

ZMIANY BILANSU PROMIENIOWANIA POWIERZCHNI BEZ ROŚLIN I POROŚNIĘTEJ TRAWĄ WE WROCŁAWIU-SWOJCU*

Krystyna Bryś

Zakład Agro- i Hydrometeorologii, Instytut Kształtowania i Ochrony Środowiska,
Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu
Pl. Grunwaldzki 24, 50-363 Wrocław
e-mail: krystyna.brys@up.wroc.pl

Streszczenie. Opracowanie przedstawia wyniki badań nad całkowitym bilansem promieniowania Q^* i jego składowymi nad dwiema powierzchniami rolniczymi: porośniętą trawą Q_{tr}^* i powierzchnią bez roślin Q_{ug}^* prowadzonych w Obserwatorium Wrocław-Swojec. Wykorzystano 12-miesięczny materiał pomiarowy z 2008 roku z ciągłej rejestracji gęstości strumienia całkowitego promieniowania słonecznego $K\downarrow$, gęstości strumienia promieniowania odbitego od powierzchni trawy i ugór $K\uparrow$, gęstości strumienia promieniowania zwrotnego atmosfery $L\downarrow$ i gęstości strumienia promieniowania powierzchni bez roślin i porośniętej trawą $L\uparrow$. Skoncentrowano się na ukazaniu różnic pomiędzy wartościami radiacyjnymi tych powierzchni. Rozpatrzono przyczyny różnic w średnich wartościach miesięcznych bilansu promieniowania w przebiegu dobowym i rocznym. Zanotowano przewagę bilansu promieniowania powierzchni trawy Q_{tr}^* nad ugorem Q_{ug}^* w okresie od V-VIII. W pozostałych miesiącach powierzchnia bez roślin (ugór) miała wyższe wartości salda promieniowania, lecz nie równoważyły one ilości energii zgromadzonej przez powierzchnię trawiającą w okresie letnim. Zadecydowało to o wyższych średnich rocznych wartościach Q_{tr}^* nad odpowiednimi wartościami Q_{ug}^* . Podstawowym regulatorem zmian różnic bilansu obu powierzchni była zmiana albedo i różnice w wypromieniowaniu strumienia $L\uparrow$. Rozważono topoklimatyczne skutki zaobserwowanych różnic radiacyjnych.

Słowa kluczowe: całkowity bilans promieniowania, bilans krótkofalowy, bilans długofalowy, trawa, ugór

WSTĘP

Na strukturę i zmienność bilansu promieniowania istotny wpływ mają czynniki lokalne, m. in. rodzaj użytkowania terenu. Temat ten¹ jest kontynuacją badań

* Praca naukowa finansowana ze środków na naukę w latach 2007-2010 jako projekt badawczy N30507332/2594.

autorki nad buforową i regulacyjną rolą pokrywy roślinnej w kształtowaniu warunków topo- i mezoklimatycznych. Punktem wyjścia było rozważenie różnic termicznych pomiędzy temperaturą gleby pod powierzchnią trawy i powierzchnią ugoru ($t_{tr} - t_{ug}$) (Bryś 2008) na różnych głębokościach w przebiegu dobowym i rocznym. Temperatury gleby pod powierzchnią trawnika na głębokościach: 5, 10, 20 i 50 cm są niższe niż temperatury gleby bez roślin na tych samych głębokościach. Na podstawie notowań stacji automatycznej stwierdzono, że w latach 2000-2006 maksymalne różnice w czerwcu dochodzą na głębokości 5 cm do 9°C (godz. 12-15). Różnice te maleją wraz ze wzrostem głębokości gleby. W przebiegu sezonowym występuje zjawisko inwersji jesienno-zimowej, wtedy temperatury pod trawnikiem są wyższe (do 1°C) niż pod ugiem.

Właściwości fizyczne powierzchni czynnej (Paszyński i in. 1999, Usowicz i Marczewski 2005), oddziałują na wartości poszczególnych strumieni energii. Powierzchnia porośnięta trawą uznawana jest w klimatologii za powierzchnię standardową. Powierzchnia bez roślin (tzw. ugi), na zasadzie kontrastu, pozwala uchwycić rolę rośliny w gospodarowaniu energią dochodzącą do powierzchni czynnej. Prowadzone w latach 60. ubiegłego wieku w Obserwatorium Wrocław-Swojec podobne badania bilansowe dotyczyły rozpoznania całkowitego bilansu promieniowania i jego związków z bilansem cieplnym i wodnym (Matul i in. 1968, Bac i Baranowski 1968, Łykowski 1968, Karpińska 1982). Nie dysponowano wtedy jednak tak precyzyjną aparaturą pomiarową jak obecnie a pomiary miały przeważnie charakter niesystematyczny.

Wymianę energii pomiędzy atmosferą a podłożem przedstawia w swoich pracach wielu autorów (Paszyński 1966, Paszyński i Niedźwiedź 1991, Paszyński i in. 1999, Miara i in. 1884, Miara i Paszyński 1984, Miara i in. 1987, Grzybowski 1976). Kierunki rozwoju współczesnych badań bilansowych przy użyciu najnowszej aparatury wyznaczył w Polsce ośrodek poznański (Kędziora 1999, Olejnik 1996, Olejnik i Kędziora 1991, Kapuściński 2000, Leśny i in. 2001, Chojnicki i Olejnik 2001). Podobne pomiary wykonywane są m.in. w ośrodku śląskim (Caputa 2005, Budzik 2006), łódzkim (Podstawczyńska 2007), krakowskim (Wojkowski 2007). Dotąd jednak nie rozważano wspomnianych różnic termiczno-radiacyjnych gleby oraz ich klimatologicznych skutków w perspektywie długookresowej.

MATERIAŁ I METODY

Celem opracowania jest porównanie wyników badań całkowitego bilansu promieniowania Q^* i jego składowych: krótko- K^* i długofalowej L^* nad powierzchnią trawy i ugoru. W badaniach wykorzystano 12-miesięczny materiał pomiarowy z roku 2008 zarejestrowany przy pomocy dwóch bilansomierzy CNR-1 (*Net radiometer*

Kipp&Zonen) zainstalowanych na stałe nad powierzchnią bez roślin i powierzchnią porośniętą trawą. Zakres spektralny pomiaru promieniowania krótkofalowego to 0,3-3 μ m, promieniowania długofalowego: 5- 42 μ m.

Przyrządy te umożliwiły ciągłą rejestrację składowych bilansu krótkofalowego: gęstości strumienia całkowitego promieniowania słonecznego $K\downarrow$, gęstości strumienia promieniowania odbitego $K\uparrow$ od powierzchni trawy i ugoru oraz składowych bilansu promieniowania długofalowego: gęstości strumienia promieniowania zwrotnego atmosfery $L\downarrow$ i gęstości strumienia promieniowania uchodzącego $L\uparrow$ od powierzchni bez roślin i porośniętej trawą. Wykorzystano średnie minutowe gromadzone w loggerze CR5000 automatycznej stacji typu Campbell do obliczania średnich dobowych, miesięcznych i rocznych wszystkich strumieni bilansu. Sumę wszystkich strumieni radiacyjnych dochodzących do powierzchni czynnej i od niej uchodzących ujmuje równanie bilansu promieniowania:

$$Q^* = (K\downarrow - K\uparrow) + (L\downarrow - L\uparrow) \quad (\text{Oke 1996, Paszyński i in. 1999})$$

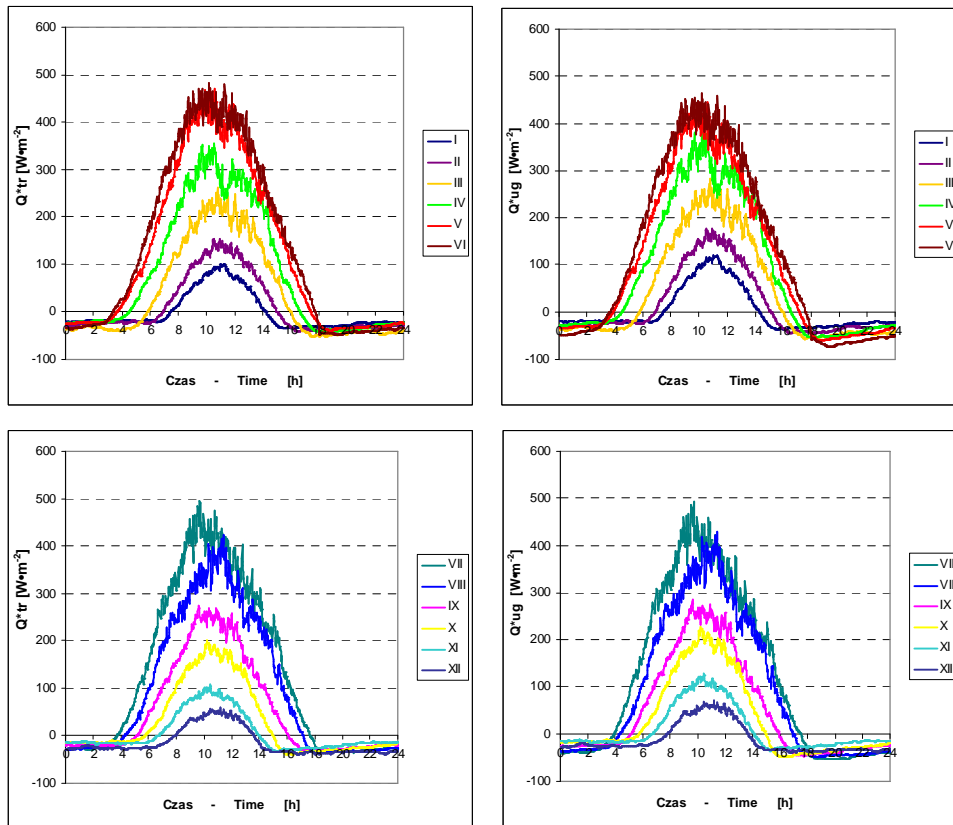
Zgromadzony materiał obserwacyjny poddano analizie klimatologicznej. W analizie skoncentrowano się na ukazaniu różnic pomiędzy wartościami radiacyjnymi powierzchni trawy i ugoru. Rozpatrzono przyczyny różnic w średnich wartościach miesięcznych bilansu promieniowania Q^* w przebiegu dobowym (wg czasu UTC) i rocznym.

WYNIKI I DYSKUSJA

Czujniki rejestrujące wszystkie strumienie promieniowania zainstalowano 15 m od siebie. Pomimo bliskiej odległości obu poletek doświadczalnych, wyniki badań wykazały znaczne między nimi różnice.

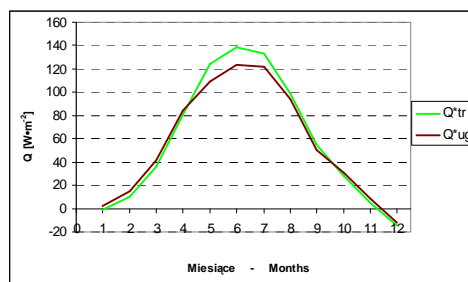
Przebieg dobowy salda promieniowania Q^* dla obu powierzchni w poszczególnych miesiącach 2008 roku tylko w ogólnych zarysach jest podobny (rys. 1). Saldo promieniowania osiąga w dzień wartości dodatnie a w nocy ujemne. Na wartości badanych strumieni Q^* i ich przebieg dobowy wpływają czynniki astronomiczne (wysokość Słońca, długość dnia i nocy) a także różne właściwości fizyczne podłoża. Średnie dobowe wartości Q^* w godzinach południowych w lipcu (max roczne) sięgają nawet do 450-500 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ (lipiec), zaś w grudniu (min roczne) zaledwie do ok. 50-60 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$.

W przebiegu rocznym (rys. 2) średni miesięczny strumień bilansu promieniowania dla ugoru Q^*_{ug} waha się od -11,7 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ w grudniu do 123,6 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ w czerwcu, zaś dla powierzchni trawiastej Q^*_{tr} od -14,3 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ w grudniu do 138,9 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ w czerwcu. Amplituda średnich miesięcznych Q^*_{ug} wyniosła 135,3 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, a dla Q^*_{tr} 153,2 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. Jej wartość dla trawy była zatem o 17,9 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, czyli o 13,2% wyższa niż wartość dla ugoru.



Rys. 1. Przebieg dobowy salda promieniowania powierzchni trawy Q^*_{tr} i ugoru Q^*_{ug} dla poszczególnych miesięcy roku 2008 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 1. Daily variation of average monthly flux intensity of net radiation for grass Q^*_{tr} and bare soil Q^*_{ug} in 2008 at Wrocław-Swojce



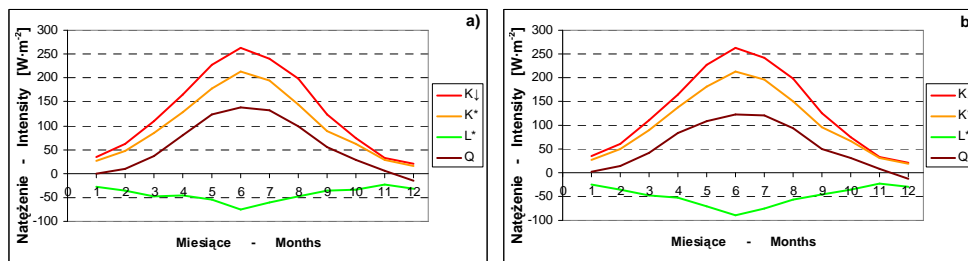
Rys. 2. Przebieg roczny średnich miesięcznych wartości bilansu promieniowania powierzchni trawy Q^*_{tr} i ugoru Q^*_{ug} w 2008 roku we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 2. Annual variation of average monthly flux intensity of net radiation for grass Q^*_{tr} and bare soil Q^*_{ug} in 2008 at Wrocław-Swojce

Zanotowano przewagę bilansu radiacyjnego powierzchni trawy Q_{tr}^* nad ugiem Q_{ug}^* w miesiącach V-VIII. Wyniosła ona $132 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, ponieważ wartość Q_{tr}^* osiągnęła $1454,5 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ wobec $1322,5 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ dla Q_{ug}^* . W pozostałych miesiącach powierzchnia bez roślin miała o $62,2 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ wyższe saldo promieniowania, gdyż odpowiednie wartości wyniosły $441,4 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ dla Q_{ug}^* i $379,2 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ dla Q_{tr}^* , lecz nie zrównoważyło ono ilości energii zmagazynowanej przez powierzchnię trawiastą w okresie letnim. Zdecydowało to o wyższych średnich rocznych wartościach Q_{tr}^* ($57,8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) nad odpowiednimi wartościami Q_{ug}^* ($55,7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$).

Aby wyjaśnić przyczyny tego stanu rzeczy należy rozważyć kształtowanie się 2 cząstkowych bilansów: bilansu krótkofalowego K^* i bilansu długofalowego L^* oraz ich podstawowych składowych, tworzących wspólnie saldo promieniowania Q^* . Ważnych informacji dostarcza tu analiza przebiegów dobowego i rocznego zarejestrowanych strumieni promieniowania.

Promieniowanie słoneczne pochłonięte czyli saldo promieniowania krótkofalowego K^* jest różnicą między promieniowaniem całkowitym K_{\downarrow} a promieniowaniem odbitym K_{\uparrow} . Nad powierzchnią trawiastą średnie miesięczne wartości bilansu krótkofalowego (rys. 3a) oscylowały od $16,4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w grudniu do $213 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w czerwcu. Bilans promieniowania krótkofalowego powierzchni bez roślin (rys. 3b) wahał się od $17,9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w grudniu do $213,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w czerwcu. Amplituda roczna tego bilansu dla trawy ($196,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) była zatem tylko o $1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, tj. o $0,5 \%$ wyższa niż dla ugoru.



Rys. 3. Przebieg roczny natężenia strumienia promieniowania całkowitego K_{\downarrow} , bilansu krótkofalowego K^* , bilansu długofalowego L^* i salda promieniowania Q^* dla powierzchni trawy (a) i ugoru (b) w roku 2008 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 3. Annual variation of average monthly flux intensity of global solar radiation K_{\downarrow} , net short-wave radiation K^* , net long-wave radiation L^* , net radiation Q^* for surface of grass (a) and bare soil (b) in 2008 at Wrocław-Swojec

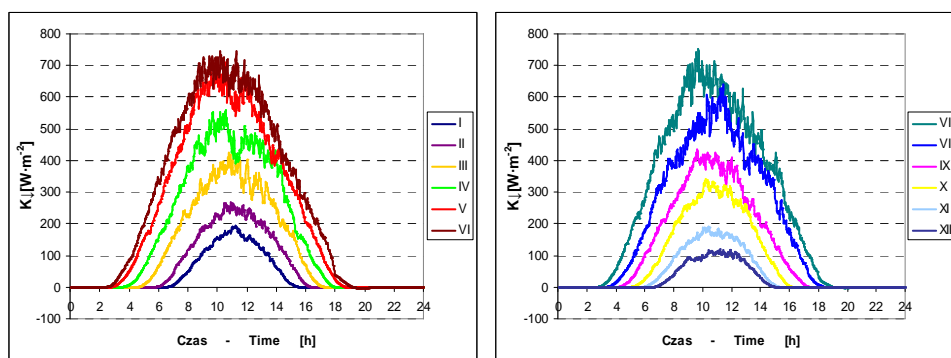
Bilans długofalowy L^* czyli różnica pomiędzy promieniowaniem zwrotnym atmosfery L_{\downarrow} a strumieniem długofalowym uchodzącym L_{\uparrow} ma wartość ujemną ponieważ L_{\uparrow} co do wartości bezwzględnej zawsze przewyższa L_{\downarrow} . Strumień L^* , z odwrotnym znakiem niż inne bilanse (rys. 3), nazywany jest promieniowaniem

efektywnym. Nad ugiem średnie wartości miesięczne L^* wahały się od $-23,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w listopadzie do $-89,9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w czerwcu, zaś nad trawą od $-23,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w listopadzie do $-74,1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w czerwcu. Amplituda roczna tego bilansu dla trawy ($50,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) była więc o $16,1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, tj. aż o 24,1 % niższa niż dla ugiu.

Przyczyny występujących różnic radiacyjnych dla obu powierzchni prześledzono analizując wielkości oraz zmienność dobową i sezonową podstawowych składowych rozważanych cząstkowych bilansów promieniowania.

Stronę przychodową bilansu promieniowania krótkofalowego stanowi promieniowanie całkowite $K\downarrow$ (rys. 4). Ilość dochodzącego promieniowania całkowitego zależy głównie od pory roku i pory dnia, ale jest też wynikiem zmian przezroczystości atmosfery. Ten ostatni aspekt jest ściśle powiązany z dynamiką cyrkulacyjną i jej zmianami oraz lokalnymi uwarunkowaniami cech solarnych klimatu (Bryś 2005, Bryś i Bryś 2001, 2003, 2007).

W przebiegu dobowym (rys. 4) obserwujemy wyraźne obniżenie wartości $K\downarrow$ w godzinach południowych, co związane jest z rozwojem chmur konwekcyjnych i wzrostem zachmurzenia o charakterze lokalnym. W 2008 roku maksymalne wartości średniego natężenia strumienia $K\downarrow$ osiągały około $700 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ (czerwiec, lipiec), natomiast w miesiącach zimowych były znacznie mniejsze i w grudniu nie przekraczały $110 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

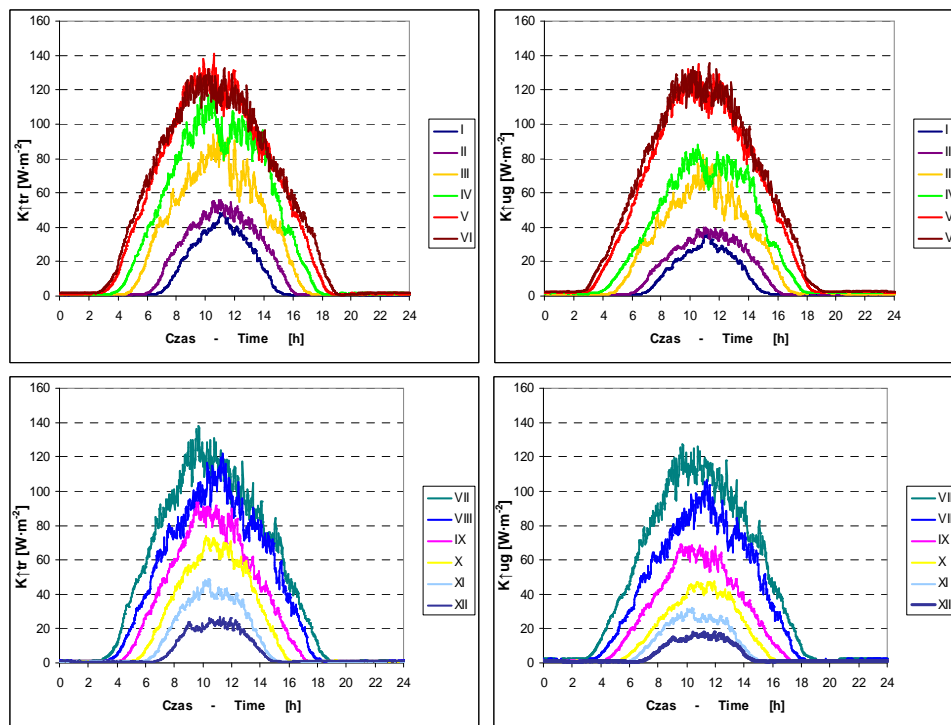


Rys. 4. Przebieg dobowy średniego natężenia promieniowania całkowitego $K\downarrow$ dla poszczególnych miesięcy roku 2008 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 4. Daily variation of average monthly flux intensity of global solar radiation $K\downarrow$ in 2008 at Wrocław-Swojec

W bilansie krótkofalowym stroną rozchodową bilansu stanowi promieniowanie odbite $K\uparrow$ (rys. 5). Regulatorem zmian różnic bilansu obu powierzchni jest zmiana albedo. Zarejestrowane albedo trawy i ugiu w przebiegu rocznym wykazuje zmienność zależną od wysokości Słońca, barwy powierzchni, jej uwilgotnienia i szorstkości

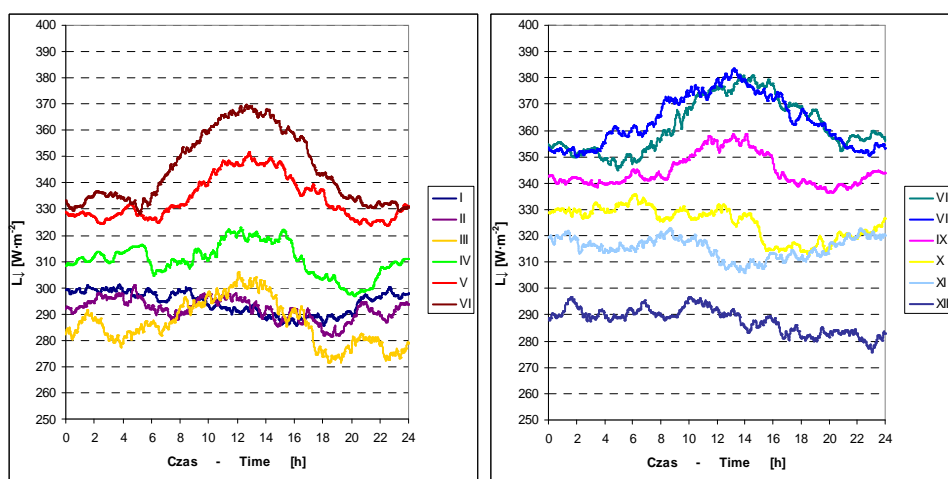
a także zabiegów agrotechnicznych (koszenie trawnika, odchwaszczanie i spulchnianie powierzchni ugoru). Dla powierzchni bez roślin średnie miesięczne albedo było niższe (od 16,1% w styczniu do 20,2% w maju) niż dla trawiastej (od 19% w czerwcu do 26,9% w listopadzie). Od maja do sierpnia średnie natężenie strumienia $K\hat{\uparrow}$ przekraczało często wartość $120 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ osiągając w maju i lipcu około godz. 9-10 maksimum sięgające do $140 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Na obu poletkach wartości tego strumienia były do siebie zbliżone tylko w maju i czerwcu. Wyraźne zróżnicowanie w promieniowaniu odbitym obu powierzchni, które wystąpiło w pozostałym okresie, a szczególnie na przełomie zimy i wiosny (marzec, kwiecień) oraz lata i jesieni (wrzesień październik) było największe (max do około $30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) w kwietniu między godz. 8-10. W miesiącach zimowych średnie dobowe wartości $K\hat{\uparrow}$ wynosiły $20\text{-}30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w godzinach południowych (max ok. godz. 11) i poza dniami śnieżnymi były także wyższe dla trawy. Wartość albedo nagiej gleby zależy głównie od jej wilgotności (Paszyński i in. 1999).



Rys. 5. Przebieg dobowy natężenia miesięcznych strumieni promieniowania odbitego od powierzchni trawy $K\hat{\uparrow}_{tr}$ i powierzchni ugoru $K\hat{\uparrow}_{ug}$ w roku 2008 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 5. Daily variation of monthly flux intensity of reflected solar radiation from surface of grass $K\hat{\uparrow}_{tr}$ and bare soil $K\hat{\uparrow}_{ug}$ in 2008 at Wrocław-Swojcu

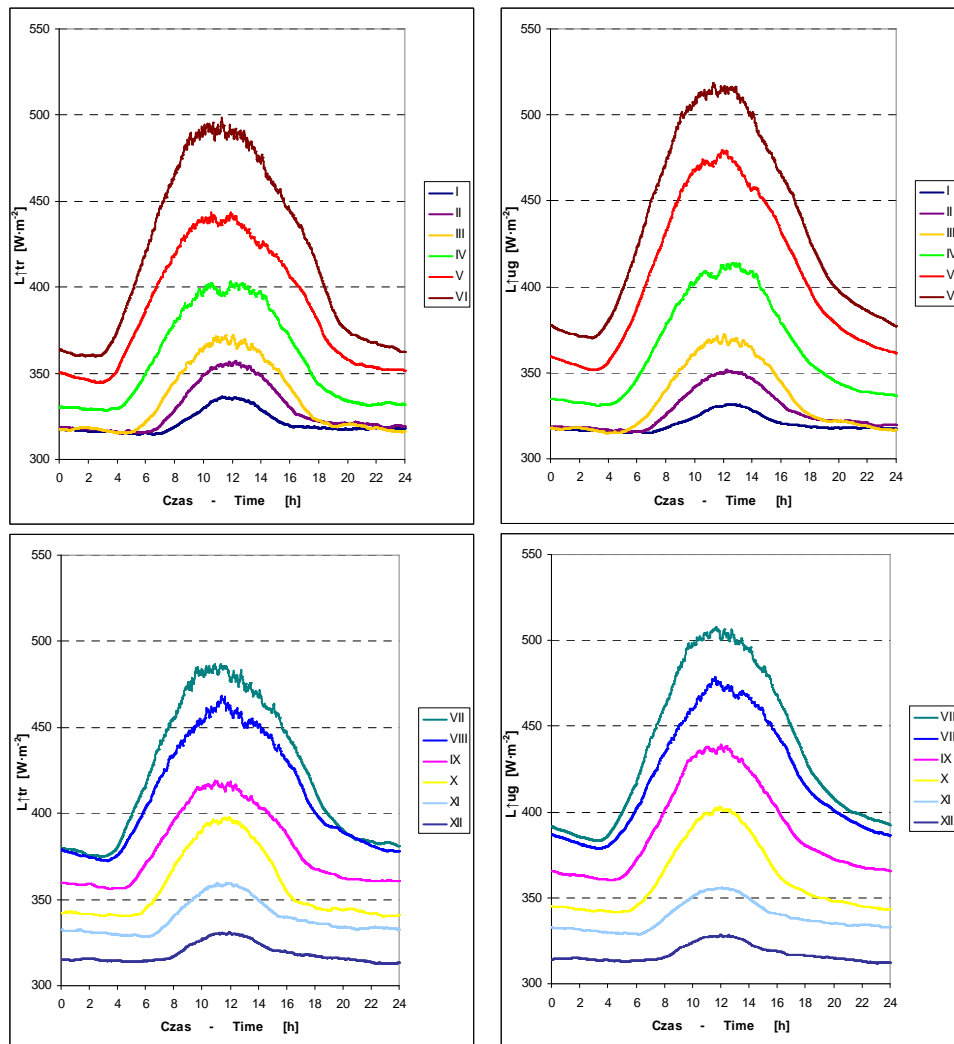
Promieniowanie zwrotne atmosfery L_{\downarrow} stanowi stronę przychodową bilansu promieniowania długofalowego. Emitowane jest głównie przez cząsteczki pary wodnej zawartej w powietrzu, CO_2 i inne składniki gazowe a także cząsteczki pyłu. Strumień L_{\downarrow} charakteryzuje się stosunkowo małą zmiennością. Wahania strumienia wynikają ze zmian wilgotności, zachmurzenia i zanieczyszczenia atmosfery. W roku 2008 zanotowano średnią gęstość strumienia miesięcznego L_{\downarrow} $286,7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w marcu i $363,9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w sierpniu (rys. 6). Obserwowane w ciągu tego roku wahania natężenia strumienia dobowego L_{\downarrow} też nie były duże i osiągały około $100 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.



Rys. 6. Przebieg dobowy średniego miesięcznego natężenia promieniowania zwrotnego atmosfery L_{\downarrow} w roku 2008 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 6. Daily variation of monthly average of flux intensity of incoming long-wave radiation L_{\downarrow} in 2008 at Wrocław-Swojec

Natężenie promieniowania długofalowego zależy od temperatury i od zdolności emisyjnej powierzchni. Strumień L_{\uparrow} jest funkcją temperatury powierzchni czynnej i przyjmuje większą gęstość w dzień (rys. 7). Odgrywa on ważną rolę w regulowaniu temperatury powierzchni czynnej (Paszyński 1999). Zanotowano wahania średniego miesięcznego natężenia strumienia promieniowania długofalowego nad ugiem od $317,4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w grudniu do $437 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w lipcu, zaś nad powierzchnią porośniętą trawą od $318,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w grudniu do $423,3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w lipcu. Zmienność strumienia L_{\uparrow} jest znacznie większa niż strumienia zwrotnego atmosfery, zwłaszcza w miesiącach letnich, gdy powierzchnia bez roślin silnie się nagrzewa. Pokrywa roślinna, która mniej absorbuje energii krótkofalowej nagrzewa się wtedy słabiej, a zatem i mniej wypromieniowuje niż ugiem.

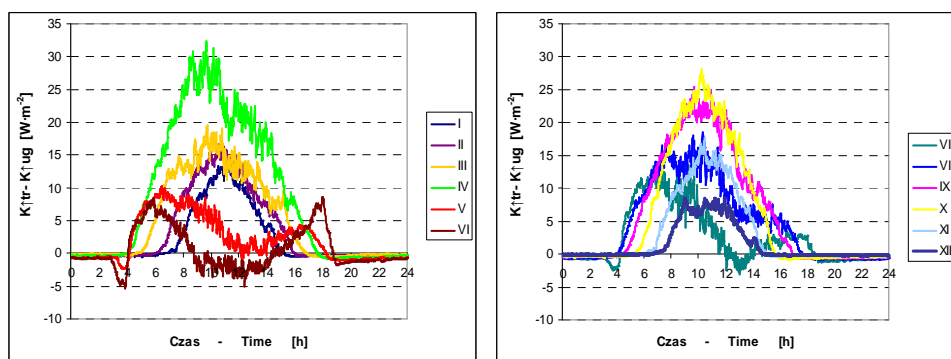


Rys. 7. Przebieg dobowy natężenia miesięcznych strumieni promieniowania długofalowego trawy L_{tr} i ugoru L_{ug} w roku 2008 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 7. Daily variation of monthly flux intensity of long-wave radiation of grass L_{tr} and bare soil L_{ug} in 2008 at Wrocław-Swojec

W analizie skoncentrowano się na ukazaniu różnic pomiędzy wartościami radiacyjnymi obu powierzchni (rys. 8 i 9). Różnice w promieniowaniu odbitym pomiędzy trawą i ugoru ($K_{tr} - K_{ug}$) są dodatnie dla wszystkich miesięcy oprócz czerwca, gdzie zanotowano przewagę promieniowania odbitego dla ugoru

(rys. 8). Amplitudy różnic sięgają około godz. 9-10 maksymalnie do $32 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w kwietniu i $28 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w sierpniu. W miesiącach zimowych są mniejsze i osiągają od 10 do $15 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Ciekawy jest przebieg różnic w czerwcu. Zanotowano wtedy dwa maksima w godzinach porannych i popołudniowych, ale w samo południe różnice były ujemne. Zadecydowała o tym jaśniejsza barwa nadmiernie przesuszonego ugoru, która spowodowała, że miał on wyższe natężenie promieniowania odbitego niż trawa.

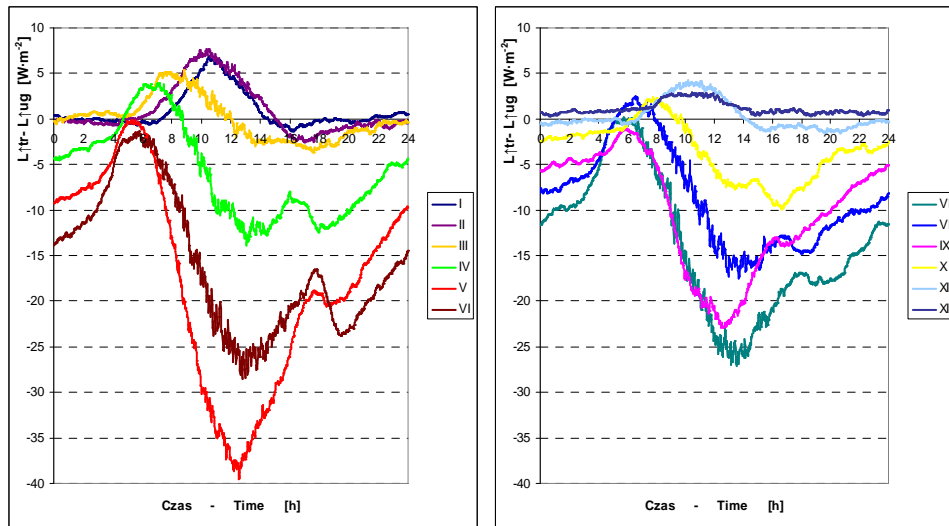


Rys. 8. Przebieg dobowy różnicy natężenia strumienia promieniowania odbitego pomiędzy trawą i ugiem ($K \hat{\Gamma}_{tr} - K \hat{\Gamma}_{ug}$) w roku 2008 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 8. Daily variation of difference in flux intensity of reflected solar radiation between grass and bare soil ($K \hat{\Gamma}_{tr} - K \hat{\Gamma}_{ug}$) in 2008 at Wrocław-Swojec

Istotnym regulatorem zmian salda promieniowania jest wypromieniowanie podłoża (rys. 9). W miesiącach zimowych różnice tego wypromieniowania pomiędzy trawą i ugiem ($L \hat{\Gamma}_{tr} - L \hat{\Gamma}_{ug}$) były w godzinach południowych dodatnie, a amplituda sięgała około $10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Różnice ujemne dominują latem, jesienią i wiosną. To wtedy wypromieniowanie ugoru jest większe niż trawy. W maju 2008 roku różnica natężenia badanych strumieni promieniowania długofalowego ($L \hat{\Gamma}_{tr} - L \hat{\Gamma}_{ug}$) osiągnęła w godzinach południowych około $-40 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Różnice dodatnie, świadczące o wyższych wartościach wypromieniowania powierzchni trawiastej niż ugoru, które widoczne są głównie w miesiącach zimowego półrocza hydrologicznego XI-IV, występowały w godzinach dziennych (XI-II) lub tylko porannych (III, IV). Poza tym obserwowane były we wczesnych godzinach porannych w sierpniu i październiku. W półroczu letnim IV-IX wartości różnicowe pomiędzy godz. 7-9 rano najczęściej jednak osiągają swoje minimum i zbliżają się do 0. Prawdopodobnie ma to związek z częstym pojawianiem się wtedy na trawie dużych kropli rosy. Tworząca się wówczas wodna błona pochłania znaczną część promieniowania długofalowego trawy i uniemożliwia przez to uzyskanie wiarygodnych wyników pomiarów. Podobne skutki wywołują krople deszczu

(Paszyński i in. 1999). Nocą, a dla większości miesięcy także w ciągu dnia, różnice są ujemne. Pokrywa roślinna spełnia wtedy rolę izolatora i zatrzymuje więcej ciepła w glebie niż ugór. Tylko grudzień ma wartości analizowanych różnic dodatnie przez całą dobę.

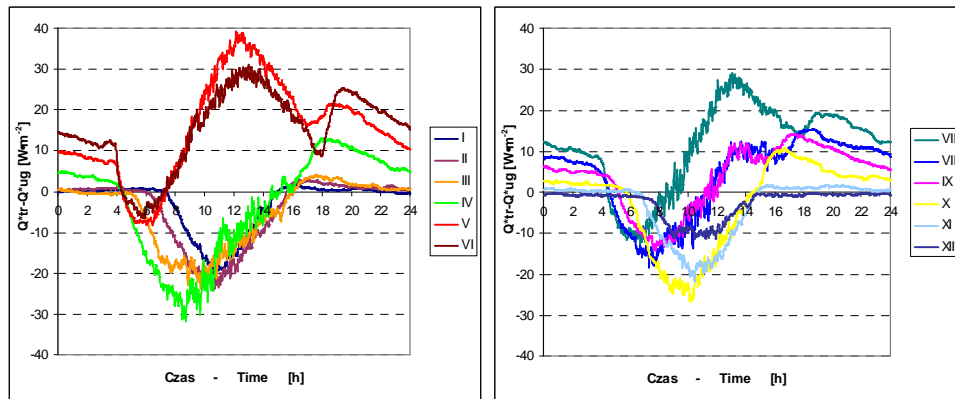


Rys. 9. Przebieg dobowy różnicy natężenia strumienia promieniowania długofalowego pomiędzy trawą i ugorem ($L_{tr} - L_{ug}$) w 2008 roku we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 9. Daily variation of difference in flux intensity of long-wave radiation between grass and bare soil ($L_{tr} - L_{ug}$) in 2008 at Wrocław-Swojec

Różnice pomiędzy trawą i ugorem ich średnich miesięcznych salda promieniowania ($Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$) w przebiegu dobowym wykazują istotny kontrast pomiędzy miesiącami V-IX a pozostałymi (rys. 10). W godzinach dziennych uwiadczenia się tu charakterystyczna inwersja wartości, która przeciwstawia dodatnie różnice z 5. miesięcy letnich ujemnym różnicom salda promieniowania cechującym miesiące I-IV oraz X-XII.

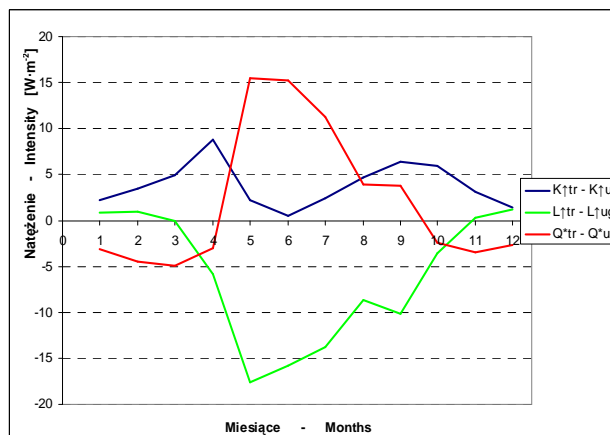
Poza miesiącami zimowymi I-III oraz XI-XII, które w godzinach popołudniowych (po godz. 14) i nocnych cechuje zanik różnic lub zbliżanie się ich wartości do 0, wspomniane różnice są dodatnie w nocy, gdyż wtedy bilans promieniowania trawy jest większy. Najwyższe średnie wartości różnic sięgają $40 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w godzinach południowych w maju i ok. $30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w czerwcu i lipcu. Miesiące te charakteryzuje także wtórne (odpowiednio: 25 i $20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) wieczorne maksimum, które pojawia się około godziny 19 oraz występowanie około godz. 4-8 ujemnych wartości, które zbliżają się lub osiągają $-10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Prawdopodobnie te dwa zjawiska sprzężone są z czasem występowania rosy lub opadów.



Rys. 10. Przebieg dobowy różnicy salda promieniowania pomiędzy trawą i ugorzem ($Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$) w roku 2008 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 10. Daily variation of difference in net radiation between grass and bare soil ($Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$) in 2008 at Wrocław-Swojec

Ujemne różnice osiągają swą kulminację już w godzinach przedpołudniowych (między godz. 9-11) i dochodzą do około $-30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w kwietniu oraz $-25 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w październiku. Saldo promieniowania trawy jest wówczas większe niż ugoru z powodu wyższego albedo i większego wypromieniowania długofalowego (rys. 11). Większe wypromieniowanie trawy ma tu oraz w pozostałych miesiącach półrocza zimowego, związek z wyższą wtedy niż w ugorze temperaturą gleby w górnych warstwach gruntu porośniętego trawą (Bryś 2004, 2008).



Rys. 11. Przebieg roczny różnicy (pomiędzy trawą i ugorzem): salda promieniowania ($Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$), strumienia promieniowania odbitego ($K_{tr}^{\uparrow} - K_{ug}^{\uparrow}$), strumienia promieniowania długofalowego ($L_{tr}^{\uparrow} - L_{ug}^{\uparrow}$) w roku 2008 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 11. Annual variation of difference (between grass and bare soil) in net radiation ($Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$), reflected solar radiation flux ($K_{tr}^{\uparrow} - K_{ug}^{\uparrow}$), long-wave radiation flux ($L_{tr}^{\uparrow} - L_{ug}^{\uparrow}$) in 2008 at Wrocław-Swojec

Wyniki powyższej analizy dwóch niewielkich powierzchni rolniczych położonych blisko siebie potwierdzają ważną rolę szaty roślinnej przy absorbowaniu i dystrybucji dopływającej bezpośrednio do powierzchni czynnej, energii słonecznej. Bilans promieniowania to dostępna w środowisku energia, która wykorzystywana na strumień ciepła jawnego, utajonego i strumień glebowy różnicuje warunki mikro- i topoklimatyczne, co w rezultacie tworzy mozaikę klimatów lokalnych różnych obszarów (m.in. przestrzeni rolniczej). W przypadku większych, zwartych powierzchni stepowych lub leśnych może także istotnie wpływać na mezoklimat.

WNIOSKI

1. Amplituda roczna średnich miesięcznych wartości bilansu promieniowania dla trawy ($153,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) była o $17,9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, czyli o 13,2% wyższa niż dla ugoru. W przebiegu rocznym wartości średniego miesięcznego bilansu promieniowania Q^* wahały się bowiem od $-11,7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w grudniu do $123,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w czerwcu dla ugoru i od $-14,3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w grudniu do $138,9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w czerwcu dla powierzchni trawy.

2. Różnice średniego miesięcznego bilansu promieniowania ($Q^*_{tr} - Q^*_{ug}$) są dodatnie od maja do września. Ujemne różnice w pozostałych miesiącach nie równoważą przewagi Q^*_{tr} z okresu letniego, co decyduje o wyższych o $69,9 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ sumach rocznych wartości Q^* trawy ($1833,8 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$) w porównaniu z odpowiednimi wartościami Q^* ugoru ($1763,9 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$).

3. Przeciętna roczna gęstość strumienia Q^*_{tr} jest tylko o 4% wyższa niż gęstość strumienia Q^*_{ug} , za to w rocznym bilansie długofalowym gęstość strumienia L^*_{ug} przewyższa aż o 14 % gęstość strumienia L^*_{tr} . Decydują o tym różnice w właściwościach absorpcyjnych (i emisyjnych) obu powierzchni czynnych.

4. Zmienność sezonowa i dobową ich różnicy bilansowej jest stosunkowo duża, co wpływa na sezonowe i roczne różnice pomiędzy temperaturą gleby pod powierzchnią trawnika i ugoru.

5. W maju zanotowano największą maksymalną amplitudę różnic bilansu promieniowania ($Q^*_{tr} - Q^*_{ug}$) w przebiegu dobowym dochodzącą do $45 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Zdecydowało o tym znacznie wyższe wypromieniowanie długofalowe ugoru niż trawy, co jest cechą miesięcy letnich, a szczególnie czerwca.

6. Zanotowana przewaga bilansu radiacyjnego powierzchni trawy Q^*_{tr} nad ugiorem Q^*_{ug} w miesiącach V-VIII decyduje o wyższych sumach rocznych wartości Q^*_{tr} w porównaniu z odpowiednimi wartościami Q^*_{ug} . Przewaga całkowitego bilansu promieniowania powierzchni trawiastej z okresu letniego nie jest bowiem zrównoważona przez przewagę bilansu promieniowania ugoru w pozostałym okresie roku.

7. Główną przyczyną stosunkowo dużych różnic wielkości rocznej bilansu radiacyjnego oraz jego wartości miesięcznej od maja do sierpnia pomiędzy badanymi powierzchniami rolniczymi są zasadnicze różnice w strukturze powierzchni czynnej (obecność lub brak pokrycia roślinnego). Decydują one o różnicach termiki gruntu porośniętego trawą i bez roślin (ugoru), co wpływa istotnie na zróżnicowanie gęstości strumienia promieniowania efektywnego z tych powierzchni.

8. Obok struktury powierzchni czynnej podstawowym regulatorem zmian różnic bilansu obu powierzchni w okresie letnim jest zmiana albedo. W okresie zimowym o obecności lub braku podobnych różnic decyduje stan gruntu kształtowany przez obecność (niwelacja różnic) lub brak pokrywy śnieżnej.

9. Uzyskane rezultaty, wraz z wynikami wcześniejszych badań nad termiką gleby, wskazują na istotny, buforujący wpływ pokrywy roślinnej na skutki termiczne oraz klimatyczne oddziaływań promieniowania słonecznego na powierzchnię czynną Ziemi.

10. Szata roślinna i obecność sprzężeń zwrotnych wpływają nie tylko na topoklimatyczne skutki zaobserwowanych różnic radiacyjnych i termicznych. Otrzymane wyniki świadczą także o wpływie antropogenicznych zmian w pokryciu terenu (deforestacja, urbanizacja, industrializacja) na mikro- i topoklimat oraz w pewnym stopniu na mezoklimat, co związane jest z rugowaniem efektu buforującego pokrywy roślinnej.

PIŚMIENNICTWO

- Bac S., Baranowski S., 1968. Wielkość i przebieg albedo niektórych powierzchni rolniczych. Prace Instytutu Gospodarki Wodnej, t. 4, 4.
- Bryś K., 2004. Wieloletnia zmienność termiki gleby we Wrocławiu-Swojcu i jej radiacyjne i cyrkulacyjne uwarunkowania. *Acta Agrophysica*, 3(2), 209-219.
- Bryś K., 2005. Rola terenowych stacji Akademii Rolniczej we Wrocławiu w poznaniu klimatu solarne Wrocławia i Dolnego Śląska. [W:] Rola stacji terenowych w badaniach geograficznych. Pod red. K. Krzemienia, J. Trepiańskiej i A. Bokwy. Wyd. Inst. Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, 141-154.
- Bryś K., 2008. Wieloletni wpływ pokrywy roślinnej na termikę gleby. *Acta Agrophysica*, 161, Vol.12(1), 39-55.
- Bryś K., Bryś T., 2001. Wahania natężenia promieniowania słonecznego całkowitego w 55-letniej serii wrocławskiej (1946-2000). *Prace i Studia Geograficzne*; Wyd. Uniwersytetu Warszawskiego, t. 29, Warszawa, 161-171.
- Bryś K., Bryś T., 2003. Fluctuations of global solar radiation in 20th century at Wrocław and their relations to Wolf's number and circulation changes. *Acta Univ. Wratisl. St. Geogr.*, 2542, t.75, 189-202.
- Bryś K., Bryś T., 2007. Zmienność klimatu solarne Wrocławia w latach 1875-2004. *Pamiętnik Puławski, IUNiG, Puławy*, 144, 13-33.

- Budzik T., 2006. Pomiary promieniowania krótkofalowego i długofalowego w Sosnowcu w latach 2002-2005 z wykorzystaniem bilansomierza CNR-1 (Net Radiometr Kipp & Zonen). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Geographia, Sectio B, Vol. LXI*, 100-106.
- Caputa Z., 2005. Pomiary mikroklimatyczne, gradientowe i bilansu promieniowania za pomocą automatycznych stacji pomiarowych. [W:] *Rola stacji terenowych w badaniach geograficznych*. Pod red. K. Krzemienia, J. Trepińskiej i A. Bokwy. Wyd. Inst. Geografii i Gosp. Przestrzennej UJ, Kraków, 155-170.
- Chojnicki B. H., Olejnik J., 2001. Formuła na obliczanie godzinowych wartości salda promieniowania na podstawie pomiarów promieniowania całkowitego i temperatury powietrza, *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu, CCCXXIX*, 47-59;
- Grzybowski J., 1976. Mapa wymiany energii między atmosferą a podłożem jako podstawa analizy funkcjonowania środowiska geograficznego. *Przeł. Geogr.*, 57, 1/ 2, 131-142.
- Karpińska Z., 1982. Warunki cieplne gleby. [W:] *Agroklimatyczne podstawy melioracji wodnych w Polsce*. Pod red. S. Baca jr. PWRiL, Warszawa, 205-249.
- Kapuściński J., 2000. Struktura bilansu cieplnego powierzchni czynnej na tle warunków klimatycznych środkowo-zachodniej Polski. *Rocz. AR w Poznaniu, Rozprawy Naukowe*, 303.
- Kędziora A., 1999. *Podstawy agrometeorologii*. PWRiL, Poznań.
- Leśny J., Chojnicki B.H., Kędziora A., Eulenstein F., 2001. Automatyczny system pomiarowy do badania struktury bilansu cieplnego – od cechowania do prac polowych. *Acta Agrophysica*, 57, 57-67.
- Łykowski B., 1968. O pomiarach albedo roślin zielonych. *Ekol. Pol.*, ser. B, t. 14, z. 1.
- Matul K., Bac S., Baranowski S., 1968. Określenie elementów bilansu cieplnego do wyznaczania parowania terenowego. *Pr. i Stud. Komit. Gospod. Wodn. PAN*, t. 9.
- Miara K., Paszyński J., 1984. Roczny przebieg albedo powierzchni trawiastej w Polsce, *Przeł. Geograficzny, T. LVI*, z. 3-4, 127-143.
- Miara K., Paszyński J., Grzybowski J., 1987. Zróżnicowanie przestrzenne bilansu promieniowania na obszarze Polski, *Przeł. Geogr.*, 4, 487-509.
- Oke T. R., 1996. *Boundary layer climates*. Routledge, London New York
- Olejnik J., 1996. Modelowe badania struktury bilansu cieplnego i wodnego zlewni w obecnych i przyszłych warunkach klimatycznych. *Rocz. AR w Poznaniu, Rozprawy Naukowe*, 268.
- Olejnik J., Kędziora A., 1991. Model for heat and water balance estimation and its application to land use and climate variation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, 601-617.
- Paszyński J., 1966. Atlas bilansu promieniowania w Polsce. *Dok. Geogr. IG PAN*, Warszawa, nr 4, 1-18.
- Paszyński J., Miara K., Skoczek J., 1999. Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowania topoklimatycznego. *Dok. Geogr. nr 14*, Warszawa.
- Paszyński J., Niedźwiedz T., 1991. *Klimat [w:] Geografia Polski – środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa.
- Podstawczyńska A., 2007. *Cechy solarne klimatu Łodzi*. Wyd. UŁ, Łódź.
- Usovich B., Marczewski., 2005. Rozkład właściwości cieplnych gleby na czarnym ugorze i pod murawą. *Acta Agrophysica*, 5(3), 745-757.
- Wojkowski J., 2007. Modelowanie dopływu promieniowania słonecznego przy użyciu GIS na przykładzie obszaru Ojcowskiego Parku Narodowego. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sectio B, Vol. LXI, Geographia*, 468-478.

VARIATIONS OF NET RADIATION OF BARE SOIL AND GRASS
SURFACE AT WROCLAW-SWOJEC

Krystyna Bryś

Department of Agri- and Hydrometeorology,
Institute of Environmental Development and Protection,
Wrocław University of Environmental and Life Sciences
pl Grunwaldzki 24, Wrocław 50-363
e-mail: krystyna.brys@up.wroc.pl

Abstract. The paper presents results of investigation of net radiation and its components on two agricultural surfaces - grass and bare soil - at the Wrocław-Swojec Observatory. The study used 12-monthly measuring material of permanent registration of flux intensity of global solar radiation $K\downarrow$, reflected solar radiation $K\uparrow$, incoming long-wave radiation $L\downarrow$, outgoing long-wave radiation $L\uparrow$ in 2008. The analysis was concentrated on differences between radiation values of the investigated surfaces. The reasons of the differences between monthly average values of net radiation in daily and annual variation were taken into consideration. It was noted that net radiation of grass Q_{tr}^* dominated net radiation of bare soil Q_{ug}^* from May to August. In the remaining months the surface of bare soil possessed higher values of net radiation than grass, but they did not balance the quantity of energy which had been accumulated by the surface of grass in the warm period of the year. That was the reason why the average annual values of net radiation of grass Q_{tr}^* were higher than those of bare soil Q_{ug}^* . The base regulator of variation of the difference between the values of net radiation of both surfaces were albedo variations and differences in fluxes of outgoing long-wave radiation $L\uparrow$. Topoclimatic effects of these radiation differences are also discussed.

Key words: net radiation, net short-wave radiation, net long-wave radiation, grass, bare soil