stawały się coraz tańsze i bardziej dostępne.

Zastosowanie teledetekcyjnego pomiaru temperatury powierzchni roślin i gleby pozwoliło na odejście od punktowych pomiarów temperatury parującej powierzchni i stworzyło perspektywę określania ewapotranspiracji w skali regionalnej. Był to punkt przełomowy w analizie bilansu wodnego dużych obszarów. Fundamentalne badania w tym zakresie przeprowadzili Bartholic i in. [12], Brown [16], Stone i Horton [114], Heilman i in. [47]. Analizowali oni fizyczne związki między temperaturą powierzchni roślin, mierzoną teledetekcyjnie z pułapu lotniczego a intensywnością ewapotranspiracji.

W latach osiemdziesiątych i dziewięćdziesiątych rozwijano badania nad wykorzystaniem temperatury radiacyjnej powierzchni roślin mierzonej z różnych pułapów do określania ewapotranspiracji [8, 27, 29, 72, 73, 74, 94, 95, 96, 105, 128, 129, 130].

Badania te dały podstawę do modelowania ewapotranspiracji rzeczywistej w oparciu o pomiar temperatury radiacyjnej. Głównymi założeniami tych modeli było:

- temperatura roślin jest determinowana procesami transportu wody i ciepła w kontinuum gleba-roślina-atmosfera;
- wymiana energii na powierzchni roślin wyraża się poprzez równanie bilansu cieplnego;
- temperatura roślin może być zastosowana do określania ewapotranspiracji rzeczywistej poprzez połączenie równania bilansu cieplnego powierzchni czynnej z równaniami pionowego transportu ciepła utajonego i ciepła jawnego.

5.1. Metody określania ewapotranspiracji

Wszystkie metody określania ewapotranspiracji dzielą się na bezpośrednie i pośrednie. W metodach bezpośrednich mierzy się ubytki wody w badanym okresie czasu z ewaporometrów wodnych, glebowych lub lizymetrów. Metody pośrednie pozwalają na określanie strumienia pary wodnej poprzez pomiary pośrednie, równania fizyczne i statystyczne oraz modele symulujące proces parowania.

Ze względu na metody pomiaru, uwzględniane procesy i metody matematyczne stosowane do wyznaczania ewapotranspiracji, wyróżniamy następujące grupy metod:

- bazujące na pomiarach turbulencyjnego transportu energii, masy i pędu w przygruntowej warstwie atmosfery;
- bazujące na pomiarach średnich profili elementów meteorologicznych;
- bazujące na równaniu bilansu cieplnego;
- metody kombinowane;
- bazujące na bilansie masy (równanie hydrologiczne);
- metody empiryczne.

Wśród metod określania ewapotranspiracji rzeczywistej, metody oparte o pomiary turbulencyjnego transportu energii, masy i pędu w przygruntowej warstwie atmosfery są uważane za metody najdokładniejsze. Metody te bazują na pomiarach fluktuacji prędkości wiatru, prężności pary wodnej i temperatury. Wyróżnia się wśród tych metod metodę wirów turbulentnych (korelacyjną) i metodę dysypacyjną (rozproszeniową). Nie wymagają one określania funkcji stabilności atmosfery oraz nie zawierają żadnych empirycznych równań. Pomimo traktowania tych metod za wzorcowe, są one stosunkowo rzadko stosowane ze względu na konieczność użycia bardzo precyzyjnej, pracującej z bardzo małym krokiem czasowym, a co za tym idzie kosztownej aparatury pomiarowej.

Uzyskanie średnich pionowych profili prędkości wiatru, temperatury powietrza, prężności pary wodnej daje możliwość określania ewapotranspiracji przy wykorzystaniu równań półempirycznej teorii turbulencji. W metodach tych konieczne jest uwzględnienie stanu równowagi atmosfery. Metody średnich profili należą do najprecyzyjniejszych metod określania ewapotranspiracji rzeczywistej. Ich wadą jest to, że wymagają uwzględniania stanu równowagi atmosfery, a co za tym idzie określaniu funkcji równowagi atmosfery, co wymaga stosowania empirycznych równań [18]. Innym problemem jest to, że niewiele stacji meteorolo-

gicznych dysponuje danymi średnimi z 30 min, a uśrednianie z dłuższych okresów czasowych wprowadza duży błąd przy wyznaczaniu ewapotranspiracji.

W niniejszej pracy stosowano metodę opartą o równanie bilansu cieplnego oraz metody kombinowane, dlatego celowym jest obszerniejsze przedstawienie ich podstawowych założeń.

Bilans cieplny promieniowania dotyczy zwykle warstwy ośrodka graniczącego z atmosferą (woda, gleba, szata roślinna). Może ona być nieskończenie cienka lub posiadać pewną grubość odpowiadającą np. grubości warstwy roślin. Aby ująć podstawowe procesy wymiany energii w systemie, stosuje się następującą postać równania bilansu cieplnego [17]:

$$R_n - L \cdot E - H + L_p \cdot F_p - G + A_h = \frac{\partial W}{\partial t} \quad (28)$$

gdzie: R_n - gęstość strumienia salda promieniowania górnej powierzchni rozpatrywanej warstwy [$W \cdot m^{-2}$], H - gęstość strumienia ciepła jawnego [$W \cdot m^{-2}$], G - gęstość strumienia ciepła w glebie [$W \cdot m^{-2}$], L - ciepło utajone parowania (równe $2448000 J \cdot kg^{-1}$), E - gęstość strumienia pary wodnej [$kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$], L_p - ekwiwalent cieplny wiązania CO_2 [$J \cdot kg^{-1}$], F_p - gęstość strumienia CO_2 [$kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$], A_h - gęstość strumienia adwekcji do warstwy [$W \cdot m^{-2}$], $\delta W/\delta t$ - intensywność gromadzenia energii na jednostkę powierzchni danej warstwy [$W \cdot m^{-2}$].

W zależności od rodzaju zastosowania, poszczególne człony tego równania mogą okazać się mało istotne i są wówczas pomijane. Najczęściej stosuje się formę równania bilansu cieplnego uwzględniającego cztery wielkości : $L \cdot E$, H , R_n , G .

Metody oparte na równaniu bilansu cieplnego polegają na przyjęciu jako niewiadomej jednej składowej tego równania (najczęściej $L \cdot E$ lub H) oraz wyznaczeniu pozostałych składowych metodami pośrednimi.

W metodzie bilansu cieplnego szacowania ewapotranspiracji rzeczywistej pojawiło się jakościowo nowe podejście do problemu, gdy zaistniała możliwość wykorzystywania pomiarów teledetekcyjnych temperatury parującej powierzchni. Temperatura radiacyjna, mierzona teledetekcyjnie z dużą dokładnością i jednocześnie dla dużych obszarów, daje możliwość kolejnej modyfikacji metody bilansu cieplnego i zastosowania jej w skali regionalnej. Strumień ciepła jawnego wyrażający transport energii cieplnej od powierzchni parującej do atmosfery jest wprost proporcjonalny do różnicy temperatur powietrza na pewnej wysokości i

temperatury parującej powierzchni. Dotychczas podjęto wiele prób wykorzystania równania bilansu cieplnego do szacowania ewapotranspiracji dla większych obszarów.

Grupę metod kombinowanych stanowią te, które łączą dwie lub większą liczbę metod określania ewapotranspiracji. Do grupy tej należą metody oparte na równaniu Penmana, który w 1948 roku rozwinął równania bilansu cieplnego i wodnego łącznie w celu wyeliminowania z tych równań trudno wówczas mierzalnej wielkości - temperatury powierzchni parującej [88-92]. Metoda Penmana łączy metodę bilansu cieplnego z metodą aerodynamiczną. Pierwotnym celem zastosowania równania Penmana było określenie średnich miesięcznych parowania z otwartej powierzchni wody przy uwzględnieniu standardowych klimatologicznych danych usłonecznienia, prędkości wiatru, temperatury i wilgotności powietrza. Później równanie to zastosowano do parowania z czarnego ugoru i gleby pokrytej roślinami.

Równanie Penmana z 1948 roku ma postać [91]:

$$LE = \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot f(v) \cdot [e_a^* - e_a]}{\Delta + \gamma} \quad (29)$$

gdzie LE - gęstość strumienia ciepła utajonego [$W \cdot m^{-2}$], R_n - saldo promieniowania [$W \cdot m^{-2}$], G - strumień ciepła w glebie [$W \cdot m^{-2}$], γ - stała psychrometryczna [$kPa \cdot K^{-1}$], $f(v)$ - funkcja prędkości wiatru v , uwzględniająca turbulencyjny ruch powietrza między powierzchnią i poziomem z [$m \cdot s^{-1}$], T_a - temperatura powietrza na wysokości odniesienia (zwykle $z=2m$), e_a - ciśnienie pary wodnej w powietrzu na wysokości odniesienia [kPa], e_a^* - ciśnienie pary wodnej nasyconej w temperaturze powietrza T_a [kPa], Δ - nachylenie krzywej ciśnienia pary wodnej nasyconej względem osi temperatury [$kPa \cdot K^{-1}$].

Występująca w równaniu (29) funkcja $f(v)$ może być przedstawiona jako empiryczne wyrażenie:

$$f(v) = a_w + b_w v_{2m} \quad (30)$$

gdzie: a_w , b_w - współczynniki empiryczne, v_{2m} - prędkość wiatru mierzona na wysokości 2 m nad powierzchnią gleby.

Analizę współczynników a_w , b_w dla całego okresu wegetacyjnego koniczyny i traw przeprowadził Wright [137] wyrażając je jako funkcję dnia w roku i szerokości geograficznej. Ponieważ dane stanowiące podstawę określenia współczyn-

ników a_w , b_w pochodziły ze stacji lizymetrycznej w Kimberly, w stanie Idaho, tę metodę określania ewapotranspiracji nazwano metodą Kimberly Penmana.

Rozwinięcie równania (29) znane jako „Penman 1963” [92] pozwala na obliczanie ewapotranspiracji poprzez większą liczbę mierzalnych wielkości tworzących trzy człony równania: człon salda promieniowania krótkofalowego, człon salda promieniowania długofalowego i człon aerodynamiczny:

$$LE = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_s (1 - \alpha) - \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_{lb} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(v) [e_a^* - e_a] \quad (31)$$

gdzie R_s - gęstość strumienia promieniowania słonecznego krótkofalowego dochodzącego do powierzchni [$W \cdot m^{-2}$], α - albedo powierzchni parującej, R_{lb} - gęstość strumienia salda promieniowania długofalowego [$W \cdot m^{-2}$].

Niektórzy autorzy [26, 111] próbowali w podobny sposób liczyć ewapotranspirację bazując na równaniu:

$$LE = a \frac{\Delta \cdot R_n}{\Delta + \gamma} \quad (32)$$

gdzie a jest współczynnikiem empirycznym (równym około 1.3).

Udoskonaleniem równania Penmana było uwzględnienie oporu aparatów szparkowych roślin r_c na transport pary wodnej oraz szorstkości powierzchni, która wpływa na intensywność przenoszenia pędu ku powierzchni roślin.

Równanie Penmana-Monteitha [77], wyprowadzone w 1965 roku, łączy logarytmiczną funkcję dyfuzji wirowej z oporem aparatów szparkowych i ma postać:

$$LE = \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + \rho \cdot c_p \cdot [e_a^* - e_a] / r_a}{\Delta + \gamma \cdot (1 + r_c / r_a)} \quad (33)$$

gdzie ρ - gęstość powietrza [$kg \cdot m^{-3}$], c_p - ciepło właściwe powietrza [$MJ \cdot kg^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$]. Pozostałe wielkości mają następujące wymiary: LE , R_n oraz G [$MJ \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$], e_a^* oraz e_a [kPa], r_c oraz r_a [$s \cdot m^{-1}$].

W roku 1981 Monteith [79] podał modyfikację swojego wzoru z 1965 r.:

$$LE = \frac{\Delta R_n (1 - \tau) + Dc_p / r_H}{\Delta + \gamma [(r_a + r_c) / r_H]} \quad (34)$$

gdzie: D - niedosyt wilgotności powietrza [kPa], r_H - efektywny aerodynamiczny opór na przenoszenie ciepła i promieniowania długofalowego [$s \cdot m^{-1}$], zdefiniowany wzorem:

$$r_H^{-1} = r_a^{-1} + (c_p / 4 \varepsilon_c \sigma T_a^3)^{-1} \quad (35)$$

gdzie ε_c - współczynnik emisyjności łań, σ - stała Stefana-Boltzmannna [$W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$], T_a - temperatura powietrza [K], pozostałe wielkości jw.

W ostatnich latach coraz większą popularnością cieszą się półempiryczne wzory liczenia ewapotranspiracji potencjalnej znane pod nazwą FAO-24 [30,31]. Dotyczą one następujących metod: FAO-24 Penman, FAO-24 Blaney-Criddle, FAO-24 metoda radiacyjna i metoda FAO-24 oparta na pomiarze ewaporometrami wodnymi. Metody te pozwalają na obliczenie ewapotranspiracji potencjalnej odniesienia dla trawy lub lucerny z uwzględnieniem empirycznych współczynników korekcyjnych, które otrzymano w ściśle kontrolowanych doświadczeniach poletkowych prowadzonych w różnych warunkach meteorologicznych przy zastosowaniu metody regresji wielokrotnej z parametrami klimatycznymi jako zmiennymi niezależnymi.

Metody bazujące na bilansie masy wykorzystują zasadę zachowania masy w odniesieniu do wybranej części cyklu hydrologicznego. W podejściu tym głównym założeniem jest, by intensywność dopływu pomniejszona o intensywność odpływu dawała intensywność zmian wody zmagazynowanej.

Jednym ze sposobów określania ewapotranspiracji wykorzystujących bilans masy jest stosowanie lizymetrów i ewaporometrów glebowych, które umożliwiają pomiar ilości parującej wody z monolitu glebowego. Lizymetry działają na zasadzie regulacji sztucznie utrzymywanego poziomu wody glebowej, a ewaporometry na zasadzie określania zmian wagi monolitu. Są to pojemniki wypełnione glebą, których ściany boczne i dno są wodoszczelne.

Metody empiryczne wykorzystują związki między ewapotranspiracją a podstawowymi elementami meteorologicznymi, takimi jak: radiacja słoneczna, niedosyt prężności pary wodnej w powietrzu, temperatura powietrza i inne. Związki te otrzymuje się dla konkretnego stanowiska stosując statystyczne metody analizy

dla reprezentatywnej populacji danych. Stąd wynika ograniczoność stosowania otrzymanych wzorów na ewapotranspirację dla podobnych warunków topograficznych. Ponieważ w takim podejściu uwzględnia się do wyliczeń tylko wybrane elementy meteorologiczne, metody empiryczne obarczone są dużym błędem.

5.2. Równanie bilansu cieplnego powierzchni czynnej. Transport wody i ciepła w systemie gleba-roślina-atmosfera

Równanie bilansu cieplnego (28) opisuje proces wymiany energii badanej powierzchni parującej (np. powierzchni roślin). W zależności od rodzaju zastosowania, poszczególne człony tego równania mogą okazać się mało istotne i są wówczas pomijane. Najczęściej stosuje się następującą formę równania bilansu cieplnego:

$$L \cdot E + H + R_n + G = 0 \quad (36)$$

gdzie: $L \cdot E$ - gęstość strumienia ciepła utajonego (ekwiwalent energetyczny strumienia ewapotranspiracji) [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$]; L - ciepło utajone parowania ($L=2,45 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$); E - strumień ewapotranspiracji [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$]; H - gęstość strumienia ciepła jawnego [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$]; R_n - gęstość strumienia salda promieniowania górnej powierzchni rozpatrywanej warstwy [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$]; G - gęstość strumienia ciepła w glebie [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$];

W równaniu tym strumienie skierowane do powierzchni mają wartości dodatnie, a strumienie skierowane przeciwnie do powierzchni mają wartości ujemne. Składniki równania bilansu cieplnego przedstawiono graficznie na Rys. 6.

Saldo promieniowania R_n (radiacja netto) jest wynikiem zestawienia wszystkich strumieni absorbowanych przez powierzchnię aktywną i emitowanych przez nią. Słońce emituje głównie promieniowanie krótkofalowe $<4 \mu\text{m}$, natomiast chmury, powietrze, gleba i rośliny emitują promieniowanie długofalowe $>4 \mu\text{m}$. Saldo promieniowania R_n przedstawia różnicę między docierającym do powierzchni promieniowaniem krótko i długofalowym a odbitym krótkofalowym i wypromieniowanym długofalowym:

$$R_n = (1 - \alpha_s)R_s + (1 - \alpha_l)R_l - \varepsilon\sigma T_c^4 \quad (37)$$

gdzie: α_s, α_l - współczynniki odbicia powierzchni odpowiednio dla promieniowania krótkofalowego i długofalowego; R_s, R_l - gęstości strumieni promieniowania krótkofalowego i długofalowego [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$]; T_c - temperatura powierzchni [K]; ε - współczynnik emisyjności powierzchni; σ - stała Stefana-Boltzmana ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$); Ponieważ $\varepsilon + \alpha_l = 1$ więc równanie (37) można zapisać w postaci:

$$R_n = (1 - \alpha_s)R_s + \varepsilon(R_l - \sigma T_c^4) \quad (38)$$

W modelach ewapotranspiracji korzystających z danych teledetekcyjnych saldo promieniowania R_n występuje albo jako wielkość zmierzona bezpośrednio albo obliczona na podstawie pomiaru innych wielkości, w tym mierzonych teledetekcyjnie [28, 53, 108].

Jackson i in. [54] opracowali metodę określania salda promieniowania wykorzystującą punktowe pomiary naziemne promieniowania dochodzącego krótko- i długofalowego oraz teledetekcyjne pomiary radiometrem wielospektralnym odbitego promieniowania krótkofalowego i emitowanego przez powierzchnię długofalowego. Dane pochodzące z punktowych pomiarów naziemnych były ekstrapolowane na obszary o powierzchni dziesiątków kilometrów w przypadku występowania w czasie pomiarów bezchmurnego nieba i warunków stabilnej atmosfery.

W metodzie tej promieniowanie długofalowe emitowane przez glebę pokrytą roślinami określone było na podstawie pomiaru temperatury powierzchni (kanał termalny radiometru wielospektralnego). Pozwoliło to oszacować wpływ różnic temperatury ładu i powietrza spowodowanych różnym uwilgotnieniem gleby na intensywność emitowanego promieniowania długofalowego. Według autorów zakres różnic temperatury pokrywy roślinnej i powietrza odpowiada warunkom od aktywnej transpiracji przy nieograniczonej dostępności wody glebowej (-10 °C) do całkowitego zahamowania transpiracji na skutek braku dostępności wody glebowej (+5 °C). Dla tego zakresu różnic temperatury pokrywy roślinnej i powietrza, wartości gęstości emitowanego promieniowania długofalowego zmieniają się o około 90 W·m⁻² przy temperaturze powietrza 30 °C.

Ponieważ temperatura powierzchni roślin zależy od potencjału wody glebowej więc również R_n zmienia się wraz z potencjałem. Stwierdzono eksperymentalnie, że wraz ze zmianą T_c dla różnych poziomów potencjału wody glebowej saldo promieniowania R_n zmieniało się aż do 20% maksymalnej jego wartości [108].

Strumień ciepła w glebie jest zgodnie z prawem Fouriera wprost proporcjonalny do gradientu temperatury gleby i przewodnictwa cieplnego gleby:

$$G = -\lambda \frac{\partial T_g}{\partial z} \quad (39)$$

gdzie: G - gęstość strumienia ciepła w glebie [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$]; λ - przewodnictwo cieplne gleby [$\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$]; z - głębokość w profilu glebowym [m]; T_g - temperatura gleby [K].

Przewodnictwo cieplne gleby zależy od jej wilgotności, gęstości, porowatości, składu mineralogicznego oraz zawartości materii organicznej. Najbardziej znanymi modelami wyznaczania przewodnictwa cieplnego gleby są: model dyspersyjny de Vriesa oraz statystyczno-fizyczny Usowicza [122]. W obu tych modelach traktuje się glebę jako ośrodek ciągły z rozmieszczonymi w nim ziarnami cząsteczek gleby o regularnych kształtach oraz wodą i powietrzem. Przewodnictwo cieplne gleby w modelu de Vriesa wyznacza się uwzględniając przewodnictwa cieplne poszczególnych składników gleby (frakcji mineralnych, materii organicznej, wody i powietrza):

$$\lambda = \frac{\sum_{i=0}^n k_i x_i \lambda_i}{\sum_{i=0}^n k_i} \quad (40)$$

gdzie n - liczba składników gleby, λ_i - przewodnictwo cieplne i -tego składnika, x_i - ułamek objętości i -tego składnika w objętości gleby, k_i - stosunek średniego gradientu temperatury w ziarnach i -tego składnika do tego gradientu w ośrodku glebowym jako całości.

Model Usowicza, traktujący zbiór cząsteczek gleby jako układ równoległe i szeregowo połączonych rezystorów cieplnych pozwala określić średnią wartość przewodnictwa cieplnego takiego układu, uwzględniając prawdopodobieństwo wystąpienia wszystkich możliwych konfiguracji cząstek biorących udział w przewodzeniu ciepła..

W niektórych modelach ewapotranspiracji rzeczywistej wielkość strumienia ciepła w glebie jest pomijana gdyż zakłada się w nich, że strumień ten stanowi niewielki procent salda promieniowania [14,104]. Badania wykazały, że przy pełnym pokryciu gleby roślinami strumień G stanowi około 0,1 strumienia salda promieniowania R_n , natomiast dla gołej suchej gleby jego wartość dochodzi do 0,3 R_n [54,98].

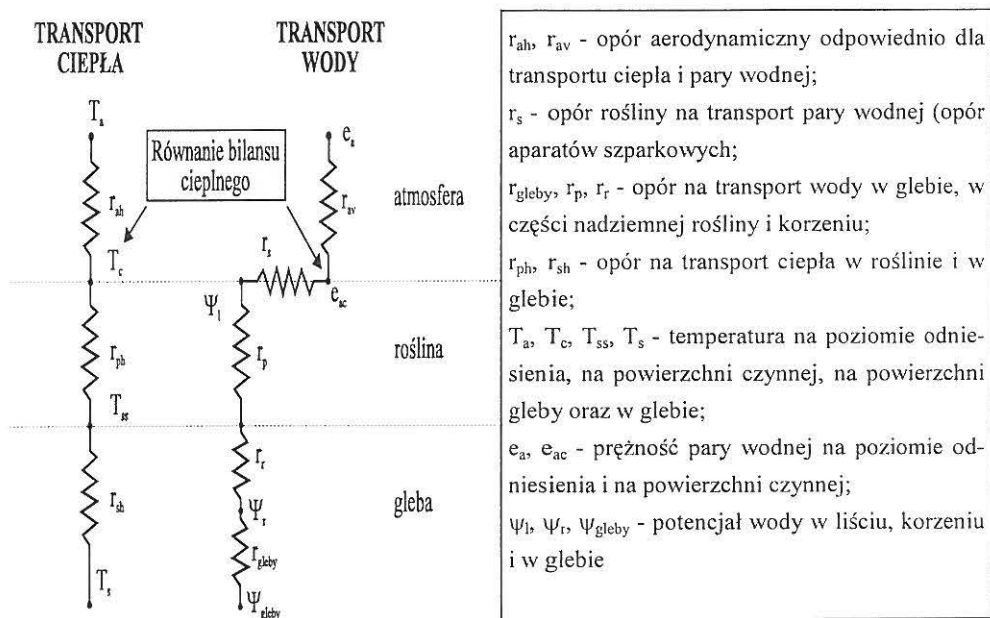
W Polsce badania nad empirycznym związkiem między strumieniem ciepła w glebie przy pokryciu roślinnością łąkową oraz temperaturą powietrza T_a i saldem promieniowania R_n prowadzone były w Zakładzie Agrometeorologii Akademii Rolniczej w Poznaniu oraz w Instytucie Geodezji i Kartografii w Warsza-

wie gdzie dodatkowo uwzględniono gęstość roślin wyrażoną poprzez wskaźnik LAI (powierzchnię projekcyjną liści) [28]. Otrzymany związek przedstawia wzór:

$$G = -4.27 + 0.063 \cdot R_n + 0.355 \cdot T_a + 0.87 \cdot LAI \quad (41)$$

Zależność ta wykorzystana była do szacowania ewapotranspiracji łąk na podstawie analizy zdjęć satelitarnych NOAA.

Transport ciepła i wody w układzie gleba-roślina-atmosfera można opisać wykorzystując model oporowy zbudowany jako analog obwodu elektrycznego. Schemat takiego modelu przedstawia Rys. 13.



Rys. 13. Uproszczony oporowy model transportu wody i ciepła w systemie gleba-roślina-atmosfera

Fig. 13. Simplified resistive model of water and heat transport in soil-plant-atmosphere system

Równania transportu dla strumieni ciepła jawnego H i ciepła utajonego $L \cdot E$ przyjmują postać:

$$H = \rho \cdot c_p \frac{T_c - T_a}{r_{ah}} \quad (42)$$

$$L \cdot E = \frac{\rho \cdot c_p \cdot e_c^* - e_a}{\gamma \cdot r_{av} + r_s} \quad (43)$$

gdzie T_c - temperatura pokrywy roślinnej [K]; T_a - temperatura powietrza [K] mierzona na wysokości referencyjnej z_a ; e_c^* - prężność pary wodnej nasyconej [Pa] w temperaturze T_c ; e_a - prężność pary wodnej w powietrzu [Pa] mierzona na wysokości referencyjnej z_a [m]; r_{ah} , r_{av} - aerodynamiczne opory atmosfery odpowiednio na transport ciepła i pary wodnej [$s \cdot m^{-1}$]; r_s - dyfuzyjny opór roślin na transport pary wodnej [$s \cdot m^{-1}$]; ρ - gęstość powietrza [$kg \cdot m^{-3}$]; γ - stała psychrometryczna [$Pa \cdot K^{-1}$].

Aerodynamiczny opór atmosfery na transport ciepła r_{ah} jest funkcją prędkości wiatru, stabilności atmosfery nad pokrywą roślinną i charakteru powierzchni (wysokość i rodzaj roślin).

Stan równowagi termodynamicznej atmosfery wyraża związek między siłami wypływu aerodynamicznego związanymi z pionowym gradientem temperatury powietrza a siłami zewnętrznymi wywołanymi poziomym ruchem masy powietrza.

Warunki stabilności atmosfery można określać poprzez relację temperatury pokrywy roślinnej i temperatury atmosfery nad nią. W warunkach równowagi obojętnej ($T_c \approx T_a$) opór r_{ah} jest wyrażony jako funkcja prędkości wiatru i szorstkości powierzchni [18, 108]:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{om}}\right) \cdot \ln\left(\frac{z_a - d}{z_{oh}}\right)}{k^2 u} \quad (44)$$

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 [$m \cdot s^{-1}$];

Stan równowagi chwiejnej występuje w przypadku gdy ograniczona ewapotranspiracja powoduje wzrost temperatury roślin ($T_c > T_a$). W tych warunkach następuje wzrost intensywności pionowego transportu masy i ciepła. Półempiryczne równanie na opór aerodynamiczny r_{ah} według Paulsona [87] ma postać:

$$r_{ch} = \frac{\left[\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{om}}\right) - P_1 \right] \cdot \left[\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{oh}}\right) - P_2 \right]}{k^2 u} \quad (45)$$

gdzie P_1, P_2 - funkcje stabilności atmosfery, a pozostałe wielkości tak jak w równaniu (44).

Funkcje P_1, P_2 wyrażone są poprzez równania:

$$P_1 = 2 \cdot \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \cdot \arctan(x) + \frac{\pi}{2} \quad (46)$$

$$P_2 = 2 \cdot \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) \quad (47)$$

gdzie:

$$x = \left(1 - 16 \cdot \frac{z_a - d}{L}\right)^{0.25} \quad (48)$$

Wielkość L [m] występująca w tym równaniu nazywa się długością równowagi Monin-Obuchowa i określa wysokość od której głównym mechanizmem w pionowych procesach wymiany energii i masy jest swobodna konwekcja:

$$L = \frac{u_*^3 \cdot \rho \cdot c_p \cdot T_a}{k \cdot g \cdot H} \quad (49)$$

gdzie u_* - prędkość dynamiczna (tarciova) określająca efektywność przenoszenia pędu z powietrza przepływającego nad podłożem w kierunku tego podłoża [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]; ρ - gęstość powietrza [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]; c_p - ciepło właściwe powietrza [$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]; g - przyspieszenie grawitacyjne ($9,813 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$); T_a - temperatura powietrza [K]; k - stała von Karmana.

W przypadku warunków równowagi stałej atmosfery ($T_c < T_a$) opór aerodynamiczny atmosfery na transport ciepła wyraża się następującymi półempirycznymi równaniami [18]:

$$r_{ch} = \frac{\left[\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{om}}\right) + 4.7 \cdot \frac{z_a - d}{L} \right] \cdot \left[\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{oh}}\right) + 4.7 \cdot \frac{z_a - d}{L} \right]}{k^2 u} \quad \text{dla } L > z_a - d \quad (50)$$

$$r_{ah} = \frac{\left[\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{om}}\right) + 4.7 \right] \cdot \left[\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{oh}}\right) + 4.7 \right]}{k^2 u} \quad \text{dla } 0 < L \leq z_a - d \quad (51)$$

W modelu TERGRA [108] przyjęto, że parametry szorstkości dla pędu i ciepła jawnego z_{om} , z_{oh} są sobie równe ($z_{om} = z_{oh} = 0,13 \cdot h_c$, gdzie h_c - średnia wysokość pokrywy roślinnej. Wartość parametru szorstkości dla transportu ciepła z_{oh} wynosi około 0.1 wartości parametru szorstkości dla pędu z_{om} . Według tego autora wielkości z_{om} i z_{oh} związane są z wysokością roślin h_c następującymi wzorami:

$$z_{om} = 0.123 \cdot h_c \quad (52)$$

$$z_{oh} = 0.0123 \cdot h_c \quad (53)$$

Natomiast rekomendowaną wysokość przesunięcia płaszczyzny zerowej d określa wzór:

$$d = 0.67 \cdot h_c \quad (54)$$

Inną metodę określania oporu aerodynamicznego r_{ah} zaproponował Jackson [55] wyznaczając warunki równowagi termodynamicznej powietrza w oparciu o liczbę Richardsona R_i , wyrażającą związek między siłami pionowego i poziomego transportu masy i energii:

$$R_i = \frac{g(T_a - T_s)(z_a - d)}{T_a u^2} \quad (55)$$

gdzie: g - przyspieszenie grawitacyjne [$m \cdot s^{-2}$], a pozostałe symbole jak w poprzednich równaniach.

W tym ujęciu opór aerodynamiczny transportu ciepła wyraża się wzorami:

$$r_{ah} = \frac{\left\{ \ln\left[\frac{z_a - d + z_0}{z_0}\right] / k \right\}^2 (1 + 15R_i)(1 + 5R_i)^{1/2}}{u} \quad \text{dla } (T_s - T_a) < 0 \quad (56)$$

$$r_{ah} = \frac{\left\{ \ln\left[\frac{z_a - d + z_0}{z_0}\right] / k \right\}^2}{\left\{ 1 - 15R_i / \left[1 + C(-R_i)^{1/2} \right] \right\}} \cdot u \quad \text{dla } (T_s - T_a) > 0 \quad (57)$$

gdzie: parametr C określony jest jako:

$$C = \frac{75k^2 \left[(z_a - d + z_0) / z_0 \right]^{1/2}}{\left\{ \ln \left[(z_a - d + z_0) / z_0 \right] \right\}^2} \quad (58)$$

Metoda bilansu cieplnego z oporem aerodynamicznym określonym powyższymi równaniami (55-58) była porównywana z metodą opartą o stosunek Bowna dla pól z uprawą bawełny i pszenicy, przy czym otrzymano dużą zgodność (w granicach 10%) chwilowych wartości ewapotranspiracji liczonych obiema metodami.

5.3. Wykorzystanie ewapotranspiracji rzeczywistej i potencjalnej do określania stresu wodnego roślin

Wielkość ewapotranspiracji rzeczywistej stanowi informację o dostępności i możliwości wykorzystania wody glebowej przez rośliny. Jednocześnie istnieje duże zróżnicowanie intensywności ewapotranspiracji rzeczywistej w ciągu doby, co w głównej mierze zależy od warunków meteorologicznych. Informacja na temat potencjalnej możliwości parowania z powierzchni użytkowanej rolniczo może być uzyskana poprzez wyznaczenie ewapotranspiracji potencjalnej. W praktyce rolniczej dąży się do tego, aby na podstawie pojedynczych pomiarów np. temperatury radiacyjnej łanu roślin uzyskać proste do interpretacji wskaźniki intensywności transpiracji a tym samym dostępności wody glebowej dla roślin, co może mieć duże znaczenie dla szybkiej interwencji w celu optymalizacji warunków wodnych w środowisku rozwoju roślin. W literaturze pojawiło się wiele wskaźników stresu wodnego roślin opartych o pomiar temperatury radiacyjnej łanu [23, 24, 24, 33, 49, 54, 56, 71, 80,]. W przypadku dysponowania pojedynczymi pomiarami temperatury radiacyjnej powierzchni łanu wskaźnik taki powinien łączyć wielkość ewapotranspiracji rzeczywistej z referencyjną ewapotranspiracją potencjalną dla danej powierzchni parującej.

Poprzez połączenie równań (36), (42) i (43) otrzymujemy związek pomiędzy aktualną wartością temperatury radiacyjnej łanu a parametrami agrometeorologicznymi w przygruntowej warstwie atmosfery:

$$T_c = T_a + \frac{r_a (R_n - G)}{\rho c_p} \frac{\gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} - \frac{e_a^* - e_a}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \quad (59)$$

Z tego równania wynika, że różnica pomiędzy temperaturą powierzchni roślin a temperaturą powietrza jest liniowo zależna od niedosytu wilgotności powietrza. ($e_a^* - e_a$), przy założeniu, że wartości r_a , R_n , i G są stałe. Zależność ta była wykorzystana przez Jacksona i in. [51] do stworzenia wskaźnika stresu wodnego roślin - Crop Water Stress Index (CWSI). Wskaźnik ten bazuje na stosunku ewapotranspiracji rzeczywistej i potencjalnej i wyrażany jest jako:

$$CWSI = 1 - \frac{E_a}{E_p} \quad (60)$$

gdzie: E_a - ewapotranspiracja rzeczywista [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$], E_p - ewapotranspiracja potencjalna [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$];

W przypadku, gdy ewapotranspiracja rzeczywista całkowicie ustaje wskutek niedostępności wody glebowej do strefy korzeniowej, opór aparatów szparkowych r_c dąży do nieskończoności ($r_c \rightarrow \infty$). Wówczas równanie (59) przyjmuje postać:

$$(T_c - T_a)_{ul} = \frac{r_a(R_n - G)}{\rho c_p} \quad (61)$$

gdzie: $(T_c - T_a)_{ul}$ nazywany jest górną granicą różnicy między temperaturą roślin a temperaturą powietrza.

Przy nieograniczonej dostępności wody glebowej, gdy roślina transpiruje z potencjalną intensywnością, opór aparatów szparkowych przyjmuje wartość potencjalną r_{cp} i mamy wówczas do czynienia z dolną granicą różnicy temperatury łanu i temperatury powietrza $(T_c - T_a)_{il}$:

$$(T_c - T_a)_{il} = \frac{r_a(R_n - G)\gamma^*}{\rho c_p(\Delta + \gamma^*)} - \frac{(e_a^* - e_a)}{\Delta + \gamma^*} \quad (62)$$

$$\text{gdzie: } \gamma^* = \gamma \left(1 + \frac{r_{cp}}{r_a} \right). \quad (63)$$

Dolna granica $(T_c - T_a)_{il}$, zakładając stałe wartości R_n , G i r_a , tworzy zespół linii prostych dla różnych wartości temperatury powietrza.

Wskaźnik stresu wodnego CWSI może być zapisany przy wykorzystaniu równań (61-63) wzorami:

$$CWSI = \frac{\gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right) - \gamma^*}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (64)$$

lub

$$CWSI = \frac{(T_c - T_a)_a - (T_c - T_a)_l}{(T_c - T_a)_u - (T_c - T_a)_l} \quad (65)$$

Wskaźnik CWSI był stosowany do określania stresu wodnego różnych roślin [21, 22, 33, 52, 53, 66, 67, 75, 84, 97, 112, 114, 134,] i pojawiło się kilka jego modyfikacji uwzględniających empiryczne związki między wielkościami fizycznymi wchodzącymi w skład równania bilansu cieplnego [24, 56]. Stwierdzono, że wskaźnik ten jest silnie uzależniony od takich parametrów meteorologicznych, jak saldo promieniowania, prędkość wiatru, temperatura gleby, oraz że wskaźnik ten jest czuły na niewielkie zmiany potencjału wody glebowej [56, 71, 84,].

6. CEL PRACY

Instytut Agrofizyki PAN prowadził badania dotyczące zastosowania techniki pomiaru i interpretacji temperatury radiacyjnej i zobrazowań termalnych w zastosowaniu ich w rolnictwie. Uczestniczył w latach 1987-88 w CPBP nr 01.20. "Rozwój i wykorzystanie badań kosmicznych" podprogram 4 "Teledetekcja" realizując zadanie badawcze "Określenie zależności między wilgotnością gleby a temperaturą radiacyjną pokrywającej ją roślinności łąkowej na podstawie laboratoryjnych badań wazonowych". Koordynator tego zadania badawczego, Instytut Geodezji i Kartografii w Warszawie, udostępnił system pomiarowy AGA 680 SWB (Short Wave Band). Doświadczenia i pomiary prowadzono w hali wegetacyjnej Akademii Rolniczej w Lublinie we współpracy z Zakładem Łąkarstwa Wydziału Rolniczego. W ramach tych badań zrealizowano I etap pracy.

Badania kontynuowano na stacji lizymetrycznej w Sosnowicy należącej do Terenowego Oddziału Badawczego Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych w Falentach (II etap pracy).

Dotychczasowe badania dotyczące zastosowania pomiarów temperatury radiacyjnej w rolnictwie wykazały bardzo szeroki zakres czynników wpływających na jej kształtowanie się; stresy, choroby, genotypy, oraz różne oddziaływanie tych czynników wspólnie występujących i zależnie od tego w jakich warunkach agroklimatycznych (temperatura powietrza, prężność pary wodnej, wiatr itp.) rośliny się znajdują. Wrażliwość temperatury radiacyjnej na różne czynniki w różnych warunkach świadczy o bardzo szerokim wachlarzu stosowaniu jej pomiaru w rolnictwie. Równocześnie jednak czyni to bardzo trudnym, a czasami wręcz niemożliwym interpretowanie a szczególnie porównywanie uzyskanych wyników w różnorodnych dynamicznych warunkach naturalnych.

Celem pracy było:

1. zbadanie wpływu stanu energetycznego wody (zawartości i potencjału wody glebowej) na kształtowanie się temperatury radiacyjnej naturalnej pokrywy roślinnej w doświadczeniu laboratoryjnym i lizymetrycznym (polowym);
2. porównanie i weryfikacja modeli wyliczania ewapotranspiracji rzeczywistej i potencjalnej z zastosowaniem pomiaru temperatury radiacyjnej roślin; realizację tego celu zdecydowano przeprowadzić w dwóch etapach, tzn. poprzez ocenę i wstępną selekcję metod określania ewapotranspiracji na podstawie badań literaturowych, a następnie poprzez weryfikację wybranych metod na podstawie badań lizymetrycznych pokrywy łąkowej.

3. oznaczenie stanu energetycznego wody w roślinie stosując wskaźnik stresu wodnego roślin CWSI z wykorzystaniem pomiaru potencjału wody w glebie i roślinie.

W doświadczeniach założono regulowanie warunków wodnych, a pozostałe czynniki były mierzone i identyczne dla wszystkich wariantów warunków wilgotnościowych w wazonach i lizymetrach. Zwrócono szczególną uwagę, aby pomiary były przeprowadzone z zastosowaniem obiektywnych technik i procedur pomiarowych zgodnych z zasadami metrologii. Założono prowadzenie tych badań w aspekcie oceny możliwości zastosowania lotniczych i satelitarnych zobrażeń termalnych do oceny warunków wilgotnościowych terenów użytkowanych rolniczo.

7. METODA I OBIEKT BADAŃ

7.1. Obiekt badań

Dla zamierzonego celu badawczego, jako najbardziej reprezentatywne, wybrano łąki Łąkarskiej Stacji Doświadczalnej w Sosnowicy, należące do Katedry Łąkarstwa Akademii Rolniczej w Lublinie (Rys.14). Łąki te są częścią dużego kompleksu torfowisk niskich w centralnej części Kanału Wieprz-Krzna i znajdują się w dolinie rzeki Piwonii. W podziale fizyczno-geograficznym kraju tereny te należą do subregionu Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie będącego częścią Polesia Lubelskiego. Użytki te zostały zmeliorowane rowami otwartymi w latach 1964-65. Na terenie stacji występują gleby organiczne - 74% powierzchni i gleby mineralne - 24%. Z wykonanych 10 odkrywek glebowych i dodatkowych sondowań gleba organiczna na Stacji ma następujący profil:

Tabela 3. Przykładowy profil gleby organicznej w Sosnowicy - odkrywka nr 2 [103]

Table 3. Exemplary organic soil profile in Sosnowica - soil pit No. 2 [103]

Warstwa w cm	Symbol	Poziom i jego charakterystyka
0-5	M ₁	Próchniczno-darniowy przerośnięty korzeniami mursz
5-20	M ₁	silnie rozłożony mursz, dołem gniazda nierozłożonego torfu z morficzną strukturą resztek roślinnych
20-64	T ₁	torf turzycowo-szuwarowy, R2
64-150	T ₂	torf szuwarowy, R1, namulony warstwowo
>150	D	piasek gruboziarnisty

Przy doborze rodzajów gleby kierowano się największym ich zróżnicowaniem pod względem fizycznym, chemicznym, biologicznym i gospodarczym. Dlatego też wybrano jedną łąkę o typowej glebie torfowo-murszowej o średnim stopniu zmurzenia, wytworzonej z torfu turzycowego średnio rozłożonego podścielanego torfem szuwarowym. Łąkę tą należy zaliczyć do łągów korzystających głównie z wody podsiąkającej.

Druga łąka reprezentowała glebę mineralną, hydrogeniczną czarną ziemię o płytkim poziomie warstwy próchnicznej i niskim poziomie wody gruntowej. Łąka ta zaliczana jest do łąk, korzystających głównie z wody opadowej

Tabela 4. Przykładowy profil gleby mineralnej w Sosnowicy - odkrywka nr 7 [103]

Table 4. Exemplary organic soil profile in Sosnowica - soil pit No. 7 [103]

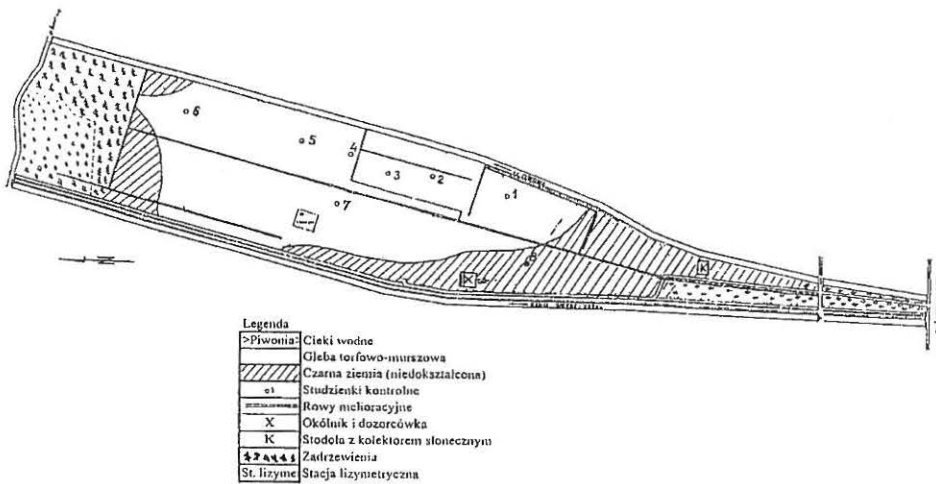
Warstwa w cm	Symbol	Poziom i jego charakterystyka
5-8	Ad	poziom próchniczno-darniowy silnie przerosnięty korzeniami
8-23	A ₁	Próchniczny, jasno-brązowy piasek luźny
23-55	A ₃	Wymywania z naciekami, przejście stopniowe, piasek luźny
55-88	B	Wmywania, barwa rdzawo-żółta, piasek gruboziarnisty
>88	C	skała macierzysta, piasek gruboziarnisty

Badania polowe prowadzono na Stacji Lizymetrycznej należącej do Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych w Falentach, Terenowego Oddziału Badawczego w Lublinie. Stacja ta położona jest w centralnej części regionu Kanału Wieprz-Krzna, na wysokości 164 m n.p.m. i posiada współrzędne geograficzne 51°31'30" N oraz 23°04'48" E.

Lizymetry o powierzchni 1600 cm² i wysokości 120 cm wypełnione były monolitami glebowymi, pobranymi w stanie nienaruszonym wraz z naturalną pokrywą roślinną. Dla obydwu gleb sporządzono charakterystyki retencji wodnej pF. Próbkę pobrano z trzech poziomów: 0-5 cm, 10-15 cm oraz 25-30 cm, czyli z warstwy gleby, w której rozwija się system korzeniowy roślinności łąkowej. Na Rys. 15 przedstawiono wartości wilgotności objętościowej dla krzywej osuszania dla wybranych wartości pF dla obu gleb.

W lizymetrach, podobnie jak na otaczających łąkach, stosowano trójkośny system uprawowy oraz taki sam system nawożeniowy [74, 130].

Obydwie łąki dobrze reprezentują większość obszarów użytków zielonych położonych w Makroregionie Lubelskim. Potwierdzeniem tego jest skład runi łąkowej zamieszczony w tabeli 5.



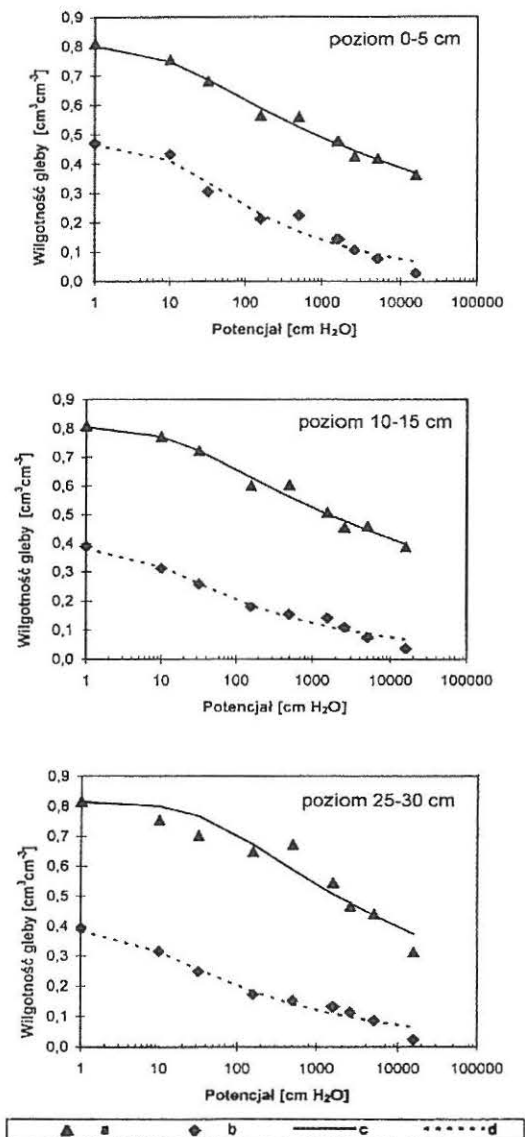
Rys. 14. Schemat użytków zielonych Łąkarskiej Stacji Doświadczalnej w Sosnowicy Akademii Rolniczej w Lublinie

Fig. 14. Scheme of grassland belonging to Experimental Grassland Farming Station in Sosnowica of Agricultural University in Lublin

Tabela 5. Skład gatunkowy runi łąk w Sosnowicy [130]

Table 5. Floristic composition of Sosnowica meadows [130]

Skład botaniczny runi łąki organicznej [%]		Skład botaniczny runi łąki mineralnej [%]	
Trawy	92,9	Trawy	94,1
1. Kostrzewa łąkowa	10,3	1. Kostrzewa czerwona	9,5
2. Kupkówka pospolita	15,6	2. Kostrzewa łąkowa	11,3
3. Stokłosa bezostna	8,9	3. Stokłosa bezostna	24,8
4. Tymotka łąkowa	12,3	4. Wiechlina łąkowa	40,2
5. Wiechlina łąkowa	35,1	5. Życica trwała	8,3
6. Wyczyniec łąkowy	10,7		
Rośliny dwuliścienne	7,1	Rośliny dwuliścienne	5,9
1. Gwiazdnica pospolita	0,7	1. Bluszcz kurdybanek	1,0
2. Jaskier rozłogowy	1,9	2. Bratek polny	0,4
3. Mniszek pospolity	4,2	3. Rogownica trawiasta	0,5
4. Szczaw tępolistny	0,3	4. Mniszek pospolity	4,0



Rys. 15. Wartości pF (dla krzywej osuszania) dla trzech poziomów gleby. Wartości zmierzone: gleba organiczna (a), gleba mineralna (b), oraz krzywe wyznaczone metodą Mualema [131]: gleba organiczna (c), gleba mineralna (d)

Fig. 15. Values of pF (for drying curve) for three soil levels. Measured values: organic soil (a), mineral soil (b), and pF curves obtained with Mualem method [131]: organic soil (c), mineral soil (d)

7. 2. Opis systemu pomiarowego

7.2.1. Kamera termowizyjna AGA 680 SWB

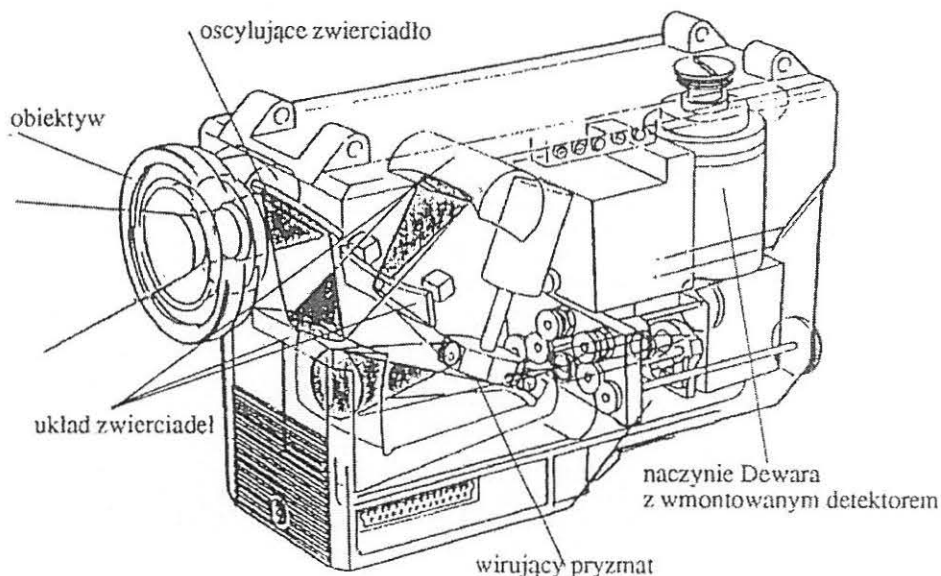
W doświadczeniu laboratoryjnym temperaturę radiacyjną pokrywy roślinnej mierzono stosując system termowizyjny AGA 680 SWB (Short Wave Band) pracujący w zakresie 3-5,5 μm . System składał się z kamery skanującej, monitora obrazowego oraz dodatkowego monitora kolorowego. Monitory były wyposażone w przystawki, umożliwiające rejestrację uzyskanych termogramów na błonie fotograficznej w celu ich dalszej analizy densytometrycznej.

Pomiar temperatury radiacyjnej wykonywany był początkowo za pomocą izotermy bezpośrednio na monitorze obrazowym. Ponieważ ten sposób wykonywania pomiarów okazał się niedokładny, obarczony błędem zależnym od subiektywnego odczucia osoby mierzącej. Po stwierdzeniu niemożliwości posługiwania się izotermą w pomiarach różnic temperatur użyto aparatury umożliwiającej bezpośredni elektroniczny pomiar różnicy temperatur obiektów będących jednocześnie w polu widzenia kamery. W tym celu zaprojektowano i wykonano układ zamieniający sygnał wyjściowy z kamery na napięcie elektryczne możliwe do zmierzenia woltomierzem cyfrowym. Układ ten umożliwiał dokonywanie precyzyjnego pomiaru temperatury radiacyjnej w wybranym dowolnie punkcie ekranu, o ile obraz był statyczny w czasie dokonywania pomiaru (5-7 sek.) i temperatura obiektu nie zmieniała się znacznie w tym czasie (ograniczeniem była wielkość $0.01 \text{ } ^\circ\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$).

7.2.2. Kamera termowizyjna AGEMA 880 LWB

W kamerze termowizyjnej AGEMA 880 LWB (Rys. 16) promieniowanie dochodzące od obiektu przechodząc przez układ soczewek germanowych wchodzi do układu mechanicznej analizy obrazu.

Najpierw jest ono skupiane na oscylującym zwierciadle rozkładającym obraz w płaszczyźnie pionowej przechodząc przez układ trzech na stałe zamocowanych zwierciadeł jest ogniskowane na wielokątym graniastosłupie o poziomej osi obrotu, obracającym się wokół niej z prędkością 16000 obrotów/min.



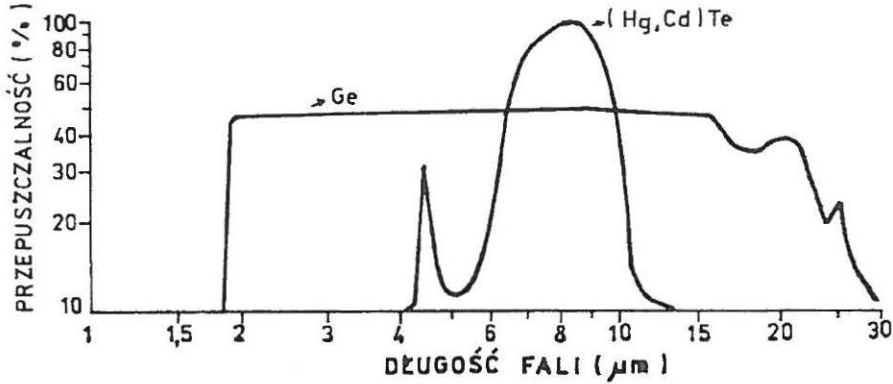
Rys. 16. Budowa kamery termograficznej AGEMA 880 LWB [2]

Fig. 16. Cutaway view of AGEMA 880 LWB Thermovision scanner [2]

Obydwa ruchome zwierciadła są kontrolowane przez mikroprocesor. Ruch pionowego i poziomego zwierciadła jest tak zsynchronizowany, aby otrzymywać obraz składający się z 70 aktywnych poziomych linii w czterech pionowych polach (razem 280 aktywnych linii na obraz) otrzymuje się 6 pełnych obrazów obiektu na sekundę. Strumień promieniowania odbity od poziomego wirującego zwierciadła po przejściu przez układ przesłony i filtr jest skupiony na punktowym detektorze (średnica $150\ \mu\text{m}$) umocowanym z boku naczynia Dewara z ciekłym azotem. Sygnał elektryczny z detektora fotoelektrycznego przechodzi do monitora termowizyjnego, gdzie ulega odpowiedniej obróbce. Widoczny zakres czułości kamery termograficznej jest wypadkową czułości widmowej optyki germanowej i detektora (Rys. 17).

Urządzenia termograficzne wykorzystuje się do pomiaru rozkładu temperatury radiacyjnej badanych powierzchni. Pomiar ten nie odbywa się jednak w sposób bezpośredni. Detektor rejestruje promieniowanie podczerwone dochodzące od badanego obiektu. Gęstość strumienia tego promieniowania jest związana z temperaturą promieniującego obiektu, ale wpływa na nią również pochłanianie promieniowania przez atmosferę, odbite od obiektu podczerwone promieniowanie tła oraz promieniowanie układu optycznego i przeszukiwania. Dlatego przy okre-

ślaniu temperatury radiacyjnej trzeba stosować odpowiednie procedury korekcyjne uwzględniające wpływ tych czynników.



Rys.17. Przepuszczalność optyki i czułość widmowa detektora kamery termograficznej AGEMA 880 LWB [2]

Fig. 17. Optics permeability and spectral sensitivity of the detector of AGEMA 880 LWB thermovision scanner [2]

Miarą zarejestrowanego przez detektor termowizora promieniowania podczerwonego jest wartość termalna (Thermal Value) wyrażona w jednostkach izotermii (IU - Isothermal Units). Związek między wartością termalną a zarejestrowanym strumieniem promieniowania podczerwonego jest liniowy. Natomiast związek między wartością termalną a temperaturą obiektu określa funkcja kalibracyjna:

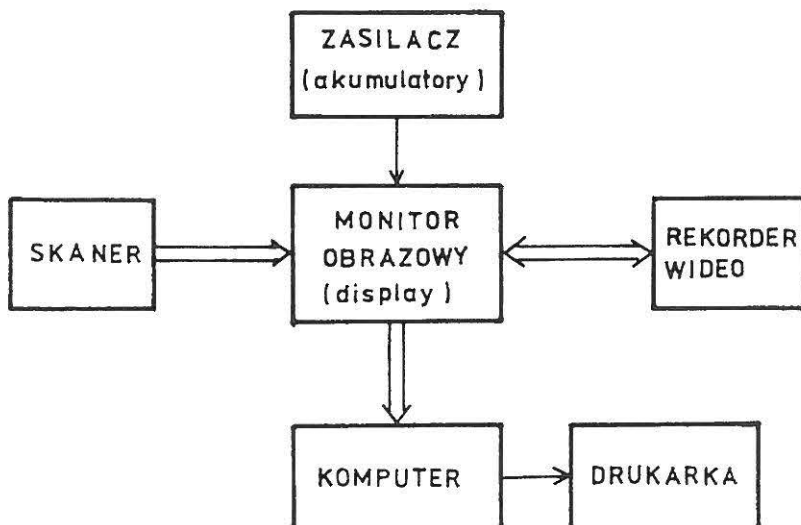
$$I = \frac{R}{\exp\left(\frac{B}{T}\right) - F} \quad (66)$$

gdzie: I - wartość termalna odpowiadająca temperaturze T[IU], T - temperatura bezwzględna obiektu [K], R, B, F - odpowiednio współczynniki: reakcji, spektralny i kształtu.

Funkcję kalibracyjną dla każdego skanera określa się rejestrując promieniowanie ciała doskonale czarnego w różnych temperaturach, wyznaczając współczynniki R, B, F w modelu metodą najmniejszych kwadratów. Przy uproszczonych założeniach ($\epsilon=1$ i $a=1$) kartę kalibracyjną można bezpośrednio stosować do zamiany wartości termalnych na temperaturę. Jest to przydatne w warunkach

polowych do oceny temperatur badanych obiektów, gdy korzysta się tylko z monitora obrazowego i skanera.

Skaner współpracuje w systemie termograficznym AGEMA skonfigurowanym w sposób przedstawiony schematycznie na Rys. 18.



Rys.18. Schematyczne przedstawienie konfiguracji systemu AGEMA 880 LWB

Fig. 18. Schematic presentation of AGEMA 880 LWB system configuration

7.2.3. Reflektometryczny miernik wilgotności (TDR)

Poza temperaturą radiacyjną drugą mierzoną wielkością była wilgotność gleby. Zarówno w doświadczeniu laboratoryjnym jak i lizymetrycznym stosowano reflektometryczny pomiar wilgotności gleby. Zasada działania reflektometrycznego miernika wilgotności TDR oparta jest na pomiarze prędkości propagacji fali elektromagnetycznej w badanym ośrodku (glebie) przy ustalonych parametrach linii transmisyjnej. Prędkość ta wyraża się stosunkiem prędkości światła w próżni do pierwiastka kwadratowego ze stałej dielektrycznej badanego ośrodka. Stała dielektryczna danej gleby zależy głównie od zawartości wody w jednostce objętości gleby i może być z wystarczającą dokładnością opisana wielomianem trzeciego stopnia. W praktyce pomiar wilgotności gleby metodą TDR sprowadza się do pomiaru czasu potrzebnego na przejście fali elektromagnetycznej od momenty wejścia w ośrodek (gdzie następuje pierwsze odbicie) wzdłuż igłowej sondy do jej końca (gdzie ta fala ulega odbiciu po raz drugi). Poprzez określone rów-

niania, zmierzony czas propagacji fali jest przeliczany na wartości zawartości wody w jednostce objętości gleby.

Przyrząd TDR produkowany przez firmę Easy Test w Lublinie wg. licencji Instytutu Agrofizyki PAN w Lublinie składa się z miernika sterowanego mikroprocesorem z matrycowym wyświetlaczem graficznym, zasilanego bateryjnie i podłączonej do niego sondy. Sondy o różnej długości trzonu wykonanego z PCW (o średnicy zewnętrznej 2 cm) zakończone są szpilkami stalowymi o długości 10 cm i rozstawie 1,6 cm. Przyrząd mierzy wilgotności w zakresie 0-100% zawartości wody z dokładnością $\pm 2\%$ i rozdzielczością 0,1%. Czas pojedynczego pomiaru wynosi ok.10 sek. [41,77].

7.2.4. Miernik całkowitego potencjału wody

Potencjał wody w glebie jak i w roślinie mierzono przyrządem firmy Wescor Inc., USA. Metoda pomiaru oparta jest na wyznaczaniu względnej wilgotności pary wodnej w próbce, który to parametr w zakresie od zera do pięćdziesięciu barów jest liniowo związany z potencjałem. W stanie równowagi między fazą stałą i gazową potencjał wody w próbce jest równy potencjałowi pary wodnej. Tak więc, mierząc względną wilgotność powietrza w otoczeniu termozłącza można określić potencjał pary wodnej w próbce. Ponieważ własności wewnętrzne próbki nie wpływają na poprawność pomiaru, metodę można stosować do pomiaru potencjału w glebie jak również w tkance roślinnej.

Związek między potencjałem i wilgotnością względną pary wodnej w układzie określony jest wzorem:

$$\Psi = RT \ln \frac{e_a}{e_a^*} \quad (67)$$

gdzie: $-\Psi$ - potencjał wody [$J \cdot kg^{-1}$] wyrażony jako wartość ujemna; T - temperatura pary wodnej [K]; R - stała gazowa [$J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$]; e_a - aktualne ciśnienie pary wodnej [Pa]; e_a^* - ciśnienie pary wodnej nasyconej [Pa] w danej temperaturze.

W stanie równowagi między fazą stałą i gazową potencjał wody w stanie ciekłym jest równy potencjałowi wody w postaci pary wodnej. Tak więc, mierząc względną wilgotność powietrza w otoczeniu termozłącza można określić potencjał wody w próbce. Ponieważ własności wewnętrzne próbki nie wpływają na poprawność pomiaru, metodę można stosować do pomiaru potencjału w glebie jak również w tkance roślinnej.

Zestaw pomiarowy składa się ze zbiornika na próbkę typu Wescor C-52 z wbudowanym złączem termoparowym chromel-konstantan, mikrowoltomierza

typu Wescor Hr-33 z elektronicznym obwodem kontrolnym, który automatycznie utrzymuje temperaturę złącza w temperaturze punktu rosy, oraz zasilacza prądu stałego +18 V, -18 V. Termopara znajduje się w szczelnie zamkniętym zbiorniku Wescor C-52 bezpośrednio nad próbką gleby lub liścia umieszczonego w specjalnym cylindrycznym naczynku. W warunkach izotermicznych po około 10-15 minutach ustala się stan równowagi pomiędzy ciśnieniem pary wodnej w powietrzu i w próbce. Następnie przepuszcza się przez złącze w krótkim czasie prąd rzędu kilku miliamperów w kierunku takim, by następowało jego ochłodzenie wskutek tzw. efektu Peltiera. Czas chłodzenia zależy od rodzaju próbki, ale w opisanym doświadczeniu stosowano w zasadzie dla wszystkich próbek czas pięciu sekund. Wielkość obniżenia temperatury złącza zależy od wilgotności względnej i temperatury powietrza w zbiorniku z próbką. Siła elektromotoryczna wyzwolona w złączu jest funkcją wilgotności względnej, a więc i potencjału w mierzonej próbce [129].

7.2.5. Automatyczny system akwizycji danych agrometeorologicznych

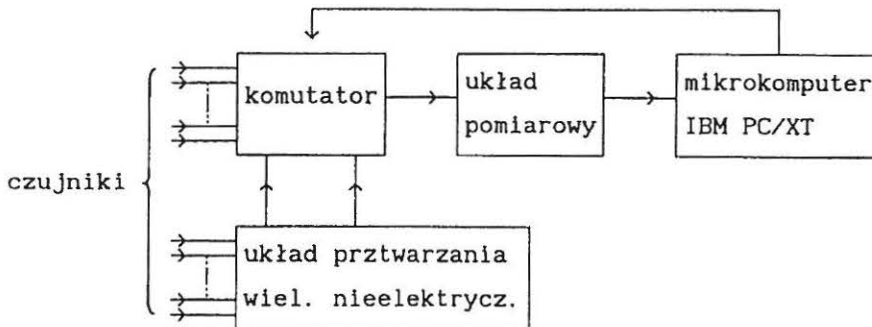
Jednym z założeń eksperymentu było prowadzenie całodobowej rejestracji przebiegów elementów meteorologicznych aby dysponować tymi danymi w celu ewentualnej konieczności fizycznej interpretacji nieoczekiwanych, zaskakujących rezultatów. Wykorzystano w tym celu automatyczny system pomiarowy, zaprojektowany i wykonany w Instytucie Agrofizyki PAN [129].

W eksperymencie dokonywano automatycznej rejestracji mierzonych wielkości. Dlatego też wszystkie czujniki pomiarowe miały na wyjściu sygnały elektryczne. Schemat blokowy systemu przedstawia Rys. 19.

W systemie pomiarowym można wyróżnić następujące elementy: zespół czujników, komutator, układ pomiarowy i mikrokomputer IBM PC/XT. Sygnały analogowe otrzymywane bezpośrednio z czujników albo poprzez układ przetwarzania wielkości nieelektrycznych, podawane były na wyjścia komutatora. Po wybraniu przez komutator według programu z komputera były one przetwarzane w układzie pomiarowym do postaci cyfrowej. Z wyjścia układu pomiarowego sygnały cyfrowe przesyłano do mikrokomputera, który wstępnie je przetwarzał i zapisywał na dysku.

W skład systemu pomiarowego wchodziły dwie linie pomiarowe. Pierwsza miała cztery węzły pomiarowe (odległość między węzłami wynosiła 10 m). Węzły pomiarowe posiadały 16 wejść analogowych do pomiaru temperatury w

zakresie -30 do 50 °C z rozdzielczością $0,1$ °C i dokładnością ± 0.5 . w każdym węźle podłączono 16 termopar typu miedź-konstantan. Temperatury z poszczególnych czujników termoelektrycznych były mierzone względem termopary odniesienia umieszczonej przy wzorcowym termometrze półprzewodnikowym. Temperaturę odniesienia uwzględniano w trakcie przetwarzania danych programowo.



Rys. 19. Schemat blokowy systemu pomiarowego [129]

Fig. 19. Block scheme of measurements system [129]

Druga linia pomiarowa miała 16 wejść analogowych o napięciu wejściowym od -1 V do $+1$ V. Do tych wejść lub bezpośrednio do komputerowego integratora promieniowania podłączono anemometry i czujniki promieniowania.

Stroowanie pracy systemu odbywało się według programu zadanego przez użytkownika poprzez jednostkę centralną IBM PC/XT.

Program sterujący posiadał następujące opcje:

- instalacja - służyła do ustalania parametrów pomiarowych dla wszystkich kanałów przetwornika A/C w systemie pomiarowym;
- rejestracja - pozwalała na dokonywanie cyklicznych pomiarów wszystkich kanałów; wyniki pomiarów rejestrowane były na nośniku komputerowym;
- przeglądanie i wybieranie danych - umożliwiało przeglądanie zbiorów z wynikami pomiarów wg. zadanych parametrów.
- łączenie zbiorów z dyskietek - wykorzystywana do tworzenia jednego zbioru z kilku innych zbiorów danych pomiarowych.

System pomiarowy składał się z dwóch podsystemów odnoszących się odpowiednio do gleby i atmosfery. W skład podsystemu glebowego wchodziły termometry termoelektryczne opracowane i wykonane wg wzoru Malickiego i Mazurka [68]. Wieloczujnikowe termoelektryczne termometry glebowe i półprze-

wodnikowy przetwornik temperatury (Usowicz [121]) o elektrycznym układzie pomiarowym umieszczono na stałe w glebie. Termozłącze miedź-konstantan i dioda półprzewodnikowa stanowiące punkt temperatury odniesienia umieszczone zostały na najniższym poziomie pomiarowym, co zapewniało stabilność termiczną układu pomiarowego. Czujniki umieszczone były na poziomach: 1, 1.5, 2, 3, 4, 6, 8, 10, 12, 16, 20, 24, 32, 48, 64, 96 cm.

Podsystem odnoszący się do atmosfery składał się z termometrów powietrznych, anemometrów, albedometru i solarymetru oraz bilansomierza promieniowania.

Termoparowe termometry powietrzne służyły do pomiaru stratyfikacji temperatury powietrza oraz wyznaczania wilgotności względnej powietrza (pomiar temperatury termometru suchego i mokrego). Rozkład termometrów powietrznych ustalono według postępu geometrycznego $H_{n+1} = 2 \cdot H_n$, $n=0, 1, 2, \dots$. Czujniki wykonane ze złączy miedź-konstantan o średnicy 0.6 mm umieszczono w obudowach, które umożliwiały swobodną konwekcję powietrza i osłaniały od promieniowania słonecznego.

Czujniki temperatury służące do pomiaru temperatury termometru suchego i mokrego umieszczono wraz z obudową w gniazdach pomiarowych psychrometru Assmana produkcji WSZ w Krakowie. Dokładność pomiaru temperatury całego układu pomiarowego wynosiła ± 0.5 °C.

Prędkość wiatru mierzono anemometrami N 188 firmy Meratronik ze Szczecina. Pracowały one w zakresie 1.5 do $30 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ z uchybem pomiaru nie większym niż $\pm 0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. W urządzeniach tych mierzono częstotliwości impulsów napięcia o stałej amplitudzie przekazywanych przewodem z nadajnika do odbiornika. Częstotliwość impulsów była wprost proporcjonalna do szybkości wiatru. Ciąg impulsów w odbiorniku przekształcany był za pomocą układu pompy diodowej na napięcie stałe podawane na miernik znajdujący się na płycie czołowej anemometru.

Promieniowanie słoneczne w zakresie 300 do 2800 nm mierzono solarymetrami termoparowymi ze stosem Molla firmy Kipp & Zonen. Jako albedometru używano układu dwóch solarymetrów skierowanych przeciwległe, z których jeden mierzył promieniowanie padające a drugi odbite od badanej powierzchni. Termostosy składały się z 14 termozłączy. Czulość stosów wynosiła $11.5 \mu\text{V}\cdot\text{W}^{-1}\text{m}^2$, oporność wewnętrzna 10 ohmów, liniowość była lepsza niż ± 1.5 % w całym zakresie pomiarowym $0-1000\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$.

Saldo promieniowania (różnicę między dochodzącym bezpośrednio i odbitym promieniowaniem krótko- i długofalowym) mierzono bilansomierzem firmy Middleton. Przyrząd ten składał się z termostosu z 45 termozłączami. Czulość t

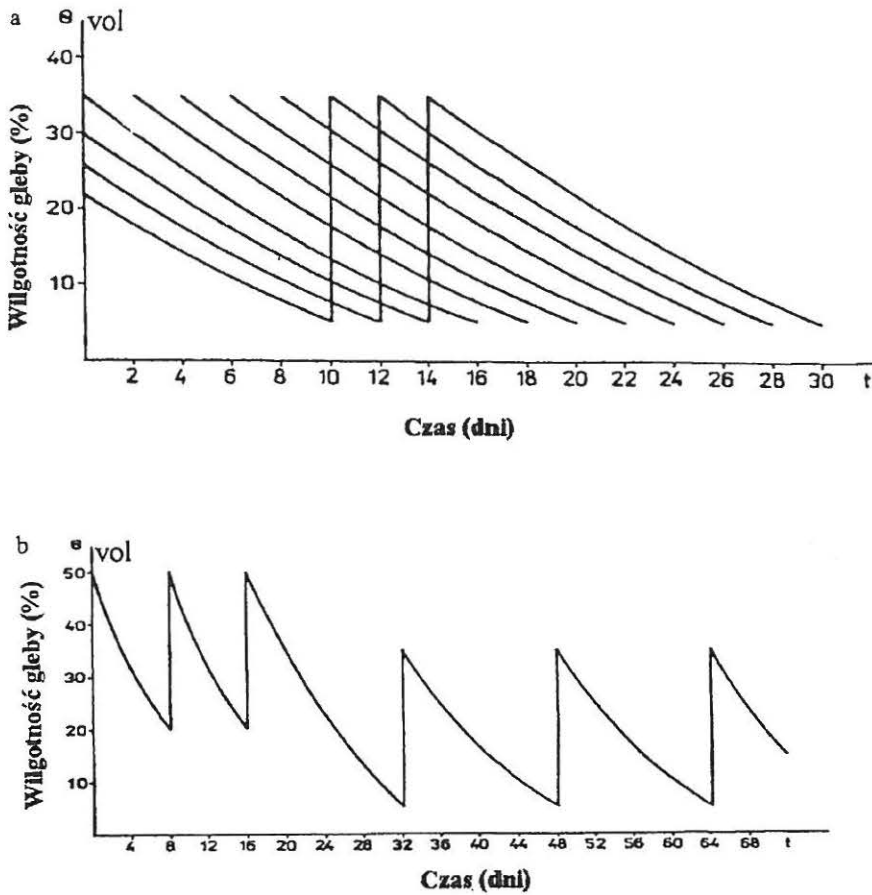
ermostosu wynosiła $35 \mu\text{V}\cdot\text{W}^{-1}\text{m}^2$, oporność wewnętrzna 78 ohmów. Dwie polietylenowe półsfery wraz z elementem pomiarowym wypełnione były azotem.

7.3. Opis doświadczenia laboratoryjnego

Pomiar wpływu stresu wodnego na rośliny za pomocą kamery pracującej w podczerwonym zakresie widma promieniowania jest trudnym zagadnieniem metrologicznym ze względu na wymaganą wysoką dokładność przy jednoczesnym silnym wpływie mnogich czynników ubocznych.

Do pomiarów wybrano dwie gleby: organiczną i mineralną z naturalną łąkową pokrywą roślinną. Do wazonów o wymiarach 23x29x29 cm pobrano darń łąkową z glebą do głębokości 29 cm, tworząc cztery zestawy po osiem wazonów (po dwa zestawy z każdej gleby). Uprawę traw w wazonach prowadzono tak, by zróżnicować identyczne zestawy pod względem częstotliwości i terminów koszenia (uprawa dwu i trójpokosowa). Otrzymano więc zestawy różniące się stadium rozwoju fenologicznego, a z punktu widzenia pomiarów teledetekcyjnych - współczynnikiem pokrycia projekcyjnego gleby. Aby utrzymać wszystkie wazon-y zestawu w jednakowych warunkach zewnętrznych ustawiono je na wózkach po osiem wazonów na każdym wózku. Centralne miejsce pozostawiono wolne, aby utrzymać jednakowy dla wszystkich wazonów w zestawie kąt widzenia kamery na podczerwień. Położenie wazonów zaplanowano tak, by wypełniły one całe pole widzenia kamery, a także, aby obrazy poszczególnych wazonów były dobrze rozdzielone, co było istotne ze względu na możliwość wylegania traw zwłaszcza uprawianych w cyklu dwupokosowym

O ustawieniu wazonów na wózkach decydował także ważny czynnik, jakim była konieczność dokonywania pomiarów metodą porównywania jednocześnie widocznych w polu widzenia kamery wazonów. Konieczność ta wynikała z niestabilności temperatury powietrza w czasie dokonywania pomiaru. Mierzenie temperatury wazonów po kolei prowadziło do niepoprawnych wyników ze względu na wpływ zmiennego trendu nie mającego związku z wilgotnością gleby, a jedynie ze zmienną temperaturą powietrza w hali szklarniowej, a także dryfem aparatury pomiarowej.

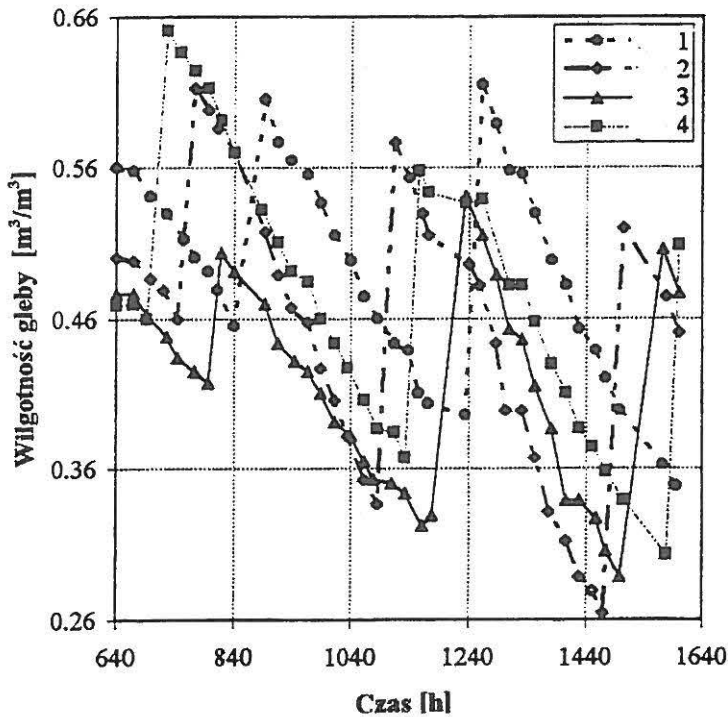


Rys. 20. Procedura cyklu osuszania gleby w wazonach prezentująca przebieg zmian wilgotności gleby w czasie: a) zmiany wilgotności gleby dla ośmiu wazonów w cyklu nawadniania kolejnego wazonu co drugi dzień, b) przebieg dla jednego wazonu osuszania gleby w cyklu ośmio- i szesnastodniowym

Fig. 20. Procedure of soil drying cycle in pots representing the course of soil water content changes in time: a) soil water content changes for eight pots in watering cycle every two days for succeeding pot, b) one pot course of soil drying cycle for every eight and sixteen days

Przykładowy przebieg rzeczywistych zmian wilgotności w czasie dla kolejnych 4 wazonów przedstawia Rys. 21. Początkowo podlewano wazony do masy odpowiadającej 6% porowatości powietrznej. W tej sytuacji gleba uległa przesuszeniu do poziomu określonego warunkami ewapotranspiracji w czasie ośmiu dni.

Pomiary wykazały niewielkie i nieregularne zróżnicowanie temperatur radiacyjnych pokrywy roślinnej wazonów zestawu. Zdecydowano się na pogłębienie przesuszenia poprzez podlewanie do masy odpowiadającej ok. 50% porowatości powietrznej. Od tego czasu obserwowano wyraźnie zróżnicowanie temperatur radiacyjnych wazonów zestawu. W przypadku wystąpienia nadmiernego przesuszenia w którymkolwiek z wazonów stosowano interwencyjne podlewanie 0,5 l. wody.



Rys. 21. Rzeczywisty przebieg zmian wilgotności gleby w czterech wybranych wazonach jednego zestawu

Fig. 21. Real course of soil water content changes in for four chosen pots of one set

W początkowym okresie pomiarów stwierdzono, że wpływ promieniowania termicznego przedmiotów otaczających zestaw mierzony nie może być pominięty. Zmienna w czasie radiacja ścian hali po odbiciu od badanej pokrywy roślinnej w znacznym stopniu zakłócała pomiar uniemożliwiając prawidłową interpretację wyników. Aby usunąć ten wpływ zbudowano izolującą osłonę z płyt wiórowych i styropianowych izolowaną dodatkowo zasłonami z grubej tkaniny. Jedyne otwór

nie zakryty w czasie pomiaru to prostokątny świetlik w dachu osłony, nad którym zamontowano kamerę czułą na podczerwień. Wybudowana osłona usunęła znaczną część niepożądanych wpływów, umożliwiając dokładniejsze pomiary. Przed pomiarem wózek wprowadzano do wnętrza osłony i po kilkuminutowym wyczekiwaniu na ustalenie temperatury dokonywano pomiaru.

7.4. Opis doświadczenia polowego

Eksperyment został przeprowadzony na Stacji Lizymetrycznej w Sosnowicy, należącej do Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych w Lublinie w okresie 1991-1994. Obiekt badań stanowiła naturalna roślinność trawiasta porastająca lizymetry o powierzchni 1600cm^2 i wysokości 120 cm. Lizymetry zawierały glebę mineralną oraz glebę organiczną torfowo-murszową o średnim stopniu zmurzenia i były one pobrane z tych samych z łąk znajdujących się w sąsiedztwie Stacji, z których pobierano gleby do wazonów w doświadczeniu laboratoryjnym. Zawsze jesienią, poprzedzającą sezon pomiarowy, we wszystkich lizymetrach, na których miało być prowadzone doświadczenie, uzupełniano darń pobraną wraz z blokiem gleby.

We wstępnej fazie eksperymentu utrzymywano we wszystkich lizymetrach poziom wody gruntowej 60 cm. Na miesiąc przed przystąpieniem do całodniowych pomiarów, rozpoczynano różnicowanie wilgotności gleby w lizymetrach, tworząc pary. Na podstawie wieloletnich badań łąkarzy, za optymalny poziom wody gruntowej odpowiadający komfortowym warunkom wilgotnościowym gleby dla rozwoju roślin, przyjęto 40 cm dla gleb mineralnych, oraz 60 cm dla gleb organicznych. Poziomy te były utrzymywane w czasie prowadzenia doświadczenia w tych lizymetrach, z których oczekiwano uzyskiwać wartości ewapotranspiracji zbliżone do wartości ewapotranspiracji potencjalnej. W parze z takim lizymetrem był lizymetr z całkowicie odprowadzoną wodą grawitacyjną, co po ok. 3 tygodniach od momentu zróżnicowania uwilgotnienia w lizymetrach prowadziło do powstania sytuacji stresowej jeśli chodzi o dostępność wody glebowej dla porastającej lizymetr roślinności łąkowej. Regulacje poziomów wody w lizymetrach wykonywano codziennie.

Pomiar temperatury radiacyjnej pokrywy roślinnej w lizymetrach był wykonywany za pomocą kamery termowizyjnej AGEMA 880 LWB rejestrującej podczerwień termalną w zakresie $8\text{-}13\ \mu\text{m}$. Poszczególne zobrażenia rejestrowano na taśmie magnetycznej każdego dnia w trzech terminach, tj między godzinami: 10-13, 13-17, 17-20. Dla każdej pary lizymetrów pomiar temperatury radiacyjnej

wykonywano z wyznaczonych punktów z odległości 2,3 m, utrzymując kamerę na wysokości 1,5 m nad powierzchnią trawy, oraz z dystansu 7,3 m przy wysokości kamery 2,5 m nad powierzchnią roślin. Utrzymywano kąt pochylenia kamery względem pionu ok. 60° .

Pomiary na Stacji Lizymetrycznej w Sosnowicy były prowadzone każdego roku w lipcu i sierpniu. Rejestracja rozkładów temperatury radiacyjnej powierzchni roślin i analiza uzyskanych zobrażeń wykonana była systemem termowizyjnym AGEMA 880 LWB (zakres pomiarowy promieniowania 8-13 μm). Zobrazowania termalne poszczególnych par lizymetrów wykonywano w ciągu dnia co godzinę a w godzinach nocnych co dwie. Dla każdej pary lizymetrów pomiar temperatury radiacyjnej wykonywano z odległości 4,3 m utrzymując kamerę na wysokości 2,2 m nad powierzchnią trawy. Utrzymywano kąt pochylenia kamery względem pionu. 60° .

Całodobową rejestrację przebiegów elementów meteorologicznych prowadzono automatycznym systemem pomiarowym. Zastosowane sondy i urządzenia pomiarowe pozwalały badać rozkłady poszczególnych wielkości fizycznych w przypowierzchniowej warstwie atmosfery oraz w profilu glebowym.

Prędkość wiatru i temperaturę powietrza rejestrowano dla poziomów 0,25 m, 0,5 m, 1 m, 2 m oraz 4 m. Wilgotność względną powietrza mierzono na wysokości 2 m. Czujniki promieniowania słonecznego (albedometr, bilansomierz) umieszczono na wysokości 1 m nad powierzchnią czynną. Dobowe ubytki wody w lizymetrach mierzono metodą wagową rano, przed rozpoczęciem innych pomiarów. Po każdej rejestracji termalnej mierzono wilgotność objętościową gleby w lizymetrach w dwóch warstwach: 0-10 cm i 30-40 cm miernikiem wilgotności działającym na zasadzie TDR.

W celu niedopuszczenia do zaburzeń poziomu wilgotności w lizymetrach poprzez opady, przed rozpoczęciem doświadczenia wykonano daszki z przezroczystej folii, które ustawiane były nad lizymetrami na wysokości około 1 m w okresie nocnym oraz w dzień w momencie wystąpienia opadów.

Po każdej rejestracji termalnej mierzono wilgotność objętościową gleby w lizymetrach w dwóch warstwach: 0-10 cm i 30-40 cm miernikiem wilgotności działającym w oparciu o technikę TDR, a wykonanym przez firmę Easy Test (opisany w rozdz. 7.2). Dobowe ubytki wody w lizymetrach mierzono metodą wagową rano, przed rozpoczęciem innych pomiarów.

Do pomiaru potencjału wody w glebie i w roślinie wykorzystano zestaw pomiarowy składający się ze zbiornika na próbkę typu WescorC-52 i mikrowoltomierza typu Hr-33 (opisany w rozdz. 7.2). Przyrząd wykorzystuje metodę hi-

grometryczną pomiaru potencjału wody w badanej próbce. Próbki glebowe pobierano z głębokości 0-10 cm oraz 30-40 cm.

7.5. Wybrane metody określania ewapotranspiracji w badaniach polowych

Analiza metod określania ewapotranspiracji rzeczywistej i potencjalnej przeprowadzona w rozdziale 5 pozwoliła wyselekcjonować metody, które zostały następnie poddane weryfikacji.

Wybrano metodę określania ewapotranspiracji rzeczywistej bazującą na równaniu bilansu cieplnego, w której temperatura radiacyjna powierzchni roślin służy do wyznaczenia strumienia ciepła jawnego. Weryfikacji poddano dwie odmiany tej metody różniące się sposobem wyznaczania aerodynamicznego oporu na transport ciepła. Wybrana metoda wyliczania ewapotranspiracji rzeczywistej wymaga stosunkowo niewielkiej liczby danych wejściowych, dostępnych ze standardowych stacji meteorologicznych, z wyjątkiem temperatury parującej powierzchni. Parametr ten, nawet dla dużych powierzchni, można uzyskiwać z coraz to powszechniej dostępnych i lepszych jakościowo materiałów teledetekcyjnych z różnych państw.

Do określania ewapotranspiracji potencjalnej spośród wielu wybrano do weryfikacji metody kombinowane bazujące na równaniu Penmana. Zaletą ich jest to, że występujące w nich współczynniki korekcyjne wyznaczono w ściśle kontrolowanych warunkach. Ponadto pozwalają one ograniczyć niezbędną ilość danych wejściowych poprzez uwzględnienie dobrze zweryfikowanych doświadczalnie zależności pomiędzy wielkościami fizycznymi występującymi w tych modelach.

W pracy niniejszej nie korzystano z metod bazujących na pomiarach turbulencyjnego transportu masy i energii w przygruntowej warstwie atmosfery oraz z metod opartych o pomiar średnich profili elementów meteorologicznych. Pomimo, że ww metody cechuje najwyższa dokładność, wymagają one bardzo kosztownego instrumentarium pomiarowego oraz prowadzenia pomiarów z bardzo małym krokiem czasowym, co z kolei rodzi wiele problemów z rejestracją i uśrednianiem dla dłuższych okresów czasowych.

W obliczeniach godzinowych i dobowych wartości ewapotranspiracji rzeczywistej wykorzystano model oparty o równanie bilansu cieplnego (36). W równaniu tym niewiadomą był strumień ciepła utajonego parowania, a pozostałe składniki obliczane były na podstawie danych pomiarowych. Pomiar gęstości strumienia salda promieniowania odbywał się metodą bezpośrednią za pomocą bilansomierza firmy Middleton. Chwilowe wartości gęstości strumienia ciepła w

glebie oznaczano pośrednio wyliczając je na podstawie pomiaru salda promieniowania, temperatury powietrza i wysokości roślin z równania (41).

W przeprowadzonych badaniach posługiwano się dwoma sposobami określania turbulencyjnego dyfuzyjnego oporu aerodynamicznego. Pierwszy z nich wykorzystywał półempiryczne równania transportu masy i energii. Turbulencyjny opór aerodynamiczny na transport ciepła r_{ah} określano z równań (44) - (51). W obliczeniach uwzględniano stan równowagi termodynamicznej przygruntowej warstwy powietrza, mierząc chwilowe wartości różnicy temperatury powietrza i roślin i w zależności od znaku tej różnicy stosowano odpowiednie równania (44), (45) lub (50) - (51). W przypadku równowagi chwiejnej zastosowano metodę iteracyjną rozwiązania równania opisującego opór aerodynamiczny.

Drugim sposobem była metoda Jacksona, w której dla określenia warunków stabilności atmosfery stosuje się liczbę Richardsona (55). Pomimo, że metoda ta zawiera współczynniki empiryczne, dawała ona dobre wyniki w warunkach Stanów Zjednoczonych i dużą zgodność z wynikami uzyskanymi metodą Bowena. Dla warunków Polski próbę wykorzystania tej metody podjęła Dąbrowska-Zielińska [28] do szacowania ewapotranspiracji na podstawie zdjęć satelitarnych NOAA. W pracy tej autorka stwierdziła, że uwzględnienie warunków stabilności atmosfery przy pomocy tej metody zmniejsza o 30% błąd pomiaru strumienia ciepła jawnego, a więc poprawia również dokładność szacowania ewapotranspiracji.

W obu stosowanych odmianach metody bilansu cieplnego określenia ewapotranspiracji rzeczywistej danymi wejściowymi były wartości pomiaru temperatury radiacyjnej roślinności oraz standardowe dane agroklimatyczne mierzone na terenie stacji lizymetrycznej.

Chwilowe wartości ewapotranspiracji potencjalnej wyznaczane były za pomocą równania Penmana z 1963 r (31) oraz powszechnie stosowane jego modyfikacje takie, jak: Penman - Monteith z oporem aerodynamicznym (33), 1982 Kimberly Penman (29 i 30).

Poziom stresu wodnego w poszczególnych lizymetrach określano na podstawie obliczonych wartości ewapotranspiracji rzeczywistej i potencjalnej, stosując wskaźnik stresu wodnego CWSI (Crop Water Stress Index) wg równania (59).

8. WYNIKI BADAŃ I ICH INTERPRETACJA

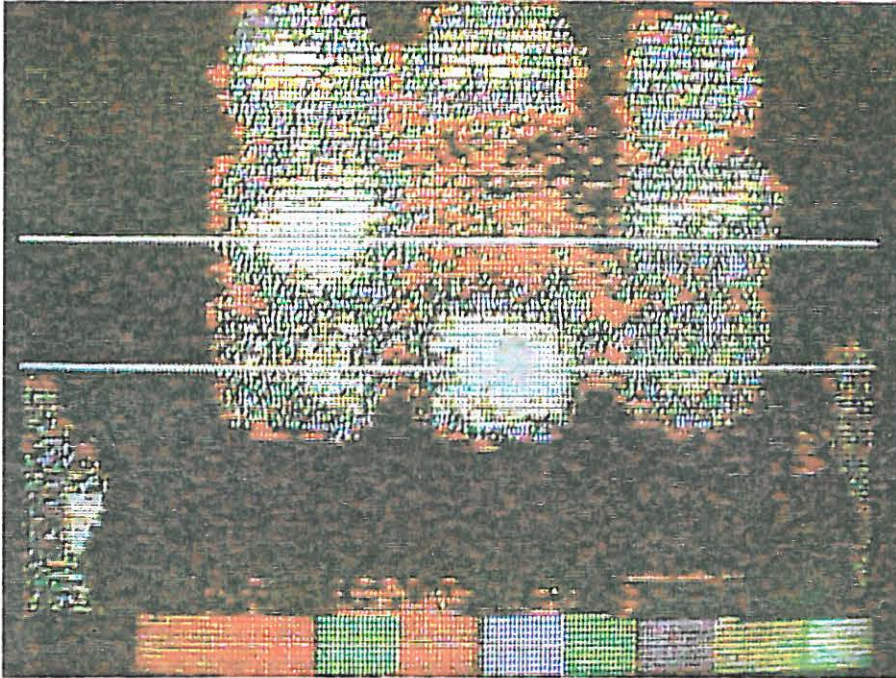
8.1. Analiza obrazów termalnych

W laboratoryjnym doświadczeniu wazonowym do pomiaru temperatury radiacyjnej używano systemu pomiarowego AGA 680 SWB. Już pierwsze pomiary wykazały, że pomiar tradycyjnym sposobem za pomocą izotermy nie jest możliwy ze względu na zbyt małą dokładność spowodowaną wysokim poziomem szumów oraz bardzo wysoką czułością obrazu na ustawienie pokrętki napięcia odniesienia. Oprócz tego wzrokowy odczyt położenia punktów izotermicznych na ekranie obarczony był błędem spowodowanym przez subiektywizm oceny stopnia wypełnienia na ekranie przez punkty izotermiczne. Aby umożliwić pomiar temperatury radiacyjnej, rezygnując jednocześnie z jej oceny za pomocą izotermy, zaprojektowano i wykonano w Instytucie Agrofizyki PAN układ zamieniający sygnał wyjściowy z kamery na napięcie elektryczne (opis w rozdz. 7.2.1).

Zestaw pomiarowy umożliwił dokonanie precyzyjnego pomiaru temperatury radiacyjnej w wybranym dowolnym punkcie ekranu, o ile obraz był statyczny w czasie dokonywania pomiaru i o ile temperatura badanego obiektu nie zmieniała się w tym czasie. Zastosowany układ pomiarowy umożliwił natychmiastowy odczyt różnic temperatur radiacyjnych dwóch dowolnie wybranych wazonów. Dla każdego zestawu badanych wazonów pomiar prowadzono w ten sposób, że jedną linię pomiarową ustawiano na wazonie odniesienia, czyli będącym w komfortowych warunkach wodnych, a drugą linię ustawiano kolejno dla pozostałych wazonów. Pomiary temperatury radiacyjnej każdej pary wazonów wykonywano trzykrotnie wybierając kolejne pary linii pomiarowych, a następnie wyznaczano uśrednioną wartość różnic temperatury. Otrzymywano w ten sposób siedem uśrednionych wartości różnic temperatury radiacyjnej między badanymi wazonami. Każdorazowo po zakończeniu elektronicznego pomiaru, wykonywano fotografie z monitora czarno-białego jak i kolorowego. Przykładowy obraz termalny zestawu wazonów z wybranymi liniami do różnicowego pomiaru temperatury radiacyjnej przedstawia fot. 1.

W lizymetrycznym doświadczeniu polowym do pomiaru temperatury radiacyjnej został zastosowany system termograficzny AGEMA 880 LWB pracujący w zakresie 8-13 μm . System ten wyposażony jest w firmowy pakiet programów CATSE 2.0 umożliwiających komputerową analizę obrazów termalnych. Oprogramowanie to pozwala również kontrolować prawidłowość pracy systemu (np. zgłaszanie błędów komunikacji skanera z komputerem) i ustawiać parametry po-

czątkowe pracy (rodzaj skanera, obiektywu, przesłon, wybór jednostki temperatury, kodowanie stopni szarości, kolorów, liczba uwzględnianych do uśredniania pojedynczych obrazów, itp).



Fot. 1. Obraz termalny zestawu wazonów z wybranymi liniami elektronicznego pomiaru temperatury

Phot. 1. Thermal image of set of pots with chosen electronical lines of temperature measurement

Obrazy termalne z doświadczenia lizymetrycznego zarejestrowane na taśmie magnetycznej, każdorazowo po zakończeniu sezonu pomiarowego, poddawane były komputerowej analizie i opracowaniu. W pierwszej fazie odtwarzano poszczególne zobrazowania. Czas pojedynczej rejestracji wynosił około jedną minutę. Tworzono uśredniony obraz rozkładu temperatury radiacyjnej dla wszystkich zarejestrowanych klitek i wprowadzano wszystkie takie uśrednione obrazy do twardej pamięci komputera, z uwzględnieniem parametrów obrazu w czasie rejestracji, a mianowicie współczynnika emisyjności, temperatury powietrza, odległości obrazu od kamery. Przyjęto dla wszystkich zarejestrowanych zobrazowań, że współczynnik emisyjności roślinności łąkowej ma wartość 0,98. W

ten sposób powstało około 1000 obrazów poszczególnych par lizymetrów z sezonów pomiarowych w latach 1991-94.

Następnym etapem analizy obrazu było wyodrębnienie na obrazie powierzchni odwzorowujących pokrywę roślinną lizymetrów. Wykorzystano w tym celu funkcje programu, pozwalające utworzyć pola obejmujące dowolne powierzchnie i zapisać kształt każdego pola do pamięci komputera. Przy pomocy kolejnych funkcji programu CATSE wyliczono odpowiednio wartości ekstremalne temperatury radiacyjnej w danym polu oraz wartość średnią temperatury radiacyjnej, standardowe odchylenie wartości z pola oraz liczbę pikseli w danym polu.

W celu uzyskania całodobowych przebiegów zmian temperatury radiacyjnej założono prowadzenie pomiarów w godzinach od 20 do 8 co dwie godziny, a w pozostałym okresie doby co godzinę. Każdy pomiar polegał na rejestracji jednodominutowych sekwencji dla ustalonych par lizymetrów. Uzyskany materiał zarejestrowany na kasetach wideo był poddawany komputerowej ilościowej analizie. W tym celu korzystano z systemu analizy obrazów firmy AGEMA wg załączonego do niego programu obliczeniowego CATSE 2.0 E. Z zarejestrowanych sekwencji tworzono uśrednione obrazy uwzględniające warunki rejestracji, tzn. odległość między kamerą termograficzną a badanym obiektem, zakres i czułość rejestracji, temperaturę otoczenia i współczynnik emisyjności, którego wartość 0,98 dla roślinności łąkowej przyjęto jako stałą dla całego okresu prowadzenia pomiarów.

Dla uzyskania średnich wartości temperatury radiacyjnej roślin w lizymetrach, w każdym obrazie termalnym wyodrębniono dwa pola obejmujące powierzchnie lizymetrów. Rejestracje termalne porównywano z obrazami w zakresie widzialnym rejestrowanymi kamerą wideo, co pozwoliło określić dokładnie geometrię zestawu i wyselekcjonować w zobrazowaniach piksele nie należące do badanego obiektu. Dla tak wybranych pól określono średnią wartość temperatury radiacyjnej wszystkich pikseli, wartości ekstremalne oraz odchylenie standardowe temperatury.

Analizując obrazy termalne w poszczególnych terminach stwierdzono duże zróżnicowanie w ciągu doby rozkładów temperatury w obrębie badanych powierzchni lizymetrów. W tabeli 6 przedstawiono statystykę rozkładów temperatury radiacyjnej roślin dla znajdujących się w każdej parze lizymetrów z ustalonymi poziomami wody gruntowej odpowiadającymi komfortowym i stresowym warunkom wodnym dla osiemnastu terminów w ciągu doby. Podstawę do tej analizy stanowiło 888 obrazów z prowadzonych badań. Tabela 6 zawiera średnie wartości temperatury radiacyjnej wyliczone z wszystkich pikseli w obrębie badanych pól,

wartości ekstremalne występujące w ich obszarze oraz średnie odchylenia standardowe temperatury dla tych pól. Różnice średnich wartości temperatury radiacyjnej w godzinach wieczornych i nocnych (tzn. od godz. 19⁰⁰ do godz. 4⁰⁰) dla lizymetrów o zróżnicowanej dostępności wody glebowej nie przekraczały 0,2 °C. Także niskie wartości średnich odchylenia standardowych w tych terminach (od 0,18 do 0,28 dla lizymetrów z nieograniczoną dostępnością wody glebowej oraz od 0,20 do 0,31 dla lizymetrów z odprowadzoną wodą grawitacyjną) wskazują na niewielkie zróżnicowanie temperatury w obrębie badanych pól.

W ciągu dnia średnie wartości temperatury radiacyjnej, wartości ekstremalne oraz wartości odchylenia standardowych wykazywały duże różnice dla obu rodzajów lizymetrów jak i w obrębie badanych pól.

Średnie wartości temperatury, wartości ekstremalne jak i standardowe odchylenia były wyższe dla lizymetrów z odprowadzoną wodą grawitacyjną. Przykładowo o godz. 13⁰⁰ różnica średnich wartości temperatury roślin w lizymetrach z komfortowymi i stresowymi warunkami wodnymi wynosiła 1,8 °C, temperatury minimalne różniły się o 0,4 °C, temperatury maksymalne o 2,3 °C, a odchylenia standardowe o 0,28.

Zestawione fotografie kolorowe (Fot. 2 a, b, c) zawierające obrazy termalne jednej pary lizymetrów z trzech terminów pomiarowych przedstawiają zróżnicowanie rozkładów temperatury radiacyjnej oraz histogramy rozkładów temperatury dla wszystkich pikseli w obrębie badanych pól. Pole z prawej strony obrazu reprezentuje lizymetr o ograniczonej dostępności wody glebowej. Widać, że zarówno dla poszczególnych terminów jak i dla obu lizymetrów histogramy wykazują duże zróżnicowanie.

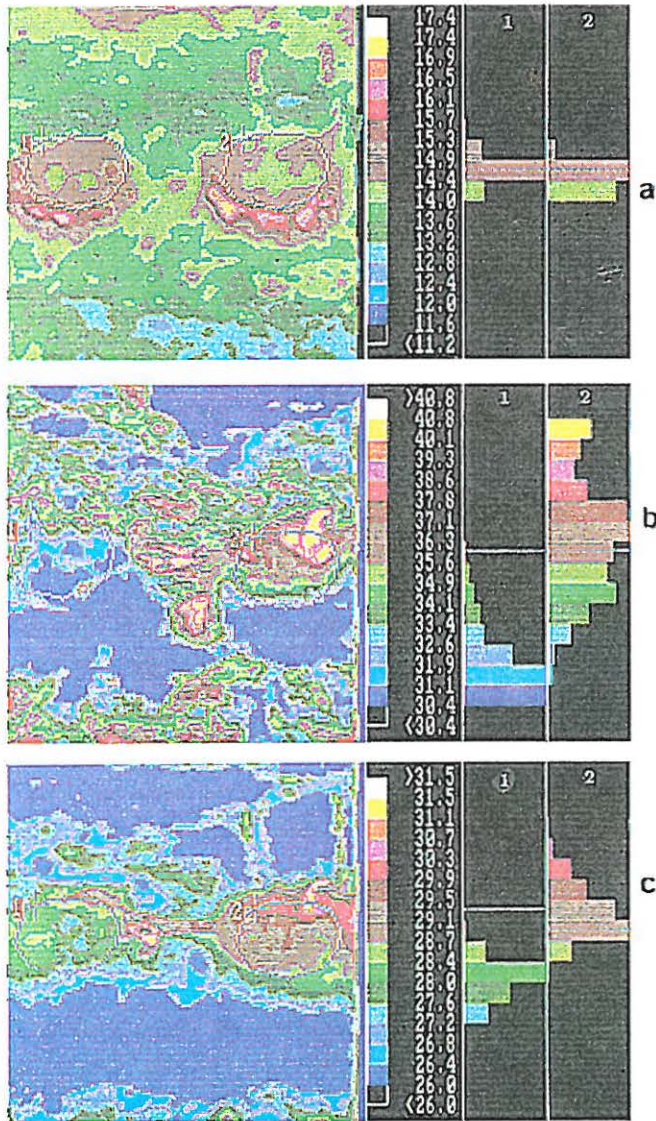
Zarówno z tabeli 6 jak i z zestawionych fotografii 2 a, b i c wynika, że w godzinach wieczornych i nocnych a więc wówczas, gdy temperatura powietrza także osiągała wartości minimalne, różnice temperatury radiacyjnej badanych obiektów były niewielkie. Potwierdza to rysunek 22 przedstawiający dane temperatury radiacyjnej z całodobowych pomiarów. W zakresie temperatur powietrza od 10 °C do 20 °C różnice temperatury radiacyjnej roślin w warunkach komfortu i stresu wodnego były niewielkie. Linia prosta na wykresie reprezentuje sytuację, w której temperatura pokrywy roślinnej była równa temperaturze powietrza. Dla temperatur powietrza poniżej 20 °C w większości przypadków temperatura roślin była wyższa od temperatury powietrza. Dotyczyło to głównie pomiarów nocnych. Wówczas to inercja cieplna nagrzanego w ciągu dnia gleby wpływała na podwyższenie temperatury radiacyjnej pokrywy roślinnej. Tylko dla temperatur powietrza wyższych od 20 °C występowały znaczne różnice temperatury radiacyjnej pomię-

dzy roślinnością porastającą lizymetry o ekstremalnie różnych warunkach dostępności wody glebowej, które dochodziły nawet do siedmiu stopni Celsjusza.

Tabela 6. Analiza zróżnicowania temperatury radiacyjnej powierzchni roślin w poszczególnych terminach pomiarowych przy zróżnicowanym poziomie wody gruntowej

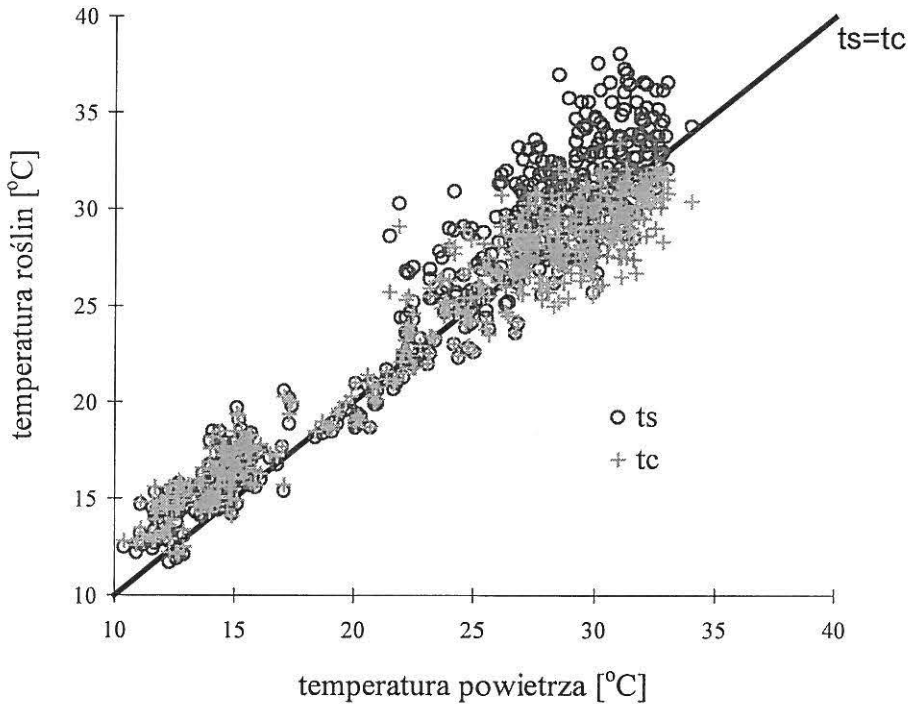
Table 6. Analysis of radiation temperature differentiation plants surface in particular measuring times under different soil water levels

		Lizymetry z poziomami wody gruntowej: 40 cm gleba mineralna, 60 cm gleba organiczna				Lizymetry z odprowadzoną wodą grawitacyjną			
Godz. Pomiaru	Liczba obrazów	Średnia temp.	Temp. min.	Temp. max.	Śr. odch. stand.	Średnia temp.	Temp. min.	Temp. max.	Śr. Odch. Stand.
0	32	15.9	13.6	19.1	0.18	15.9	14.0	19.0	0.22
2	36	14.9	12.5	18.5	0.19	14.8	12.0	17.9	0.21
4	36	14.3	11.0	17.9	0.18	14.3	11.1	18.0	0.20
6	35	18.1	15.9	21.7	0.42	18.1	15.8	22.0	0.46
8	32	25.3	21.4	31.4	0.80	25.9	20.4	32.6	0.89
9	35	27.5	23.1	35.7	0.76	28.8	23.3	35.6	0.89
10	63	26.2	16.8	35.9	0.71	27.8	17.2	38.7	0.93
11	65	26.2	15.1	37.6	0.62	28.1	17.2	39.5	0.93
12	60	26.6	17.9	36.1	0.66	28.4	18.3	39.8	1.00
13	63	26.7	17.3	39.6	0.65	28.5	17.7	41.9	0.93
14	61	27.2	16.9	35.7	0.58	28.7	17.1	40.6	0.87
15	61	26.8	16.4	38.6	0.50	28.2	18.0	38.9	0.77
16	63	25.9	15.3	33.8	0.52	27.2	16.6	38.0	0.66
17	64	25.3	16.8	34.4	0.45	26.3	17.7	35.5	0.59
18	60	24.3	15.4	31.4	0.38	24.9	16.0	32.3	0.43
19	43	23.4	18.5	26.5	0.28	23.6	18.4	27.5	0.31
20	43	20.0	15.0	24.0	0.24	20.1	14.8	24.4	0.26
22	36	16.8	13.7	18.7	0.19	16.7	13.7	19.1	0.23



Fot. 2. Zobrazowania termalne pary lizymetrów z histogramami temperatury radiacyjnej w wyodrębnionych polach: a - godz. 2¹¹, b - godz. 13¹⁶, c - godz. 18⁰⁹

Phot 2. Thermal images of pair of lysimeters with histograms of radiation temperature in selected areas: a - 2¹¹ a.m., b - 13¹⁶ p.m., 18⁰⁹ p.m.



Rys. 22. Zależność średniej temperatury radiacyjnej roślin w lizymetrach z ograniczoną dostępnością wody glebowej t_s oraz z komfortowymi warunkami wodnymi t_c od temperatury powietrza

Fig. 22. Relation between average radiation temperature of plant cover in lysimeters with limited soil water availability t_s and with comfort water conditions t_c and air temperature

8.2. Rezultaty badań stresu wodnego

Doświadczenie laboratoryjne prowadzono w ciągu dwóch kolejnych lat. W każdym roku pomiary prowadzono przez ok. 100 dni. Dokonywano pomiarów średniej temperatury radiacyjnej między wybranymi elektronicznie obszarami o wymiarach 1,5x15 cm. Mierzono uśrednioną temperaturę radiacyjną w wazonach o różnym udziale gleby i roślin w zależności od rozwoju fenologicznego roślin. Pomiary były wykonywane w zróżnicowanych warunkach zewnętrznych. Po ze-

stawieniu wszystkich wyników różnic temperatury pokrywy roślinnej w funkcji wilgotności gleby i potencjału wody nie można było stwierdzić żadnej zależności.

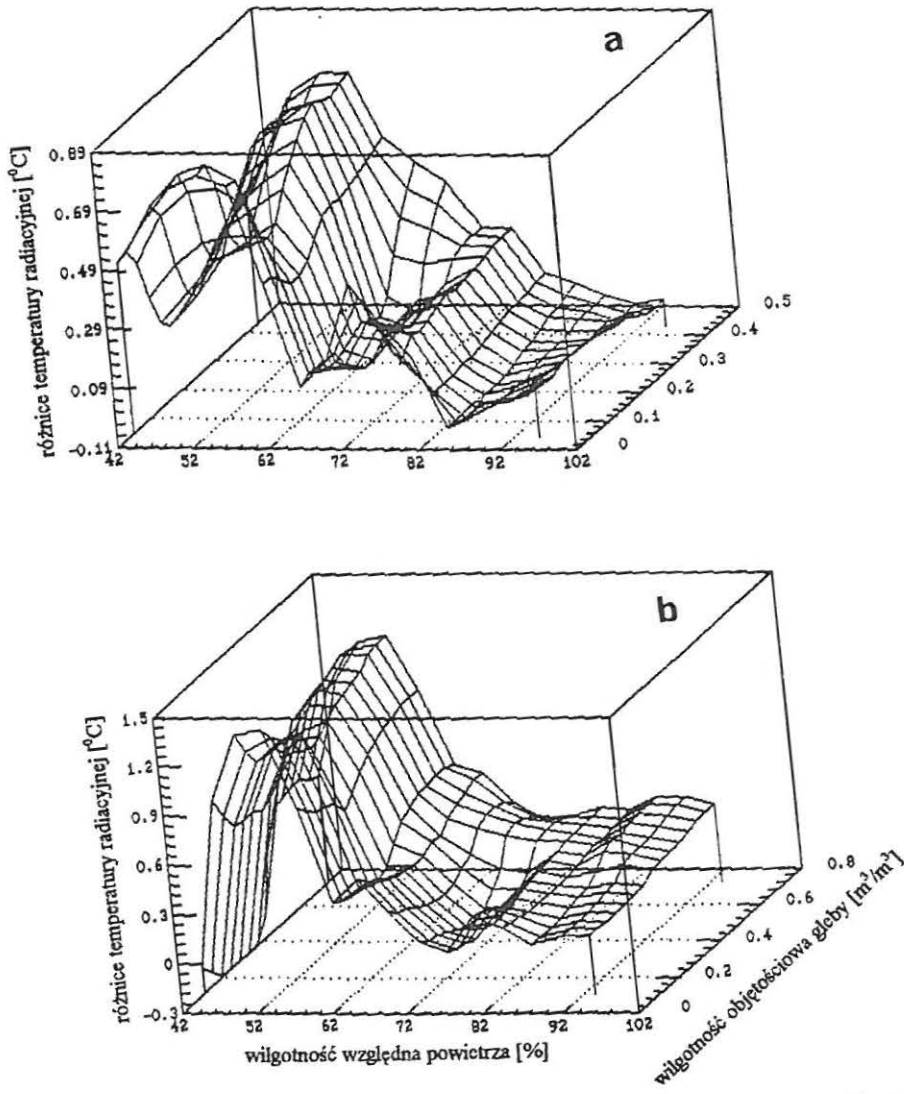
Wpływ wilgotności względnej powietrza oraz wilgotności gleby na występowanie różnic temperatury radiacyjnej roślin w wazonach z glebą mineralną i organiczną przedstawia Rys.23. Interpretacja uśrednionej temperatury, nawet jeśli jest znany stopień projekcyjnego pokrycia roślinnością, jest bardzo trudna, ponieważ warunki wodne w różny sposób wpływają na temperaturę radiacyjną roślin i gleby, a wpływ ten jest zależny od aktualnie panujących warunków zewnętrznych, takich jak temperatura i wilgotność powietrza, a także od historii zmian tych parametrów (inercja cieplna). Ze względu na powyższe analizowano wyniki pomiarów wykonywanych w warunkach, gdy pokrycie projekcyjne było bliskie 100%.

Analiza wyników z poszczególnych dni o zróżnicowanych warunkach wilgotności względnej i temperatury powietrza w szklarni, pozwoliły na stwierdzenie, że różnice temperatury radiacyjnej obserwowano jedynie dla dni, w których wilgotność względna powietrza była stosunkowo niska, tzn. poniżej 75%, a temperatura powietrza wysoka. W związku z tym tylko z takich dni poddano wyniki pomiarów dalszej analizie.

Wpływ wilgotności i temperatury powietrza na temperaturę radiacyjną pokrywy roślinnej w lizymetrach przedstawiony jest na Rys. 24. Należy zauważyć, że dla wartości wilgotności względnej powietrza powyżej 75% oraz temperatury powietrza poniżej 15⁰C różnice temperatury radiacyjnej dla par lizymetrów są bliskie zera. Podobna sytuacja występowała w warunkach badań laboratoryjnych. Jednocześnie widać, że dla wysokich wartości temperatury powietrza oraz przy niskiej wilgotności względnej powietrza różnice temperatury radiacyjnej osiągały znacznie wyższe wartości niż w badaniach laboratoryjnych, dochodząc nawet do ok. 7⁰C.

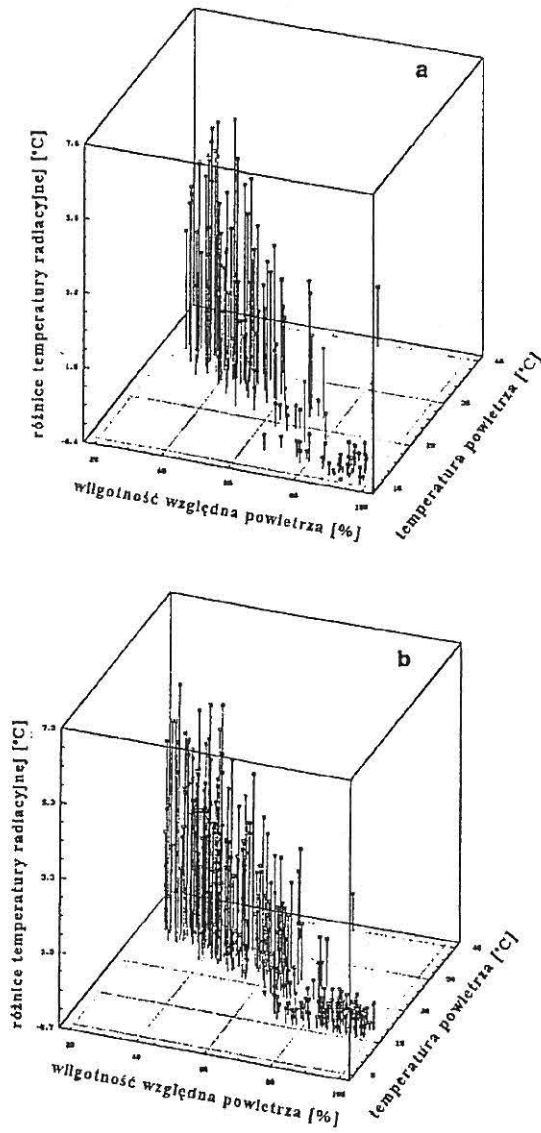
Zgodnie z zaplanowanym programem badań oceny stresu wodnego roślinności łąkowej na podstawie pomiarów temperatury radiacyjnej, w latach 1991-4 przeprowadzono badania polowe na Stacji Lizymetrycznej IMUZ w Sosnowicy. Pomiarzy były przeprowadzane w zróżnicowanych warunkach meteorologicznych.

Na Rys. 25 przedstawiono zależności różnic temperatury radiacyjnej roślin w wazonach od wilgotności gleby. Wyniki te odnoszą się do pomiarów prowadzonych przy całkowitym pokryciu projekcyjnym gleby i wilgotności względnej powietrza poniżej 75%.



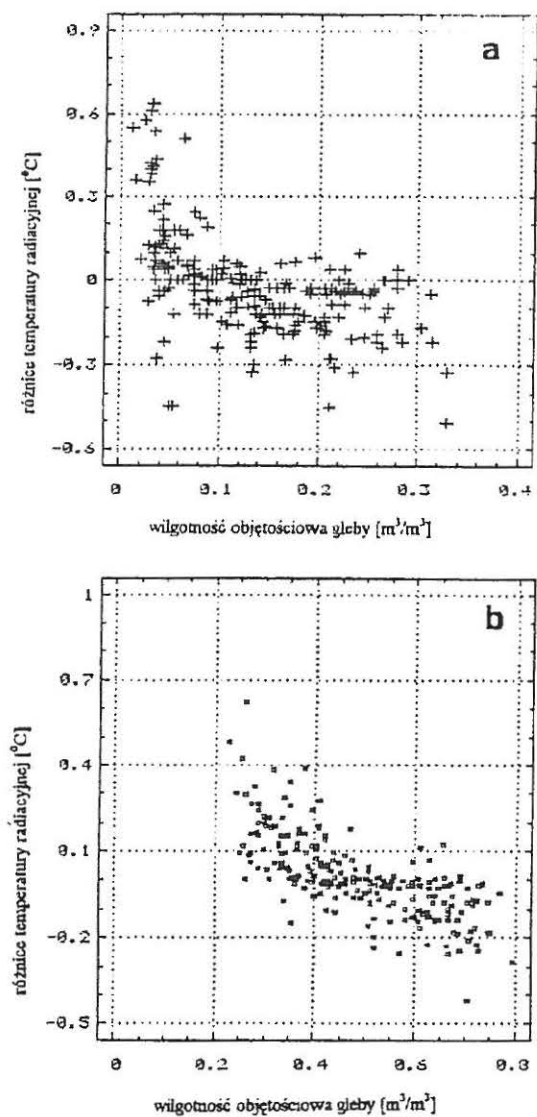
Rys. 23. Zależność różnic temperatury pokrywy roślinnej od wilgotności względnej powietrza i wilgotności objętościowej gleby: a) gleba mineralna, b) gleba organiczna

Fig. 23. Relation between differences of plant cover temperature and relative air humidity and volumetric soil water content: a) mineral soil, b) organic soil



Rys. 24. Zależność różnic temperatury pokrywy roślinnej w lizymetrach od wilgotności względnej i temperatury powietrza: a) gleba mineralna, b) gleba organiczna

Fig. 24. Relation between differences of radiation temperature of plant cover in lysimeters and relative air humidity and air temperature: a) mineral soil, b) organic soil

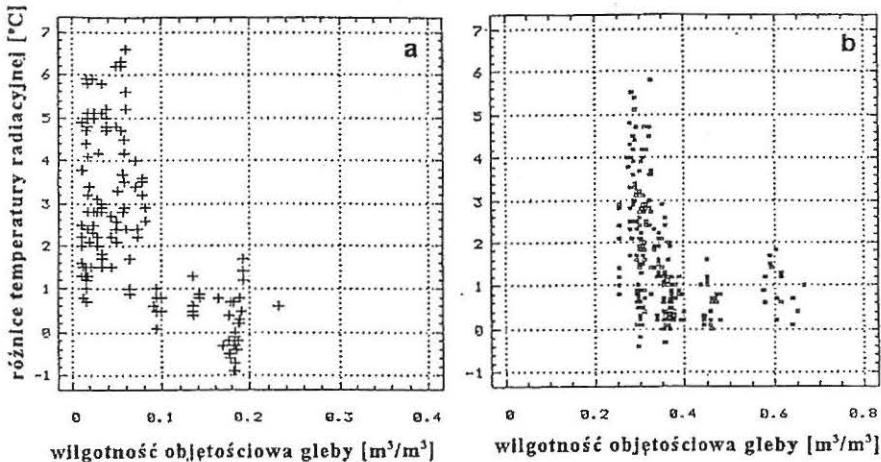


Rys. 25. Zależność różnic temperatury radiacyjnej pokrywy roślinnej w wazonach od wilgotności objętościowej gleby: a) gleba mineralna, b) gleba organiczna

Fig. 25. Relation between differences of radiation temperature of plant cover in pots and volumetric soil water content: a) mineral soil, b) organic soil

Widać, że dla gleby mineralnej przy wilgotnościach gleby wyższych od 10%, a w glebie organicznej 40% różnice temperatury radiacyjnej dla większości punktów pomiarowych zawierają się w zakresie od 0 do $-0,3^{\circ}\text{C}$. Dla wilgotności gleby mineralnej poniżej 10% i organicznej poniżej 40% obserwuje się wyraźny wzrost różnic temperatury radiacyjnej roślin

Zależności różnicy temperatury radiacyjnej roślin trawiastych porastających lizymetry od wilgotności objętościowej gleby zarówno mineralnej (a), jak i organicznej (b), przedstawia Rys. 26.



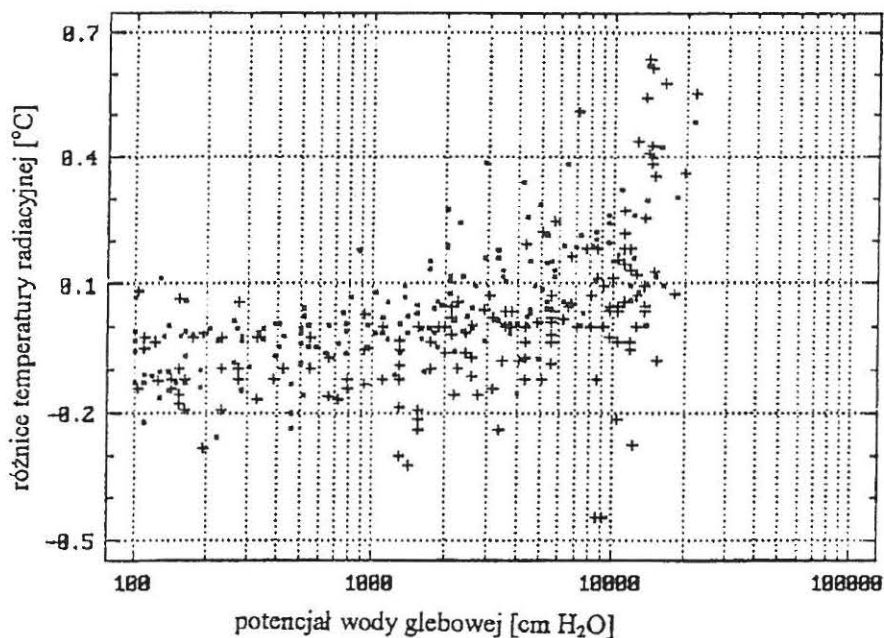
Rys. 26. Zależność różnic temperatury radiacyjnej pokrywy roślinnej od wilgotności objętościowej gleby w doświadczeniu lizymetrycznym: a) gleba mineralna, b) gleba organiczna

Fig. 26. Relation between differences of plant cover radiation temperature and soil water content in lysimetric experiment: a) mineral soil, b) organic soil

Z rysunku wynika, że istnieją graniczne wartości wilgotności objętościowej gleby, poniżej których następuje wzrost różnic temperatury. Dla gleby mineralnej poniżej 10% wilgotności objętościowej, a dla gleby organicznej poniżej 40% widać występowanie dużych różnic temperatury radiacyjnej sięgających nawet 7°C . Przy wyższych wartościach wilgotności tych gleb różnice temperatury nie przekraczają 2°C . Należy zaznaczyć, że rysunek ten zawiera wartości pomiarów z różnych terminów obserwacyjnych przy różnych warunkach meteorologicznych.

W obu doświadczeniach, wazonowym (szklarniowym) i lizymetrycznym (polowym) różnice temperatury radiacyjnej w porównaniu do obiektu kontrolnego wystąpiły dla obu gleb przy różnych wilgotnościach, jednak charakterystycznie dla każdej z gleb, dla mineralnej ok. 10%, a dla organicznej ok. 40%. Wilgot-

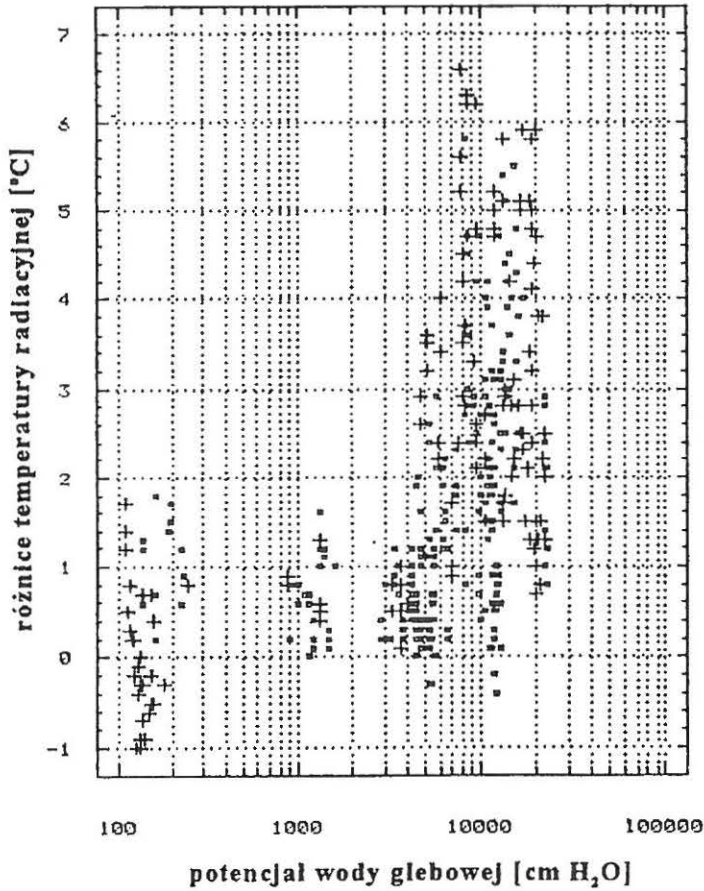
ność zatem nie jest parametrem, który uniwersalnie tłumaczy powstawanie różnic temperatury radiacyjnej. Roślina jako sensor może wskazywać poprzez zmiany temperatury, w tym radiacyjnej, zaburzenie przebiegu funkcji fizjologicznych.



Rys. 27. Zależność różnic temperatury radiacyjnej pokrywy roślinnej w wazonach od potencjału wody glebowej łącznie dla gleby mineralnej (+) i organicznej (□)

Fig. 27. Relation between differences of radiation temperature of plant cover in pots and soil water potential jointly for mineral (+) and organic soil (□)

W tym przypadku przyczyną zaburzenia jest niewystarczająca ilość wody pobieranej przez system korzeniowy dla zapewnienia wymaganej w danych warunkach ewapotranspiracji. Powodem ograniczenia poboru wody może być zbyt wysoka co do wartości bezwzględnych wartość potencjału wody glebowej lub zbyt niska dyfuzyjność wody w danych warunkach w glebie, bądź oba te czynniki równocześnie.



Rys. 28. Zależność różnic temperatury radiacyjnej pokrywy roślinnej w lizymetrach od potencjału wody glebowej łącznie dla gleby mineralnej (+) i organicznej (□)

Fig. 28. Relation between differences of radiation temperature of plant cover in lysimeters and soil water potential jointly for mineral soil (+) and organic soil (□)

W celu wyjaśnienia tego problemu sporządzono wykresy potencjał wody - różnica temperatury radiacyjnej dla doświadczeń wazonowego i lizymetrycznego. Zależność ta została wyznaczona na podstawie zmierzonych krzywych retencji, czyli zależności potencjał wody - wilgotność dla obu gleb, mineralnej i organicznej.

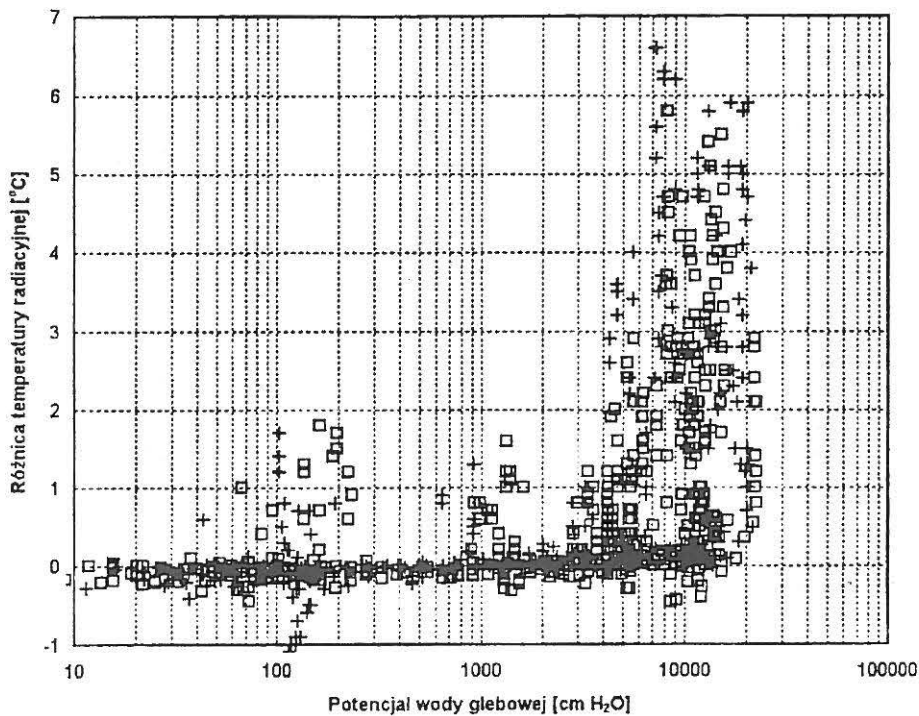
Rysunki 27 i 28 przedstawiają zależności różnic temperatury radiacyjnej od potencjału wody glebowej odpowiednio dla doświadczenia wazonowego w warunkach szklarni, wspólnie dla gleb mineralnej i organicznej, oraz dla doświad-

czenia lizymetrycznego (polowego) również dla obu gleb. Na obu rysunkach widać, że różnice temperatury radiacyjnej dla poszczególnych wartości potencjału wody glebowej wykazują rozrzut spowodowany fluktuacjami wielu wcześniej wymienionych czynników tę różnicę temperatur warunkujących, a także faktem, że pokrywa roślinna nie była monokulturowa. Rozrzut ten dotyczy głównie obniżania wartości różnic temperatury.

Wartości wilgotności gleb zarówno mineralnej, jak i organicznej z sezonów pomiarowych 1993 i 1994, przeliczono wg krzywych retencji dla tych gleb dla poziomu 25-30 cm (Rys. 15), na wartości potencjału wody glebowej. Na Rys. 28 widać, że występują różnice temperatury radiacyjnej dla obu badanych gleb przy wartościach potencjału wody glebowej około 5 000 cm H₂O (pF 3,7). Wartość ta, jak wynika z Rys. 1, odpowiada punktowi całkowitego zahamowania wzrostu roślin. Powyżej tej wartości potencjału, do ok. 15 000 cm H₂O (pF ~ 4,2), występujące różnice temperatury radiacyjnej w pomiarach lizymetrycznych osiągają wartości aż do około 7°C.

W obu doświadczeniach wazonowym i lizymetrycznym oraz dla obu gleb mineralnej i organicznej największe różnice temperatury radiacyjnej występują przy tych samych wartościach potencjału wody glebowej tzn. 15 000 cm H₂O, pF 4,2 albo 15 barów. Zbiorcze wykresy na Rys. 29 przedstawiają zależność różnic temperatury radiacyjnej pokrywy roślinnej od potencjału wody glebowej otrzymanych w trakcie badań wazonowych (laboratoryjnych) i lizymetrycznych (polowych) dla gleb mineralnej i organicznej. Wartość potencjału wody glebowej 15 barów lub pF 4,2, odpowiada potencjałowi, przy którym woda przestaje być dostępna dla roślin, zwany również punktem trwałego więdnienia roślin (Rys. 1). Wyniki tych badań wykazują, że głównym czynnikiem warunkującym temperaturę radiacyjną pokrywy roślinnej związaną z warunkami wilgotnościowymi w glebie jest potencjał wody glebowej. W celu oszacowania wpływu dyfuzji wody w glebie na ograniczenie jej strumienia dopływającego do strefy korzeniowej, dokonywano pomiarów potencjału w próbkach glebowych i w roślinie. Gdyby dyfuzja dominowała jako czynnik ograniczający, wówczas powinniśmy stwierdzić wzrost temperatury radiacyjnej przy potencjale wody odpowiadającym wodzie dostępnej i tylko w najbliższym otoczeniu korzeni potencjał byłby wyższy i w tym obszarze występowałby opór ograniczający przepływ wody do korzeni. Szczegółowe badania udziału oporu dyfuzji jako czynnika limitującego są bardzo trudne, bo wymagają badania lokalnych zmian wilgotności lub potencjału wody glebowej wokół korzeni roślin, a także określenia ogólnej powierzchni korzeni pobierających wodę, ponieważ iloczyn strumieni dyfuzji i powierzchni korzeni

jest parametrem mówiącym o całkowitym strumieniu wody do roślin. Pomiarów dokonywano aparatem Wescor, opisanym w rozdz. 7.2.4, dla pobranych minisondą próbek glebowych i pobranych w tym samym czasie liści traw. W granicach błędu metody nie stwierdzono sytuacji, gdy wzrost temperatury radiacyjnej pokrywy roślinnej występował przy niższych co do wartości bezwzględnych potencjałach termodynamicznych wody w glebie niż wartości odpowiadające punktom ograniczenia lub całkowitego zahamowania wzrostu roślin. Wskazuje to, że inne czynniki, np. dyfuzyjność, nie powodują ograniczenia zaopatrzenia roślin w wodę w sytuacji, gdy potencjał termodynamiczny wody nie ogranicza jej dostępności.



Rys. 29. Zestawienie zależności różnic temperatury radiacyjnej pokrywy roślinnej od potencjału wody glebowej otrzymanych w trakcie badań laboratoryjnych i polowych: gleba mineralna (+), gleba organiczna (□)

Fig. 29. Combination of relations between plant cover radiation temperature differences and soil water potential obtained in laboratory and field investigations: mineral soil (+), organic soil (□)

Uzyskane wyniki pozwalają stwierdzić, że zobrażenia termalne pokrywy roślinnej lotnicze i satelitarne nie mogą być wykorzystywane do oceny zasobów zretencjonowanej w glebie wody. Mogą natomiast być wykorzystywane do stwierdzenia zbliżającego się lub trwającego stresu wodnego roślin, a ocena ta może być precyzyjna jedynie wtedy, gdy w objętym projekcją obszarze znajdują się punkty reperowe o znanych, komfortowych warunkach wodnych. W przypadku dużych obszarów użytków zielonych punkty te mogą być łatwo zdefiniowane jako znajdujące się w pobliżu cieków lub zbiorników wodnych, co nie wymaga żadnych obserwacji naziemnych.

Jak wynika z badań polowych - lizymetrycznych (Rys. 26, jak również zbiorczy Rys. 29), wystąpienie różnic temperatury radiacyjnej przewyższających wartość 2°C między punktem reperowym a wybranymi obszarami odwzorowanymi na obrazie termalnym lotniczym lub satelitarnym, mogą być traktowane jako wynik pomiaru świadczący o zagrożeniu wejścia lub znajdowania się w stanie stresu wodnego roślin.

Obserwacje lotnicze i satelitarne prowadzące do oceny zagrożenia lub trwania stresu wodnego, w praktyce rolniczej dla dużych obszarów, mogą być wykorzystywane do oceny potrzeb i sterowania nawodnieniami, np. regulując poziom wody w rowach melioracyjnych.

8.3. Wpływ warunków meteorologicznych na zmierzone wartości temperatury radiacyjnej roślin

Pomiary prowadzono w warunkach lizymetrycznych a więc zbliżonych do naturalnych. Warunki agrometeorologiczne w okresie prowadzenia badań wykazywały duże zróżnicowanie. Celowe było więc określenie wpływu tych warunków na zmierzone wartości temperatury radiacyjnej roślin.

Analiza rozkładów temperatury radiacyjnej pokrywy roślinnej w lizymetrach o zróżnicowanych warunkach wilgotnościowych gleby wykazała duże zróżnicowanie temperatury dla poszczególnych terminów pomiarowych, na co wpływ mogły mieć panujące warunki meteorologiczne.

Celem zbadania ilościowych zależności temperatury radiacyjnej badanych powierzchni od zespołu parametrów meteorologicznych zastosowano analizę regresji wielokrotnej. Do modeli regresji wielokrotnej wprowadzono następujące zmienne niezależne X_p : temperatura powietrza na wysokości 2m nad powierzchnią czynną T_a , wilgotność względna powietrza W_a , saldo promieniowania R_n , oraz prędkość wiatru na wysokości 2m v_{2m} . Zmienna zależna Y to dla poszcze-

gólnych modeli: temperatura radiacyjna pokrywy roślinnej w lizymetrach z ograniczoną dostępnością wody glebowej T_s , temperatura radiacyjna pokrywy roślinnej w lizymetrach o komfortowych warunkach wodnych T_c , oraz różnice temperatury radiacyjnej $T_s - T_c$. Z pomiarów prowadzonych przez całą dobę utworzono zbiory zawierające pomiary wykonywane w godzinach rannych tj 6^{00} - 10^{00} , w godzinach intensywnej ewapotranspiracji 11^{00} - 19^{00} , oraz w godzinach nocnych 20^{00} - 5^{00} . Analizę przeprowadzono oddzielnie dla roślin porastających glebę mineralną i organiczną oraz dla wszystkich prób łącznie.

Wykorzystano model liniowej regresji wielokrotnej, w którym dla zadeklarowanej zmiennej zależnej Y , oraz zmiennych niezależnych X_1, \dots, X_p współczynniki regresji wielokrotnej określa się z równania:

$$Y = B_0 + B_1 \cdot X_1 + \dots + B_p \cdot X_p + u \quad (68)$$

gdzie: B_0, B_1, \dots, B_p - współczynniki regresji wielokrotnej, u - błąd doświadczenia.

W celu uzyskania modeli o ograniczonej liczbie najbardziej istotnych zmiennych niezależnych, zastosowano metodę krokową analizy, w której zmienne niezależne były pojedynczo dodawane lub usuwane z modelu w kolejnym kroku regresji, aż osiągnięto najlepszy model.

Odchylenie standardowe całkowite obliczonych wartości zmiennej zależnej Y obliczano ze wzoru:

$$sc = \sqrt{\frac{ZC}{n-1}} \quad (69)$$

gdzie: n jest ilością prób, ZC - zmienność całkowita wyrażona jako suma kwadratów odchyłeń poszczególnych zaobserwowanych wartości zmiennej Y od jej wartości średniej \bar{Y} . Zmienność resztowa wyrażona jest wzorem:

$$ZR = \sum_{i=1}^n \left(Y_i - \hat{B}_0 - B_1 \cdot \hat{X}_{i1} - \dots - \hat{B}_p \cdot X_{ip} \right)^2 \quad (70)$$

gdzie: $\hat{B}, \hat{B}_1, \dots, \hat{B}_p$ - rozwiązania układu równań normalnych:

$$S\hat{B} = X'Y \quad (71)$$

w którym S jest macierzą kowariancji zmiennych X_1, X_2, \dots, X_p , natomiast $X'Y$ jest wektorem kowariancji zmiennej Y ze zmiennymi X_1, X_2, \dots, X_p . Za miarę dopasowania regresji przyjęto różnice między zmiennością całkowitą ZC zaobserwowanej wartości zmiennej Y a zmiennością resztową ZR uzyskaną po wyeliminowaniu ze zmiennej Y jej najlepszej oceny przy pomocy liniowej funkcji zmiennych X_1, X_2, \dots, X_p .

Tabela 7. Modele regresji wielokrotnej temperatury T_s dla dwóch rodzajów gleb
 Table 7. Multiple regression models of temperature T_s for two kinds of soil

Zmienna zależna T_s										
Godz. pomiaru	Zmienne niezależne modelu	Gleba mineralna				Gleba organiczna				
		Współczynniki regresji	t Studenta	Współczynniki korelacji	Podsumowanie modelu regresji	Współczynniki regresji	t Studenta	Współczynniki korelacji	Podsumowanie modelu regresji	
6-10	T_a	0.7915	10.970	0.836	N=56	T_a	0.9022	13.277	0.777	N=121
	W_a	-0.6044	-2.709	-0.352	R=0.99	W_a	-0.0503	-3.052	-0.273	R=0.95
	R_a	-	-	-	F=844.61	R_a	-0.0053	-3.086	-0.275	F=260.04
	v_{2m}	0.1490	2.306	0.305	SBE=1.626	v_{2m}	0.2766	2.089	0.190	SBE=1.634
	Bo	1.9223	4.113			Bo	8.3626	3.626		
11-19	T_a	0.8348	21.614	0.8122	N=245	T_a	0.8253	31.757	0.824	N=480
	W_a	-0.0334	-2.646	-0.168	R=0.92	W_a	-0.0441	-5.579	-0.248	R=0.93
	R_a	0.0075	10.593	0.564	F=466.22	R_a	0.0037	8.259	0.354	F=1024.6
	v_{2m}	-	-	-	SBE=1.809	v_{2m}	-	-	-	SBE=1.668
	Bo	5.6837	3.840			Bo	6.0346	6.213		
20-5	T_a	0.7700	21.337	0.939	N=64	T_a	0.7566	30.718	0.929	N=153
	W_a	-	-	-	R=0.94	W_a	-	-	-	R=0.93
	R_a	0.0409	2.990	0.358	F=228.10	R_a	0.0224	2.768	0.220	F=472.14
	v_{2m}	-	-	-	SBE=0.927	v_{2m}	-	-	-	SBE=0.933
	Bo	5.4351	9.028			Bo	5.2803	13.242		
Cała doba	T_a	0.8552	40.753	0.906	N=364	T_a	0.8022	35.853	0.795	N=754
	W_a	-	-	-	R=0.95	W_a	-0.0198	-3.154	-0.114	R=0.96
	R_a	0.0072	11.785	0.527	F=1846.2	R_a	0.0033	8.254	0.289	F=2706.6
	v_{2m}	-	-	-	SBE=1.783	v_{2m}	-	-	-	SBE=1.672
	Bo	3.6741	8.523			Bo	5.7818	6.928		

Tabela 8. Modele regresji wielokrotnej temperatury T_c dla dwóch rodzajów gleb
Table 8. Multiple regression models of temperature T_c for two kinds of soil

Zmienna zależna T_c										
Godz. pomiaru	Gleba mineralna					Gleba organiczna				
	Zmienne niezależne modelu	Współczynniki regresji	t Studenta	Współczynniki korelacji	Podsumowanie modelu regresji	Zmienne niezależne modelu	Współczynniki regresji	t Studenta	Współczynniki korelacji	Podsumowanie modelu regresji
6-10	T_a	0.8522	16.189	0.913	N=56	T_a	0.8578	20.813	0.887	N=121
	W_a	-	-	-	R=0.99	W_a	-	-	-	R=0.95
	R_n	-0.0041	-2.328	-0.307	F=815.65	R_n	-0.0040	-2.855	-0.255	F=337.14
	v_{2m}	0.0963	2.122	0.282	SBE=1.633	v_{2m}	0.2990	2.759	0.247	SBE= 1.356
	Bo	5.5156	5.840			Bo	4.6317	6.286		
11-19	T_a	0.7547	22.738	0.826	N=245	T_a	0.7897	33.922	0.841	N=480
	W_a	-0.0427	-3.933	-0.246	R=0.92	W_a	-0.0199	-2.907	-0.132	R=0.93
	R_n	0.0021	3.485	0.219	F=446.33	R_n	0.0010	2.300	0.105	F=719.56
	v_{2m}	-	-	-	SBE=1.555	v_{2m}	0.2410	5.036	0.225	SBE=1.447
	Bo	7.2057	5.664			Bo	4.9744	5.763		
20-5	T_a	0.7388	21.000	0.937	N=64	T_a	0.7552	31.917	0.934	N=153
	W_a	-	-	-	R=0.94	W_a	-	-	-	R=0.93
	R_n	0.0435	3.264	0.386	F=221.31	R_n	0.0207	2.663	0.212	F=509.95
	v_{2m}	-	-	-	SBE=0.904	v_{2m}	-	-	-	SBE=0.897
	Bo	6.0837	10.366			Bo	5.5154	14.398		
Cała doba	T_a	0.7783	41.228	0.908	N=364	T_a	0.7723	67.094	0.926	N=754
	W_a	-	-	-	R=0.94	W_a	-	-	-	R=0.96
	R_n	0.0016	3.005	0.156	F=1444.2	R_n	0.0010	2.594	0.094	F=2807.6
	v_{2m}	-	-	-	SBE=1.604	v_{2m}	0.1469	3.768	0.136	SBE=1.406
	Bo	4.7231	12.181			Bo	4.7752	19.916		

Tabela 9. Modele regresji wielokrotnej różnicy temperatury $T_s - T_c$ dla dwóch rodzajów glebTable 9. Multiple regression models of temperature difference $T_s - T_c$ for two kinds of soil

Zmienna zależna $T_s - T_c$										
Gleba mineralna						Gleba organiczna				
Godz. Pomiaru	Zmienne niezależne modelu	Współczynniki regresji	t Studenta	Współczynniki korelacji	Podsumowanie modelu regresji	Zmienne niezależne modelu	Współczynniki regresji	t Studenta	Współczynniki korelacji	Podsumowanie modelu regresji
6-10	T_a	0.2595	6.371	0.659	N=56	T_a	0.0553	2.138	0.193	N=121
	W_a	-	-	-	R=0.99	W_a	-0.0371	-4.997	-0.418	R=0.78
	R_n	-	-	-	F=1795.3	R_n	-	-	-	F=91.322
	v_{2m}	0.7802	22.021	0.949	SBE=1.617	v_{2m}	-	-	-	SBE=0.746
	Bo	-4.7125	-5.183			Bo	2.2545	2.174		
11-19	T_a	0.0615	2.912	0.184	N=245	T_a	0.0476	3.291	0.149	N=480
	W_a	-	-	-	R=0.62	W_a	-0.0248	-5.824	-0.258	R=0.66
	R_n	0.0054	10.585	0.563	F=76.862	R_n	0.0025	9.641	0.405	F=92.993
	v_{2m}	-	-	-	SBE=1.308	v_{2m}	-0.1420	-4.774	-0.214	SBE=0.899
	Bo	-0.5707	-1.102			Bo	0.6706	1.251		
20-5	T_a	0.0319	4.204	0.471	N=64	T_a	-	-	-	
	W_a	-	-	-	R=0.47	W_a	-	-	-	
	R_n	-	-	-	F=17.676	R_n	-	-	-	-
	v_{2m}	-	-	-	SBE=0.195	v_{2m}	-	-	-	
	Bo	-0.6133	-5.074			Bo	-	-		
Cała doba	T_a	0.0769	5.551	0.280	N=364	T_a	0.0355	3.195	0.116	N=754
	W_a	-	-	-	R=0.76	W_a	-0.0172	-5.574	-0.200	R=0.73
	R_n	0.0055	13.750	0.586	F=241.98	R_n	0.0025	11.760	0.395	F=210.97
	v_{2m}	-	-	-	SBE=1.178	v_{2m}	-0.1892	-8.284	-0.290	SBE=0.821
	Bo	-1.0490	-3.684			Bo	0.7574	1.823		

Tabela 10. Modele regresji wielokrotnej temperatury T_s łącznie dla dwóch rodzajów gleb
Table 10. Multiple regression models of temperature T_s jointly for two kinds of soil

Zmienna zależna T_s					
Godz. pomiaru	Zmienne niezależne modelu	Gleba mineralna i organiczna			Podsumowanie modelu regresji
		Współczynniki regresji	t Studenta	Współczynniki korelacji	
6-10	T_a	0.8459	14.411	0.740	N=176
	W_a	-0.0469	-3.218	-0.238	R =0.94
	R_n	-0.0022	-1.623	-0.123	F=413.41
	v_{2m}	-	-	-	SBE=1.810
		Bo 9.503	4.648		
11-19	T_a	0.8350	34.908	0.793	N=725
	W_a	-0.0385	-5.165	-0.189	R =0.91
	R_n	0.0047	11.892	0.405	F=1218.0
	v_{2m}	-	-	-	SBE=1.878
		Bo 5.8922	6.622		
20-5	T_a	0.7619	48.679	0.948	N=269
	W_a	-	-	-	R =0.96
	R_n	-	-	-	F=1409.6
	v_{2m}	0.3213	3.354	0.201	SBE=1.052
		Bo 4.6100	18.049		
Cała doba	T_a	0.8067	40.603	0.773	N=1118
	W_a	-0.0167	-2.967	-0.089	R =0.95
	R_n	0.0046	12.915	0.361	F=3431.4
	v_{2m}	-	-	-	SBE 1.826
		Bo 5.5864	7.502		

Tabela 11. Modele regresji wielokrotnej temperatury T_s łącznie dla dwóch rodzajów gleb
Table 11. Multiple regression models of temperature T_s jointly for two kinds of soil

Zmienna zależna T_c					
Godz. pomiaru	Zmienne niezależne modelu	Gleba mineralna i organiczna			Podsumowanie modelu regresji
		Współczynniki regresji	t Studenta	Współczynniki korelacji	
6-10	T_a	0.8480	23.898	0.877	N=176
	W_a	-	-	-	R =0.94
	R_n	-0.0038	-3.132	-0.232	F=420.02
	v_{2m}	0.1804	1.951	0.147	SBE=1.459
		Bo 5.0989	7.949		
11-19	T_a	0.7808	40.388	0.833	N=725
	W_a	-0.0267	-4.583	-0.168	R =0.92
	R_n	0.0013	3.597	0.133	F=1043.3
	v_{2m}	0.1855	4.634	0.170	SBE=1.490
		Bo 5.5832	7.729		
20-5	T_a	0.7323	49.958	0.951	N=269
	W_a	-	-	-	R =0.96
	R_n	-	-	-	F=1500.6
	v_{2m}	0.3695	4.118	0.245	SBE=0.985
		Bo 5.3235	21.828		
Cała doba	T_a	0.7734	77.697	0.919	N=1118
	W_a	-	-	-	R =0.95
	R_n	0.0012	3.942	0.117	F=3679.7
	v_{2m}	0.0816	2.453	0.073	SBE=1.476
		Bo 4.7944	23.011		

Tabela 12. Modele regresji wielokrotnej różnicy temperatury $T_s - T_c$ łącznie dla dwóch rodzajów gleb

Table 12. Multiple regression models of temperature difference $T_a - T_c$ jointly for two kinds of soil

Zmienna zależna $T_s - T_c$					
Gleba mineralna i organiczna					
Godz. pomiaru	Zmienne niezależne modelu	Współczynniki regresji	t Studenta	Współczynniki korelacji	Podsumowanie modelu regresji
6-10	T_a	-	-	-	N=176
	W_a	-0.053	-11.375	-0.653	R =0.65
	R_n	-	-	-	F=129.38
	v_{2m}	-	-	-	SBE=1.086
		Bo 4.8927	15.658		
11-19	T_a	0.0543	3.198	0.118	N=725
	W_a	-0.0118	-2.298	-0.085	R =0.52
	R_n	0.0035	11.210	0.385	F=67.493
	v_{2m}	-0.0975	-2.774	-0.103	SBE=1.308
		Bo -0.0266	-0.042		
20-5	T_a	-	-	-	N=269
	W_a	-	-	-	
	R_n	-	-	-	
	v_{2m}	-	-	-	
Cała doba	T_a	0.0463	3.664	0.109	N=1118
	W_a	-0.0115	-3.217	-0.096	R =0.66
	R_n	0.0035	14.414	0.397	F=211.26
	v_{2m}	-0.1190	-4.572	-0.136	SBE=1.151
		Bo 0.2025	0.426		

Błąd aproksymacji obliczano jako standardowy błąd oszacowania SBE wyrażony wzorem:

$$SBE = \sqrt{\frac{ZR}{n-p-1}} \quad (72)$$

Kwadrat współczynnika korelacji wielokrotnej obliczano wg wzoru:

$$R^2 Y(1, \dots, p) = \frac{ZC - ZR}{ZC} \quad (73)$$

Istotność współczynnika korelacji wielokrotnej sprawdzano za pomocą testu F Snedecora. Istotność współczynników regresji wielokrotnej B_0, B_1, \dots, B_p określano przy pomocy testu t Studenta.

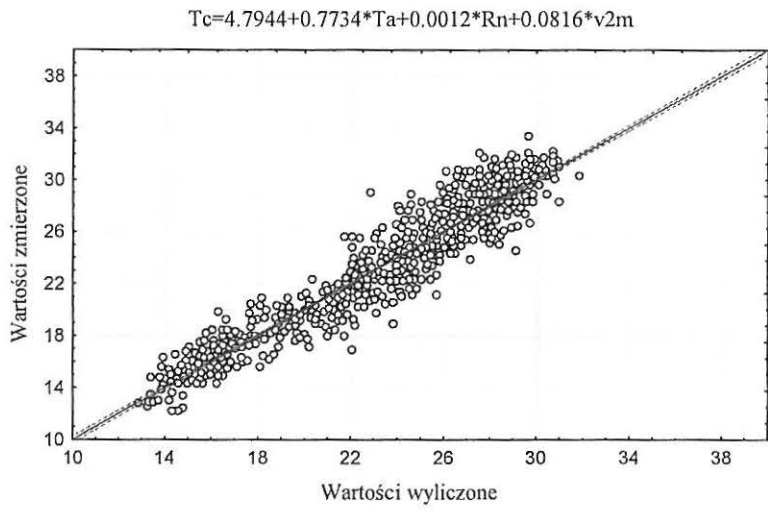
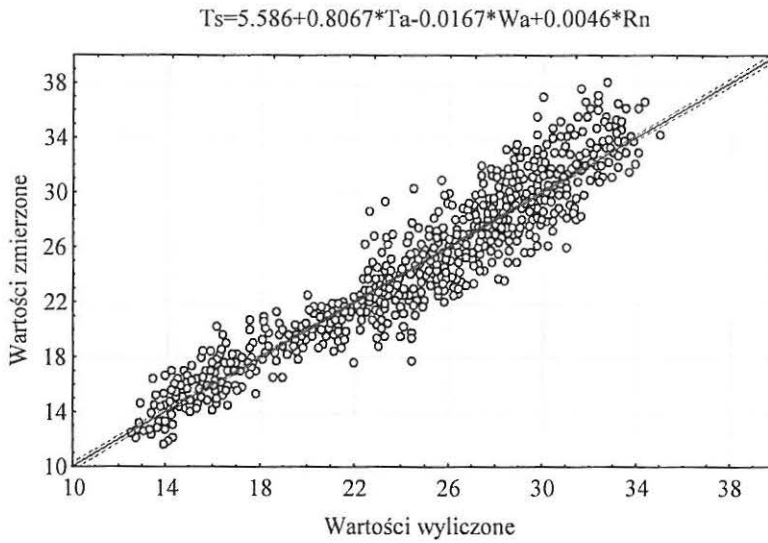
We wszystkich modelach krokowej regresji wielokrotnej przyjmowano graniczną wartość F dla dodania pojedynczej zmiennej niezależnej do modelu równą 0,0001 oraz wartość F eliminującą zmienną niezależną z modelu, równą 0,0.

Wyniki analizy z wykorzystaniem krokowej regresji wielokrotnej przedstawiają Tab. 3-8. Zmienne niezależne, które weszły do poszczególnych modeli,

oznaczono pogrubioną czcionką. Modele dobierały zmienne niezależne na podstawie analizy testu t-Studenta. We wszystkich utworzonych modelach wszystkie wartości testu t-Studenta dla współczynników regresji mają wartość większą od wartości krytycznej t dla poziomu ufności $\alpha = 0,05$. Jednocześnie modele tworzone były tylko w przypadku, gdy wartość F Snedecora modelu była większa od wartości krytycznej $F_{0,05}$, co było równoważne z odrzuceniem hipotezy zerowej H'_0 ($B_1=B_2=\dots=B_p=0$), a więc świadczyło o tym, że zespół współczynników regresji i współczynnik korelacji wielokrotnej były istotne. W Tab. 3-8 nie przedstawiono wartości krytycznych testu F-Snedecora i t-Studenta, ale można je odczytać dla poszczególnych modeli na podstawie liczby stopni swobody i liczby zmiennych niezależnych wchodzących do badanych modeli.

Współczynniki korelacji wielokrotnej dla większości modeli zbudowanych dla zmiennych zależnych T_s i T_c były stosunkowo wysokie $>0,92$. Natomiast modele różnicy T_s-T_c miały w większości przypadków niskie wartości współczynnika korelacji wielokrotnej R. W dwóch przypadkach, dla godzin nocnych, nie można było utworzyć modeli regresji wielokrotnej dla zmiennych zależnych T_s-T_c , gdyż współczynniki regresji i współczynnik korelacji wielokrotnej okazały się nieistotne. Świadczy to o tym, że zespół zewnętrznych parametrów meteorologicznych nie decyduje o różnicy temperatury T_s-T_c , lecz mają na nią wpływ warunki glebowe limitujące transpirację, tj. dostępność wody glebowej dla roślin, lub procesy fizjologiczne samych roślin.

Analizując istotność czterech badanych parametrów w równaniach regresji wielokrotnej, można stwierdzić, że zdecydowanie największą rolę odgrywa w nich temperatura powietrza T_a . Parametr ten wchodzi do wszystkich otrzymanych modeli, oraz w większości przypadków posiada on najwyższe wartości współczynnika korelacji, kilkakrotnie przewyższające współczynniki korelacji innych parametrów wchodzących do równań regresji. W przypadku analizowania oddzielnie modeli temperatury radiacyjnej roślinności porastającej glebę mineralną i organiczną można stwierdzić, że prędkość wiatru występuje w modelach tylko w godzinach rannych, tj. 6-10. Jednak analiza modeli uwzględniających dane dla obu gleb łącznie pokazuje, że szczególnie w przypadku temperatury pokrywy roślinnej w korzystnych warunkach wilgotnościowych gleby T_c , zmienna niezależna v_{2m} wchodzi do wszystkich stworzonych modeli.



Rys. 30. Współzależność zmierzonych i wyliczonych z modeli regresji wielokrotnej wartości: a - temperatury T_s oraz b - T_c

Fig 30. Measured and calculated from multiple regression models values: a - temperature T_a and b - T_c

Również częstotliwość występowania wilgotności względnej powietrza W_a , oraz salda promieniowania R_n w modelach utworzonych dla obu gleb osobno oraz łącznie, jest zróżnicowana. Np. w modele T_s i T_c stworzone oddzielnie dla gleby mineralnej i organicznej, w przypadku godzin nocnych są dwuparametrowe (temperatura powietrza i radiacja netto). Natomiast modele T_s i T_c dla godzin nocnych połączone dla obu gleb zawierają parametry temperatury powietrza i prędkości wiatru.

Należy zwrócić uwagę na fakt, że w przypadku modeli T_s i T_c dla godzin 11-19 są one trójparametrowe (T_a , W_a i R_n) z jednym wyjątkiem modelu czteroparametrowego.

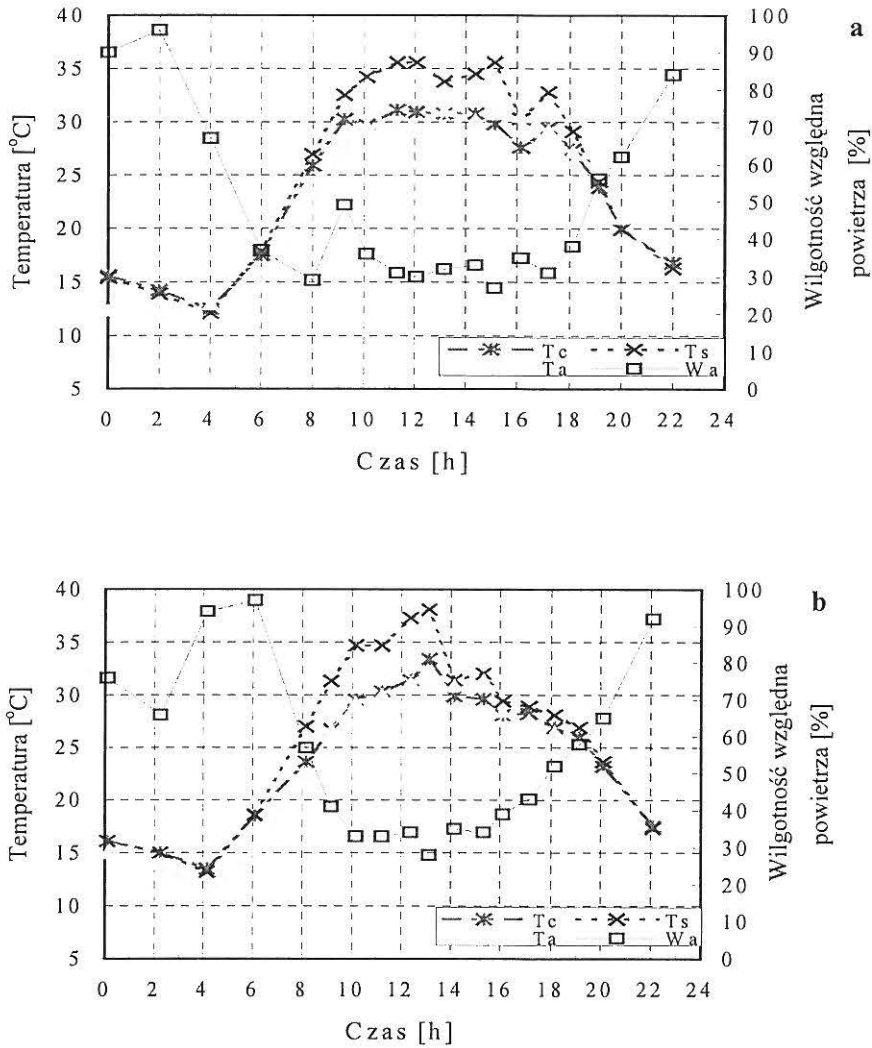
Rysunki 30a i b przedstawiają współzależności wartości zmierzonych T_s i T_c z pomiarów całodobowych oraz wartości wyliczonych z modeli regresji wielokrotnej. Dane pochodzą z lat 1992-1994.

8.4. Określenie godzinowych i dobowych wartości ewapotranspiracji rzeczywistej na podstawie równania bilansu cieplnego powierzchni czynnej przy różnym uwilgotnieniu gleby

Przebiegi dobowe temperatury roślin w warunkach nieograniczonej dostępności wody glebowej T_c , stresu wodnego (pF powyżej 2,7) T_s , temperatury powietrza T_a i wilgotności względnej powietrza W_a dla dwóch wybranych dni pomiarowych przedstawione są na Rys. 31. Pierwsza z przedstawionych na Rys. 31 serii przebiegów dotyczy pary lizymetrów z glebą organiczną a druga z glebą mineralną.

Analiza uzyskanych przebiegów wykazała, że w godzinach charakteryzujących się dużą intensywnością radiacji słonecznej i niską wilgotnością względną powietrza, różnice temperatury pokrywy roślinnej w obu lizymetrach każdej pary dochodziły do kilku stopni. W tych samych warunkach temperatura radiacyjna pokrywy roślinnej znajdującej się w stresowych warunkach jeśli chodzi o dostępność wody glebowej, była wyższa od temperatury powietrza. Natomiast roślinność porastająca lizymetry o komfortowych warunkach wodnych w glebie, wykazywała temperaturę radiacyjną zbliżoną lub niższą od temperatury powietrza. Związane było to z efektem ochładzania się roślin w wyniku swobodnej transpiracji.

W godzinach nocnych, przy dużych wartościach wilgotności względnej powietrza i braku radiacji słonecznej, różnice temperatury roślin T_s i T_c zanikały.



Rys. 31. Dobowe przebiegi temperatury powietrza - T_a , wilgotności względnej powietrza W_a oraz temperatury radiacyjnej pokrywy roślinnej: T_s - w lizymetrze z ograniczoną dostępnością wody glebowej, T_c - w lizymetrze z komfortowymi warunkami dostępności wody glebowej (a- 28.07.94 gleba organiczna, b - 02.08.94 gleba mineralna)

Fig. 31. Daily courses of air temperature - T_a , relative air humidity - W_a and radiation temperature of plant cover: T_s - in lysimeters with stress water condition, T_c - in lysimeters with comfort water condition (a- 28.07.94 organic soil, b - 02.08.94 mineral soil)

W przeprowadzonych badaniach stwierdzono duże podobieństwo dobowych przebiegów temperatury radiacyjnej roślin dla par lizymetrów z glebą organiczną i mineralną.

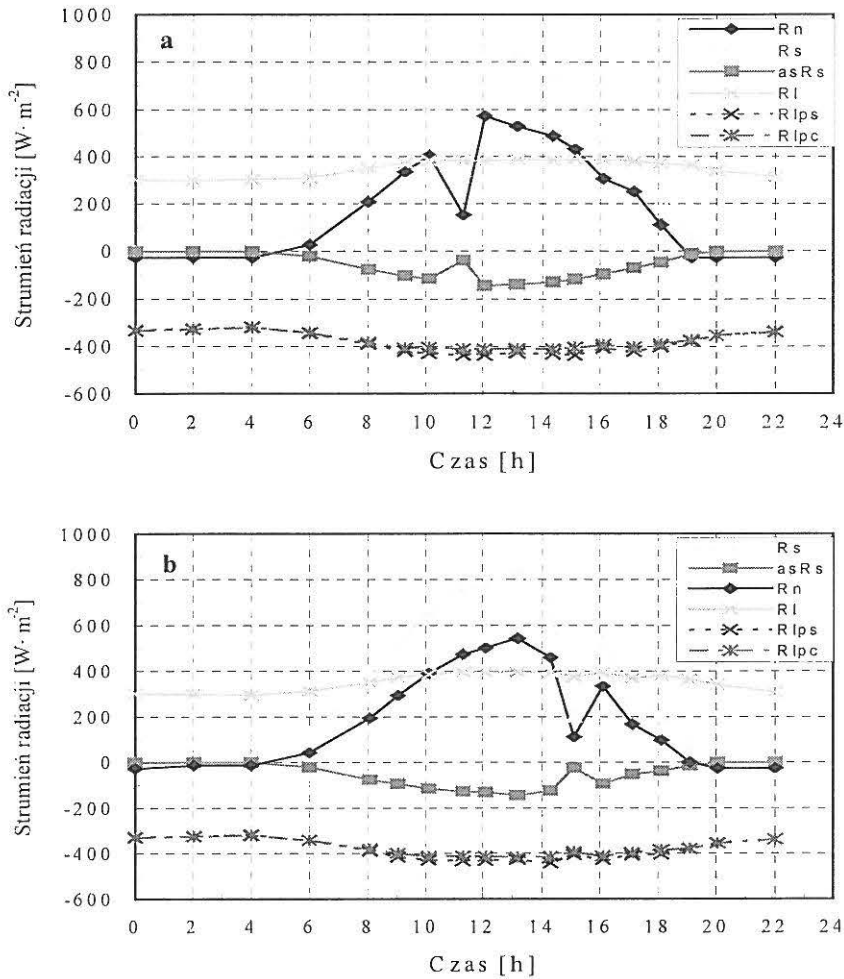
Struktura bilansu promieniowania dla tych samych wybranych dwóch dni pomiarowych przedstawiona jest na Rys. 32. Oba dni charakteryzowały się dużymi wartościami strumieni promieniowania krótkofalowego i salda promieniowania. Obserwowane na wykresach chwilowe spadki intensywności promieniowania słonecznego powodowane były przejściowym zachmurzeniem. Gęstości strumienia promieniowania długofalowego emitowanego R_{lps} oraz R_{lpc} (ostatni człon w równaniu 37) były obliczone odpowiednio dla powierzchni roślin o temperaturze T_s i T_c .

Dobowe przebiegi składników bilansu cieplnego dla dwóch par lizymetrów dla wybranych dwóch dni przedstawiono na Rys 33.. Stwierdzono występowanie dużych różnic w przebiegu strumieni ciepła jawnego i ciepła utajonego dla obu lizymetrów poszczególnych par. Warunki stabilności atmosfery oraz turbulencyjny opór aerodynamiczny obliczane były w tym przypadku z równań (44 -51).

W godzinach intensywnej radiacji słonecznej strumień ciepła jawnego dla lizymetrów o komfortowych warunkach wodnych wykazywał dużą stabilność. Jego wartości oscylowały wokół ok. $0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, a jego znak ulegał zmianom. Natomiast w przypadku lizymetrów o stresowych warunkach wodnych strumień ciepła jawnego przyjmował wartości ujemne, co oznaczało przekazywanie energii cieplnej od powierzchni parującej do atmosfery i wykazywał duże zmiany wartości.

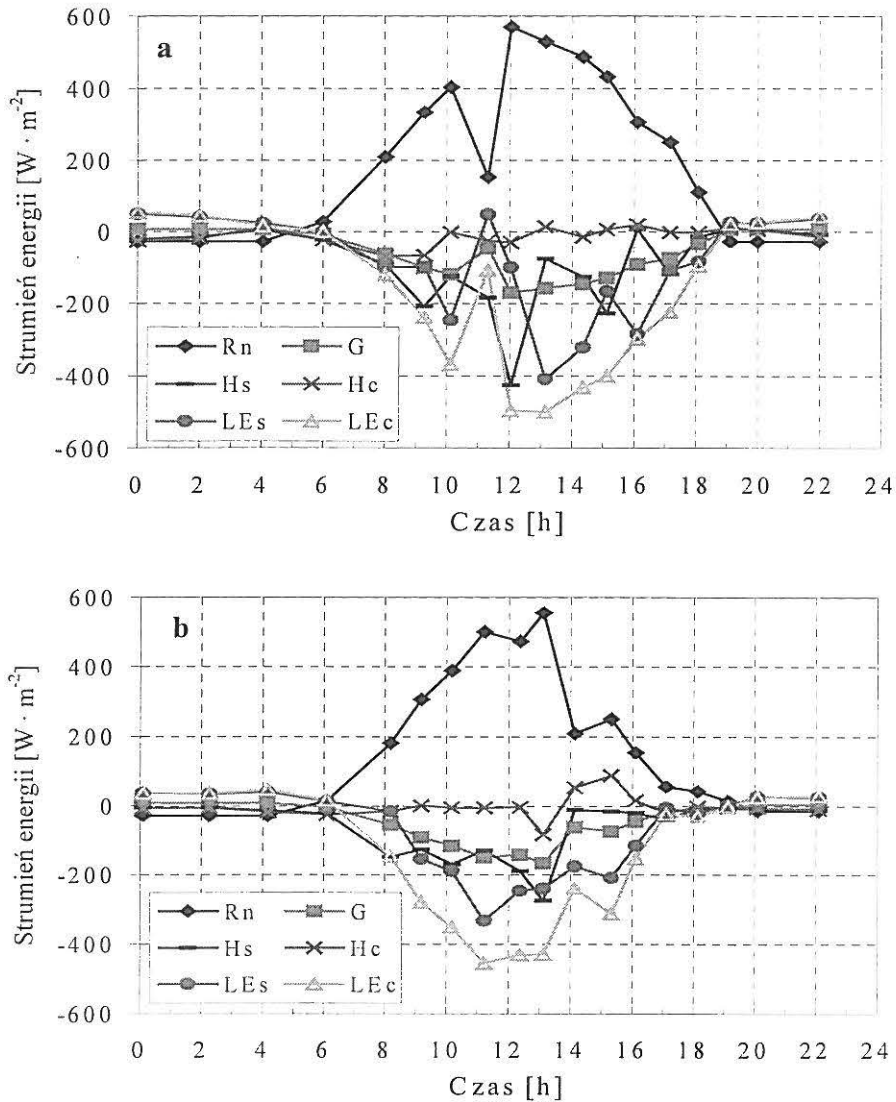
Przedstawione na Rys. 33 przebiegi strumienia ciepła w glebie obliczone przy pomocy równania (41) wykazywały, że w godzinach intensywnej radiacji słonecznej wartości tego strumienia osiągały ok. 10% wartości salda promieniowania R_n .

Intensywność ewapotranspiracji wyrażona poprzez strumień ciepła utajonego wykazywała duże różnice dla lizymetrów o zróżnicowanych warunkach wodnych. W godzinach południowych różnice między strumieniami LE_c i LE_s osiągały wartości $200 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Jednocześnie stwierdzono, że gwałtowne zmiany strumienia salda promieniowania powodowały gwałtowne zmiany w przebiegach strumieni ciepła utajonego.



Rys. 32. Dobowe przebiegi składników bilansu promieniowania: R_n - saldo promieniowania, R_s - krótkofalowe promieniowanie dochodzące, $\alpha_s R_s$ - krótkofalowe promieniowanie odbite, R_l - długofalowe promieniowanie atmosferyczne, R_{lps} , R_{lpc} - długofalowe promieniowanie emitowane z powierzchni lizymetrów jednej pary (a-28.07.94, b - 02.08.94)

Fig. 32. Daily courses of radiation balance components: R_n - net radiation, R_s - incoming shortwave solar radiation, $\alpha_s R_s$ - reflected shortwave radiation, R_l - longwave radiation of atmosphere, R_{lps} , R_{lpc} - longwave radiation emitted from lysimeters (a-28.07.94, b - 02.08.94)

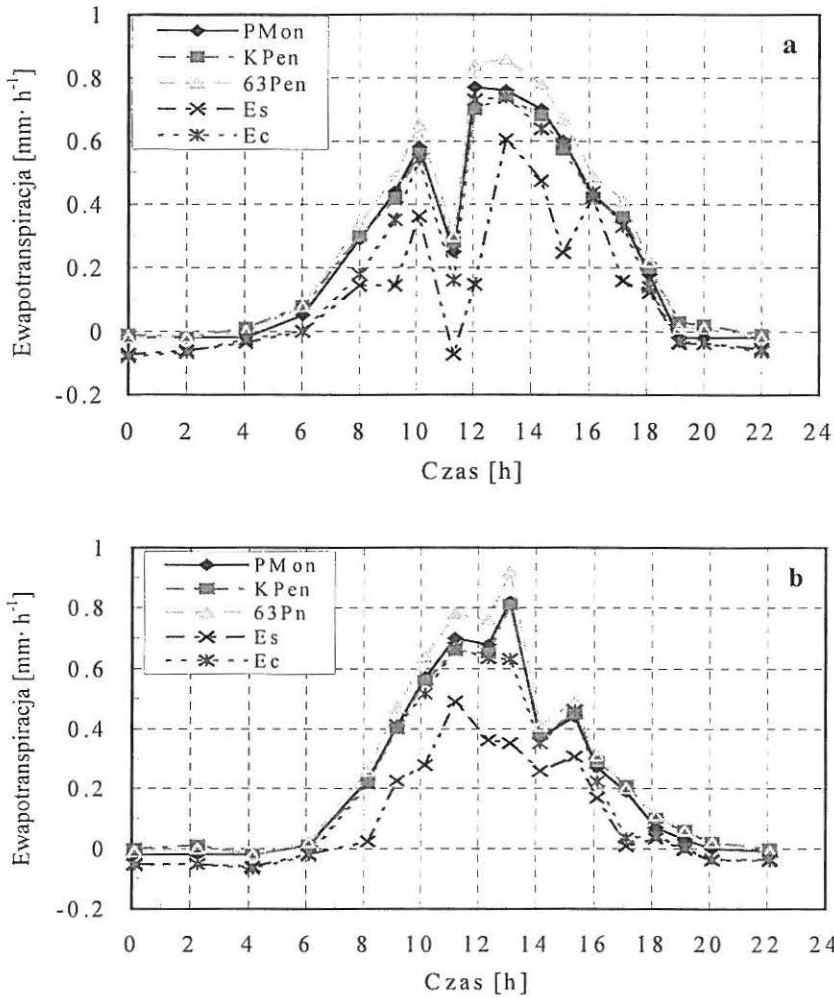


Rys. 33. Dobowe przebiegi składników bilansu cieplnego: R_n - saldo promieniowania, G - strumień ciepła w glebie, H_s i H_c - strumień ciepła jawnego odpowiednio dla lizymetrów z komfortowymi i stresowymi warunkami wodnymi, LE_s, LE_c - strumień ciepła utajonego (a- 28.07.94, b - 02.08.94)
 Fig. 33. Daily courses of heat balance components: R_n - net radiation, G - heat flux in the soil, H_s and H_c - sensible heat fluxes from stressed and nonstressed lysimeters, LE_s and LE_c - latent heat fluxes (a- 28.07.94, b - 02.08.94)

8.5. Porównanie ewapotranspiracji potencjalnej obliczonej różnymi metodami z ewapotranspiracją aktualną bez ograniczenia dostępności wody glebowej

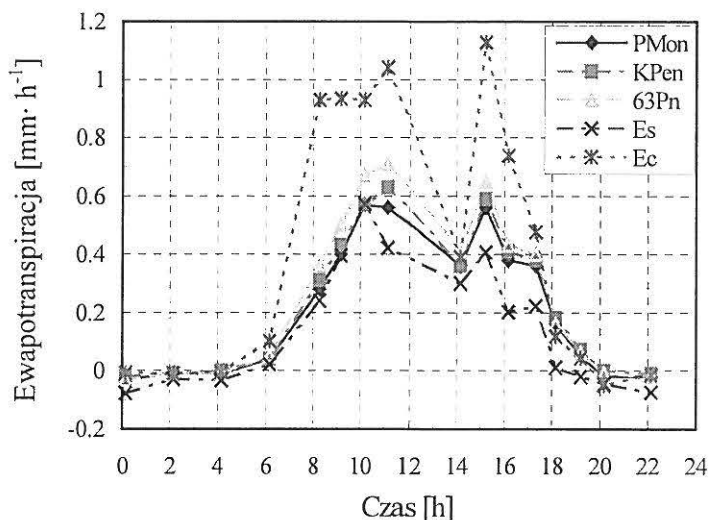
W celu przeanalizowania przebiegów ewapotranspiracji potencjalnej i aktualnej badanych obiektów wyznaczono je posługując się wybranymi metodami. Przykłady dobowych przebiegów ewapotranspiracji przedstawiono na Rys. 34. Stwierdzono występowanie różnic wartości chwilowych ewapotranspiracji potencjalnej wyznaczonej trzema metodami z wyjątkiem godzin nocnych oraz w momentach obniżonej radiacji słonecznej, co widoczne jest bardzo wyraźnie na Rys. 34a o godzinie 11. Spośród badanych metod, metoda bazująca na równaniu Penmana (4.3) dawała najwyższe wartości, szczególnie w godzinach o dużej intensywności radiacji słonecznej. Natomiast wartości wyliczone dwiema pozostałymi metodami nie wykazywały dużych różnic.

Sposób obliczania dyfuzyjnego oporu aerodynamicznego miał duży wpływ na jego wartości a zatem na uzyskane wartości ewapotranspiracji rzeczywistej. Zastosowanie metody opartej o półempiryczne równania (44 - 51) prowadziło do uzyskania chwilowych wartości ewapotranspiracji rzeczywistej dla lizymetrów z komfortowymi i stresowymi warunkami wodnymi niższych od odpowiednich wartości uzyskanych metodą Jacksona (równania 55 - 58). Porównanie dobowych przebiegów ewapotranspiracji rzeczywistej uzyskanych przy pomocy obu metod na tle przebiegów ewapotranspiracji potencjalnej przedstawia Rys. 35. Analizując dobowe przebiegi ewapotranspiracji potencjalnej liczonej różnymi metodami oraz ewapotranspiracji rzeczywistej z oporem aerodynamicznym liczoną wg równań (44 - 51) można stwierdzić, że godzinowe wartości ewapotranspiracji rzeczywistej w lizymetrach z komfortowymi warunkami wodnymi były najbardziej zbliżone do wartości uzyskanych metodami Penmana-Monteitha i Kimberly-Penmana, natomiast dla lizymetrów w stresowych warunkach wodnych wartości te były znacznie mniejsze. Wartości chwilowe ewapotranspiracji rzeczywistej z oporem aerodynamicznym obliczaną metodą Jacksona dla lizymetrów z komfortowymi warunkami wodnymi przedstawione na Rys. 35 są znacznie wyższe dla godzin o intensywnej radiacji słonecznej od wartości ewapotranspiracji potencjalnej obliczanej każdą z trzech wybranych metod. Może to świadczyć o konieczności korekty empirycznych współczynników dla warunków Polski przy ewentualnym przyszłym korzystaniu z tej metody.



Rys. 34. Dobowe przebiegi ewapotranspiracji potencjalnej i rzeczywistej obliczanych różnymi metodami (a- 28.07.94, b - 02.08.94): PMon – metoda Penmana-Monteitha, KPen – metoda Kimberly-Penmana, 63Pn – równanie Penmana z 1963, Es – ewapotranspiracja rzeczywista (stres wodny), Ec - ewapotranspiracja rzeczywista (komfort wodny)

Fig. 34. Daily courses of potential and actual evapotranspiration calculated with different methods (a- 28.07.94, b - 02.08.94): PMon – Penman-Monteith method, KPen – Kimberly-Penman method, 63Pn – 1963 Penman equation, Es – actual evapotranspiration (water stress), Ec – actual evapotranspiration (water comfort)

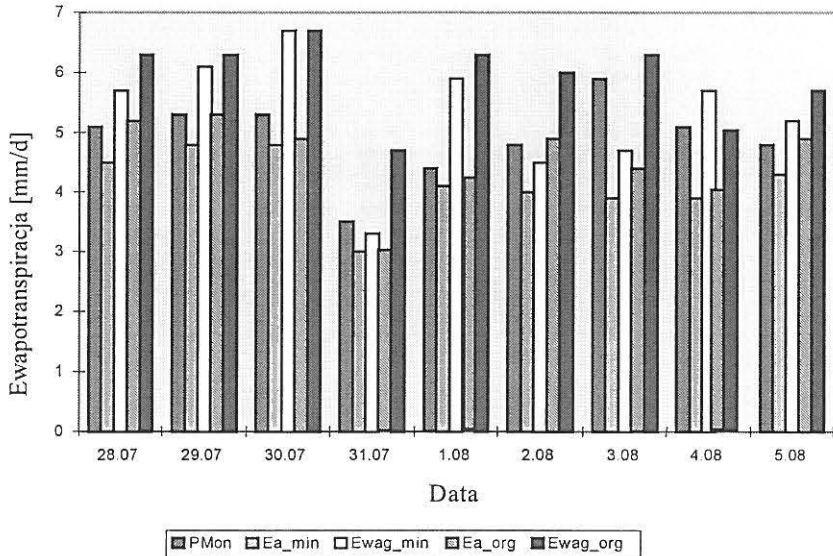


Rys. 35. Porównanie dla wybranego dnia ewapotranspiracji rzeczywistej liczonej metodą Jacksona oraz ewapotranspiracji potencjalnej obliczanej różnymi metodami dla pary lizymetrów z glebą organiczną: PMon – metoda Penmana-Monteitha, KPen – metoda Kimberly-Penmana, 63Pn – równanie Penmana z 1963, Es – ewapotranspiracja rzeczywista (stres wodny), Ec – ewapotranspiracja rzeczywista (komfort wodny)

Fig. 35. Comparison of actual evapotranspiration calculated with Jackson method and potential evapotranspiration calculated with different methods for a pair lysimeters with organic soil: PMon – Penman-Monteith method, KPen – Kimberly-Penman method, 63Pn – 1963 Penman equation, Es – actual evapotranspiration (water stress), Ec – actual evapotranspiration (water comfort)

Rysunek 36 przedstawia dobowe wartości ewapotranspiracji rzeczywistej dla lizymetrów z nieograniczoną dostępnością wody glebowej, wagowe ubytki wody z lizymetrów, oraz dobowe wartości ewapotranspiracji potencjalnej liczonej metodą Penmana-Monteitha dla wybranych dni pomiarowych. Ewapotranspiracja rzeczywista, która była liczona przy użyciu wzorów na opór aerodynamiczny (44-51), dla gleby organicznej była dla większości dni nieco wyższa niż dla gleby mineralnej. Dobowe wartości ewapotranspiracji potencjalnej dla większości dni pomiarowych były zbliżone do wartości ewapotranspiracji rzeczywistej z lizymetrów z glebą organiczną. Z wykresu również wynika, że ubytki wagowe wody z lizymetrów były wyższe nawet do około 25% zarówno od ewapotranspiracji po-

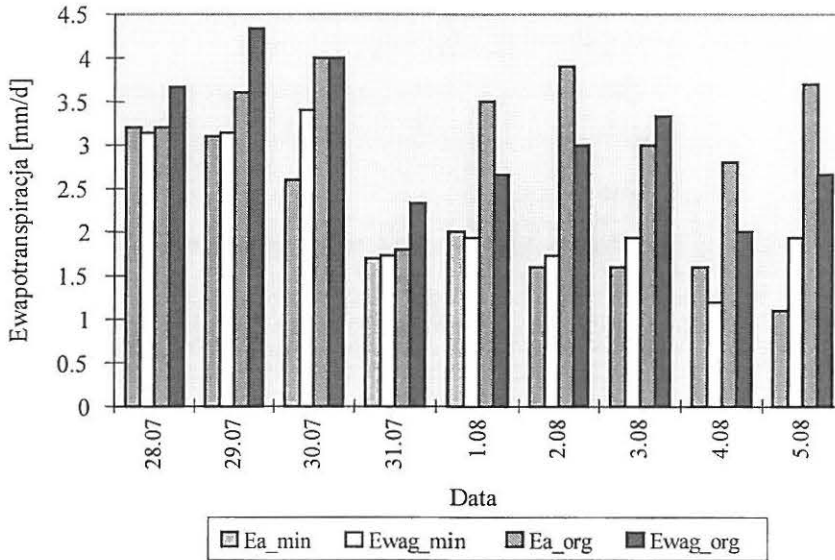
tencjalnej liczonej ze wzoru Penmana-Monteitha jak i aktualnej dla lizymetrów z komfortowymi warunkami dostępności wody glebowej.



Rys. 36 Zestawienie dobowych wartości ewapotranspiracji rzeczywistej dla lizymetrów z nieograniczoną dostępnością wody glebowej (Ea_min - gleba mineralna, Ea_org - gleba organiczna), wagowych ubytków wody z lizymetrów (Ewag_min - gleba mineralna, Ewag_org - gleba organiczna) oraz dobowych wartości ewapotranspiracji potencjalnej liczonej metodą Penmana-Monteitha (Pmon) dla wybranych dni pomiarowych

Fig. 36. Comparison of daily values of actual evapotranspiration for lysimeters with unlimited soil water (Ea_min - mineral soil, Ea_org - organic soil), weighed lost of water from lysimeter (Ewag_min - mineral soil, Ewag_org - organic soil) and daily values of potential evapotranspiration calculated with Penman-Monteith (Pmon) for several chosen measuring days

Wykres porównujący dobowe wartości ewapotranspiracji rzeczywistej w lizymetrach z ograniczoną dostępnością wody glebowej z ubytkami wody z lizymetrów dla obu gleb i tych samych dni pomiarowych przedstawia rysunek 37. Ewapotranspiracja rzeczywista w warunkach ograniczonej dostępności wody glebowej była wyższa dla gleby organicznej niż mineralnej. W glebie mineralnej po całkowitym odprowadzeniu wody grawitacyjnej spowolnienie procesu ewapotranspiracji następowało wcześniej niż w przypadku gleby organicznej. W końcowej fazie cyklu osuszania różnica wartości ewapotranspiracji rzeczywistej między lizymetrami z glebą mineralną i organiczną przekraczała 200%.



Rys. 37. Porównanie dobowych wartości ewapotranspiracji rzeczywistej w lizymetrach z ograniczoną dostępnością wody glebowej (Ea_min - gleba mineralna, Ea_org - gleba organiczna) z wagowymi ubytkami wody z lizymetrów (Ewag_min - gleba mineralna, Ewag_org - gleba organiczna)

Fig. 37. Comparison of daily values of actual evapotranspiration in lysimeters with limited soil water (Ea_min - mineral soil, Ea_org - organic soil) with daily weighed lost of water from lysimeter (Ewag_min - mineral soil, Ewag_org - organic soil)

Porównując ubytki wagowe wody z lizymetrów z odprowadzoną wodą grawitacyjną z dobowymi wartościami ewapotranspiracji rzeczywistej zauważono, że zarówno dla gleby mineralnej jak i organicznej ubytki wagowe dla niektórych dni były wyższe dla innych natomiast niższe od dobowych wartości ewapotranspiracji rzeczywistej, czego nie stwierdzono w przypadku lizymetrów o komfortowych warunkach wodnych.

8.6. Wyznaczenie wskaźnika stresu wodnego roślin CWSI w oparciu o temperaturę radiacyjną roślin i wartości ewapotranspiracji rzeczywistej i potencjalnej

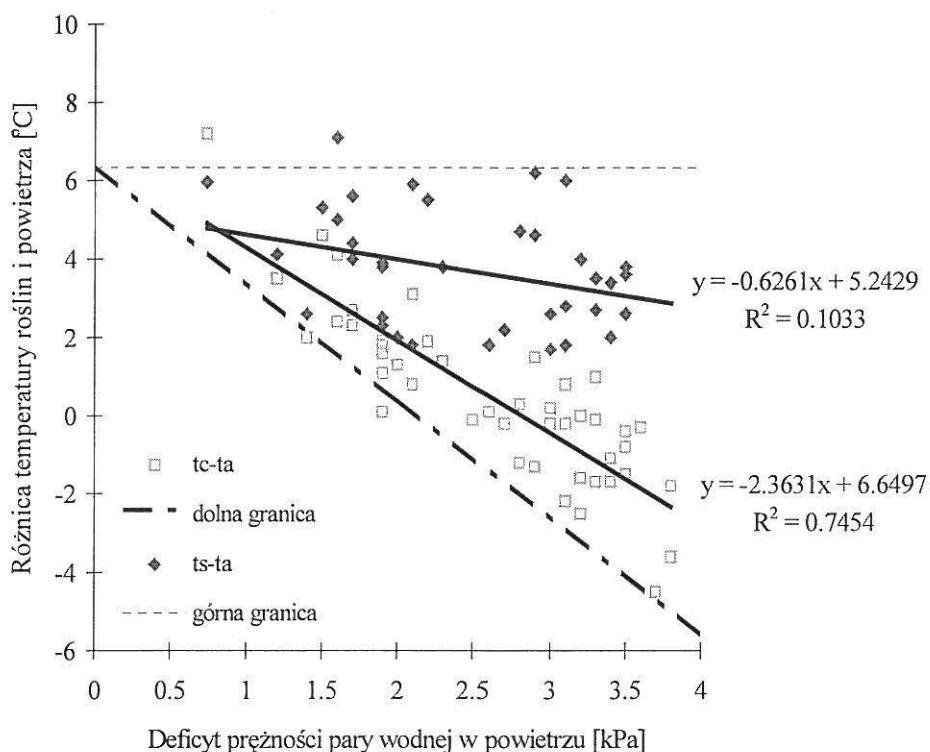
Wyznaczone chwilowe i dobowe wartości ewapotranspiracji potencjalnej i aktualnej stanowiły podstawę do wyliczenia wskaźnika stresu wodnego roślin CWSI. Wskaźnik ten wyliczany był dla godzin o wysokiej radiacji słonecznej,

kiedy to stwierdzono występowanie maksymalnych różnic w wartościach ewapotranspiracji rzeczywistej dla lizymetrów o zróżnicowanym uwilgotnieniu gleby.

Bazując na równaniu (58), które zakłada liniową zależność między różnicą temperatury powietrza i parującej powierzchni roślin a niedosytem wilgotności powietrza, określono regresję liniową tej zależności osobno dla wartości pomiarowych dla lizymetrów o stresowych i komfortowych warunkach jeśli chodzi o dostępność wody glebowej (patrz Rys. 38). Dane pomiarowe uwzględnione w tej analizie dotyczyły pomiarów przeprowadzonych przy wartościach salda promieniowania przekraczających $500 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

Stwierdzono duże rozproszenie danych pomiarowych dla lizymetrów o stresowych warunkach wodnych ($R^2=0,1033$) w porównaniu z danymi dla lizymetrów o komfortowych warunkach wodnych ($R^2=0,7454$). Wykorzystując równanie (60) określono górną granicę różnicy temperatury roślin i powietrza, odpowiadającą sytuacji całkowitego zahamowania ewapotranspiracji ($r_c \rightarrow \infty$), oraz na podstawie równania (61) dolną granicę tej różnicy, odpowiadającą przypadkowi nieograniczonych możliwości ewapotranspiracji ($r_c=0$). Linia regresji otrzymana dla roślin rosnących w warunkach nieograniczonej dostępności wody glebowej miała parametry zbliżone do linii odpowiadającej dolnej granicy T_c-T_a . Natomiast linia regresji dla roślin w stresie wodnym miała parametry bardziej zbliżone do linii wyznaczającej górną granicę. Dolną i górną granicę T_c-T_a na Rys. 38 wyznaczono dla salda promieniowania $500 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, oporu aerodynamicznego $90 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$ dla roślin w stresowych warunkach wodnych i $68 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$ dla roślin w warunkach komfortowych oraz dla temperatury powietrza 30°C .

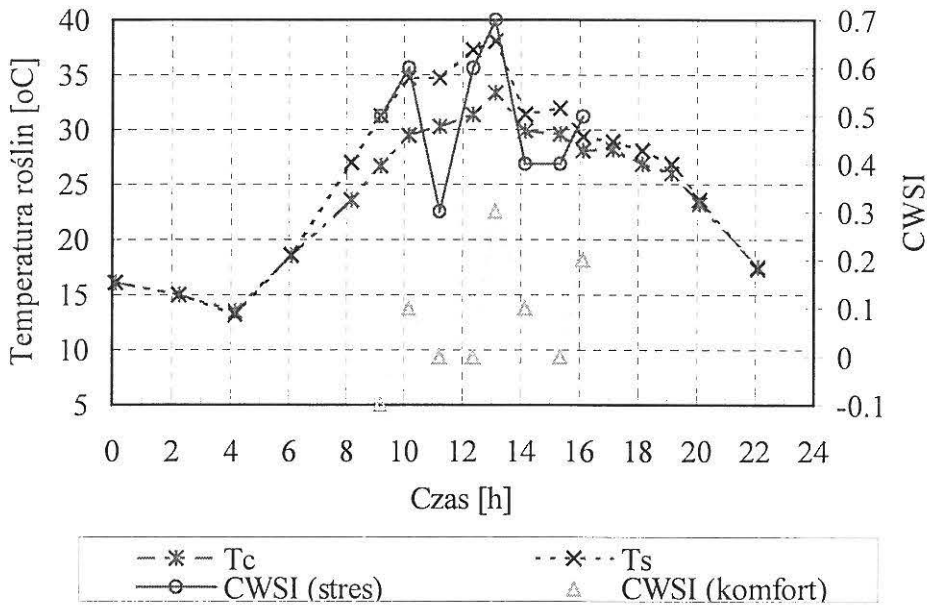
Przebiegi wartości CWSI dla godzin o intensywnej radiacji i temperatury pokrywy roślinnej w ciągu doby dla pary lizymetrów przedstawiono na rysunku 39. Wartości CWSI były liczone z równania (59). Ewapotranspiracja potencjalna była liczona ze wzoru Penmana-Monteitha, a ewapotranspiracja rzeczywista z równania bilansu cieplnego z oporem aerodynamicznym liczonym wg wzorów (44 - 51). Stwierdzono występowanie dużych różnic CWSI w parach lizymetrów. W warunkach komfortu wodnego roślin współczynnik CWSI nie przekraczał wartości 0,3, natomiast dla warunków ograniczonej dostępności wody glebowej zmieniał się od 0,3 do 1,0, co świadczyło o dużym zróżnicowaniu intensywności ewapotranspiracji dla obu lizymetrów jednej pary.



Rys. 38. Zależność różnicy między temperaturą powierzchni roślin a temperaturą powietrza od niedosytu wilgotności powietrza

Fig 38. Relation between the difference of crop surface temperature - air temperature and water vapour deficit in the air

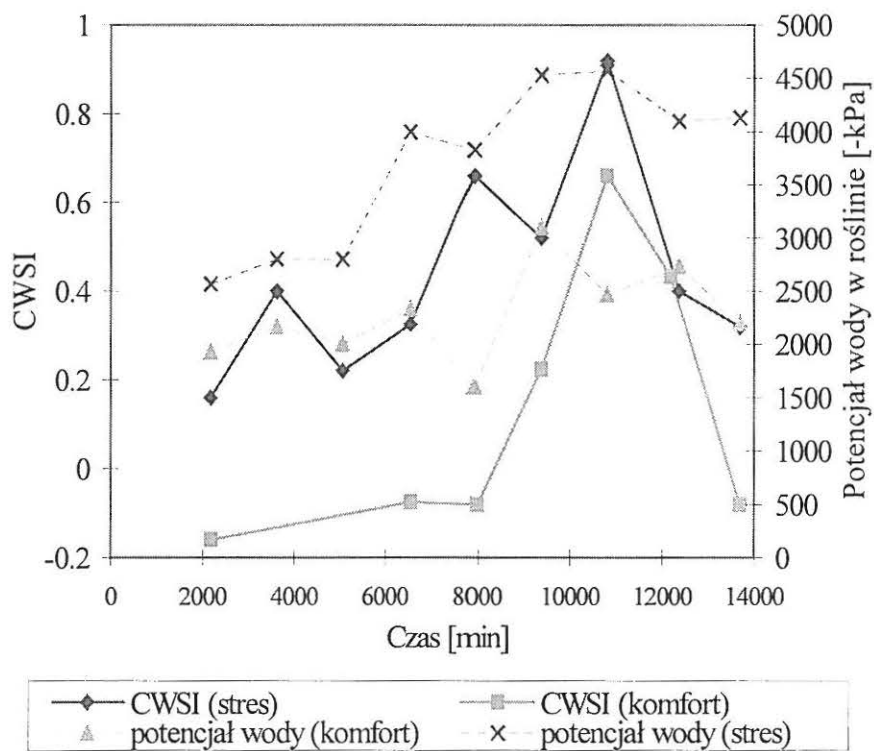
Intensywność ewapotranspiracji jest determinowana głównie poprzez dostępność wody glebowej dla systemu korzeniowego roślin. W poszczególnych elementach systemu gleba-roślina-atmosfera występują duże gradienty potencjału wody wymuszające ruch wody z gleby poprzez rośliny do atmosfery. Potencjał pary wodnej w atmosferze przy wilgotności względnej powietrza np. 50%, w temperaturze 20°C wynosi aż -94,1 MPa. W przypadku wysokich wartości niedosytu prężności pary wodnej w przygruntowej warstwie atmosfery, różnice potencjału wody glebowej prowadzą do zróżnicowania potencjału w samych roślinach, a co za tym idzie do zróżnicowania intensywności ewapotranspiracji.



Rys. 39. Zmiany wskaźnika stresu wodnego CWSI w ciągu doby dla roślin w stresie wodnym ($CWSI_s$) oraz w warunkach komfortu wodnego ($CWSI_c$) na tle przebiegów temperatury radiacyjnej T_s i T_c .

Fig. 39. Changes of CWSI during a day for plants in water stress ($CWSI_s$) and in water comfort conditions ($CWSI_c$) with the courses radiation temperature T_s and T_c .

Na rysunku 40 przedstawiono zróżnicowanie potencjału wody w roślinie dla kolejnych dni pomiarowych jednej pary lizymetrów, oraz średnie dobowe wartości CWSI dla tej pary lizymetrów. Zaobserwowano duże różnice potencjału wody w roślinach między lizymetrami różniącymi się dostępnością wody glebowej. W przypadku roślin rosnących w komfortowych warunkach wodnych potencjał wody w roślinach, mierzony w godzinach najwyższej intensywności transpiracji, osiągał maksymalne wartości -3 Mpa. Natomiast w sytuacji stresu wodnego rośliny osiągały wartości potencjału do -4,5 Mpa. Wartości dobowe CWSI wyliczane dla tej samej pary lizymetrów dla wszystkich dni osiągają wartości wyższe w przypadku stresowych warunków wodnych. Stwierdzono również, wskaźnik CWSI jest czuły na zmiany potencjału wody w roślinach.



Rys 40. Zmiany potencjału wody w roślinach dla kolejnych dni pomiarowych i odpowiednie zmiany dobowych wartości wskaźnika CWSI dla roślin w stresie i komforcie wodnym

Fig. 40. Changes of plant water potential for succeeding measuring days and respective changes of daily values of CWSI for plants in stress and water comfort

9. PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Rezultaty badań przeprowadzonych w warunkach laboratoryjnych - wazonowych oraz polowych - lizymetrycznych na naturalnej łąkowej roślinności trawiastej dla dwóch gleb mineralnej piaszczystej oraz organicznej torfowomurszowej wykazały, że temperatura radiacyjna pokrywy roślinnej może być wskaźnikiem stresu wodnego roślin, jeżeli jej pomiary wykonywane są zgodnie z zaleceniami wynikającymi z przesłanek teoretycznych i wyników z przedstawionych powyżej badań.

Pomiar temperatury radiacyjnej jako wskaźnika stresu wodnego roślin zgodnie z założeniem, że jest ona warunkowana intensywnością transpiracji, powinien spełniać następujące warunki:

- pomiary winny być wykonywane w warunkach zewnętrznych takich, by nie limitowały one, poza warunkami wodnymi w glebie, intensywności transpiracji, zapewniającej odpowiednio wyraźny efekt temperaturowy. Pozagłebowe czynniki limitujące intensywność transpiracji to: wysoka wilgotność względna powietrza, niska temperatura powietrza, chwilowo występująca temperatura roślin poniżej temperatury punktu rosy.
- pomiary winny być wykonywane przy prawie całkowitym pokryciu projekcyjnym roślinnością, co eliminuje wpływ temperatury radiacyjnej gołej gleby na uśrednioną temperaturę badanego obiektu. Temperatura gleby warunkowana jest efektem inercji cieplnej zależnej od wilgotności gleby oraz dynamiki temperatury, natomiast temperatura roślin, zgodnie z założeniem, intensywnością transpiracji.
- w celu maksymalnego wyeliminowania oddziaływania innych czynników wpływających na pomiar temperatury radiacyjnej, a także zwiększenia dokładności pomiaru winna być stosowana różnicowa technika pomiaru, tzn. powinno się wyznaczać różnicę między badanym obiektem a obiektem znajdującym się w komfortowych warunkach wodnych, gdy oba obiekty znajdują się w pozostałych praktycznie identycznych warunkach.

Różnica między temperaturą radiacyjną badanej pokrywy roślinnej i znajdującej się w komfortowych warunkach wodnych jest dobrym wskaźnikiem stresu wodnego roślin, determinowanego przez potencjał wody glebowej, jako czynnika fizycznego decydującego o jej dostępności dla roślin.

Różnica temperatur w odniesieniu do warunków komfortu wodnego wzrasta, gdy wartość potencjału wody w glebie przekracza pF 3,7 (ok. 5 barów) co odpowiada zakresowi wody trudno dostępnej dla roślin, osiągając maksymalne warto-

ści przy pF 4,2 (ok. 15 barów), co odpowiada punktowi trwałego wędnięcia roślin. Wniosek ten wynika ze wszystkich wariantów doświadczeń.

Pomiar różnicy temperatury radiacyjnej (badany obiekt - obiekt w warunkach komfortu wodnego) nie może być stosowany w całym zakresie wilgotności do określania ilości wody zmagazynowanej w glebie. Wykorzystywany on jest do wyznaczenia bardzo ważnej z praktycznego punktu widzenia wartości wilgotności gleby odpowiadającej wartościom potencjału pF 3,7, przy którym następuje ograniczenie dostępności wody. Wartości wilgotności odpowiadające temu potencjałowi wody glebowej są charakterystyczne dla poszczególnych gleb (gleba mineralna ok. 10%, gleba organiczna ok. 40%).

Przebiegi różnic temperatury radiacyjnej (badany obiekt - obiekt w warunkach komfortu wodnego) w zależności od wilgotności i potencjału wody w glebie w doświadczeniu laboratoryjnym i polowym przy zastosowaniu dwóch różnych zakresów podczerwieni (3,5-5 μm i 8-13 μm) mają identyczny charakter. W doświadczeniu polowym zaleca się stosowanie długofalowego zakresu podczerwieni ze względu na nie występowanie w tym zakresie zakłóceń powodowanych bezpośrednim i rozproszonym promieniowaniem słonecznym.

Wielkość stwierdzonych różnic temperatury radiacyjnej (badany obiekt - obiekt w warunkach komfortu wodnego) zależy od warunków prowadzenia eksperymentu. Większe różnice temperatur stwierdzono w doświadczeniu polowym - lizymetrycznym. Przy zahamowaniu dostępności wody glebowej wystąpiły różnice 2^oC, a przy całkowitej jej niedostępności wzrosły do ok. 7^oC.

Temperatura radiacyjna może być stosowana w badaniach stresu wodnego z różnych pułapów, także lotniczego i satelitarnego, przy czym pomiary powinny być prowadzone w sprzyjających warunkach meteorologicznych. Zaleca się stosowanie różnicy temperatur między badanym obszarem a obszarem w komfortowych warunkach wodnych stanowiącym punkt odniesienia (reper znajdujący się w obszarze zobrazowania termalnego w bezpośrednim sąsiedztwie cieków lub zbiorników wodnych). Stwierdzona różnica temperatury radiacyjnej (badany obiekt - obiekt w warunkach komfortu wodnego) dla kultur trawiastych wynosząca powyżej 2^oC (wyniki doświadczenia polowego) może świadczyć o wystąpieniu stresu wodnego.

Przeprowadzona weryfikacja dwóch wariantów metody bilansu cieplnego określania ewapotranspiracji rzeczywistej różniących się sposobem wyliczania oporu aerodynamicznego na transport ciepła i wykorzystujących jako parametr wejściowy temperaturę radiacyjną pokrywy roślinnej, wykazała ich przydatność

do określania dobowych i godzinowych wartości ewapotranspiracji przy zróżnicowanej dostępności wody glebowej.

Uzyskane wartości ewapotranspiracji rzeczywistej zależą od sposobu obliczania dyfuzyjnego oporu aerodynamicznego. Zastosowanie metody opartej o półempiryczne równania transportu pary wodnej i ciepła w przygruntowej warstwie atmosfery prowadzi do uzyskania chwilowych wartości ewapotranspiracji rzeczywistej niższych dla lizymetrów z komfortowymi i stresowymi warunkami wodnymi od odpowiednich wartości uzyskanych metodą Jacksona.

Wartości chwilowe w godzinach intensywnej radiacji słonecznej oraz wartości dobowe ewapotranspiracji rzeczywistej z oporem aerodynamicznym obliczanym metodą Jacksona dla lizymetrów z komfortowymi warunkami wodnymi są znacznie wyższe od wartości ewapotranspiracji potencjalnej obliczanej każdą z trzech wybranych metod oraz od ubytków wagowych wody w lizymetrach. Może to świadczyć o konieczności korekty empirycznych współczynników dla warunków Polski przy ewentualnym przyszłym korzystaniu z tej metody.

Dobowe wartości ewapotranspiracji potencjalnej obliczanej różnymi metodami wykazują istotne różnice. Wartości ewapotranspiracji rzeczywistej z oporem aerodynamicznym liczoną według półempirycznej teorii transportu pary wodnej i ciepła w przygruntowej warstwie atmosfery (równania 44 - 51) dla lizymetrów z warunkami nieograniczonej dostępności wody glebowej, są najbardziej zbliżone do wartości ewapotranspiracji potencjalnej obliczonych metodami Penmana - Moteitha i Kimberly Penmana.

W godzinach intensywnej radiacji słonecznej strumień ciepła jawnego dla lizymetrów o komfortowych warunkach wodnych wykazuje dużą stabilność. Jego wartości oscylują wokół $0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, a jego znak ulega zmianom. Natomiast w przypadku lizymetrów o stresowych warunkach wodnych strumień ciepła jawnego wykazuje duże zmiany w ciągu doby, przyjmując wartości ujemne, co oznacza przekazywanie energii cieplnej od powierzchni parującej do atmosfery.

Połączenie wartości ewapotranspiracji potencjalnej z wartościami ewapotranspiracji rzeczywistej obliczanej na podstawie pomiaru temperatury radiacyjnej pokrywy roślinnej pozwala na określenie głębokości stresu wodnego roślin poprzez zastosowanie wskaźnika stresu wodnego CWSI. W warunkach komfortu wodnego roślin współczynnik CWSI nie przekraczał wartości 0,3, natomiast dla warunków ograniczonej dostępności wody glebowej zmieniał się od 0,3 do 1,0.

Stwierdzono również że, wskaźnik CWSI jest czuły na zmiany potencjału wody w roślinach.

10. PIŚMIENNICTWO

1. **Adameczyk B., Aramowicz B., Golaszewska K., Olech T.:** Modelowanie procesów dyfuzyjnych w ośrodkach porowatych. *Roczniki Nauk Rolniczych*, 73-C-4, 175-185, 1978.
2. AGEMA Infrared Systems-materiały szkoleniowe.
3. **Allen R.G., Jensen M.E., Wright J.L., Burman R.D.:** Operational estimates of reference evapotranspiration. *Agronomy Journal*, 81:650-662, 1989.
4. **Allen R.G., Pruitt W.O.:** FAO-24 Reference evapotranspiration factors. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Vol. 117, No. 5, 1991.
5. **Aston A.R., van Bavel C.H.M.:** Soil surface water depletion and leaf temperature. *Agron. J.*, 64:368-373, 1972.
6. **Axelsson S., Lunden B.:** Experimental results in soil moisture mapping using IR thermography. *ITC J.*, 1:43-49, 1986.
7. **Baranowski P., Mazurek W., Walczak R.T.:** Uzyskiwanie, analiza i interpretacja obrazów termalnych. Materiały VI Letniej Szkoły "Fizyka z elementami agrofizyki", Lublin 26-27 września 1994, str.127-141.
8. **Baranowski P., Mazurek W., Walczak R.T.:** Weryfikacja modeli wyliczania ewapotranspiracji w badaniach lizymetrycznych z zastosowaniem pomiaru temperatury radiacyjnej. Materiały III Ogólnopolskiej Konferencji Termografii i Termometrii w Podczerwieni, Warszawa 27-29 listopada 1996, str. 219-224.
9. **Baranowski P., Mazurek W., Walczak R.T.:** Ocena warunków termicznych w uprawie pod osłonami z wykorzystaniem termowizji. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 429, 1996, str. 37-41.
10. **Baranowski P., Walczak R.T., Witkowska-Walczak B.:** Rola parametrów struktury gleby w modelach plonowania roślin. Materiały VIII Szkoły "Fizyka z elementami agrofizyki", Lublin 19-20 września 1996, str.17-38.
11. **Baranowski P., Walczak R.T., Witkowska-Walczak B.:** Submodele fizycznych procesów systemu gleba-roślina-atmosfera w modelach plonowania roślin. Materiały VIII Szkoły "Fizyka z elementami agrofizyki", Lublin 19-20 września 1996, str.39-50.
12. **Bartholic J.F., Namken L.N., Wiegand C.L.:** Aerial thermal scanner to determine temperatures of soils and of crop canopies differing in water stress. *Agron. J.* 64:603-608, 1972.
13. **Batchelor C.H.:** The accuracy of evapotranspiration estimates with the FAO modified Penman equation. *Irrig. Sci.* 5, 223-233, 1984.
14. **Ben-Asher J., Phene C.J., Kinarti A.:** Canopy temperature to assess daily evapotranspiration and management of high frequency drop irrigation systems. *Agricultural Water Management*, 22, 379-390, 1992.
15. **Bowen I.S.:** The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Phys. Rev.* 27, 779-787, 1926.

16. **Brown K.W.:** Calculation of ewapotranspiration from crop surface temperature. *Agric. Meteorol.* 14:199-209, 1974.
17. **Brutseart W.:** Evaporation into the atmosphere. Kulwer Academic Publishers. 1982.
18. **Businger J.A., Wyngaard J.C, Izumi Y., Bradley E.F.:** Flux profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.* 28, 181-189, 1971.
19. **Businger J.A.:** Some remarks on Penman's equation for the ewapotranspiration. *Neth. J. Agri. Sci.* 4:77-80, 1956.
20. **Caselles V., Delegido J.:** A simple model to estimate the daily value of the regional maximum ewapotranspiration from satellite temperature and albedo images. *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 8, No. 8, 1151-1162, 1987.
21. **Choudchury B.J., Idso S.B.:** An empirical model for stomatal resistance of wheat. *Agri. For. Meteorol.* 30, 56-59, 1985.
22. **Choudchury B.J.:** Simulating the effects of weather variables and soil water potential on a corn canopy temperature. *Agric. Meteorol.* 29:169-182, 1983.
23. **Choudhury B.J., Idso S.B.:** Simulating sunflower canopy temperatures to infer root-zone soil water potential. *Agric. and Forest Meteorol.*, 31:69-78, 1984.
24. **Clawson K.L. and Blad B.L.:** Infrared thermometry for scheduling irrigation of corn. *Agron. J.* 74:311-316, 1982.
25. **Clawson K.L., Jackson R.D., Pinter P.J.:** Evaluating plant water stress with canopy temperature differences. *Agron. J.*, 81: 858-863, 1989.
26. **Davies J.A., Allen C.D.:** Equilibrium, potential and actual evaporation from cropped surfaces in southern Ontario. *J. Appl. Meteorol.* 12, 649-657, 1973.
27. **Dąbrowska-Zielińska K.:** Określenie ewapotranspiracji i wilgotności gleb w strefie korzeniowej roślin metodami teledetekcyjnymi. *Prace Inst. Geod. i Kartogr.* 36, 1-2, 1989.
28. **Dąbrowska-Zielińska K.:** Szacowanie ewapotranspiracji, wilgotności gleb i masy zielonej łąk na podstawie zdjęć satelitarnych NOAA. *Prace Geograficzne IGI PAN nr 165*, 1995.
29. **Dąbrowska-Zielińska K.:** Wykorzystanie zdjęć satelitarnych NOAA do oszacowania ewapotranspiracji i wilgotności gleb. *Przeg. Geofiz.* 36, 309-320, 1991.
30. **Doorenbos J., Pruitt W.O.:** Guidelines for predicting crop water requirements. *Irrigation and Drainage Paper 24*, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 179 p. 1975.
31. **Doorenbos J., Pruitt W.O.:** Guidelines for predicting crop water requirements. *Irrigation and Drainage Paper 24*, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 156 p. 1977.
32. **Duchesne J.:** Detection par radiothermometrie d'une attaque de pietin-verse sur cereale. *ENSA de Rennes. Chaire de Génie Rural, Hydraulique et Climatologie Agricoles. Rapport 1987.*

33. **Ehrler W.L.:** Cotton leaf temperatures as related to soil water depletion and meteorological factors. *Agron. J.* 65:404-409, 1973.
34. **Frevort D.K, Hill R.W., Braaten B.C.:** Estimation of FAO evapotranspiration coefficients. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Vol. 109, No. 2, 1983.
35. **Fusch M. and Tanner C.B.:** Infrared thermometry of vegetation. *Agron. J.*, 5:597-601, 1966.
36. **Fusch M.:** Infrared measurement of canopy temperature and detection of plant water stress. *Theor. Appl. Climatol.* 42:253-261, 1990.
37. **Gates D.M., Tantraporn W.:** The reflectivity of deciduous trees and herbaceous plants in the infrared to 25 microns. *Science*, 115:613-616, 1952.
38. **Gliński J., Lipiec J.:** Soil physical conditions and plant roots. CRC Press, Boca Raton, FL, 1990.
39. **Gliński J., Stępniewski W.:** Soil aeration and its role for plants. CRC Press Inc., Boca Raton, FL, 1985.
40. **Halim R.A., Buxton D.R., Hattendorf M.J. and Carlson R.E.:** Crop water stress index and forage quality relationships in alfalfa. *Agron. J.* 82:906-909, 1990.
41. **Halim R.A., Buxton D.R., Hattendorf M.J., Carlson R.E.:** Water-deficit effects on alfalfa at various growth stages. *Agron. J.*, 81:765-770, 1989.
42. **Hanks R.J., Ashcroft G.L.:** *Applied Soil Physics.* Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1980.
43. **Hargreaves G.L., Hargreaves G.H., Rilley J.P.:** Agricultural benefits for Senegal River Basin. *Journal of Irrigation and Drainage Engr., ASCE*, 111:113-124, 1985.
44. **Hatfield J.L.:** Canopy temperatures: The usefulness and reliability of remote measurements. *Agron. J.*, 67, 889-897, 1979.
45. **Hatfield J.L.:** Wheat canopy resistance determined by energy balance techniques. *Agron. J.*, 77:279-283, 1985.
46. **Hattendorf M.J., Evans D.W., Peaden R.N.:** Canopy temperature and stomatal conductance of water-stressed dormant and nondormant alfalfa types. *Agron. J.*, 82:873-877, 1990.
47. **Heilman J.L., Kanemasu E.T., Rosenberg N.J., Blad B.L.:** Thermal scanner measurement of canopy temperature to estimate evapotranspiration. *Remote Sens. of Environm.* 5:137-145, 1976.
48. **Heilman J.L., Heilman W.E., Moore D.G.:** Remote sensing of canopy temperature at incomplete cover. *Agron.J.*, 73, 403-406, 1981.
49. **Idso S.B., Jackson R.D., Pinter P.J. Jr., Reginato R.J., Hatfield J.L.:** Normalizing the stress-degree-day parameter for environmental variability. *Agric. Meteorol.* 24:45-55, 1981.
50. **Jackson R.D., Reginato R.J., Idso S.B.:** Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resour. Res.* 13, 651-657, 1977.
51. **Jackson R.D., Idso S.B., Reginato R.J., Pinter P.J.:** Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water Resour. Res.*, Vol.17, No.4,1133-1138, 1981.

52. **Jackson R.D.:** Canopy temperature and crop water stress. *Adv. Irrig.* 1,43-85, 1982.
53. **Jackson R.D.:** Estimating areal evapotranspiration by combining remote and ground-based data. *Remote Sensing Applications for Consumptive Use (Evapotranspiration)*. AWRA Monograph Series No. 6, 13-25, 1986.
54. **Jackson R.D., Pinter P.J., Reginato R.J.:** Net radiation calculated from remote multispectral and ground station meteorological data. *Agriculture and Forest Meteorology*, 35, 153-164, 1985.
55. **Jackson R.D., Moran M.S., Gay L.W., Raymond L.E.:** Evaluating evaporation from field crops using airborne radiometry and ground based meteorological data. *Irrigation Sci.* 8, 324-332, 1987.
56. **Jalali-Farahani H.R., Slack D.C., Kopec D.M. and Matthias A.D.:** Crop water stress index models for bermudagrass turf: a comparison. *Agron. J.* 85:1210-1217, 1993.
57. **Kędziora A., Ciesielski R.:** Przydatność uproszczonej metody Penmana do określania ewapotranspiracji potencjalnej w zastosowaniu do sterowania nawodnieniami. *Rocz. AR Pozn.* 149, 20-31, 1984.
58. **Kędziora A., Olejnik J., Kapuściński J.:** Impact of landscape structure on heat and water balance. *Ecology Int. Bull., USA*, 17, 1-17, 1989.
59. **Kędziora A., Kapuściński J., Moczko J., Olejnik J., Karliński M.:** Struktura bilansu cieplnego pola lucerny. *Rocz. AR Pozn.* 201, Melioracje 8, Mat. Sesji „Mikroklimat i parowanie terenowe”, 31-39, 1989.
60. **Kędziora A.:** Micrometeorological and remote sensing methods used in environmental investigation. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 405:101-114, 1994.
61. **Kędziora A.:** Podstawy agrometeorologii. Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne - Poznań 1995.
62. **Kimes D.S.:** Remote sensing of row crop structure and component temperature using directional radiometric temperatures and inversion techniques. *Remote Sensing of Environment*, 13, 33-55, 1983.
63. **Kustas W.P., Choudhury B.J., Inoue Y., Pinter P.J., Moran M.S., Jackson R.D., Reginato R.J.:** Ground and aircraft infrared observations over a partially-vegetated area. *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 11, No. 3, 409-427, 1990.
64. **Lipiec J.:** Stan fizyczny gleby i jego wpływ na wzrost i funkcjonowanie korzeni roślin. Wybrane metody badań. X Szkoła „Fizyka z elementami Agrofizyki” nt. „Fizyczne właściwości gleby a rozwój roślin - metody badawcze”, Lublin, 22-23 września 1998.
65. **Luchiani A., Jr. and Riha S.J.:** Bulk surface resistance and its effect on evapotranspiration rates in irrigated wheat. *Agron. J.* 83, 888-895, 1991.
66. **Łabędzki L.:** Evaluating crop water stress using infrared thermometry. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 419, 69-73, 1995.

67. **Łabędzki L.:** Potrzeby nawadniania użytków zielonych - uwarunkowania przyrodnicze i prognozowanie. Wydawnictwo IMUZ, Falenty, 1997.
68. **Łukomska I., Rudowski G.:** Wpływ różnych warunków na temperaturę roślin. Biuletyn WAT.
69. **Malicki M.A., Mazurek W.:** Thermoelectrical thermometer for remote recording of the temperature in the soil profile. Zesz. Prob. Post. Nauk Roln., 281:139-145, 1982.
70. **Malicki M.A.:** Reflectometric (TDR) meter of moisture content in soils and other capillary-porous materials. Zesz. Prob. Post. Nauk Rol., 388:107-114, 1987.
71. **Mateos L., Smith R.C.G., Sides R.:** The effect of soil surface temperature on the crop water stress index. Irrig. Sci., 12:37-43, 1991.
72. **Mazurek W., Walczak R.T., Sobczuk H.A., Baranowski P.:** The model investigation of soil water content and soil water potential impact on radiation temperature of meadow plant cover. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol. z.436:93-100, 1996.
73. **Mazurek W., Baranowski P., Walczak R.T., Sobczuk H.:** Zastosowanie pomiaru temperatury radiacyjnej do oceny stresu wodnego roślinności łąkowej. Doświadczenie wazonowe. Materiały III Ogólnopolskiej Konferencji Termografii i Termometrii w Podczerwieni, Warszawa 27-29 listopada 1996, str. 225-229.
74. **Mazurek W.:** Temperatura radiacyjna jako wskaźnik stresu wodnego roślin. Praca doktorska wykonana w IA PAN, Lublin, 1998.
75. **Millard J.P., Jackson R.D., Goettelman R.C., Reginato R.J.:** Crop water-stress assessment using an airborne thermal scanner. Photog. Eng. and Remote Sens. 44:77-85, 1978.
76. **Miller E.C., Saunders A.R.:** Some observation on the temperature of the leaves of crop plants. J. Agric. Res. 26:15-43, 1923.
77. **Monteith J.L., Szeicz G., Waggoner P.E.:** Measurement and control of stomatal resistance in the field. J. Appl. Ecol., 2:345-355, 1965.
78. **Monteith J.L., Szeicz G.:** Radiative temperature in the heat balance of natural surfaces. Q. J. R. Meteorol. Soc., 88:496-507, 1962.
79. **Monteith J.L.:** Evaporation and surface temperature. Q. J. R. Meteorol. Soc., 107:1-27, 1981.
80. **Nakayama F.S., Bucks D.A.:** Crop water stress index, soil water, and rubber yield relations for the Guayule plant. Agron. J. 76:791-794, 1983.
81. **Nielsen D.C., Clawson K.L., Blad B.L.:** Effect of solar azimuth and infrared thermometer view direction on measured soybean canopy temperature. Agron. J., 76, 607-610, 1984.
82. **Nieuwenhuis G.J.A., Smidt E.H., Thunnissen H.A.M.:** Estimation of regional evapotranspiration of arable crops from thermal infrared images. Int. J. Remote Sensing, Vol. 6, No. 8, 1319-1334, 1985.

83. **Olejnik J., Kędziora 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.
84. **O'Toole J.C. and Hatfield J.L.:** Effect of wind on the crop water stress index derived by infrared thermometry. *Agron. J.* 75:811-817, 1983.
85. **Olszta W.:** Simulation of transpiration and leaf temperature for grassland with varying soil moisture condition. Wageningen (The Netherlands). The Winand Staring Centre. Interne mededeling nr. 6., 1989.
86. **Pandey R.K., Herrera W.A., Pendleton J.W.:** Drought response of grain legumes under irrigation gradient: II. Plant water status and canopy temperature. *Agron. J.*, 76:553-557, 1984.
87. **Paulson C.A.:** The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteorol.*, 9:857-861, 1970.
88. **Penman H.L.:** Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London, A* 193: 120-146, 1948.
89. **Penman H.L.:** Evaporation: An introductory survey. *Neth. J. Agr. Sci.*, 9:9-29, 1956.
90. **Penman H.L., Schofield R.K.:** Some physical aspects of assimilation and transpiration. *Sympos. Soc. Exper. Biol.*, 5, 115-129, 1951.
91. **Penman H.L.:** Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London, A* 193: 120-146, 1948.
92. **Penman H.L.:** Vegetation and hydrology. *Tech. Comm.* 53: p.124, Commonwealth Bur. of Soils, Harpenden, Herts., England, 1963.
93. **Piotrowski J., Rogalski A.:** Detektory podczerwieni dla urządzeń zobrazowania termalnego. *Materiały Sympozjum Naukowego „Technika przetwarzania obrazu”, 22-23 września Warszawa, str. 215-225, 1988.*
94. **Price J.C.:** Estimation of regional scale evapotranspiration through analysis of satellite thermal-infrared data. *IEEE Transactions of Geoscience and Remote Sensing of Environment*, 18:75-89, 1982.
95. **Price J.C.:** The contribution of thermal data in Landsat multispectral classification. *Photog. Eng. and Remote Sens.*, 47:229-236, 1981.
96. **Price J.C.:** The potential of remotely sensed thermal infrared data to infer surface soil moisture and evaporation. *Water Resources research*, 16:787-795, 1980.
97. **Reginato R.J.:** Field quantification of crop water stress. *Trans ASAE* 26:772-775/781, 1983.
98. **Reginato R.J., Jackson R.D., Pinter P.J.:** Evapotranspiration calculation from remote multispectral and ground station meteorological data. *Remote Sensing of Environment* 18:75-89, 1985.
99. **Rudowski G., Pietrzak E.:** Opracowanie metody określania wpływu atmosfery na mierzoną temperaturę radiacyjną. *Sprawozdanie IGIK, Warszawa 1986.*

100. **Rudowski G.:** Termowizja i jej zastosowanie. WKiŁ, Warszawa 1978.
101. **Ryszkowski L., Kędziora A.:** Impact of agricultural landscape structure on energy flow and matter cycling. *Landscape Ecology*, 1(2):85-94, 1987.
102. **Sala A.:** Radiacyjna wymiana ciepła. WNT, Warszawa 1982.
103. **Sawicki J.:** "Kierunki sukcesji zbiorowisk roślinnych w zależności od sposobu i intensywności gospodarowania w warunkach wieloletniego użytkowania kośnego i pastwiskowego" Sprawozdanie końcowe z projektu badawczego nr 5 S312 030 04, Katedra Łąkarstwa Wydział Rolniczy AR w Lublinie, 1996.
104. **Seguin B., Brunet Y., Perrier A.:** Estimation of evaporation: a review of existing methods and recent developments. E.G.S. Meeting Symposium on Evaporation, Leeds, August 1982.
105. **Seguin B., Itier B.:** Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal I.R. data. *Int. J. of Remote Sensing*, 4:371-384, 1983.
106. **Sharma M.L.:** Estimating evapotranspiration. *Advances in Irrigation*. Academic Press, Inc., New York, p.213-281, 1985.
107. **Soczyńska U.:** Podstawy hydrologii dynamicznej. Wyd. UW 1993.
108. **Soer G.J.R.:** The TERGRA model - a mathematical model for the simulation of the daily behaviour of crop surface temperature and actual evapotranspiration. NIWARS publ. 46, Delft, 1977
109. **Soer G.J.R.:** Estimation of Regional Evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperatures. *Remote Sens. Environ.*, 9:27-45, 1980.
110. **Steinmetz S., Lagouarde J. Delecolle R., Guerif M., Seguin B.:** Evapotranspiration and water stress using thermal infrared measurements. A general review and a case study on winter durum wheat in southern France. *Materials of International Symposium on „Physiology / Breeding of winter cereals for mediterranean environments”*, Montpellier, France, July 3-6, 1989.
111. **Stewart R.B., Rouse W.R.:** A simple method for determining the evaporation from shallow lakes and ponds. *Water Resour. Res.* 12, 623-628, 1976.
112. **Stockle C.O. and Dugas W.A.:** Evaluating canopy temperature-based indices for irrigation scheduling. *Irrig. Sci.*, 13:31-37, 1992.
113. **Stoll A.M., Hardy J.D.:** A method for measuring radiant temperatures of the environment. *J. Appl. Physiol.* 5:117-124, 1952.
114. **Stone L.R., Horton M.L.:** Estimating evapotranspiration using canopy temperatures: Field evaluation. *Agron. J.* 66:450-454, 1974.
115. **Sugita M., Brutsaert W.:** Daily evaporation over a region from lower boundary layer profiles measured with radiosondes. *Water Resources Research*, Vol. 27, No. 5, 747-752, 1991.
116. **Szeicz G., Long I.F.:** Surface resistance of canopies. *Water Resour. Res.*, 5:622-633, 1969.
117. **Tanner S.B.:** Plant temperatures. *Agron. J.*, 55:210-211, 1963.

118. **Thofelt L.:** Studies on leaf temperature recorded by direct measurement and by thermography. Acta Universitatis Upsaliensis, Uppsala 1975.
119. **Thom A.S., Oliver H.R.:** On Penman's equation for estimating regional evaporation. Quart. J. R. Met. Soc. 103, 345-357, 1977.
120. **Tubaileh A.S., Sammis T.W. and Lugg D.G.:** Utilization of thermal infrared thermometry for detection of water stress in spring barley. Agric. Water Management., 12:75-85, 1986.
121. **Usowicz B.:** Application of thermocouples for the recording of air humidity and temperature profile and soil temperature. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 346:133-140, 1987.
122. **Usowicz B.:** Statistical-physical model of thermal conductivity in soil. Pol. J. Soil Sci., XXV//1, 27-34, 1992.
123. **Van Bavel C.H.M., Ehrlert W.L.:** Water loss from sorghum field and stomatal control. Agron. J., 60:84-86, 1968.
124. **Van Bavel C.H.M.:** Potential evaporation: the combination concept and its experimental verification. Water Resources Research, Vol. 2, No. 3, 455-464, 1966.
125. **Van de Griend A.A., Owe M. Groen M. and Stoll M.P.:** Measurement and spatial variation of thermal infrared surface emissivity in a savanna environment. Water Resour. Res., 27:371-379, 1991.
126. **Walczak R.T.:** Modelowe badania zależności retencji wodnej od parametrów fazy stałej gleby. Problemy Agrofizyki 41, 1984.
127. **Walczak R.T., Mazurek W., Baranowski P.:** Teledetekcja w badaniach agrofizycznych. Materiały III Letniej Szkoły "Fizyka z elementami agrofizyki", Lublin 23-25 września 1991, str.1-24.
128. **Walczak R.T., Baranowski P., Mazurek W.:** The impact of meteorological conditions on radiation temperature (range 8-13 μm) of plant cover under different water conditions. 5th International Conference on Physical Properties of Agricultural Materials, Paper No. 93-1008, Bonn, 1993.
129. **Walczak R.T.:** Struktura bilansu promieniowania i stosunki termiczno-wilgotnościowe gleby. Projekt badawczy nr PB 1679/5/91. Instytut Agrofizyki PAN, Lublin 1994.
130. **Walczak R.T.:** Określenie zależności między wilgotnością gleby a temperaturą radiacyjną pokrywającej ją roślinności łąkowej na podstawie laboratoryjnych badań wazonowych. (Temat objęty planem koordynacyjnym CPBP nr 01.20 "Rozwój i wykorzystanie badań kosmicznych" podprogramu 4 "Teledetekcja", poz. 4.2.2.6) - I i II etap prac w latach 1987-1988, Instytut Agrofizyki PAN, Lublin.
131. **Walczak R.T., Sławiński C., Sobczuk H.A., Gliński J.:** Aspekt hydrologiczny w modelu EURO-ACCESS (Agroclimatic Change and European Soil Suitability). Acta Agrophysica 9, Lublin 1998.

132. **Walker G.K., Hatfield J.L.:** Stress measurement using foliage temperatures. *Agron. J.*, 75:623-629, 1983.
133. **Wanjura D.F., Kelly C.A., Wendt C.W. and Hatfield J.L.:** Canopy temperature and water stress of cotton crops with complete and partial ground cover. *Irrig. Sci.*, 5:37-46, 1984.
134. **Wiegand C.L., Namken L.N.:** Influence of plant moisture stress, solar radiation, and air temperature on cotton leaf temperatures. *Agron. J.*, 58, 582-586, 1966.
135. **Witkowska-Walczak B.:** Evaporation from aggregates of a podzolic, a light brown and a chernozem soil. *Int. Agrophysics*, 9, 49-54, 1995.
136. **Wright G.G. and Morrice J.G.:** Potato crop distribution and subdivision on soil type and potential water deficit. An integration of satellite imagery and environmental spatial database. *Int. J. Remote Sens.*, 9:683-699, 1988.
137. **Wright J.L.:** New evapotranspiration crop coefficients. *Journal of Irrigation and Drainage Division, ASCE*, 108: 57-74, 1982.

THE APPLICATION OF THERMOGRAPHY IN THE INVESTIGATIONS OF PLANT WATER STRESS AND ACTUAL EVAPOTRANSPIRATION

SUMMARY

The monograph concerns the method of radiation temperature measurements of natural meadow plants and application of these measurements for evaluation of water stress and evapotranspiration. The aim of this study was:

1. to investigate the influence of the water energy state (soil water content and soil water potential) on radiation temperature of plant cover in laboratory and lysimetric experiments
2. the comparison and verification of the models of actual and potential evapotranspiration calculation with the use of plant cover radiation temperature measurement; the realisation of this aim was performed in two stages, i.e. by evaluation and preliminary selection of the methods of evapotranspiration calculation basing on literature studies and by verification of some chosen methods in lysimetric investigation of meadow plant cover;
3. the determination of plant water energetic status using the Crop Water Stress Index (CWSI) and its correlation with soil water potential in the soil and plants.

In the monograph the role of water for plants development was described and the physical principles of mass, momentum and energy transport in the boundary layer of atmosphere were presented. The principle of infrared radiation registration with the use of thermographic systems was described as well as the factors influencing the measurement of canopy temperature. The review and analysis of the methods of actual and potential evapotranspiration evaluation were performed for selecting the method which was the subject of later verification.

The investigation were performed on two maximally differentiated soils with natural meadow plant cover. The radiation temperature measurements were performed with the use of AGA 680 thermovision system (3-3,5 μ m) and the AGEMA 880 system (8-13 μ m). The radiation temperature difference between the investigated plant cover and the one in comfortable water condition is a good indicator of water stress of plants, which is determined by soil water potential, as a decisive physical factor of its accessibility for plants. The temperature difference regarding to water comfort conditions increases to 2°C when the value of soil water potential exceeds pF 3,7, which corresponds to the range of unavailable water for plants, having the maximal values of 7°C with pF 4,2, which corresponds to the plant wilting point.

The actual evapotranspiration evaluation method was chosen, basing on the heat balance equation, in which radiation temperature of canopy surface is used for the determination of sensible heat flux. Two modifications of this method differing with the way of the aerodynamic resistance determination were the subject

of verification. Basing on the lysimetric studies, the components of heat balance equation were analysed as well as the impact of the state of thermodynamic equilibrium in the atmosphere on the accuracy of sensible heat estimation and the utilisation of actual and potential evapotranspiration for crop water stress evaluation using of Crop Water Stress Index (CWSI).

Keywords: thermography, plant water stress, actual and potential evapotranspiration, plant water potential