

**DYNAMIKA  
BILANSU RADIACYJNEGO  
MURAWY ORAZ POWIERZCHNI  
NIEPOROŚNIĘTEJ**



**KRYSTYNA BRYŚ**

**DYNAMIKA  
BILANSU RADIACYJNEGO  
MURAWY ORAZ POWIERZCHNI  
NIEPOROŚNIĘTEJ**

*Autor*  
Krystyna Bryś

*Opiniodawcy:*  
prof. dr hab. Krzysztof Fortuniak  
prof. dr hab. Zbigniew Szwejkowski

*Redaktor merytoryczny*  
dr hab. inż. Szymon Szewrański

*Opracowanie redakcyjne*  
Elżbieta Winiarska-Grabosz

*Korekta*  
Justyna Murdza

*Łamanie*  
Halina Sebzda

*Projekt okładki*  
Stanisław Rogowski

Monografie CLXII

© Copyright by Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu, Wrocław 2013

ISSN 2083-5531  
ISBN 978-83-7717-134-9

**WYDAWNICTWO UNIWERSYTETU PRZYRODNICZEGO WE WROCŁAWIU**  
**Redaktor Naczelny – prof. dr hab. inż. Andrzej Kotecki**  
**ul. Sopocka 23, 50-344 Wrocław, tel. 71 328 12 77**  
**e-mail: [wyd@up.wroc.pl](mailto:wyd@up.wroc.pl)**

---

Nakład 100 + 16 egz. Ark. wyd. 20,7. Ark. druk. 18,0  
Druk i oprawa: EXPOL, P. Rybiński, J. Dąbek, Spółka Jawna  
ul. Brzeska 4, 87-800 Włocławek



# SPIS TREŚCI

1. WSTĘP .....	7
2. PRZEGLĄD LITERATURY .....	8
3. POSTĘPOWANIE BADAWCZE.....	17
3.1. Cel i zakres badań .....	17
3.2. Lokalizacja badań.....	17
3.3. Materiały .....	18
3.4. Metodyka pracy .....	19
4. PROMIENIOWANIE CAŁKOWITE WE WROCŁAWIU-SWOJCU NA TLE ZMIAN SOLARNYCH W EUROPIE .....	22
4.1. Pomiary promieniowania słonecznego we Wrocławiu-Swojcu .....	22
4.2. Promieniowanie całkowite.....	23
4.3. Tło cyrkulacyjne .....	58
5. PROMIENIOWANIE ODBITE I ALBEDO .....	64
5.1. Pomiary promieniowania odbitego $K\uparrow$ i albedo .....	64
5.2. Przebiegi dobowe składników albedo .....	65
5.3. Zmienność międzydobowa i z miesiąca na miesiąc albedo w okresie pomiarowym .....	76
5.4. Związki korelacyjne albedo z wybranymi czynnikami geofizycznymi .....	95
6. MODEL ZASTOSOWANYCH RÓWNAŃ REGRESJI I REKONSTRUKCJA ALBEDO DLA WROCŁAWIA-SWOJCA .....	124
6.1. Metodyka rekonstrukcji albedo .....	124
6.2. Model równań regresji zastosowanych w rekonstrukcji albedo .....	141
6.3. Przebiegi albedo trawy i albedo ugoru w latach 1881–2012 we Wrocławiu-Swojcu .....	147
7. PROMIENIOWANIE DŁUGOFALOWE .....	152
7.1. Promieniowanie długofalowe uchodzące $L\uparrow$ .....	152
7.2. Rekonstrukcja promieniowania długofalowego uchodzącego – metodyka i modele .....	167
7.3. Promieniowanie zwrotne atmosfery $L\downarrow$ .....	196
7.4. Saldo promieniowania długofalowego $L^*$ .....	209

8. CAŁKOWITY BILANS PROMIENIOWANIA $Q^*$ .....	214
8.1. Dynamika całkowitego bilansu promieniowania w latach 2007–2012 .....	214
8.2. Rekonstrukcja i przebiegi bilansu krótkofalowego $K^*$ w latach 1881–2012 we Wrocławiu-Swojcu .....	233
8.3. Zrekonstruowane przebiegi bilansu długofalowego $L^*$ w latach 1881–2012 we Wrocławiu-Swojcu .....	241
8.4. Zrekonstruowane przebiegi całkowitego bilansu promieniowania $Q^*$ w latach 1881–2012 we Wrocławiu-Swojcu.....	244
PODSUMOWANIE.....	249
WNIOSKI.....	251
Ważniejsze oznaczenia skrótowe oraz symbole i jednostki fizyczne .....	253
PIŚMIENNICTWO .....	255
Strony internetowe .....	286

# 1. WSTĘP

Związki roślinna – promieniowanie słoneczne znane są od dawna. Podkreśla się w nich głównie rolę budulcową światła słonecznego (w zakresie fotosyntetycznie czynnym) w procesach fotosyntezy. Zauważa się również jako ważne w przypadku procesów życiowych rośliny oraz bilansu wodnego oddziaływanie radiacji słonecznej na ewapotranspirację. Przy okazji zwraca się tu uwagę na powiązanie procesów oddychania i transpiracji roślin z rytmem dobowym dopływu tego promieniowania. Postrzega się więc rolę światła słonecznego w kategoriach „motoru napędowego” życia. Japoński biolog Fukui wyraził to zdaniem: „Żyjemy, konsumując Słońce” [Crove 1987].

Takie deterministyczne rozumienie relacji dostrzec można także w tradycyjnym podejściu do klimatycznych skutków oddziaływania światła słonecznego na szatę roślinną. Alarmistyczne raporty IPCC [2007] i większość opracowań poświęconych dokonującym się zmianom klimatycznym [Cubash i in. 1997, 2001, Manning i Keeling 2006, Rayner i in. 2007, Sarmiento i Gruber 2002, Trenberth i in. 2005, Wibig 2009] traktują klimatotwórczą rolę roślin w kategoriach absorbentu i magazyniera CO<sub>2</sub>. Widziana w takim kontekście wielkoskalowa deforestacja oraz degradacja gleb, głównie w obrębie strefy międzyzwrotnikowej, mają wspomagać negatywny efekt nadmiernej, antropogenicznej emisji CO<sub>2</sub> i innych gazów cieplarnianych, wywołujących współczesne globalne ocieplenie. W tym dominującym nurcie badawczym, związanym z postrzeganiem zmian klimatycznych w kategoriach chemii atmosfery i antropopresji, inne – naturalne czynniki współczesnych zmian klimatycznych są traktowane jako mało istotne. Opracowania zwracające uwagę na podstawową rolę naturalnych czynników zmian klimatu [Jaworowski 2001, Marsz 2009, Ohvri i in. 2009, Pisek i Brzdil 2006,] nie są więc eksponowane.

Wiele publikacji podkreśla łagodzący wpływ parowania terenowego roślin na mikroklimat [Bac i Rojek 1999, Brutsaert 1988, Budyko 1975, Kapuściński 2000, Kasperska-Wołowicz i Łabędzki 2004, Kędziora 1999, 2010, Kędziora i in. 2000, Molga 1980, Olejnik 1996, Radoski 1980, Ryszkowski i Kędziora 1987, Tamulewicz 1990] i korzystne oddziaływanie szaty roślinnej na bioklimat miast [Dubicka 1994, Dubicki i in. 2002a, Kozłowska-Szczęsna i in. 1997, Landsberg 1981, Oke 1995, Szymanowski 2004]. Tym samym kieruje uwagę niektórych poszukiwań badawczych w stronę złożonych relacji typu interakcyjnego w dynamicznym układzie: promieniowanie słoneczne – powierzchnia roślinna – klimat.

Część prac tego ostatniego nurtu związana jest z badaniami bilansu radiacyjnego, cieplnego i wodnego oraz ich wzajemnych powiązań [Jaworski 2004, Kapuściński 2000, Kędziora 1999, 2009a,b,c, 2010, Kędziora i in. 1999, Kędziora i Olejnik 2001b, 2002, Kędziora i Ryszkowski 2001, Leśny i in. 2001a,b,c, 2002, Łabędzki 2006, 2007, Olejnik 1996, Olejnik i in. 2001b, Paszyński i in. 1999, Tamulewicz 1990]. Badania te dotyczą przeważnie powierzchni rolniczych i leśnych, których łączny udział w Polsce (oraz w wielu innych krajach) systematycznie się zmniejsza na rzecz powierzchni zurbanizowanych. Proces ten prowadzi do istotnych zaburzeń bilansu cieplnego i wodnego, a w konsekwencji musi mieć długotrwały wpływ nie tylko na klimat lokalny.

## 2. PRZEGLĄD LITERATURY

Aktywność słoneczna jest motorem napędowym podstawowych procesów atmosferycznych oraz warunkuje rozwój i trwanie życia [Crove 1987]. Decyduje o sprzężonych z sobą procesach wpływających na przebieg i wielkość zmian klimatycznych, cyrkulacji powietrza i zjawisko parowania. Literatura przedmiotu jest ogromna, bazuje na interdyscyplinarnej wiedzy z astronomii, aktywności, meteorologii, klimatologii, fizyki, gleboznawstwa. Nawet jej pobieżny przegląd wymagałby osobnego, dużego opracowania, dlatego przedstawiona zostanie w sposób skrótowy, ograniczony do prac podstawowych oraz zwięzłej informacji o pozycjach bibliograficznych.

W polskiej sieci aktywności IMGW działa na terenie Polski 25 stacji wykonujących pomiary składowych bilansu radiacyjnego w różnym zakresie, w tym całkowity bilans promieniowania rejestrowany jest na 10. Tłem dla tych stacji jest sieć heliograficzna licząca ok. 100 punktów pomiarowych [Bogdańska i in. 2002], aktualnie tylko w 53 rejestruje się usłonecznienie heliografem Campbella-Stokesa. W ostatnich latach zwiększyła się liczba stacji z automatycznymi przyrządami do pomiarów ilości godzin ze Słońcem (heliograf elektroniczny CSD-28). Stacji dysponujących wieloletnimi, co najmniej trzydziestoletnimi seriami pomiarowymi, jest 45 [Bogdańska – informacja własna z 2012 r.].

Pomiary prowadzą także placówki PAN (Belsk i Białowieża), IUNG (Puławy i Grabów), Katedra Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Łódzkiego, Zakład Meteorologii i Klimatologii SGGW w Warszawie, Katedra Klimatologii Uniwersytetu Śląskiego w Sosnowcu, Katedra Agrometeorologii Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu, a także Obserwatorium Agro- i Hydrometeorologii Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu-Swojcu.

Zasłużony tytuł ojca polskiej aktywności otrzymał Władysław Gorczyński – pierwszy dyrektor Państwowego Instytutu Meteorologicznego (PIM). Jego twórczy dorobek dotyczył tematów związanych z promieniowaniem słonecznym i usłonecznieniem. „Kultowi energii słonecznej w atmosferze ziemskiej” i „klimatom usłonecznionym” był wierny przez całe życie, wydał ponad 180 prac naukowych o tej tematyce. Jemu poświęcony jest Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny z 1950/1951 roku, bogaty spis jego dorobku naukowego odnajdziemy także w monografii „Działalność naukowa profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja” [Wójcik 2002].

W latach powojennych drogowskazem w badaniach aktywności stały się prace zespołu Instytutu Geografii i Zagospodarowania Przestrzennego PAN [Grzybowski 1976, Grzybowski i Itier 1984, Miara i in. 1987, Miara i Paszyński 1984, Paszyński 1972, Paszyński i in. 1999, Paszyński i Niedźwiedź 1991, Paszyński i Rojan 1991, Skoczek 1970, Skoczek i Paszyński 1997]. Atlas Bilansu Promieniowania opracowany w Zakładzie Klimatologii Instytutu Geograficznego PAN [Paszyński i in. 1966] to jedna z pierwszych syntez kartograficznych składowych bilansu promieniowania. Późniejsze mapy rozkładu elementów salda promieniowania i usłonecznienia w Polsce odnajdziemy w pracach Paszyńskiego i Miary [1994], Paszyń-

skiego i Niedźwiedzia [1991], potem w *Atlasie klimatycznego ryzyka uprawy roślin w Polsce* [2001] oraz u Podogrockiego [2001], a ostatnio u Koźmińskiego i Michalskiej [2005]. Wielkie zasługi w propagowaniu aktynometrii ma także zespół IUNG z Puław, który organizuje cykliczne Seminaria Fitoaktynometryczne [Doroszewski 1994, Górski i in. 1991].

Z zakresu metodyki pomiarów aktynometrycznych wykorzystanych w poniższej rozprawie, obok „Instrukcji” [Kühn 1976, Kühn i Żółtowska 1977] dla polskich stacji aktynometrycznych, użyteczne okazały się specjalistyczne publikacje rosyjskojęzyczne [Janiszewski 1957, Kmito i in. 1983, Kmito i Sklarow 1981]. Szereg uwag metodycznych zawierają prace Paszyńskiego i Niedźwiedzia [1991], Paszyńskiego i in. [1999] oraz Styszyńskiej [1995, 2002].

Przy weryfikacji i interpretacji danych radiacyjnych, szczególnie przydatne okazały się dawniejsze opracowania Kondratiewa [1954, 1965], Kondratiewa i in. [1981], Kondratiewa i Binienki [1984], Loginova [1973] oraz Siwkowa [1968]. Niezbędną pomoc, zwłaszcza przy obliczaniu współczynnika transmisji i usłonecznienia względnego, stanowią „Tablice słoneczne” [Podogrocki (red.) 1976], prace Kondratiewa i Binienki [1984], porównawczo także materiały Roederera [1995] oraz monografie badaczy amerykańskich [Hermana i Goldberga 1978, Liou 1980, Paltridge’a i Platta 1976, Thekaekara 1976, Welcha i in. 1980], brytyjskich [Palmage 1976] i duńskich [Jensen 1996].

Pośród prac heliofizycznych i aktynometrycznych wykorzystano opracowania dotyczące okresowych zmian magnetycznej aktywności Słońca [Fichet 1995, Herman i Goldberg 1978, Roederer 1995] i satelitarnych pomiarów stałej słonecznej [Abdusamatov 2012, Ahrens 2008, Foukal 1992, Haigh 2007].

Na stronie World Radiation Center (<http://www.pmodwrc.ch>) znajdziemy najnowsze doniesienia dotyczące instrumentarium, cechowania aparatury aktynometrycznej i coroczne sprawozdania. Stan wiedzy aktynometrycznej prezentują także rozproszone materiały sympozjalne [Abakumova i in. 1996, 2008, Charlson i in. 1991, 2005, de Bruin 1982, de Bruin i Holstag. 1982, de Bruin i in. 1995a,b, Fichet 1995, Foukal 1992, Hicke 2005, Lean 1997, Liepert 2002, Liepert i Kukla 1997, Maxwell i in. 1995, Pawlak 1988, Russak 1987, 1990, Stanhill 2005, 2007, Stanhill i Moreshet 1992, Stanhill i Cohen 2001, 2005, Turner i Baker 1998, Uscka-Kowalkowska 2010, Wielicki i in. 2005] oraz prace zespołu Global Energy Balance (IRC) [Wild 2009, Wild i in. 2005, 2007, 2008].

Wypuklenie w poniższej rozprawie rangi bilansu radiacyjnego pośród analizowanych czynników klimatycznych wiąże się z faktem, że zasadniczą uwagę poświęcono natężeniu promieniowania słonecznego, a także usłonecznieniu. Wszelkie luki pomiarowe w przedstawionej serii pomiarowej promieniowania całkowitego uzupełniano bowiem na podstawie usłonecznienia mierzonego we Wrocławiu-Swojcu i innych obserwatoriach wrocławskich [Bryś i Bryś 2003, 2005, 2007]. W analizie wykorzystano porównania z innymi stacjami wrocławskimi. Najważniejszych danych do tych porównań dostarczyły opracowania Dubickiej [1968, 1969, 1970a,b, 1972, 1974, 1979, 1990, 1994, 1998], Dubickiej i Karal [1988, 1994], Dubickiej i in. [1995], Miętyła i Dubickiej [1997].

Sięgnięto także do prac przedstawiających tło aktynometryczne w Polsce: Gluzy i Filipiuka [1995], Głowickiego [2003], Głowickiego i in. [2005], Górskiego i Górskiej [2000], Kleniewskiej i in. [2009], Kłysiaka [1974], Kozłowskiej-Szczęsnej [1973a,b], Kozłowskiej-Szczęsnej i Podogrockiego [1995], Koźmińskiego i Michalskiej [2005], Kuczmarzkiego [1977, 1979, 1982, 1990], Kuczmarzkiej [1970, 1975], Kuczmarzkiego i Kuczmarzkiej [1998], Kuczmarzkiej i Paszyńskiego [1964a, 1964b], Kuczmarzkiego i Paszyńskiego [1981], Limanówki i Ustrnula [1993], Morawskiej-Horawskiej [1963, 1984, 1985, 2002].

Pomocne w analizach okazały się prace Błażejczyka [2004], Błażejczyka i Baranowskiego [2003], Bogdańskiej i in. [2002], Bogdańskiej i Podogrockiego [2000], Degirmendźicia [2004], Fabera i in. [1996], Fortuniaka [2002a], Marciniaka i Wójcika [1991], Miary i Paszyńskiego [1984], Niedziałek [1981, 1982, 1985a, 1985b], Oleckiego [1973, 1975, 1989, 1992], Paszyńskiego [1966, 1972], Paszyńskiego i Niedźwiedzia [1991], Paszyńskiego i Rojana [1991a], Podogrockiego [1965, 1970, 1971, 1973, 1977, 1978, 1982, 1984, 1989, 2002, 2007], Podogrockiego i Górskiej [1991], Podogrockiego i Słomki [1993], Przybyłaka i in. [2010], Rojana [1995], Słomki [1952, 1957, 1965, 1976, 1978, 1979, 1988, 1989], Słomki i Słomki [1993], Stenza [1959], Wójcika i Marciniaka [1993a, 1993b], Zinkiewicza [1962], rozpatrujące różne aspekty uwarunkowań aktynometrycznych lub przebieg zmienności wieloletnich serii pomiarowych usłonecznienia i promieniowania całkowitego w Polsce.

O wpływie zachmurzenia na radiację słoneczną i klimat pisał Warakowski [1969], a później Matuszko [1992, 2001, 2003, 2007, 2009]. Cechy solarne klimatu Łodzi omówiła kompleksowo Podstawczyńska [2003, 2007]. W monografii Podstawczyńskiej [2007] zamieszczony jest także bogaty przegląd literatury dotyczący promieniowania ultrafioletowego. Ponadto w pracach Błażejczyka i Baranowskiego [2003], Krzyścina [2008], Krzyścina i in. [2009], Podstawczyńskiej i Fortuniaka [1998], Podstawczyńskiej i Pawłaka [2003], Słomki [1976, 1978, 1979, 1988], Słomki i Słomki [1993] odnajdziemy wyniki pomiarów natężenia promieniowania UV.

Z problematyką dopływu promieniowania słonecznego wiążą się ponadto szerokie zagadnienia ekstynkcji i osłabienia promieniowania przez zanieczyszczenia atmosferyczne [Arking 1996, d'Almeida i in. 1991, Dziewulska-Łosiowa 1962, Kannel i in. 2007, Liou 1980, Mc Cormac 1971, Ohvril i in. 2009, Oke 1995, Olecki 1975, Palmage 1976, Power i Goyal 2003, Ramanathan i in. 2001, Słomka 1965, 1979, Sztylek 1987, Uscka-Kowalkowska 2007, 2008a,b,c, 2009].

W ostatnich latach w literaturze zwraca się uwagę na zmianę trendu globalnej radiacji w Europie od okresu „zaciemnienia” (dimming) do „rozjaśnienia” (brightening) [Alpert i in. 2005, Norris i Wild 2007, Ohvril i in. 2009, Stanhill 2005, 2007, Stanhill i Cohen 2001, 2005, Streets i in. 2006, Wild i in. 1995a,b, 2005, 2007]. Badania prowadzone w Estonii [Russak 1987, 1990, Tooming 2002] i Rosji [Abakumova i in. 1996, 2008] dowodzą, że zmiany te są sprzężone ze zmianami zarówno w zachmurzeniu [Matuszko 2009, Matuszko i Soroka 2009, Ohvril i in. 2009, Warren i in. 2007, Wibig 2003a,b, Żmudzka 2004b, 2007], jak i przezroczystości atmosfery [Uscka-Kowalkowska 2008a,b,c, 2009]. Dla okresu „zaciemnienia” notowany był wzrost frekwencji chmur niskich oraz zachmurzenia, któremu towarzyszyło zmniejszenie przezroczystości atmosfery. Z kolei w dwóch ostatnich dekadach lat obserwuje się obniżenie frekwencji zachmurzenia, głównie w obrębie chmur niskich oraz wzrost przezroczystości atmosfery [Sun i Groisman 2000]. Ten ostatni okres kojarzony jest z upadkiem przemysłu ciężkiego w Europie Wschodniej i przejściem do „czystych technologii”. Wielu naukowców eksponuje tu znaczącą rolę czynnika antropogenicznego [Ahrens 2008, Raport IPCC 2007, Wibig 2009], inni podkreślają znaczenie źródłowych czynników naturalnych [Bryś 2005, Jaworowski 2001, Kondratyev i Galindo 1997, Marsz 2005, 2009, Marsz i Styszyńska 2006, Ohvril i in. 2009, Pisek i Brzdil 2006].

W przypadku badań nad fizjologią roślin i praktyki rolniczej bardzo istotne są pomiary i opracowania promieniowania fotosyntetycznego (PHAR) [Borthwick 1972, Czarnowski 1994, Górski i in. 1991, Kędziora 1999, Słomka 1991, Tamulewicz 1988]. Badania w tym zakresie w Polsce od wielu lat prowadzą Instytut Geofizyki PAN w Belsku, IUNG w Pu-

ławach oraz Instytut Fizjologii PAN w Krakowie. Funkcjonalne powiązanie transpiracji i fotosyntezy nakazuje zwrócenie baczniejszej uwagi i na ten kierunek badań aktynometrycznych.

We Wrocławiu pierwsze pomiary aktynometryczne w latach 1929–1932 przeprowadzał Grundmann [1933]. Opublikowane przez niego wyniki rejestracji promieniowania całkowitego budzą jednak poważne wątpliwości. W wielu przypadkach osiągają one wartości dla górnej granicy atmosfery [Podogrocki 1973]. Wznowienie ciągłych badań aktynometrycznych nastąpiło po II wojnie światowej dopiero w związku z Międzynarodowym Rokiem Geofizycznym 1957/1958. Wtedy to (nie licząc wcześniejszych, sporadycznych pomiarów prowadzonych przez prof. Kosibę w Obserwatorium Uniwersytetu Wrocławskiego) regularne pomiary promieniowania całkowitego (od 1958 r.) i rozproszonego (od 1960 r.) rozpoczęto w Zakładzie Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Wrocławskiego [Podogrocki 1970, 1973]. Wyniki tych badań dla kolejnych lat 1958–1962 i 1964–1965 opublikowała Dubicka w Pracach Zakładu Meteorologii i Klimatologii [1947–1965], a także w Acta Universitatis Wratislaviensis [1947–1988]. Autorka ta przedstawiła również statystyczną analizę 20-letniej serii 1961–1980 w świetle typów cyrkulacji atmosfery [Dubicka 1994].

W 1961 r. rozpoczęto badania nad promieniowaniem słonecznym i jego składowymi w stacji IGW (później Obserwatorium Agro- i Hydrometeorologii AR) Wrocław-Swojec. Jako pierwszy dane z lat 1963–1966 w postaci sum dekadowych promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  dla okresu V–X opublikował Bac S. (jun.) w pracy nad parowaniem [Bac 1968]. Stały się one podstawą do wyliczeń parowania wskaźnikowego. Na takich obliczeniach, niezbędnych przy posługiwaniu się wzorem Baca, opiera się wiele prac autorów ośrodka wrocławskiego poświęconych problematyce parowania oraz agroklimatycznych bilansów wodnych [m.in. Bac (red.) 1982, 1986, Bac i Rojek 1990, Pasierski i Bac 1989, Rojek 1987, 1990, 2004, Rojek i Wiercioch 1995]. Statystyczną weryfikację wyników rejestracji promieniowania całkowitego i usłonecznienia we Wrocławiu-Swojcu w postaci sum dekadowych i miesięcznych dla wielolecia 1961–1995 przedstawiła autorka tego opracowania w rozprawie doktorskiej [Brys 1997]. W późniejszych pracach podjęto temat związków wahań promieniowania słonecznego we Wrocławiu ze zmianami aktywności magnetycznej Słońca [Brys i Brys 2002b] i z długo-okresowymi fluktuacjami cyrkulacji atmosferycznej [Brys i Brys 2003, 2007].

Wątek solarny, połączony z analizą innych podstawowych elementów meteorologicznych, znajduje się również w tych publikacjach, gdzie zwraca się uwagę na przebieg zmian klimatycznych we Wrocławiu w sposób kompleksowy, z silnym zaakcentowaniem związków z cyrkulacją atmosferyczną [Dubicka 1994, Dubicka i Pyka 2001, Dubicki 2002, Dubicki i in. 2002]. Analizy te dotyczą długookresowej zmienności najważniejszych elementów meteorologicznych z uwzględnieniem uwarunkowań nie tylko lokalnych (skala topoklimatyczna) ale i mezo- i makroklimatycznych. Z tym nurtem badawczym wiążą się prace mające na celu rekonstrukcję wiekowych ciągów temperatury powietrza [Brys i Brys 2010a,b, Pyka 1991, 1998a], opadu [Brys i Brys 2010a, Pyka 1991, 1998b, 2003] i usłonecznienia [Dubicka 1990, 1998, Dubicka i Karal 1988, Dubicka i in. 1995] oraz opracowanie poświęcone wiekowym zmianom klimatycznym we Wrocławiu w XX wieku [Dubicka i Pyka 2001].

Opublikowany w ostatnich kilkunastu latach cykl artykułów zmierzających do odtworzenia od schyłku tzw. Małej Epoki Lodowej (dla temperatury powietrza  $T_p$  i opadu  $P$  od 1791 roku) warunków klimatycznych Wrocławia-Swojca bazuje na danych wieloletnich usłonecznienia [Brys 1997, 2007b, 2008a, Brys i Brys 2005b, 2007], promieniowania całkowitego [Brys 1994, 1997, 2002b, 2006, Brys i Brys 2001, 2003, 2007] i rozproszonego [Brys 1997, 2001a, 2005], temperatury powietrza i opadów [Brys i Brys 2010a,b], niedosytu wilgotności powie-



trza [Bryś 2003, Bryś 2007a], parowania [Bryś 1997, 2001a, 2001b, 2002a, 2006, Bryś i Bryś 2001a,b, 2004, 2005a], wilgotności względnej powietrza [Bryś i Bryś 2005], prężności pary wodnej [Bryś 2003], kierunku i prędkości wiatru [Bryś 2007] oraz temperatury gleby [Bryś 2004, 2008b, Bryś i Bryś 2013b] i stanu powierzchni gruntu [Bryś 2012].

Opracowanie materiału pomiarowego z różnych historycznych i aktualnych stacji wrocławskich wymagało wielu żmudnych, archiwalnych badań, dodatkowych studiów i pomiarów terenowych. Było to niezbędne do właściwej homogenizacji danych z pomiarów bieżących z danymi historycznymi, a także w celu porównania ciągów z Wrocławia z innymi opracowanymi w Polsce i Europie [Aguilar i in. 2003, Alexandersson 1986, Bednar i Kalvova 1990, Boryczka i in. 1992, Boryczka i Stopa-Boryczka 2008, Brzdil 1986, 1991, Brzdil i in. 1994, 2012, Brzdil i Stepanek 1998, Brunetti i in. 2006, de Bruin i in. 1995b, Degirmendzić 2004, Dobesch 1992, Dubicka 1997, Dubicka i Limanówka 1994, Dubicka i Pyka 2001, Klein-Tank 2002, Kosiba 1948, Lorenc 2000, Miętus 1998, 2002a,b, Ohvril i in. 2009, Pisoft i in. 2004, Pyka 1991, 1998a,b, 2003, Romanou i in. 2007, Russak 1990, Sanchez-Lorenzo i in. 2007, 2008, Soon i in. 1996, Vanicek 1990, Weber 1990, Wibig i in. 2004, Wibig i Głowicki 2002, Wojkowski 2007, Żmudzka 2001, 2002, Żyromski 1990, 2001, Żyromski i in. 2005]. Utworzenie bogatej bazy w zapisie cyfrowym dało podstawę do kontynuacji badań nad odtworzeniem wieloletnich zmian bilansu radiacyjnego i cieplnego we Wrocławiu-Swojcu.

Promieniowanie słoneczne jest podstawowym czynnikiem sterującym systemem klimatycznym. Jednocześnie system ten wpływa modyfikująco na dopływ promieniowania do powierzchni Ziemi. Zależność ta ma więc charakter interakcyjny. W efekcie sprzężeń zwrotnych długookresowe wahania dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi stają się odbiciem fluktuacji klimatycznych [Trepieńska 1997, 1992]. Jak podkreślają Kożuchowski i Marciniak [1986], a wcześniej m.in. Kosiba [1949b], decydującym ogniwem zmian klimatu jest cyrkulacja atmosferyczna. Odpowiada ona za zmianę warunków solarnych (usłonecznienie) i transmisję promieniowania słonecznego.

W makroskali procesy cyrkulacyjne obejmujące półkulę północną były przedmiotem badań m.in. Dzierdziejewskiego [1975] i Girsy [1974]. Dla Europy katalog sytuacji makropogodowych opracowali Hess i Brezowsky [1977]. Stał się on wzorem dla podobnego typu opracowań w skali lokalnej. Szerzej piszą o tym Dubicka [1994] i Trepieńska [1992]. W Polsce ukazało się wiele publikacji dotyczących wydzielenia typów cyrkulacji atmosfery i typów pogody, m.in. Kaszewskiego [1992], Kożuchowskiego [1989, 1995, 2003a,b, 2005], Kuziemskiej [1987], Lityńskiego [1969], Marsza [2005, 2009, 2010] Marsza i Styszyńskiej [2002, 2006], Niedźwiedzia [1981, 1988, 1995, 2007], Nowosada [2000], Olszewskiego [1990, 1991], Osuchowskiej-Klein [1975, 1978, 1987, 1993], Piotrowicz [2010], Piotrowskiego [2009], Przybyłaka i Maszewskiego [2008], Tamulewicz [2000], Ustrnula [1997], Ustrnula i Czekerdy [2001, 2002], Wibig [2001, 2004a], Wosia [1995, 1999, 2010], Żmudzkiej [2004b, 2007].

W literaturze spotykamy opracowania dotyczące wpływu czynnika cyrkulacyjnego na temperaturę, opady, wiatr, zachmurzenie, usłonecznienie, ciśnienie atmosferyczne. Stosunkowo mało jest pozycji ujmujących wpływ cyrkulacji na promieniowanie słoneczne. Wymienić tu należy prace: Dubickiej [1994, 1997], Kożuchowskiego i Marciniaka [1986], Niedziałek [1981, 1982, 1985a,b], Uscki-Kowalkowskiej i in. [2007]. Zagadnienie to, od strony związków cyrkulacja – promieniowanie słoneczne – ewapotranspiracja, podjęto także w pracach Bryś i Bryś [2002, 2007]. Uscka-Kowalkowska [2008] przedstawiła wpływ mas powietrza i ich przezroczystości na bezpośrednie promieniowanie słoneczne przy powierzchni Ziemi, zaś



Matuszko [2009] oddziaływanie zachmurzenia na usłonecznienie i promieniowanie całkowite.

Zależność cyrkulacji atmosferycznej od poszczególnych czynników meteorologicznych ujmują wskaźniki cyrkulacyjne, m.in. wskaźnik NAO (Oscylacji Północnego Atlantyku) [Chiacchio i Wild 2010, Hurrell 1997, Jones i in. 1992, Marsz i Styszyńska 2002, Pozo-Vázquez i in. 2004, Rogers 1984, Wibig 2000, Wild 2007]. Wpływ NAO na promieniowanie całkowite i usłonecznienie w latach 1961–2000 we Wrocławiu-Swojcu omówiono w pracach Bryś i Bryś [2002, 2007].

Współczesne problemy agroklimatologii wiążą się m.in. z nowym, uwypuklającym rolę interakcji, spojrzeniem na dynamikę zmian obiegu i przekształceń energii zachodzących w różnych ekosystemach (rolniczych, leśnych i zurbanizowanych). Nowoczesna agroklimatologia koncentruje się na badaniu pogodowych i klimatycznych uwarunkowań ekosystemów rolnych i leśnych w ramach zlewni jako podstawowej jednostki bilansowej obiegu oraz przekształceń energii i materii. Szczególnie uwzględnia się tu problematykę krążenia wody oraz transformację promieniowania słonecznego i ciepła w środowisku rolniczym [Bac i Rojek 1999, Jaworski 2004, Kędziora 2009a,b,c, 2010, Kędziora i Ryszkowski 1999, 2001, Kędziora i Tamulewicz 1990, Kundzewicz 2000, Kundzewicz i in. 2008, Olejnik i Kędziora 1991, 2002, Paszyński i in. 1999, Ryszkowski i Kędziora 1987]. Realizowane jest to najczęściej w dwóch etapach. Pierwszy dotyczy precyzyjnego rozpoznania bilansów: radiacyjnego, cieplnego i wodnego. Drugi etap zmierza do powiązania tych bilansów z mechanizmami i czynnikami decydującymi o funkcjonowaniu i efektywności podstawowych procesów życiowych roślin w ich kolejnych stadiach rozwojowych [Bac i Rojek 1990, Kędziora 1999, Leśny i in. 2001a,b,c, Tamulewicz 1990].

Badania te mają więc charakter kompleksowy, wiążący środowisko rolnicze z szerszym tłem przyrodniczym. Służą również do uściślenia matematycznych modeli [Cubasch i in. 1997, Holstag i de Bruin 1988, Hunt i in. 1998, Jaworski 1989, 2004, Kapuściński 2000, Kowalik 1980, Kuchar 2004, 2006, 2010, Kuchar i Bac 2001, Łabędzki 2006, Musiał 1995, 2001, Musiał i in. 1997, Olejnik 1988, 1996, Olejnik i Kędziora 1991, Olejnik i in. 2001a,b, 2002, Szulczewski 2003, Szulczewski i in. 2010, Usowicz i in. 2005, 2009, Varga-Haszonits 1983, Wallace 1993] pozwalających na podstawie wyników badań meteorologicznych ocenić strukturę bilansu promieniowania, bilansu cieplnego, a także wodnego [Jaworski i Paszyński 1978, Kasperska-Wołowicz 2004, Łabędzki 2004, 2006, Olejnik 1996, Olejnik i in. 2000a,b].

Biorąc pod uwagę aktualne i przyszłe potrzeby gospodarki rolnej, najważniejszym zadaniem jest uchwycenie w badanych bilansach tej części dyspozycyjnej energii słonecznej oraz zasobów ciepła, wody i gazów atmosferycznych, która jest faktycznie niezbędna dla roślin i ich poszczególnych procesów życiowych [Brutsaert 1988, Chojnicki 2010, Chojnicki i in. 2007, Demidowicz i in. 1999, Górski 2002, Górski i Zalewski 2002, Kozyra i Górski 2004, Olejnik i in. 2001a,b, Pawlak 2010, Pawlak i in. 2007, 2009, Żmudzka 2004a, 2009].

Dokładne rozpoznanie struktury całkowitego bilansu promieniowania różnych agroekosystemów stanowi podstawę rozumienia funkcjonowania bilansu cieplnego i wodnego. Wymienić tu należy pozycje klasyczne, m.in. Ananiewa [1982], Beljaarsa i Holstaga [1991], Bowena [1926], Budyki [1975], Budyki i in. [1963], de Vriesa [1975], Flohna [1993], Geigera i in. [2003], Gilgena i in. [1998], Gregoirea i in. [1992], Günthera i Rotha [1990], Holstaga i in. [1988], Iqbala [1983], Kanemasu i in. [1979], Kędziory [1996], Konstantinovej i in. [1994], Legga i Monteitha [1975], Matula i in. [1968], Monteitha [1977], Monteitha i Unswortha [1990], Mortona [1983], Ohrvila i in. [2009], Oke'a [1995]. W różnym stopniu z nurtem tym

związane są opracowania Angella [1990], Charlsona i in. [1991, 2005], Kaisera i Qian [2002], Kędziory i Ryszkowskiego [1999, 2001], Lieperta [2002], Lieperta i Kukli [1997], Müschelera i in. [2005], Pinkera i in. [2005], Rottmana i in. [2005], Sancheza-Lorenzo i in. [2007, 2008], Trenbertha [2007], Wheelera [2001], Wilda i in. [1995b, 2008, 2009].

Należy tu podkreślić ważną rolę albedo w regulacji wielkości bilansu radiacyjnego. Pisali o tym: Bac i Baranowski [1967, 1968], Barry i Chorley [2003], Chudzia [1997, 1998], Kapuściński [2000], Kędziora [1996, 1999], Kondratiew i in. [1981, 1984], Kozłowska-Szczęсна [1973a,b], Łykowski [1968], Miara i Paszyński [1984], Paszyński i in. [1999], Welch i in. [1980]. Wyraźna zmiana albedo, zwłaszcza zimą, powoduje istotne zmiany w zaleganiu pokrywy śnieżnej [Bartoszek 2007, Bednorz 2003, Chudzia 1997, 1998, Czarnecka i Nidzgorzka-Lencewicz 2010, Falarz 2000, 2010, Kasprowicz 2010, Kasprowicz i Farat 2010, Kotarba 2010, Kosiba 1949, Łupikasa i in. 2010, Miara i Paszyński 1984, Ojrzyńska 2011, Paczos 1982, Paszyński i Niedźwiedz 1999, Piasecki 1995, Piotrowicz 1996].

W badaniach bilansowych w przestrzeni rolniczej uwypukla się rolę pokrywy roślinnej w gospodarowaniu dostępną w środowisku energią. Pokrycie terenu jest czynnikiem geograficznym kształtującym klimat [Woś 1999, 2010]. Szata roślinna znacznie łagodzi dobowe i roczne wahania temperatury. Na obszarach bez roślin wahania te są większe [Kozmiński 1983, Kozmiński i in. 2010, Molga 1980, Paszyński i in. 1999, Radomski 1980]. W ciągu dnia obserwuje się duży dopływ do podłoża promieniowania bezpośredniego, w nocy zaś intensywny proces wypromieniowania podłoża. Obszary ze zwartą szatą roślinną w dzień hamują dopływ energii słonecznej do podłoża, a w nocy – wypromieniowanie ciepła. Uchwycenie związków pomiędzy bilansem cieplnym a standardowymi danymi meteorologicznymi oraz rodzajem i stopniem rozwinięcia pokrywy roślinnej to w dużej mierze zasługa ośrodka poznającego (Katedra Agrometeorologii Akademii Rolniczej, obecnie Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu). Badania tego zespołu pozwoliły na utworzenie modelu struktury bilansu cieplnego różnych powierzchni rolniczych zarówno w obecnych, jak i przyszłych warunkach klimatycznych przy zmieniającej się strukturze użytkowania gruntów [Chojnicki 2010, Chojnicki i in. 2007, Kapuściński 2000, Kapuściński i Moczko 1990, Kędziora 1999, Kędziora i in. 2001a, 2000b, Leśny 1998, 2011, Leśny i in. 2001a,b,c, 2002, 2007, 2010, Olejnik 1996, 2001, 2002, Olejnik i in. 2000a,b,c].

Do badań nad wymianą pary wodnej i ciepła między powierzchnią czynną a atmosferą stosowane są metody gradientowe, wykonywane na co najmniej dwóch poziomach, m.in. metoda stosunku Bowena [Bowen 1926]. Metody gradientowe [Fortuniak 2003, 2006, 2010, Leśny i in. 2002, Oke 1995] wykorzystują do wyznaczenia strumieni turbulencyjnych pomiary temperatury, prężności pary wodnej i prędkości wiatru. Obecnie metody gradientowe zastępuje metoda kowariancji wirów (EC – *eddy covariance method*), uznawana za standardową podczas pomiarów strumieni masy i energii nad ekosystemami. Jej podstawy teoretyczne i techniczne, a także wstępne wyniki pomiarów w Rzecinie i Tucznie (ekosystem leśny), gdzie zainstalowano cały system „kowariancyjny”, zostały zaprezentowane w licznych artykułach zespołu Katedry Agrometeorologii Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu [Chojnicki 2010]. Przedstawiono tam również nowoczesne techniki pomiarowe, które stosowane są obecnie do oceny wielkości strumieni oraz stężeń określonych gazów w atmosferze (np. wielkości i kierunku wymiany dwutlenku węgla między atmosferą a podłożem, która zależy w dużej mierze od stanu rozwoju szaty roślinnej). Zespół poznański prowadzi również badania „Rozszerzoną Metodą Akumulacji Wirów” (ang. REA), która jest obecnie uznawana za najlepszą metodę pomiarów strumieni gazów występujących w atmosferze w małym

stężeniu, np. metanu [Chojnicki i in. 2007, Chojnicki 2010]. Podobne badania od wielu lat prowadzi zespół z Uniwersytetu Łódzkiego w przestrzeni zurbanizowanej [Fortuniak 2006, Fortuniak i in. 2010, Pawlak 2010, Pawlak i in. 2003, 2005, 2007, 2009, 2010, Siedlecki i in. 2010].

Na strukturę i zmienność bilansu promieniowania istotny wpływ mają czynniki lokalne, m.in. rodzaj użytkowania terenu. Właściwości fizyczne powierzchni czynnej oddziałują na wartości poszczególnych strumieni energii [Caputa 2001, 2005, Caputa i Leśniok 2009, Desjardis 1992, Kossowski 1999, 2000/2001, 2003, 2005, 2006, 2007, 2008, Kossowski i Sikora 1977, Paszyński i in. 1999, Radosz i Caputa 2005, Usowicz 2002]. Środowisko rolnicze oddziałuje na klimat lokalny. Wpływ ten jest zróżnicowany w zależności od rodzaju pokrywy roślinnej lub jej braku [Brys 2004, 2008b, 2009, 2010a,b,c, Kapuściński 2000, Karpińska 1982, Kędziora 1999, Kossowski i Sikora 1977, Koźmiński 1983, Leśny i in. 2001b, Matul 1961, Matul i in. 1968, Olejnik i Kędziora 1991, Tuchołka i in. 2001] oraz fizykalnych właściwości gleby [Usowicz 2002, Usowicz i Marczewski 2005, 2009, Walczak i Usowicz 1994]. Wiąże się z absorpcją i dystrybucją promieniowania słonecznego i długofalowego przez powierzchnię czynną [Geiger i in. 2003, Oke 1987, Paszyński i in. 1999]. Zróżnicowanie bilansu radiacyjnego i ciepłego różnych powierzchni rolniczych kształtuje bogatą mozaikę ich topoklimatów. Najważniejsze znaczenie przypisuje się tu strumieniom ciepła jawnego i ciepła utajonego. W tym kontekście marginalną rolę przeznacza się strumieniowi ciepła glebowego i jego sezonowej dynamice. Na sezonową zmienność wielkości tego strumienia oraz jego zróżnicowaną rolę topoklimatyczną w zależności od występowania lub braku pokrywy roślinnej zwracali uwagę de Vries [1975], Kapuściński [2000], Kapuściński i Moczko [1990]. Dbałość o użytkowanie ziemi rolniczej powinna być w najbliższych latach priorytetem w ochronie środowiska, bo to właśnie zmiany użytkowania ziemi są jednym z podstawowych czynników powodujących zmiany klimatyczne [Brys 2008, 2009, 2010a,b, Kędziora 1999, 2010, Olejnik 1996, Schönwiese 1997].

Współczesne podejście do badań bilansowych, oprócz rozróżnienia na badania w przestrzeni rolniczej i leśnej, akcentuje także badania w przestrzeni zurbanizowanej. Zagadnienia bilansu radiacyjnego i ciepłego terenów zurbanizowanych przedstawił Fortuniak w swoich dwóch monografiach [2003, 2010]. Atmosfera nad miastem zawiera więcej zanieczyszczeń, zatem stosunki radiacyjne są tu inne. Obserwuje się redukcję sum miesięcznych promieniowania całkowitego, większą zimą i mniejszą latem [Hess i Olecki 1990, Kozłowska-Szczęsna i Podogrocki 1995, Wójcik 1971]. Przy niskich wysokościach Słońca obserwuje się najsilniejsze osłabienie w dopływie energii promienistej. Odmiennie właściwości podłoża miasta (cechy fizyczne materiałów budowlanych, zależności geometryczne zabudowy) dodatkowo zmieniają bilans radiacyjny poprzez zmianę albedo. Wiele pozycji literatury dotyczących problemu efektywnego albedo miasta zawierają prace Aidy [1982], Aidy i Gotoha [1982], Arnfielda [2003], Fortuniaka [2002, 2008, 2010], Fortuniaka i in. [2001, 2006], Grimmonda 2006, Kando i in. [2005], Massona [2000], Offerle i in. [2002, 2006a,b], Oke'a [1995], Pawlaka 2009, Pawlaka i Fortuniaka [2002, 2003a,b], Pawlaka i in. [2004, 2005], Terjunga [1970].

W Polsce badania stosunków radiacyjnych obszarów zurbanizowanych prowadzili: Błażejczyk i Baranowski [2003], Bogdańska i Podogrocki [2000], Caputa [2005], Dziewulska-Łosiowa [1962], Hess i Olecki [1990], Olecki [1973, 1975, 1992], Paszyński [1966], Wójcik [1971]. Badania bilansowe w przestrzeni zurbanizowanej dają możliwość opisu klimatu solarnego miast [Budzik 2006, Caputa i Leśniok 2009, Dubicka 1994, Matuszko 2007b, 2009, Podstawczyńska 2007, Uscka-Kowalkowska 2007, 2008a,b,c, 2009].

Zastosowanie nowej aparatury pomiarowej (metoda kowariancji wirów i zastosowanie scyntylometru) w badaniach strumieni turbulencyjnych [de Bruin i in. 1995, Weseley 1976, Wyngaard i Clifford 1978] umożliwia wyznaczanie średnich obszarowych strumieni pędu i ciepła jawnego. Badania takie prowadzi zespół klimatologów z Zakładu Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Łódzkiego, dostarczając wielu dowodów na odmienność salda promieniowania w miastach i inny reżim solarny, zakłócany miejską wyspą ciepła (UHI) [Fortuniak 2003, 2010, Fortuniak i in. 2010, Kłysik i in. 2010a,b, Pawlak 2009, Pawlak i in. 2005, Pawlak i Siedlecki 2003]. Zespół Łódzki stosuje również z powodzeniem nowoczesne metody do pomiarów strumieni  $\text{CO}_2$  i  $\text{H}_2\text{O}$  z powierzchni trawiastej [Pawlak i in. 2007, 2010, Siedlecki i in. 2010]. Często powierzchnie rolnicze bez pokrywy roślinnej wykazują cechy podłoża obszarów zurbanizowanych.

Prowadzone badania bilansowe są więc ściśle związane z szeroką dyskusją dotyczącą dróg i tempa przepływu przetransformowanej przez środowisko ziemskie energii słonecznej w systemie klimatycznym Ziemi. Wiążą się m.in. zarówno z oceną roli czynnika naturalnego i antropogenicznego we współczesnych zmianach klimatycznych, jak i kwestią bardziej precyzyjnego modelowania dynamiki klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych. Szczególną uwagę przyznaje się tu badaniom topoklimatycznym jako tym, które koncentrując się na poznaniu lokalnego środowiska człowieka, mają bezpośredni związek z potrzebami planowania przestrzennego oraz rolnictwa, leśnictwa, gospodarki wodnej i innych, ważnych działań gospodarowania.

## 3. POSTĘPOWANIE BADAWCZE

### 3.1. Cel i zakres badań

Celem pracy jest poznanie struktury bilansu radiacyjnego dwóch kontrastowych powierzchni czynnych: murawy (*trawa*) i powierzchni bez roślin (*ugór*) oraz czynników determinujących ich dynamikę krótkookresową i zmienność wieloletnią<sup>1</sup>.

Zagadnienie to spróbowano przeanalizować na podstawie wieloletnich badań całkowitego bilansu promieniowania i jego składowych nad dwiema wymienionymi powierzchniami. Podstawową część tych badań stanowiły różnorodne pomiary aktywności realizowane we Wrocławiu-Swojcu w latach 1961–2012, uzupełnione o kompleksowe pomiary bilansu radiacyjnego wykonane w ostatnim pięcioleciu (VIII 2007–VII 2012). Dało to możliwość długookresowego, dynamicznego ujęcia rozpatrywanego zjawiska, a tym samym przeanalizowania go w aspekcie klimatycznej roli szaty roślinnej.

W badaniach zwrócono uwagę na fakt, że szata roślinna pola uprawnego poprzez oddziaływanie interakcyjne ze środowiskiem geofizycznym współdecyduje o stosunkach klimatycznych nie tylko w skali lokalnej. Przez analogię do mezoklimatycznej roli środowiska urbanistycznego dużych miast zainteresowano się również oddziaływaniami na klimat powierzchni rolniczych w skali regionalnej. Ten ostatni zakres zagadnienia potraktowano jedynie w sposób dyskusyjny, koncentrując się na zasadniczej analizie dotyczącej pól doświadczalnych (skala topoklimatyczna) Obserwatorium Agro- i Hydrometeorologicznego Wrocław-Swojec.

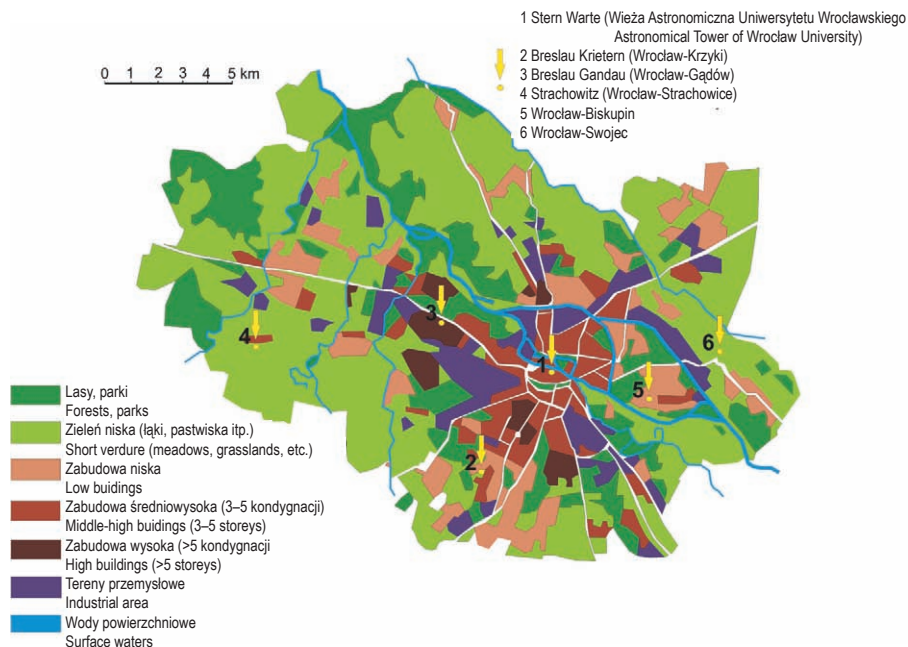
### 3.2. Lokalizacja badań

Badania polowe prowadzone były w warunkach topoklimatycznych i glebowych Wrocławia-Swojca, reprezentatywnych dla znacznej części Niziny Śląskiej [Bac 1968, Bryś 2009, 2010a, 2010b,c].

Teren Obserwatorium Agro-i Hydrometeorologii Uniwersytetu Przyrodniczego ( $\varphi = 51^{\circ}07'N$ ,  $\lambda = 17^{\circ}10'E$ , 121m n.p.m.) położony jest we wschodniej, peryferyjnej i rolniczej części Wrocławia oddalonej ok. 5 km od zwartej, wysokiej zabudowy centrum miasta (rys. 3.1). Otaczają go pola i łąki, od strony płd.-wsch. styka się z niewielkim obszarem ogrodów i niskiej, luźnej zabudowy. Leży na poboczu strefy wododziałowej w zasięgu hydrologicznego oddziaływania wód powodziowych Odry i Widawy [Mazij i in. 1965]. Od doliny Odry dzieli go ok. 2 km, a od koryta Widawy ok. 1,5 km. Takie położenie Obserwatorium stwarza dogodne warunki do zneutralizowania miejskiej wyspy ciepła (UHI). Uwypukla także fre-

<sup>1</sup> Praca naukowa finansowana ze środków na naukę w latach 2007–2010 jako projekt badawczy N30507332/2594

kwencję kierunków wiatru z sektora WNW–NW, która odróżnia tę część miasta od sytuacji w dzielnicach zachodnich, gdzie dominuje wiatr zachodni [Brys 2007]. Przewaga kierunków NW lub WNW jest zgodna z przebiegiem korytarza ekologicznego doliny Widawy i wrocławskiego odcinka doliny Odry (fragment Pradoliny Wrocławsko-Magdeburgskiej). Obserwatorium nie należy do sieci IMGW, wszystkie pomiary wykonywane były zgodnie z instrukcjami WMO.



Rys. 3.1. Położenie Obserwatorium Wrocław-Swojec oraz innych (obecnych i dawnych) stacji meteorologicznych we Wrocławiu na tle struktury przestrzennej administracyjnego obszaru miasta  
 Fig. 3.1. Location of the Wrocław-Swojec Observatory and other (present and former) meteorological stations in Wrocław on the background of the spatial structure of municipal area

W ekspertyzie hydrogeologicznej i gleboznawczej [Mazij i in. 1965] przeprowadzonej dla pól Obserwatorium Wrocław-Swojec stwierdzono, że do głębokości 30–50 m zalegają utwory czwartorzędowe (gliny zwałowe i piaski fluwioglacjalne). Do głębokości 1,2 m rozpoznano piaski gliniaste, poniżej do 2,8 m – gliny silnie piaszczyste, a pod nimi – gliny starszego zlodowacenia. Strop glin układa się na głębokości od 3,3 do 5 m. Gleby zalegające na takim podłożu to gleby brunatne utworzone z glin zwałowych, w wierzchniej warstwie wykształcone na piaskach słabogliniastych. Pełną pojemność wodną gleb dla warstwy 100 cm oszacowano na 323 mm. W glebie tej zatrzymuje się duża ilość wody (pojemność połowa wynosi 217 mm), wyróżnia się ona także dużym podsiąkiem kapilarnym [Żyromski 2001].

### 3.3. Materiały

W opracowaniu wykorzystano materiał pomiarowy z różnych prac badawczych i pomiarów standardowych prowadzonych we Wrocławiu-Swojcu w latach 1961–2012. Obejmuje on m.in. pięćdziesięcioletnie serie pomiarów promieniowania całkowitego, usłonecznienia rze-



czywistego, temperatury gleby, frekwencji pokrywy śnieżnej i stanu gruntu. Kluczowe dla przeprowadzonej analizy były pomiary bilansowe prowadzone tam w okresie pięciolecia od sierpnia 2007 do lipca 2012 r. Materiał z tych badań, uzyskany w postaci danych minutowych, został w pracy przeanalizowany pod postacią wyników uśrednionych (lub sumarycznych) dla przedziałów godzinowych, dobowych lub dłuższych.

Drugą grupę materiałów stanowiły dane meteorologiczne z pomiarów standardowych realizowanych w innych stacjach wrocławskich, aktualnie pracujących bądź dawnych (rys. 3.1), które posłużyły do rekonstrukcji ich przebiegów w latach 1881–1960 we Wrocławiu-Swojcu.

Trzeci rodzaj danych stanowiły wartości dobowe lub miesięczne (wyjątkowo roczne), usłonecznienia bądź promieniowania całkowitego, dotyczące innych stacji polskich (Śnieżka, Warszawa) i europejskich (gł. Austria, Dania, Estonia, Holandia, Niemcy, Wielka Brytania, Włochy) zaczerpnięte z literatury, roczników meteorologicznych lub innych powszechnie dostępnych źródeł [Roczniki GUS, Internet].

### 3.4. Metodyka pracy

W przygotowaniu materiałów wyjściowych (realizacja pomiarów, weryfikacja i homogenizacja danych pomiarowych, odtworzenie danych brakujących) oraz w przeprowadzonej w pracy analizie zastosowano następujące procedury metodyczne:

1. Pomiary i opracowanie danych:
  - standardowych elementów meteorologicznych – wg instrukcji i zaleceń dla stacji klimatologicznych;
  - elementów radiacyjnych – wg instrukcji aktynometrycznej IMGW i zaleceń Instytutu Geofizyki PAN w Belsku k. Warszawy;
  - wybranych elementów bilansu cieplnego – wg wzorów czerpanych z pragmatyki wrocławskiej [Bac 1968, Bac i Baranowski 1967, 1968, Bac i in. 1993, Bryś 2002, Matul 1961, Matul i in. 1968], warszawskiej [Jaworski 1989, 2004, Paszyński i in. 1999, Paszyński i Niedźwiedz 1991, Skoczek 1970], poznańskiej [Chojnicki 2010, Kapuściński 2000, Kędziora 1996, Kędziora i in. 2002, Leśny 2010b, 2011, Leśny i in. 2001, 2002, Olejnik 1996, Olejnik i Kędziora 1991] i łódzkiej [Fortuniak 2003, 2010, Fortuniak i in. 2010, Kłysik i in. 2010a,b, Pawlak i in. 2007, Pawlak 2010].
2. Homogenizacja długoletnich ciągów obserwacyjnych i odtworzenie brakujących danych, z wykorzystaniem analizy rozkładów percentylowych i rozkładów losowych typu *bootstrap* [Domański i Pruska 2000, Efron 1979, Efron i Tibshirani 1993] oraz metod korelacji liniowej i regresji wielokrotnej, m.in. testów: Bartletta i Alexanderssona [Alexandersson 1986, Alexandersson i Moberg 1997, Brzdil i in. 2012, Brzdil i Stepanek 1998, Hunt i in. 1998, Lorenc 2000, Menne i Williams 2009, Miętus 1998, 2002a,b, Twardosz 1996].
3. Badanie trendów i periodyczności – zastosowanie różnych metod analizy szeregów czasowych (średnie ruchome, wygładzanie wielomianowe, autokorelacje, analiza widmowa, analiza wariancji, testy istotności: parametryczny t-Studenta i nieparametryczny F-Snedecora, w wersjach Kendalla i Spearmana, analiza *cross-validation* w wersji LOO) [Box i Jenkins 1983, Brockwell i Davis 1996, Dragańska i in. 2004, Fortuniak 2004, Fox 1997, Górski 2002, Hamilton 1994, Kaczmarek 1970, Kendall 1970, Sneyers 1990, Walpole i Myers 1993, Wibig 1990, 2004b, Wilks 2006, Żądło i Wywiół 2008].

4. Analiza przyrodniczo-statystyczna uwarunkowań siedliskowych (topoklimatycznych, glebowych, hydrologicznych, biologicznych itp.) oraz makroklimatycznych (cyrkulacyjnych i solarnych) wieloletniej zmienności rozważanych elementów bilansowych (korelacje synchroniczne i asynchroniczne wraz z dyskusją realności bio- i fizykalnej związków istotnych statystycznie).
5. Testowanie modelu roboczego na materiale niezależnym (dane z innych stacji lub dane z innych lat) [Pruchnicki 1987, Sneyers 1990, Wibig 1990].

Zasadnicze znaczenie dla pracy miały analizy wyników pomiarów całkowitego bilansu promieniowania i jego składowych: promieniowania krótkofalowego ( $0,1-4 \mu\text{m}$ ) i promieniowania długofalowego ( $>4 \mu\text{m}$ ). Pięcioletnie dane (VIII 2007–VII 2012) z pomiarów składowych całkowitego bilansu promieniowania  $Q^*$ , wykonanych pyranopyrgeometrem CNR-1 (zwanym bilansomierzem różnicowym – fot. 3.1) dały możliwość wyprowadzenia optymalnych równań regresji wieloczynnikowej. Równania te powiązały wartości tych składowych (poza promieniowaniem całkowitym  $K_{\downarrow}$ , gdzie seria mierzona liczy 52 lata), z wybranymi elementami meteorologicznymi i stanem powierzchni gruntu. Było to podstawą do rekonstrukcji strumieni salda promieniowania  $Q^*$  dla serii wieloletnich we Wrocławiu-Swojcu.



Fot. 3.1. Pyranopyrgeometr CNR-1 używany we Wrocławiu-Swojcu do pomiarów składowych ( $K_{\downarrow}$ ,  $K_{\uparrow}$ ,  $L_{\downarrow}$ ,  $L_{\uparrow}$ ) całkowitego bilansu promieniowania  $Q^*$  różnych powierzchni czynnych  
 Phot. 3.1. Pyranopyrgeometer CNR-1 used in Wrocław-Swojec in the measurements of the radiation balance  $Q^*$  components ( $K_{\downarrow}$ ,  $K_{\uparrow}$ ,  $L_{\downarrow}$ ,  $L_{\uparrow}$ ) of different active surfaces

Odtworzenie tych strumieni przeprowadzono w dwóch kolejnych krokach rekonstrukcyjnych, obejmujących lata 1961–2012 oraz 1881–2012. Pierwszy z nich oparto na podstawie pomiarów bilansowych oraz standardowych pomiarów meteorologicznych, realizowanych w minionym pięćdziesięcioleciu we Wrocławiu-Swojcu. Drugi był możliwy dzięki wcześniejszym rekonstrukcjom przebiegów podstawowych elementów meteorologicznych we Wrocławiu, które zawierały w sobie lata 1881–2012. Wykorzystano wartości podstawowych elementów meteorologicznych wcześniej zrekonstruowanych i zhomogenizowanych, takich



jak: temperatura powietrza i opad [Bryś i Bryś 2010a,b], usłonecznienie [Bryś 2007b, 2008a, Bryś i Bryś 2007], promieniowanie całkowite [Bryś 2002b, 2005, 2006, Bryś i Bryś 2001b, 2003, 2005b, 2007], prężność pary wodnej [Bryś i Bryś 2005], niedosyt wilgotności powietrza [Bryś 2003, Bryś 2007], parowanie z wolnej powierzchni wody [Bryś 1997, 1998, 2001a, 2001b, 2002a, 2006, Bryś i Bryś 2001a, 2002, 2004, 2005a], wiatr [Bryś 2007, Bryś i Bryś 2001, 2002] oraz temperatura gleby [Bryś 2004, 2008b, Bryś i Bryś 2013b] i stan gruntu [Bryś 2012]. Uzupełnia je rekonstrukcja frekwencji pokrywy śnieżnej [Bryś i Bryś 2013a] w minionym 130-leciu dla warunków topoklimatycznych Wrocławia-Swojca.

Aby uwypuklić rolę tła makrocyrkulacyjnego w kształtowaniu lokalnych warunków klimatycznych, porównano dane solarne z pomiarów w Poczdamie z wrocławskimi seriami promieniowania całkowitego  $K\downarrow$  i usłonecznienia rzeczywistego  $S$ . Wymagało to uprzedniej rekonstrukcji promieniowania całkowitego dla Poczdamu na podstawie danych z usłonecznienia (I 1893–XII 2011). Zastosowano tu wzór Blacka ze współczynnikami  $a = 0,19$  oraz  $b = 0,55$  zalecanymi przez niemiecką służbę agrometeorologiczną [DVWK 1996]. W ten sposób poczdamską serię pomiarową promieniowania całkowitego  $K\downarrow$  (I 1937–XII 2011) przedłużono o 44 lata i zestawiono z odtworzoną wcześniej [Bryś i Bryś 2007] serią wrocławską. Rezultaty badań wrocławskich porównano także z dostępnymi wynikami badań wybranych elementów bilansu promieniowania w innych stacjach polskich i europejskich.

W postępowaniu badawczym, aby osiągnąć założone cele pracy, zastosowano więc żmudną procedurę rekonstrukcyjną oraz rygorystyczną wersję modelowego testowania danych, które przebiegało na trzech wzajemnie powiązanych poziomach [Bryś 1994]:

- 1) poziom logiczno-przyrodniczy – ze względu na granice, jakie stwarza sama natura, a konkretnie określony kontekst geograficzno-klimatyczny w zestawieniu z wynikającą z innych danych meteorologicznych ówczesną sytuacją pogodową;
- 2) poziom porównawczy – tworzony przez porównanie danych z wynikami najbliższych stacji rejestracyjnych; uzyskane wyniki powinny być w logicznej zbieżności z danymi porównywanymi;
- 3) poziom formalno-statystyczny, związany z właściwym wykorzystaniem technik matematyczno-statystycznych.

## 4. PROMIENIOWANIE CAŁKOWITE WE WROCŁAWIU-SWOJCU NA TLE ZMIAN SOLARNYCH W EUROPIE

### 4.1. Pomiary promieniowania słonecznego we Wrocławiu-Swojcu

Pierwsze pomiary aktynometryczne we Wrocławiu prowadził w latach 1929–1932 Grundman [Słomka 1957]. Po II wojnie światowej badania wznowił prof. Kosiba. Od 1957 r. w związku z Międzynarodowym Rokiem Geofizycznym prowadzono je nieprzerwanie i wyniki publikowano w Pracach Zakładu Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Wrocławskiego. Dwudziestoletnią serię pomiarów (1961–1980) w świetle typów cyrkulacji atmosfery przedstawiła Dubicka [1994]. Uzupełnia ją charakterystyka warunków solarnych Wrocławia przeprowadzona na podstawie danych z zachmurzenia i usłonecznienia [Dubicka i Karal 1988, Dubicka i Limanówka 1994, Dubicka i in. 1995, Dubicka i Pyka 2001].

We Wrocławiu-Swojcu rozpoczęto nieregularne pomiary w roku 1961, potem już ciągle od 1962 r. w stacji IGW Wyższej Szkoły Rolniczej (Akademii Rolniczej, obecnie Uniwersytetu Przyrodniczego). Związane one były z rozpoznaniem składowych całkowitego bilansu promieniowania, bilansu cieplnego i wodnego (zwłaszcza parowania) dla gospodarki wodnej. Największe zasługi na tym polu przypisuje się prof. Schmuckowi, prof. Bacowi (jun.), doc. Baranowskiemu i prof. Matulowi.

W latach 1961–1999 pomiary promieniowania całkowitego i rozproszonego wykonywano głównie pyranometrem Janiszewskiego, tylko w latach 1961–1963 używano kopułki Kipp & Zonen [Brys 1990, 1994a,b, 1997, 1998, 2001a,b, 2002a, 2002b, 2005]. Białoczarne szachownice pyranometru Janiszewskiego, w zależności od wielkości strumienia promieniowania, nagrzewa się w różnym stopniu. Powstająca siła elektromotoryczna zależy od różnicy temperatur między spoinami łączącymi ze sobą przewodniki. Przyrząd był podłączony do rejestratorów umożliwiających ciągły zapis wielkości wychyleń w funkcji czasu. Zarejestrowane godzinne wartości w cm (zapis analogowy) przeliczano na wartości energetyczne wg porównań zestawu swojeckiego z wzorcem promieniowania z IMGW. Cechowanie takie przeprowadzano raz w roku w dniach solarnych.

W Obserwatorium Wrocław-Swojec mierzono również promieniowanie rozproszone. W tym celu nad pyranometrem Janiszewskiego zainstalowano obręcz, która rzuca cień na kopułkę (codziennie wraz z wędrowką Słońca reguluje się jej wysokość) i w ten sposób odcina się dopływ promieniowania bezpośredniego. Z różnicy odczytów promieniowania całkowitego i rozproszonego obliczano natężenie promieniowania bezpośredniego na powierzchnię poziomą.

W roku 2000 zainstalowano stację meteorologiczną typu Campbell, gęstość strumienia promieniowania całkowitego i rozproszonego (w zakresie 0,3–3  $\mu\text{m}$ ) mierzono pyranometrami

SP1110. Stacja ta funkcjonuje do dziś i jest cennym źródłem porównań z odczytami  $K\downarrow$  na jednym z czujników bilansomierza różnicowego CNR-1.

Badania za pomocą dwóch pyranometrów (Janiszewskiego i SP1110) prowadzono równolegle przez 5 lat. Pyranometr Janiszewskiego cechowano regularnie z wzorcem IMGW w Warszawie, dzięki współpracy z dr. Januszem Podogrockim z Pracowni Bilansu Promieniowania IMGW. Pyranometr SP1110 także przecechowano (wyliczony współczynnik korygował wskazania do poziomu wzorca IMGW). Porównanie danych z lat 2000–2004 uzyskanych z tych dwóch pyranometrów wykazało brak istotnych różnic.

Od sierpnia 2007 r. w Obserwatorium Wrocław-Swojec zainstalowano także czujniki do pomiaru całkowitego bilansu promieniowania firmy Kipp&Zonen (bilansomierz różnicowy typu CNR-1), zakupione w ramach grantu realizowanego na potrzeby pracy. Równoległe zapisy promieniowania całkowitego mierzone czujnikami SP1110 i pyranopyrgeometrem CNR-1, dały dodatkową możliwość uzupełniania ewentualnych luk spowodowanych awariami. Porównanie zapisu z nowych przyrządów z danymi z SP1110 wykazało także brak istotnych różnic. Różnice promieniowania całkowitego między tymi czujnikami wahały się w granicach od ok. 1% w miesiącach letnich do ok. 3% w miesiącach zimowych. Podobny zakres różnic zaobserwowano, porównując między sobą wskazania dwóch czujników CNR-1, które umieszczono nad trawą i ugorem.

CNR-1 (fot. 3.1) to zestaw pomiarowy (pyranopyrgeometr) składający się z czterech czujników zwróconych parami ku górze i ku dołowi. Dwa z nich mierzą strumienie w zakresie promieniowania krótkofalowego (promieniowanie całkowite  $K\downarrow$  i odbite  $K\uparrow$ ), a dwa pozostałe w zakresie promieniowania długofalowego (wypromieniowanie Ziemi  $L\uparrow$  i atmosfery  $L\downarrow$ ). Daje to możliwość obliczenia całkowitego bilansu promieniowania wg formuły:

$$Q^* = (K\downarrow - K\uparrow) + (L\downarrow - L\uparrow) \quad [\text{Oke 1995, Paszyński i in. 1999}] \quad (1)$$

## 4.2. Promieniowanie całkowite

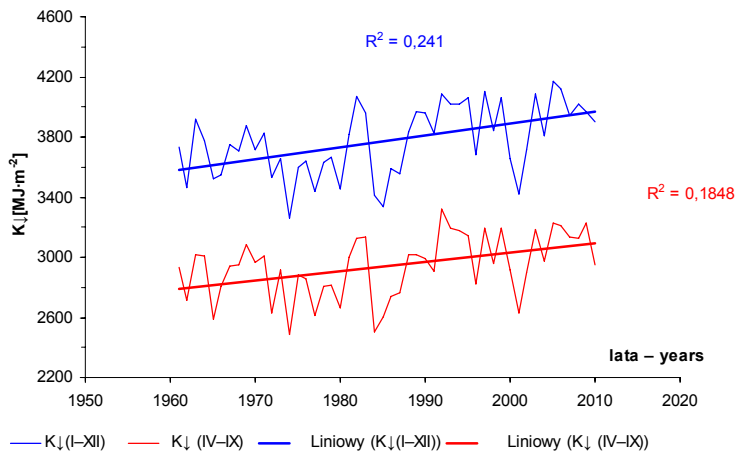
Promieniowanie całkowite  $K\downarrow$  we Wrocławiu-Swojcu w latach 1961–2010 osiągnęło średnią wartość  $3774,6 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2} \text{ rok}^{-1}$  (dla porównania w okresach 1961–1990 i 1971–2000 wynosiło odpowiednio:  $3673,4 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2} \text{ rok}^{-1}$  i  $3751,6 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2} \text{ rok}^{-1}$ ).

Dwa ostatnie dziesięciolecia 1991–2000 i 2001–2010 wyróżniają się najwyższymi średnimi wartościami ( $3935,0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2} \text{ rok}^{-1}$  i  $3918,1 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2} \text{ rok}^{-1}$ ), które bardzo mocno zaważyły na wzroście średniej pięćdziesięcioletniej. Temu gwałtownemu wzrostowi towarzyszył, notowany od lat 80. XX wieku, skokowy przyrost średniej wartości usłonecznienia [Bryś 2007, 2008a].

Granice wahań promieniowania całkowitego (rys. 4.1) w analizowanym okresie (1961–2010) stanowiły ekstrema  $3257,6 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$  (min. w 1974 r.) i  $4170,2 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$  (max. w roku 2005). Zgodnie z szerokością geograficzną Wrocławia-Swojca najwyższe sumy  $K\downarrow$  przypadają w okresie IV–IX, stanowiąc  $2940 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$  tj. średnio 77,9 % udziału w przebiegu sum rocznych. Znamiennym jest fakt, że udział sum półroczia ciepłego w przebiegu sum rocznych w latach 1961–1995 wynosił 77,8% [Bryś 2006b].

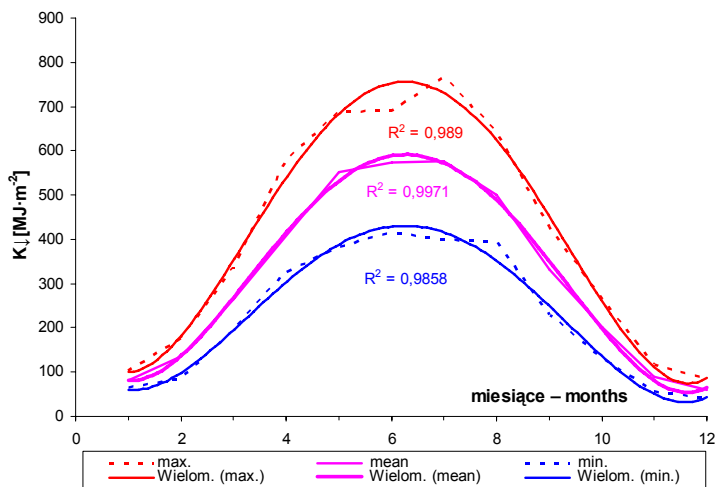
Przebieg roczny średnich, maksymalnych i minimalnych sum miesięcznych promieniowania całkowitego  $K\downarrow$  w pięćdziesięcioleciu 1961–2010 (rys. 4.2), zgodnie z rytmem klimatycznym, jest zbliżony do sinusoid funkcji okresowej. Wartość styczniowa ( $82,9 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ) wznosi się stromo do kulminacji letniej w lipcu ( $576,0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ), aby nieomal symetrycznie

spaść do minimum grudniowego ( $60,0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ). W uśrednionym dla lat 1961–2010 przebiegu rocznym sum miesięcznych promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  wyróżnia się zrównanie radiacyjne czerwca i lipca, które tworzą jego roczną kulminację oraz wysoki udział sum majowych. Lipiec wyróżnia się także najwyższymi wartościami ekstremalnymi (max.:  $766,0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$  i min.:  $399,1 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ).



Rys. 4.1. Przebieg sum rocznych (I–XII) i półrocznych (IV–IX) promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  we Wrocławiu-Swojcu w latach 1961–2010

Fig. 4.1. The course of annual (I–XII) and half-yearly (IV–IX) sums of global solar radiation  $K_{\downarrow}$  in Wrocław-Swojec in the years 1961–2010



Rys. 4.2. Przebieg roczny średnich, maksymalnych i minimalnych sum miesięcznych promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  w latach 1961–2010 we Wrocławiu-Swojcu w  $[\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}]$

Fig. 4.2. The annual course of monthly mean sums of global solar radiation  $K_{\downarrow}$  in the fifty years 1961–2010 in Wrocław-Swojec in  $[\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}]$

Podstawowe statystyki tej serii zamieszczono w tabeli 4.1. Zaznaczono tam również wartości w  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ .

Tabela 4.1. a) Podstawowe statystyki sum promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  [ $MJ \cdot m^{-2}$ ] w okresie 1961–2010 oraz b) średnie miesięczne wartości natężenia strumienia  $K_{\downarrow}$  [ $W \cdot m^{-2}$ ] w tym wieloletniu we Wrocławiu-Swojcu

Table 4.1. a) The basic statistics of global solar radiation sums  $K_{\downarrow}$  [ $MJ \cdot m^{-2}$ ] in the fifty years 1961–2010, b) average monthly values of intensity  $K_{\downarrow}$  [ $W \cdot m^{-2}$ ] in the multi-years in Wrocław-Swojec. Explanation: średnia – average, amplituda – range, odch. std. – standard deviation, wsp. zm. – variability coefficient, asymetria – asymmetry, kurtoza – curtosis; I, II, III, IV ...XII they are Jan., Feb., Mar., Apr. ... Dec., I – XII it's the annual period from January to December

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I–XII	IV–IX	XII–XI	XII–II	III–V	VI–VIII	IX–XI
1961–2010	82,9	136,4	264,8	408,7	551,3	573,1	576	498,9	332,1	200,8	89,8	60	3774,6	2940	3774,5	279,1	1224,7	1647,9	622,8
Średnia	103,6	176,1	333,1	573,8	688,7	697,7	766	641,2	426,1	264,2	116,2	83,7	4170,2	3322,9	4182,5	344,8	1437,9	1937,7	773,4
Max.	64,1	86,8	192,2	326,1	382,7	414,8	399,1	393,4	228,6	131,1	57,8	40,6	3257,6	2488,8	3272,7	233,4	1060,1	1350,5	527,1
Min.	39,5	89,3	140,9	247,7	306	282,9	366,9	247,8	197,5	133,1	58,4	43,1	912,6	834,1	909,8	111,4	377,8	587,2	246,3
Amplituda	9,79	21,06	34,79	51,68	72,7	62,92	79,18	52,18	47,26	30,45	13,4	9,21	233,49	210,14	231,84	25,72	99,75	135,22	58,53
Odch. std.	11,8	15,4	13,1	12,6	13,2	11	13,7	10,5	14,2	15,2	14,9	15,4	6,2	7,1	6,1	9,2	8,1	8,2	9,4
Wsp. zm.	0,04	-0,02	0,03	1,13	-0,5	-0,24	0,33	0,23	-0,13	0,08	-0,32	-0,14	-0,21	-0,38	-0,18	0,24	0,16	-0,07	0,48
Asymetria	-0,76	-0,72	-0,67	1,82	-0,31	-0,03	0,22	-0,03	-0,47	-0,52	-0,29	0,01	-0,87	-0,63	-0,89	-0,23	-0,89	-0,18	-0,08
Kurtoza																			
Średnia	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I – XII	IV – IX	XII – XI	XII – II	III – V	VI – VIII	IX – XI
1961–1990	81,6	134,8	261	390,2	534,8	557,4	559	483,3	327,7	197,9	86,9	58,9	3673,4	2852,3	3673,2	275,1	1186	1599,7	612,5
1971–2000	82,4	137,4	263,8	398,2	558,1	557,4	572,7	504,5	322,7	203,3	91,2	59,9	3751,6	2913,7	3751	279,1	1220,1	1634,6	617,1
2001–2010	85,1	138,8	278	453,6	566,6	600,2	591,6	502,2	344,5	204	94	59,7	3918,1	3058,7	3917,8	283,2	1298,2	1694	642,5

b) [ $W \cdot m^{-2}$ ]

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I–XII	IV–IX	XII–XI	XII–II	III–V	VI–VIII	IX–XI
1961–2010	31	55,9	98,9	157,7	205,8	221,1	215	186,3	128,1	75	34,6	22,4	119,6	186	119,6	35,8	154,1	207,3	79,2
Średnia	38,7	72,8	124,4	221,4	257,1	269,2	286	239,4	164,4	98,6	44,8	31,3	132,2	210,2	132,6	44,3	180,9	243,8	98,4
Max.	23,9	35,9	71,8	125,8	142,9	160	149	146,9	88,2	49	22,3	15,2	103,3	157,4	103,8	29,7	133,4	169,9	67
Min.	14,8	36,9	52,6	95,6	114,2	109,2	137	92,5	76,2	49,6	22,5	16,1	28,9	52,8	28,8	14,6	47,5	73,9	31,4
Amplituda	3,65	8,66	12,99	19,93	27,14	24,27	29,57	19,48	18,23	11,36	5,17	3,44	7,42	13,29	7,36	3,3	12,55	17,01	7,45
Odch. std.																			
Średnia	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I – XII	IV – IX	XII – XI	XII – II	III – V	VI – VIII	IX – XI
1961–1990	30,5	55,3	97,4	150,6	199,7	215,1	208,7	180,4	126,4	73,9	33,5	22	116,4	180,4	116,4	35,3	149,2	201,3	77,9
1971–2000	30,8	56,3	98,5	153,6	208,4	215,1	213,8	188,4	124,5	75,9	35,2	22,4	118,9	184,3	118,9	35,8	153,5	205,7	78,5
2001–2010	31,8	57	103,8	175	211,6	231,6	220,9	187,5	132,9	76,2	36,3	22,3	124,2	193,5	124,2	36,3	163,3	213,1	81,7

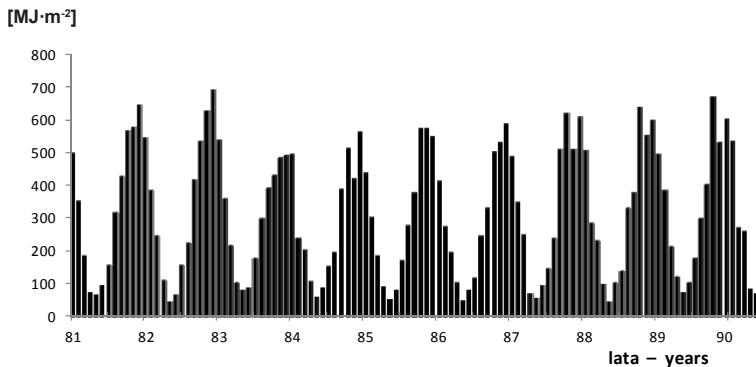
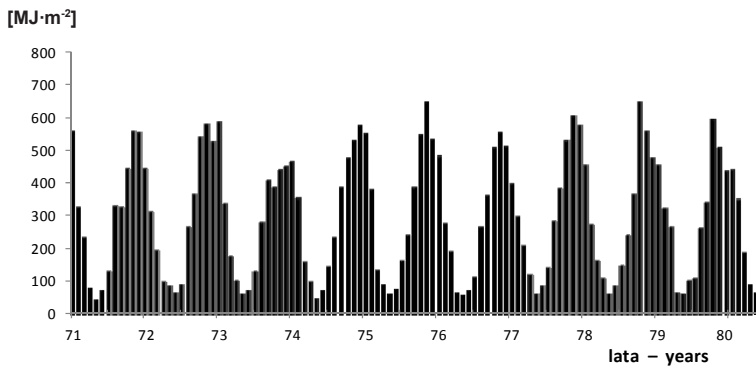
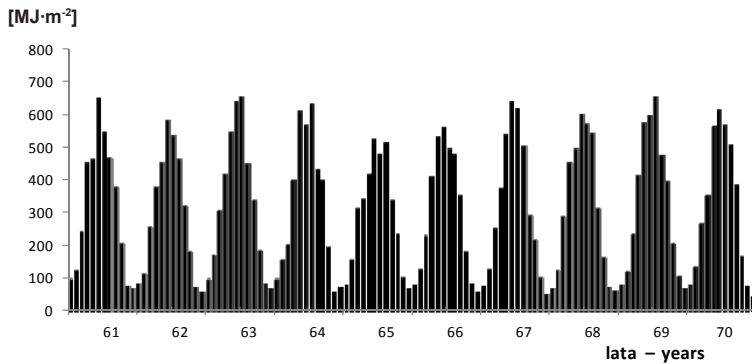
Względny niedobór sum czerwcowych  $K\downarrow$  w  $[MJ\cdot m^{-2}]$  w stosunku do uwarunkowań astronomicznych wiąże się z widocznym także w przebiegu usłonecznienia względnego (rys. 4.7 i 4.9) efektem wzrostu zachmurzenia i promieniowania rozproszonego, spowodowanego oddziaływaniem tzw. „monsunu europejskiego”. Nadzwyczaj wysokie średnie sumy majowe  $K\downarrow$  związane są z adwekcją bardzo czystych mas pochodzenia arktycznego, które wpływają na wzrost udziału promieniowania bezpośredniego [Bryś 1997, Dubicka 1994]. W przypadku wartości minimalnych zwracają uwagę wysokie sumy ekstremum sierpniowego i kwietniowego świadczące o uprzywilejowaniu radiacyjnym tych miesięcy. Wiążą się one z oddziaływaniem układów cyrkulacyjnych generowanych przez wpływ Atlantyku na klimat Europy Środkowej [Barry i Carleton 2001, Dubicka 1994, Marsz 2005, Marsz i Styszyńska 2002, 2006]. Roczny przebieg średnich sum miesięcznych w poszczególnych dziesięcioleciach ukazano na rysunku 4.3. Zanotowano kolejno następujące średnie sumy promieniowania całkowitego  $K\downarrow$ :

1961–1970	3700,3 $MJ\cdot m^{-2} rok^{-1}$
1971–1980	3569,5 $MJ\cdot m^{-2} rok^{-1}$
1981–1990	3750,3 $MJ\cdot m^{-2} rok^{-1}$
1991–2000	3935,0 $MJ\cdot m^{-2} rok^{-1}$
2001–2010	3918,1 $MJ\cdot m^{-2} rok^{-1}$

Rosnące od lat 80. XX w. sumy promieniowania całkowitego  $K\downarrow$ , a zwłaszcza jego składowej – promieniowania bezpośredniego  $I_S$  (padającego na powierzchnię poziomą i obliczanego jako różnicę między promieniowaniem całkowitym a rozproszonym – rys. 4.4) potwierdzają także zanotowane ilości godzin ze Słońcem w pomiarach usłonecznienia (rys. 4.6–4.8). Wyraźny jest natomiast po roku 1980 spadek drugiej składowej promieniowania całkowitego – promieniowania rozproszonego  $I_D$  (rys. 4.5) związany z uwarunkowaniami cyrkulacyjnymi i zmianami przeźroczystości atmosfery w związku ze zmniejszeniem się zanieczyszczenia powietrza po przemianach gospodarczych w Europie.

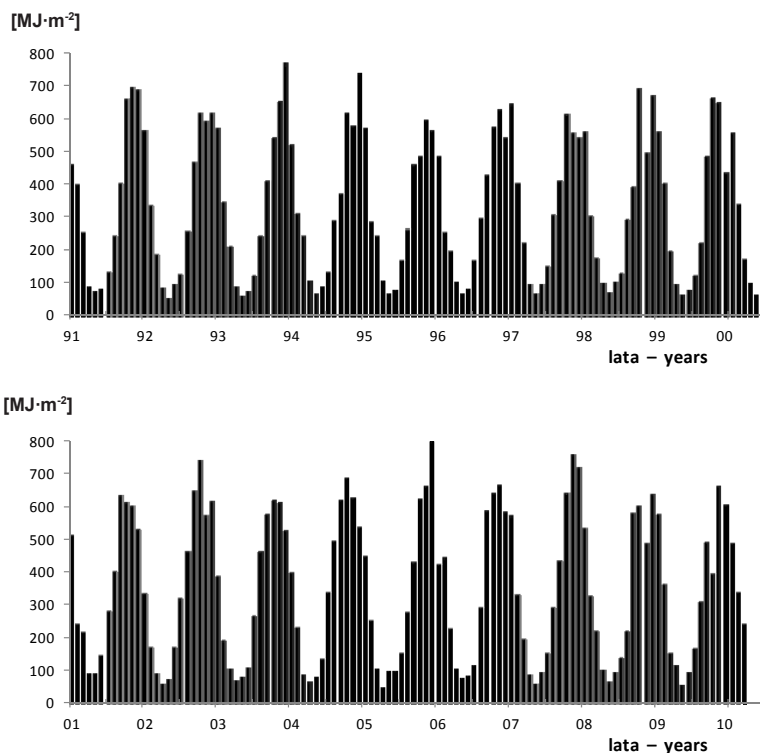
Przy uzupełnianiu luk w rejestracji promieniowania całkowitego niezbędna jest znajomość usłonecznienia względnego  $S_r$ . W artykułach autorki [Bryś 2007b, 2008a, Bryś i Bryś 2005b, 2007] można prześledzić dokładne opracowania serii usłonecznienia we Wrocławiu-Swojcu.

Usłonecznienie względne  $S_r$  daje możliwość porównania ilości godzin ze Słońcem między miejscowościami o różnych szerokościach geograficznych, gdyż eliminuje długość dnia. Dysponując długą serią dobowych wartości promieniowania całkowitego  $K\downarrow$  i usłonecznienia względnego  $S_r$ , a także odczytanym z tablic aktynometrycznych promieniowaniem na górnej granicy atmosfery  $I_o$ , zastosowano wzór Angströma-Blacka oraz reprezentatywne dla Wrocławia i Dolnego Śląska empiryczne współczynniki regresji  $a$  i  $b$  tego wzoru [Bryś 1997, Bryś 2002a] do odtworzenia serii promieniowania całkowitego dla Wrocławia od roku 1875 do 1960 [Bryś 1997, Bryś i Bryś 2007]. W warunkach zmienności klimatu Polski stosowanie lokalnych współczynników dla wszystkich miesięcy zwiększa dokładność obliczeń sum promieniowania całkowitego. Nowe współczynniki dla roku (I–XII) dla Wrocławia i Niziny Śląskiej (tab. 4.2) wynoszą  $a = 0,22$  i  $b = 0,57$  [Bryś 1997, 2002a] i różnią się od współczynników Podogrockiego (tab. 4.3):  $a = 0,21$  i  $b = 0,56$  uśrednionych dla całej Polski [Podogrocki 1978, 2002].



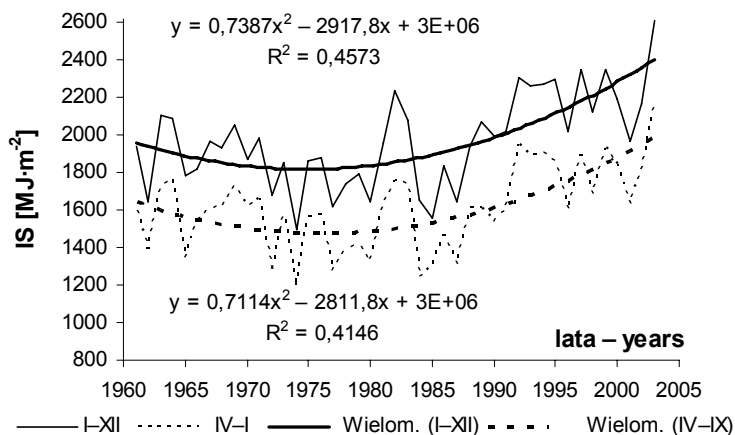
Rys. 4.3a. Roczny przebieg średnich sum miesięcznych promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ] w latach 1961–1970, 1971–1980, 1981–1990 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 4.3a. The annual course of monthly mean sums of global solar radiation  $K_{\downarrow}$  [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ] in the years 1961–1970, 1971–1980, 1981–1990 in Wrocław-Swojec



Rys. 4.3b. Roczny przebieg średnich sum miesięcznych promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ] w latach 1991–2000 i 2001–2010 we Wrocławiu-Swojcu

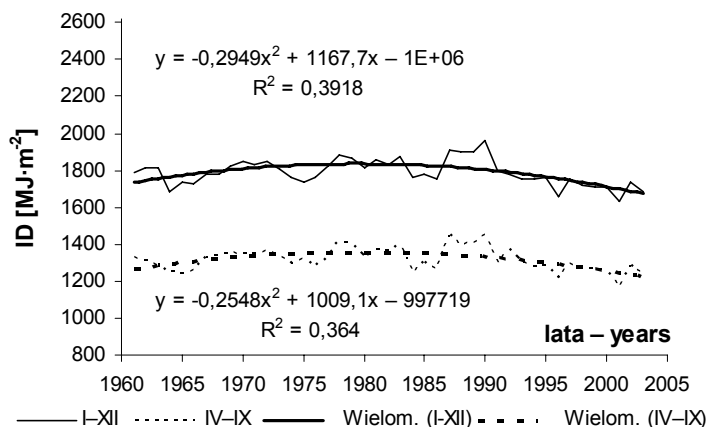
Fig. 4.3b. The annual course of monthly mean sums of global solar radiation  $K_{\downarrow}$  [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ] in the years 1991–2000 i 2001–2010 in Wrocław-Swojec



Rys. 4.4. Przebieg sum rocznych (I–XII) i półroczna wegetacyjnego (IV–IX) promieniowania bezpośredniego  $IS$  w latach 1961–2003 we Wrocławiu-Swojcu [Bryś 2005]

Fig. 4.4. The course of annual (I–XII) and growing half-year (I–X) sums of direct solar radiation  $IS$  in the years 1961–2003 in Wrocław-Swojec [Bryś 2005]





Rys. 4.5. Przebieg sum rocznych (I–XII) i półrocza wegetacyjnego (IV–IX) promieniowania rozproszonego  $ID$  w latach 1961–2003 we Wrocławiu-Swojcu [Bryś 2005]

Fig. 4.5. The course of annual (I–XII) and growing half-year (IV–IX) sums of diffuse solar radiation  $ID$  in the years 1961–2003 in Wrocław-Swojec [Bryś 2005]

Tabela 4.2. Współczynniki regresji do wzoru Blacka (a, b) dla Wrocławia i Niziny Śląskiej wg Bryś [1998, 2002a]

Table 4.2. The regression coefficients for Black's formula (a, b) for Wrocław and Silesian Lowland according to Bryś [1998, 2002]

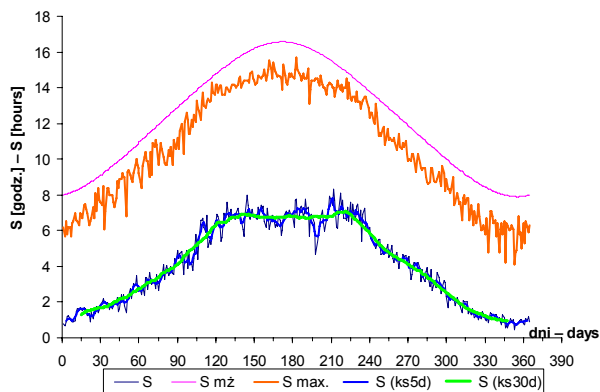
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
a	0,221	0,215	0,225	0,227	0,223	0,242	0,237	0,233	0,226	0,203	0,188	0,197
b	0,541	0,573	0,563	0,565	0,565	0,542	0,550	0,528	0,571	0,575	0,604	0,573

Tabela 4.3. Współczynniki regresji do wzoru Blacka (a, b) dla Polski wg Podogrockiego [1978]

Table 4.3. The regression coefficients for Black's formula (a,b) for Poland according to Podogrocki [1978]

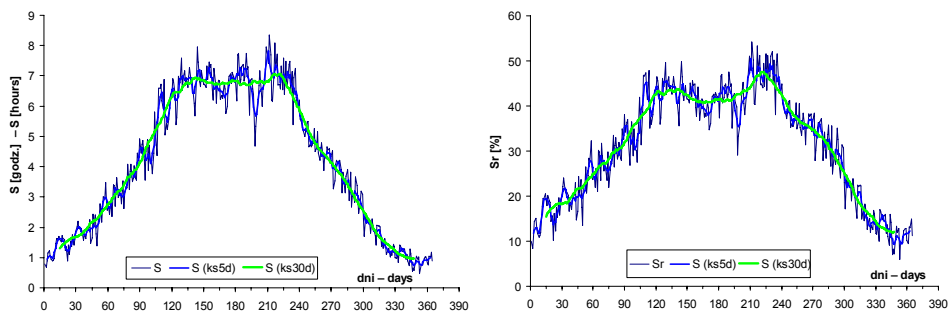
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
a	0,210	0,210	0,215	0,215	0,210	0,225	0,225	0,215	0,220	0,195	0,170	0,200
b	0,555	0,585	0,595	0,575	0,580	0,560	0,550	0,540	0,530	0,555	0,595	0,570

Widoczne w czerwcu i lipcu obniżenie wartości usłonecznienia rzeczywistego (rys. 4.6) i względnego (rys. 4.7) rejestruje pojawianie się w tym czasie w Polsce południowo-zachodniej wzmożonego zachmurzenia, oddziałującego na warunki transmisji promieniowania. Na rysunku 4.8 ukazano przebieg roczny dobowych wartości maksymalnego usłonecznienia względnego  $Sr_{max}$  [%] i tu także widoczne jest obniżenie wartości w tym okresie. Zwraça przy tym uwagę fakt wyraźnego podwyższenia wartości dobowych  $Sr_{max}$  w 52-leciu (1961–2012) w stosunku do 40-lecia (1961–2000). Średnia roczna tych wartości wzrosła bowiem z 84 na 85,7%, a w niektórych przypadkach dobowych w miesiącach jesiennych wzrost ten osiągnął nawet ok. 20%. Silne zmiany (do ok. 15%) zanotowano także zimą i wiosną. W znacznej mierze związane było to ze zmianami usłonecznienia dokonującymi się w latach 2007–2012 (rys. 4.9).



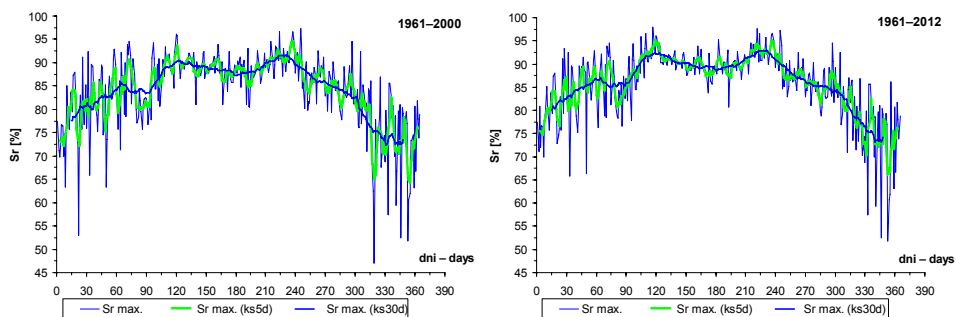
Rys. 4.6. Przebieg roczny średnich sum dobowych usłonecznienia rzeczywistego  $S$ , usłonecznienia możliwego  $S m\dot{z}$  i usłonecznienia maksymalnego  $S max.$  oraz 5- i 30-dniowych ( $ks5d$ ,  $ks30d$ ) konsekwentnych średnich dobowych  $S$  we Wrocławiu-Swojcu w latach 1961–2012

Fig. 4.6. The annual course of daily mean sums of effective sunshine duration  $S$ , possible sunshine  $S m\dot{z}$  and maximum sunshine  $S max.$  and 5- and 30-day ( $ks5d$ ,  $ks30d$ ) consecutive average of the diurnal  $S$  in Wrocław-Swojec in the years 1961–2012



Rys. 4.7. Przebieg roczny średnich dobowych wartości usłonecznienia: względnego  $Sr$  [%] (wykres po prawej) i rzeczywistego  $S$  (wykres po lewej) oraz ich 5- i 30-dniowych ( $ks5d$ ,  $ks30d$ ) konsekwentnych średnich dobowych wartości we Wrocławiu-Swojcu w latach 1961–2012

Fig. 4.7. The annual course of daily mean values of relative sunshine duration  $Sr$  [%] (the graph on the right) and sunshine duration  $S$  [hours] (the graph on the left) and their 5- and 30-day ( $ks5d$ ,  $ks30d$ ) diurnal consecutive averages in Wrocław-Swojec in the years 1961–2012



Rys. 4.8. Przebieg roczny średnich dobowych wartości usłonecznienia względnego maksymalnego  $Sr\ max.$  [%] oraz jego 5- i 30-dniowych ( $ks5d$ ,  $ks30d$ ) konsekwentnych średnich dobowych wartości we Wrocławiu-Swojcu w latach 1961–2000 i 1961–2012

Fig. 4.8. The annual course of daily mean values of relative sunshine duration  $Sr\ max.$  [%] and its 5- and 30-day ( $ks5d$ ,  $ks30d$ ) diurnal consecutive averages in Wrocław-Swojiec in the years 1961–2000 and 1961–2012

Poniżej zestawiono średnie roczne sumy usłonecznienia rzeczywistego  $S$  (w godz.) we Wrocławiu-Swojcu w kolejnych dziesięcioleciach.

W latach 1961–1970 zanotowano 1419,5 godz. ze Słońcem,

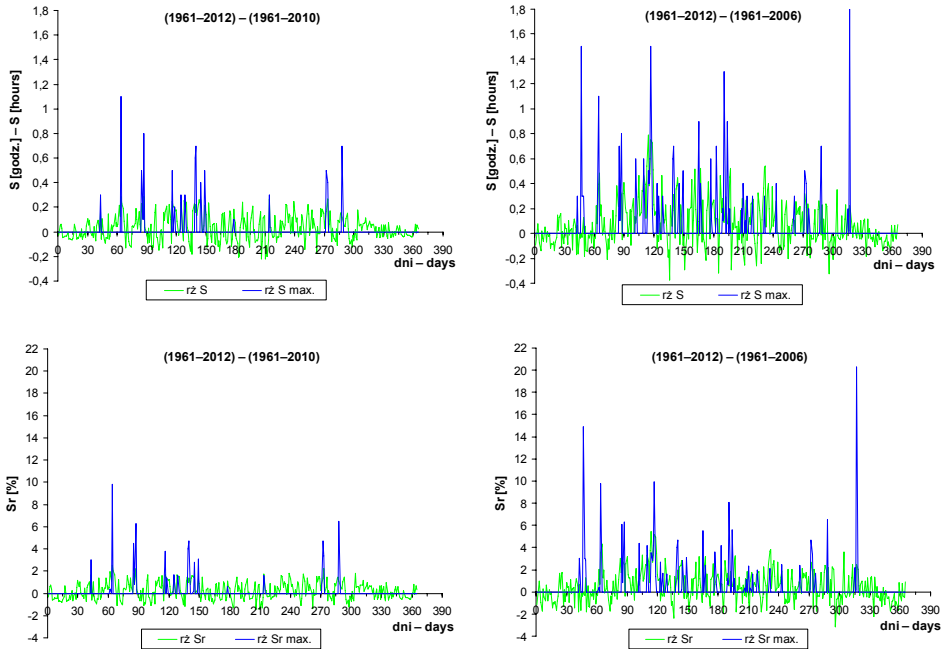
1971–1980 1299,0,

1981–1990 1433,1,

1991–2000 1635,0,

2001–2010 1702,9 (w tym 77,3% udziału to sumy IV–IX).

Średnie te stanowią uzupełnienie podstawowych statystyk  $S$  we Wrocławiu-Swojcu przedstawionych w tabeli 4.4 osobno dla lat 1961–2010 oraz 1961–2012. W tym 52-leciu nastąpił wzrost średnich sum rocznych o 11,8 godz. w stosunku do 50-lecia, z tego 7,9 godz. przypadło na półrocze ciepłe IV–IX. Największy przyrost (6,8 godz.) średnich sum  $S$  wystąpił wiosną, głównie w maju (2,9 godz.) i marcu (2,4 godz.). Nieco słabszy wzrost (o 5,2 godz.) zanotowano w okresie VIII–XI. W zestawieniu tym zwraca uwagę także fakt, że współczynnik zmienności sum miesięcznych  $S$  jest najniższy dla miesięcy V–X, z sierpniowym minimum 20,2% dla badanego 52-lecia. Marzec i kwiecień z wartościami ok. 29% pełnią rolę miesięcy przejściowych w stosunku do wysokich wartości (od ok. 34 do ok. 47%) tego współczynnika w miesiącach zimowych i listopadzie. Maksymalne wartości współczynnika zmienności osiąga w grudniu (47,2% w 52-leciu wobec 47,7% w latach 1961–2010). Rekordowo wysokie wartości sum  $S$  w marcu (178,8 godz.) i listopadzie (104,2 godz.) 2011 r., przekraczające dotychczasowe 50-letnie maksima odpowiednio o 29,1 godz. i 24 godz., spowodowały też skokowe zmiany we współczynniku zmienności. W 52-leciu wartości tego współczynnika wyniosły 28,8% w marcu (wobec 28% w 50-leciu) i aż 39,2% w listopadzie (wobec 36,6% w latach 1961–2010).



Rys. 4.9. Przebieg roczny różnic pomiędzy wieloleciami 1961–2012 i 1961–2010 (wykresy po lewej) oraz 1961–2012 i 1961–2006 (wykresy po prawej) średnich dobowych wartości usłonecznienia rzeczywistego  $S$ , usłonecznienia względnego  $Sr$  oraz ich maksymalnych wartości ( $S_{max.}$ ,  $Sr_{max.}$ ) we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 4.9. The annual course of differences between the multi-years 1961–2012 and 1961–2010 (the graphs on the left), and also 1961–2012 and 1961–2006 (the graphs on the right) of daily mean values of sunshine duration  $S$ , relative sunshine duration  $Sr$  and their maximal values ( $S_{max.}$ ,  $Sr_{max.}$ ) in Wrocław-Swojec

O pełnym obrazie stosunków solarnych decydują czynniki cyrkulacyjne i ich sezonowe oraz wieloletnie trendy zmienności. Rysunki 4.10a,b przedstawiają helioizoplety usłonecznienia względnego ( $Sr$  w przedziałach 5-procentowych), obejmujące zakres od 4 do 22 godz. CET (skok godzinowy) dla średnich wartości miesięcznych, w kolejnych dziesięcioleciach i w całym pięćdziesięcioleciu 1961–2010.

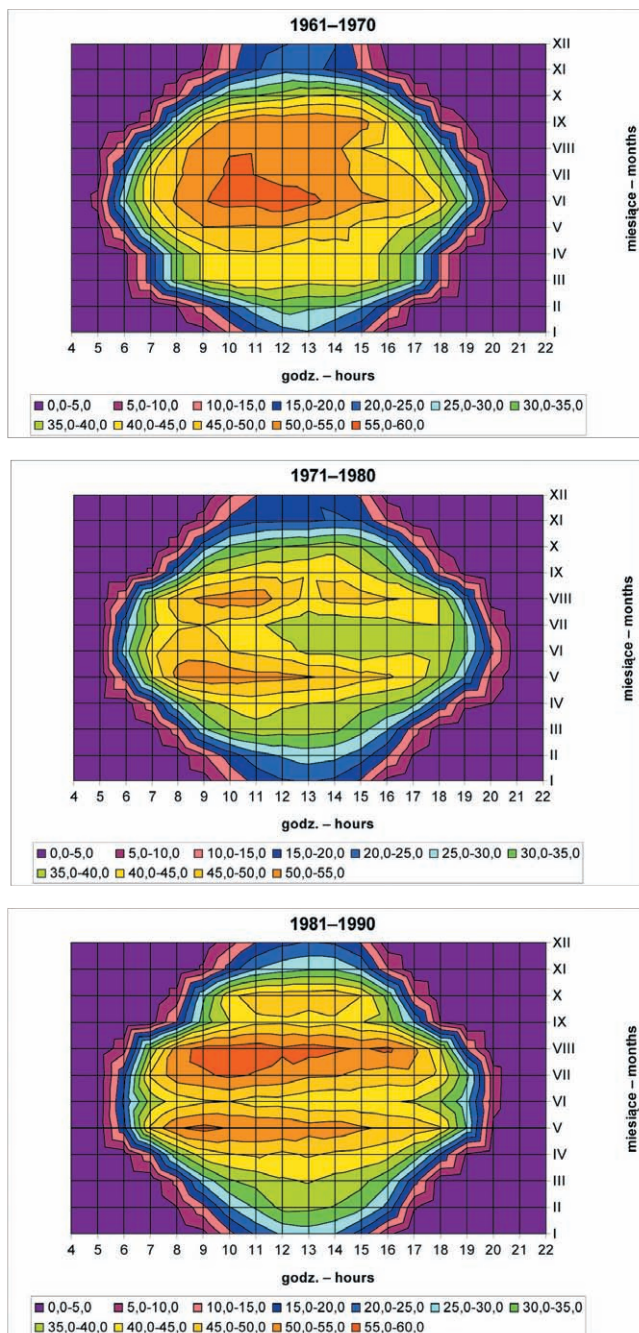
Dynamika zmian usłonecznienia względnego  $Sr$  ukazuje wyraźne osłabienie jego wartości w latach 1971–1980 (rys. 4.10a), co wiąże się z istotnymi zmianami w skali makrocyrkulacyjnej, będącymi skutkiem zmiany fazy Oscylacji Północno-Atlantyckiej (NAO) z negatywnej na pozytywną [Bryś i Bryś 2002, 2005b, Marsz i Styszyńska 2002]. Z aktywizacją przepływów strefowych w Europie i nad północnym Atlantykiem związany jest wzrost równowagi chwiejnej, co skutkuje w okresie letnim wzrostem zachmurzenia typu konwekcyjnego [Dubicka 1998, Bryś 2008a]. We wcześniejszych pracach dotyczących usłonecznienia we Wrocławiu [Dubicka i Karal 1988] podkreśla się m.in. uprzywilejowanie miesięcy jesiennych, a w przebiegu dziennym – godzin przedpołudniowych.

Tabela 4.4. Podstawowe statystyki dla sum miesięcznych, rocznych (I–XII) i półrocza ciepłego (IV–IX) usłonecznienia S [godz.] oraz dla stosunku [%] sum S z okresu (IV–IX/sumy roczne S we Wrocławiu-Swojcu dla wieloleci 1961–2010 oraz 1961–2012

Table 4.4. The basic statistics of monthly, annual (I–XII) and warm half-year (IV–IX) sums of sunshine duration S [hours] and for relation [%] of sums S from the period (IV–IX/annual sums S in Wrocław-Swojec for the periods 1961–2010 and 1961–2012. Explanation: as in Tab. 4.1; Okres – period; Rok or I–XII it's the annual period from January to December

1961–2010								
Okres	Średnia	Min.	Max.	Amplituda	Asymetria	Kurtoza	Odch. std.	Wsp. zm.
I	42	10,5	88,5	78	0,76	0,27	18,1	43,1
II	60,5	15,1	106,8	91,7	0,07	-0,48	21,1	34,9
III	100,3	35,8	149,7	113,9	-0,08	-0,69	28,1	28
IV	153,8	85,9	280,9	195	0,92	0,9	45	29,3
V	206,9	88,5	307	218,5	-0,36	-0,61	52,7	25,5
VI	202	113,1	305,9	192,8	0	-0,7	45,2	22,4
VII	210,3	103,6	359	255,4	0,38	0,64	54,7	26
VIII	208,4	123,3	304	180,7	0,3	-0,46	42,3	20,3
IX	137,4	65,8	219,1	153,3	0,23	-0,6	38,2	27,8
X	100,2	37,2	167,8	130,6	-0,01	-0,32	29,6	29,5
XI	45,9	14,7	80,2	65,5	0,13	-0,58	16,8	36,6
XII	30,4	5,7	68,9	63,2	0,61	0,51	14,5	47,7
I–XII	1498,2	1167,5	1951,2	783,7	0,03	-1,11	203,8	13,6
IV–IX	1118,9	749,6	1440,1	690,5	0,03	-0,79	170,9	15,3
(IV–IX)/Rok	74,6	64,1	84,2	20,1	-0,28	0,43	4	5,4
1961–2012								
Okres	Średnia	Min.	Max.	Amplituda	Asymetria	Kurtoza	Odch. std.	Wsp. zm.
I	41,5	10,5	88,5	78	0,81	0,36	18	43,4
II	61	15,1	106,8	91,7	0,01	-0,46	20,9	34,3
III	102,7	35,8	178,8	143	0,12	-0,37	30,3	29,5
IV	155,3	85,9	280,9	195	0,82	0,72	44,7	28,8
V	209,8	88,5	307	218,5	-0,35	-0,6	53,7	25,6
VI	202,4	113,1	305,9	192,8	-0,01	-0,7	44,8	22,1
VII	210,1	103,6	359	255,4	0,39	0,68	54	25,7
VIII	210	123,3	304	180,7	0,22	-0,56	42,4	20,2
IX	139,3	65,8	219,1	153,3	0,17	-0,71	38,8	27,9
X	100,9	37,2	167,8	130,6	-0,08	-0,28	29,2	28,9
XI	46,9	14,7	104,2	89,5	0,58	0,64	18,4	39,2
XII	30,3	5,7	68,9	63,2	0,65	0,65	14,3	47,2
I–XII	1510	1167,5	1951,2	783,7	0	-1,14	209,1	13,8
IV–IX	1126,8	749,6	1440,1	690,5	-0,04	-0,87	172,3	15,3
(IV–IX)/Rok	74,6	64,1	84,2	20,1	-0,25	0,47	3,9	5,2

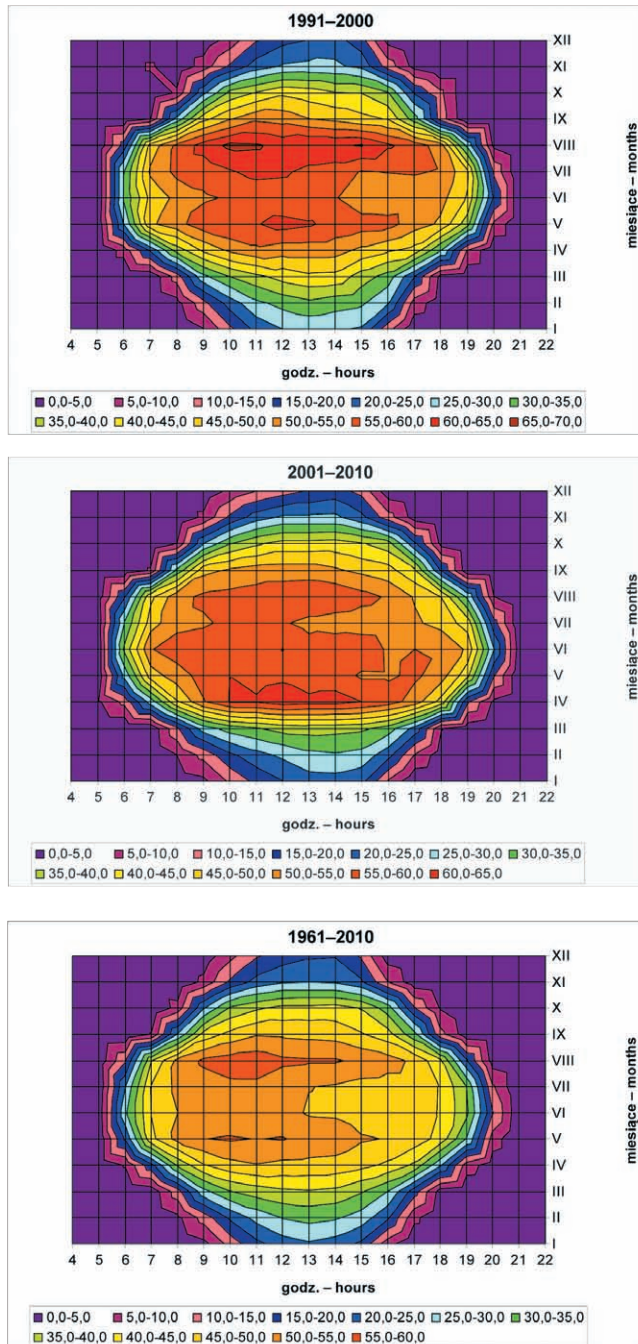
Dwa ostatnie dziesięciolecia miały charakter bardziej złożony, notowano wtedy największy wzrost usłonecznienia względnego (rys. 4.10b). W latach tych pojawiają się średnie wartości  $S_r$  w przedziale 60,1–65% a nawet 65,1–70%. Podobne zmiany reżimu solarne go zauważono w Obserwatorium Uniwersytetu Wrocławskiego [Dubicka i in. 1995, Dubicka i Pyka 2001] i Łodzi [Podstawczyńska 2007]. Ostatnie dziesięciolecie 2001–2010 charakteryzuje się dużymi zmianami, a maksimum usłonecznienia względnego (60,1–65%) przesunęło się na godziny przedpołudniowe kwietnia. W tym okresie padły także rekordy liczby godzin ze Słońcem: lipiec 2006 r. (359 godz.), czerwiec 2003 r. (305,9 godz.), wrzesień 2005 r. (219,1 godz.).



Rys. 4.10a. Helioizoplety średnich wartości usłonecznienia względnego [%] we Wrocławiu-Swojcu w dziesięcioleciach 1961–1970, 1971–1980, 1981–1990

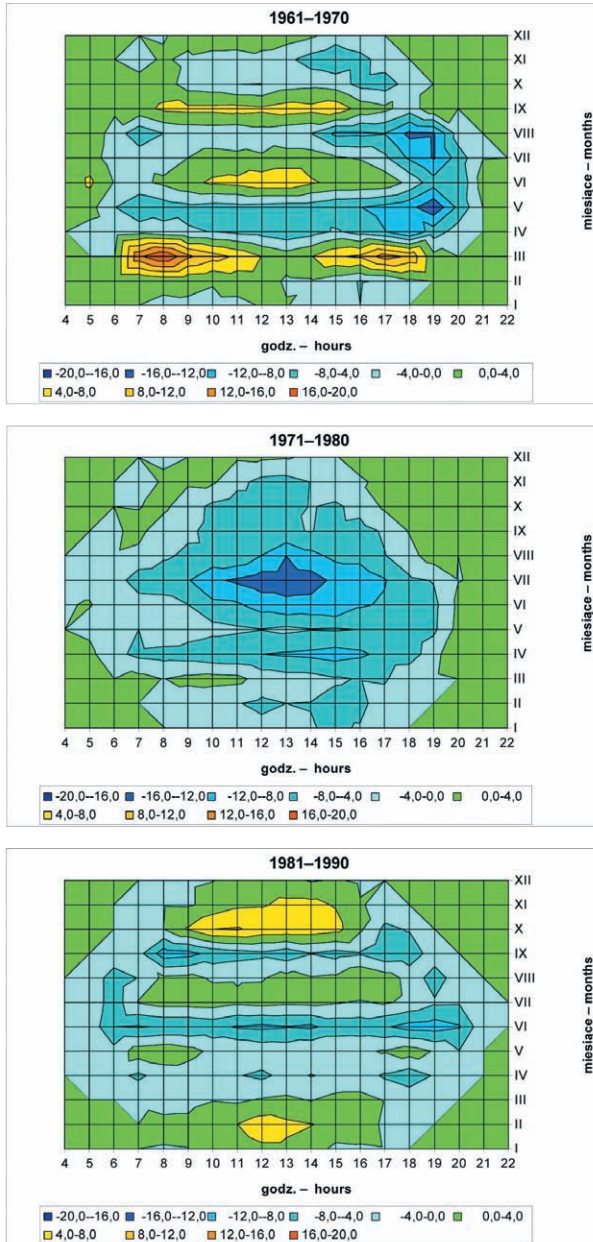
Fig. 4.10a. The helioisopleths of average values of relative sunshine duration [%] in the following decades in Wrocław-Swojcu in the years 1961–1970, 1971–1980, 1981–1990





Rys. 4.10b. Helioizoplety średnich wartości usłonecznienia względnego [%] we Wrocławiu-Swojcu w dziesięcioleciach 1991–2000, 2001–2010 oraz pięćdziesięcioleciu 1961–2010

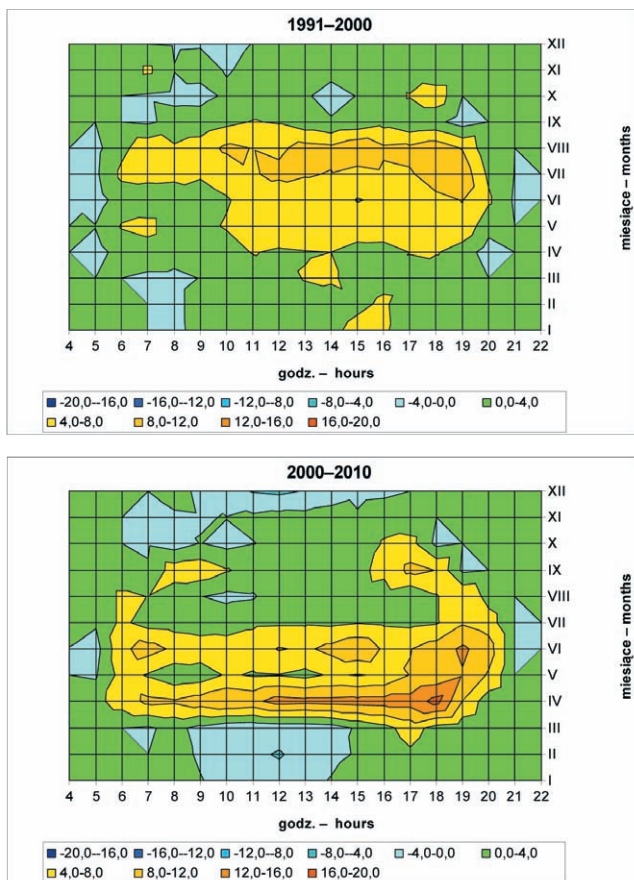
Fig. 4.10b. The helioisopleths of average values of relative sunshine duration [%] in the following decades in the years 1991–2000, 2001–2010 and the 50-year period 1961–2010 in Wrocław-Swojec



Rys. 4.11a. Helioizoplety różnic wartości usłonecznienia względnego [%] w dziesięcioleciach 1961–1970, 1971–1980, 1981–1990 w stosunku do okresu referencyjnego 1961–2010 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 4.11a. The helioisopleths of difference value of relative sunshine duration [%] in the following decades 1961–1970, 1971–1980, 1981–1990 in a relations to the reference period 1961–2010 in Wrocław-Swojec



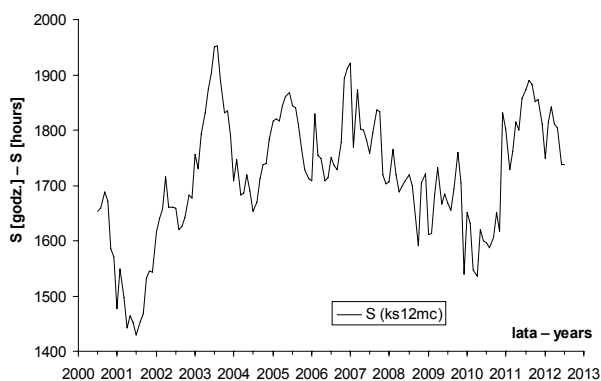


Rys. 4.11b. Helioizoplety różnic wartości usłonecznienia względnego [%] w dziesięcioleciach 1991–2000 i 2001–2010 w stosunku do okresu referencyjnego 1961–2010 we Wrocławiu-Swojcu  
 Fig. 4.11b. The helioisopleths of difference value of relative sunshine duration [%] in the following decades 1991–2000, 2001–2010 in a relations to the reference period 1961–2010 in Wrocław-Swojec

Sierpień i maj to miesiące cechujące się największą liczbą godzin ze Słońcem w badanym pięćdziesięcioleciu, nie tylko w przebiegu dobowym (max. Sr 55,1–60% od godz. 9. do 14. dla VIII oraz od godz. 9.30 do 10.30 i godz. 11.30 do 12. dla V), ale także w sumach miesięcznych usłonecznienia rzeczywistego S. Rekordowe wartości wystąpiły tu w drugiej połowie lat 90. ubiegłego wieku oraz w ostatnich dziesięciu latach. W 1997 r. zarejestrowano maksimum sierpniowe 304 godz., a w 2003 r. jego wtórne max. 301,8 godz. Ponadto w maju 2011 r. zanotowano aż 303 godz. ze Słońcem, a więc wartość nieco tylko niższą od rekordowej 307 godz. z maja 1999 r. Takie uprzywilejowanie tych miesięcy potwierdzają także badania Koźmińskiego i Michalskiej nad usłonecznieniem w Polsce w latach 1951–2000 [Koźmiński i Michalska 2005]. Notowana we Wrocławiu duża dynamika zmian wieloletnich powoduje, że różnie jest oceniana wielkość S na tle wartości innych obszarów Polski. Dubicka [1994] korzystając ze średniej sumy S dla Wrocławia z lat 1946–80 oraz danych Kuczmarzkiego [1990] dla pozostałych ziem Polski, zalicza Wrocław do obszarów o umiarkowanej wielkości usłonecznienia.

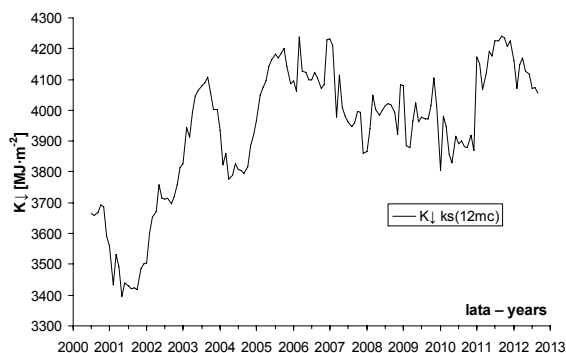
Inaczej sytuują usłonecznienie wrocławskie Koźmiński i Michalska [2005], według których jest ono znamienne dla regionu o dużym usłonecznieniu i najmniejszej zmienności w Polsce.

Na rysunku 4.11a,b przedstawiono różnice wartości usłonecznienia względnego w poszczególnych dziesięcioleciach w stosunku do okresu referencyjnego 1961–2010, w uśrednionym dla każdego miesiąca przebiegu dobowym. W latach 1961–1970 największe dodatnie różnice usłonecznienia względnego w stosunku do średniej z lat 1961–2010 obserwowano w marcu (nawet do 20%). W latach 1971–1980 obserwowano niedobory ilości godzin ze Słońcem we wszystkich miesiącach roku, minimum lipcowe sięgało w stosunku do wielolecia także 20%. Nadwyżki liczby godzin ze Słońcem pojawiły się w latach 1981–1990, zwłaszcza w lutym i październiku (4–8%), w następnym okresie 1991–2000 objęły swym zasięgiem cały okres wegetacyjny, dochodząc w sierpniu do 12%. W ostatnim dziesięcioleciu 2001–2010 przesunęły się na wiosnę, a kwiecień z nadwyżką usłonecznienia względnego o 20%, okazał się najbardziej nasłoneczniony w stosunku do okresu odniesienia 1961–2010.



Rys. 4.12. Przebieg 12-miesięcznych sum konsekwentnych (ks12mc) usłonecznienia rzeczywistego  $S$  w okresie od I 2000 do XII 2012 r. we Wrocławiu-Swojcu

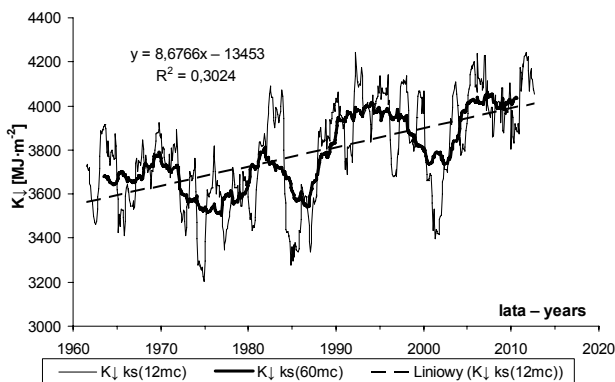
Fig. 4.12. The course of 12-months consecutive sums (ks12 mc) of effective sunshine duration  $S$  for the period from Jan. 2000 to Dec. 2012 in Wrocław-Swojec



Rys. 4.13. Przebieg konsekwentnych sum 12-miesięcznych (ks12mc) promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  w Obserwatorium Wrocław-Swojec w okresie I 2000–XII 2012

Fig. 4.13. The course of 12-months consecutive sums (ks12mc) of global solar radiation  $K_{\downarrow}$  in Wrocław-Swojec Observatory for the period from Jan. 2000 to Dec. 2012

Do interpretacji wyników prowadzonych badań bardzo ważne znaczenie posiada zmienność warunków solarno-radiacyjnych w ostatnich 13 latach. Przedstawione na rysunku 4.12 przebiegi 12-miesięcznych sum konsekwentnych *ks12mc* usłonecznienia rzeczywistego  $S$  w okresie I 2000–XII 2012 we Wrocławiu-Swojcu ukazują, że minimum (1429,1 godz.) przypada na okres I–XII 2001, natomiast pierwsze maksimum (1953,2 godz.) na okres II 2003–I 2004. Maksimum roku kalendarzowego wynosi 1951,2 godz. i wypada w roku 2003. Wtórne maksimum – 1921,1 godz. przypada na okres VII 2006–VI 2007. W przebiegu konsekwentnych sum 12-miesięcznych usłonecznienia rzeczywistego, chociaż stosunkowo często zauważamy duże podobieństwo przebiegu do sum konsekwentnych promieniowania całkowitego (rys. 4.13), to jednak występują tu również wyraźne różnice. Pierwsze górowanie odpowiednich wartości dla  $K\downarrow$  przypadające na okres II 2003–I 2004 ma charakter dopiero czwartego maksimum (4109,3  $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ) w rozpatrywanym 12-leciu. Nie tylko w tym przypadku pojmowany relatywnie pułap wartości  $K\downarrow$  kształtuje się słabiej lub inaczej, niż jest to w analogicznym przebiegu  $S$ . Wyższe wartości w analizowanych sumach  $K\downarrow$  reprezentują bowiem trzy następne w czasie wtórne maksima, które tak jak w  $S$  zauważalne są między rokiem 2005 a 2008 (4201  $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$  w okresie III 2005–II 2006, a potem 4239,3  $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$  w okresie III 2005–II 2006 oraz 4230,7  $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$  w okresie VII 2006–VI 2007). Kolejna, ale w przeciwieństwie do następstwa górowań  $S$ , najwyższa kulminacja  $K\downarrow$  osiągająca 4240,6  $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ , która następuje po trwającym do początku 2010 roku spadku badanych wartości  $S$  i  $K\downarrow$ , dotyczy dopiero okresu II 2010–I 2012. Z okresem tym związane jest trzecie co do wartości *ks12mc* maksimum  $S$  (1890,6 godz.).



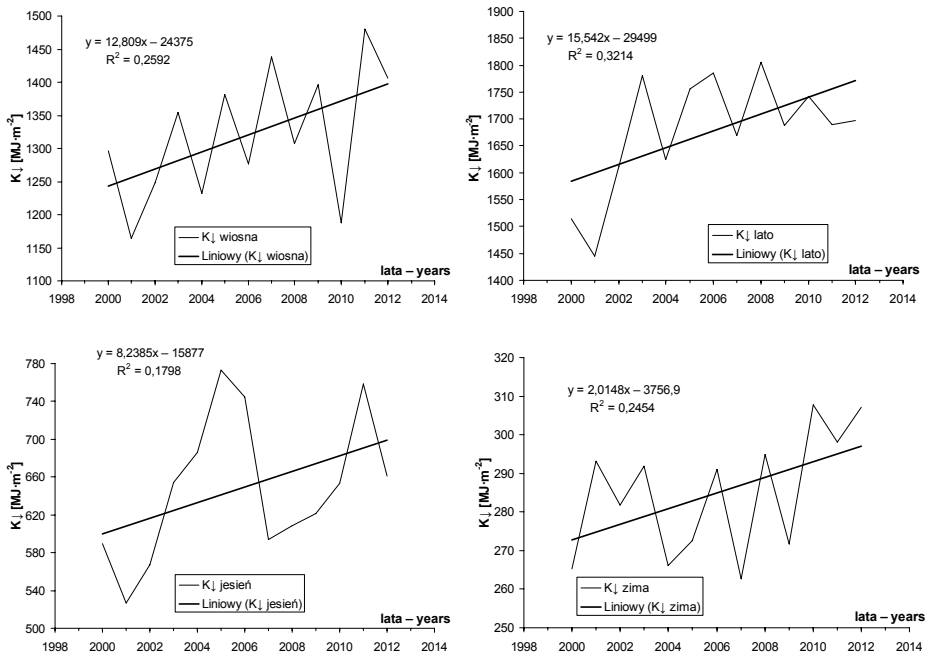
Rys. 4.14. Przebiegi 12-miesięcznych (*ks12mc*) i 60- miesięcznych (*ks60mc*) sum konsekwentnych promieniowania całkowitego  $K\downarrow$  w okresie I 1961–XII 2012 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 4.14. The courses of 12-months (*ks12mc*) and 60-months (*ks60mc*) consecutive sums of global solar radiation  $K\downarrow$  for the period from Jan. 1961 to Dec. 2012 in Wrocław-Swojec

Przebiegi 12-miesięcznych sum konsekwentnych promieniowania całkowitego  $K\downarrow$  w wieloletnim I 1961–XII 2012 (rys. 4.14) wskazują na wyraźne zwiększanie się wartości trendu liniowego. Estymowane z tego trendu wartości wznoszą się od ok. 3562  $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$  w 1961 r. do ok. 4013  $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$  na przełomie 2012 i 2013 r., a więc ich przyrost w rozpatrywanym 53-leciu wynosi około 451  $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ . W stosunku do wartości początkowej oznacza to wzrost o 12,7%, co najlepiej uwidacznia się w kulminacjach ostatnich kilku lat, lokujących się na poziomie ok. 4200  $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ . Maksimum roku 1992 (4241,8  $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ) oddzielone jest od wspomnianych

już maksimum lat 2005–2006 wyraźnym spadkiem wartości w roku 2001 (do 3421,3 MJ·m<sup>-2</sup>). W ostatnich kilku latach zauważamy wyraźne uspokojenie przyrostu K<sub>↓</sub> trwającego od lat 80. ubiegłego wieku. Być może mamy obecnie początek tendencji zatrzymania wzrostu sum promieniowania całkowitego.

Przebiegi sum sezonowych promieniowania całkowitego w latach 2000–2012 (rys. 4.15) wskazują na wystąpienie istotnego trendu wzrostowego jedynie latem (dla n = 13 próg istotności wg testu t-Studenta wynosi bowiem R<sup>2</sup> = 0,3), w przeciwieństwie do lat 1961–2010, w których dominował istotny trend wzrostowy wiosną i latem (rys. 4.17). W analizowanym 13-leciu w przebiegu sum miesięcznych wyróżnia się lipiec 2006 r. (763,8 MJ·m<sup>-2</sup>). Najwyższe usłonecznienie zanotowano także w tym miesiącu (359 godz.).

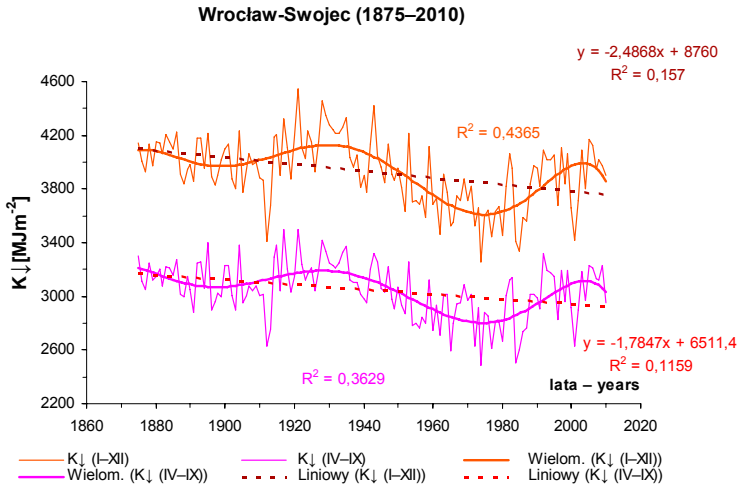


Rys. 4.15. Przebieg sum promieniowania całkowitego K<sub>↓</sub> [MJ·m<sup>-2</sup>] w Obserwatorium Wrocław-Swojec w różnych porach roku (wiosna, lato, jesień, zima) w latach 2000–2012

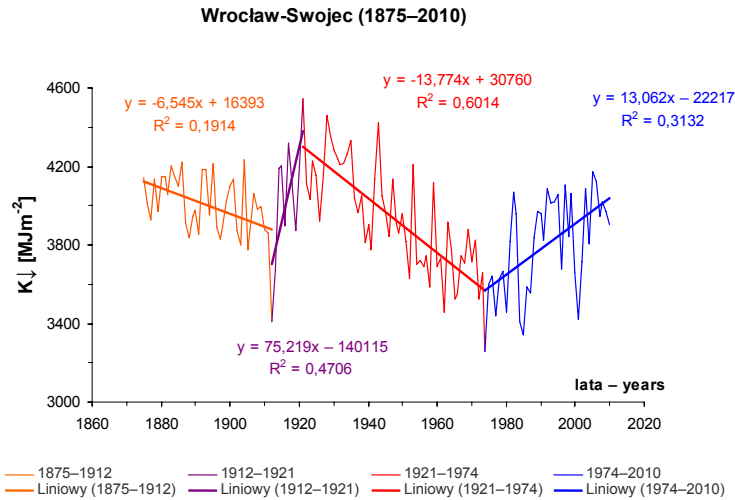
Fig. 4.15. The course sums of global solar radiation K<sub>↓</sub> [MJ·m<sup>-2</sup>] in Wrocław-Swojec Observatory in various seasons (spring, summer, autumn, winter) in the years 2000–2012. Explanation: wiosna –spring, lato –summer, jesień –autumn, zima –winter

Po wyliczeniu K<sub>↓</sub> dla lat 1875–1960 (głównie na podstawie usłonecznienia względne) i dołączeniu pięćdziesięcioletniej serii pomiarowej 1961–2010 możliwe było zrekonstruowanie serii wiekowej K<sub>↓</sub>. Metodykę tej rekonstrukcji przedstawiono w artykule Bryś i Bryś [2007]. W latach 1875–2010 we Wrocławiu-Swojcu odnotowano w sumach rocznych i półroczna wegetacyjnego (IV–IX) istotny, ujemny trend przebiegu promieniowania całkowitego (rys. 4.16a). Zastosowanie trendów cząstkowych pozwoliło wyróżnić okresy wzrostu i spadku sum promieniowania całkowitego w wieloleciu 1875–2010 (rys. 4.16b).

a)

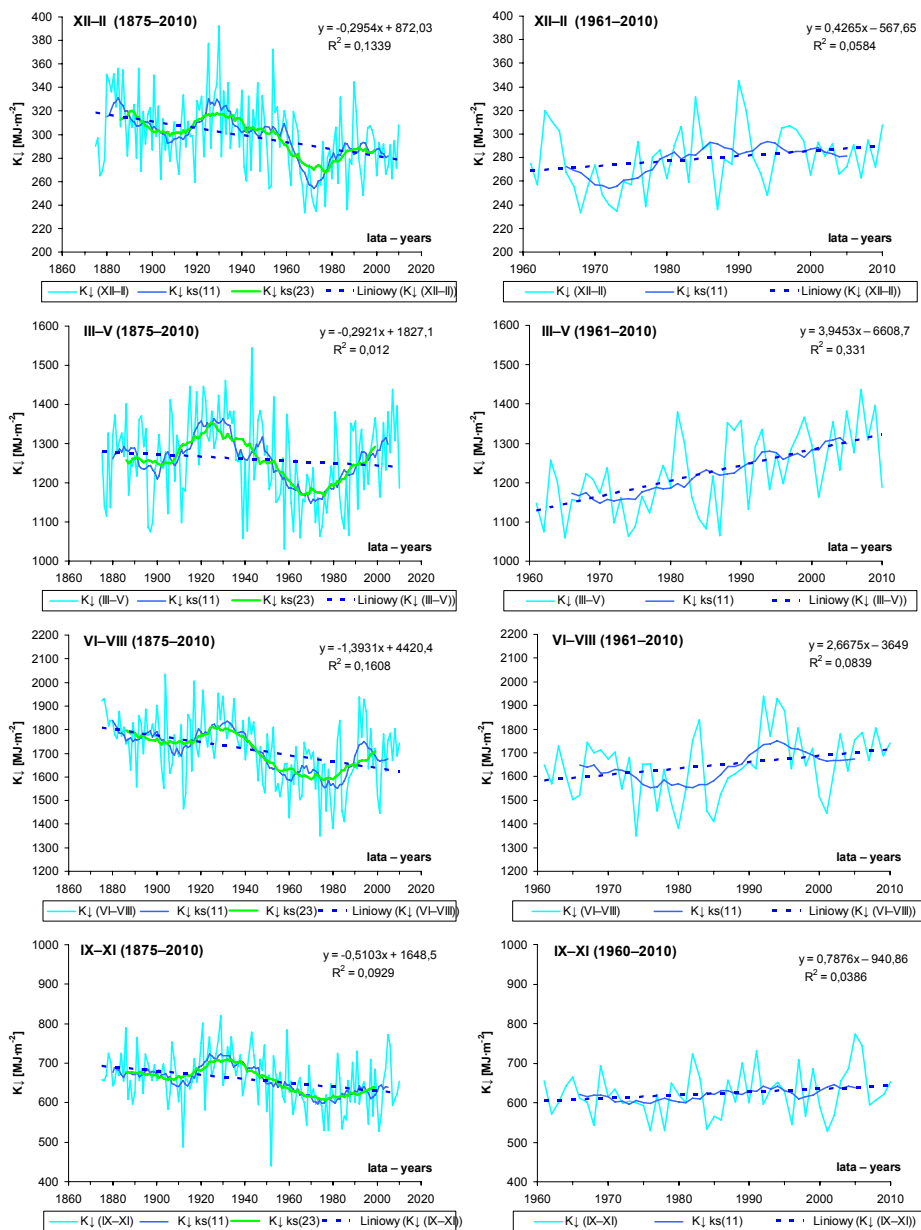


b)



Rys. 4.16a,b. Przebieg sum promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  we Wrocławiu-Swojcu w latach 1875–2010 i jego trendy: a) ogólne trendy (1875–2010) – liniowy i wielomianowy 6. stopnia dla sum rocznych I–XII oraz sum półrocza letniego IV–IX; b) cząstkowe trendy (1875–1912, 1912–1921, 1921–1974, 1974–2010) – liniowy dla sum rocznych I–XII

Fig. 4.16a,b. The course of global solar radiation sums  $K_{\downarrow}$  in the years 1875–2010 and its trends: a) general trends (1875–2010) – linear (*Liniowy*) and 6<sup>th</sup> – degree polynomial (*Wielom.*) ones for annual (I–XII) and warm half-year (IV–IX) sums; b) partial trends (1875–1912, 1912–1921, 1921–1974, 1974–2010) – linear (*Liniowy*) for annual (I–XII) sums



Rys. 4.17. Przebiegi sum promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  [MJ·m<sup>-2</sup>] dla zimy (XII-II), wiosny (III-V), lata (VI-VIII) i jesieni (IX-XI) oraz ich trendów (*Liniowy*) i średnich sezonowych sum konsekutywnych 11- i 23-letnich (*ks11*, *ks23*) we Wrocławiu-Swojcu w latach 1875-2010 i 1961-2010

Fig. 4.17. The courses of global solar radiation sums  $K_{\downarrow}$  [MJ·m<sup>-2</sup>] for winter (XII-II), spring (III-V), summer (VI-VIII) and autumn (IX-XI) seasons, and also their linear trends (*Liniowy*) and the 11- i 23-year (*ks11*, *ks23*) mean seasonal consecutive sums in Wrocław-Swojec in the years 1875-2010 i 1961-2010. Explanation: I - Jan, II - Feb., III - Mar., ... XII - Dec.

Tabela 4.5. Porównanie zmian tendencji sum promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  w wieloletniu 1961–2010 z okresem 1875–2010 we Wrocławiu-Swojcu. Objasnienia: Różnica – różnica w MJ·m<sup>-2</sup>, Różnica % – różnica w %

Table 4.5. The comparison of the global solar radiation  $K_{\downarrow}$  tendency changes in long-term period 1961–2010 with the period 1875–2010 in Wrocław-Swojec. Explanation: Różnica – difference in MJ·m<sup>-2</sup>, Różnica % /100 (50) lat – difference/100 (50) years in %

Lata Years	Okres Period	Różnica /136 lat	Różnica /100 lat	Różnica /50 lat	Różnica %/100 lat	Różnica %/50 lat
1875–2010	XII–II	-39,88	-29,24	-14,47	-9,4	-4,9
<b>1961–2010</b>	XII–II			20,9		<b>7,8</b>
1875–2010	III–V	-39,43	-28,92	-14,31	-2,3	-1,1
<b>1961–2010</b>	III–V			193,32		<b>17,1</b>
1875–2010	VI–VIII	-188,07	-137,92	-68,26	-7,8	-4
<b>1961–2010</b>	VI–VIII			130,71		<b>8,3</b>
1875–2010	IX–XI	-68,89	-50,52	-25	-7,4	-3,9
<b>1961–2010</b>	IX–XI			38,6		<b>6,4</b>
1875–2010	XII–XI	-314,18	-230,4	-114,03	-5,9	-3
<b>1961–2010</b>	XII–XI			367,6		<b>10,5</b>
1875–2010	I–XII	-335,72	-246,19	-121,86	-6,1	-3,1
<b>1961–2010</b>	I–XII			384,26		<b>10,7</b>
1875–2010	IV–IX	-240,94	-176,69	-87,45	-5,7	-2,9
<b>1961–2010</b>	IV–IX			303,05		<b>10,9</b>

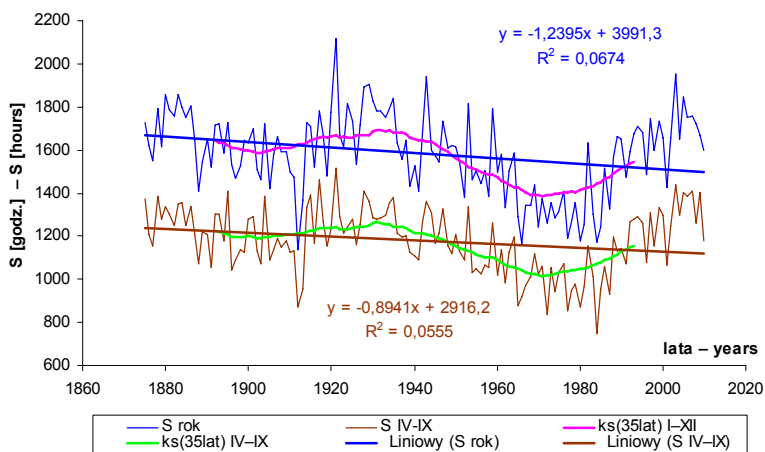
Porównanie trendów radiacyjnych zrekonstruowanego 136-letnia (1875–2010) z trendami pięćdziesięciolecia 1961–2010 we Wrocławiu-Swojcu (rys. 4.17) wykazuje nie tylko ich wyraźne przeciwieństwo kierunkowe. Spadkowe trendy widoczne w 136-leciu poza wiosną (III–V) mają charakter istotny statystycznie, natomiast wzrostowe tendencje w 50-leciu (1961–2010) nie są istotne statystycznie jesienią (IX–XI) i zimą (XII–II). Istotne są tylko dla wiosny i lata. Dla  $n = 50$  próg istotności wg testu t-Studenta wynosi bowiem  $R^2 = 0,0779$ .

Szczególnie silny wzrost  $K_{\downarrow}$  notowany jest w ostatnim pięćdziesięcioleciu wiosną, gdyż sięga on 17,1% (tab. 4.5), co ponad dwukrotnie przewyższa względny wzrost  $K_{\downarrow}$  w okresie lata (8,3%). Relacja ta uległa w minionych 11 latach (2000–2010) odwróceniu, ponieważ obecnie dominuje silny trend wzrostu promieniowania całkowitego latem, na co zwrócono już uwagę wcześniej (rys. 4.15).

W tym kontekście zauważyć należy, że trendy cząstkowe, nawet pięćdziesięcioletnie nie mogą być podstawą do wiarygodnej ekstrapolacji ich tendencji w przeszłe lub przyszłe dekadę lat. Nie mogą więc stanowić miarodajnej bazy do sięgających daleko w przyszłość modeli klimatologicznych, czyli być wystarczającą podbudową dla długookresowych (wieloletnich) celów prognostycznych.

W przebiegach usłonecznienia rzeczywistego  $S$  (rys. 4.18) zauważamy ujemne, istotne trendy dla roku i miesięcy letnich (IV–IX). W przebiegach konsekwentnych 35-letnich pojawia się quasi-sinusoidalna „fala” zbliżona do sinusoidy o okresie ok. 70-letnim.





Rys. 4.18. Przebiegi sum rocznych i półrocznych (IV–IX) usłonecznienia rzeczywistego  $S$  we Wrocławiu-Swojcu w latach 1875–2010 oraz ich trendy i 35-letnie średnie konsekwentne wartości ( $ks_{35lat}$ ).

Fig. 4.18. The courses of annual and half yearly (IV–IX) sunshine duration  $S$  sums in Wrocław-Swojéc in the years 1875–2010 and their trends (*Liniowy*) and 35-year mean consecutive values ( $ks_{35lat}$ ).

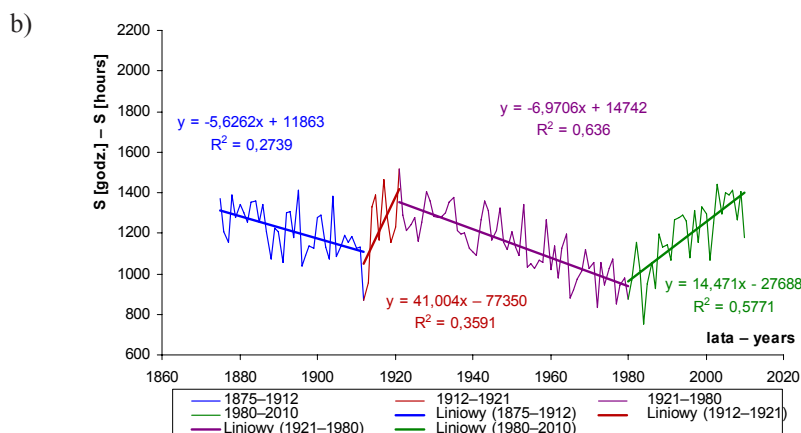
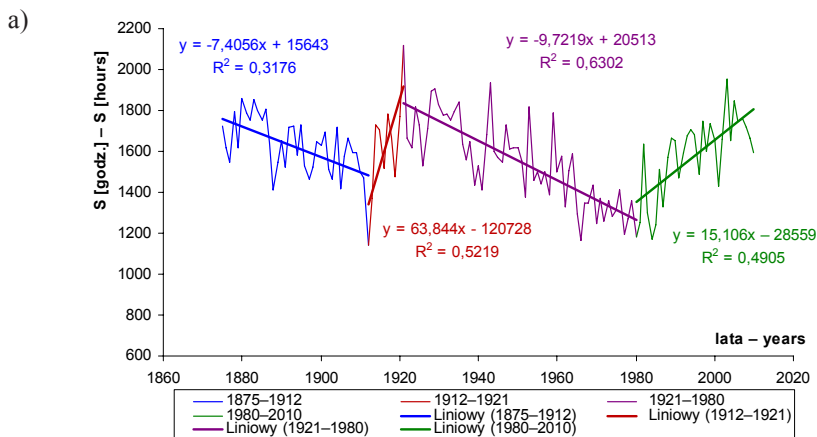
W latach 1875–2010 minimum roczne usłonecznienia rzeczywistego  $S$  wyniosło 1138 godz. i wystąpiło w roku 1912, natomiast maksimum (2119,4 godz.) w roku 1921. Dla półroczna letniego minimum (749,6 godz.) pojawiło się w 1984 r., a maksimum (1515,3 godz.) miało miejsce także w roku 1921. Niskie wartości usłonecznienia w 1912 r. tłumaczy się wybuchem w dniu 6 VI 1912 r. wulkanu Katmai/Novarupta na Alasce (6 VEI wg skali Smithsonian Institution). O „zniżkach” promieniowania w 1912 roku obserwowanych w Warszawie pisał Górczyński na początku XX w. [Górczyński 1914] i już wtedy zwrócił uwagę na chmurę pyłów i zanieczyszczeń wulkanicznych, która docierając w wyższe partie atmosfery, skutecznie odcięła dopływ promieniowania słonecznego. Obniżenie liczby godzin ze Słońcem w wyniku erupcji wulkanów rejestrowały także w różnych latach heliogramy w wielu stacjach europejskich [Pisek i Brzdil 2006, Ohrvil i in. 2009]. Wysokie wartości usłonecznienia rzeczywistego  $S$  w roku 1921 tłumaczy natomiast układ szczególnej cyrkulacji atmosferycznej nad Europą. W tym roku wystąpiło bowiem minimum (-228) wskaźnika cykloniczności [Niedźwiedz 1995] oraz związane z nim najniższe zachmurzenie [Lewik i in. 2010].

W odtworzonych dla lat 1875–2010 przebiegach sum rocznych (rys. 4.19a) i półrocznych (rys. 4.19b) usłonecznienia rzeczywistego  $S$  we Wrocławiu-Swojcu, wydzielono 4 podstawowe okresy zmian tendencji, które zaznaczono za pomocą cząstkowych trendów:

- spadkowego z lat 1875–1912,
- wzrostowego z lat 1912–1921,
- spadkowego z lat 1921–1980,
- wzrostowego z lat 1980–2010.

W przypadku sum usłonecznienia rzeczywistego  $S$  półroczy letnich granica przesuwająca się między ostatnimi okresami z 1974 na rok 1980. Granice pomiędzy wydzielanymi tu okresami, ze względu na falowy lub quasi-falowy przebieg wieloletnich zmian usłonecznienia,

mają niekiedy charakter „strefowy”, czyli kilku- lub nawet kilkunastoletni, co czasami powoduje trudności delimitacyjne. Przykładem tego są lata 1966–1984 o braku wyraźnej tendencji kierunkowej. Mają one cechy podokresu przejściowego pomiędzy wydzielonymi dwoma ostatnimi okresami i wyrażającymi je trendami cząstkowymi. Końcowe lata okresu poprzedzającego oraz pierwsze okresu następnego, jako graniczne w zmianach tendencji, nie zawsze mają zatem charakter zdecydowanego przełomu, co dobrze uwidacznia złożoną naturę zmian klimatycznych obserwowanych w trakcie minionego stulecia.



Rys. 4.19a,b. Przebiegi sum rocznych (rys. 4.18a) i półrocznych (IV–IX) – rys. 4.18b usłonecznienia rzeczywistego  $S$  we Wrocławiu-Swojcu w latach 1875–2010 i ich trendy (*Liniowy*)

Fig. 4.19a,b. The courses of annual (Fig. 4.18a) and half-yearly (IV–IX) – Fig. 4.18b sums of effective sunshine duration  $S$  in Wrocław-Swojec in the years 1875–2010 and their linear trends (*Liniowy*)

Tabela 4.6. Estymowane wartości usłonecznienia rzeczywistego *S* we Wrocławiu-Swojcu wg trendu dla lat 1875–2010 (godz.)

Table 4.6. The estimation values of sunshine duration *S* in Wrocław-Swojec according to a trend for the years 1875–2010 (hours). Explanation: Różnica/136 lat – difference (hours) during 136 years, Różnica % /1rok – difference (%) during 1 year

Okres	1875	1901	2000	2010	Różnica /136 lat	Różnica /100 lat	Różnica %/1 rok	Różnica %/100lat
I–XII	1667,24	1635,01	1512,3	1499,91	-167,33	-122,71	-1,23	-7,5
IV–IX	1239,76	1216,52	1128	1119,06	-120,7	-88,52	-0,89	-7,3

Zestawienie w tabeli 4.6 liczby godzin ze Słońcem w latach 1875–2010 ukazuje spadek *S* oszacowany na 122,7 godz. na 100 lat. Nieco niższe, ale równie istotne statystycznie jest tempo spadkowe zanotowane dla sum półrocza letniego (IV–IX), wynosi ono 88,5 godz. na 100 lat.

W efekcie sprzężeń zwrotnych – długookresowe wahania dopływu strumienia promieniowania do powierzchni Ziemi stają się odbiciem fluktuacji klimatycznych. Jak podkreśla Kożuchowski [2003a, 2005, 2011], decydującym ogniwem zmian klimatu jest cyrkulacja atmosferyczna. Odpowiada ona za zmianę warunków solarnych (usłonecznienie) i transmisję promieniowania słonecznego. W pracy wcześniejszej [Bryś i Bryś 2002] zwrócono uwagę na zależności podstawowych elementów meteorologicznych Wrocławia-Swojca (w tym usłonecznienia i promieniowania całkowitego) ze zmianami NAO (*North Atlantic Oscillation*). Podstawowa rola cyrkulacji w kształtowaniu zmian usłonecznienia i promieniowania całkowitego wskazuje, że makroskalowe zmiany cyrkulacyjne są także najistotniejszym czynnikiem podobnych zmian notowanych w Polsce [Bogdańska i Podogrocki 2000, Dubicka i Pyka 2001, Gluza i Filipiuk 1995, Górski i Górka 2000, Marciniak i Wójcik 1991, Matuszko 2009, Podstawczyńska 2007], jak i w Europie [Abakumova i in. 1996, 2008, Bednar i Kalvova 1990, Dobesch 1992, Horecka 1990, Auer i in. 2007, BACC 2008, Kalvova i Bednar 1980, Ohvril i in. 2009, Persson 1999, Russak 1990, Sanchez-Lorenzo i in. 2007, 2008, Weber 1990].

Porównano wieloletnie ciągi usłonecznienia rzeczywistego i promieniowania całkowitego we Wrocławiu (rys. 4.20a i 4.20c) i w Poczdamie (rys. 4.20b i 4.20d) dla wartości 12- i 60-miesięcznych średnich konsekwentnych, dopatrując się wspólnych okresów „zaciemnienia i rozjaśnienia” (dla Poczdamu: w latach 1893–1936  $K\downarrow$  – wyliczono wg  $S$ , od 1937r.  $K\downarrow$  było mierzone). Choć wg Kosiby [1948b] Wrocław ma bliżej klimatycznie do Berlina niż Warszawy, nie znajdujemy w warunkach solarno-radiacyjnych pełnego potwierdzenia tej łączności. Występują bowiem w Poczdamie k. Berlina w stosunku do Wrocławia różnice w zakresie amplitudy sum rocznych jak i wyraźne przesunięcia ekstremów na lata późniejsze.

Średnie roczne sumy usłonecznienia dla Niemiec jak i dla Danii wskazują (rys. 4.21) także na opóźnienie fazy „dołowania” ok. 70-letniej „fali” solarnej, gdyż związane z nią minimum wypada tu pod koniec lat osiemdziesiątych. Łącznikiem jest tu Görlitz (rys. 4.22), gdzie podobnie jak we Wrocławiu wspomniany przełom w wartościach usłonecznienia rzeczywistego zaczął się wcześniej (pod koniec lat siedemdziesiątych). Dane gridowe uśrednionych sum całkowitego promieniowania słonecznego w Europie Środkowej w okresie 1951–2005 prezentowane przez zespół toruński [Uscka-Kowalkowska i in. 2007] są znacznie niższe od obserwowanych wartości we Wrocławiu i Poczdamie.

Długookresowe zmiany w dopływie promieniowania słonecznego bezpośredniego (usłonecznienie) i całkowitego, mimo pewnych tendencji wspólnych („okresy zaciemnienia i rozjaśnienia”), wykazują silne zróżnicowanie regionalne i lokalne. Uwidacznia się to przeważnie w zróżnicowaniu zmian kilku- lub kilkunastoletnich, czego wyraźnym przy-

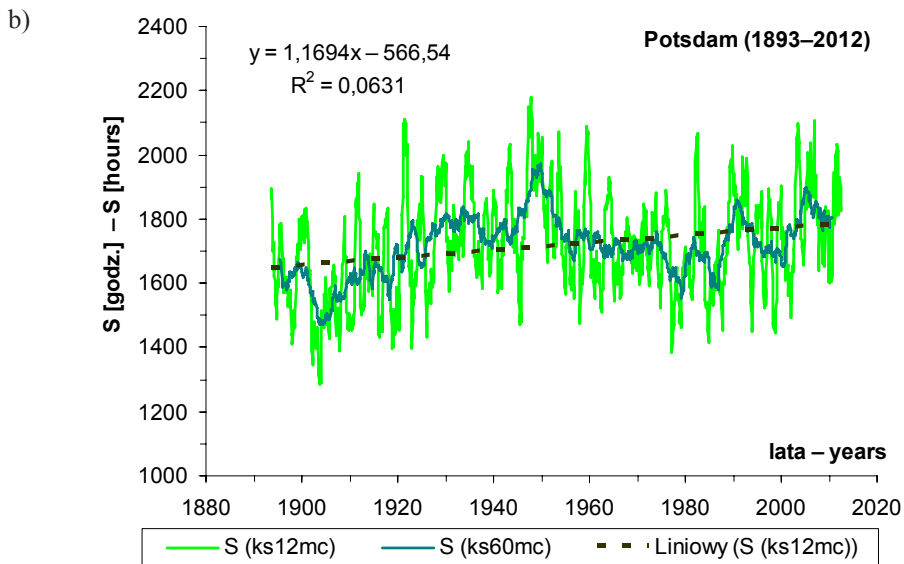
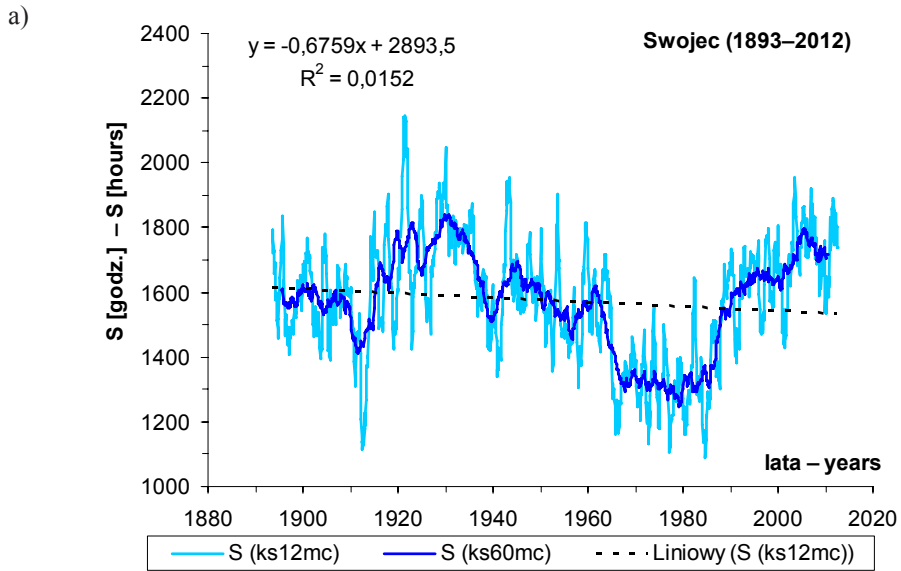
kładem jest porównanie zmian usłonecznienia we Wrocławiu ze zmianami w Poczdamie (rys. 4.20 b,d), Gröningen (rys. 4.23), de Bilt (rys. 4.24), a także w stacjach brytyjskich: Durham, Southampton (rys. 4.25), Armagh w Ulsterze (Północna Irlandia), francuskiej w Reims, włoskiej w Trieście (rys. 4.26) oraz czterech austriackich: Wiedeń, Klagenfurt, Sonnblick, Salzburg (rys. 4.29 – 4.32) i Tartu w Estonii (rys. 4.33), których serie pomiarowe zaliczają się do najdłuższych w Europie.

Wiekowe, relatywnie silne, trendy spadkowe  $K\downarrow$  i  $S$  we Wrocławiu wyróżniają się na tle długookresowych trendów w innych stacjach europejskich, które cechuje bądź brak zdecydowanej tendencji kierunkowej (Dania, Holandia, płn. Anglia, Górna Bawaria, Triest), bądź istotne tendencje wzrostowe (płd. Anglia, Brandenburgia i płn.-wsch. Niemcy, Alpy austriackie). Spośród duńskich stacji pewnym wyjątkiem jest Kopenhaga, gdyż jej zrekonstruowana (częściowo z XIX-wiecznych pomiarów zachmurzenia – wg informacji z DMI) seria  $S$  dla lat 1876–2004 [BACC 2008] cechuje się (poza istotnym, spadkowym trendem okresu 1920–1990) wyraźną tendencją wzrostową sum rocznych. W zachodniej Europie jedynie w Armagh (rys. 4.26) notuje się istotny trend spadkowy  $S$  w latach 1886–2012. W Warszawie (1903–1998) uwidacznia się również jego zniżkowy trend [Podogrocki 2007]. W serii krakowskiej usłonecznienia [Matuszko 2007, 2009, Morawska-Horawska 1985] jak i promieniowania całkowitego [Matuszko 2009, Wojkowski 2007] obserwowano także w XX w. istotne trendy spadkowe, natomiast w Tartu w Estonii (rys. 4.33) zniżkowy trend  $K\downarrow$  ma charakter nieistotny.

Spośród stacji górskich wyróżniają się dwie o najdłuższych seriach pomiarowych usłonecznienia  $S$ : Śnieżka (1900–2010) [Dubicka 1998 i dane GUS] (rys. 4.27) i Hohenpeissenberg (1937–2010) w Bawarii (rys. 4.28). Jako wolne od wpływu miejskiej wyspy ciepła mogą być miarodajnymi, regionalnymi wskaźnikami zmian klimatycznych. Należy jednak pamiętać o lokalnych uwarunkowaniach nefologicznych (zachmurzenie orograficzne, chmury procesów fenowych, mgły adwekcyjne), które różnicują ich solaro-radiacyjną specyfikę. W pracy Dubickiej [1997] oraz Dubickiej i Migaly [1997] możemy prześledzić przebieg usłonecznienia w innych wybranych górskich rejonach Europy Środkowej w latach 1941–1985. Okres ten charakteryzuje się wyraźnym obniżeniem usłonecznienia prawie we wszystkich prezentowanych stacjach. Także wyróżnia się tu przełom lat 80. XX w., gdy usłonecznienie zaczyna wzrastać, choć są przesunięcia w zależności od położenia stacji.

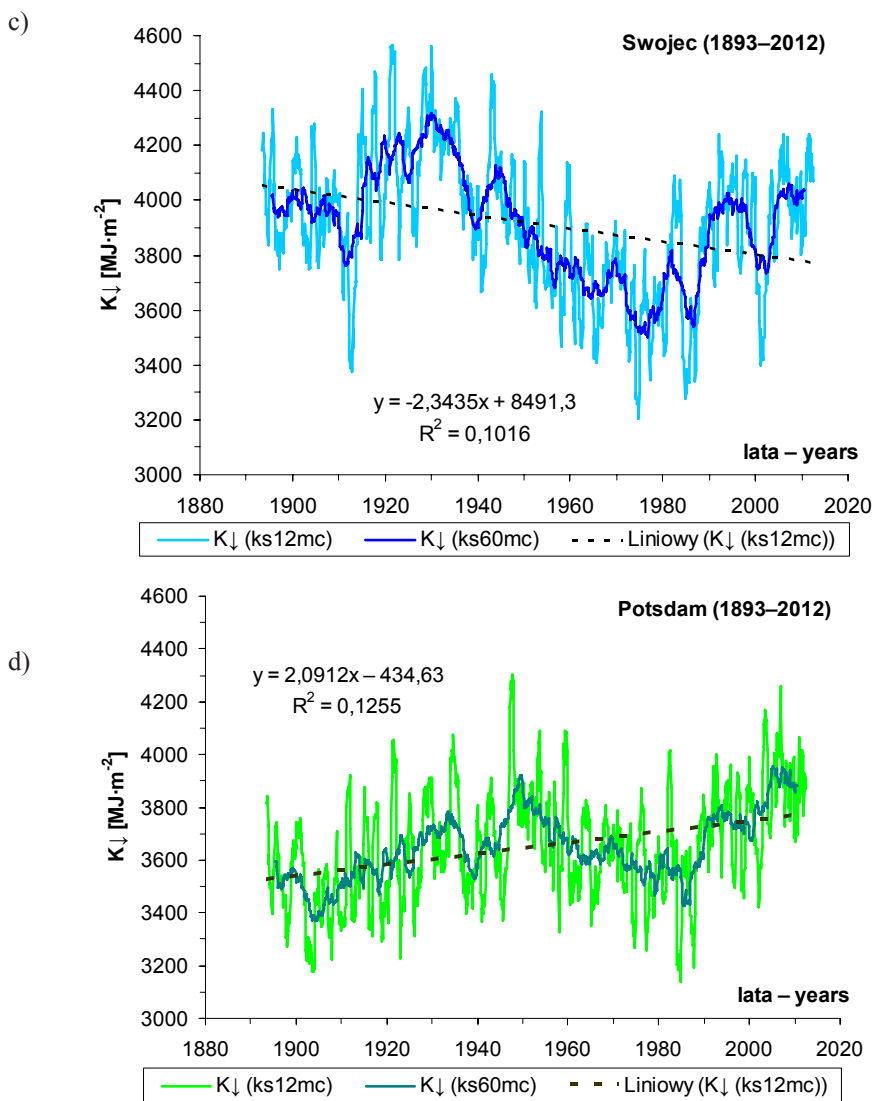
Długookresowe zmiany w dopływie strumienia promieniowania i usłonecznienia mają charakter falowy, będący złożonym, wypadkowym odzwierciedleniem oddziaływania wieloletnich zmian cyrkulacyjnych oraz wpływów aktywności solarnej. O kształcie i charakterze tych fal decyduje duża zmienność regionalna i lokalna, która związana jest z modyfikującymi strukturę mas powietrza wpływami podłoża, a szczególnie jego morfologii i pokrycia terenu [Abakumova i in. 1996, 2008, Auer i in. 2007, BACC 2008, Ohvri i in. 2007, Persson 1999, Pozo-Vázquez i in. 2004, Sanchez-Lorenzo i in. 2007, 2008, Weber 1990].

W ostatnim pięćdziesięcioleciu rysuje się przełomowa rola końca lat 70. (Wrocław) oraz lat 80. (Poczdam, Dania, Holandia, płd. Anglia, Francja, Włochy, Estonia) jako okresu zasadniczej zmiany kierunkowej trendów. W przypadku promieniowania całkowitego oraz usłonecznienia jest to przejście z fazy spadkowej do fazy wznoszącej, natomiast w odniesieniu do promieniowania rozproszonego (Wrocław) i jego udziału w promieniowaniu całkowitym – odwrotnie [Bryś 2005].



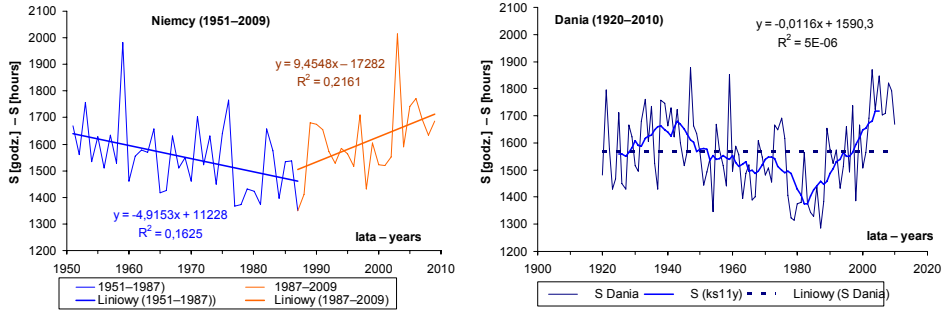
Rys. 4.20a,b. Przebiegi 12- i 60-miesięcznych sum konsekutywnych (*ks12mc*, *ks60mc*) usłonecznienia rzeczywistego *S* oraz ich trend liniowy w latach 1893–2012 we Wrocławiu-Swojcu (rys. 4.20a) i Poczdamie (rys. 4.20 b). Objaśnienie: suma *S*/5 dla *ks60mc*. Źródło (dla Poczdamu): <http://dwd.de/>

Fig. 4.20a,b. The courses of 12- and 60-monthly consecutive sums (*ks12mc*, *ks60mc*) of sunshine duration *S* and their linear trends (*Liniowy*) in the years 1893–2012 in Wrocław-Swojec (Fig. 4.20a) and in Potsdam (Fig. 4.20 b). Explanation: *S* sum/5 for *ks60mc*. Source (for Potsdam): <http://dwd.de/>



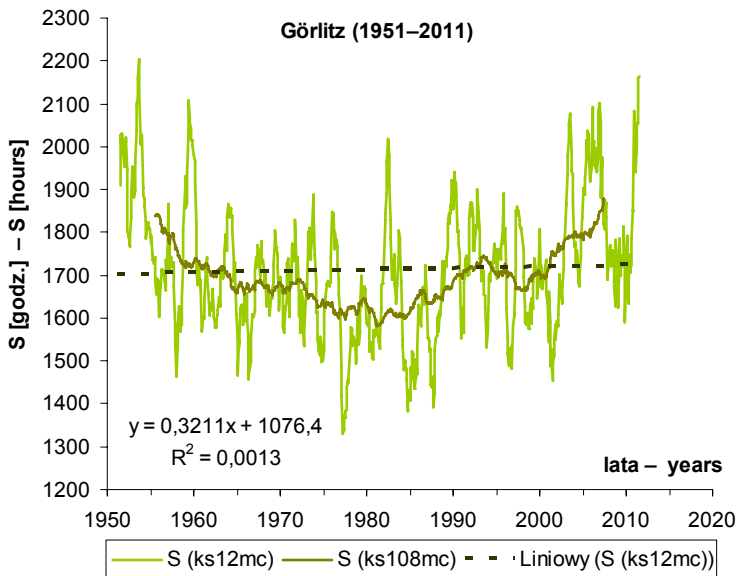
Rys. 4.20c,d. Przebiegi 12- i 60-miesięcznych sum konsekutywnych (*ks12mc*, *ks60mc*) promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  oraz ich trend liniowy w latach 1893–2012 we Wrocławiu-Swojcu (rys. 4.20c) i Poczdamie (rys. 4.20d). Objaśnienie: suma  $K_{\downarrow}/5$  dla *ks60mc*. Źródło (dla Poczdamu): <http://dwd.de/>

Fig. 4.20c,d. The courses of 12- and 60-monthly consecutive sums (*ks12mc*, *ks60mc*) of global solar radiation  $K_{\downarrow}$  and their linear trend (*Liniowy*) in the years 1893–2012 in Wrocław-Swojec (Fig. 4.20c) and in Potsdam (Fig. 4.20d). Explanation:  $K_{\downarrow}$  sum/5 for *ks60mc*. Source (for Potsdam): <http://dwd.de/>



Rys. 4.21. Przebieg usłonecznienia rzeczywistego  $S$  i jego trendy liniowe w latach 1951–2009 w Niemczech oraz w latach 1920–2010 w Danii, z uwzględnieniem 11-letnich wartości konsekutywnych  $S(ks11y)$ . Źródło: dane uśrednione wg DWD: <http://dwd.de/> oraz DMI: <http://www.dmi.dk/>

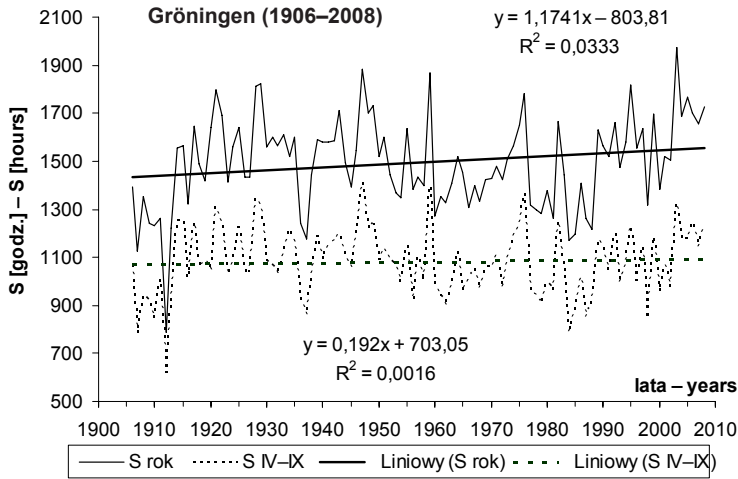
Fig. 4.21. The course of sunshine duration  $S$  and its linear trends in the years 1951–2009 in Germany and in the years 1920–2010 in Denmark, with regard to 11-year consecutive values  $S(ks11y)$ . Source: the data averaged according to DWD: <http://dwd.de/> and DMI: <http://www.dmi.dk/>



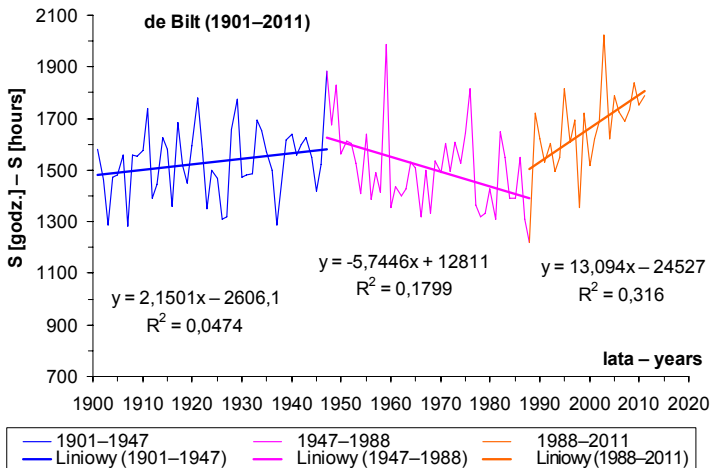
Rys. 4.22. Przebieg 12- i 108-miesięcznych sum konsekutywnych ( $ks12mc$ ,  $ks108mc$ ) usłonecznienia rzeczywistego  $S$  oraz jego trend liniowy w latach 1951–2011 w Görlitz. Objasnienie: suma  $S/9$  dla  $ks108mc$ . Źródło: <http://dwd.de/>

Fig. 4.22. The course of 12- and 108-monthly sum konsekutywnych ( $ks12mc$ ,  $ks108mc$ ) of sunshine duration  $S$  and its linear trend (*Liniowy*) in the years 1951–2011 in Görlitz. Explanation:  $S$  sum/9 for  $ks108mc$ . Source: <http://dwd.de/>

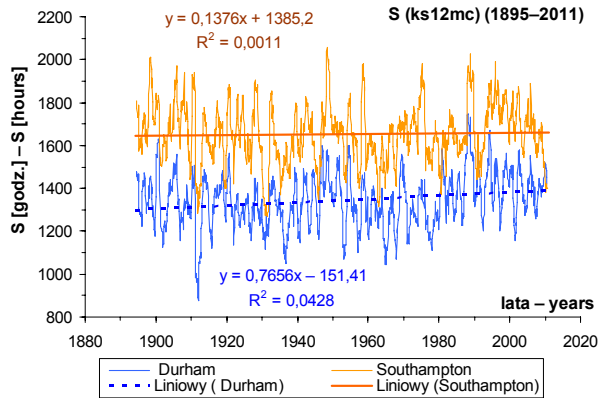




Rys. 4.23. Przebieg usłonecznienia rzeczywistego  $S$  oraz jego trend liniowy w latach 1906–2008 w Gröningen (53°08'N; 6°35'E). Źródło: <http://www.kni.nl/klimatologie>  
 Fig. 4.23. The course of effective sunshine duration  $S$  and its linear trend (*Liniowy*) in the years 1906–2008 in Gröningen (53°08'N; 6°35'E) (source: <http://www.kni.nl/klimatologie>)

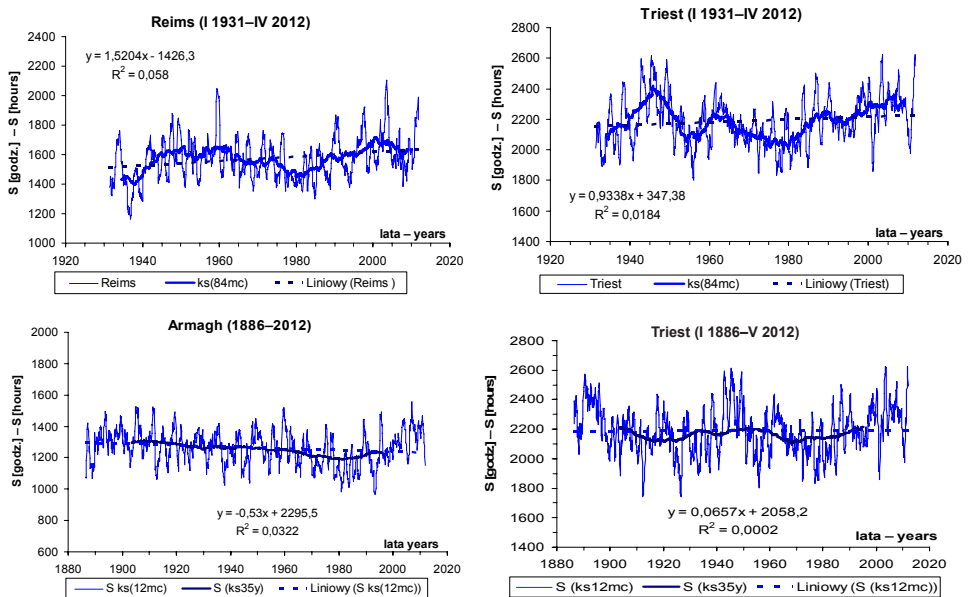


Rys. 4.24. Przebieg usłonecznienia rzeczywistego  $S$  oraz jego trendy liniowe w latach 1901–2011 w de Bilt (52°06'N; 5°11'E). Źródło: <http://www.kni.nl/klimatologie>  
 Fig. 4.24. The course of effective sunshine duration  $S$  and its linear trends (*Liniowy*) in the years 1901–2008 in de Bilt (52°06'N; 5°11'E). Source: <http://www.kni.nl/klimatologie>



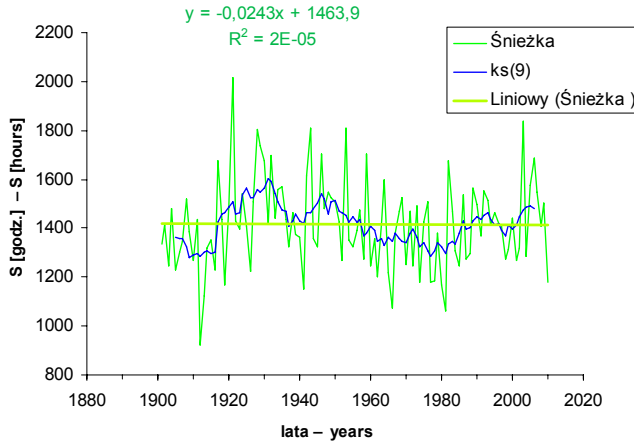
Rys. 4.25. Przebieg 12-miesięcznych konsekwentnych wartości usłonecznienia rzeczywistego  $S$  oraz jego trend liniowy w latach 1895–2011 w Durham ( $54^{\circ}51'N$ ;  $1^{\circ}49'W$ ) i Southampton ( $50^{\circ}54'N$ ;  $1^{\circ}24'W$ ). Źródło: <http://www.meteoffice.gov.uk>

Fig. 4.25. The course of 12-monthly consecutive values ( $ks12mc$ ) of sunshine duration  $S$  and its linear trend (*Liniowy*) in the years 1895–2011 in Durham ( $54^{\circ}51'N$ ;  $1^{\circ}49'W$ ) and Southampton ( $50^{\circ}54'N$ ;  $1^{\circ}24'W$ ). Source: <http://www.meteoffice.gov.uk>



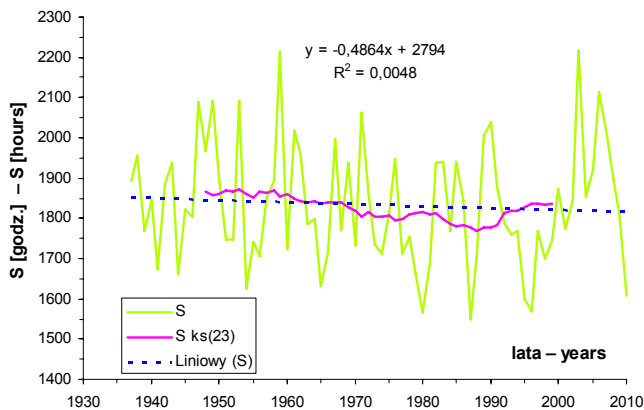
Rys. 4.26. Przebiegi usłonecznienia rzeczywistego  $S$  oraz jego trendu liniowego i 84-miesięcznych konsekwentnych wartości  $ks(84mc)$  w latach 1931–IV 2012 w Reims ( $49^{\circ}18'N$ ;  $4^{\circ}02'E$ ) i Trieście ( $45^{\circ}39'N$ ;  $13^{\circ}45'E$ ) na tle zmian 12-miesięcznych ( $ks12mc$ ) i 35-letnich ( $ks35y$ ) wartości konsekwentnych  $S$  w Armagh ( $54^{\circ}15'N$ ;  $6^{\circ}39'W$ ) i Trieście w latach 1886–2012 (Trieście do maja 2012). Źródło: <http://www.metoffice.gov.uk>, a dla Reims i Trieštu: Auer i in. 2007, Sanchez-Lorenzo 2007, 2009, <http://www.ogimet.com>

Fig. 4.26. The courses of effective sunshine duration  $S$  and its linear trend (*Liniowy*) and 84-monthly consecutive values  $ks(84mc)$  in the years 1931–Apr. 2012 in Reims ( $49^{\circ}18'N$ ;  $4^{\circ}02'E$ ) and Trieste ( $45^{\circ}39'N$ ;  $13^{\circ}45'E$ ) on the background of runs of 12-monthly ( $ks12mc$ ) and 35-year ( $ks35y$ ) consecutive  $S$  values in Armagh ( $54^{\circ}15'N$ ;  $6^{\circ}39'W$ ) and Trieste in the years 1886–2012 (Trieste to May 2012). Source: <http://www.metoffice.gov.uk>, and for Reims and Trieste: Auer i in. 2007, Sanchez-Lorenzo 2007, 2009, <http://www.ogimet.com>



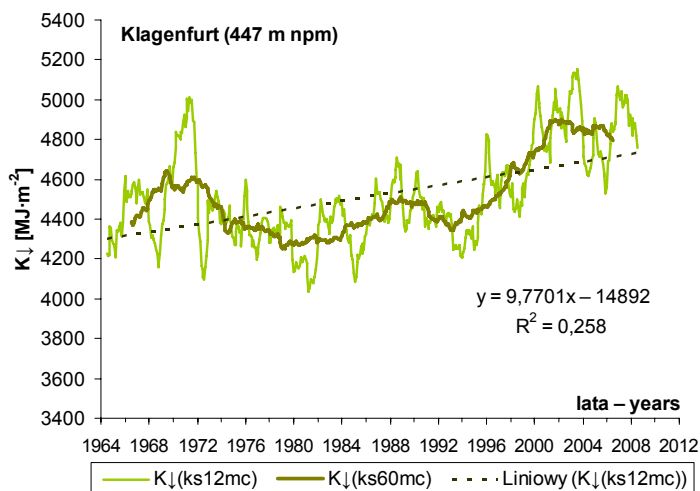
Rys. 4.27. Przebieg usłonecznienia rzeczywistego  $S$  w latach 1901–2010 na Śnieżce (1603 m n.p.m.) oraz jego trend liniowy i 9-letnie średnie konsekwentne wartości  $ks(9)$ . Źródło danych: Dubicka [1998]; od 1996 r. wg Roczników Statystycznych GUS

Fig. 4.27. The course of sunshine duration  $S$  in the years 1901–2010 on the top of Śnieżka Mt. (1603 m ASL) and its trend (*Liniowy*) and 9-year mean consecutive values  $ks(9)$ . Source: Dubicka [1998]; since 1996 according to Year Books of the Polish Statistical Bureau [GUS]



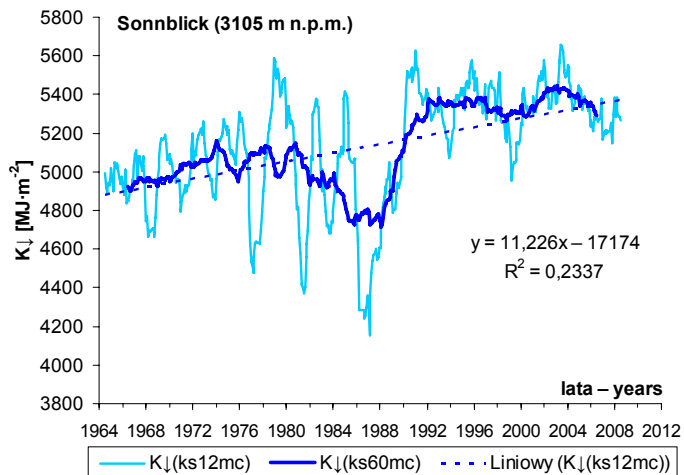
Rys. 4.28. Przebieg usłonecznienia rzeczywistego  $S$  oraz jego trend liniowy i 23-letnie średnie konsekwentne wartości  $ks(23)$  w latach 1937–2010 w Hohenpeissenberg (47°48'N; 11°00'E) na wysokości 977 m n.p.m. (dane z zasobów internetowych: <http://dwd.de/>)

Fig. 4.28. The course of effective sunshine duration  $S$  and its linear trend (*Liniowy*) and 23-year mean consecutive values  $ks(23)$  in the years 1937–2010 in Hohenpeissenberg (47°48'N; 11°00'E) on the height 977 m ASL (source: <http://dwd.de/>)



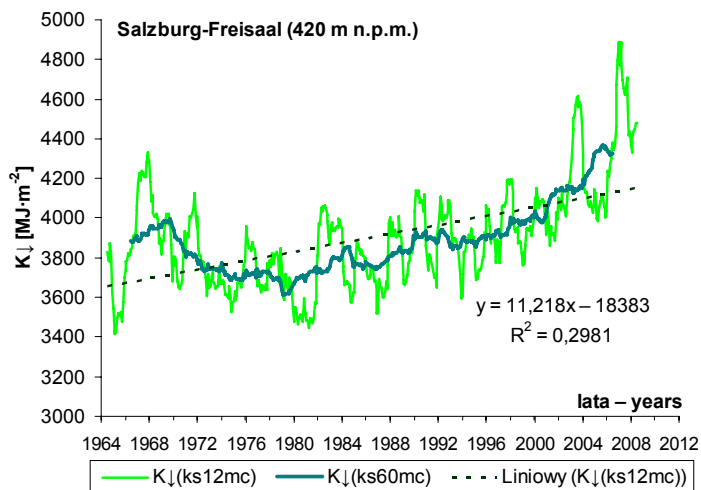
Rys. 4.29. Przebieg 60-miesięcznych (ks60mc) sum konsekwentnych (średnie roczne wartości) (na tle 12-miesięcznych sum konsekwentnych ks(12mc) promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  w Klagenfurt (46°39'N; 14°20'E) w latach 1964–2008 (dane z zasobów internetowych: [www.zmag.ac.at/klima/](http://www.zmag.ac.at/klima/))

Fig. 4.29. The course of 60-monthly (ks60mc) consecutive sums of  $K_{\downarrow}$  (mean annual values) on the background of 12-monthly ks(12mc) consecutive sums of global solar radiation sums  $K_{\downarrow}$  in Klagenfurt (46°39' N; 14°20'E) in the period 1964–2008 (source: [www.zmag.ac.at/klima/](http://www.zmag.ac.at/klima/))



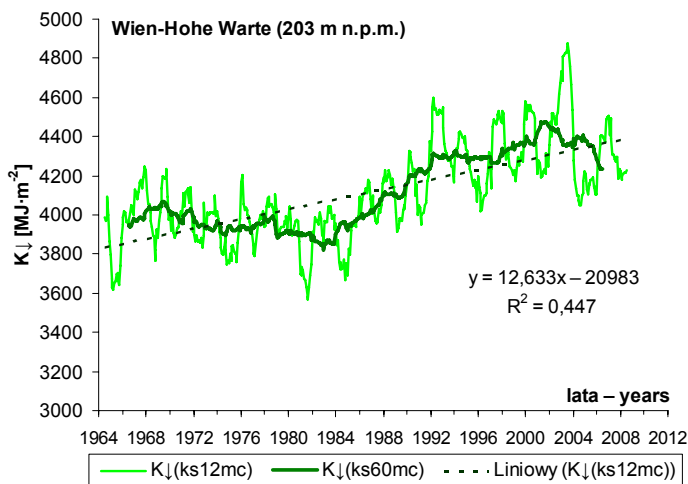
Rys. 4.30. Przebieg 60-miesięcznych (ks60mc) sum konsekwentnych (średnie roczne wartości) (na tle 12-miesięcznych sum konsekwentnych ks(12mc) promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  w Sonnblick (47°03'N; 12°57'E) w latach 1964–2008 (dane z zasobów internetowych: [www.zmag.ac.at/klima/](http://www.zmag.ac.at/klima/))

Fig. 4.30. The course of 60-monthly (ks60mc) consecutive sums of  $K_{\downarrow}$  (mean annual values) on the background of 12-monthly ks(12mc) consecutive sums of global solar radiation sums  $K_{\downarrow}$  in Sonnblick (47°03'N; 12°57'E) in the period 1964–2008 (Source: [www.zmag.ac.at/klima/](http://www.zmag.ac.at/klima/))



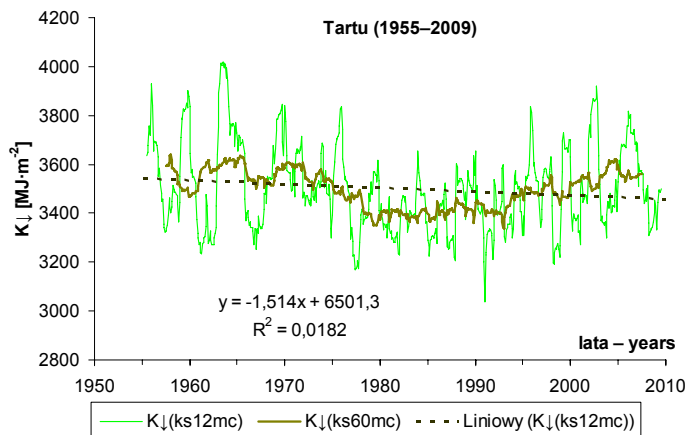
Rys. 4.31. Przebieg 60-miesięcznych (ks60mc) sum konsekwentnych (średnie roczne wartości) na tle 12-miesięcznych sum konsekwentnych ks(12mc) promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  w Salzburgu ( $47^{\circ}47'N$ ;  $13^{\circ}03' E$ ) w latach 1964–2008 (dane z zasobów internetowych: [www.zmag.ac.at/klima/](http://www.zmag.ac.at/klima/))

Fig. 4.31. The course of 60-monthly (ks60mc) consecutive sums of  $K_{\downarrow}$  (mean annual values) on the background of 12-monthly ks(12mc) consecutive sums of global solar radiation sums  $K_{\downarrow}$  in Salzburg ( $47^{\circ}47'N$ ;  $13^{\circ}03'E$ ) in the period 1964–2008 (source: [www.zmag.ac.at/klima/](http://www.zmag.ac.at/klima/))



Rys. 4.32. Przebieg 60-miesięcznych (ks60mc) sum konsekwentnych (średnie roczne wartości) na tle 12-miesięcznych sum konsekwentnych ks(12mc) promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  w Wiedniu ( $48^{\circ}15'N$ ;  $16^{\circ}21'E$ ) w latach 1964–2008 (dane z zasobów internetowych: [www.zmag.ac.at/klima/](http://www.zmag.ac.at/klima/))

Fig. 4.32. The course of 60-monthly (ks60mc) consecutive sums of  $K_{\downarrow}$  (mean annual values) on the background of 12-monthly ks(12mc) consecutive sums of global solar radiation sums  $K_{\downarrow}$  in Vienna ( $48^{\circ}15'N$ ;  $16^{\circ}21'E$ ) in the period 1964–2008 (source: [www.zmag.ac.at/klima/](http://www.zmag.ac.at/klima/))



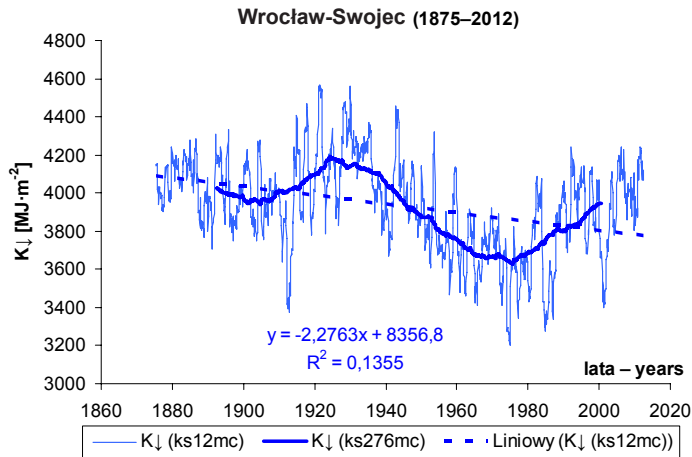
Rys. 4.33. Przebieg 60-miesięcznych (ks60mc) sum konsekutywnych (średnie roczne wartości) na tle 12-miesięcznych sum konsekutywnych ks(12mc) promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  w Tartu ( $59^{\circ}15'N$ ;  $26^{\circ}28'E$ ) w latach 1964–2008 (dane z zasobów WRDC)

Fig. 4.33. The course of 60-monthly (ks60mc) consecutive sums of  $K_{\downarrow}$  (mean annual values) on the background of 12-monthly ks(12mc) consecutive sums of  $K_{\downarrow}$  in Tartu ( $59^{\circ}15'N$ ;  $26^{\circ}28'E$ ) in the period 1964–2008 (source: WRDC)

Przeprowadzone porównania przebiegów usłonecznienia i zrekonstruowanych przebiegów promieniowania całkowitego we Wrocławiu-Swojcu z innymi stacjami Polski i Europy Środkowej dały podstawę do uznania tych trendów jako istotnych znamion makroskalowych zmian klimatycznych o charakterze wiekowym [Dobesch 1992, Henderson-Sellers 1992, Horreca 1990, Papež 1973, Sun i in. 2000, Weber 1990].

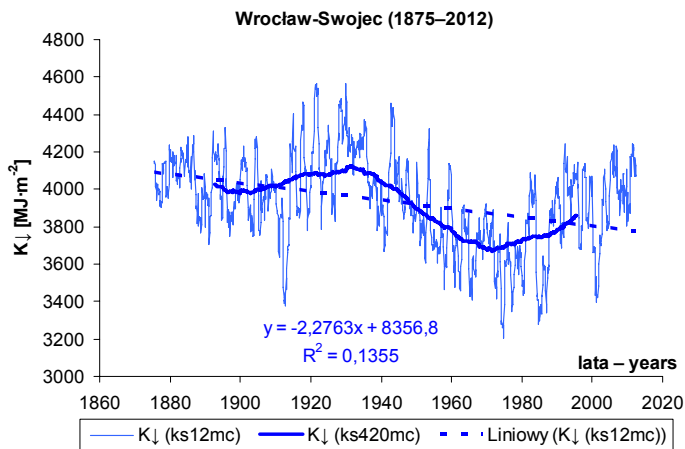
Brak wystarczająco długich serii pomiarowych pozwala jedynie na hipotetyczne przypuszczenia co do możliwości występowania cyklu wiekowego w badanych seriach aktywności promieniowania. Boryczka [2008] sugeruje obecność cyklu ok. 80–90-letniego w danych meteorologicznych związanych bezpośrednio z aktywnością słoneczną. Analizowane w niniejszej pracy ponad stuletnie serie solarne wskazują na możliwość występowania asymetrycznego cyklu ok. 70-letniego. Przykładem tego są prezentowane tu przebiegi wrocławskie. Przy zastosowaniu średniej konsekutywnej z 276 miesięcy, czyli z 23 lat (cykl słoneczny 22–23-letni), być może że na rysunku 4.34 zaznacza się asymetryczny, quasi-sinusoidalny cykl ok. 70-letni. Wygładzony w ten sposób przebieg  $K_{\downarrow}$ , choć zbliżony jest do sinusoidy o okresie około 70 lat, to jednak odbiega od niej swą asymetryczną postacią. Część wznosząca (proksymalna) quasi-sinusoidy tego hipotetycznego cyklu liczy ok. 20 lat, zaś część opadająca (dystalna) ok. 50 lat. Zweryfikowanie tej hipotezy wymaga jednak znacznie dłuższej serii pomiarowej niż posiadana, aby możliwe było efektywne zastosowanie metody analizy spektralnej do wykrywania takiej cykliczności.

Zastosowanie 35-letniej średniej konsekutywnej z 420 miesięcy, czyli z 35 lat (35 lat = cykl Brücknera) dla promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$ , ilustruje hipotetyczną możliwość występowania cyklu 68–70-letniego (rys. 4.35). Część wznosząca (proksymalna) quasi-sinusoidy cyklu liczy ok. 28–30 lat, zaś część opadająca (dystalna) ok. 40.



Rys. 4.34. Przebieg 276-miesięcznych (ks276mc) sum konsekwentnych promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  (średnie roczne wartości) na tle 12-miesięcznych (ks12mc) sum konsekwentnych  $K_{\downarrow}$  i jego trendu liniowego we Wrocławiu-Swojcu w latach 1875–2012

Fig. 4.34. The course of 276-monthly (ks276mc) consecutive sums of  $K_{\downarrow}$  (mean annual values) on the background of 12-monthly consecutive sums of  $K_{\downarrow}$  and its linear trend (*Liniowy*) in Wrocław-Swojec in the years 1875–2012



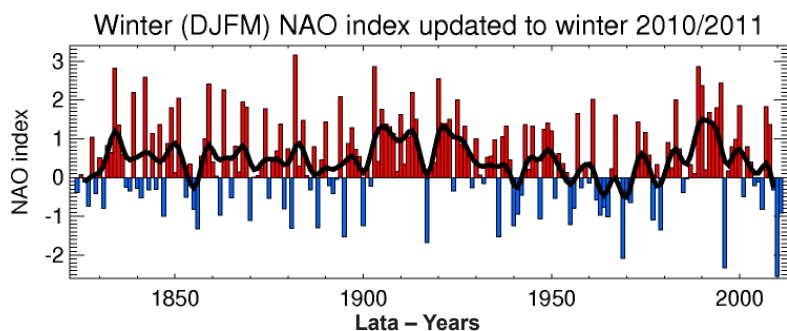
Rys. 4.35. Przebieg 420-miesięcznych (ks420mc) sum konsekwentnych promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  (średnie roczne wartości) na tle 12-miesięcznych (ks12mc) sum konsekwentnych  $K_{\downarrow}$  i jego trendu liniowego we Wrocławiu-Swojcu w latach 1875–2012

Fig. 4.35. The course of 420-monthly (ks420mc) consecutive sums of  $K_{\downarrow}$  (mean annual values) on the background of 12-monthly consecutive sums of  $K_{\downarrow}$  and its linear trend (*Liniowy*) in Wrocław-Swojec in the years 1875–2012



### 4.3. Tło cyrkulacyjne

Zróznicowanie ciśnienia atmosferycznego formuje nie tylko, będące podstawą różnych typizacji, charakterystyczne układy centrów barycznych, ale także decyduje o dynamice ich przemieszczania i transformacji. Uruchamia zatem procesy napływu, ścierania się i przekształceń różnych pod względem pochodzenia i struktury (właściwości termodynamiczne, wilgotnościowe, charakterystyki zmętnienia, zanieczyszczeń i in.) mas powietrza. Cyrkulacja atmosferyczna nad północnym Atlantykiem jest zdominowana przez oddziaływanie dwóch ośrodków barycznych: Niżu Islandzkiego i Wyżu Azorskiego. Dodatnia faza Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) występuje, gdy oba ośrodki baryczne są dobrze wykształcone. Taki rozkład ciśnienia przyczynia się do intensyfikacji cyrkulacji strefowej nad Europą. W negatywnej fazie NAO oba ośrodki baryczne są stosunkowo płytkie i w tej fazie powstają nad Atlantykiem lub zachodnią Europą sytuacje blokadowe. Siłę cyrkulacji strefowej i południkowej od 1895 r. oceniono, obliczając znormalizowaną różnicę ciśnienia między Ponta Delgada na Azorach a Akureyri na Islandii [Rogers 1984], Gibraltarem a Stykkisholmur [Jones i in. 1992], a także Lizboną a Stykkisholmur (indeks Hurrella). Sezonowy wskaźnik NAO dla zimy przedstawia rysunek 4.36.



Rys. 4.36. Przebieg zimowego wskaźnika Hurrella Oscylacji Północno-Atlantyckiej (NAO) wg <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/a/a3/Winter-NAO-Index.png?uselang=pl>  
Fig. 4.36. The course of Hurrell's winter parameter of the North Atlantic Oscillation (NAO) – after to [:http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/a/a3/Winter-NAO-Index.png?uselang=pl](http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/a/a3/Winter-NAO-Index.png?uselang=pl)

W pracy wcześniejszej [Bryś i Bryś 2002] scharakteryzowano wpływ NAO na zmienność warunków wilgotnościowych, radiacyjnych, dynamicznych i ewaporacyjnych Wrocławia-Swojca w latach 1946–2000. Przeanalizowano związki korelacyjne różnych wskaźników Oscylacji Północnoatlantyckiej (wskaźnik Rogersa, Jonesa, Hurrella) z podstawowymi elementami meteorologicznymi w dwóch okresach: w pozytywnej i negatywnej fazie NAO. Najsilniejsze związki zaobserwowano po roku 1970, czyli w fazie pozytywnej.

Główne cechy klimatu w dużym stopniu kształtowane są przez częstość występowania typów cyrkulacji atmosfery. Poznany wieloletniego rozkładu i zmian proporcji udziału poszczególnych typów oraz głównych makrotypów cyrkulacyjnych [Bryś 1997, Degirmendźić 2011, Degirmendźić i in. 2000, 2004, Dubicka 1990, Kaszewski 1992, Kożuchowski 1989, 1995, 2003a, 2005, Kożuchowski i in. 2000, Marsz 2005, 2009, 2010, Marsz i Styszyńska 2002, 2006, Niedźwiedź 1981, 1988, 1995, 2007, Nowosad 2000, Olszewski 1990, 1991, Osuchowska-Klein

1975, 1978, 1987, 1993, Piotrowicz 2010, Piotrowski 2009, Przybylak i Maszewski 2008, Tamulewicz 2000, Ustrnul 1997, Ustrnul i Czekierda 2001, 2002, Wibig 2001, 2004a, Woś 1995, 2010] daje cenne informacje o tendencjach fluktuacji klimatycznych.

Powiązane z typami cyrkulacyjnymi różnorodne masy powietrza, ze względu na swój odmienny charakter fizyczny, decydują ostatecznie o ilości dochodzącego do powierzchni czynnej całkowitego promieniowania słonecznego i udziale w nim promieniowania bezpośredniego i rozproszonego [Bryś 1997, 2005]. Wpływają nie tylko na usłonecznienie, którego wielkość jest funkcją długości dnia i stanu zachmurzenia, ale i na przezroczystość atmosfery. Decydują zatem o warunkach transmisyjnych i w konsekwencji oddziałują istotnie na wielkość i strukturę radiacji słonecznej. Według Dubickiej [1994] najbardziej korzystne warunki transmisji promieniowania we Wrocławiu w latach 1961–1980 są udziałem typów cyrkulacji antycyklonalnej oraz południowo-zachodniej i południowej cyrkulacji cyklonalnej. Ostatni z wyróżnionych to typ *D* wg kalendarza cyrkulacji Osuchowskiej-Klein [1978, 1993]. Przeprowadzone badania, dotyczące w szczególności lat 1961–2010, potwierdzają ten stan rzeczy [Bryś 1997, 2007, Bryś i Bryś 2007, 2010].

Na rysunku 4.37 zaprezentowano rozkład dobowy kierunków wiatru w okresie miesięcy V–IX w latach 2001–2010 we Wrocławiu-Swojcu. W takim ujęciu rozpatrzono, ile było średnio godzin adwekcji z określonych kierunków w ciągu tych pięciu miesięcy, reprezentujących najcieplejszą część roku. Najwięcej mas powietrza przyływało wtedy z kierunku WNW, osiągając maksimum prawie 30 godz. w godzinach od 7. do 10. (CET). Dominacja kierunku WNW utrzymała się przez całą uśrednioną z dziesięciolecia dobę.

Z następnego rysunku (rys. 4.38) możemy odczytać, jak układały się średnie wartości gęstości strumienia  $K\downarrow$  [ $W\cdot m^{-2}$ ] dla każdego z 16 kierunków wiatru w rozkładzie dobowym w okresie ciepłym V–IX. W tym celu wydzielono wszystkie kierunki napływu powietrza i każdemu z nich, zgodnie z jego frekwencją i zarejestrowaną na tym kierunku sumą promieniowania całkowitego w kroku godzinowym, przyporządkowano (dzieląc tę sumę przez wyrażoną w sekundach frekwencję godzinową danego kierunku wiatru) wartość gęstości strumienia tego promieniowania w  $W\cdot m^{-2}$ . Największe, tak „względnie” ujęte, natężenie  $K\downarrow$  przypada na godz. 12–13 dla kierunku SE (ok. 690–720  $W\cdot m^{-2}$ ).

Na rysunku 4.39 przedstawiono rozkład dobowy średnich rocznych sum promieniowania całkowitego (w  $MJ\cdot m^{-2}$ ) w okresie V–IX przypadający na poszczególne kierunki adwekcji (tzw. ujęcie „bezwzględne”) w latach 2001–2010. Obraz tego rozkładu różni się zdecydowanie od relacji uwidocznionych na rysunku 4.38. Sumarycznie, w analizowanym okresie, przypada bowiem znacznie więcej energii słonecznej związanej z warunkami pogodowymi sformalizowanymi przez dominujące masy powietrza z kierunku WNW (max. 47,4  $MJ\cdot m^{-2}$  dla godz. 12. oraz średnio 384,4  $MJ\cdot m^{-2}$  dla 153 dni okresu V–IX), niż na przykład z kierunku SE (max. 27,5  $MJ\cdot m^{-2}$  dla godzin 9–10 oraz średnio 235,5  $MJ\cdot m^{-2}$  dla okresu V–IX). Decyduje tu więc częstsza niż dla innych kierunków frekwencja wiatru z WNW (średnio 532,2 godzin w okresie V–IX, wobec 451,6 godz. dla NW, 306,4 godz. dla W, 299,8 godz. dla ESE, 280 godz. dla E oraz 268,6 godz. dla SE), pomimo że dla tego kierunku adwekcji notowane było mniejsze natężenie promieniowania całkowitego w ujęciu „względnym” (rys. 4.38). Stąd przebieg dobowy sum promieniowania  $K\downarrow$  wg kierunków wiatru (rys. 4.39), tylko pozornie paradoksalnie, a w rzeczy samej jako prosta konsekwencja mocno zróżnicowanej frekwencji kierunkowej wiatru, wygląda we Wrocławiu-Swojcu inaczej niż rozkład dobowy „względnie” ujętego natężenia  $K\downarrow$  (rys. 4.38).

W chłodniejszej części roku, związanej z miesiącami X–IV (rys. 4.40), maksimum frekwencji wiatru przypadło na kierunek ESE (28–30 godz.) w godzinach porannych (6–8). Maksymalna suma częstości adwekcji dla całego okresu X–IV była natomiast związana z kierunkami WNW (587,2 godz.) oraz SE (537,2 godz.), które wyprzedzały wyraźnie odpowiednią frekwencję z ESE (472 godz.), z W (455,8 godz.) i NW (422,8 godz.). Przebieg dobowy średniej irradacji  $K\downarrow$  [ $W\cdot m^{-2}$ ] dla 16. kierunków wiatru z lat 2001–2010 we Wrocławiu-Swojcu dla okresu X–IV ukazano na rysunku 4.41. Maksimum natężenia  $K\downarrow$  zanotowano wtedy przy adwekcji z kierunku E (360–390  $W\cdot m^{-2}$  w godzinach 12–13).

Przebieg dobowy średniej sumy promieniowania całkowitego  $K\downarrow$  [ $MJ\cdot m^{-2}$ ] wg kierunków wiatru w okresie X–IV, zgodnie z tzw. ujęciem „bezwzględny”, przedstawiono na rysunku 4.42. W tym przypadku dla maksimum godzinowego dominującym kierunkiem jest SE (I max.: 23,6  $MJ\cdot m^{-2}$  dla godz. 11 oraz II max.: 22,0  $MJ\cdot m^{-2}$  dla godz. 12), zaś dla całej doby kierunki WNW (z 1,81  $MJ\cdot m^{-2}$  jako średnią dobową wartością oraz sumą 384,4  $MJ\cdot m^{-2}$  dla całego okresu X–IV) i NW (odpowiednio: 1,49  $MJ\cdot m^{-2}$  i 316,6  $MJ\cdot m^{-2}$ ). Kierunek SE znajduje się tu na 3. miejscu z wartościami: 1,11  $MJ\cdot m^{-2}$  i 235,5  $MJ\cdot m^{-2}$ .

Zatem o rozkładzie dobowym sum promieniowania całkowitego wg kierunku wiatru decyduje nie tylko typowy, dobowy przebieg zmian natężenia  $K\downarrow$ , z maksimum okołopołudniowym (kulminacja Słońca o godz. 12.), ale również rodzaj napływającej masy powietrza i jego frekwencja. Z tego względu dla Wrocławia-Swojca uprzywilejowane są tu masy polarno-morskie napływające z kierunku WNW–NW.

Dominująca na Dolnym Śląsku w ciągu roku frekwencja wiatru z sektora zachodniego, dla Wrocławia-Swojca, związana jest z kierunkiem WNW. Wpływa na to usytuowanie tej peryferyjnej dzielnicy na północnym-wschodzie względem zwartej, wysokiej zabudowy miejskiej oraz kierunek wrocławskiego odcinka Pradoliny Wrocławsko-Magdeburgskiej [Bryś 2007].

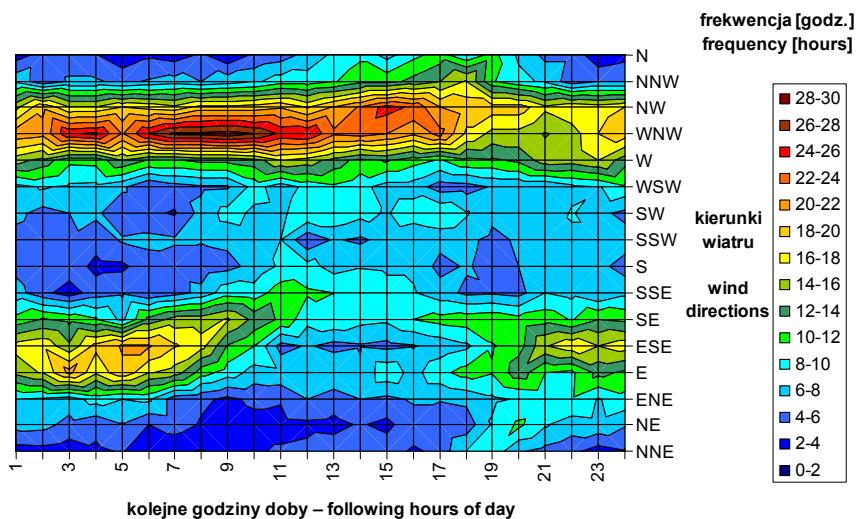
Od cyrkulacji uzależnione są długookresowe zmiany temperatury powietrza i innych podstawowych elementów meteorologicznych we Wrocławiu. Analiza zrekonstruowanych i zhomogenizowanych wrocławskich ciągów temperatury i opadów dotycząca lat 1791–2007 wskazuje na procesy makroskalowe [Bryś 1997, Bryś i Bryś 2010a, 2010b], które kształtują dynamikę krótkookresową i długookresowe rytmy zmieniającej się cyrkulacji atmosferycznej.

Przeprowadzone badania, wraz z wcześniejszymi rekonstrukcjami m.in. warunków wilgotnościowych [Bryś i Bryś 2005c, 2007] i radiacyjnych [Bryś 2002a,b, Bryś i Bryś 2001b, 2003, 2005b, 2007], oraz anemologicznych [Bryś 2007], umożliwiają odtworzenie i analizę całkowitego bilansu promieniowania i bilansu cieplnego Wrocławia-Swojca na tle makrocyrkulacyjnych uwarunkowań od roku 1881 do chwili obecnej.

Promieniowanie słoneczne pochłonięte  $K^*$ , czyli saldo promieniowania krótkofalowego to różnica między promieniowaniem całkowitym  $K\downarrow$  a promieniowaniem odbitym  $K\uparrow$ :

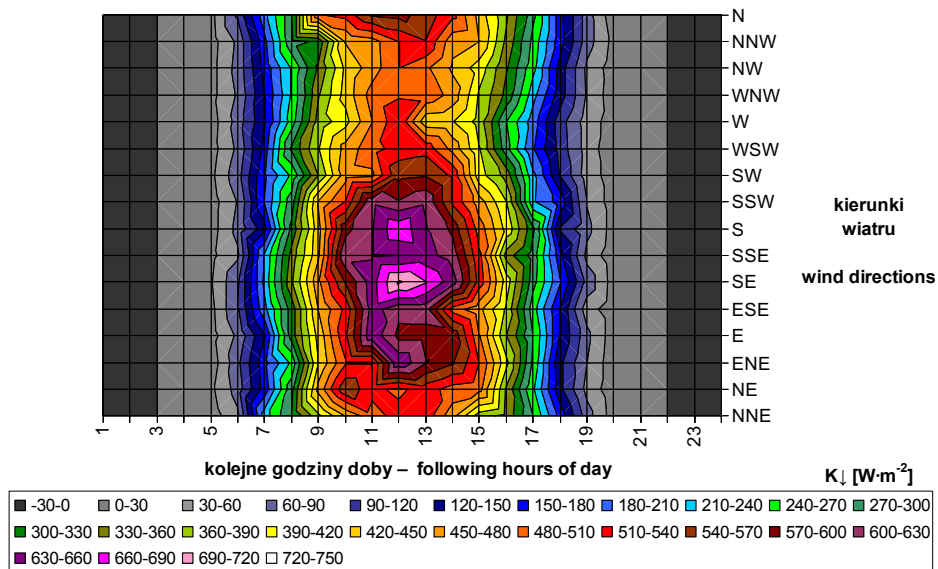
$$K^* = K\downarrow - K\uparrow \quad (2)$$

W skali lokalnej różnicowanie wartości  $K^*$  powodują cechy podłoża i albedo powierzchni czynnej, a także lokalne zmętnienie atmosfery na terenach wokół dużego miasta zmniejszające strumień  $K\downarrow$  przez osłabienie strumienia promieniowania bezpośredniego. Na ten ostatni aspekt zagadnienia zwraca uwagę szereg prac poświęconych kwestii ekstynkcji i zmian przezroczystości powietrza, jakie dokonują się w ostatnich latach [Abakumova i Gorbarenko 2008, d’Almeida i in. 1991, Arking 1996, Bryś 2005, Oke 1995, Ohvri i in. 2009, Power i Goyal 2003, Ramanathan i in. 2001, Uscka-Kowalkowska 2007, 2008a,b,c, 2009].



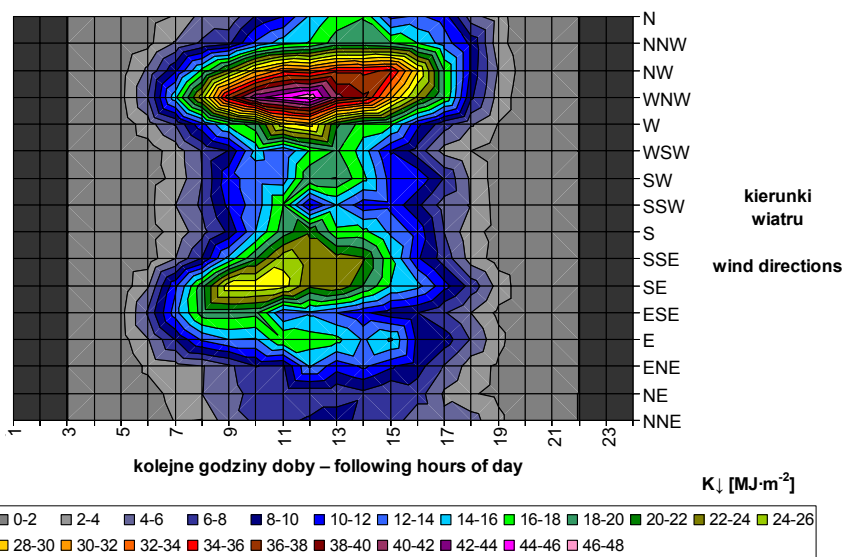
Rys. 4.37. Przebieg dobowy średniej frekwencji kierunków wiatru z lat 2001–2010 dla okresu V–IX we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 4.37. Diurnal run of average frequency of wind directions from 2001–2010 years in Wrocław-Swojec for the period of May–September



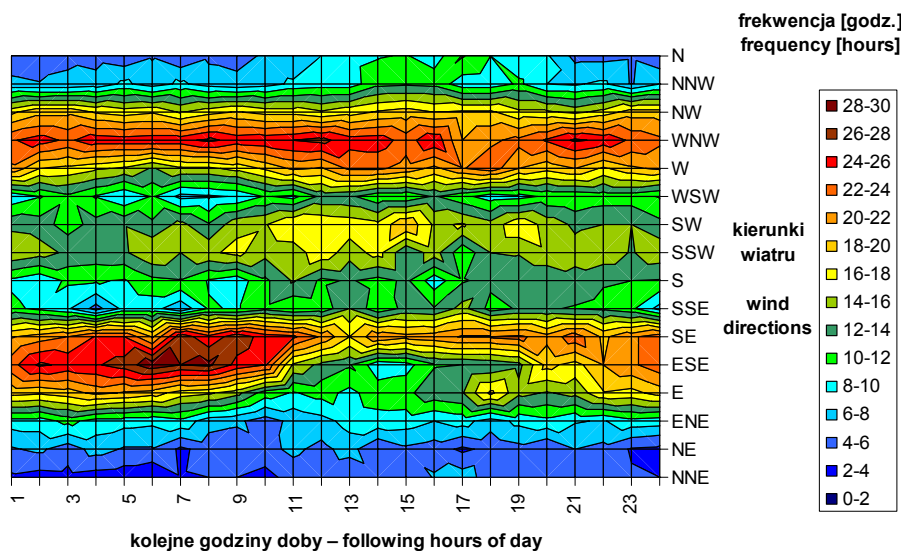
Rys. 4.38. Przebieg dobowy średniej iradiacji  $K_{\downarrow}$  [ $W \cdot m^{-2}$ ] dla kierunków wiatru w okresie V–IX we Wrocławiu-Swojcu w latach 2001–2010

Fig. 4.38. Diurnal run of average irradiation  $K_{\downarrow}$  [ $W \cdot m^{-2}$ ] for the wind directions of the period of May–Sept. in Wrocław-Swojec in 2001–2010 years



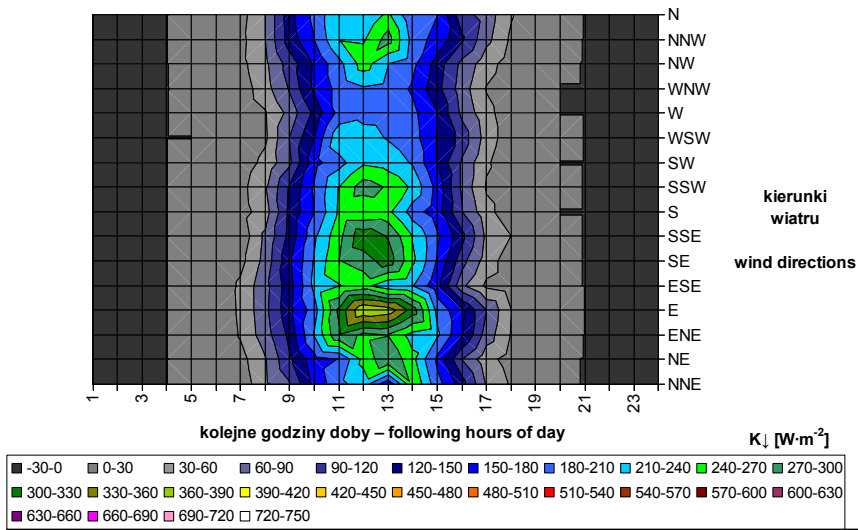
Rys. 4.39. Przebieg dobowy średniej sumy promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ] dla okresu V–IX wg udziału kierunków wiatru w latach 2001–2010 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 4.39. Diurnal run of average sums of global radiation  $K_{\downarrow}$  [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ] for the period of May–Sept. according to frequency of wind directions in 2001–2010 years in Wrocław-Swojec



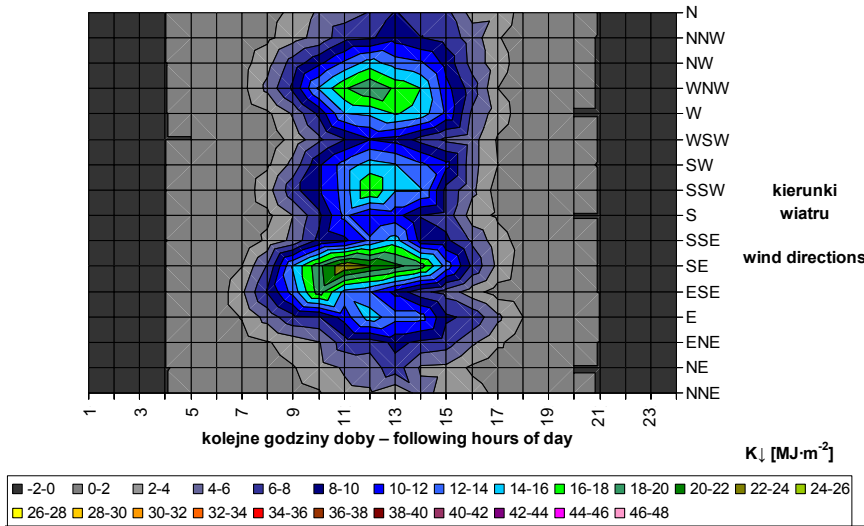
Rys. 4.40. Przebieg dobowy średniej frekwencji kierunków wiatru z lat 2001–2010 dla okresu X–IV we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 4.40. Diurnal run of average frequency of wind directions from 2001–2010 years in Wrocław-Swojec for the period of October–April



Rys. 4.41. Przebieg dobowy średniej iradiacji  $K_{\downarrow}$  [ $W \cdot m^{-2}$ ] dla kierunków wiatru w okresie X–IV we Wrocławiu-Swojcu w latach 2001–2010

Fig. 4.41. Diurnal run of average irradiation  $K_{\downarrow}$  [ $W \cdot m^{-2}$ ] for wind directions of the period of October–April in Wrocław-Swojec in 2001–2010 years



Rys. 4.42. Przebieg dobowy średniej sumy promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  [ $MJ \cdot m^{-2}$ ] dla okresu X–IV wg udziału kierunków wiatru w latach 2001–2010 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 4.42. Diurnal run of average sums of global radiation  $K_{\downarrow}$  [ $MJ \cdot m^{-2}$ ] for the period of Oct.–Apr. according to frequency of wind directions in 2001–2010 years in Wrocław-Swojec



## 5. PROMIENIOWANIE ODBITE I ALBEDO

### 5.1. Pomiary promieniowania odbitego $K_{\uparrow}$ i albedo

Promieniowanie słoneczne dochodzące do powierzchni Ziemi zostaje częściowo odbite, a częściowo pochłonięte. Stosunek promieniowania odbitego do całkowitego to albedo, które oznacza zdolność odbijania promieni słonecznych przez powierzchnię czynną we wszystkich kierunkach. W warunkach naturalnych właściwości padającego strumienia promieniowania (kąt padania promieni słonecznych, skład widmowy promieniowania, udział promieniowania bezpośredniego i rozproszonego w promieniowaniu całkowitym) kształtują się pod wpływem czynników astronomicznych i meteorologicznych. Albedo zmienia się także w zależności od rodzaju powierzchni czynnej [Budyko 1975, Fortuniak 2003, 2010, Geiger i in. 2003, Kozłowska-Szczęśna 1973a, Oke 1995, Pawlak 2009], jej koloru i wilgotności [Kędziora 1999] oraz zabiegów agrotechnicznych i fazy fenologicznej roślin [Bac i Baranowski 1967, Paszyński i in. 1999]. W okresie zimowym o obecności lub braku podobnych różnic decyduje stan gruntu kształtowany przez obecność lub brak pokrywy śnieżnej [Chudzia 1997, 1998, Falarz 2007, 2010, Kapuściński 2000, Ojrzyńska 2011, Olejnik 1996, Olejnik i Kędziora 1991, Paszyński i in. 1999, Paszyński i Niedźwiedz 1991].

Badania nad promieniowaniem odbitym we Wrocławiu-Swojcu prowadzili w latach 1963–1965 Bac i Baranowski [1967] oraz Łykowski [1968]. Zmienność tego elementu dla powierzchni rolniczych jest znacząca. Wiąże się nie tylko z sezonowo zmienną mozaiką roślinną i kolorystyczną tych powierzchni, ale zależy również od oddziaływania warunków pogodowych na stan gruntu i sposobu jego użytkowania. Największe kontrasty mogą wystąpić pomiędzy okresem zimowym i letnim. W miesiącach zimowych albedo gwałtownie rośnie, gdy pojawia się pokrywa śnieżna. W sezonie letnim powierzchnia bez roślin (*ugór*) ma albedo znacznie mniejsze niż powierzchnia roślinna [Bryś 2009, Paszyński i in. 1999]. Uśrednione miesięczne wartości albedo dla sezonu wegetacyjnego (III–X) dla różnych powierzchni rolniczych i leśnych, m.in. dla gruntów ornych oraz łąk i pastwisk (tab. 5.1), można odnaleźć w pracy Kapuścińskiego [2000], Kędziory [1999] i Kozuchowskiego [2011].

Tabela 5.1. Albedo [%] trawy (łąki i pastwiska) i gruntów ornych dla okresu marzec–październik (III–X) wg Kapuścińskiego

Table 5.1. Albedo [%] for grasslands (meadows and pastures) and ploughlands (arable soil) in the months: March (III)–October (X), according to Kapuściński [2000]

Miesiące – Months	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Grunty orne – Ploughlands	18	19	20	22	23	20	19	19
Łąki i pastwiska – Grasslands	20	20	21	23	21	23	20	21



Dla Wrocławia-Swojca podobne zestawienie w przypadku powierzchni trawiastej dla miesięcy maj–październik (V–X) (tab. 5.2) przedstawili Bac i Baranowski [1967].

Tabela 5.2. Albedo [%] trawy wg Baca i Baranowskiego (1968) dla okresu maj–październik (V–X) we Wrocławiu-Swojcu

Table 5.2. The albedo [%] of grass after Bac and Baranowski (1968) in Wrocław-Swojec in the months: May (V)–October (X)

Miesiące – Months	V	VI	VII	VIII	IX	X
Trawa – Grass	20	17	20	19	21	21

Podawane przez różnych autorów [Geiger 2003, Kędziora 1999, Kozłowska-Szczęsna 1973a, Kożuchowski 2011, Miara i Paszyński 1984, Oke 1995, Paszyński i in. 1999] wielkości albedo dla powierzchni porośniętej trawą, która w klimatologii uważana jest za powierzchnię standardową, obejmują najczęściej zakres od 16–26%. Większość źródeł nie podaje jednak warunków wykonywania pomiarów.

Biorąc pod uwagę miesiące zimowe, rzetelne podejście metodyczne proponują Miara i Paszyński [1984], podając roczny przebieg albedo powierzchni trawiastej w Polsce. Dotyczy ono ilości dni z pokrywą śnieżną, na podstawie której autorzy stosują odpowiednią wagę dla promieniowania całkowitego (wagą jest stosunek sumy całkowitego promieniowania słonecznego w danym podokresie do sumy miesięcznej promieniowania całkowitego). Metoda określania albedo miesięcznego jako średniej ważonej dla dwóch podokresów w miesiącu – z pokrywą śnieżną i bez pokrywy śnieżnej jest według autorów najdokładniejsza na tle innych sposobów wyznaczania albedo zimowego.

W niniejszej pracy skoncentrowano się na wieloletniej zmienności albedo w aspekcie przyjętego założenia, że klimatyczna rola szaty roślinnej zmienia się w różnych sekwencjach lat poprzez zmienną w tym środowisku dystrybucję strumieni ciepła. Tak ujęta analiza promieniowania całkowitego musi być związana nie tylko z potrzebą badania jego sezonowej i wieloletniej dynamiki. Wymaga także poznania interakcji: roślina – środowisko geofizyczne, w konkretnym kontekście uwarunkowań roślinno-glebowych i topoklimatycznych. Punktem wyjścia takiej analizy, zgodnie z przyjętym założeniem metodycznym, jest przeciwstawienie w tym względzie dwóch kontrastowych powierzchni: bez roślin (*ugór*) i trawiastej (*trawa*).

## 5.2. Przebiegi dobowe składników albedo

Średnie miesięczne strumienie promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  (rys. 5.1) oraz promieniowania odbitego  $K_{\uparrow}$  od powierzchni trawy i powierzchni bez roślin (rys. 5.2) w przebiegu dobowym, w sposób przeglądowy, ilustrują dynamikę z roku na rok i zmienność sezonową. Charakterystyczny dla przedstawionych w ten sposób wartości radiacyjnych znaczny zakres ich zmienności oraz różnice wartości pomiędzy badanymi powierzchniami wymagają bliższej analizy.

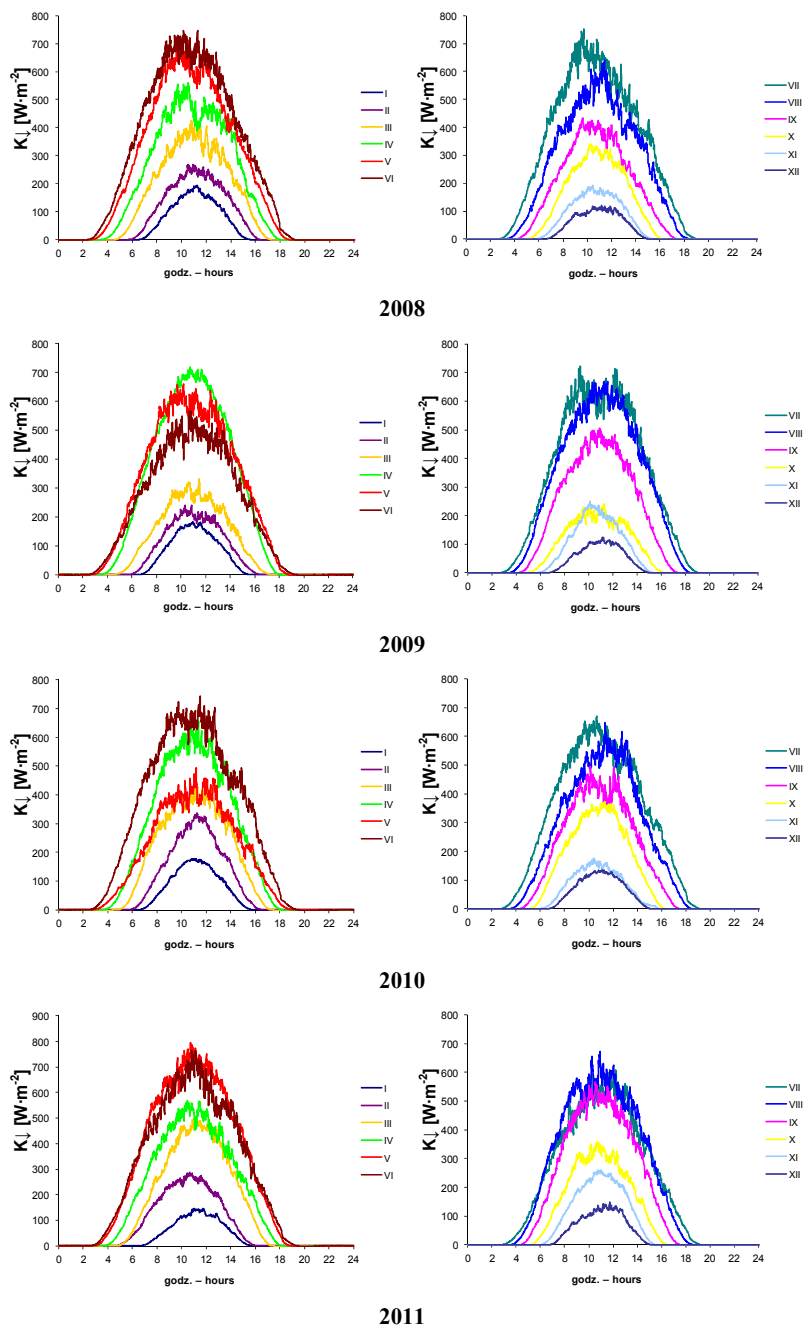
W analizie szczególną uwagę poświęcono ukazaniu zmian różnic z roku na rok pomiędzy wartościami radiacyjnymi obu powierzchni (rys. 5.3). Różnice w promieniowaniu odbitym pomiędzy trawą i ugorem w roku 2008 były przeważnie dodatnie dla wszystkich miesięcy. Amplitudy różnic sięgają maksymalnie do  $32 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w kwietniu i  $28 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w sierpniu. W miesiącach zimowych 2008 r. (bez pokrywy śnieżnej) osiągały od 10 do  $15 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Inny był przebieg różnic latem, np. w czerwcu, zanotowano wtedy dwa maksima: w godzinach

porannych i popołudniowych, ale w samo południe różnice były ujemne. Zdecydowała o tym jaśniejsza barwa nadmiernie przesuszonej gleby bez roślin, w efekcie – strumień promieniowania odbitego był wyższy niż od trawy.

Przebieg dobowy uśrednionych różnic miesięcznych strumieni promieniowania odbitego pomiędzy trawą i ugorem  $K\uparrow_{tr} - K\uparrow_{ug}$  w roku 2009 ukazuje różnice dodatnie dla wszystkich miesięcy oprócz stycznia, gdy zanotowano przewagę promieniowania odbitego dla powierzchni bez roślin. Amplitudy różnic sięgały w pierwszym półroczu 2009 r.  $35 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . W drugim półroczu wartości różnic  $K\uparrow_{tr} - K\uparrow_{ug}$ , zwłaszcza w lipcu i sierpniu, wyraźnie odbiegały od wartości innych miesięcy i sięgały nawet  $50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . W roku 2010 i 2011 relacje te układały się podobnie jak w latach wcześniejszych, ale we wrześniu 2010 r., po obfitych opadach w sezonie wegetacyjnym, różnice promieniowania odbitego sięgały ok.  $40 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  na korzyść poletka porośniętego trawą. Jedynie w miesiącach zimowych różnice były ujemne bądź zbliżały się do zera (wpływ pokrywy śnieżnej).

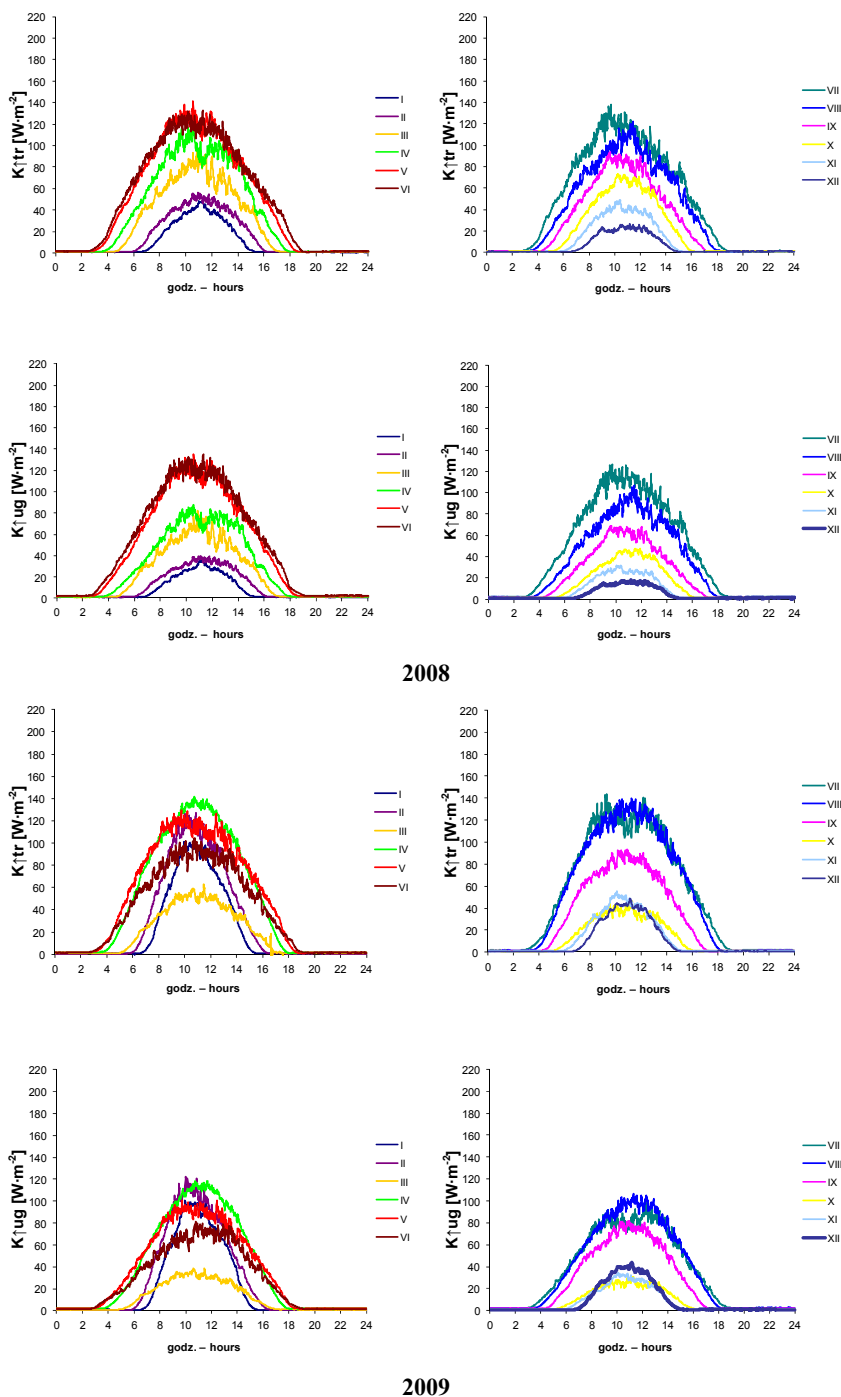
Nie bez znaczenia w sezonie zimowym jest też obecność pokrywy roślinnej, której synergiczny wpływ objawia się zatrzymaniem ciepła w glebie, chroniąc ją przed wypromienowaniem. Powoduje to w konsekwencji zróżnicowanie termiczne obu powierzchni (śnieg topi się wolniej na powierzchniach wychłodzonych, powolne wytapianie różnicuje kolor poletek, wpływając na odbicie promieniowania). W zależności od specyfiki kolejnych zim różnice  $K\uparrow_{tr} - K\uparrow_{ug}$  i ich dobowy przebieg były różne w poszczególnych miesiącach (XII–II) i latach. W styczniu i lutym 2008 oraz 2009 r. przeważały różnice dodatnie, natomiast w latach 2010 i 2011 – ujemne. W tych dwóch ostatnich wychłodzona gleba bez roślin odbijała więc zimą (poza grudniem) więcej energii krótkofalowej. Odbywało się to przeważnie w godzinach 9–14, a więc przy głównie dodatnich temperaturach, różnicujących warunki odbicia na poletkach.

Zmienność z roku na rok wartości różnic  $K\uparrow_{tr} - K\uparrow_{ug}$  można dokładniej prześledzić w ujęciu sezonowym (rys. 5.4a,b,c,d), co pozwala uchwycić ich specyfikę dla poszczególnych pór roku. Wiosną (rys. 5.4a) uśrednione przebiegi dobowe miesięcznych wartości tych różnic były dodatnie, ale cechuje je znaczna dynamika zmian w kolejnych latach, zwłaszcza w kwietniu i maju. Maksymalne różnice w kwietniu 2008 r. i maju 2009 r. osiągały około  $30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , a wiosną 2010 r. dochodziły aż do ok.  $45 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Stosunkowo niskie wartości w maju 2008 r., z maksimum około  $10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , które wyraźnie odbiegały od wartości zarejestrowanych w innych wiosennych miesiącach, miały swoją termiczną i wilgotnościową przyczynę. Wysoka temperatura powietrza przy względnie małej ilości majowych opadów ( $37,8 \text{ mm}$ ) spowodowała, że przesuszony ugor miał wyższy strumień promieniowania odbitego niż trawa. Wiosną 2010 r. zaobserwowano najwyższe dodatnie różnice (ok.  $45 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w kwietniu i ok.  $43 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w maju), ponieważ w okresie tym było wyjątkowo mokro; od marca do maja spadło  $220 \text{ mm}$  deszczu. W roku 2012 maksymalne wartości różnic, wynoszące około  $30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , wystąpiły jedynie w wilgotnym marcu, natomiast w relatywnie suchym kwietniu i maju były bardzo niskie (ok.  $13\text{--}15 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ).

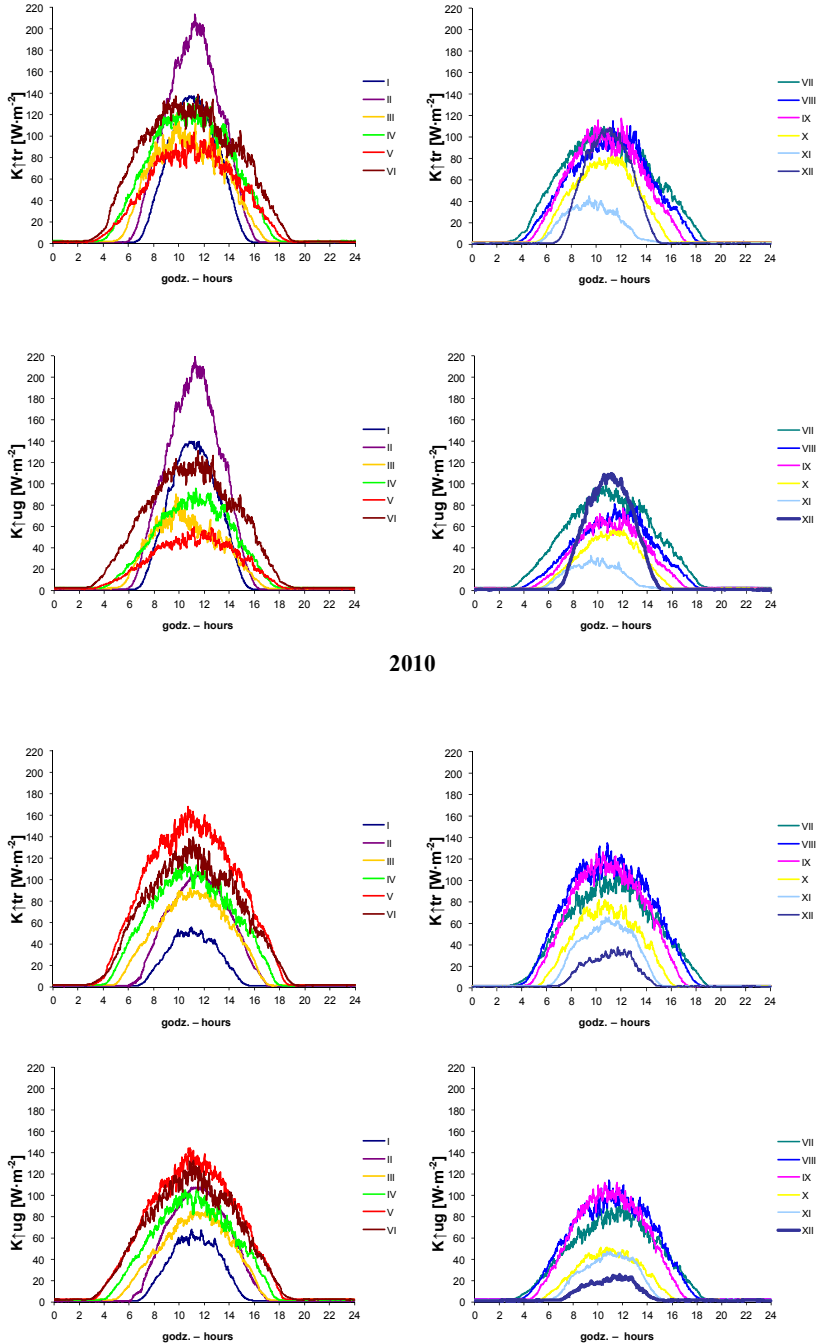


Rys. 5.1. Średni miesięczny (I–XII) strumień promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$  w przebiegu dobowym w latach 2008–2011 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 5.1. The daily course of global solar radiation intensity  $K_{\downarrow}$  in the years 2008–2011 in Wrocław-Swojec



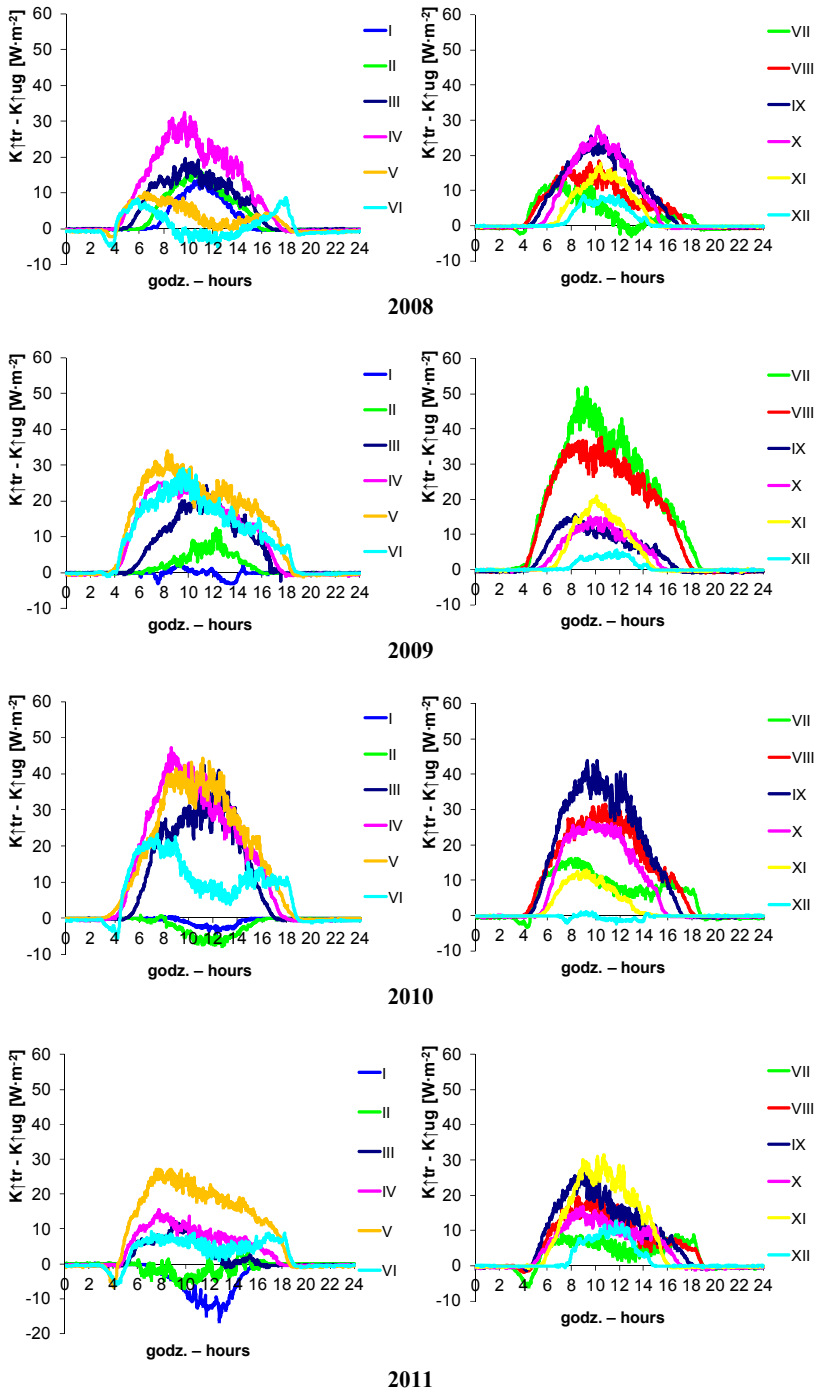
Rys. 5.2a. Przebieg dobowy miesięcznych strumieni promieniowania odbitego od powierzchni trawy  $K\uparrow_{tr}$  i powierzchni ugoru  $K\uparrow_{ug}$  w latach 2008–2009 we Wrocławiu-Swojcu  
 Fig. 5.2a. The daily course of monthly fluxes intensity of reflected solar radiation from grass area  $K\uparrow_{tr}$  and bare soil area  $K\uparrow_{ug}$  in the years 2008–2009 in Wrocław-Swojec



2010

2011

Rys. 5.2b. Przebieg dobowy miesięcznych strumieni promieniowania odbitego od powierzchni trawy  $K\uparrow_{tr}$  i powierzchni ugoru  $K\uparrow_{ug}$  w latach 2010–2011 we Wrocławiu-Swojcu  
 Fig. 5.2b. The daily course of monthly fluxes intensity of reflected solar radiation from grass area  $K\uparrow_{tr}$  and bare soil area  $K\uparrow_{ug}$  in the years 2010–2011 in Wrocław-Swojce

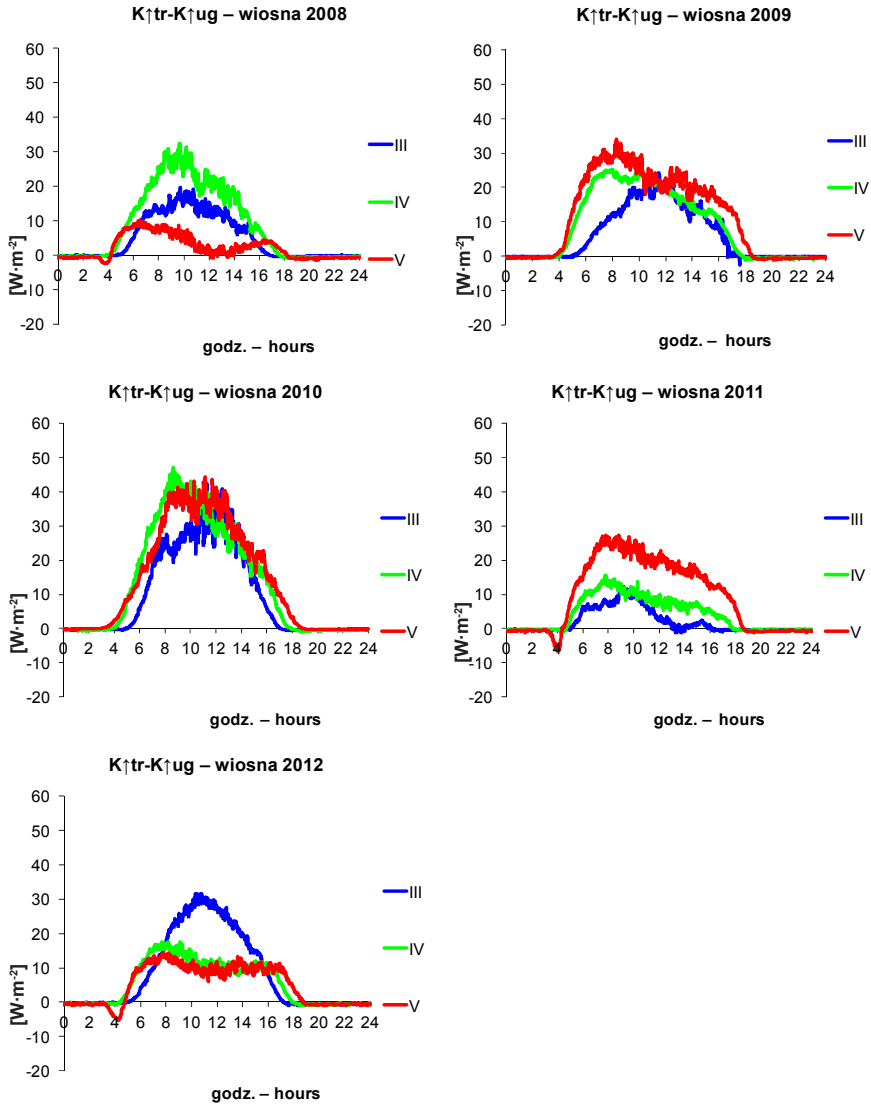


Rys. 5.3. Przebieg dobowy różnicy miesięcznych strumieni promieniowania odbitego pomiędzy trawą i ugiem  $K_{tr}^{\uparrow} - K_{ug}^{\uparrow}$  w latach 2008–2011 we Wrocławiu-Swojcu  
 Fig. 5.3. The daily course of difference in fluxes intensity of reflected solar radiation between grass and bare soil  $K_{tr}^{\uparrow} - K_{ug}^{\uparrow}$  in the years 2008–2011 in Wrocław-Swojec

W dobowych przebiegach dla maja w latach 2008, 2011 i 2012 zwraca uwagę pojawienie się około godz. 4. UTC charakterystycznej „wkłęsłości” ujemnych wartości badanych różnic. Ten graficzny efekt występuje najmocniej w trakcie suchych wiosen, w których posuchy majowe są kontynuacją posusznych okresów kwietniowych (2012 r.) lub majowy deficyt wilgotnościowy gleb związany jest z posuchą marcowo-kwietniową (2011 r.). Przyczyny te powodują, że średnio przez około 60–75 minut, tuż po zainicjowaniu wczesnoporanego procesu zwiększania się wartości promieniowania odbitego ujawniają się wspomniane skutki różnic dynamiki albedo pomiędzy trawą i ugiem. Większa wkłęsłość początkowego przebiegu  $K\uparrow$  u trawy niż u ugiu (rys. 5.5), która pojawia się po około godzinie występowania równych (lub prawie równych) wartości tego promieniowania dla obydwu powierzchni czynnych, wiąże się z przesunięciem czasowym wysychania zroszonej rosą trawy w stosunku do mniej wilgotnej gleby bez roślin. Skutkiem tego, w następnej godzinie, zmieniają się właściwości odbijające ugiu w stosunku do trawy, u której dłużej o kilkadziesiąt minut występuje większa absorpcja energii słonecznej niż na powierzchni nieporośniętej. Podobne efekty mogą ujawniać się także w innych miesiącach półrocz ciepłego, a zwłaszcza w czerwcu i lipcu (rys. 5.4b).

W sezonie letnim (VI–VIII), w wartościach różnic  $K\uparrow_{tr} - K\uparrow_{ug}$ , pojawiają się jeszcze silniejsze kontrasty pomiędzy kolejnymi latami niż wiosną. Największe wystąpiły tu pomiędzy niskimi wartościami (max. – ok.  $18 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) z lata 2008 r. i wysokimi (max. – ok.  $50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) w lecie 2009 r., co związane było z kontrastowością opadową i termiczną tych sezonów. Ciepłe lato 2008 r. ( $Tp = 19,2^\circ\text{C}$ ) przy umiarkowanej ilości opadów (196 mm), skoncentrowanych głównie w lipcu (65,6 mm) i sierpniu (94 mm), miało także najmniejszą rozpiętość miesięcznych maksimów badanych różnic. W średnich przebiegach dobowych osiągały one od około  $8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w czerwcu do ok.  $18 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w sierpniu. W czerwcu 2008 r. pojawiają się też różnice ujemne (od godz. 9–14). W tym miesiącu zanotowano 36,5 mm opadu, ale od 23 V do 21 VI spadło zaledwie 9 mm deszczu, w rezultacie w godzinach okołopołudniowych murawa tak wysychała, że upodabiała swe właściwości odbicia promieniowania słonecznego do ugiu (rys. 5.4b). Chłodniejsze ( $Tp = 18,2^\circ\text{C}$ , a w czerwcu tylko  $15,8^\circ\text{C}$  wobec  $18,8^\circ\text{C}$  w roku poprzednim) i deszczowe lato 2009 r., z wysokimi opadami (329 mm), głównie w czerwcu (162 mm) i lipcu (134 mm), charakteryzują różnice dodatnie sięgające przed południem nawet  $51 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . W kolejnych dwóch sezonach letnich ponownie wystąpiły mniejsze wartości różnic dodatnich  $K\uparrow_{tr} - K\uparrow_{ug}$ . Zadecydowała o tym inna niż latem 2009 r. barwa powierzchni i jej wilgotność, co w rezultacie zmieniło warunki rozwojowe w ryzosferze (np. w 2010 r. po majowym podtopieniu przez dłuższy czas utrzymywał się wysoki stan wód gruntowych). To wszystko sprawiło, że zmienne o tej porze roku warunki meteorologiczne i glebowe, nakładając się na skutki wiosennych warunków pogodowych dla rozwoju roślin (i odcieni ich barwy), rzutowały na ogromne zróżnicowanie promieniowania odbitego i albedo badanych powierzchni czynnych.

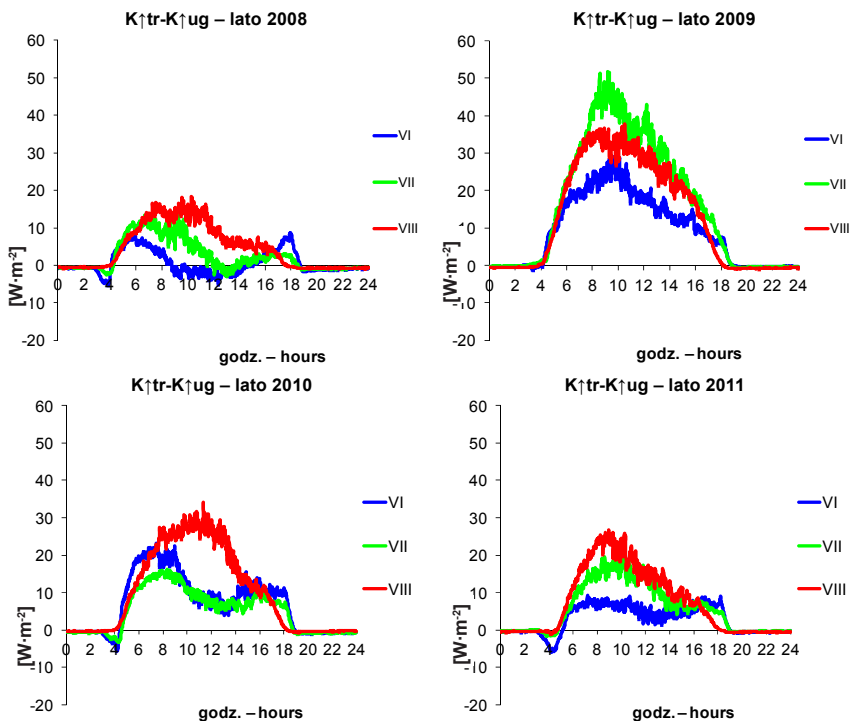
Jesienią (rys. 5.4c) różnice były dodatnie, świadczące o większym odbiciu promieniowania krótkofalowego od trawy  $K\uparrow_{tr}$  (średnio od 10 do  $30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ). Najbardziej wyróżnił się tu wrzesień 2010 r. (do  $42 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ). Po dużych opadach (w sezonie wegetacyjnym spadło aż 540,8 mm deszczu), dobrze rozwinięta pokrywa roślinna trawnika odbiła więcej promieniowania niż ugiu.



Rys. 5.4a. Uśrednione różnice pomiędzy promieniowaniem odbitym trawnika i ugoru  $K_{tr}^{\uparrow} - K_{ug}^{\uparrow}$  wiosną w latach 2008–2012 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 5.4a. The averaged differences of reflected solar radiation between grass and bare soil  $K_{tr}^{\uparrow} - K_{ug}^{\uparrow}$  in spring in the following years from 2008–2012 in Wrocław-Swojec. Explanation: III – March, IV – April, V – May



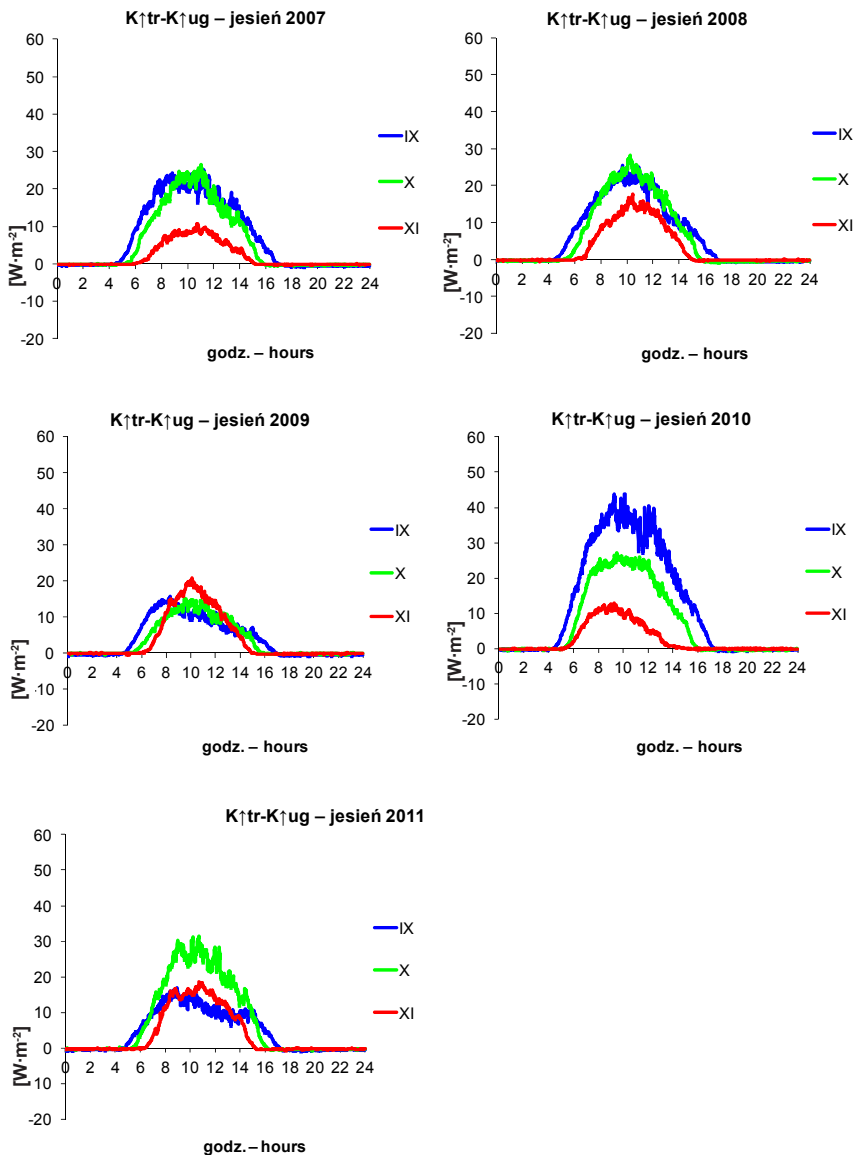


Rys. 5.4b. Uśrednione różnice pomiędzy promieniowaniem odbitym trawnika i ugoru  $K_{tr}^{\uparrow} - K_{ug}^{\uparrow}$  latem w okresie 2008–2011 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 5.4b. The averaged differences of reflected solar radiation between grass and bare soil  $K_{tr}^{\uparrow} - K_{ug}^{\uparrow}$  in summer in the following years from 2008–2011 in Wrocław-Swojec. Explanation: VI – June, VII – July, VIII – August

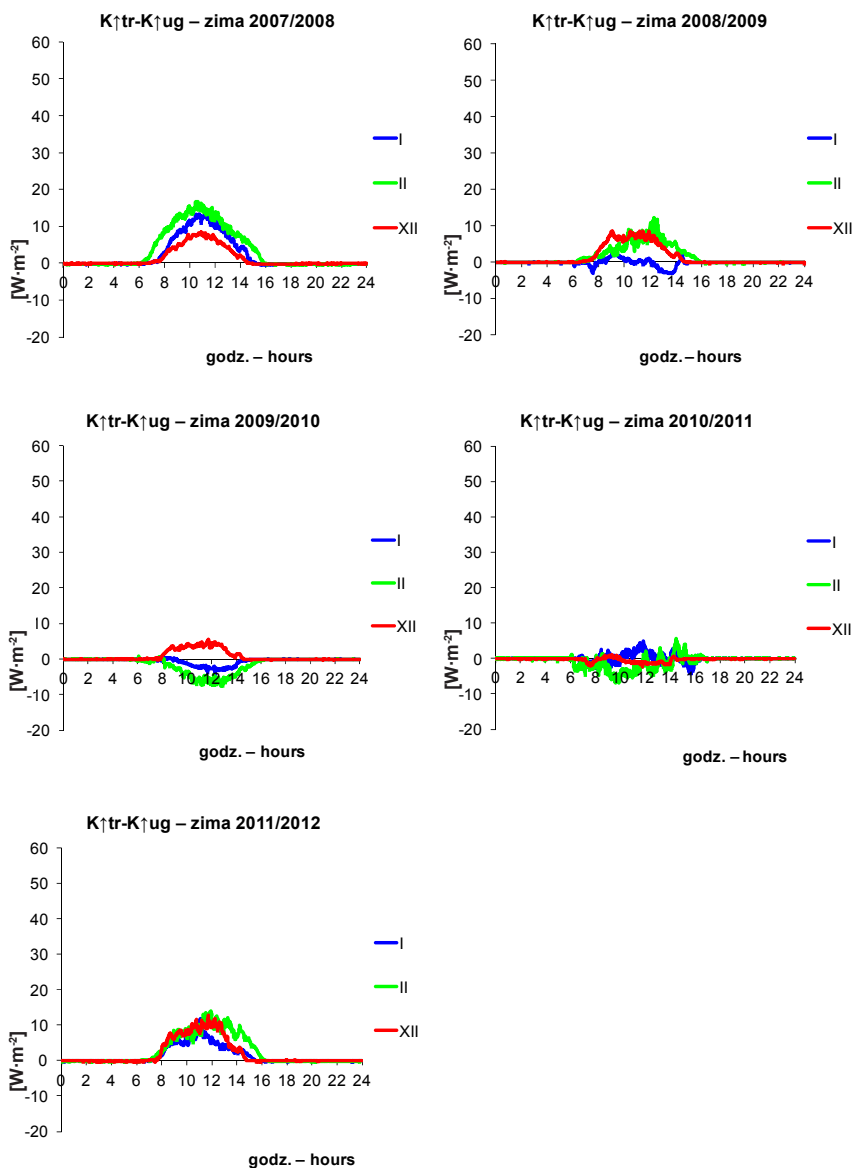
Zimą (rys. 5.4d) różnice zmniejszyła obecność pokrywy śnieżnej (od  $-8$  do  $10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ). Przy obecności grubszej i długo zalegającej pokrywy różnice te zbliżyły się do zera. Przy roztopach taki śnieg dłużej zalegał na powierzchni trawiastej, gdyż pozbawiona roślin gleba na ogół szybciej się go pozbywała, co spowodowało powstanie różnic dodatnich. Różnice ujemne powstają najczęściej w pierwszej fazie tworzenia się pokrywy śnieżnej (rys. 5.6a), gdyż powierzchnia gruntu pozbawionego roślin ulega szybszemu wypromieniowaniu energii cieplnej niż powierzchnia z pokrywą roślinną.

W szczególnych przypadkach, gdy śnieg był wywiewany z powierzchni roślinnej i osadzał się tylko przy gruncie, tworzyć się mogą dłużej występujące i większe różnice ujemne (rys. 5.6b). Dzieje się to po słabych opadach śniegu (z gatunków: suchy, luźny śnieg, śnieg ziarnisty lub drobna krupa śnieżna) na mocno wychłodzony, przemarznięty grunt, który jest pozbawiony starej pokrywy śnieżnej, a świeża jest jeszcze zbyt cienka (ok.  $0,5\text{--}1 \text{ cm}$ ) i stale jest przewiewana. Zjawisko to występuje najczęściej w strefie frontalnej, przy napływie mroźnej i umiarkowanie wilgotnej masy powietrza tworzącej się przy zderzeniu wilgotnych mas polarno-morskich z suchymi masami pochodzenia arktycznego.



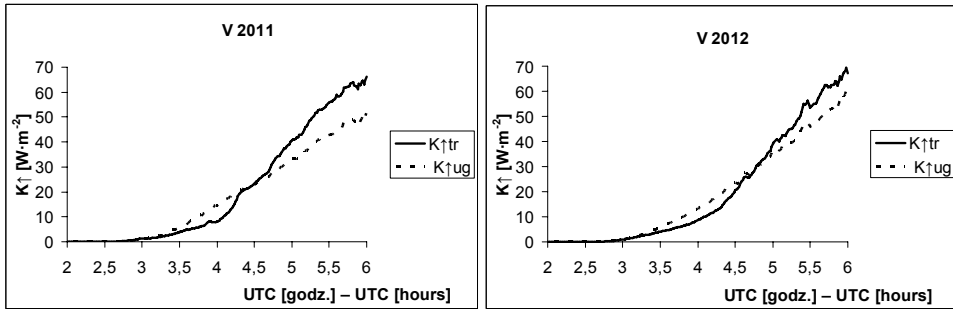
Rys. 5.4c. Uśrednione różnice pomiędzy promieniowaniem odbitym trawnika i ugoru  $K\uparrow_{tr} - K\uparrow_{ug}$  jesienią w latach 2007–2011 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 5.4c. The averaged differences of reflected solar radiation between grass and bare soil  $K\uparrow_{tr} - K\uparrow_{ug}$  in autumn in the following years 2007–2011 in Wrocław-Swojec. Explanation: IX – September, X – October, XI – November



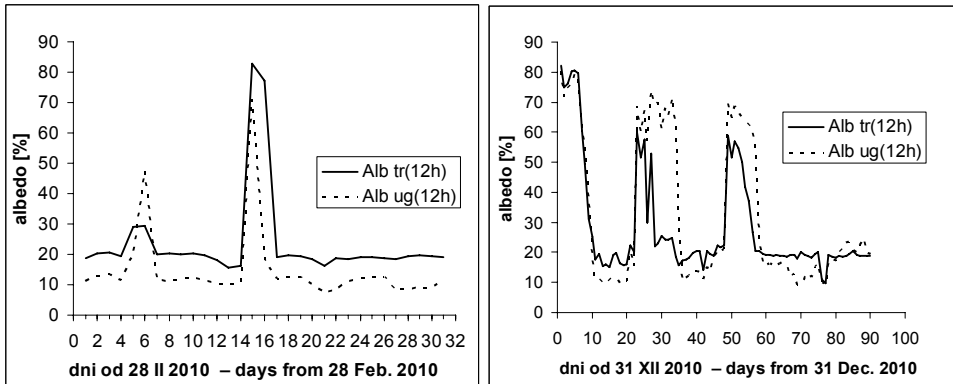
Rys. 5.4d. Uśrednione różnice pomiędzy promieniowaniem odbitym trawnika i ugoru  $K_{\uparrow tr} - K_{\uparrow ug}$  zimą w latach 2007–2011 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 5.4d. The averaged differences of reflected solar radiation between grass and bare soil  $K_{\uparrow tr} - K_{\uparrow ug}$  in winter in the following years from August 2007–2011 in Wrocław-Swojec. Explanation: I – January, II – February, XII – December



Rys. 5.5. Przykłady miesięcznych (V 2011 i V 2012 r.) średnich dobowych przebiegów promieniowania odbitego  $K\uparrow$  dla trawy i ugoru, wywołujących graficzny „efekt wklęsłości” w przebiegach wartości wczesnoporannych różnic  $K\uparrow_{tr} - K\uparrow_{ug}$  we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 5.5. Examples of monthly (V 2011 and V 2012 r.) diurnal average runs of  $K\uparrow$  for grass and bare soil, which caused graphical „depression effect” in the runs of values of early morning differences of  $K\uparrow_{tr} - K\uparrow_{ug}$  in Wrocław-Swojec. Explanation: V – May



Rys. 5.6a,b. Przebiegi wartości albedo trawy (Alb tr) i albedo ugoru (Alb ug) dla godziny 12 UTC (12h) we Wrocławiu-Swojcu w dwóch wybranych okresach z pokrywą śnieżną: a) III 2010 r. (wykres po lewej), b) I–III 2011 r. (wykres po prawej)

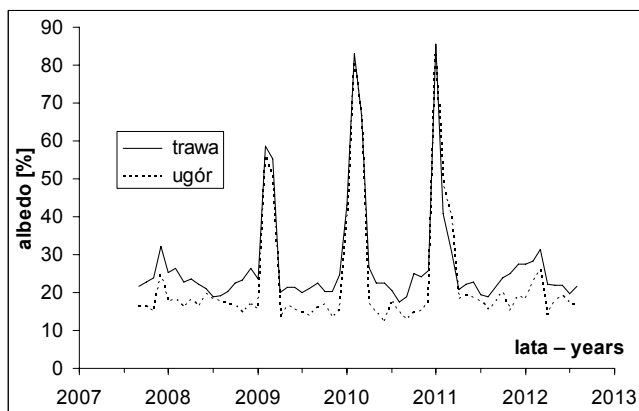
Fig. 5.6a,b. The courses of grass albedo (Alb tr) and bare soil albedo (Alb ug) for 12 UTC (12h) in Wrocław-Swojec in 2 selected periods with a snow cover: a) March 2010 (the graph on the left); b) Jan. (I) – March (III) 2011 (the graph on the right)

### 5.3. Zmienność międzydobowa i z miesiąca na miesiąc albedo w okresie pomiarowym

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

Zainstalowanie w Obserwatorium Wrocław-Swojec dwóch pyranopyrgeometrów CNR-1 nad powierzchnią trawy i powierzchnią bez roślin dało możliwość prześledzenia zmienności albedo z miesiąca na miesiąc nad dwiema badanymi powierzchniami od VIII 2007 do VII

2012 r. (rys. 5.7). Analiza tak ujętych przebiegów 5-letnich została uzupełniona o uśrednione przebiegi roczne albedo miesięcznego oraz przebiegi średnich dobowych wartości albedo w okresie III–XI. W tym ostatnim przypadku takie ograniczenie czasowe wynikało z niewystarczającej ilości danych (tylko 5-letni materiał pomiarowy), aby można było wyznaczyć dostatecznie reprezentatywne średnie wartości dobowe albedo w okresie zimowym XII–II (uwaga ta w znacznym stopniu dotyczy też marca i listopada – o czym szerzej w dalszej części rozdziału). Specyfika zim nie pozwala również na potraktowanie obliczonych w pracy średnich wartości miesięcznych albedo dla tego okresu jako wartości na tyle bliskich rzeczywistym średnim wieloletnim („klimatyczna norma”), aby nie stanowiły one jedynie wstępnego przybliżenia do nich.



Rys. 5.7. Przebieg wartości miesięcznego albedo powierzchni trawy (stałe koszonej) i powierzchni bez roślin we Wrocławiu-Swojcu od sierpnia 2007 do lipca 2012 r.

Fig. 5.7. The course of values of monthly albedo for grass (trawa) area (regular cut) and the albedo of area without plant cover (ugór) in Wrocław-Swojec from August 2007 to July 2012

Wykonane w ostatnich latach w Obserwatorium Wrocław-Swojec ciągłe pomiary albedo i innych elementów bilansu radiacyjnego stanowią homogeniczny, podstawowy materiał badawczy do najważniejszych analiz przeprowadzonych w pracy. W okresie tych pomiarów, miesięczne albedo powierzchni trawiastej, z wyjątkiem dwóch miesięcy okresu zimowego (I–II 2011 r.), było wyższe niż albedo powierzchni bez roślin (*ugór*). Dotyczy to zarówno albedo miesięcznego (*mc*), liczonego jako stosunek miesięcznej sumy  $K\uparrow$  do miesięcznej sumy  $K\downarrow$  (tab. 5.3), jak i wartości średniego dziennego albedo (*śr dz*) dla kolejnych miesięcy pomiarowych (tab. 5.5).

Największą zmiennością albedo charakteryzowały się miesiące zimowe, gdy pojawiała się bądź znikła pokrywa śnieżna. W badanym pięcioleciu średnie zimowe albedo dla trawy osiągnęło minimum 24,9% zimą 2007/2008, a maksimum 64,3% zimą 2009/2010, zaś dla ugoru odpowiednio 17,3 i 61,4%. Jeszcze większe kontrasty albedo zimowego trawy wystąpiły pomiędzy wartościami grudnia 2010 r. (85,5%) oraz stycznia 2011 (40,9%), ale najwyższą zmienność albedo z miesiąca na miesiąc (tab. 5.3) zanotowano pomiędzy listopadem i grudniem 2010 r. Osiągnęła ona wtedy wartość 59,6% dla trawy i aż 65,1% dla ugoru.

Kontrasty sezonowe albedo zależą więc w znacznym stopniu od charakteru zim, co wyraźnie dokumentuje przebieg miesięcznych wartości albedo w okresie VIII 2007–VII 2012 (rys. 5.7). Uwidoczniła się w nich tendencja ostatnich pięciu lat do wzrostu kontrastu sezonowego zarówno w przypadku albedo trawy, jak i albedo ugoru. Wyraźnym odbiciem tego trendu były wspólne kierunki zmian w okresie zimowym, które zadecydowały o kontrastach sezonowych mimo rozbieżnych dla albedo trawy i ugoru wahań w okresie III–IX. Demonstrują to wykresy słupkowe wartości albedo trawy (rys. 5.8) i albedo ugoru (rys. 5.9), które przedstawiają zmiany dla każdego miesiąca roku z osobna. Jeszcze wyraźniej wspólne tendencje i pewne odmienności jesienno-zimowe (X–II) oraz rozbieżności wahań w pozostałym okresie roku dla zmian albedo miesięcznego prezentuje podobny wykres różnic wartości albedo trawy i albedo ugoru (rys. 5.10). Najprawdopodobniej, wyróżnione kierunki zmian mają charakter tylko kilkuletni i mieszczą się w obrębie krótkookresowych fluktuacji związanych z długookresowymi tendencjami kształtowania się frekwencji pokrywy śnieżnej we Wrocławiu [Brys i Brys 2013a].

Tabela 5.3. Miesięczne wartości albedo powierzchni trawy i ugoru oraz ich różnice (trawa – ugor) i zmienność z miesiąca na miesiąc wg pomiarów we Wrocławiu-Swojcu od VIII 2007 do VII 2012 r.

Table 5.3. The monthly values of albedo of grass (trawa, -y) and bare soil (ugór, -uarea) and their differences (różnica) and also variation (zmienność) of month by month (z miesiąca na miesiąc) (zm. trawy – for grass, zm. ugoru – for bare soil) according to measurement in Wrocław-Swojec from Aug. 2007 to July 2012

Lata Years	Miesiące Months	Albedo trawy [%]	Albedo ugoru [%]	Różnica albedo (trawa – ugor) [%]	Zmienność albedo trawy z miesiąca na miesiąc	Zmienność albedo ugoru z miesiąca na miesiąc
1	2	3	4	5	6	7
2007	8	21,6	16,3	5,3		
2007	9	22,8	16,5	6,3	1,2	0,2
2007	10	23,9	15	8,9	1,1	-1,5
2007	11	32,3	24,6	7,7	8,4	9,6
2007	12	25,3	17,6	7,7	-7	-7
2008	1	26,5	18,4	8,1	1,2	0,8
2008	2	22,8	16	6,8	-3,7	-2,4
2008	3	23,5	18,2	5,3	0,7	2,2
2008	4	22,3	16,4	5,9	-1,2	-1,8
2008	5	21,1	19,8	1,3	-1,2	3,4
2008	6	19	18,4	0,6	-2,1	-1,4
2008	7	19,3	17,9	1,4	0,3	-0,5
2008	8	20,2	17,2	3	0,9	-0,7
2008	9	22,6	16,7	5,9	2,4	-0,5
2008	10	23,2	14,6	8,6	0,6	-2,1
2008	11	26,3	17	9,3	3,1	2,4
2008	12	23,6	15,7	7,9	-2,7	-1,3

Tabela 5.3 cd.  
Table 5.3 cont.

1	2	3	4	5	6	7
2009	1	58,6	56,1	2,5	35	40,4
2009	2	55,4	50,5	4,9	-3,2	-5,6
2009	3	20	13,3	6,7	-35,4	-37,2
2009	4	21,3	16,8	4,5	1,3	3,5
2009	5	21,3	15,6	5,7	0	-1,2
2009	6	19,9	14,7	5,2	-1,4	-0,9
2009	7	21	14	7	1,1	-0,7
2009	8	22,5	16	6,5	1,5	2
2009	9	20,3	16,9	3,4	-2,2	0,9
2009	10	20,3	13,4	6,9	0	-3,5
2009	11	24,8	15,2	9,6	4,5	1,8
2009	12	43,1	37,1	6	18,3	21,9
2010	1	83	81	2	39,9	43,9
2010	2	66,7	66,1	0,6	-16,3	-14,9
2010	3	26,6	17,2	9,4	-40,1	-48,9
2010	4	22,4	14,6	7,8	-4,2	-2,6
2010	5	22,4	12,3	10,1	0	-2,3
2010	6	20,5	17,4	3,1	-1,9	5,1
2010	7	17,6	15	2,6	-2,9	-2,4
2010	8	18,8	12,9	5,9	1,2	-2,1
2010	9	25	14,8	10,2	6,2	1,9
2010	10	24,1	15,2	8,9	-0,9	0,4
2010	11	25,9	17,6	8,3	1,8	2,4
2010	12	85,5	82,7	2,8	59,6	65,1
2011	1	40,9	48,4	-7,5	-44,6	-34,3
2011	2	30,7	39,7	-9	-10,2	-8,7
2011	3	20,7	18,4	2,3	-10	-21,3
2011	4	22,2	19,3	2,9	1,5	0,9
2011	5	22,7	18,5	4,2	0,5	-0,8
2011	6	19,5	17,8	1,7	-3,2	-0,7
2011	7	18,9	15,5	3,4	-0,6	-2,3
2011	8	21,4	17,3	4,1	2,5	1,8
2011	9	23,9	20,3	3,6	2,5	3
2011	10	25	15,2	9,8	1,1	-5,1
2011	11	27,6	19,1	8,5	2,6	3,9
2011	12	27,4	18,4	9	-0,2	-0,7
2012	1	28,4	23	5,4	1	4,6
2012	2	31,4	26,1	5,3	3	3,1
2012	3	22,1	14,3	7,8	-9,3	-11,8
2012	4	21,9	18	3,9	-0,2	3,7
2012	5	21,9	19,2	2,7	0	1,2
2012	6	19,8	17,3	2,5	-2,1	-1,9
2012	7	21,7	16,6	5,1	1,9	-0,7

Przeprowadzone analizy potwierdziły dużą zmienność albedo miesięcznego w obrębie tych samych powierzchni. Albedo trawy i ugoru wyraźnie zwiększa się w miesiącach zimowych, o czym decyduje nie tylko obecność, ale i grubość pokrywy śnieżnej oraz ilość dni z jej zaleganiem. Zimą 2009/2010 i 2010/2011 pokrywa śnieżna była najgrubsza, a w latach 2007/2008 i 2008/2009 śnieg leżał znacznie krócej, stąd wartości albedo są niższe. Wzrost albedo trawy wiosną (rys. 5.8) spowodowany był:

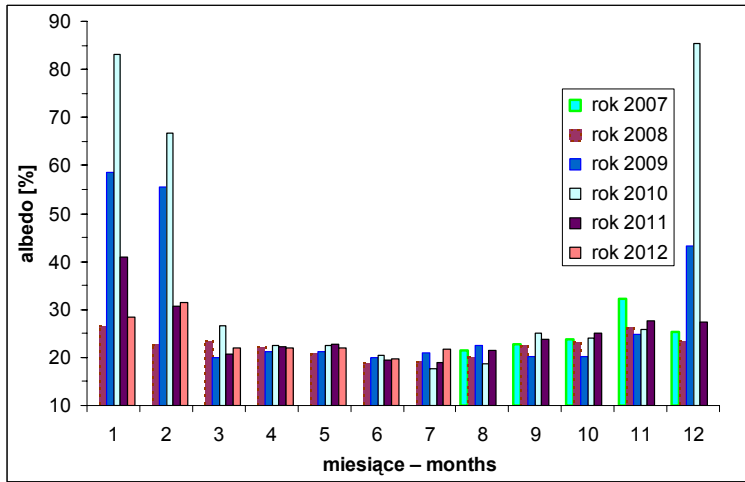
- 1) w marcu: dobrym uwilgotnieniem gleby (jako efektem większych zimowych opadów lub dłuższego trwania pokrywy śnieżnej zimą, co wspomagało wpływ na wilgotność gleby umiarkowanych opadów zanotowanych w marcu);
- 2) w maju: tendencją wzrostu sum opadów (poza rokiem 2011), co wpłynęło na przyspieszenie wegetacji traw. W roku 2011 zadecydowały inne sprzyjające czynniki – wysokie usłonecznienie (303 godz.) i stosunkowo wysoka średnia temperatura powietrza (14,8°C wobec 12,7°C w 2010 r. i 15,8°C w 2012 r.) wraz z wystarczającymi, wcześniej zgromadzonymi zapasami wody glebowej.

W końcu marca lub w kwietniu zeschniętą, zimową trawę zastępuje świeża, wiosenna o większej zdolności do odbijania promieni słonecznych (kwestia koloru oraz wzrostu przestrzennego traw; nowe łodygi, skierowane w różną stronę dają większe możliwości odbijania promieni słonecznych niż stara murawa). W maju wspomaga ją dodatkowo kwitnienie – jasny kolor kwitnących łodyg. Na marginesie, warto tu zasygnalizować wpływ obecnych zmian w strukturze upraw na przestrzenną strukturę albedo (zamiast jasno kwitnących zbóż i traw na wielu obszarach użytkowanych rolniczo zaczyna dominować żółta, „rzepakowa wiosna”).

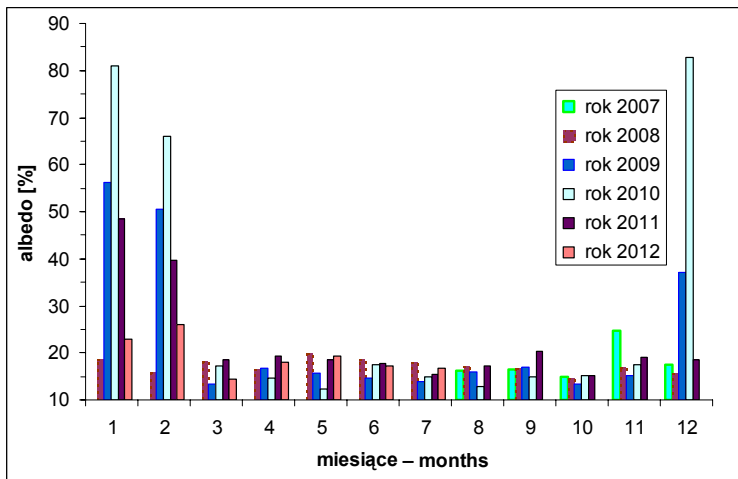
W latach 2008–2010 obserwowano silny spadek albedo ugoru w maju. To efekt zwiększania się w tych latach sum opadów majowych i związanej z nimi wilgotności gruntu (stan powierzchni gruntu: 1 lub 2). Słabszy spadek zaobserwowano wtedy w kwietniu, co było wynikiem oddziaływania znacznie słabszego niż w maju wzrostu opadów. W roku 2011, po krócej zalegającej pokrywie śnieżnej oraz umiarkowanych opadach wiosennych i w efekcie dużego usłonecznienia (w marcu 179 godz., a w okresie III–V aż 672 godz.), nastąpił wzrost albedo ugoru we wszystkich miesiącach wiosennych. Znaczne opady (145 mm), które wystąpiły podczas łagodnej zimy ( $T_p = 0,3^\circ\text{C}$ ) 2011/2012, ale z mroźnym, najzimniejszym w badanym 5-leciu lutym ( $T_p = -4,0^\circ\text{C}$ ), zadecydowały o korzystnych dla wegetacji roślin, stosunkowo dużych marcowych zasobach wody gruntowej. Pomimo że marzec 2012 był najcieplejszy ( $T_p = 6,1^\circ\text{C}$ ) w tym 5-leciu, a suma jego opadów była niewielka (14 mm), to jednak stan gruntu wahał się najczęściej między wartościami 0,5–1. Sprzyjał temu stanowi także równomierny rozkład opadów, przy ich umiarkowanej frekwencji (8 dni). Wilgotny, a więc z ciemniejszą barwą grunt zdecydował zatem o względnie niskim średnim albedo ugoru (14,3%), którego wartość ustępowała jedynie średniej 13,3% pomierzonej w marcu 2009 r. (tab. 5.3).

Przebieg średnich miesięcznych różnic albedo pomiędzy tymi powierzchniami w badanym okresie możemy porównać na rysunku 5.10. Uśrednione miesięczne różnice wahały się granicach od -9 do 10%. Zaobserwowano wzrost różnicy albedo (trawa – ugor) wiosną (III, IV, V) oraz jesienią (IX, X, XI), a zmniejszanie zimą (XII, XI, II) i latem (VI, VII, VIII). Od 2011 r. obserwowano spadki różnic. Zauważono także dużą zmienność w miesiącach letnich, w zależności od uwilgotnienia powierzchni gruntu (np. suma opadów letnich od VI do VIII 2009 r. wyniosła 329,4 mm, a w umiarkowanie wilgotnym 2008 r. ok. 196,1 mm).

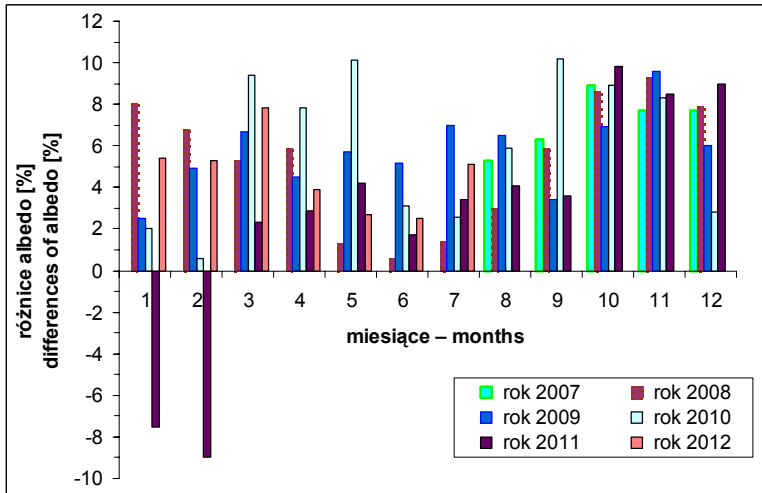




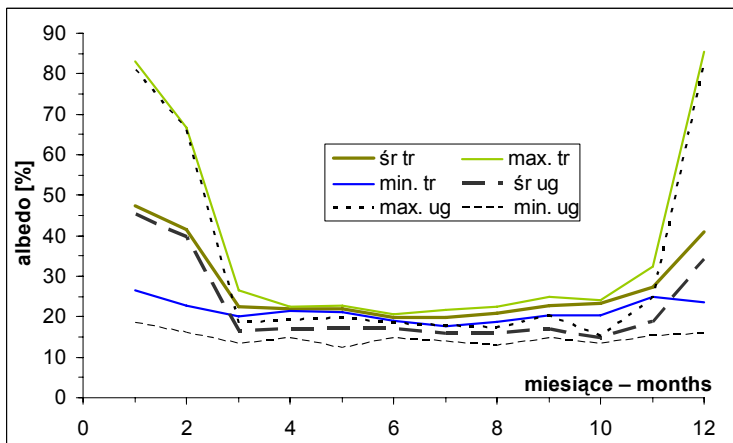
Rys. 5.8. Miesięczne wartości albedo w kolejnych latach pomiarowych (VIII 2007–VII 2012) dla powierzchni trawy we Wrocławiu-Swojcu  
 Fig. 5.8. The monthly values of albedo in the following measurement years (August 2007–July 2012) for grass area in Wrocław-Swojcu



Rys. 5.9. Miesięczne wartości albedo w kolejnych latach pomiarowych (VIII 2007–VII 2012) dla powierzchni bez roślin (*ugór*) we Wrocławiu-Swojcu  
 Fig. 5.9. Monthly values of albedo in the following measurement years (August 2007–July 2012) for area without plant cover (*bare soil*) in Wrocław-Swojcu



Rys. 5.10. Przebieg miesięcznych różnic albedo (trawa – ugór) w okresie VIII 2007–VII 2012 r. we Wrocławiu-Swojcu  
 Fig. 5.10. The course of monthly differences in albedo (grass – bare soil) in the period August 2007–July 2012 in Wrocław-Swojec



Rys. 5.11. Przebiegi średnich miesięcznych wartości albedo  $mc$  dla trawy ( $\bar{sr}$  tr) i ugoru ( $\bar{sr}$  ug) na tle ich ekstremów ( $max.$ ,  $min.$ ) we Wrocławiu-Swojcu (wg pomiarów w okresie VIII 2007–VII 2012)  
 Fig. 5.11. The courses of average monthly values of the albedo  $mc$  for grass ( $\bar{sr}$  tr) and bare soil ( $\bar{sr}$  ug) on the background of their extremes ( $max.$ ,  $min.$ ) in Wrocław-Swojec (according to the measurements in the periods: Aug. 2007–July 2012)

W tabeli 5.3 została uchwycona także zmienność albedo z miesiąca na miesiąc, osobno dla trawy (zmienność trawy) i ugoru (zmienność ugoru). Kolorem brązowym zaznaczono bardzo duże różnice dodatnie, świadczące o zaleganiu pokrywy śnieżnej, a kolorem niebieskim – bardzo duże różnice ujemne, świadczące o topnieniu śniegu. Uśrednione albedo  $mc$

trawy i ugoru dla kolejnych miesięcy roku dla Wrocławia-Swojca, które zestawiono osobno (tab. 5.4) razem z ich ekstremami i amplitudami, przeciwstawia wyraźnie wysokie i zmienne wartości okresu zimowego wartościom z okresu wegetacyjnego. Albedo z miesięcy IV–X cechuje się bowiem nie tylko niższymi niż zimą wartościami średnimi (ok. 15–17% dla ugoru oraz ok. 20–23% dla trawy), ale także względną stabilizacją zmian z roku na rok. Najmniejsze różnice pomiędzy ekstremami, wynoszące poniżej 2%, występują dla trawy w ciągu trzech miesięcy IV–VI, a dla ugoru w październiku. Porównując – najwyższe wartości tej amplitudy zanotowane w grudniu osiągnęły 67% dla ugoru i ok. 62% dla trawy.

Wiosną, z wyjątkiem marca, albedo trawy wykazuje więc dużą stabilność, czym przeciwstawia się wyraźnie większej zmienności albedo ugoru, co szczególnie uwidacznia się w majowych dysproporcjach ich amplitudy i wartości minimum (rys. 5.11). W tym okresie właściwości odbijające ugoru zależą mocniej od zmienności pogodowej, a zwłaszcza od opadów, niż albedo murawy. W badanych latach wiosenna wegetacja trawy nie wykazała bowiem kontrastowych zmian z roku na rok, co wpłynęło na wspomnianą stabilność jej albedo. Dzięki pozimowym zasobom wody gruntowej i zjawisku rosy rozwój traw, nawet w przypadku kwietniowo-majowych czy czerwcowych posuch, nie odbiegał wtedy znacząco od stanu normalnego. Sytuacja ta uległa zmianie dopiero w lipcu i następnych miesiącach sezonu wegetacyjnego, w których wpływ zmienności pogodowej na stan traw, a więc i na albedo murawy, był znacznie większy.

Tabela 5.4. Porównanie średnich miesięcznych wartości albedo [%] trawy i albedo ugoru (%) we Wrocławiu-Swojcu dla okresu 5-letniego (VIII 2007–VII 2012) z ich wartościami ekstremalnymi i amplitudami

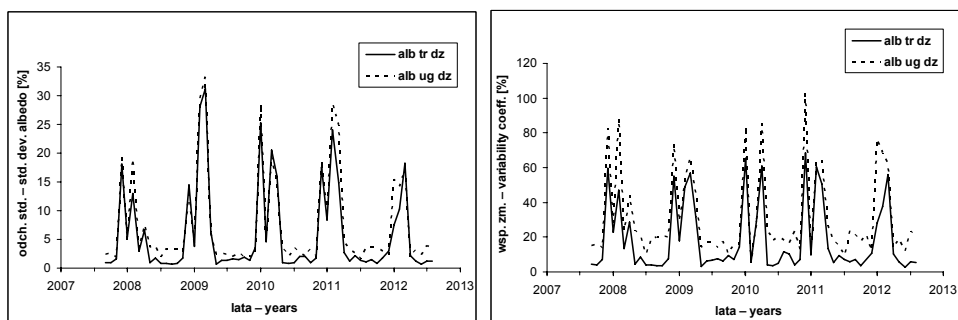
Table 5.4. Comparison of monthly (miesiąc) average (*średnia*) values of albedo [%] in Wrocław-Swojec for the 5-year (5-lecie) period (August 2007–July 2012) with their extreme (*max.*, *min.*) and range (*amplituda*) values for grass albedo (*trawa*) and bare soil albedo (*ugór*)

5-lecie	Średnia	Średnia	Min.	Min.	Max.	Max.	Amplituda	Amplituda
Miesiąc	trawa	ugór	trawa	ugór	trawa	ugór	trawa	ugór
1	47,5	45,4	26,5	18,4	83	81	56,5	62,6
2	41,4	39,7	22,8	16	66,7	66,1	43,9	50,1
3	22,6	16,3	20	13,3	26,6	18,4	6,6	5,1
4	22	17	21,3	14,6	22,4	19,3	1,1	4,7
5	21,9	17,1	21,1	12,3	22,7	19,8	1,6	7,5
6	19,7	17,1	19	14,7	20,5	18,4	1,5	3,7
7	19,7	15,8	17,6	14	21,7	17,9	4,1	3,9
8	20,9	15,9	18,8	12,9	22,5	17,3	3,7	4,4
9	22,9	17	20,3	14,8	25	20,3	4,7	5,5
10	23,3	14,7	20,3	13,4	24,1	15,2	4,7	1,8
11	27,4	18,7	24,8	15,2	32,3	24,6	7,5	9,4
12	41	34,3	23,6	15,7	85,5	82,7	61,9	67

Można uznać, mając na uwadze trendy pogodowe z ostatnich kilkunastu lat, że wyliczone dla kolejnych miesięcy okresu wegetacyjnego IV–X średnie (z zaokrągleniem ich miejsc dziesiętnych do 1%) są aktualnie najbardziej miarodajnymi dla Wrocławia i terenów rolni-

czych Niziny Śląskiej. Przemawia za tym m.in. także fakt, że odchylenia standardowe i współczynniki zmienności dla średnich dziennych wartości albedo są w wymienionych miesiącach najniższe w roku. Dodatkowych argumentów za przyjęciem tych średnich (z podanym ograniczeniem czasowym) dostarczają wykonane w pracy (rozdział 6), na podstawie wyprowadzonych równań regresji liniowej, rekonstrukcje albedo dla Wrocławia-Swojca z lat 1961–2012, a szczególnie uśrednione wartości z ostatniego 30-lecia (1981–2010), które znacząco nie odbiegają od tych średnich. Potwierdzają to też wyniki 8-miesięcznych, nie przeanalizowanych już w niniejszej pracy, kontynuacyjnych pomiarów albedo (VIII 2012–III 2013), których wartości posłużyły także do weryfikacji poprawności wyprowadzonych równań regresji dla albedo trawy i albedo ugoru (rozdz. 6).

Pośród wyliczonych podstawowych statystyk albedo trawy i albedo ugoru (standardowe miary pozycyjne i rozrzutu) dwie z nich: odchylenie standardowe i współczynnik zmienności dają skrótową, syntetyczną informację o dynamice i zakresie zmian wartości dobowych w przebiegu wszystkich miesięcy pomiarowych (rys. 5.12) jak i w kolejnych miesiącach roku (rys. 5.13). Analizowane tu wielkości albedo dobowego, otrzymane jako wartości procentowe, ze stosunku sum dobowych promieniowania odbitego  $K\uparrow$  i całkowitego  $K\downarrow$ , posłużyły również do obliczenia średniego dobowego albedo (*śr dz alb*) w poszczególnych miesiącach roku (tab. 5.5) oraz w kolejnych miesiącach okresu VIII 2007–VII 2012 (tab. 5.6).

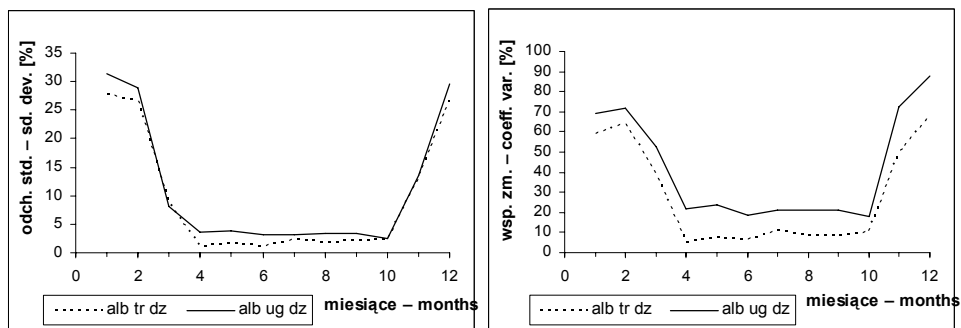


Rys. 5.12. Przebieg miesięcznych odchyżeń standardowych (wykres po lewej) oraz współczynnika zmienności (wykres po prawej) dobowego albedo trawy (*alb tr dz*) i dobowego albedo ugoru (*alb ug dz*) we Wrocławiu-Swojcu w okresie VIII 2007–VII 2012

Fig. 5.12. The course of monthly standard deviation (the graph on the left) and variability coefficient (the graph on the right) of diurnal grass albedo (*alb tr dz*) and diurnal bare soil albedo (*alb ug dz*) in Wrocław-Swojec in the period Aug. 2007–July 2012

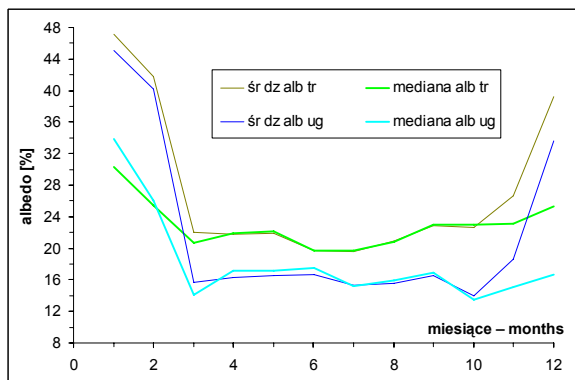
Znamienne dla tych średnich dobowych wartości albedo w przebiegach rocznych (rys. 5.14) są ich odstępstwa od median, które przeciwstawiają okres zimowy XII–II pozostałym miesiącom roku, wśród których marzec i listopad pełnią rolę przejściową. Ten pierwszy okres cechuje się znacznym rozwarciem pomiędzy wartościami średnimi i medianami. Średnie wartości albedo dobowego w tych miesiącach przewyższają nawet o ok. 16–17% (max. = 16,87% dla *alb ug* w grudniu oraz 16,84% dla *alb tr* w styczniu i 16,34% w lutym, a min. 11,25% dla *alb ug* w styczniu) wartości mediany. W marcu rozwarcie to zmniejsza się do ok. 1,6% dla *alb ug* i 1,3% dla *alb tr*, po czym te odstępstwa od wartości mediany w sezonie wegetacyjnym IV–X dla traw prawie zanikają. Dla ugoru natomiast w okresie IV–VI pojawia się niewielka nadwyżka (ok. 0,6–0,85%) wartości mediany nad średnią, która w kolejnych czterech miesiącach

wyraźnie niknie. Listopad, z ponowną nadwyżką wartości średniej albedo nad medianą i rozwarciem ok. 3,5–3,6%, wskazuje już na większe (niż wczesnowiosenne) zbliżenie cech albedo tego miesiąca z cechami albedo zimowego. Takie przeciwstawienie zimy pozostałym sezonom ma swoje konsekwencje w silniejszych w okresie zimowym (tab. 5.6), niż w innych porach roku, różnicach wartości albedo miesięcznego (*alb mc*, *śr dz alb*) wynikających z dwóch przedstawionych w pracy różnych sposobów jego obliczania.



Rys. 5.13. Przebieg roczny średnich miesięcznych odchyłeń standardowych (wykres po lewej) i współczynnika zmienności (wykres po prawej) dobowego albedo trawy (*alb tr dz*) i ugoru (*alb ug dz*) we Wrocławiu-Swojcu z okresu VIII 2007–VII 2012

Fig. 5.13. The annual course of monthly standard deviation (the graph on the left) and variability coefficient (the graph on the right) of daily grass albedo (*alb tr dz*) and daily bare soil albedo (*alb ug dz*) in Wrocław-Swojec for the period August 2007–July 2012



Rys. 5.14. Przebiegi roczne (zmiany z miesiąca na miesiąc) średnich dobowych wartości albedo trawy (*śr dz alb tr*) i albedo ugoru (*śr dz alb ug*) oraz ich median we Wrocławiu-Swojcu (wg pomiarów w okresie VIII 2007–VII 2012)

Fig. 5.14. The annual courses (variations from month to month) of average diurnal values of the grass albedo (*śr dz alb tr*) and bare soil albedo (*śr dz alb ug*), and their medians (*mediana*) in Wrocław-Swojec (according to the measurements in the periods: Aug. 2007–July 2012)

Średnie wartości miesięczne albedo trawy, bez względu na sposób ich obliczania (tab. 5.4 dla *alb mc* i tab. 5.5 dla *alb dz*), w przebiegu rocznym były w okresie III–XI wyraźnie wyższe niż albedo ugoru. W pozostałych miesiącach zbliżyły się do siebie (rys. 5.11). Wyjątkowo, w okresie zimowym, najczęściej w poszczególnych dniach lub sekwencjach dni, a stosunkowo rzadko w wartościach średnich miesięcznych (I, II w 2011 r.) albedo ugoru było większe. Taka sytuacja występowała przeważnie wtedy, gdy stan gruntu określany jest jako 8, czyli większa część gruntu (ale nie cały) pokryty był suchym, luźnym śniegiem lub w przypadku niewielkiego opadu śniegu, który widoczny był na ugorze, gdyż z trawy śnieg został wywiany.

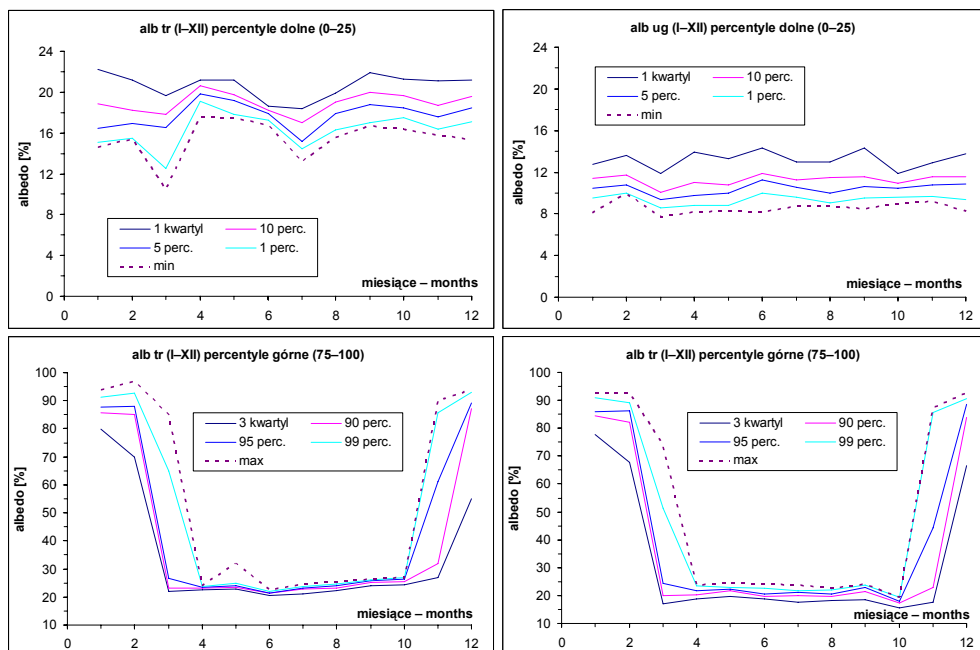
Przeciwieństwem przebiegów tych średnich wartości są roczne przebiegi ich miesięcznych odchylen standardowych i współczynników zmienności (rys. 5.13). Tu ugor miał wyższe wartości, gdyż jest bardziej podatny na wpływ bieżącej zmienności pogodowej (opady, parowanie i wysychanie gruntu). Największa zmienność zarówno dla albedo ugoru, jak i trawy była udziałem miesięcy zimowych (XII–II) oraz listopada i marca. Wyraźnie z tą zmiennością okresu chłodnego XI–III kontrastują niskie wartości odchylen standardowych i współczynnika zmienności w miesiącach od IV do X. W sezonie wegetacyjnym wyróżniają się tu tylko dwa drugorzędne maksima – majowe dla ugoru i lipcowe dla trawy (tab. 5.5).

Większa podatność ugoru na zmiany albedo uwidacznia się również w porównaniach przebiegów rocznych (zmiany z miesiąca na miesiąc) wartości krańcowych percentyli dobowego albedo trawy i albedo ugoru na tle odpowiednich zmian ekstremów tego albedo (max., min.) oraz wartości ich 1. oraz 3. kwartyli. Do tych porównań (rys. 5.15), jako wartości percentyli dolnych, użyto miar 1., 5. i 10. percentyla, zaś jako percentyli górnych – 90., 95. i 99. percentyla. W okresie III–X odległości pomiędzy sąsiadującymi z sobą skrajnymi percentylami, a więc różnice ich wartości, są na ogół większe dla albedo ugoru niż albedo trawy. W przypadku badanych percentyli górnych różnice te ujawniają się częściej i wyraźniej niż dla percentyli dolnych.

Tabela 5.5. Porównanie średnich miesięcznych wartości (średnia) dobowego albedo [%] trawy (*alb tr dz*) i dobowego albedo ugoru (*alb ug dz*) dla okresu 5-letniego (VIII 2007–VII 2012) we Wrocławiu-Swojcu oraz wartości [%] ich odchylen standardowych (odch. std.) i współczynników zmienności (wsp. zm.)

Table 5.5. Comparison of monthly average (*mean*) values of diurnal albedo [%] for the 5-year period (August 2007–July 2012) in Wrocław-Swojec and their standard deviation (*odch. std*) and variability coefficient (*wsp. zm.*) values [%] for grass albedo (*alb tr dz*) and bare soil albedo (*alb ug dz*). Explanation: 5-lecie –5-year; miesiąc –month

5-lecie	Średnia Mean	Średnia Mean	Odch. std.	Odch. std.	Wsp. zm.	Wsp. zm.
Miesiąc	alb tr dz	alb ug dz	alb tr dz	alb ug dz	alb tr dz	alb ug dz
1	47,14	45,05	27,87	31,29	59,1	69,5
2	41,84	40,15	26,74	28,83	63,9	71,8
3	22,01	15,67	8,55	8,19	38,8	52,3
4	21,8	16,33	1,07	3,59	4,9	22
5	21,94	16,59	1,64	3,94	7,5	23,7
6	19,66	16,65	1,22	3,11	6,2	18,7
7	19,64	15,37	2,16	3,25	11	21,1
8	20,93	15,57	1,8	3,28	8,6	21,1
9	22,82	16,54	1,94	3,45	8,5	20,9
10	22,69	13,92	2,26	2,47	10	17,7
11	26,71	18,64	13,14	13,56	49,2	72,7
12	39,26	33,62	26,68	29,52	68	87,8

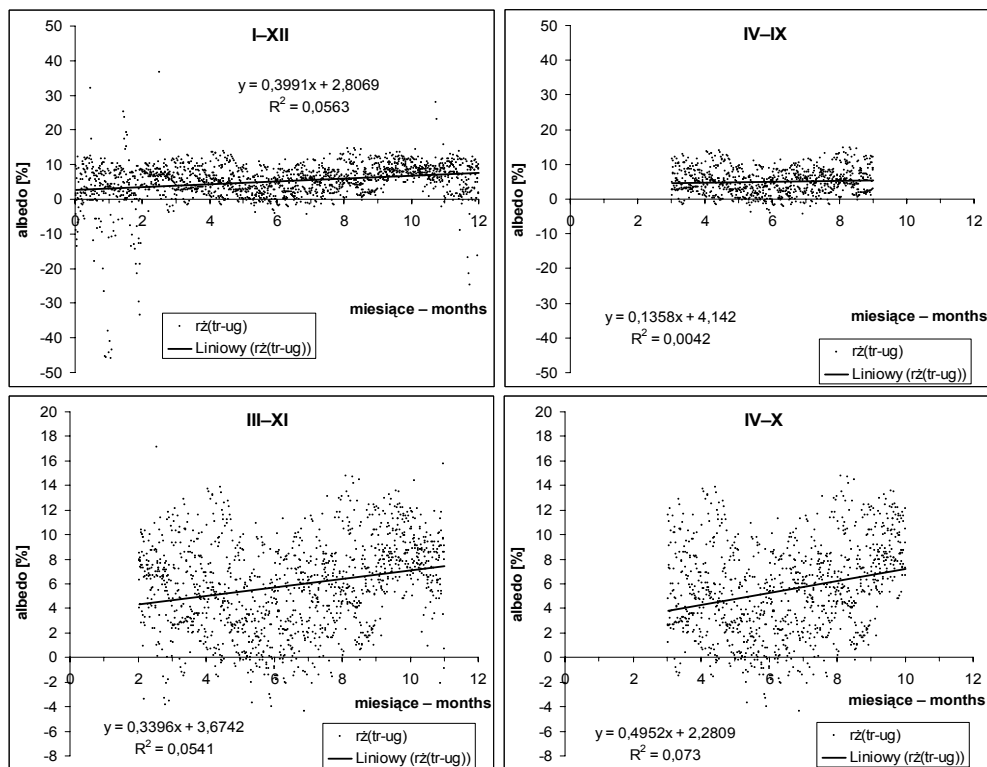


Rys. 5.15. Przebiegi roczne (zmiany z miesiąca na miesiąc) skrajnych percentyli (*perc.*) dobowych wartości albedo trawy (*alb tr*) i albedo ugoru (*alb ug*) we Wrocławiu-Swojcu (wg pomiarów w okresie VIII 2007–VII 2012)

Fig. 5.15. The annual courses (variations from month to month) of extreme percentiles (*perc.*) of diurnal values of the grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) in Wrocław-Swojec (according to the measurements in the periods: Aug. 2007–July 2012)

Należy także zwrócić uwagę na różnice wartości promieniowania odbitego, które mogą wynikać z zastosowanej metodyki obliczeń albedo. Inaczej wyliczana niż ze stosunku sum miesięcznych  $K\uparrow$  do  $K\downarrow$  wartość albedo (*alb mc*) powoduje bowiem zmianę rekonstruowanego obrazu odbicia energii słonecznej. W niniejszej pracy do celów rekonstrukcyjnych zastosowano dwie podstawowe miary – wartość miesięczną (*alb mc*) (tab. 5.4) i średnią dobową wartość albedo (*alb śr dz*) w danym miesiącu (tab. 5.5, 5.6). Występujące między nimi różnice mają różną wartość i znaczenie w zależności od rodzaju powierzchni czynnej i pory roku. Wynikające ze sposobu obliczeń miesięcznego albedo różnice wartości są na ogół niewielkie w okresie letnim i wzrastają wyraźnie w miesiącach zimowych. Przebieg tych zmian w okresie VIII 2007–VII 2012 przedstawiono na wykresach liniowych (rys. 5.18) w ujęciu bezwzględnym (wykresy środkowe) i względnym (wykresy dolne), osobno dla albedo trawy (wykresy po lewej stronie) i albedo ugoru (wykresy po prawej stronie). W ujęciu względnym maksymalne różnice sięgają zimą ok. 10% wartości albedo *mc* dla trawy i 17% dla ugoru. Z uwagi na mały dopływ  $K\downarrow$  w okresie zimowym te większe sezonowe różnice albedo mają w warunkach klimatycznych Polski (i najbliższych krajów ościennych) znaczenie stosunkowo niewielkie przy rekonstrukcji sum rocznych promieniowania odbitego.





Rys. 5.16. Różnice ( $r\acute{z}$ ) wartości albedo dobowego trawy ( $tr$ ) i albedo ugoru ( $ug$ ) w przebiegu rocznym (I–XII) i półroczu ciepłego (IV–IX) oraz ich trend liniowy we Wrocławiu-Swojcu w badanym 5-leciu (VIII 2007–VII 2012). Dla porównania w skali powiększonej ok. 4-krotnie (wykresy dolne) przedstawiono trendy tych różnic w dwóch okresach cząstkowych: III–XI i IV–X

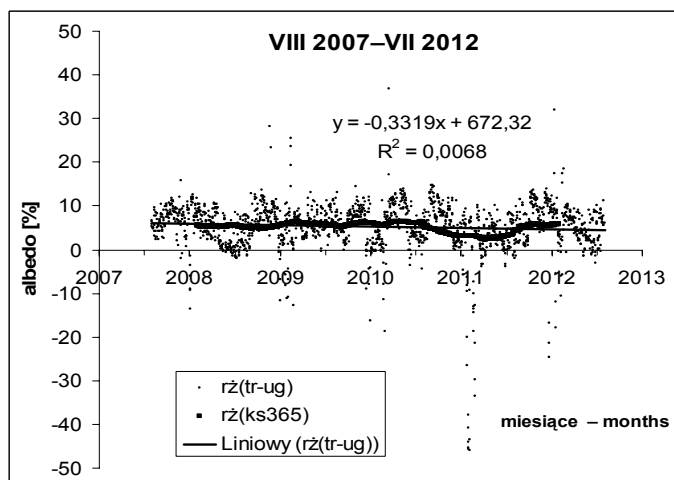
Fig. 5.16. The differences ( $r\acute{z}$ ) between diurnal values of grass albedo ( $tr$ ) and bare soil albedo ( $ug$ ) in annual (I–XII) and warm half-year (IV–IX) courses and their linear (*Liniowy*) trend in Wrocław-Swojec in the investigated period: August (VIII) 2007–July (VII) 2012. For comparison the trends of these differences are showed in the about fourfold extended scale (lower graphs) in the two partial periods: Mar. (III)–Nov. (XI) and Apr. (IV)–Oct. (X)

Przedstawione w postaci „chmury punktów” różnice dobowego albedo trawy i ugoru wykazują także istotną (wg testu wariancji F-Snedecora) liniową tendencję wzrostu w przebiegu rocznym, szczególnie silną w okresie IV–X (rys. 5.16). W półroczu ciepłym (IV–IX) tendencja wzrostowa jest słaba, nieistotna statystycznie. Decydujący dla istotnego wzmocnienia trendu wzrostowego w okresach III–X i IV–X, a w konsekwencji i dla całego roku, jest więc schyłek sezonu wegetacyjnego w październiku. Pojawiają się wtedy najniższe w roku średnie miesięczne i dobowe wartości albedo ugoru (ok. 14–15%), które związane są z dłuższym utrzymywaniem się wilgotnych stanów gruntu (średnie wartości  $>0,5$ ). Wpływają one na ciemniejszy kolor tej powierzchni czynnej, ale nie powstrzymują naturalnych procesów jesiennej utraty chlorofilu u traw i ich kutneryzacji, a więc stopniowego szarzenia ich barwy. Trwający od września ten powolny proces kończy się zazwyczaj w listopadzie brunatnieniem i zasychaniem ich łodyg. W efekcie albedo traw wzrasta we wrześniu i październiku

do ok. 23%, zaś w listopadzie do ok. 27%, na co pewien wpływ mają także sporadyczne opady śniegu, które niekiedy (lata 2007–2010) występowały w tym miesiącu.

Wzmocnienie rocznego trendu wzrostowego w badanych latach spowodowane zostało również przez wzrost ujemnych różnic w styczniu i lutym 2011 r. (rys. 5.17). „Chmurowe” przedstawienie rozkładu wartości dobowych różnic albedo trawy i ugoru oraz przebiegu ich 5-letnich zmian pozwala lepiej zrozumieć relacje przyczynowo-skutkowe ich zmienności sezonowej i z roku na rok. Pokazuje nie tylko kierunek tych zmian, ale również zwraca uwagę na rolę niestabilności zimowej w miarodajnym określeniu cech albedo zimy na podstawie tylko kilkuletniego materiału pomiarowego. W pewnym stopniu uwaga ta dotyczy także miesięcy przejściowych (III i XI) pomiędzy krótszą, zimową „strefą” silnego rozrzutu różnic oraz wiosenno-letnim i wczesnojesiennym, dłuższym okresem (IV–X) ich zmniejszenia i relatywnej stabilizacji. W przybliżeniu podstawowe cechy wspomnianej zmienności rocznej uwypukla „wijący się” przebieg (rys. 5.16) centralnej strefy największej koncentracji punktów, w której wyróżnia się letnie „siodło” zmniejszenia wartości różnic w miesiącach: V–VII i dwie kulminacje amplitudy różnic: (I–III) i (XI–XII). Taka „chmurowa” prezentacja rozrzutu danych wyjściowych wskazuje także na największą stabilność różnic w październiku. Decydujący wpływ ma na to albedo ugoru, które cechuje się w tym miesiącu minimum rocznym współczynnika zmienności (rys. 5.13, tab. 5.5).

Innym aspektem zmienności tych różnic jest słaby trend obniżania ich wartości w przebiegach z dnia na dzień w badanym pięcioletnim okresie, widoczny także w przebiegu ich 365-dniowych wartości konsekwentnych (rys. 5.17). Czynnikiem decydującym jest tu, wzrastający stopniowo w okresie czterech kolejnych zim (2007/2008–2010/2011), udział wartości ujemnych różnic pomiędzy albedo trawy i albedo ugoru.



Rys. 5.17. Przebieg 365-dniowych wartości średnich konsekwentnych (*ks 365*) różnic (*rż*) wartości albedo dobowego trawy (*tr*) i ugoru (*ug*) na tle ich przebiegu z dnia na dzień oraz ich trendu liniowego w okresie VIII 2007–VII 2012 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 5.17. The course of the 365-day consecutive average values (*ks 365*) of differences (*rż*) between diurnal values of grass albedo (*tr*) and bare soil albedo (*ug*) on the background of their day-to-day course and their linear (Liniowy) trend in the period Aug. (VIII) 2007–July (VII) 2012 in Wrocław-Swojec

Tabela 5.6. Albedo [%] powierzchni trawy i ugoru we Wrocławiu-Swojcu (VIII 2007–VII 2012) według dwóch sposobów liczenia jego miesięcznych wartości (*mc* – albedo miesięczne, otrzymane ze stosunku sum miesięcznych  $K\uparrow$  i  $K\downarrow$  oraz *śr dz* – średnie dobowe albedo w miesiącu, otrzymane ze stosunku sum dobowych  $K\uparrow$  i  $K\downarrow$ ) i jego różnice bezwzględne (*śr dz* – *mc*) i względne (% albedo *mc*)

Table 5.6. Albedo [%] of grass (trawa) and bare soil (ugór) area in Wrocław-Swojec (Aug. 2007–July 2012) according to 2 methods of the calculation of its monthly values (*mc* – monthly albedo, calculated as ratio of monthly sums of the  $K\uparrow$  to  $K\downarrow$  and *śr dz* – diurnal average of albedo in month, calculated as ratio of daily sums of the  $K\uparrow$  to  $K\downarrow$ ) and its absolute (*śr dz* – *mc*) and relative (% of the *mc* albedo) differences. Explanation: różnica – difference, wzgl. – relative

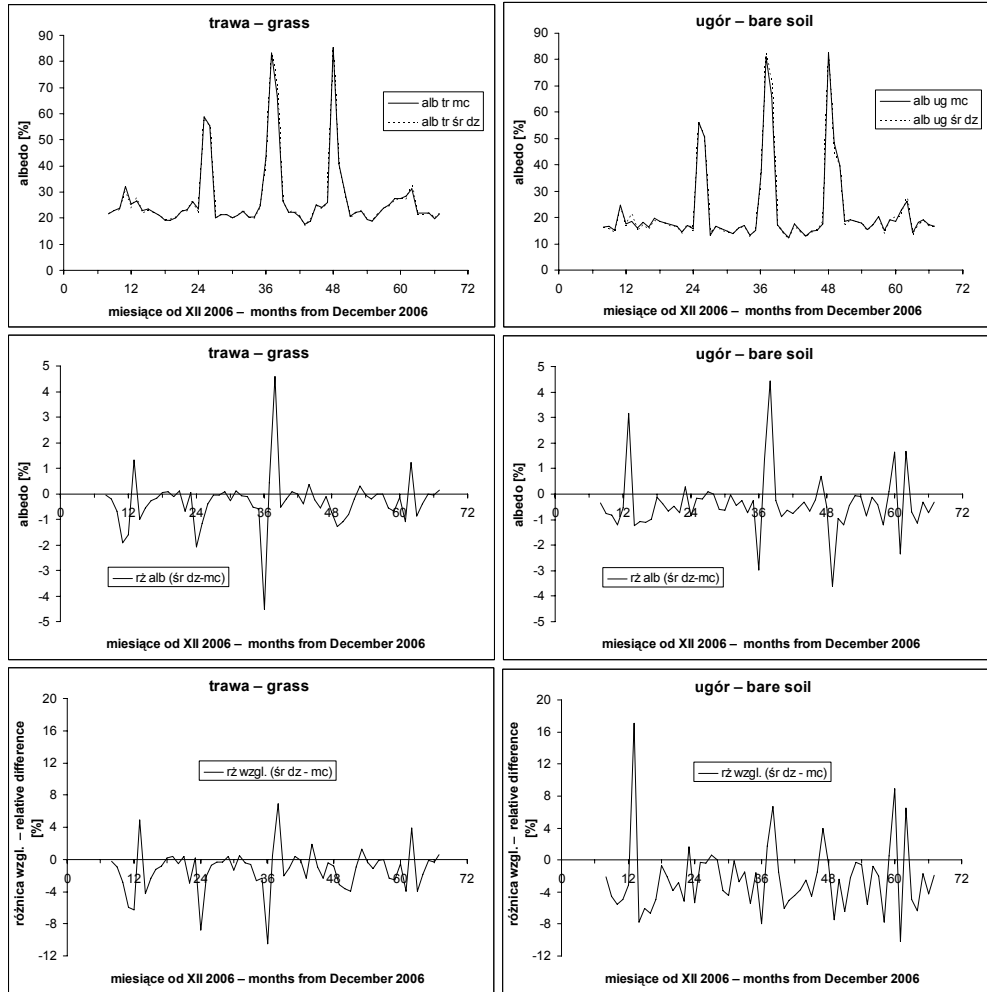
Lata Years	Miesiące Months	Albedo trawa mc	Albedo trawa śr dz	Różnica albedo (śr dz – mc)	Różnica wzgl. (% alb. mc)	Albedo ugór mc	Albedo ugór śr dz	Różnica albedo (śr dz – mc)	Różnica wzgl. (% alb. mc)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2007	8	21,57	21,52	-0,05	-0,2	16,3	15,95	-0,35	-2,1
2007	9	22,77	22,56	-0,21	-0,9	16,54	15,79	-0,75	-4,5
2007	10	23,92	23,24	-0,68	-2,8	15	14,18	-0,82	-5,5
2007	11	32,26	30,33	-1,93	-6	24,64	23,43	-1,21	-4,9
2007	12	25,27	23,68	-1,59	-6,3	17,61	17,07	-0,54	-3,1
2008	1	26,48	27,79	1,31	4,9	18,45	21,61	3,16	17,1
2008	2	22,78	21,79	-0,99	-4,3	16	14,76	-1,24	-7,8
2008	3	23,45	22,91	-0,54	-2,3	18,24	17,15	-1,09	-6
2008	4	22,33	22,07	-0,26	-1,2	16,45	15,35	-1,1	-6,7
2008	5	21,13	20,96	-0,17	-0,8	19,8	18,82	-0,98	-4,9
2008	6	19,04	19,08	0,04	0,2	18,43	18,3	-0,13	-0,7
2008	7	19,32	19,4	0,08	0,4	17,93	17,55	-0,38	-2,1
2008	8	20,25	20,15	-0,1	-0,5	17,24	16,59	-0,65	-3,8
2008	9	22,58	22,68	0,1	0,4	16,68	16,21	-0,47	-2,8
2008	10	23,19	22,51	-0,68	-2,9	14,55	13,81	-0,74	-5,1
2008	11	26,3	26,36	0,06	0,2	17	17,28	0,28	1,6
2008	12	23,59	21,52	-2,07	-8,8	15,73	14,89	-0,84	-5,3
2009	1	58,62	57,45	-1,17	-2	56,1	55,94	-0,16	-0,3
2009	2	55,37	54,96	-0,41	-0,7	50,49	50,31	-0,18	-0,4
2009	3	19,99	19,94	-0,05	-0,3	13,35	13,43	0,08	0,6
2009	4	21,32	21,26	-0,06	-0,3	16,79	16,79	0	0
2009	5	21,27	21,36	0,09	0,4	15,63	15,03	-0,6	-3,8
2009	6	19,95	19,69	-0,26	-1,3	14,68	14,04	-0,64	-4,4
2009	7	21	21,11	0,11	0,5	13,97	13,95	-0,02	-0,1
2009	8	22,51	22,43	-0,08	-0,4	16,04	15,61	-0,43	-2,7
2009	9	20,29	20,17	-0,12	-0,6	16,87	16,62	-0,25	-1,5
2009	10	20,34	19,81	-0,53	-2,6	13,36	12,64	-0,72	-5,4

Tabela 5.6 cd.  
Table 5.6 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2009	11	<b>24,77</b>	<b>24,19</b>	-0,58	-2,3	<b>15,23</b>	<b>14,99</b>	-0,24	-1,6
2009	12	<b>43,07</b>	<b>38,56</b>	-4,51	-10,5	<b>37,12</b>	<b>34,15</b>	-2,97	-8
2010	1	<b>83,05</b>	<b>83,49</b>	0,44	0,5	<b>80,98</b>	<b>82,33</b>	1,35	1,7
2010	2	<b>66,72</b>	<b>71,31</b>	4,59	6,9	<b>66,09</b>	<b>70,52</b>	4,43	6,7
2010	3	<b>26,58</b>	<b>26,05</b>	-0,53	-2	<b>17,2</b>	<b>16,94</b>	-0,26	-1,5
2010	4	<b>22,41</b>	<b>22,19</b>	-0,22	-1	<b>14,64</b>	<b>13,76</b>	-0,88	-6
2010	5	<b>22,37</b>	<b>22,45</b>	0,08	0,4	<b>12,33</b>	<b>11,71</b>	-0,62	-5
2010	6	<b>20,45</b>	<b>20,42</b>	-0,03	-0,1	<b>17,43</b>	<b>16,66</b>	-0,77	-4,4
2010	7	<b>17,55</b>	<b>17,14</b>	-0,41	-2,3	<b>14,96</b>	<b>14,41</b>	-0,55	-3,7
2010	8	<b>18,8</b>	<b>19,15</b>	0,35	1,9	<b>12,86</b>	<b>12,54</b>	-0,32	-2,5
2010	9	<b>24,99</b>	<b>24,76</b>	-0,23	-0,9	<b>14,85</b>	<b>14,18</b>	-0,67	-4,5
2010	10	<b>24,1</b>	<b>23,54</b>	-0,56	-2,3	<b>15,22</b>	<b>14,99</b>	-0,23	-1,5
2010	11	<b>25,87</b>	<b>25,76</b>	-0,11	-0,4	<b>17,64</b>	<b>18,34</b>	0,7	4
2010	12	<b>85,48</b>	<b>84,77</b>	-0,71	-0,8	<b>82,72</b>	<b>82,21</b>	-0,51	-0,6
2011	1	<b>40,9</b>	<b>39,63</b>	-1,27	-3,1	<b>48,38</b>	<b>44,76</b>	-3,62	-7,5
2011	2	<b>30,7</b>	<b>29,61</b>	-1,09	-3,6	<b>39,71</b>	<b>38,76</b>	-0,95	-2,4
2011	3	<b>20,72</b>	<b>19,91</b>	-0,81	-3,9	<b>18,45</b>	<b>17,26</b>	-1,19	-6,4
2011	4	<b>22,2</b>	<b>21,99</b>	-0,21	-0,9	<b>19,26</b>	<b>18,83</b>	-0,43	-2,2
2011	5	<b>22,72</b>	<b>23,02</b>	0,3	1,3	<b>18,52</b>	<b>18,46</b>	-0,06	-0,3
2011	6	<b>19,48</b>	<b>19,42</b>	-0,06	-0,3	<b>17,75</b>	<b>17,65</b>	-0,1	-0,6
2011	7	<b>18,95</b>	<b>18,74</b>	-0,21	-1,1	<b>15,52</b>	<b>14,67</b>	-0,85	-5,5
2011	8	<b>21,43</b>	<b>21,41</b>	-0,02	-0,1	<b>17,27</b>	<b>17,14</b>	-0,13	-0,8
2011	9	<b>23,93</b>	<b>23,93</b>	0	0	<b>20,27</b>	<b>19,87</b>	-0,4	-2
2011	10	<b>24,95</b>	<b>24,38</b>	-0,57	-2,3	<b>15,18</b>	<b>13,99</b>	-1,19	-7,8
2011	11	<b>27,59</b>	<b>26,91</b>	-0,68	-2,5	<b>19,05</b>	<b>19,14</b>	0,09	0,5
2011	12	<b>27,38</b>	<b>27,23</b>	-0,15	-0,5	<b>18,38</b>	<b>20,02</b>	1,64	8,9
2012	1	<b>28,43</b>	<b>27,33</b>	-1,1	-3,9	<b>22,95</b>	<b>20,61</b>	-2,34	-10,2
2012	2	<b>31,36</b>	<b>32,59</b>	1,23	3,9	<b>26,06</b>	<b>27,75</b>	1,69	6,5
2012	3	<b>22,11</b>	<b>21,25</b>	-0,86	-3,9	<b>14,3</b>	<b>13,6</b>	-0,7	-4,9
2012	4	<b>21,89</b>	<b>21,49</b>	-0,4	-1,8	<b>18,04</b>	<b>16,9</b>	-1,14	-6,3
2012	5	<b>21,92</b>	<b>21,9</b>	-0,02	-0,1	<b>19,25</b>	<b>18,93</b>	-0,32	-1,7
2012	6	<b>19,77</b>	<b>19,72</b>	-0,05	-0,3	<b>17,34</b>	<b>16,61</b>	-0,73	-4,2
2012	7	<b>21,68</b>	<b>21,81</b>	0,13	0,6	<b>16,6</b>	<b>16,28</b>	-0,32	-1,9

Konsekwencje owych różnic w metodyce obliczania albedo widoczne są także w przebiegach dla okresu III–XI uśrednionego dla każdej doby (na podstawie pomierzonych wartości 5-letnich) albedo trawy i albedo ugoru. Wartości *śr d. alb* (rys. 5.19 – wykres po lewej), czyli średniego dobowego albedo badanych powierzchni, obliczonego dla każdego dnia wyróżnionego 9-miesięcznego okresu, jako średnia arytmetyczna z pięciu pomierzonych wartości albedo dobowego, różnią się nieco (głównie w marcu i listopadzie) od podobnych wartości albedo dobowego *śr d. K↑ / śr d. K↓* (rys. 5.19 – wykres po prawej). Te ostatnie są stosunkiem 5-letniej

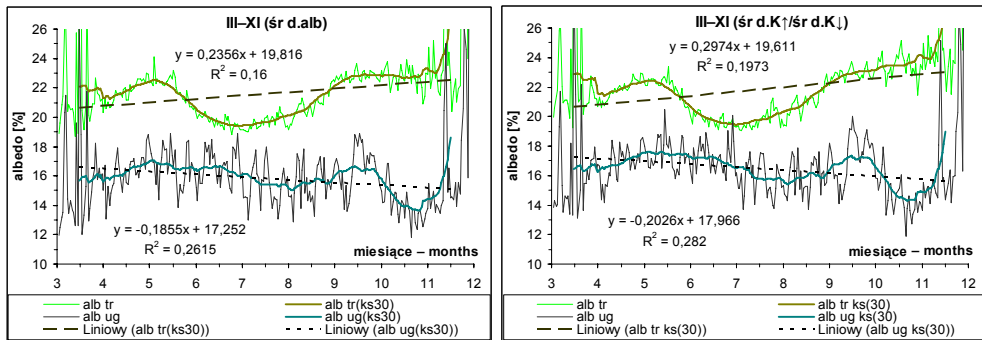
średniej dobowej wartości promieniowania odbitego do odpowiedniej 5-letniej średniej dobowej wartości promieniowania całkowitego. Zastosowanie dwóch różnych metod obliczania średniego albedo dobowego prowadzi również do wystąpienia pewnych różnic w nachyleniu linii trendów (w pomierzonym okresie III–XI) tak prezentowanego albedo.



Rys. 5.18. Przebieg dwóch wersji albedo miesięcznego, wynikających z odmiennego sposobu obliczenia miesięcznej wartości albedo ( $\bar{s}r dz, mc$ ) i ich różnic bezwzględnych ( $r\acute{z} alb (\bar{s}r dz - mc)$ ) oraz względnych ( $r\acute{z} wzgl. (\bar{s}r dz - mc)$ ) dla albedo trawy (po lewej) i albedo ugoru (po prawej) we Wrocławiu-Swojcu w okresie VIII 2007–VII 2012

Fig. 5.18. The course of 2 versions of the monthly albedo, which values are a consequence of 2 different methods of monthly albedo calculation ( $\bar{s}r dz - mc$ ) and their absolute ( $r\acute{z} alb (\bar{s}r dz - mc)$ ) and relative ( $r\acute{z} wzgl. (\bar{s}r dz - mc)$ ) differences for grass albedo (on the left) and bare soil albedo (on the right) in Wrocław-Swojec in the period August 2007–June 2012

Zanotowane w ten sposób pozazimowe tendencje i przebiegi wartości średniego dobowego albedo, dodatkowo wygładzone dzięki 30-dniowym średnim wartościom konsekwentnym (*ks30*) tego albedo, wskazują na przeciwstawny kierunek zmian sezonowych dla trawy i ugoru w okresie wegetacyjnym. Albedo trawy cechuje tu (III–XI) wyraźny, istotny statystycznie ( $R^2 = 0,16$ ) trend wzrostowy ( $a = 0,236$ ), zaś albedo ugoru nieco słabszy, ale istotniejszy statystycznie ( $R^2 = 0,262$ ) trend spadkowy ( $a = -0,186$ ). Pomijając wartości z dni peryferyjnych, tj. pierwszej połowy marca i ostatnich dwóch dekad listopada, uśredniony przebieg (*ks30*) albedo trawy ma postać quasi-sinusoidalnego zafalowania, z wiosenną kulminacją (22,52%) w pierwszej pentadzie maja, oddzieloną głębokim dołem fali (19,41%) w ostatniej pentadzie czerwca od spłaszczonego grzbietu kulminacji jesiennej. W tej ostatniej na przełomie lata i jesieni (ok. 20 IX) pojawia się początkowe maksimum (22,91%), które przewyższone zostaje (po niewyraźnym dołowaniu, z wartością 22,66% w 3. pentadzie X) dopiero wraz ze schyłkiem okresu wegetacyjnego pod koniec października. Taki przebieg zmian sezonowych albedo trawy jest efektem dostosowania się cyklu życiowego traw do zmian długości dnia oraz zmienności najważniejszych cech pogody w kolejnych porach roku, a szczególnie warunków solarno-termicznych i opadowych.



Rys. 5.19. Przebieg dwóch wersji średniego dobowego albedo, wynikających z odmiennego sposobu obliczenia jego wartości (*śr d. alb*, *śr d. K↑/śr d. K↓*) dla albedo trawy (*alb tr*) i albedo ugoru (*alb ug*) oraz ich 30-dniowych średnich wartości konsekwentnych *ks(30)* we Wrocławiu-Swojcu w okresie III–XI

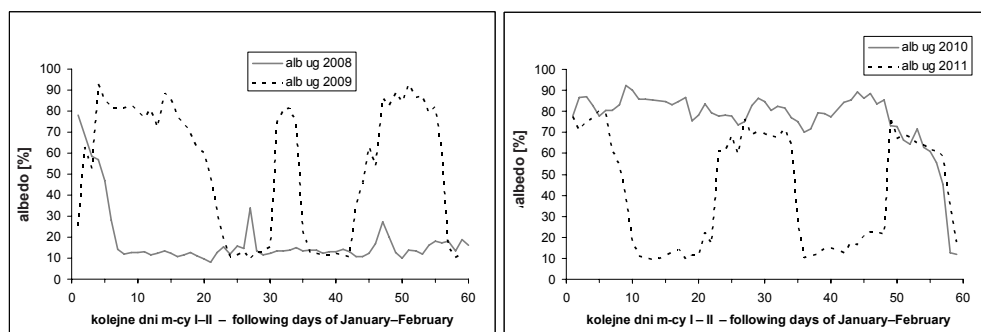
Fig. 5.19. The course of 2 versions of the mean diurnal albedo, which values are a consequence of 2 different methods of its calculation (*śr d. alb*, *śr d. K↑/śr d. K↓*) for grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) and their 30-day mean consecutive values *ks(30)* in Wrocław-Swojec in the period Mar.–Nov.

Zmienność sezonowa uwarunkowań pogodowych inaczej odzwierciedla się w albedo ugoru. Tam wrażliwość na krótkotrwałe zmiany pogody jest większa niż w albedo trawy, stąd biorą się większe wahania jego wartości z dnia na dzień, w porównaniu z trawą, których w pełni nie niweluje wygładzanie ich za pomocą średnich wartości *ks(30)*. W ich quasi-sinusoidalnym przebiegu szeroka kulminacja wiosenna (17,07%) z pierwszej pentady maja opada łagodnie aż do początku sierpnia, kiedy pojawia się stosunkowo słabe letnie przegięcie (15,03%) fali. Po występującej w podobnym czasie co dla albedo trawy, ale niższej niż wiosenna kulminacji wczesnojesiennej (16,45%), ma miejsce wybitne dołowanie jego wartości,

osiągające minimum (13,65%) na przełomie 5. i 6. dekady października, które nie ma tak wyraźnego odpowiednika w przebiegu jesiennym albedo trawy.

Kapryśny, zmienny charakter pogody zimowej, z różnymi w poszczególnych latach scenariuszami pojawiania się i trwania pokrywy śnieżnej, z mniej lub bardziej licznymi incydentami odwilżowymi, wpływa na dużą zmienność albedo nie tylko w okresie XII–II, ale w pewnym stopniu, na co zwrócono już uwagę (rys. 5.19), dotyczy także miesięcy przejściowych, listopada i marca.

O dużej zmienności albedo zimowego świadczy porównanie przebiegu dobowych wartości albedo ugoru w okresie styczeń–luty w kolejnych latach pomiarowych (rys. 5.20). Zima 2007/2008 (XII–II) była prawie bezśnieżna, dlatego wystąpiło wtedy niskie albedo (rys. 5.20a). W kolejnym sezonie zimowym (2008/2009) śnieg kilka razy pojawiał się i topniał, stąd duża zmienność albedo dochodzącego trzykrotnie do pułapu około 80–90% po świeżych opadach śniegu.



Rys. 5.20. Porównanie przebiegu dobowych wartości albedo ugoru w okresie styczeń–luty; a) w latach 2008 i 2009 (wykres po lewej); b) w latach 2010 i 2011 (wykres po prawej)

Fig. 5.20. The comparison of the diurnal values course of bare soil albedo (alb ug) in the period January–February: a) in the years 2008 and 2009 (the graph on the left); b) in the years 2010 and 2011 (the graph on the right)

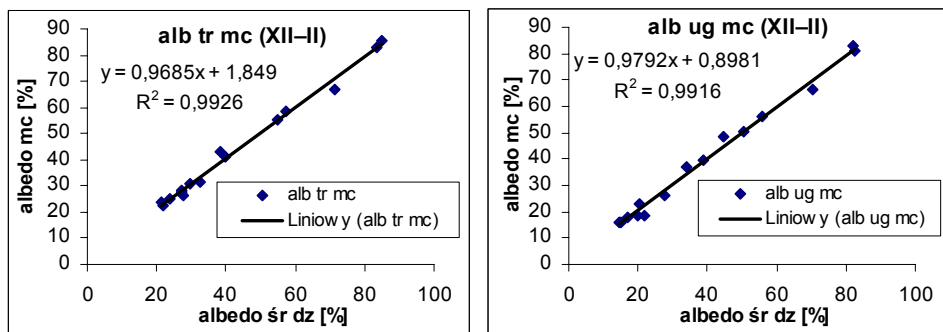
Złożoną specyfikę albedo zimowego jeszcze lepiej uwidacznia, omówiona już wcześniej, zmienność z dnia na dzień przebiegu różnic pomiędzy albedo trawy i albedo ugoru. Przedstawiono ją w postaci zmian wartości albedo trawy i ugoru dla godziny 12. na rysunkach 5.5a i 5.5b. Typowy dla wcześniejszych zim (2008–2010) obraz przewagi zimowego albedo trawy nad albedo ugoru został zachwiany i uległ kontrastowej zmianie w styczniu i lutym 2011 r. Nastąpiło wtedy, widoczne w ciągu kilku dni, odwrócenie typowej relacji na rzecz dominacji albedo ugoru, co odbiło się też na wartościach albedo miesięcznego. W efekcie, w tych dwóch miesiącach tamtej zimy zanotowano ujemne wartości (kolejno: 7,5 i 9%) różnic miesięcznych pomiędzy albedo trawy i albedo ugoru (tab. 5.3). Podczas kolejnej zimy (2011/2012) sytuacja ta już się nie powtórzyła, gdyż decydujące o zmienności albedo stosunki opadowe i ablacyjne wróciły do normy z poprzednich sezonów zimowych.

To wszystko wpływa na problemy z dokładnym odtworzeniem albedo w miesiącach XII–II, szczególnie w przypadku kapryśnych zim, z częstymi epizodami opadów i roztopów. Zastosowanie w rekonstrukcjach albedo miesięcznego dwóch rodzajów współczynników:

- 1) ze średnich wartości dla dni bez pokrywy śnieżnej,
- 2) ze średnich wartości dla dni z pokrywą śnieżną



pozwala znacznie zbliżyć się do wartości rzeczywistych. Dokładność tak odtworzonych wartości jest najmniejsza dla zim kapryśnych, gdyż różnice bezwzględne mogły dochodzić do ok. 5% wartości albedo, a różnice względne nawet do kilkunastu % w stosunku do albedo rzeczywistego. Różnice te można nieco zmniejszyć, wprowadzając trzeci rodzaj współczynników – dla dni przejściowych, z pokrywą śnieżną niezbyt grubą (do 1 cm grubości) lub nieobejmującą całości badanego obszaru, ale jego większą część (stan gruntu 6 lub 8).



Rys. 5.21. Regresja liniowa związku korelacyjnego średniego dobowego (*śr dz*) albedo w miesiącu z albedo miesięcznym (*mc*) dla trawy (*alb tr*) i ugoru (*alb ug*) w okresie zimowym (XII–II) we Wrocławiu-Swojcu (wg danych pomiarowych z zim 2007/2008–2011/2012)

Fig. 5.21. Linear (Liniowy) regression for correlation of diurnal average (*śr dz*) albedo in a month with monthly (*mc*) albedo for grass (*alb tr*) and bare soil (*alb ug*) in the winter (Dec.–Feb.) in Wrocław-Swojec (according to measured data in the winters 2007/2008–2011/2012)

Dodatkowym problemem była potrzeba korekty albedo w sytuacji, gdy z równań regresji wielokrotnej odtwarzane są wartości średniego dobowego (*śr dz*) albedo w miesiącu, a nie średniego albedo miesięcznego (*mc*). Zastosowane do tej korekty równania liniowe (rys. 5.21), pomimo wysokiego współczynnika determinacji, nie dały możliwości znaczniejszej redukcji odchyłeń dla albedo niektórych miesięcy zimowych. Należy stwierdzić, że istnieje tu pewna, praktycznie nieprzekraczalna, bariera dokładności rekonstrukcyjnej wynosząca dla różnic względnych ok. 8% dla trawy i ok. 15% dla ugoru, tj. ok. 4% dla różnic bezwzględnych. Posiadany materiał pomiarowy nie pozwala bowiem na wyprowadzenie takich równań regresji wielokrotnej, łączącej albedo z podstawowymi elementami meteorologicznymi i stanem gruntu, które by w bardziej zadowalający sposób (tj. poniżej podanego progu dokładności względnej) zniwelowały większe różnice pomiędzy albedo rzeczywistym a obliczanym dla miesięcy zimowych.

#### 5.4. Związki korelacyjne albedo z wybranymi czynnikami geofizycznymi

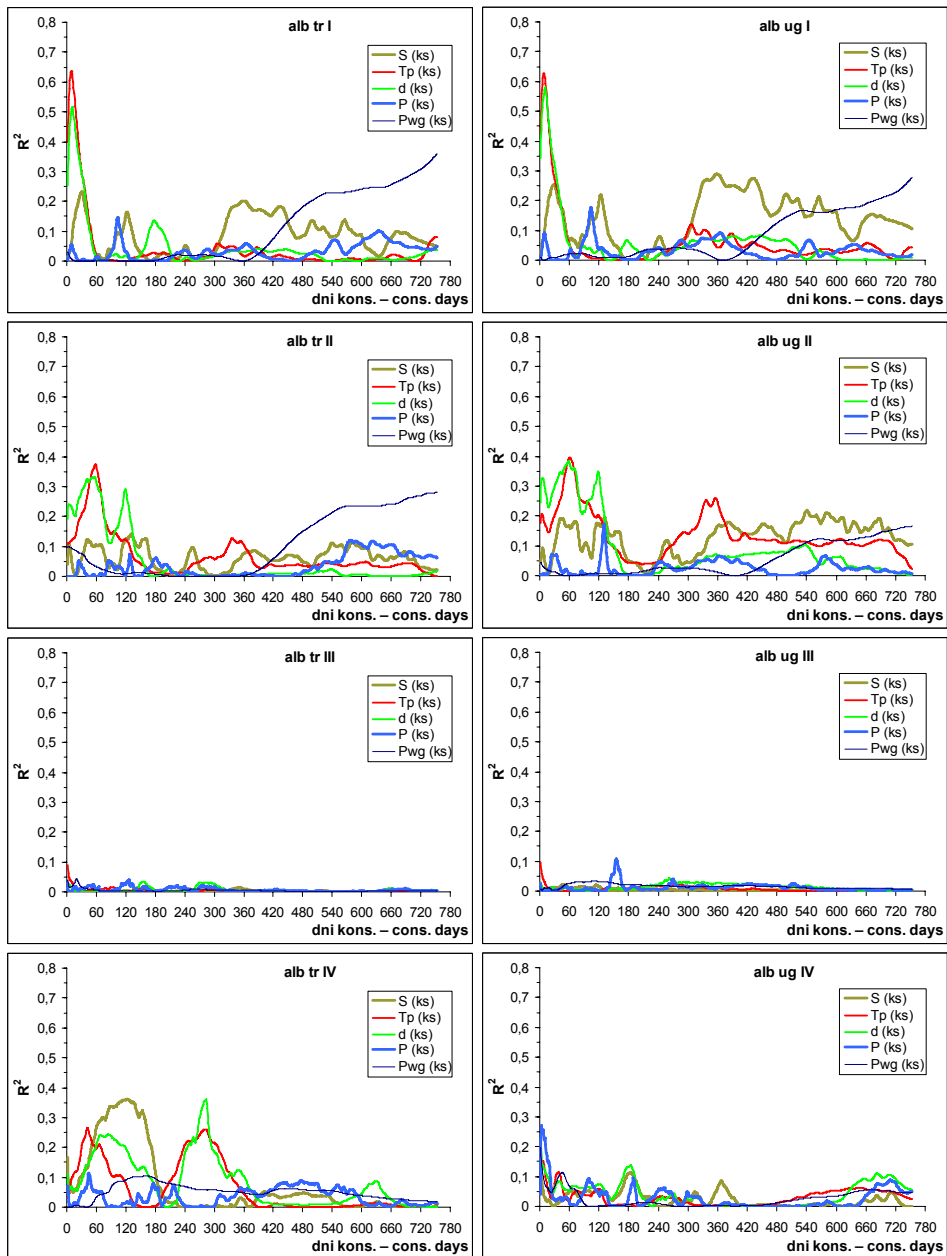
Wyprowadzenie najbardziej optymalnych równań regresji wielokrotnej dla albedo trawy i albedo ugoru wymagało wcześniejszego rozpoznania siły ich związków korelacyjnych (synchronicznych i asynchronicznych) z różnymi czynnikami geofizycznymi, które kształtują albedo. Wzięto pod uwagę standardowe elementy meteorologiczne oraz długość dnia, stan gruntu, frekwencję pokrywy śnieżnej i jej grubość. Szczególną rolę nadano związkom korelacyjnym albedo z tymi czynnikami, które wpływają na rozwój roślin i sezonową zmien-



ność właściwości odbijających ich powierzchni. Z tego względu obliczono współczynniki korelacji  $r$  i determinacji  $R^2$  średnich wartości dobowych albedo z podstawowymi elementami meteorologicznymi: temperaturą powietrza  $T_p$ , niedosytem wilgotności  $d$ , opadem  $P$ , poziomem wody gruntowej  $P_{wg}$  i usłonecznieniem rzeczywistym  $S$  dla kolejnych miesięcy roku (rys. 5.22–5.30). Wyliczono korelacje z wartościami synchronicznymi (na wykresach oznaczonymi jako 0 dni wstecz) i asynchronicznymi tych elementów (przesuniętymi od 1 do 752 dni wstecz, czyli do około 25 miesięcy wstecz). Korelacje synchroniczne obejmowały również wartości średnich konsekwentnych z różnych okresów poprzedzających dzień synchronicznych porównań. Można je więc uznać za inny rodzaj związków asynchronicznych. Wartości albedo porównano tu ze średnimi konsekwentnymi ( $k_s$ ) wymienionych parametrów meteorologicznych wyliczonymi dla okresów od 1 do 752 dni wstecz, czyli od  $k_s$  (2) do  $k_s$  (753). W tym ujęciu porównanie synchroniczne oznaczone jest na osi  $x$  wykresów jako  $k_s$  (1), a asynchroniczne sięga maksymalnie do wartości średnich ponad dwuletnich.

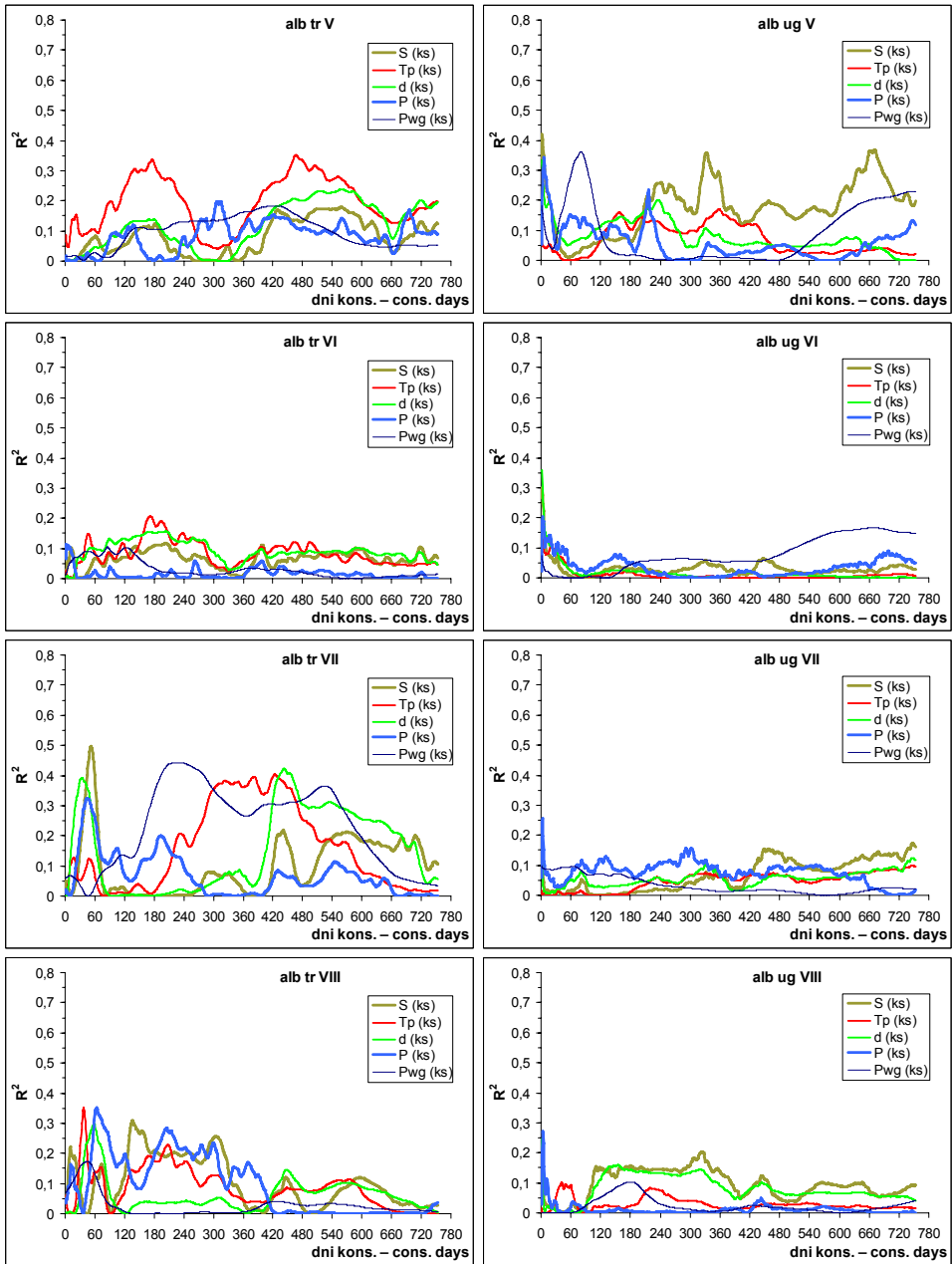
Postępowanie takie związane było z postawieniem roboczej hipotezy, że wpływ na albedo ma roślina ukształtowana przez przeszłe warunki meteorologiczne i wodno-glebowe. Prawdziwość tego założenia potwierdzają przebiegi współczynników korelacji z analizowanymi elementami meteorologicznymi (rys. 5.22–5.24). Zależności te mają charakter związków zarówno wprost, jak i odwrotnie proporcjonalnych (korelacje ujemne i dodatnie). Wszystkie wartości na rysunkach 5.22–5.29 ze współczynnikiem korelacji  $r > 0,164$  i  $r < -0,164$  (lub  $R^2 > 0,027$ ) są wg testu t-Studenta istotne statystycznie na poziomie  $\alpha = 0,05$ . Potwierdza to także, oparty na analizie wariancji i rozkładzie chi-kwadrat, test F-Snedecora.

W przebiegu rocznym, co dobrze ilustrują zmieniające się w kolejnych miesiącach (rys. 5.22) wartości współczynników korelacji z albedo trawy i ugoru, uwidacznia się wyraźna zmienność sezonowa badanych relacji. Trzeba tu rozgraniczyć szeroko pojęty sezon wegetacyjny IV–X, poszerzony o miesiące przejściowe: marzec (III) i listopad (XI), od sezonu zimowego XII–II. Ten ostatni należy osobno analizować, gdyż związany jest z obecnością (lub brakiem) pokrywy śnieżnej, co w decydujący sposób kształtuje relacje zimowe albedo trawy i ugoru z wybranymi elementami meteorologicznymi ( $S$ ,  $T_p$ ,  $d$ ,  $P$ ) i poziomem wody gruntowej  $P_{wg}$ . Najlepszym tego przykładem są zmiany w kolejnych latach znaczenia tych elementów dla kształtowania się w tym okresie albedo trawy i ugoru (rys. 5.23). W latach 2008–2009 i w roku 2011 styczeń cechował się bądź brakiem trwalszej, grubszej pokrywy śnieżnej (2008), bądź pokrywa ta kilkakrotnie pojawiała się i topniała (2009, 2011). Tylko w styczniu 2010 r. pokrywa ta była grubsza i trwała przez cały miesiąc, co wyraźnie odzwierciedlają niższe niż w pozostałych latach pomiarowych współczynniki korelacji z albedo ugoru i trawy. Podobne dla ugoru i trawy wartości  $r$  w 2008 i 2009 r., ulegają w pozostałych latach zróżnicowaniu (rys. 5.23). Oddaje to odmienne właściwości absorpcyjne tych powierzchni czynnych w stosunku do gromadzącego się na nich w drodze opadów i przewiewania śniegu, a w konsekwencji także dla procesu jego wytapiania. Wyjaśnia to pozorną sprzeczność, związaną z innym pułapem  $r$  dla albedo trawy i albedo ugoru, w styczniu 2009 r. Jedynie, gdy pokrywa śnieżna przez cały miesiąc (lub inny okres korelacyjny) będzie całkowicie zakrywała powierzchnię trawy i ugoru, tworząc jednolitą powierzchnię czynną, współczynniki  $r$  będą dla tych dwóch powierzchni identyczne. Jednakże, jak wskazują wieloletnie dane dotyczące trwania i grubości pokrywy śnieżnej w przeszłości, takie sytuacje pojawiały się we Wrocławiu-Swojcu stosunkowo rzadko [Bryś, Bryś 2013a].



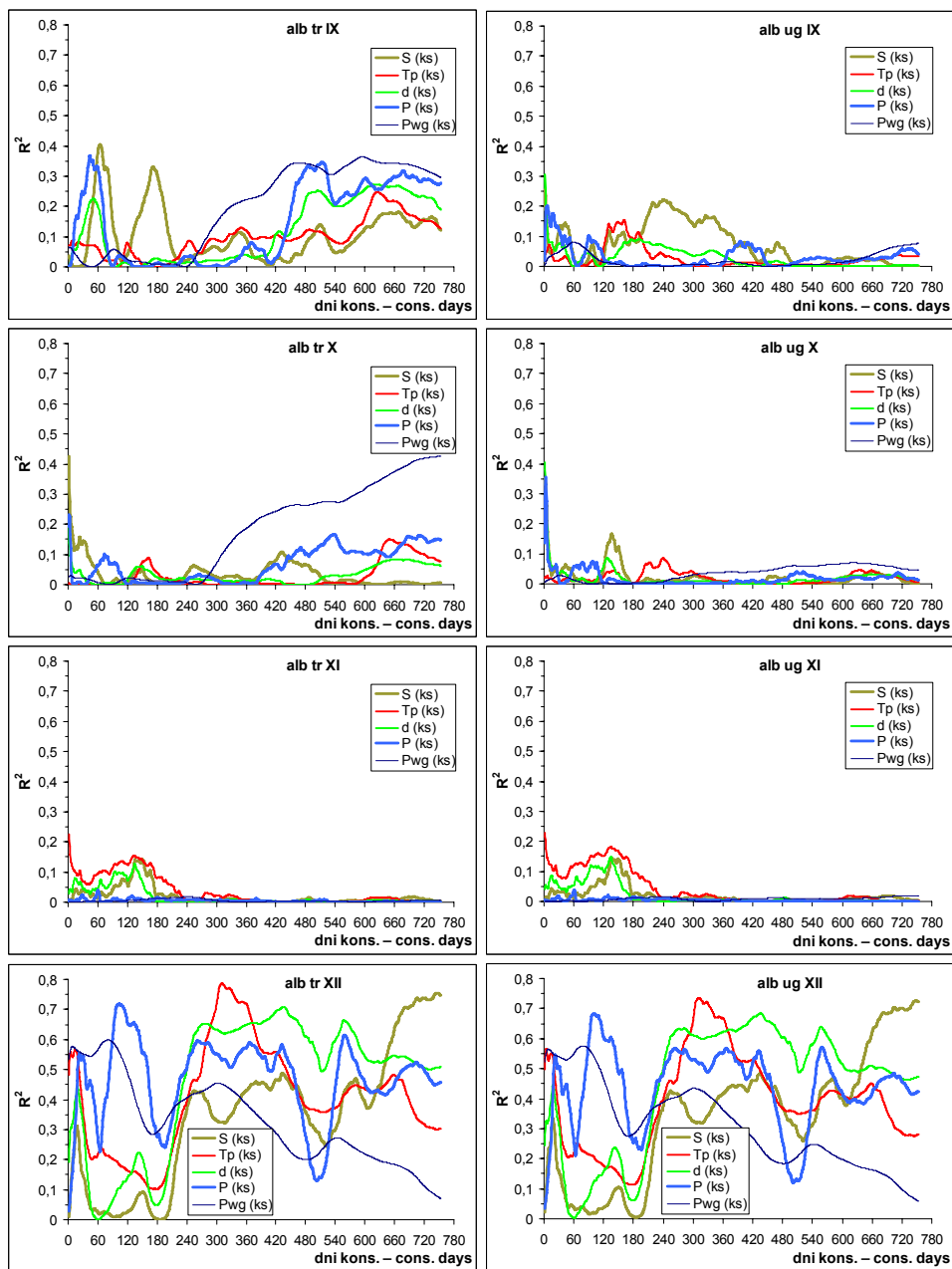
Rys. 5.22a. Przebiegi współczynników determinacji  $R^2$  w miesiącach I–IV dla korelacji albedo trawy (*alb tr*) i albedo ugoru (*alb ug*) ze średnimi konsekwentnymi (*ks*) wartościami:  $S$ ,  $T_p$ ,  $d$ ,  $P$ ,  $P_{wg}$  z okresu VIII 2007–VII 2012 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 5.22a. The runs of the determination coefficient  $R^2$  in Jan. (I)–Apr. (IV) for correlation of grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) with consecutive averages values (*ks*) of sunshine duration ( $S$ ), air temperature ( $T_p$ ), saturation deficit ( $d$ ), precipitation ( $P$ ), ground water level ( $P_{wg}$ ) from Aug. 2008–July 2012 in Wrocław-Swojec



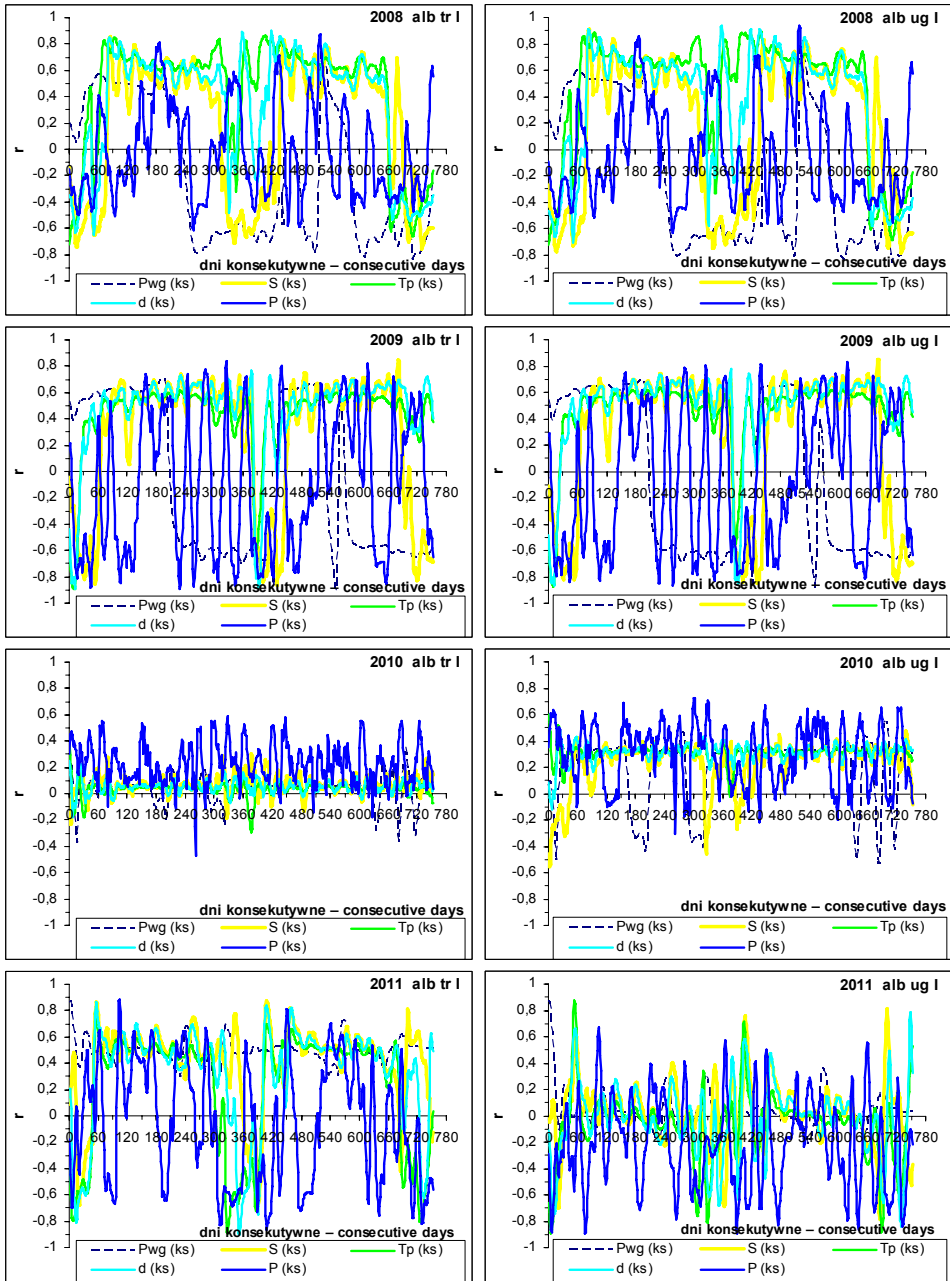
Rys. 5.22b. Przebiegi współczynników determinacji  $R^2$  w miesiącach V–VIII dla korelacji albedo trawy (*alb tr*) i albedo ugoru (*alb ug*) ze średnimi konsekwentnymi (*ks*) wartościami: *S*,  $T_p$ , *d*, *P*, *Pwg* z okresu VIII 2007–VII 2012 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 5.22b. The runs of the determination coefficient  $R^2$  in May (V)–Aug. (VIII) for correlation of grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) with consecutive averages values (*ks*) of sunshine duration (*S*), air temperature ( $T_p$ ), saturation deficit (*d*), precipitation (*P*), ground water level (*Pwg*) from Aug. 2008–July 2012 in Wrocław-Swojec



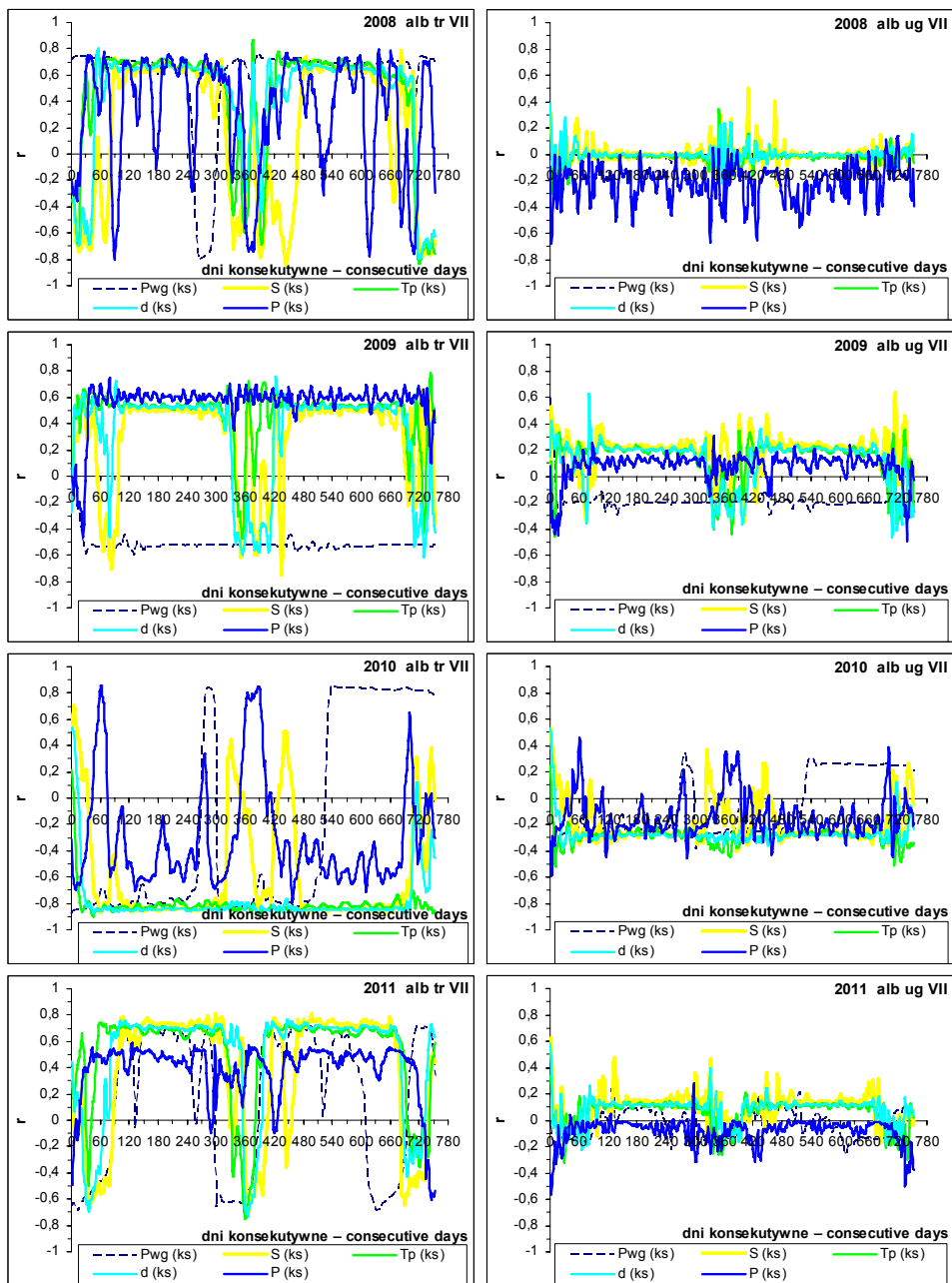
Rys. 5.22c. Przebiegi współczynników determinacji  $R^2$  w miesiącach IX–XII dla korelacji albedo trawy (*alb tr*) i albedo ugoru (*alb ug*) ze średnimi konsekwentnymi (*ks*) wartościami: *S*, *Tp*, *d*, *P*, *Pwg* z okresu VIII 2007–VII 2012 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 5.22c. The runs of the determination coefficient  $R^2$  in Sep. (IX)–Dec. (XII) for correlation of grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) with consecutive averages values (*ks*) of sunshine duration (*S*), air temperature (*Tp*), saturation deficit (*d*), precipitation (*P*), ground water level (*Pwg*) from Aug. 2008–July 2012 in Wrocław-Swojec



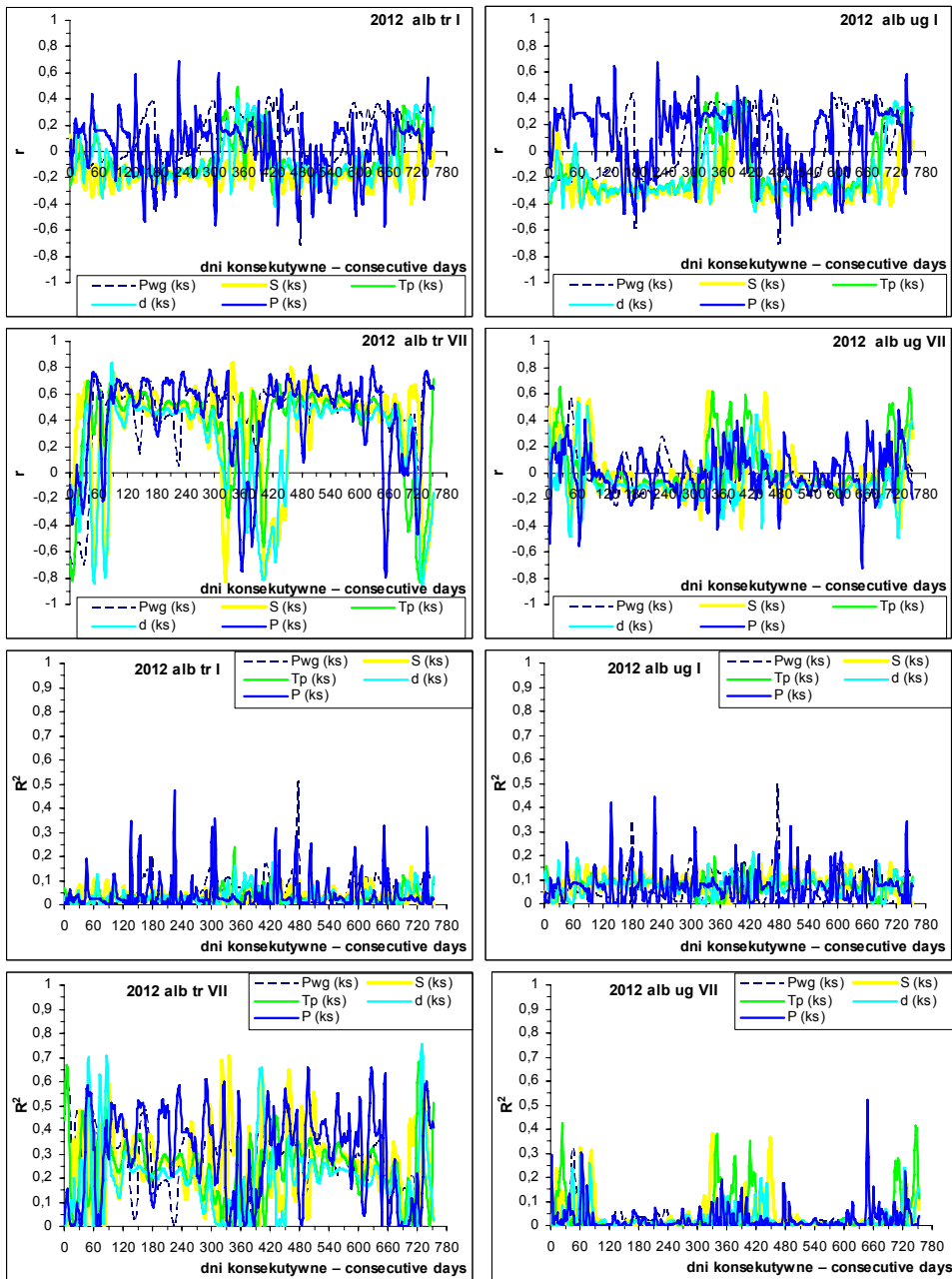
Rys. 5.23. Przebiegi współczynnika  $r$  korelacji albedo trawy *alb tr* i albedo ugoru *alb ug* ze średnimi konsekwtywnymi ( $ks$ ) wartościami:  $Pwg$ ,  $S$ ,  $TP$ ,  $d$ ,  $P$  w styczniu (I) w kolejnych latach 2008–2011 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 5.23. The runs of the coefficient  $r$  of correlations of grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) with consecutive averages values ( $ks$ ) of ground water level ( $Pwg$ ), sunshine duration ( $S$ ), air temperature ( $TP$ ), saturation deficit ( $d$ ), precipitation ( $P$ ) in January (I) in the years 2008–2011 in Wrocław-Swojec



Rys. 5.24. Przebiegi współczynnika  $r$  korelacji albedo trawy *alb tr* i albedo ugoru *alb ug* ze średnimi konsekwentnymi (*ks*) wartościami: *Pwg*, *S*, *Tp*, *d*, *P* w lipcu (VII) w kolejnych latach 2008–2011 we Wrocławiu-Swojcu

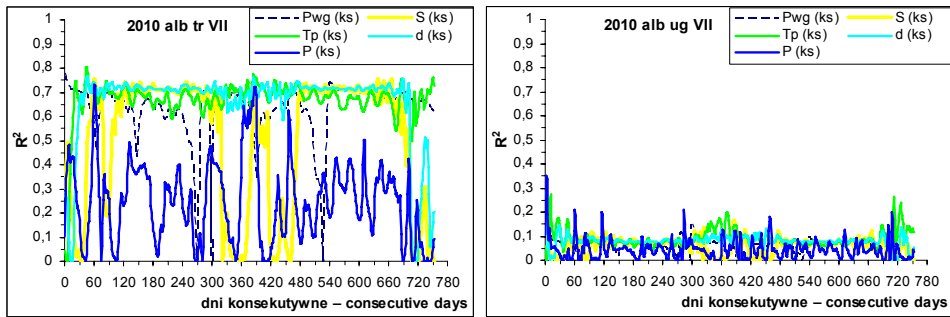
Fig. 5.24. The runs of the coefficient  $r$  of correlations of grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) with consecutive averages values (*ks*) of ground water level (*Pwg*), sunshine duration (*S*), air temperature (*Tp*), saturation deficit (*d*), precipitation (*P*) in July (VII) in the years 2008–2011 in Wrocław-Swojec



Rys. 5.25. Przebiegi współczynników  $r$  i  $R^2$  korelacji albedo trawy *alb tr* i albedo ugoru *alb ug* ze średnimi konsekwtywnymi (*ks*) wartościami:  $P_{wg}$ ,  $S$ ,  $T_p$ ,  $d$ ,  $P$  w styczniu (I) i lipcu (VII) 2012 r. we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 5.25. The runs of the coefficients  $r$  and  $R^2$  of correlations of grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) with consecutive averages values (*ks*) of ground water level ( $P_{wg}$ ), sunshine duration ( $S$ ), air temperature ( $T_p$ ), saturation deficit ( $d$ ), precipitation ( $P$ ) in January (I) and July (VII) 2012 in Wrocław-Swojec





Rys. 5.26. Przebiegi współczynników determinacji  $R^2$  dla korelacji albedo trawy (*alb tr*) i albedo ugoru (*alb ug*) z lipca 2010 r. z wartościami konsekwentnych średnich (*ks*) poziomu wody gruntowej *Pwg*, usłonecznienia *S*, temperatury powietrza *Tp*, niedosytu wilgotności powietrza *d*, opadu *P* we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 5.26. The runs of the determination coefficient  $R^2$  for correlations of grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) of July (VII) 2010 with consecutive averages values (*ks*) of ground water level *Pwg*, sunshine duration *S*, air temperature *Tp*, saturation deficit *d*, precipitation *P* in Wrocław-Swojec

Wykazana tu silna zmienność zależności korelacyjnych z roku na rok uwidacznia się też wyraźnie w sezonie wegetacyjnym. Ilustrują to przebiegi badanych zależności korelacyjnych albedo trawy i albedo ugoru w lipcu w czterech kolejnych latach 2008–2011 (rys. 5.24), a potwierdzone też w roku 2012 (rys. 5.25). Charakterystyczną cechą odróżniającą je od miesięcy zimowych jest wyraźna dominacja pułapu długookresowych zależności albedo trawy w stosunku do podobnych zależności ugoru. Siła „sumarycznego” (średnia konsekwentna wartość *ks*- z wielu dni) wpływu dla poszczególnych czynników meteorologicznych i poziomu wody gruntowej *Pwg* na albedo trawy jest kilkakrotnie wyższa niż ich oddziaływanie na albedo ugoru. Demonstrują to zarówno dwa dolne korelogramy z roku 2012 (rys. 5.25), jak i te dotyczące lipca roku 2010 (rys. 5.26), w których jako miarę porównań przyjęto współczynnik determinacji  $R^2$ . Badane zależności albedo trawy od *Tp*, *d*, *S*, *P* i *Pwg* osiągają maksima na poziomie ok. 70–80% ( $R^2 = 0,7 - 0,8$ ), podczas gdy podobne maksima dla ugoru są najczęściej na poziomie ok. 10–20%. Jedynie synchroniczne lub krótkookresowe (*ks* ok. 60 dni) związki albedo ugoru z *P* sięgają wyżej i wyjaśniają ok. 30–36% przypadków zmienności tego albedo. Najwyższe współczynniki *r* (lub  $R^2$ ) dla ugoru mają zazwyczaj (z wyjątkiem *P* dla *ks* 650 dni z roku 2012) charakter zależności synchronicznych lub krótkookresowych (*ks* – przeważnie od 1 do kilkunastu, a rzadziej do kilkudziesięciu dni). W zależnościach tych zarówno dla albedo trawy, jak i ugoru uwidacznia się cykl roczny, w postaci powtarzalnego pułapu wpływu korelowanych elementów w odstępach około 360-dniowych.

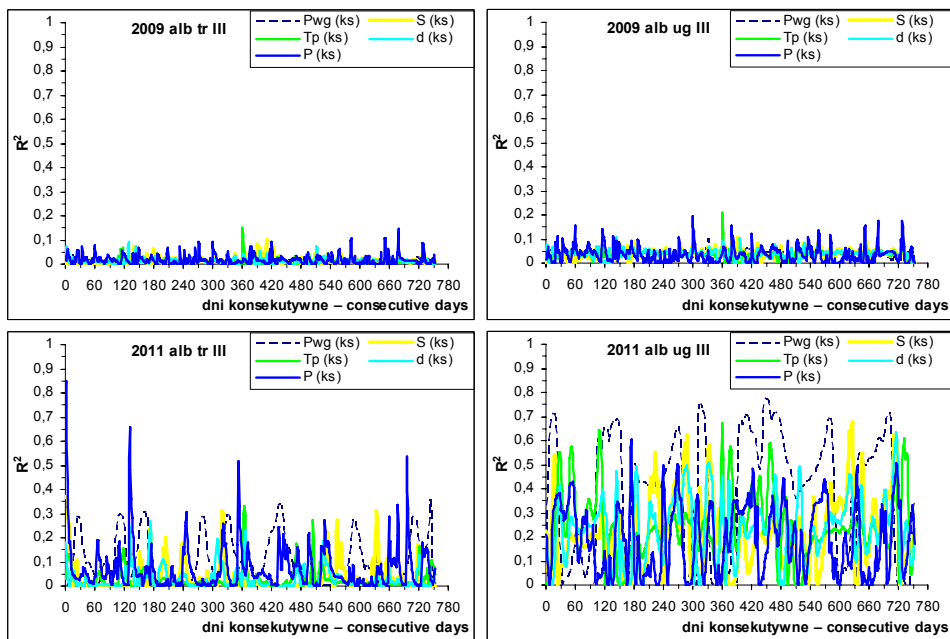
Wpływy badanych czynników na albedo mają charakter nie tylko długookresowy, szczególnie dla roślin, ale również kompleksowy. Stąd w poszczególnych miesiącach i latach występuje znaczna zmienność znaku i siły oddziaływania korelacyjnego poszczególnych elementów meteorologicznych i poziomu wody gruntowej *Pwg*. Należy ten fakt mieć na względzie przy wyprowadzaniu miarodajnych równań regresji łączących albedo trawy i albedo ugoru z różnymi czynnikami geofizycznymi. Zastosowane w niniejszej pracy równania wyprowadzone z pięcioletnich zależności są pierwszym, metodycznym przybliżeniem do wyprowadzenia w przyszłości równań bardziej optymalnych. Takie dokładniejsze równania wymagają bowiem kilkudziesięcioletnich serii pomiarowych.



Marzec nie tylko klimatycznie, ale i pod względem kształtowania się siły związków korelacyjnych albedo trawy i ugoru z czynnikami meteorologicznymi można uznać za miesiąc przejściowy pomiędzy sezonem zimowym i wegetacyjnym. Cechują go (rys. 5.22a) niezbyt silne, ale istotne związki synchroniczne (max.  $R^2 = 0,091$  dla albedo trawy i  $0,095$  dla albedo ugoru w korelacjach z  $Tp$ ) lub krótkookresowe badanych elementów z albedo trawy i ugoru. Związki długookresowe są przeważnie nieistotne lub mało istotne. Granice istotności wyraźniej przekraczają jedynie niektóre długookresowe relacje albedo ugoru z sumarycznym  $P$ , z max.  $R^2 = 0,108$  w  $ks$  (154), co wskazuje na ważną tu rolę (wpływ na wilgotność gleby) sumarycznych 5-miesięcznych opadów wstecz. W poszczególnych latach sytuacja jest tu jednakże zmienna i zależy głównie od czynników atmosferycznych aktywizujących bądź opóźniających wegetację roślin, a przy okazji wpływających nie tylko na albedo trawy, ale i na stan gruntu i albedo ugoru. Dobrym tego przykładem jest marzec roku 2011, który przeciwstawia się wyraźnie marcom z trzech lat wcześniejszych, a zwłaszcza z roku 2009 (rys. 5.27). W związku z bardzo wysokim usłonecznieniem (178,8 godz.) oraz stosunkowo wysoką średnią temperaturą powietrza w dwóch ostatnich dekadach miesiąca ( $6,3^{\circ}\text{C}$ ), dobrym uwilgotnieniem gleby (wpływ sumy miesięcznej  $P = 45$  mm, wspomagającym wcześniejsze efekty oddziaływania opadów zimowych) i obecności pokrywy śnieżnej, w drugiej połowie marca 2011 r. nastąpił szybki rozwój wegetacji. Jednocześnie przemienność wpływu opadu i czynników atmosferycznych wysuszających grunt ( $S$ ,  $Tp$ ,  $d$ ) dały znać o sobie silnymi związkami korelacyjnymi z albedo ugoru (silniejszymi, poza relacjami z  $P$ , niż dla albedo trawy). W efekcie pojawiło się, wyjątkowe dla marca, a charakterystyczne dla kwietnia znaczne nasilenie związków korelacyjnych zarówno krótko-, jak i długookresowych.

W kwietniu (rys. 5.22a) następuje bowiem wyraźne „przebudzenie” korelacyjne i szczególnie dla albedo trawy pojawiają się bardzo wysokie wartości  $R^2$ . To wiosenne, gwałtowne „ożywienie” korelacyjne widoczne jest także w wysokich wartościach  $R^2$  dla albedo ugoru. Silne związki korelacyjne dla albedo rośliny występują w całym okresie wegetacyjnym IV–X i słabną lub zanikają pod jego koniec, co uzewnętrzniają słabe wartości  $R^2$  w listopadzie (rys. 5.22c). Miesiąc ten pełni rolę okresu przejściowego pomiędzy sezonem wegetacyjnym i zimą. W zależności od typu zmian pogodowych w jego zapisie korelacyjnym mogą sporadycznie objawić się różne, ale niezbyt wysokie wartości istotnego  $R^2$ . Właściwości odbijające powierzchni roślin i gruntu kształtowane są w tym miesiącu zazwyczaj przez oddziaływanie wilgotnych i chłodnych mas powietrza oraz coraz krótszych dni. Może jednak wycisnąć na nich ślad zarówno dłużej trwający ciepły okres pogodnej jesieni, jak i wcześniejsza aura zima. W tym ostatnim przypadku pewien wpływ na upodobnienie albedo trawy i ugoru może mieć pojawiająca się czasami, najczęściej pod koniec tego miesiąca i zazwyczaj niezbyt trwała, pokrywa śnieżna. Wskazuje na to porównanie miesięcy wcześniejszych i grudnia z listopadem. Widoczne w poprzednich miesiącach jako najczęściej odmienne lub o innej sile, albo przesunięte wzajemnie w czasie, korelacje albedo ugoru i albedo trawy z badanymi elementami w listopadzie upodabniają się. Trawa pod koniec okresu wegetacyjnego (X–XI) jakby stopniowo „porządkowała” i „uspokajała” swoje relacje z poszczególnymi elementami meteorologicznymi. Ten stan rzeczy uwidacznia się wyraźnie zarówno w korelacjach dla okresu 3-letniego, jak i 5-letniego (rys. 5.28 – rys. 5.29). Te ostatnie omówione zostaną szerzej na wybranych przykładach różnych związków korelacyjnych albedo trawy i albedo ugoru z badanymi elementami ( $Tp$ ,  $d$ ,  $S$  oraz  $P$  i  $Pwg$ ), porównywanych dla każdego z tych elementów z osobna.

**Korelacje albedo z temperaturą  $T_p$**  (rys. 5.28 – wykresy po lewej) wskazują na wyraźną sezonowość wpływu  $T_p$  na albedo trawy. Wysokie temperatury powietrza  $T_p$  w okresie zimy oddziałują na wzrost albedo trawy w kwietniu (niskie  $T_p$  zaś odwrotnie). Kwietniowe korelacje z kolejnymi wartościami wskazują też, że wysokie  $T_p$  w sumarycznym okresie około 9-miesięcznym, czyli od lata roku poprzedniego wpływają na wczesnowiosenne zmniejszenie albedo trawy. Silne związki korelacyjne  $T_p$  z albedo trawy występują również w maju ( $r = \text{ok. } -0,59$ , a w 3-leciu nawet  $-0,72$ ) i lipcu (odpowiednio  $r = 0,64$  i  $-0,7$ ) i świadczą o ważnej roli długookresowego oddziaływania temperatury powietrza na kształtowanie się albedo szaty roślinnej w sezonie wegetacyjnym. Wpływ ten, podobnie jak pozostałych elementów meteorologicznych, zmienia się w poszczególnych latach, w zależności od całokształtu warunków pogodowych. Porównanie tendencji 3-letnich z 5-letnimi wskazuje jednak, że występujące tu wahania i pewne niewielkie przesunięcia czasowe maksymalnego wpływu poszczególnych elementów meteorologicznych na albedo są wzajemnie skompensowane przez kompleksowość oddziaływania wszystkich tych elementów na albedo trawy. Uwaga ta dotyczy także podobnych relacji z albedo ugoru.



Rys. 5.27. Przebiegi współczynników determinacji  $R^2$  dla korelacji albedo trawy (*alb tr*) i albedo ugoru (*alb ug*) z marca (III) 2009 i 2011 r. z wartościami kolejnych średnich (*ks*) poziomu wody gruntowej  $P_{wg}$ , usłonecznienia  $S$ , temperatury powietrza  $T_p$ , niedosytu wilgotności powietrza  $d$ , opadu  $P$  we Wrocławiu-Swojcu

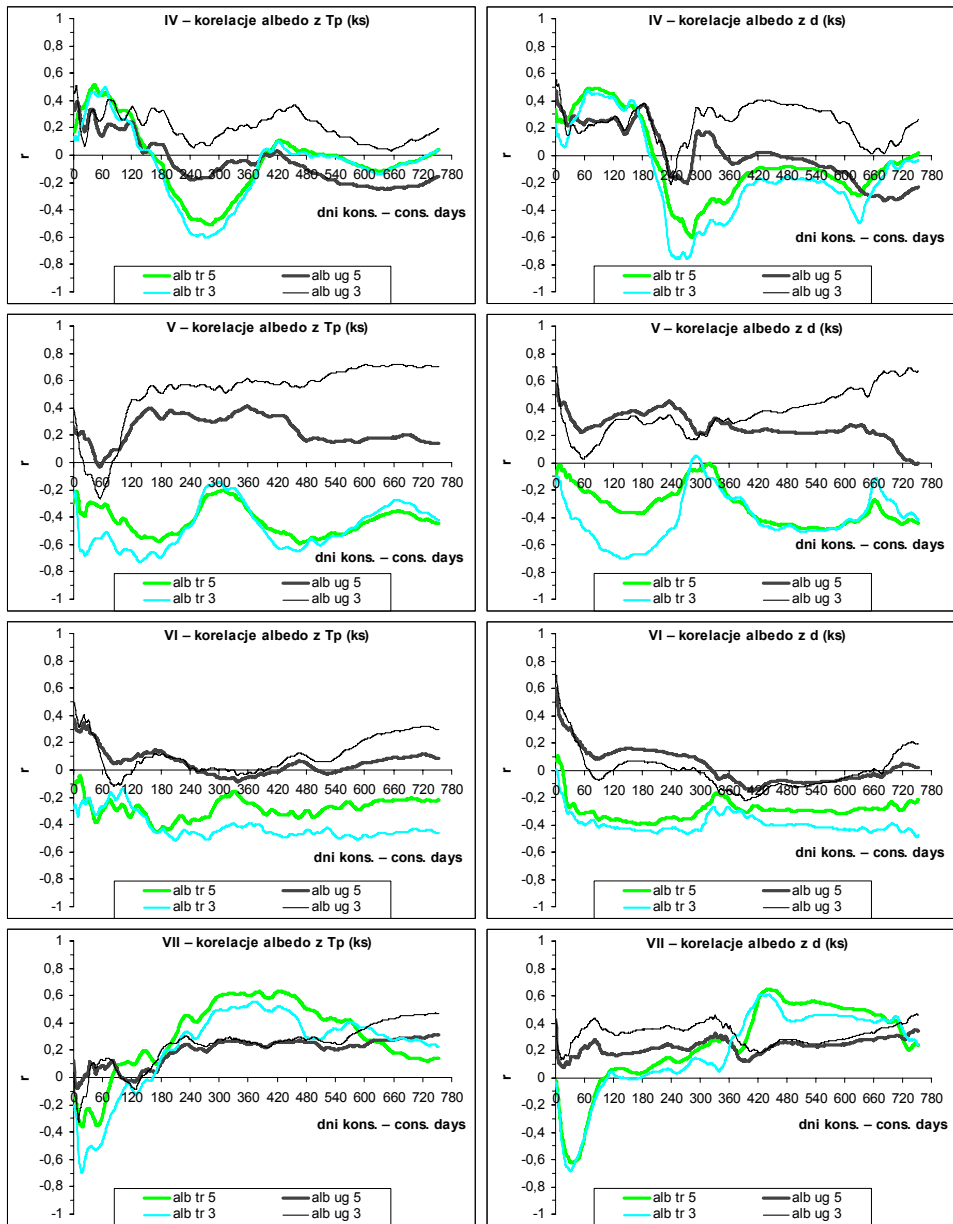
Fig. 5.27. The runs of the determination coefficient  $R^2$  for correlations of grass albedo *alb tr* and bare soil albedo *alb ug* for March (III) 2009 and 2011 with consecutive averages values (*ks*) of ground water level  $P_{wg}$ , sunshine duration  $S$ , air temperature  $T_p$ , saturation deficit  $d$ , precipitation  $P$  in Wrocław-Swojec

W korelacjach albedo z niedosytem wilgotności  $d$  (rys. 5.28 – wykresy po prawej) w kwietniu dla 3-lecia wystąpił najwyższy współczynnik korelacji  $r < -0,7$  w strefie pomiędzy  $ks\ 236$  i  $ks\ 282$  dni (dla kulminacji w  $ks\ 273$  dni  $r = -0,76$ ). Dla 5-lecia ta dolna kulminacja z wartością mniejszą ( $r = -0,6$ ) wystąpiła ok.  $ks\ 280$  i  $ks\ 285$  dni, a więc związana była z krótszym okresem antycypacyjnego oddziaływania  $d$  na  $alb\ tr$ . Zatem korelacje z  $d$  ( $ks$ ) w 3-leciu, w 57-dniowym okresie zmian długości okresów konsekwentnych, sięgającym 7–9 miesięcy wstecz, wyjaśniały od 49 do 58%, a w 5-leciu (tu z odniesieniem do ok. 9 miesięcy wstecz) do 36% zmienności albedo trawy w kwietniu. Dla albedo ugoru najistotniejsze są natomiast synchroniczne, dodatnie korelacje z  $d$ , które wyjaśniają do ok. 31% jego zmienności w 3-leciu i do ok. 23% w badanym 5-leciu. W czerwcu te synchroniczne korelacje osiągają maksimum – w 3-leciu:  $r = 0,69$ , zaś w 5-leciu:  $r = 0,6$ .

Od maja do lipca obserwuje się najczęściej lekkie osłabienie siły średnio- (od  $ks\ 30$  do  $ks\ 120$  dni) i długookresowych ( $>ks\ 120$  dni) związków korelacyjnych  $alb\ tr$  z  $d$  ( $ks$ ) w 5-leciu w stosunku do 3-lecia, ale przy zachowaniu ukształtowanej w 3-leciu tendencji zmian kierunkowych  $r$ . Przebieg tych zmian jest graficznym odwzorowaniem dynamiki korelacyjnej albedo każdego miesiąca jako funkcji zwiększającej się stopniowo długości konsekwentnej  $ks$  dla  $d$  (lub innego korelowanego elementu) na osi odciętych korelogramu.

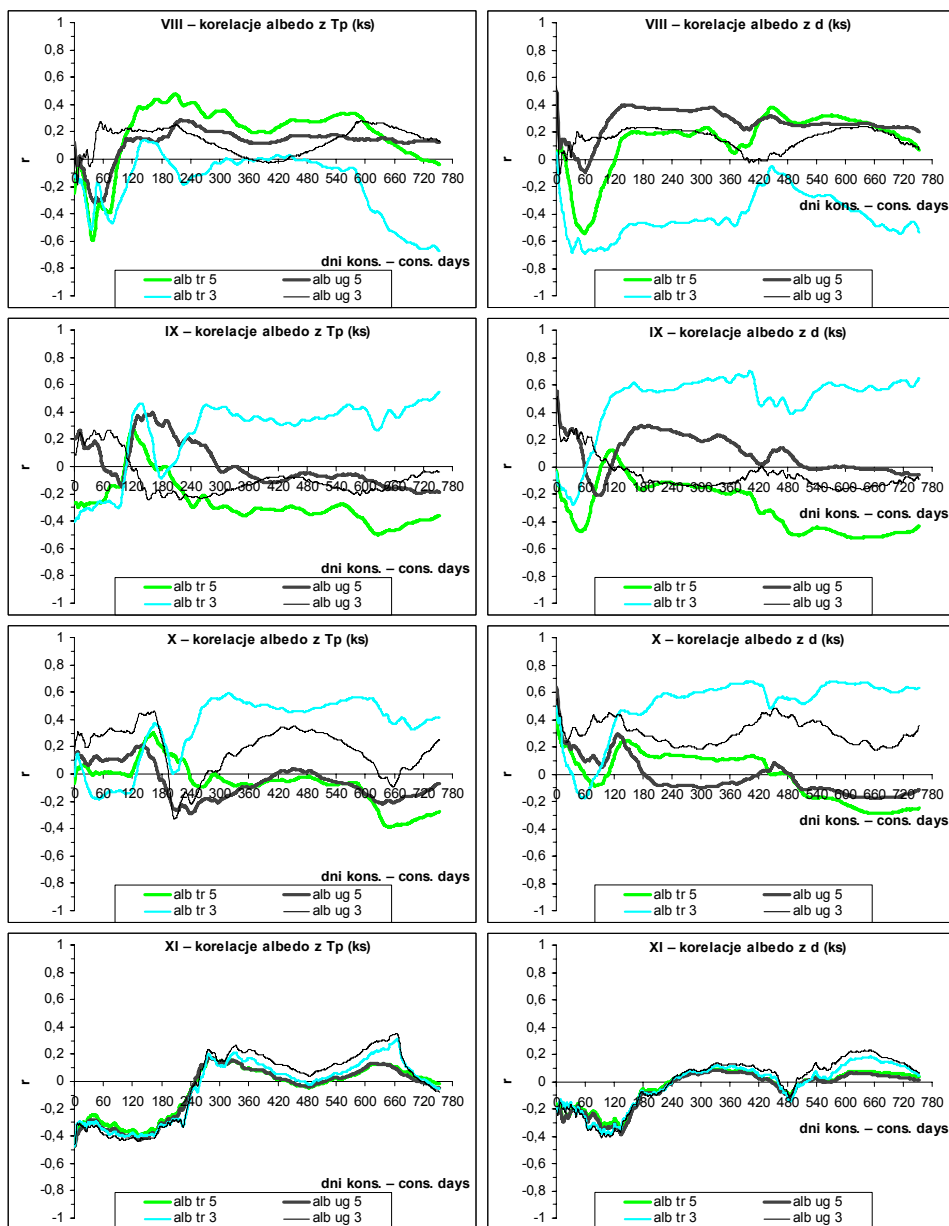
W sierpniu, w 3-leciu najbardziej istotne dla korelacji albedo trawy z  $d$  ( $ks$ ) są ujemne wartości  $r$  w związkach średnio- i długookresowych. Korelacje z wartościami  $d$  pomiędzy  $ks\ 20$  i  $ks\ 120$  dni wyjaśniają od ok. 36 do ok. 48% zmienności albedo trawy, a w obszarze od  $ks\ 130$  do  $ks\ 380$  dni od ok. 24 do 28% jego zmienności. Wszystkie sierpniowe współczynniki korelacji  $d$  ( $ks$ ) z albedo trawy w obszarze od  $ks\ 3$  do  $ks\ 430$  dni są istotne statystycznie. W 5-leciu najsilniejsze są ujemne korelacje ok.  $ks\ (60)$ , które wyjaśniają ok. 30% jego zmienności. Od ok.  $ks\ (120)$  obserwuje się jednak zmianę znaku korelacyjnego na dodatni, co odróżnia długookresowe korelacje 5-lecia od odpowiednich czasowo ( $ks > 120$  dni) ujemnych związków korelacyjnych w 3-leciu. Dla albedo ugoru, podobnie jak w okresie IV–VII, najistotniejsze są synchroniczne, dodatnie korelacje z  $d$ , które wyjaśniają także ok. 30% jego zmienności.

We wrześniu (w porównaniu z sierpniem) następuje transformacja długookresowego wpływu  $d$  ( $ks$ ) na albedo trawy. W 3-leciu współczynniki korelacji stają się dodatnie, zaś w 5-leciu odwrotnie. Przykładowo, w 3-leciu pomiędzy  $ks\ 390$  i  $ks\ 410$  dni korelacje wyjaśniają ok. 45–46% zmienności albedo trawy (max. 46,4% w  $ks\ 400$ ) od  $ks\ 6$  do  $ks\ 416$  dni. W 5-leciu obok silnych korelacji ujemnych, występujących od ok.  $ks\ 480$  dni wzwyż, pojawiają się też podobne relacje średniookresowe, w pobliżu  $ks\ 60$  dni, które wyjaśniają ok. 25% zmienności  $alb\ tr$ . Odminną sytuację korelacyjną w 5-leciu w porównaniu z 3-leciem, wyjaśniają tu różnice w warunkach pogodowych, które cechowały poszczególne lata i wpływały na albedo roślin. W rozpatrywanym 3-leciu duży niedosyt wilgotności powietrza  $d$ , który występował wtedy w okresie od ok. 3–16 miesięcy wstecz, zwiększył albedo trawy we wrześniu i październiku. Takie uwarunkowania przyspieszają bowiem rozwój traw – trawa szybciej starzeje się i jesienią odbija więcej promieniowania. Proces ten, w zależności od zmian pogodowych w okresie poprzedzającym, może ulec przyspieszeniu lub opóźnieniu. Wysusza też glebę, co wzmacnia albedo ugoru w październiku. Synchroniczne, dodatnie związki korelacyjne albedo ugoru z  $d$  we wrześniu wyjaśniają ok. 26%, zaś w październiku ok. 31% jego zmienności miesięcznej.



Rys. 5.28a. Przebiegi współczynnika  $r$  korelacji albedo trawy ( $alb\ tr$ ) i ugoru ( $alb\ ug$ ) z wartościami konsekwentnymi temperatury powietrza  $T_p$  ( $ks$ ) (wykresy po lewej) i jego niedosytu wilgotności  $d$  ( $ks$ ) (wykresy po prawej) we Wrocławiu-Swojcu w miesiącach IV–VII w okresie 3-letnim (VIII 2007–VII 2010) (3) i 5-letnim (VIII 2007–VII 2012) (5)

Fig. 5.28a. The courses of the coefficient  $r$  of correlations of grass ( $tr$ ) and bare soil ( $ug$ ) albedo ( $alb$ ) with consecutive values of air temperature  $T_p$  ( $ks$ ) (graphs on the left) and saturation deficit  $d$  ( $ks$ ) (graphs on the right) in Wrocław-Swojec in the months: Apr. (IV)–July. (VII) in the 3-year (Aug. 2007–July 2010) (3) and 5-year (Aug. 2007–July 2012) (5) period



Rys. 5.28b. Przebiegi współczynnika  $r$  korelacji albedo trawy ( $alb\ tr$ ) i ugoru ( $alb\ ug$ ) z wartościami konsekwentnymi temperatury powietrza  $T_p$  ( $ks$ ) (wykresy po lewej) i jego niedosytu wilgotności  $d$  ( $ks$ ) (wykresy po prawej) we Wrocławiu-Swojcu w miesiącach VIII–XI w okresie 3-letnim (VIII 2007–VII 2010) (3) i 5-letnim (VIII 2007–VII 2012) (5)

Fig. 5.28b. The courses of the coefficient  $r$  of correlations of grass ( $tr$ ) and bare soil ( $ug$ ) albedo ( $alb$ ) with consecutive values of air temperature  $T_p$  ( $ks$ ) (graphs on the left) and saturation deficit  $d$  ( $ks$ ) (graphs on the right) in Wrocław-Swojec in the months: Aug. (VIII)–Nov. (XI) in the 3-year (Aug. 2007–July 2010) (3) and 5-year (Aug. 2007–July 2012) (5) period

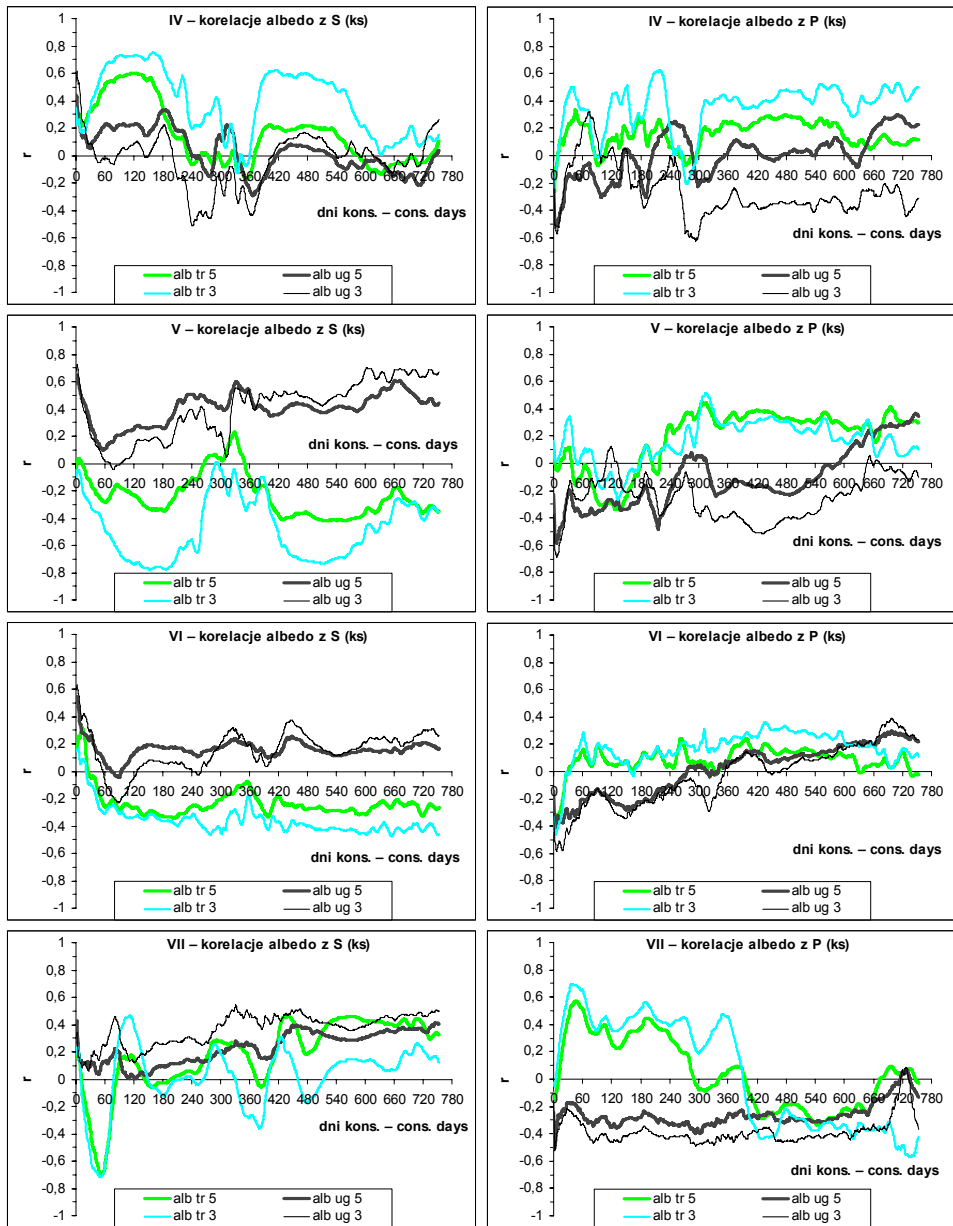
W listopadzie relacje niedosytu wilgotności powietrza z albedo istotne są tylko dla  $d$  z okresu V–IX, czyli 2–5 miesięcy wstecz. Gdy późną wiosną i latem mamy wysoką wartość  $d$ , wtedy maleje albedo trawy i ugoru w listopadzie (i odwrotnie: gdy maleje  $d$ , wtedy wzrasta albedo trawy i ugoru w XI). Niski niedosyt wilgotności powietrza ma istotny wpływ na słabą ewapotranspirację  $ETR$  i osłabia rozwój trawy, a tym samym wpływa na zmniejszenie siły ssącej gleby (pobór kapilarny wody) i spadek uwilgotnienia gleby jesienią. Duży niedosyt wilgotności  $d$  z okresu V–IX nie tylko wzmacnia rozwój traw (zwiększenie pracy transpiracyjnej jest skojarzone z większą efektywnością oddychania rośliny i pochłaniania budulcowego  $CO_2$  z powietrza), co skutkuje większym poborem kapilarnym wody z gleby jesienią, a to przeciwdziała jej szybkiemu wysuszeniu w listopadzie – ciemna barwa ugoru i gleby zmniejsza albedo. W listopadzie notujemy zwiększenie przez trawę i glebę właściwości odbijających promieniowanie słoneczne.

Obserwujemy wyraźny, długookresowy wpływ roślin na zmienność korelacji albedo z usłonecznieniem rzeczywistym  $S$  ( $ks$ ) (rys. 5.29). Reakcja rośliny wytłumia wpływ wahań krótkookresowych  $S$  na rzecz wpływu długookresowego, pośredniego. Usłonecznienie  $S$  wpływa na albedo trawy poprzez cechy anatomiczne rośliny kształtowane przez długookresowe oddziaływanie liczby godzin ze Słońcem na wzrost i rozwój roślin. Roślina steruje (do pewnego stopnia) albedo w krótkim okresie czasu, w długim zaś warunki meteorologiczne wpływają na jej rozwój i przyszłe reakcje wobec światła słonecznego (wpływ antycypacyjny na albedo).

**Rola czynnika opadowego** (rys. 5.29 – po prawej) i poziomu wody gruntowej (rys. 5.22–5.25) dla kształtowania się albedo trawy i ugoru jest jedną z najważniejszych i zmienia się także sezonowo. Ma wpływ bezpośredni na stan gruntu i właściwości odbijające powierzchni roślin, ale dla albedo roślin w sezonie wegetacyjnym IV–X ważniejsze są bardzo silne relacje długookresowe (w relacjach z  $P_{wg}$  także krótkookresowe). W związkach korelacyjnych albedo trawy z  $P(ks)$  występuje zatem wyraźne przeciwstawienie podobnym związkom albedo ugoru, gdyż ugor najwyższe wartości  $R^2$  osiąga tu w korelacjach synchronicznych lub krótkookresowych (z wyjątkiem kwietnia). Tak ujęte długookresowe związki albedo trawy z  $P$  wyjaśniają często ponad 40% jego zmienności w kolejnych miesiącach sezonu wegetacyjnego (max. ok. 50% w X), natomiast synchroniczne związki albedo ugoru z  $P$  osiągają maksimum ok. 51% (we IX). W listopadzie następuje gwałtowne osłabienie wymienionych relacji i związki z opadem dla albedo obydwu powierzchni upodabniają się.

Podobny zanik istotnej korelacji obserwujemy dla związków albedo trawy z poziomem wody gruntowej  $P_{wg}$  (rys. 5.22c). Pod koniec okresu wegetacyjnego (w listopadzie) albedo trawy nie ma już istotnego związku z obecnym i dawnym poziomem wody gruntowej  $P_{wg}$  (rys. 5.30 – po lewej).

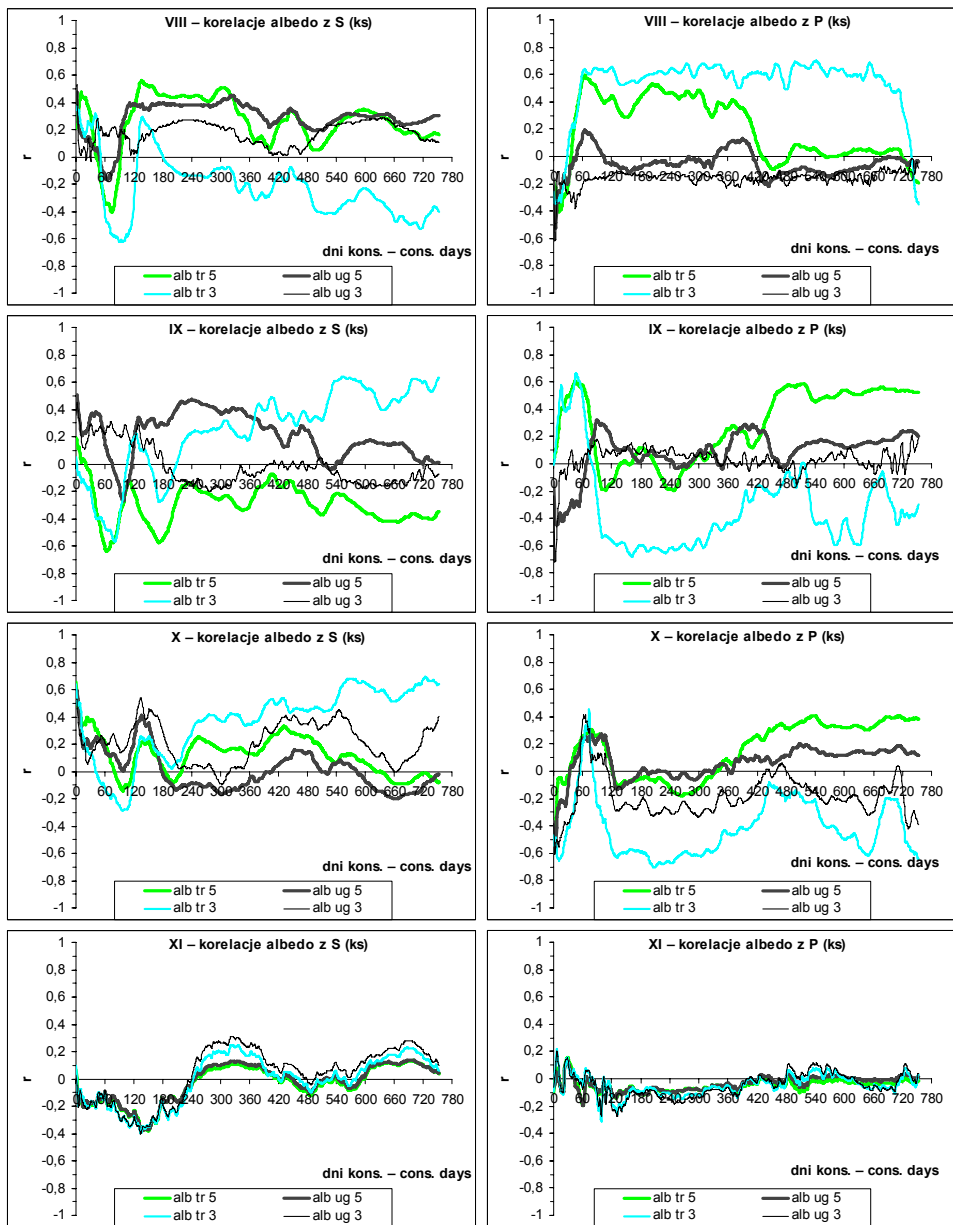
Innej perspektywy związków z albedo dla wartości analizowanych elementów meteorologicznych i  $P_{wg}$  dostarczają klasyczne korelacje asynchroniczne (rys. 5.30 – po prawej, rys. 5.31). Ich dokładne zbadanie, z uwagi na silną rolę zmian uwarunkowań albedo z roku na rok i złożony charakter tych korelacji, wymaga osobnego, większego studium, uwzględniającego szerszy niż posiadany materiał pomiarowy. W pracy zostało więc ograniczone do wstępnej, rozpoznawczej analizy zagadnienia i skrótowego przedstawienia przebiegów korelacyjnych okresu 5-letniego (VIII 2007–VII 2010).



Rys. 5.29a. Przebiegi współczynnika  $r$  korelacji albedo trawy ( $alb\ tr$ ) i ugoru ( $alb\ ug$ ) z wartościami konsekwentnymi usłonecznienia  $S$  ( $ks$ ) (wykresy po lewej) i opadu  $P$  ( $ks$ ) (wykresy po prawej) we Wrocławiu-Swojcu w miesiącach IV–VII w okresie 3-letnim (VIII 2007–VII 2010) (3) i 5-letnim (VIII 2007–VII 2012) (5)

Fig. 5.29a. The courses of the coefficient  $r$  of correlations of grass ( $tr$ ) and bare soil ( $ug$ ) albedo ( $alb$ ) with consecutive values of sunshine duration  $S$  ( $ks$ ) (graphs on the left) and precipitation  $P$  ( $ks$ ) (graphs on the right) in Wrocław-Swojec in the months: Apr. (IV) – July. (VII) in the 3-year (Aug. 2007–July 2010) (3) and 5-year (Aug. 2007–July 2012) (5) period

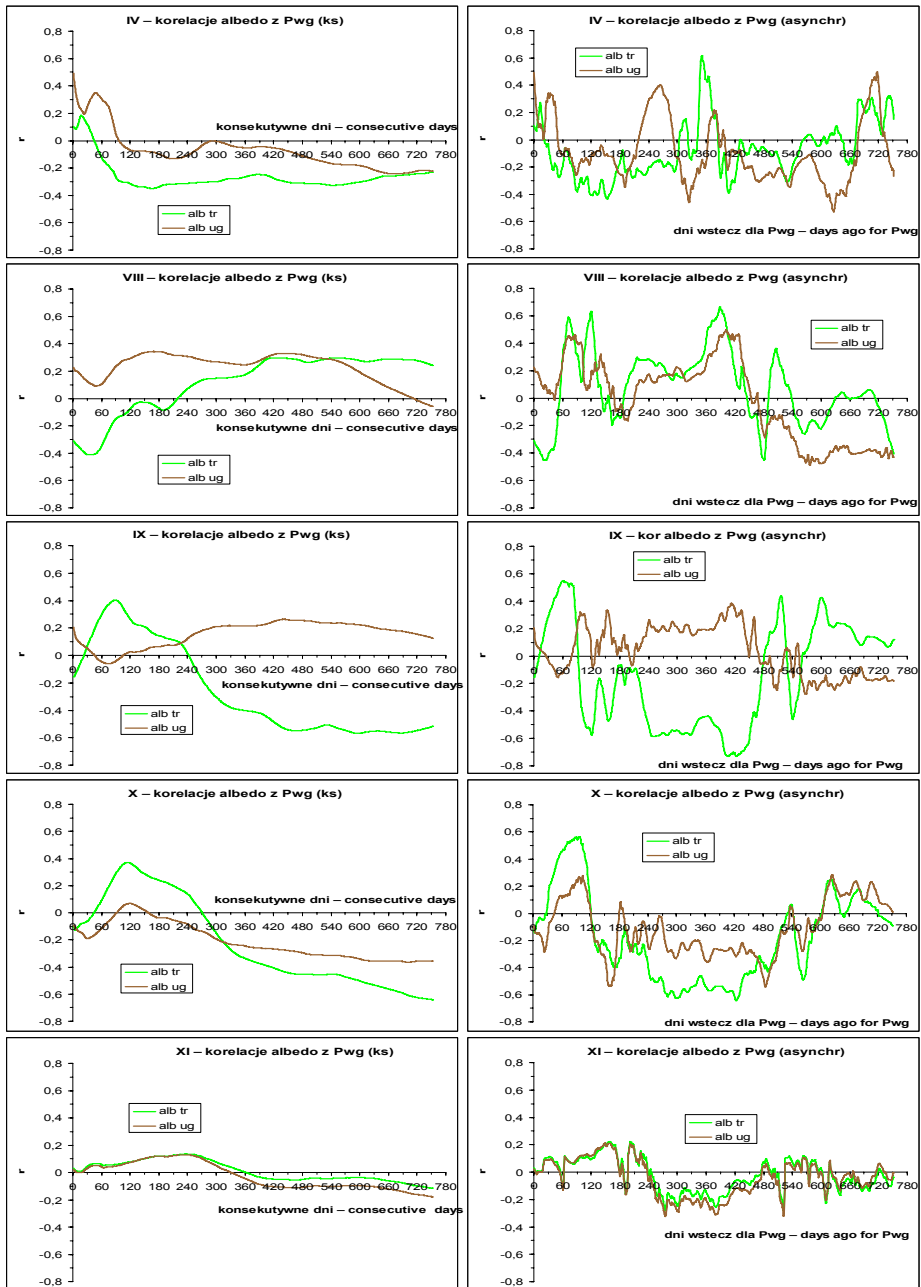




Rys. 5.29b. Przebiegi współczynnika  $r$  korelacji albedo trawy ( $alb\ tr$ ) i ugoru ( $alb\ ug$ ) z wartościami konsekwentnymi usłonecznienia  $S$  ( $ks$ ) (wykresy po lewej) i opadu  $P$  ( $ks$ ) (wykresy po prawej) we Wrocławiu-Swojcu w miesiącach VIII–XI w okresie 3-letnim (VIII 2007–VII 2010) (3) i 5-letnim (VIII 2007–VII 2012) (5)

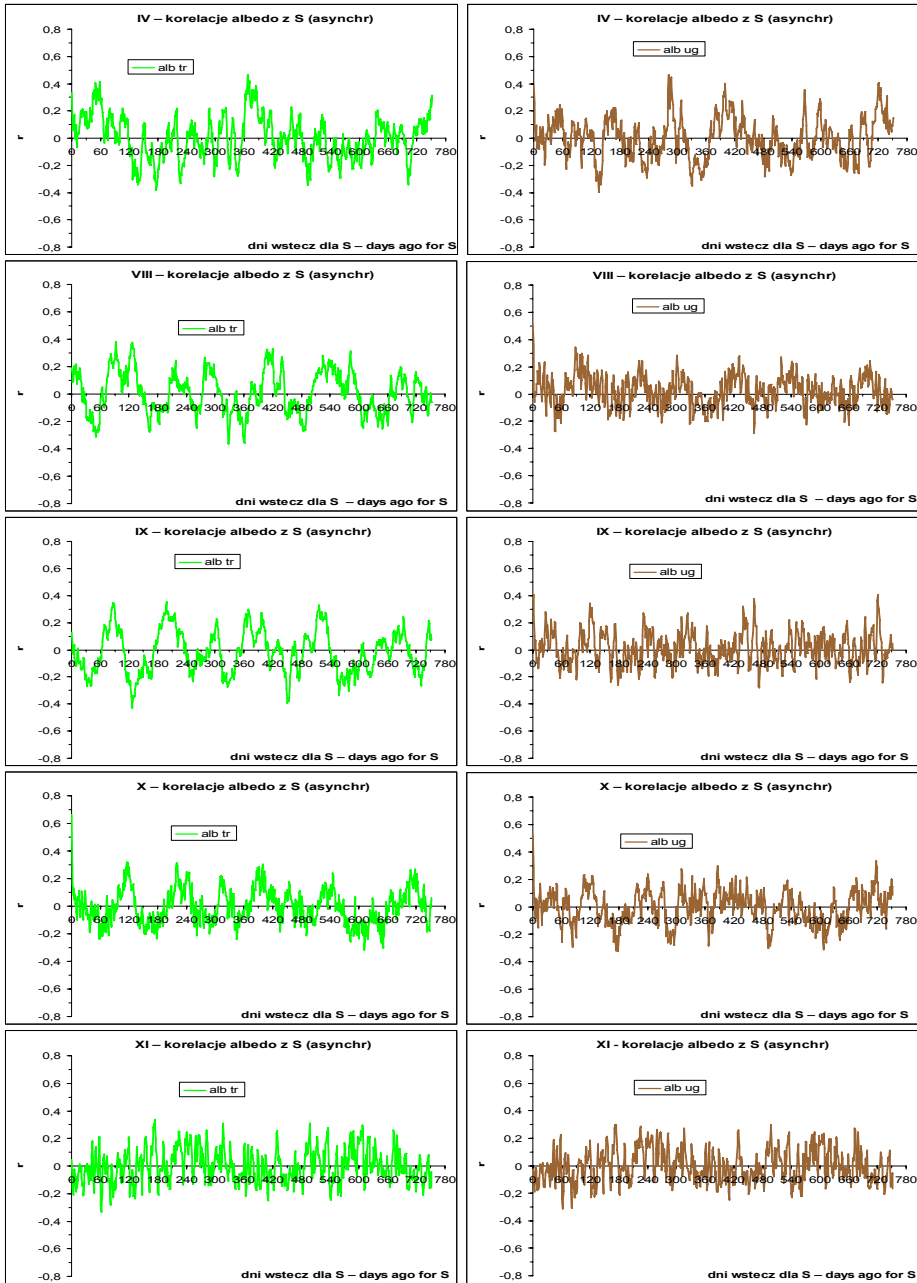
Fig. 5.29b. The courses of the coefficient  $r$  of correlations of grass ( $tr$ ) and bare soil ( $ug$ ) albedo ( $alb$ ) with consecutive values of sunshine duration  $S$  ( $ks$ ) (graphs on the left) and precipitation  $P$  ( $ks$ ) (graphs on the right) in Wrocław-Swojec in the months: Aug. (VIII)–Nov. (XI) in the 3-year (Aug. 2007–July 2010) (3) and 5-year (Aug. 2007–July 2012) (5) period





Rys. 5.30. Przebiegi współczynnika  $r$  korelacji albedo trawy ( $tr$ ) i ugoru ( $ug$ ) ze średnimi wartościami konsekwentnymi poziomu wody gruntowej  $Pwg$  ( $ks$ ) oraz z wartościami asynchronicznymi  $Pwg$  ( $asynchr$ ) we Wrocławiu-Swojcu (VIII 2007–VII 2012)

Fig. 5.30. The courses of coefficient  $r$  of correlations of grass ( $tr$ ) and bare soil ( $ug$ ) albedo with mean consecutive values of depth to groundwater  $Pwg$  ( $ks$ ) and with asynchronous values  $Pwg$  ( $asynchr$ ) in Wrocław-Swojec (Aug. 2007–July 2012)



Rys. 5.31. Przebiegi współczynnika  $r$  korelacji albedo trawy ( $tr$ ) (wykresy po lewej) i ugoru ( $ug$ ) (wykresy po prawej) z wartościami asynchronicznymi usłonecznienia  $S$  ( $asynchr$ ) we Wrocławiu-Swojcu (VIII 2007–VII 2012)

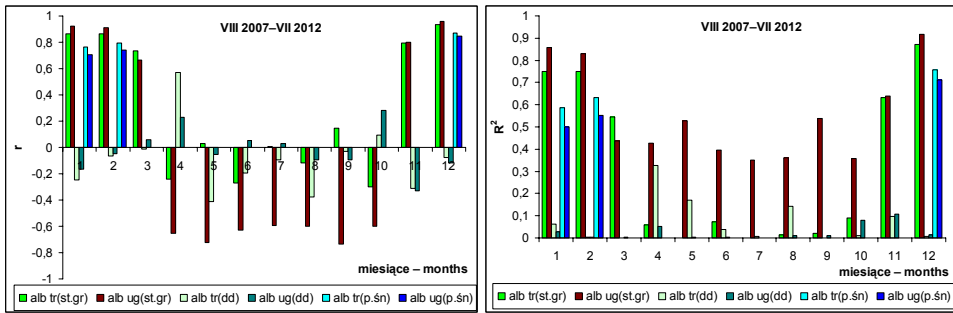
Fig. 5.31. The courses of coefficient  $r$  of correlations of grass ( $tr$ ) and bare soil ( $ug$ ) albedo with asynchronous values of sunshine duration  $S$  ( $asynchr$ ) in Wrocław-Swojec (Aug. 2007–July 2012)

W tak ujętych przebiegach korelacji asynchronicznych (*asynchr*), poza bardziej „wygładzonymi” przebiegami dla *Pwg* (rys. 5.30 – po prawej), zauważono silną tendencję fluktuacyjną, wyraźniejszą dla albedo ugoru niż albedo trawy. W badanych relacjach tego albedo z elementami meteorologicznymi wyróżniają się bowiem charakterystyczne dla sezonu wegetacyjnego IV–X bardzo częste, chaotyczne wahania  $r$  dla powierzchni bez roślin, wobec tendencji uporządkowywania kierunku wahań  $r$  dla powierzchni trawy w kolejnych miesiącach tego okresu. Inna jest przy tym amplituda wyznaczona przez wartości skrajne  $r$ , która jest większa w zapisie relacji asynchronicznych z *alb tr* niż z *alb ug* (rys. 5.31). W przypadku albedo ugoru występuje tu mniej efektywna i znacznie wolniejsza niż dla albedo trawy, ale także stopniowa tendencja osłabienia krótkookresowych wahań i ich uporządkowywania w miarę zbliżania się do miesięcy zimowych. Podobne zmiany kształtu wahań oraz ich tendencje (okres VIII–X) widoczne są w korelacjach albedo z wartościami  $S$  ( $ks$ ). Jednakże wahania krótkookresowe są tu mniejsze i bardziej wytłumione z powodu korelacji albedo z uśrednionymi dla różnych ciągów dni wartościami  $S$ , a nie z kolejno przesuwanymi w czasie ich wartościami dobowymi, jak to ma miejsce w korelacjach z  $S$  (*asynchr*). W listopadzie obserwujemy upodobnienie się przebiegów zmian korelacyjnych albedo trawy i albedo ugoru, nie tylko w „wygładzonych” ich relacjach z  $S$  ( $ks$ ) (rys. 5.29b), ale i w bardziej dynamicznym zapisie wahań  $r$  z  $S$  (*asynchr*) (rys. 5.31). Widoczna w miesiącach IV–VIII tendencja uporządkowania zmian korelacji asynchronicznych u trawy zanika na rzecz wahań krótkookresowych, podobnych do ugoru. Decydującymi czynnikami zmian albedo stają się bowiem stan gruntu (w rozumieniu klimatologicznym) i długość dnia.

Należy podkreślić, że albedo rośliny (trawy) w okresie wegetacyjnym IV–X zależy przede wszystkim od długoterminowych relacji z elementami meteorologicznymi, natomiast albedo ugoru – od relacji synchronicznych lub krótkookresowych.

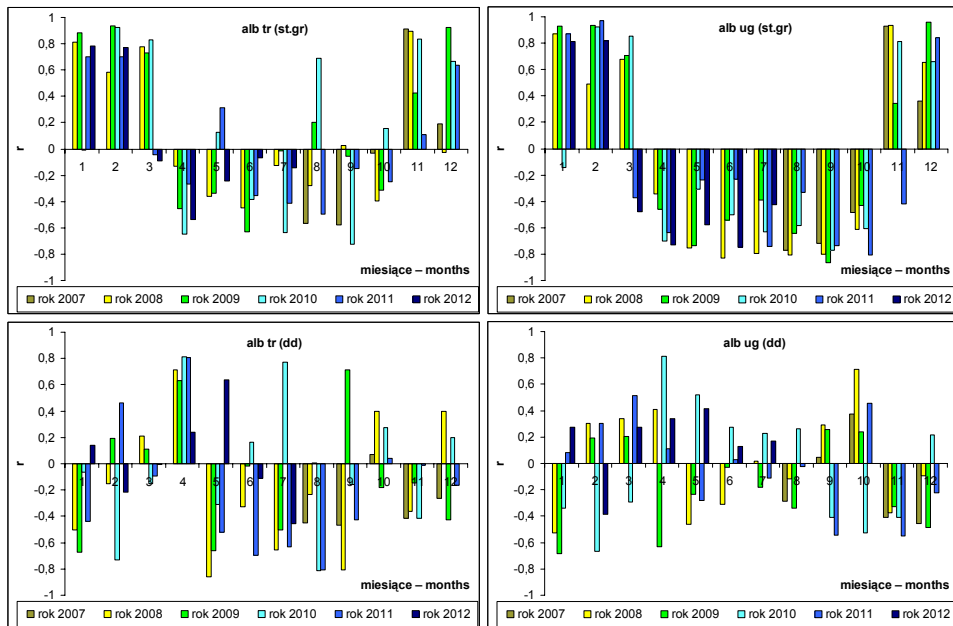
W równaniach regresji dla związków synchronicznych uwzględniono również stan gruntu (0–9). Zastosowano w nim pewną klasyfikacyjną modyfikację, gdyż stan gruntu 8 sklasyfikowano jako 6,8, uwzględniając jego cechy pośrednie pomiędzy stanem gruntu 6 i 7 [Bryś 2012]. Wykorzystano go, obok innych analizowanych elementów geofizycznych, w wyprawionych równaniach regresji wieloczynnikowej. Najbardziej użyteczny okazał się dla rekonstrukcji albedo ugoru, gdyż korelacje z tym elementem w ciągu całego roku osiągają dla ugoru wysoki pułap istotności (rys. 5.32). Mniejsze znaczenie posiada długość dnia ( $dd$ ), której wpływ, poza okresem jesiennym, jest ważny głównie dla albedo trawy. Wpływ ten jednak zmienia się wyraźnie z roku na rok (rys. 5.33), nie tylko pod względem wysokości  $R^2$ , ale przede wszystkim niestabilny (z wyjątkiem kwietnia dla *alb tr*) jest jego znak korelacyjny ( $r$ ), który może się zmienić z (–) na (+) lub odwrotnie. W okresie zimowym, obok frekwencji dni z pokrywą śnieżną, znaczenia nabierają także korelacje albedo z grubością pokrywy śnieżnej. Jednakże w wybranych, optymalnych równaniach regresji wieloczynnikowej, element ten jest nieobecny, ponieważ efektywniejszym ich składnikiem jest stan gruntu.

Cechą charakterystyczną korelacji badanego albedo ze stanem gruntu jest sezonowa zmiana znaku współczynnika  $r$ . Od listopada do lutego (lub marca) przyjmuje on wartość dodatnią, zazwyczaj wysoką (często  $r > 0,7$ ) i podobną dla albedo ugoru i trawy. W sezonie wegetacyjnym IV–X ma on natomiast wartość ujemną, szczególnie mocną i stabilną dla albedo ugoru, gdyż w niektórych latach występują, ale tylko sporadycznie (VIII 2010) istotne ( $r > 0,36$ ) wartości dodatnie  $r$  dla albedo trawy.



Rys. 5.32. Przebieg roczny korelacji albedo trawy (*alb tr*) i albedo ugoru (*alb ug*) ze stanem gruntu (*st. gr*), długością dnia (*dd*) i grubością pokrywy śnieżnej (*p. śn*) we Wrocławiu-Swojcu: a) korelogram współczynników korelacji  $r$  (wykres słupkowy po lewej); b) korelogram współczynników determinacji  $R^2$  (wykres słupkowy po prawej)

Fig. 5.32. The annual course of correlation for grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) with state of ground (*st. gr*) day duration (*dd*) and thickness of snow cover (*p. śn*) in Wrocław-Swojec: a) the graph of correlation coefficients  $r$  (on the left); b) the graph of determination coefficients  $R^2$  (on the right)



Rys. 5.33. Przebieg roczny współczynnika  $r$  korelacji albedo trawy (*alb tr*) i albedo ugoru (*alb ug*) ze stanem gruntu (*st. gr*) i długością dnia (*dd*) w kolejnych latach okresu VIII 2007–VII 2012

Fig. 5.33. The annual course of the coefficient  $r$  of correlations of grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) with state of ground (*st. gr*) and day duration (*dd*) in the following years (*rok*) of the period Aug. 2007–July 2012

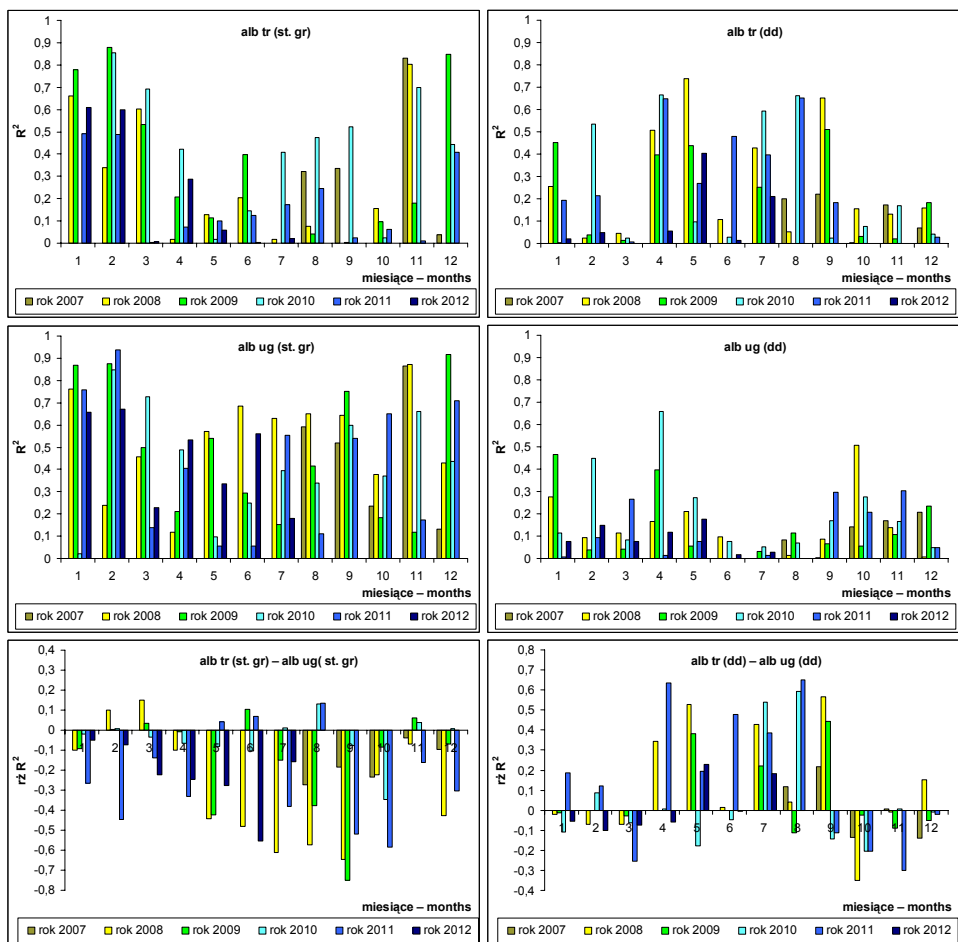
Inną cechą przeprowadzonej korelacji, która uwidacznia się w badanym 5-leciu, jest przeciwstawienie roli stanu gruntu (*st. gr*) i długości dnia (*dd*) dla albedo ugoru i albedo trawy w półroczu wegetacyjnym IV–IX. W trakcie tego półrocza stan gruntu kształtuje głównie albedo ugoru, natomiast dla albedo trawy ważniejsze są, relatywnie silne ( $R^2$  często  $>0,4$ , a w niektórych latach sięga wartości ok. 0,7) związki korelacyjne z długością dnia (rys. 5.34). Zauważona niestabilność (poza dodatnimi wartościami  $r$  w IV) znaku korelacyjnego albedo trawy w relacjach z *dd* jest swoistym odzwierciedleniem charakterystycznej reakcji roślin na długotrwałą zmienność pogodową. Wskazuje bowiem pośrednio, poprzez te zmienne relacje, na kompleksowe i długotrwałe (co poruszono już wcześniej, przy okazji analizy z wartościami konsekwentnymi), silne związki tego albedo z podstawowymi wyznacznikami stanu pogody, takimi jak *S*, *Tp*, *d*, *P*, *Pwg*, które wpływają na rozwój i cechy szaty roślinnej. Najczęściej, w okresie V–IX, albedo trawy posiada relacje odwrotnie proporcjonalne z *dd*, gdyż cechą typowych lat jest zmniejszanie się albedo trawy wraz ze wzrostem długości dnia w miesiącach V–VI i stopniowe jego zwiększanie się w miesiącach VII–IX (rys. 5.19), wraz z postępującym skracaniem się *dd* po letnim przesileniu z 22 czerwca.

Wpływ rocznych zmian wysokości Słońca nad horyzontem na albedo trawy jest zatem silniejszy niż na albedo ugoru. W okresie wegetacyjnym murawa w większym stopniu (i przez dłuższy czas) niż powierzchnia ugoru wykazuje stabilność barwy, choć zmieniają się jej odcienie. Pokrywa roślinna stanowi więc pewien bufor w stosunku do oddziaływania stanu pogody na właściwości odbijające ugoru. Wpływ czynników meteorologicznych na barwę roślin jest przesunięty w czasie i wiąże się z długotrwałym, sumarycznym ich oddziaływaniem na rozwój szaty roślinnej i jej cech. Dla ugoru natomiast może mieć charakter natychmiastowy, jak wpływ opadu deszczu, lub krótkookresowy, który związany jest z przemiennymi procesami wysychania i zwilżania jego powierzchni, występującymi przy dużej dynamice pogodowej.

Sam czynnik biologiczny może okresowo również być istotną przyczyną ograniczenia wpływu zmian wysokości Słońca nad horyzontem na przebieg albedo roślin. Dotyczy to nie tylko czasu kwitnienia, gdy w sposób kontrastowy może zmienić się barwa powierzchni czynnej wielu roślin. Występujące w sezonie wegetacyjnym naturalne zmiany rozwojowe wpływają bowiem także na zmienność odcieni zielonej barwy łądyg, m.in. u traw. Warunki pogodowe mogą tu mieć wpływ zarówno długotrwały, jak i bieżący, ale ten ostatni, jak to już wcześniej ukazano (analiza korelacji synchronicznych i asynchronicznych), bywa wyraźnie słabszy. W takim interakcyjnym i kompleksowym ujęciu należy więc, obok widzenia wiodącej roli zmian w wysokości kąta padania promieni słonecznych, postrzegać sezonową zmienność relacji albedo trawy z długością dnia.

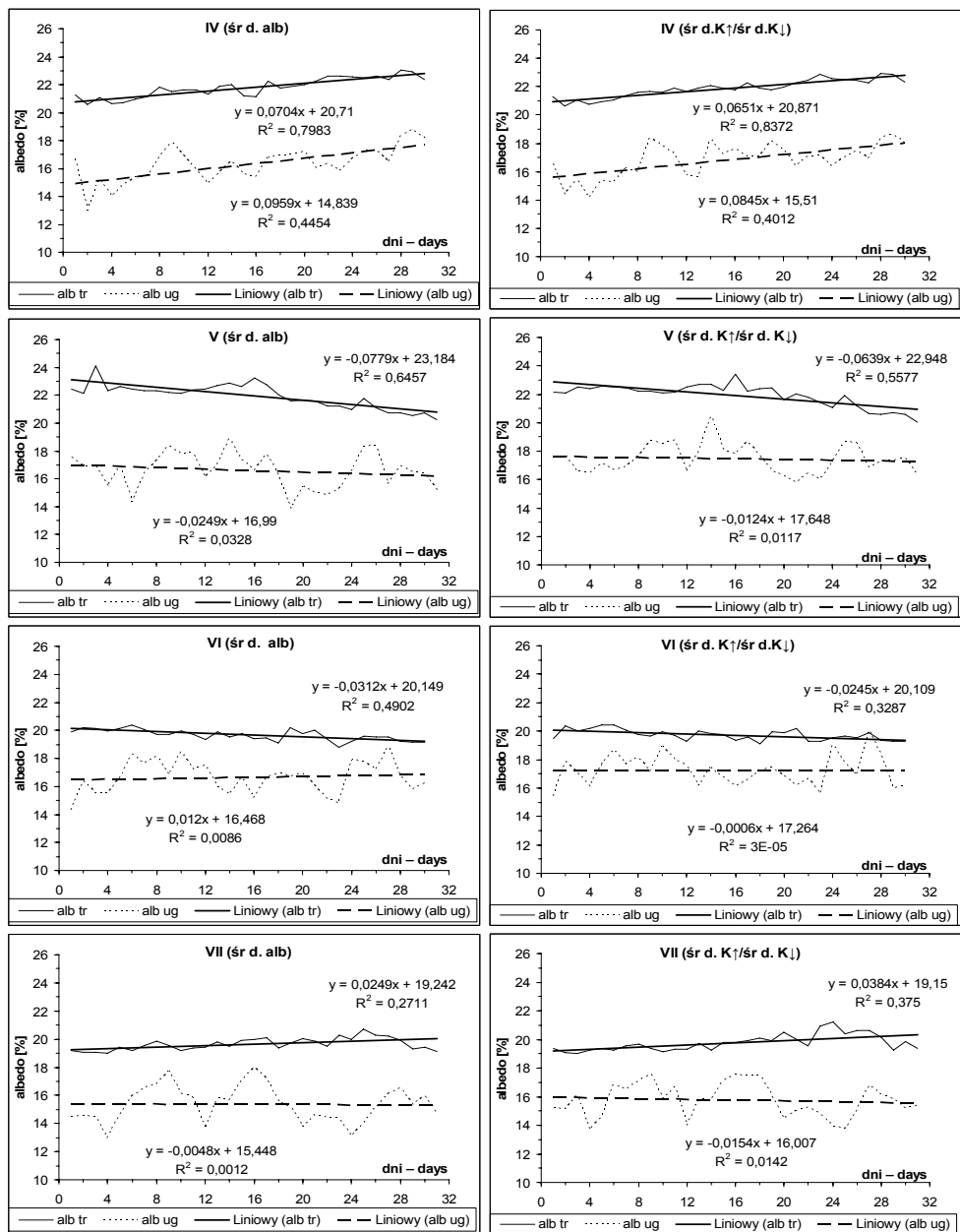
Kompleksowe, interakcyjne oddziaływanie głównych elementów meteorologicznych, najpierw związane jest z korzystnymi dla stopniowego wzrostu średniego dobowego albedo trawy w kwietniu (rys. 5.19) warunkami termiczno-solarnymi i wodno-glebowymi, a zwłaszcza poziomymi zasobami wody gruntowej. Ich antycypacyjne oddziaływanie powoduje stopniową zmianę poziomowej ciemniejszej barwy zeschłej, starej trawy na jasnozieloną, charakterystyczną dla nowych, wczesnowiosennych jej odrostów. W efekcie, kwietniowy kierunek zmian dobowego albedo (rys. 5.35a) jest zgodny z towarzyszącą mu tendencją wydłużania dnia, więc ich zależności korelacyjne mają charakter wprost proporcjonalny. W miarę postępów wegetacji, w kolejnych miesiącach roku, sytuacja ulega odwróceniu (zmiana znaku  $r$  z  $+$  na  $-$ ), gdyż pod wpływem środowiska geofizycznego aktywizują się biologiczne czynniki powodujące dalsze zmiany w tonacji zabarwienia trawy. Początkowo (V–VI, a czasami do 1. dekady VII) barwa ta staje się coraz intensywniej zielona, a stopniowe pogłębianie jej

ciemniejszej tonacji, powoduje zmniejszanie się albedo trawy. Z czasem (VII–IX) barwa ta zaczyna tracić swą intensywność, następuje przy tym powolna utrata chlorofilu i pojawiają się, najpierw sporadyczne, a później (VIII–IX) coraz liczniejsze żółtawo-brunatne przebarwienia łądy, co wpływa na stopniowy wzrost albedo trawy (rys. 5.19). Proces ten jest jeszcze stosunkowo słaby w lipcu, ale wraz z postępującym letniego wysuszenia gleby i roślin, jak dzieje się to w typowych latach, nasila się w sierpniu i powoli uspokaja we wrześniu (rys. 5.35b).



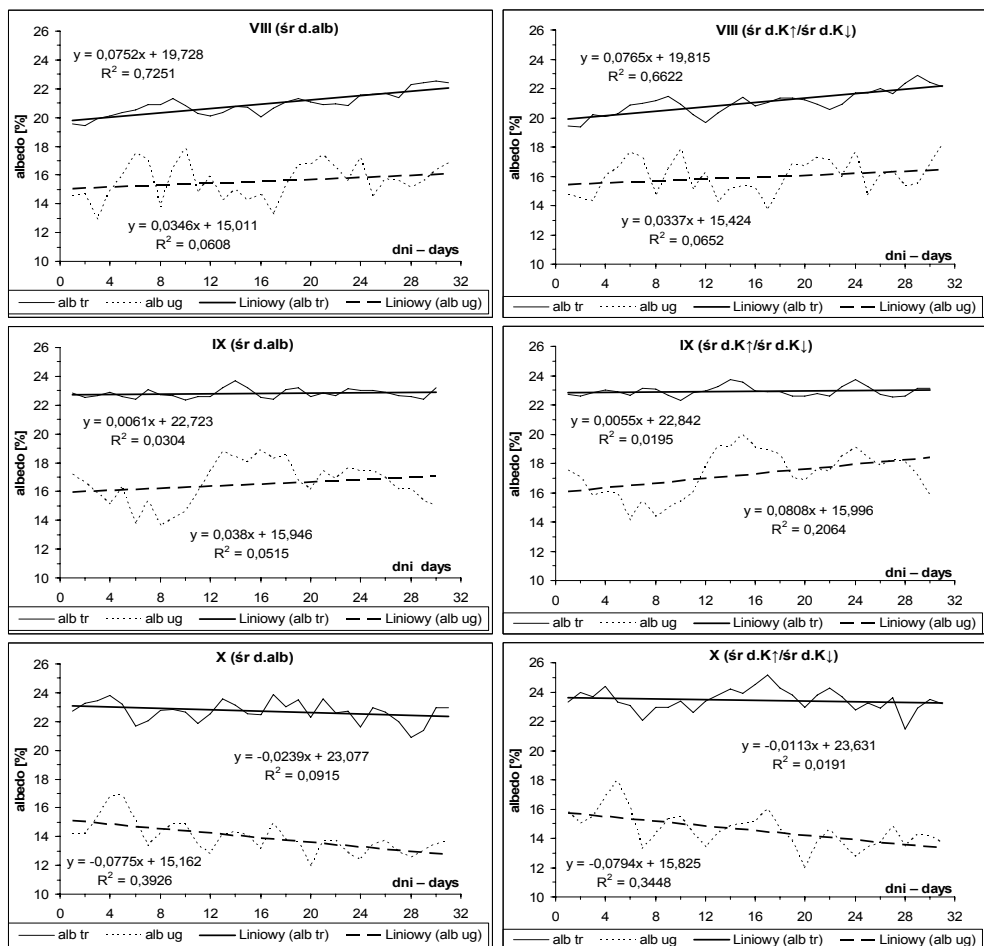
Rys. 5.34. Przebiegi roczne współczynnika  $R^2$  korelacji albedo trawy ( $alb\ tr$ ) i albedo ugoru ( $alb\ ug$ ) ze stanem gruntu ( $st.\ gr$ ) i długością dnia ( $dd$ ) w kolejnych latach okresu VIII 2007–VII 2012 oraz przebiegi różnic ( $alb\ tr - alb\ ug$ ) wartości tego współczynnika  $r\check{z}\ R^2$  dla tych korelacji. Objaśnienie:  $r\check{z}$  – różnica wartości

Fig. 5.34. The annual courses of the coefficient  $R^2$  for correlations of grass albedo ( $alb\ tr$ ) and bare soil albedo ( $alb\ ug$ ) with state of ground ( $st.\ gr$ ) and day duration ( $dd$ ) in the following years ( $rok$ ) of the period Aug. 2007–July 2012 and the runs of the difference ( $alb\ tr - alb\ ug$ ) values of the coefficient  $r\check{z}\ R^2$  for these correlations. Explanation:  $r\check{z}$  – difference of values



Rys. 5.35a. Przebiegi miesięczne (IV–VII) średniego dobowego albedo trawy (*alb tr*) i albedo ugoru (*alb ug*) we Wrocławiu-Swojcu (VIII 2007–VII 2012), wyliczonych wg dwóch formuł: *śr d. alb* oraz *śr d. K↑/śr d. K↓*, jak na rysunku 5.19. Objaśnienia: *Liniowy* – trend liniowy

Fig. 5.35a. The monthly: Apr. (IV)–July (VII) runs of the diurnal average grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) in Wrocław-Swojec (Aug. 2007–July 2012), calculated from two formulas: *śr d. alb* and *śr d. K↑/śr d. K↓*, as in the figure 5.19. Explanation: *Liniowy* – linear trend



Rys. 5.35b. Przebiegi miesięczne (VIII–X) średniego dobowego albedo trawy (*alb tr*) i albedo ugoru (*alb ug*) we Wrocławiu-Swojcu (VIII 2007–VII 2012), wyliczonych wg dwóch formuł: *śr d. alb* oraz *śr d. K↑/śr d. K↓*, jak na rysunku 5.19. Objasnienia: *Liniowy* – trend liniowy

Fig. 5.35b. The monthly: Aug. (VIII)–Oct. (X) runs of the diurnal average grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) in Wrocław-Swojec (Aug. 2007–July 2012), calculated from two formulas: *śr d. alb* and *śr d. K↑/śr d. K↓*, as in the figure 5.19. Explanation: *Liniowy* – linear trend

Taki normalny scenariusz zmian, w niektórych latach, ulega pewnym modyfikacjom. Na zmienność ubarwienia roślin ma bowiem wpływ wiele czynników. Oprócz sezonowych uwarunkowań meteorologicznych, takich jak wzrost *Tp*, *S*, *d* należą tu także zwiększające się, aż do kulminacji w fazie generatywnej, potrzeby wodne roślin, którym nie zawsze są w stanie sprostać wiosenne i letnie opady. Symptomatyczne są tu uwarunkowania dodatniej wartości *r* (0,64) z maja 2012 r. (rys. 5.33 – wykres dolny, po lewej). Od 6 maja do końca miesiąca zwierciadło wód podziemnych *Pwg* opadło aż o 47 cm, co bezpośrednio związane było z 18-dniowym brakiem opadów od 13 do 30 maja i wysokim parowaniem terenowym. W miesiącu tym wystąpił bowiem najwyższy w ostatnim 50-leciu majowy niedosyt wilgotności powietrza (*d* = 9,3 hPa, czyli 8,1 hPa wg rzetelniejszego sposobu liczenia dobowego *d*, który do końca

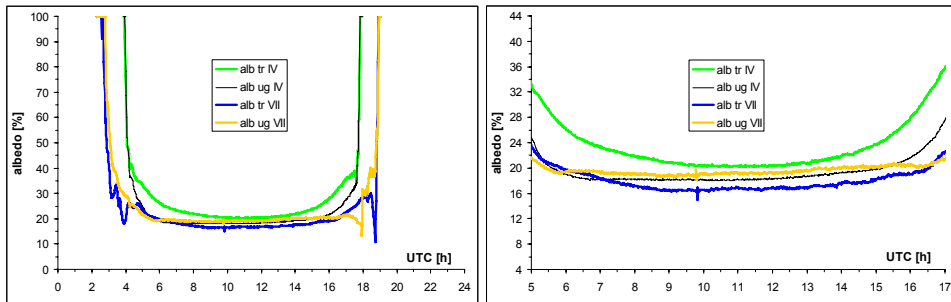


1978 r. był związany z dawnym III terminem obserwacji o 20 UTC). Sytuacja ta pogłębiła wcześniejszy, wczesnowiosenny deficyt dostępnej dla roślin wody. Słabych opadów w marcu ( $P = 14$  mm) i kwietniu ( $P = 28$  mm), którym towarzyszyły stosunkowo wysokie temperatury powietrza ( $T_p$  III =  $6,1^\circ\text{C}$ ,  $T_p$  IV =  $9,8^\circ\text{C}$ ) i wartości  $d$ , nie były bowiem w stanie zrekompenzować cztery dni opadowe ( $P = 49$  mm) w pierwszych dniach maja. Ten stan rzeczy spowodował tylko krótkotrwały, nieznaczny spadek albedo trawy na początku miesiąca, a potem wraz z postęпами majowej posuchy miał miejsce wolny, ale systematyczny wzrost jego wartości, który sprzężony był ze wzrostem długości dnia.

Wpływ zmian wysokości Słońca nad horyzontem na albedo wyraźniej daje się uchwycić w przebiegach dobowych albedo ugoru i albedo trawy w dniach solarnych. Porównanie dni wiosennych z letnimi (rys. 5.36) umożliwia przy tym nie tylko dostrzeżenie zmienności dobowej i sezonowej, ale także wpływu stanu gruntu na badane albedo. Wybrany przykład (16.04.2009 i 2.07.2008) dotyczy stanu gruntu 0, utrzymującego się co najmniej kilka dni. W kwietniu 2009 r. związany jest z dłuższym okresem ciepłym i posuszny (17 dni poprzedzających bez deszczu z  $T_p = 11,3^\circ\text{C}$ ), zaś w lipcu 2008 r. stanowi wypadkowy efekt zarówno kilku poprzedzających dni bez deszczu, ze stosunkowo wysoką temperaturą (w ciągu 7 dni średnia  $T_p = 20,3^\circ\text{C}$ ) i niedosytem wilgotności powietrza (odpowiednio  $d = 13,5$  hPa), jak też niezbyt wilgotnego ( $P = 37$  mm) i umiarkowanie ciepłego ( $T_p = 18,8^\circ\text{C}$ ) czerwca.

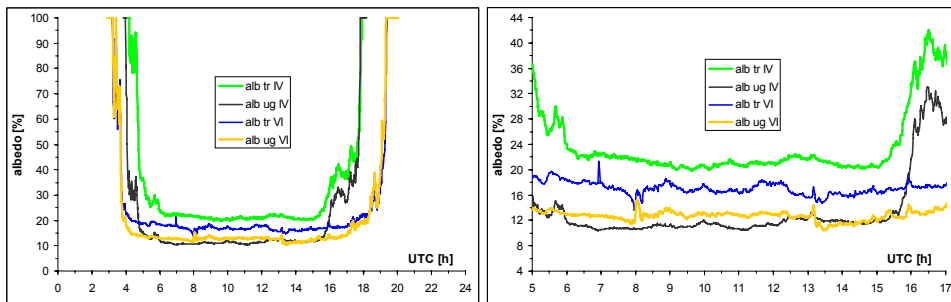
Dni solarne cechuje zbliżony do „U-kształtnego” quasi-paraboliczny przebieg dobowych zmian albedo, ze skrzydłami wysokich wartości dla albedo ugoru i trawy. Wysokie wartości przy bardzo niskich kątach padania promieni słonecznych wczesnym ranem i wieczorem dochodzą do 100%. Wraz ze wzrostem tych kątów szybko jednak obniżają swą wartość poniżej 40% i ulegają wolniejszym już zmianom w szerokiej strefie „ugięcia” ich przebiegów. Pomiędzy 9. i 13. UTC pojawia się nawet swoiste „plateau”, z prawie stabilnymi wartościami albedo, tak że moment przegięcia przebiegu ich wartości (ok. 11 UTC) jest słabo zauważalny, a czasami bywa przesunięty na początek (ok. 9. UTC w VII) tej strefy. W przypadku ugoru zjawiska te należy wiązać z postępującym w ciągu dnia wysuszeniem jego powierzchni (ze zgromadzonej w ciągu nocy i wczesnego poranka wody kondensacyjnej), a więc rozjaśnienia jego barwy, co powoduje już przedpołudniowy wzrost jego albedo. W przypadku zaś trawy (i innych roślin) ważniejszym czynnikiem jest obronna reakcja roślin przed przegrzaniem ich powierzchni. Obok zwiększonego parowania takim mechanizmem obronnym jest tu – odpowiednia do zmian kąta padania promieni słonecznych oraz biologicznych możliwości i potrzeb rozwojowych rośliny – zmiana ułożenia liści, kwiatostanu lub łodyg.

Wpływ stanu gruntu i redukcji promieniowania całkowitego oraz zmian jego składowych (zwiększenie udziału promieniowania rozproszonego kosztem bezpośredniego) na albedo jest szczególnie widoczny w dniach opadowych i bezsłonecznych ( $S = 0$ ). Podczas takich dni w sezonie wegetacyjnym (rys. 5.37) wartości albedo ugoru utrzymują się na niskim poziomie w zależności od tonacji ciemnej barwy wilgotnej powierzchni gruntu, co wiąże się z jego strukturą, a zwłaszcza udziałem substancji humusowych. W porównaniu z dniami solarnymi wartości albedo trawy w dniach deszczowych w godzinach 7–15 UTC ulegają jedynie niewielkim zmianom. W drugiej dekadzie kwietnia wynoszą one ok. 0,25% różnicy w albedo pomiędzy dniami słonecznymi (z wartością  $alb\ tr$  ok. 21,7%) i deszczowymi (odpowiednio ok. 21,45%), zaś w 3. dekadzie czerwca ok. 0,48% (odpowiednio 17,22 i 16,74%). W podobnym porównaniu dynamiki albedo ugoru różnice te zmieniają się od 7,06% w 2. dekadzie kwietnia (odpowiednio: 18,72 i 11,66%) do 6,88% pod koniec czerwca (odpowiednio 19,45 i 12,57%).



Rys. 5.36. Przebiegi dobowe albedo trawy (*alb tr*) i albedo ugoru (*alb ug*) w dwóch dniach solarnych: 16.04.2009 (IV) i 2.07.2008 (VII) we Wrocławiu-Swojcu (wykres po lewej), z wyodrębnieniem zmian w godz. 5–17 UTC (wykres po prawej)

Fig. 5.36. The runs of grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) in the two solar days: 16.04.2009 (IV) and 2.07.2008 (VII) in Wrocław-Swojec (the graph on the left), with separating of the course from 5–17 UTC (the graph on the right)

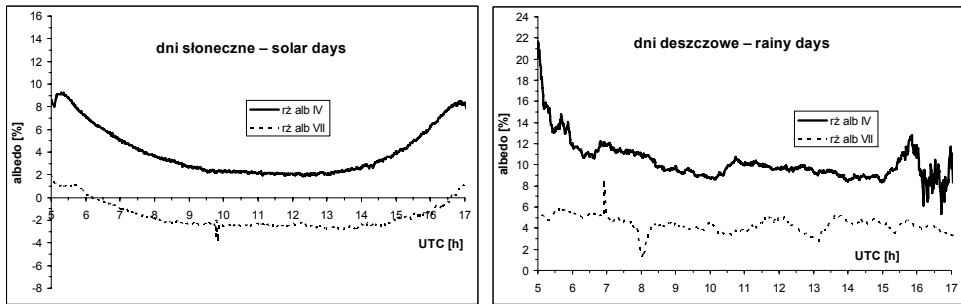


Rys. 5.37. Przebiegi dobowe albedo trawy (*alb tr*) i albedo ugoru (*alb ug*) w dwóch dniach deszczowych: 19.04.2008 (IV) i 24.06.2009 (VI) we Wrocławiu-Swojcu (wykres po lewej), z wyodrębnieniem zmian w godz. 5–17 UTC (wykres po prawej)

Fig. 5.37. The runs of grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) in the two rainy days: 19.04.2009 (IV) and 24.06.2009 (VI) in Wrocław-Swojec (the graph on the left), with separating of the course from 5–17 UTC (the graph on the right)

Porównując przebiegi wartości różnic albedo pomiędzy *alb tr* i *alb ug* w dniach słonecznych z podobnymi różnicami w dniach deszczowych (rys. 5.38) w godzinach 5–17 UTC zauważa się zachowanie parabolicznego „ugięcia” tych wartości jedynie w dniach solarnych. Z powodu niskich wartości albedo ugoru badane różnice ( $alb tr - alb ug$ ) w dniach deszczowych są znacznie wyższe niż w dniach solarnych. W 2. dekadzie kwietnia w godz. 7–15 UTC wynoszą one średnio 6,81% (9,79% w dniach deszczowych i 2,98% w solarnych), zaś w 3. dekadzie czerwca 6,4% (odpowiednio (4,17 i -2,23%).

Analizowane tu przebiegi albedo w kontrastowych warunkach pogodowych jednoznacznie potwierdzają relatywnie małą zmienność albedo trawy w stosunku do dynamiki albedo ugoru. Ta cecha roślinnej powierzchni czynnej ma ważne znaczenie topo- i bioklimatyczne, gdyż przyczynia się do łagodzenia negatywnych dla środowiska skutków skokowych zmian pogodowych.



Rys. 5.38. Przebiegi (5–17 UTC) różnic albedo trawy (*alb tr*) i albedo ugoru (*alb ug*) w dwóch dniach solarnych 16.04.2009 (IV) i 2.07.2008 (VII) (wykres po lewej) i deszczowych: 19.04.2008 (IV) i 24.06.2009 (VI) (wykres po prawej) we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 5.38. The runs (5–17 UTC) of the differences between grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) in the two solar: 16.04.2009 (IV), 2.07.2008 (VII) (the graph on the left) and rainy days: 19.04.2009 (IV), 24.06.2009 (VI) (the graph on the right) in Wrocław-Swojcu

Nawiązując do znaczenia przedstawionych wcześniej relacji asynchronicznych, poniżej przytoczono dwa przykłady antycypacyjnego wpływu tzw. okresów krytycznych na albedo trawy. Wyznaczono je jedynie na bazie materiału 3-letniego (VIII 2007–VII 2010). Mają więc one znaczenie wstępnej, statystycznej ilustracji pewnych, przesuniętych w czasie zależności pomiędzy rośliną i jej środowiskiem geofizycznym, jakie miały miejsce w ciągu tego stosunkowo krótkiego okresu badawczego. Ich bardziej wiarygodne, statystyczne uściślenie wymaga znacznie dłuższego, co najmniej kilkunastoletniego okresu pomiarowego.

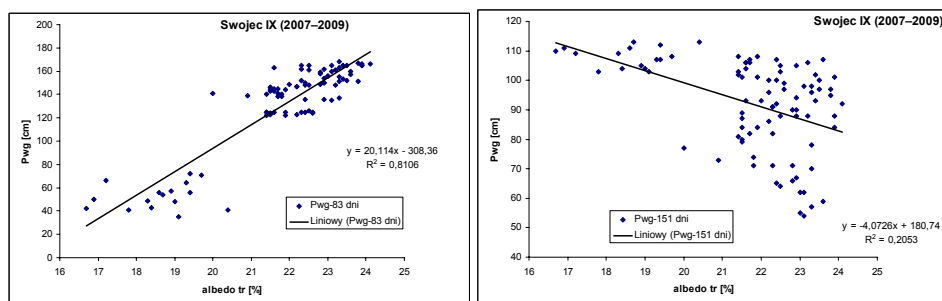
Przykład 1. Relacje wrześnieowego albedo trawy z  $P_{wg}$  – 83 dni.

Związki antycypacyjne dotyczą tu relacji wrześnieowego albedo trawy z wartościami  $P_{wg}$  z czerwca (rys. 5.39a), a więc z okresu kwitnienia i zawiązywania nasion u traw (faza generatywna trawy). Wyrażone są wysokimi współczynnikami korelacji i determinacji ( $R^2 = 0,81$ ) tego albedo z przesuniętymi wstecz o 83 dni wartościami poziomu wody gruntowej. Stan wody gruntowej ma w okresie generatywnym trawy bardzo istotny wpływ na ich rozwój, gdyż w tej fazie rozwojowej potrzeby wodne roślin są największe. Agrofaza ta wystąpiła we Wrocławiu-Swojcu w czerwcu, gdyż była poprzedzona majowym, pierwszym pokosem trawy. Niskie stany wody gruntowej (wysokie  $P_{wg}$ ) po 83 dniach skutkują relatywnie wysokimi wartościami albedo trawy we wrześniu. Posucha w okresie kwitnienia traw nie sprzyja ich rozwojowi i wpływa na rozjaśnienie barwy bądź wysychanie trawy oraz jej żółknięcie lub brunatnienie we wrześniu, co skutkuje zmniejszeniem pochłaniania promieniowania słonecznego przez trawę. Z kolei, wysokie stany wody gruntowej (niskie  $P_{wg}$ ) po 83 dniach dają efekt w postaci relatywnie niskiego albedo trawy we wrześniu. Sprzyjają bowiem rozwojowi traw i dłuższemu trwaniu ich ciemnozielonej barwy, co skutkuje zwiększeniem pochłaniania promieniowania słonecznego.

Przykład 2. Relacje wrześnieowego albedo trawy z  $P_{wg}$  – 151 dni.

Korelacje te przedstawiono na rysunku 5.39b i są one znacznie słabsze ( $R^2 = 0,21$ ), a więc mniej pewne niż korelacje z  $P_{wg}$  – 83 dni. Na tej podstawie można jedynie wnioskować o pewnej możliwej tu fizycznej relacji a nie traktować jej w kategoriach mocnego, uprawdopodobnionego statystycznie argumentu. Średnioniskie stany wody gruntowej (średnio-wysokie  $P_{wg}$ ) wczesną wiosną, po 151 dniach mogą skutkować relatywnie niskimi wartościami albe-

do trawy we wrześniu. Z kolei występowanie w kwietniu średnich i średniowysokich stanów wody gruntowej (średnioniskie  $P_{wg}$ ) po 151 dniach może sprzyjać pojawieniu się względnie wysokiego albedo trawy we wrześniu. Nadmiar wody wiosną zazwyczaj źle wpływa na wegetację trawy i jej stan jesienią. Pewności tu jednak nie ma, gdyż w wielu przypadkach dla  $P_{wg} = 100\text{--}110$  cm albedo może być zarówno niskie (ok. 17–19%), jak i wysokie (ok. 22–24%), ale znamienne jest, że w tym ostatnim przedziale bywa znacznie częściej. Może to świadczyć również o znacznym, kompensacyjnym wpływie późniejszych warunków meteorologicznych, na kształtowanie wczesnojesiennego albedo trawy.



Rys. 5.39. Przykłady antycypacyjnego wpływu tzw. okresu krytycznego na albedo trawy we Wrocławiu-Swojcu we wrześniu (IX) w latach 2007–2009: a)  $P_{wg}$  – 83dni; b)  $P_{wg}$  – 151 dni

Fig. 5.39. The example of anticipatory influence of so-called critical season on albedo of grass in Wrocław-Swojec in September (IX) in the years 2007–2009:  $P_{wg}$  – 83days; b)  $P_{wg}$  – 151 days. Explanation: dni – days

Zasygnalizowane powyżej związki asynchroniczne albedo, które nie są tożsame z badanymi wcześniej jego korelacjami z różnymi wartościami konsekwentnymi kształtujących go elementów geofizycznych, stanowią w pracy jedynie wątek poboczny. Nie są bowiem obecne w modelu albedo (rozdz. 6) stworzonym na bazie równań regresji wieloczynnikowej, wykorzystujących te ostatnie relacje.

## 6. MODEL ZASTOSOWANYCH RÓWNAŃ REGRESJI I REKONSTRUKCJA ALBEDO DLA WROCŁAWIA-SWOJCA

### 6.1. Metodyka rekonstrukcji albedo

Punktem wyjściowym dokonanej w pracy rekonstrukcji albedo trawy i albedo ugoru były najlepsze równania regresji wieloczynnikowej dla wartości dobowych tego albedo wyprowadzone metodą krokową (*stepwise*), osobno dla każdego miesiąca roku (tab. 6.1). Jakość tych równań (tab. 6.2) została najpierw oceniona za pomocą standardowej analizy ANOVA, uwzględniającej m.in. takie podstawowe miary ich siły predykcyjnej, jak: statystykę F (*F-statistic*), współczynnik determinacji  $R^2$  i standardowy błąd estymacji SSE (*error of standard estimate*). W wyborze optymalnych równań kierowano się również kryterium cząstkowego *p-value*, czyli poziomem prawdopodobieństwa odchylenia  $Pr(>|t|)$  od wyprowadzonych wartości współczynników *t* każdej zmiennej niezależnej oraz stałej (*const.*) w badanych równaniach. Jako nieprzekraczalny poziom graniczny przyjęto tu wartość  $\alpha = 0,05$ , ale najczęściej starano się, aby poziom ten był niższy niż  $\alpha = 0,001$  i tylko sporadycznie osiągał wartości  $\alpha = 0,01$  lub  $\alpha = 0,05$ . Wymienione analizy i badania stanowiły 1. etap procedury weryfikacyjnej przyjętych modeli rekonstrukcji albedo.

Dodatkowo (2. etap tego sprawdzianu), aby uniknąć przeparametryzowania modeli, zweryfikowano je za pomocą procedury *cross-validation* w wersji LOO (*Leave-One-Out*), uwzględniającej: RMSE (*root mean square error*), VIF (*variance inflation factor*) i  $RR_{pred}$  [Dragańska i in. 2004, Fox 1997, Walpole i Myers 1993, Wilks 2006]. Za Foxem [1997] jako gwarancję wiarygodności predykcyjnej badanych równań przyjęto tu kryterium  $VIF < 10$ . Do celów porównawczych zachowano niektóre równania regresji z  $VIF > 10$  (tab. 6.2), aby można było zorientować się w skutkach przyjęcia do celów rekonstrukcyjnych różnego typu równań regresji, które przeszły pomyślnie 1. etap procedury weryfikacyjnej.

Kończącym, trzecim etapem tej ostrej procedury weryfikacyjnej była ocena realności uzyskanych wyników przy zastosowaniu wyprowadzonych równań regresji. Podstawą tej ostatniej oceny były ekstremalne wyniki albedo dobowego, uzyskane w trakcie 5-letnich pomiarów (tab. 6.3). Wartości te, pod postacią percentyli 1 i 99%, otrzymanych dla każdego miesiąca roku, uznano jako graniczne dla poziomu wahań rekonstruowanego albedo miesięcznego w latach 1961–2007. Taką granicę przyjęto głównie dla miesięcy zimowych, zaś dla sezonu wegetacyjnego IV–X za bardziej miarodajne uznano tu percentyle 10 i 90%, z dopuszczeniem w wyjątkowych, uzasadnionych szczególną sytuacją pogodową przypadkach, wartości percentyli 5 i 95%. W zimie (XII–II) i miesiącach przejściowych (III, XI) wspomniane szersze, nieprzekraczalne granice mają swoje uzasadnienie w słabszej, niż pozostałe miesiące roku, reprezentatywności wyników dotychczasowych pomiarów ich albedo, wynikającej

z dużych zmian jego wartości z roku na rok. W niektórych latach podobna sytuacja może dotyczyć także kwietnia, jeśli wystąpiła w nim pokrywa śnieżna. Chociaż w analizowanym 5-leciu takiej pokrywy nie było, to jednak przemawiają za tym wyniki bieżących pomiarów albedo przeprowadzonych w kwietniu 2013 r. we Wrocławiu-Swojcu. Dzięki nim możliwa była korekta wyprowadzonych wcześniej równań dla tego miesiąca, które nie uwzględniały parametru pokrywy śnieżnej.

Tak dalekie skrajne granice wartości estymowanego albedo miesięcznego są dyskusyjne, ale jednak w niektórych latach, jak pokazują dotychczasowe doświadczenia, możliwe do wystąpienia (przy założeniu pojawienia się wtedy wyjątkowych sytuacji pogodowych). Świadczą o tym także wyniki niepublikowanej tu (z uwagi na ich rozmiar i poboczny dla pracy charakter) analizy typu *bootstrap* [Domański i Pruska 2000, Efron 1979, Efron i Tibshirani 1993] rozkładów losowych albedo zimowego we Wrocławiu-Swojcu. Dopuszczają one incydentalne wystąpienie takich skrajnych miesięcznych wartości. Z tej perspektywy, zrekonstruowane dla tego okresu wartości albedo, osiągające poziom dobowych wartości pomierzonych zawarty pomiędzy percentylami 1 i 5% lub percentylami 95 i 99%, uznano więc jako wartości poprawne, uzasadniające przyjęcie badanego modelu albedo, ale pod warunkiem że jest on jednym z wariantowych modeli. Pozostałe warianty muszą być oparte na mniej skrajnych granicach, tj. estymowane z nich wartości albedo miesięcznego muszą zawierać się pomiędzy wartościami percentyli 5 i 95%. Jako ewidentnie błędne uznano zatem te rekonstrukcje, w których wartości albedo miesięcznego były równe albo niższe niż pomierzone dobowe wartości albedo z percentyla 1% lub równe bądź wyższe niż percentyla 99%. Wyjątkowo, przy braku równań dających lepszą estymację, dopuszczono również te, w których sporadycznie (1–2 razy na 50 lat) pojawia się takie przekroczenie, pod warunkiem że jest ono niewielkie i wynika z niedoskonałości modelu. Ostatecznie, co dotyczyło głównie albedo ugoru dla września, te pojedyncze, odstające wartości sprowadzono do wartości podanych percentyli granicznych.

Tabela 6.1. Wykorzystane w procedurze rekonstrukcyjnej równania regresji wieloczynnikowej dla dobowych wartości albedo trawy (*alb tr*) i albedo ugoru (*alb ug*) w kolejnych miesiącach roku (I, II, ... XII) uzyskane metodą krokową (step-wise) na podstawie 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości pomierzonych w Obserwatorium Wrocław-Swojec

Table 6.1. The multiply regression equations for diurnal values of grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) in the following months of a year: Jan (I), Feb (II), ... Dec (XII) obtained by step-wise method on the base of the 5-year (Aug. 2007–July 2012) measured values in the Wrocław-Swojec Observatory, which have been used in the reconstruction procedure

Miesiąc Month	Zm. zależna	Parametr	Zm. 1	Zm. 2	Zm. 3	Zm. 4	Zm. 5	Zm. 6	Zm. 7	Zm. 8	Zm. 9	Zm. 10	Const.	
I	2		4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
	alb tr 1.7	wsp.	5,503	29,4 <b>d(ks183)</b>	-20,528 <b>S(ks118)</b>	28,203 <b>P(ks103)</b>	55,467 <b>S(ks319)</b>	-63,687 <b>S(ks598)</b>	14,267 <b>S(ks44)</b>				-87,918	
	alb tr 1.8	wsp.	5,147	25,844 <b>d(ks183)</b>	-16,705 <b>S(ks118)</b>	29,487 <b>P(ks103)</b>	53,726 <b>S(ks319)</b>	-59,301 <b>S(ks598)</b>	16,015 <b>S(ks44)</b>	-0,893 <b>TP(ks13)</b>			-95,376	
	alb tr 1.9	wsp.	5,074	24,615 <b>d(ks183)</b>	-27,049 <b>S(ks118)</b>	29,521 <b>P(ks103)</b>	58,029 <b>S(ks319)</b>	-106,669 <b>S(ks598)</b>	15,352 <b>S(ks44)</b>	66,841 <b>S(ks532)</b>	-0,882 <b>TP(ks13)</b>		-152,602	
	alb ug 1.6	wsp.	6,8	32,528 <b>P(ks103)</b>	-29,117 <b>P(ks110)</b>	-3,466 <b>TP(ks12)</b>	17,169 <b>d(ks29)</b>	21,374 <b>P(ks97)</b>						-42,316
	alb ug 1.8	wsp.	6,6	34,195 <b>P(ks103)</b>	-35,618 <b>P(ks110)</b>	-5,301 <b>TP(ks12)</b>	11,481 <b>d(ks29)</b>	28,955 <b>P(ks97)</b>	15,975 <b>d(ks9)</b>	-3,622 <b>S(ks6)</b>				-52,469
	alb ug 1.10	wsp.	5,93	36,046 <b>P(ks103)</b>	-28,118 <b>P(ks110)</b>	-5,149 <b>TP(ks12)</b>	20,746 <b>d(ks29)</b>	34,995 <b>P(ks97)</b>	13,809 <b>d(ks9)</b>	-4,554 <b>S(ks6)</b>	-4,144 <b>P(ks9)</b>	-19,338 <b>P(ks626)</b>		-33,453
	alb tr 2.4	wsp.	7,389	-45,646 <b>P(ks623)</b>	33,62 <b>P(ks126)</b>	0,648 <b>TP(ks11)</b>								48,206
	alb tr 2.8	wsp.	7,882	49,182 <b>P(ks126)</b>	0,741 <b>TP(ks11)</b>	-29,502 <b>P(ks627)</b>	-18,915 <b>P(ks30)</b>	52,407 <b>TP(ks330)</b>	-30,288 <b>d(ks84)</b>	-45,968 <b>d(ks108)</b>				-414,723
	alb tr 2.9	wsp.	7,529	-359,04 <b>P(ks623)</b>	54,704 <b>P(ks126)</b>	0,848 <b>TP(ks11)</b>	318,802 <b>P(ks627)</b>	-23,506 <b>P(ks30)</b>	53,94 <b>TP(ks330)</b>	-33,508 <b>d(ks84)</b>	-44,981 <b>d(ks108)</b>			-408,771
alb ug 2.5	wsp.	8,513	-28,85 <b>S(ks126)</b>	3,968 <b>TP(ks101)</b>	-0,764 <b>TP(ks4)</b>	0,831 <b>TP(ks17)</b>							44,409	
alb ug 2.9	wsp.	8,625	19,921 <b>TP(ks101)</b>	-1,252 <b>TP(ks4)</b>	33,924 <b>P(ks23)</b>	-20,916 <b>P(ks24)</b>	-24,516 <b>P(ks33)</b>	-45,249 <b>S(ks120)</b>	-15,449 <b>TP(ks116)</b>	12,229 <b>TP(ks332)</b>			-32,106	

Tabela 6.1 cd.  
Table 6.1 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	alb tr 3.7	wsp. zm. niez.	5,618 st gr	1,07 d(ks3)	8,637 d(ks144)	-0,407 P	3,469 P(ks19)	-13,695 P(ks150)	-4,474 P(ks65)				13,709
	alb tr 3.8	wsp. zm. niez.	5,153 st gr	0,962 d(ks3)	13,911 d(ks144)	-0,429 P	3,361 P(ks19)	-57,795 P(ks150)	53,417 P(ks154)	-6,075 P(ks65)			-3,195
III	alb tr 3.9	wsp. zm. niez.	5,072 st gr	0,897 d(ks3)	14,453 d(ks144)	-0,407 P	2,14 P(ks19)	-63,254 P(ks150)	62,503 P(ks154)	-12,706 P(ks65)	7,559 P(ks57)		-7,311
	alb ug 3.5	wsp. zm. niez.	5,015 st gr	5,083 S(ks94)	12,838 P(ks57)	1,022 d(ks2)	-9,092 P(ks64)						-8,321
	alb ug 3.8	wsp. zm. niez.	4,961 st gr	4,632 S(ks94)	14,796 P(ks57)	0,738 d(ks2)	-12,157 P(ks64)	-1,07 P(ks5)	12,859 P(ks153)	10,671 P(ks113)			-32,098
	alb tr 4.5	wsp. zm. niez.	2,16 S(ks123)	-1,825 S(ks184)	-0,096 P(ks2)	-0,086 Tp	0,056 S						21,104
	alb tr 4.6	wsp. zm. niez.	2,423 S(ks123)	-1,901 S(ks184)	-0,091 P(ks2)	-0,074 Tp	0,067 S	-0,202 S(ks31)					21,432
	alb tr 4.9	wsp. zm. niez.	1,631 S(ks123)	-2,359 S(ks184)	-0,062 P(ks2)	-0,056 Tp	0,072 S	-7,133 S(ks145)	3,396 S(ks154)	4,657 S(ks135)	-0,199 S(ks31)		21,889
	alb tr 4.10	wsp. zm. niez.	1,591 S(ks123)	-2,539 S(ks184)	-0,06 P(ks2)	-0,063 Tp	0,08 S	-7,701 S(ks145)	3,099 S(ks154)	5,258 S(ks135)	-0,514 S(ks31)	0,444 S(ks39)	22,504
IV	alb ug 4.6	wsp. zm. niez.	-3,371 st gr	-1,449 S(ks30)	4,598 S(ks172)	0,242 S	-0,493 Tp(ks46)	0,684 Tp(ks9)					9,715
	alb ug 4.8	wsp. zm. niez.	-2,496 st gr	-1,111 S(ks30)	9,786 S(ks172)	0,286 S	-14,468 S(ks147)	-0,526 Tp(ks46)	6,345 S(ks106)	0,579 Tp(ks9)			11,864
	alb ug 4.9a	wsp. zm. niez.	-2,473 st gr	-1,016 S(ks30)	11,592 S(ks172)	0,265 S	-23,313 S(ks147)	25,522 S(ks115)	-0,852 Tp(ks46)	-12,326 S(ks106)	0,582 Tp(ks9)		14,688
	alb ug 4.9b	wsp. zm. niez.	-0,496 P(ks3)	0,68 Tp(ks8)	5,613 S(ks186)	-2,048 S(ks31)	0,331 S	-0,393 Tp(ks3)	0,854 Tp(ks81)	-1,433 Tp(ks51)	1,357 Tp(ks34)		4,584
	alb ug 4.10	wsp. zm. niez.	-0,476 P(ks3)	0,742 Tp(ks8)	6,162 S(ks186)	-2,229 S(ks31)	0,242 S	-0,513 Tp(ks3)	0,85 Tp(ks81)	-1,523 Tp(ks51)	1,388 Tp(ks34)	0,274 S(ks3)	3,817



Tabela 6.1 cd.  
Table 6.1 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	alb tr 5.4	wsp. zm. niez.	-1,13 Tp(ks176)	-0,267 P(ks10)	-0,102 Tp	0,969 S(ks243)							25,107
	alb tr 5.5a	wsp. zm. niez.	-2,459 Tp(ks176)	-0,268 P(ks10)	-0,096 Tp	1,639 Tp(ks188)	1,045 S(ks247)						23,4
	alb tr 5.5b	wsp. zm. niez.	-2,579 Tp(ks176)	-0,258 P(ks10)	-0,102 Tp	1,233 S(ks243)	1,763 Tp(ks188)						22,853
	alb tr 5.8	wsp. zm. niez.	-3,477 Tp(ks176)	-0,227 P(ks10)	-0,13 Tp	9,226 S(ks243)	2,128 Tp(ks188)	-9,266 S(ks247)	-1,029 S(ks62)	3,552 d(ks172)			25,877
	alb tr 5.10	wsp. zm. niez.	-5,248 Tp(ks176)	-0,619 S(ks62)	57,904 d(ks172)	-17,548 S(ks185)	11,026 S(ks175)	0,048 P	-6,536 d(ks234)	5,716 S(ks240)	-49,475 d(ks171)	4,371 Tp(ks192)	24,369
V	alb ug 5.6	wsp. zm. niez.	0,443 S(ks2)	-0,538 P(ks6)	6,295 S(ks241)	-2,249 S(ks64)	-0,301 Tp(ks2)	0,703 Tp(ks131)					8,506
	alb ug 5.7	wsp. zm. niez.	0,396 S(ks2)	-0,485 P(ks6)	8,962 S(ks241)	-1,525 S(ks64)	-0,21 Tp(ks2)	1,137 Tp(ks131)	-5,531 S(ks183)				10,033
	alb ug 5.8	wsp. zm. niez.	0,364 S(ks2)	-0,373 P(ks6)	11,835 S(ks241)	-1,474 S(ks64)	-0,119 Tp(ks2)	0,828 Tp(ks131)	-21,773 S(ks183)	10,681 S(ks153)			14,39
	alb ug 5.9	wsp. zm. niez.	0,38 S(ks2)	-0,474 P(ks6)	9,661 S(ks241)	-1,443 S(ks64)	-0,144 Tp(ks2)	0,878 Tp(ks131)	-31,372 S(ks183)	8,093 S(ks153)	15,288 S(ks188)		12,957
	alb tr 6.7	wsp. zm. niez.	-0,484 Tp(ks172)	-0,573 st gr	-0,146 Tp	0,174 S(ks6)	-0,064 P(ks2)	0,274 P(ks27)	0,569 d(ks228)				21,97
	alb tr 6.8a	wsp. zm. niez.	-1,103 Tp(ks172)	-0,479 st gr	-0,135 Tp	0,18 S(ks6)	-0,069 P(ks2)	0,271 P(ks27)	0,986 Tp(ks231)	1,08 S(ks197)			17,732
	alb tr 6.8b	wsp. zm. niez.	-6,792 Tp(ks172)	-0,072 P(ks2)	2,546 Tp(ks155)	4,454 Tp(ks183)	-3,176 Tp(ks194)	2,778 Tp(ks209)	0,821 Tp(ks45)	-0,099 Tp			10,199
VI	alb tr 6.9	wsp. zm. niez.	-6,101 Tp(ks172)	2,69 Tp(ks155)	10,761 Tp(ks183)	-3,521 Tp(ks194)	0,997 Tp(ks44)	-0,115 Tp	-7,225 Tp(ks181)	-0,078 P(ks2)	3,197 Tp(ks209)		7,886
	alb tr 6.10	wsp. zm. niez.	-2,123 Tp(ks172)	-0,106 P(ks2)	0,089 S(ks6)	-0,086 P(ks2)	0,23 P(ks27)	2,746 Tp(ks231)	6,701 S(ks197)	-3,21 d(ks147)	0,16 d(ks12)	3,172 dd	-47,153
	alb ug 6.4	wsp. zm. niez.	-1,782 st gr	0,229 d	-0,123 P-1	0,304 Tp(ks48)							11,089

Tabela 6.1 cd.  
Table 6.1 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	alb ug 6.5	wsp. zm. niez.	-1,647 st gr	0,146 d	-0,123 P-1	0,339 Tp(ks48)	0,156 S(ks3)						10,066
	alb ug 6.6	wsp. zm. niez.	-1,716 st gr	0,199 d	-0,118 P-1	0,333 Tp(ks48)	-0,497 S(ks8)	0,483 S(ks5)					10,97
	alb ug 6.7	wsp. zm. niez.	-1,707 st gr	0,173 d	-0,112 P-1	0,339 Tp(ks48)	0,156 S(ks3)	-0,496 S(ks8)	0,353 S(ks5)				10,878
	alb tr 7.3	wsp. zm. niez.	-1,599 S(ks52)	0,923 Tp(ks241)	-0,063 P(ks2)								25,229
	alb tr 7.6	wsp. zm. niez.	-2,182 S(ks52)	3,315 Tp(ks241)	-3,23 Tp(ks211)	3,48 d(ks231)	0,334 Tp(ks14)	-0,053 P(ks2)					16,073
	alb tr 7.7	wsp. zm. niez.	-1,66 S(ks52)	4,202 Tp(ks241)	-4,291 Tp(ks211)	4,214 d(ks231)	0,421 Tp(ks14)	-0,08 P(ks2)	0,47 P(ks36)				7,704
	alb tr 7.8	wsp. zm. niez.	-1,32 S(ks52)	3,135 Tp(ks241)	-5,263 Tp(ks211)	3,977 d(ks231)	0,339 Tp(ks14)	-0,081 P(ks2)	0,544 P(ks36)	2,047 Tp(ks225)			7,609
VII	alb tr 7.9	wsp. zm. niez.	-0,973 S(ks52)	3,099 Tp(ks241)	-5,313 Tp(ks211)	4,611 d(ks231)	0,31 Tp(ks14)	-0,0761 P(ks2)	0,591 P(ks36)	1,949 Tp(ks225)	-0,615 S(ks66)		8,624
	alb ug 7.7	wsp. zm. niez.	-0,169 P-1	2,125 d(ks81)	0,506 S(ks2)	-0,429 Tp(ks2)	-1,931 S(ks65)	0,875 Tp(ks22)	2,906 dd				-45,976
	alb ug 7.8	wsp. zm. niez.	-0,155 P-1	2,136 d(ks81)	0,367 S(ks2)	-0,484 Tp(ks2)	-2,112 S(ks65)	0,887 Tp(ks22)	3,072 dd	0,158 d			-46,995
	alb ug 7.9	wsp. zm. niez.	-0,156 P-1	3,488 d(ks81)	0,369 S(ks2)	-0,48 Tp(ks2)	-1,561 d(ks89)	-2,112 S(ks65)	0,824 Tp(ks22)	2,44 dd	0,153 d		-34,197
	alb tr 8.4	wsp. zm. niez.	0,37 S(ks11)	-0,15 Tp	0,566 Tp(ks205)	1,032 P(ks60)							10,944
	alb tr 8.5a	wsp. zm. niez.	1,151 P-1(ks62)	1,581 Tp(ks208)	-2,904 S(ks238)	0,288 S(ks11)	-0,115 Tp						14,463
	alb tr 8.5b	wsp. zm. niez.	1,119 P-1(ks62)	-2,181 S(ks238)	0,301 S(ks11)	-0,124 Tp	1,329 Tp(ks205)						13,453
	alb tr 8.7	wsp. zm. niez.	2,254 P-1(ks62)	1,434 Tp(ks208)	-2,063 S(ks238)	0,306 S(ks11)	-0,141 Tp	-2,479 P(ks71)	1,523 P-1(ks85)				11,694

Tabela 6.1 cd.  
Table 6.1 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	alb tr 8.10	wsp. zm. niez.	1,311 P-1(ks62)	5,798 Tp(ks208)	-2,224 S(ks238)	0,317 S(ks11)	-0,132 Tp	-2,119 P(ks71)	3,041 P-1(ks85)	-4,234 Tp(ks205)	1,107 P(ks60)	-1,781 P-1(ks75)	10,751
	alb ug 8.7	wsp. zm. niez.	-0,401 P(ks4)	0,333 d	-0,137 P-1	-0,77 S(ks21)	2,487 P(ks64)	1,584 d(ks52)	3,234 S(ks221)				-21,06
VIII	alb ug 8.8	wsp. zm. niez.	-0,259 P(ks4)	0,354 d	-0,118 P-1	-0,82 S(ks21)	2,5 P(ks64)	1,601 d(ks52)	3,278 S(ks221)	-0,227 P-1(ks4)			-21,134
	alb ug 8.9	wsp. zm. niez.	-0,224 P(ks4)	0,435 d	-0,114 P-1	-0,86 S(ks21)	2,558 P(ks64)	1,632 d(ks52)	3,063 S(ks221)	-0,261 P-1(ks4)	-0,175 Tp		-17,4
	alb ug 8.10	wsp. zm. niez.	-1,869 st gr	51,994 S(ks309)	-15,101 S(ks152)	-0,135 P-1	0,274 d	13,188 S(ks155)	-37,58 S(ks311)	58,721 S(ks239)	-24,65 S(ks219)	-40,76 S(ks250)	1,328
	alb tr 9.5	wsp. zm. niez.	-2,598 S(ks63)	0,929 S(ks30)	0,126 S	-0,205 Tp	-1,14 Tp(ks175)						55,273
	alb tr 9.6	wsp. zm. niez.	-2,113 S(ks63)	1,006 S(ks30)	-5,156 S(ks198)	0,141 S	-0,317 Tp(ks7)	5,837 S(ks342)					42,953
	alb tr 9.7	wsp. zm. niez.	-1,989 S(ks63)	0,915 S(ks30)	-5,948 S(ks198)	0,104 S	-0,375 Tp(ks7)	6,851 S(ks342)	0,174 S(ks6)				43,449
	alb tr 9.9	wsp. zm. niez.	-1,959 S(ks63)	1,485 S(ks30)	-10,18 S(ks198)	0,105 S	12,575 S(ks342)	0,124 S(ks6)	-0,113 Tp	-1,243 P(ks74)	-0,863 d(ks41)		47,518
	alb tr 9.10	wsp. zm. niez.	-1,695 S(ks63)	1,576 S(ks30)	-4,881 S(ks198)	0,093 S	-0,116 Tp	-1,315 P(ks74)	-1,178 d(ks41)	-6,015 Tp(ks175)	4,728 Tp(ks161)	5,888 S(ks235)	52,042
IX	alb ug 9.6	wsp. zm. niez.	-4,758 st gr	-2,402 d(ks70)	4,237 Tp(ks131)	1,791 d(ks39)	-2,528 S(ks198)	-0,399 Tp(ks7)					-26,228
	alb ug 9.7	wsp. zm. niez.	-3,998 st gr	-2,394 d(ks70)	4,417 Tp(ks131)	2,041 d(ks39)	-2,52 S(ks198)	-0,524 Tp(ks7)	0,222 S(ks2)				-30,976
	alb ug 9.8	wsp. zm. niez.	-3,79 st gr	-2,101 d(ks70)	3,441 Tp(ks131)	2,077 d(ks39)	-3,501 S(ks198)	-0,469 Tp(ks7)	0,246 S(ks2)	2,011 Tp(ks162)			-43,705
	alb ug 9.9	wsp. zm. niez.	-3,7 st gr	-1,94 d(ks70)	9,986 Tp(ks131)	2,285 d(ks39)	-3,585 S(ks198)	-0,619 Tp(ks7)	0,27 S(ks2)	-8,768 Tp(ks137)	4,238 Tp(ks162)		-42,989
	alb ug 9.10	wsp. zm. niez.	-3,404 st gr	-1,977 d(ks70)	10,2 Tp(ks131)	2,194 d(ks39)	-3,588 S(ks198)	-0,561 Tp(ks7)	0,256 S(ks2)	-8,956 Tp(ks137)	4,213 Tp(ks162)	-0,08 P-1(ks2)	-42,945

Tabela 6.1 cd.  
Table 6.1 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	alb tr 10.6	wsp. zm. niez. <b>S</b>	0,286	-0,23 <b>P(ks2)</b>	0,383 <b>S(ks32)</b>	3,421 <b>TP(ks233)</b>	2,046 <b>P-1(ks72)</b>	0,904 <b>d(ks151)</b>					-37,353
	alb tr 10.7a	wsp. zm. niez. <b>S</b>	0,28	-0,266 <b>P(ks2)</b>	4,71 <b>TP(ks233)</b>	2,328 <b>P-1(ks72)</b>	0,614 <b>d(ks151)</b>	0,31 <b>P(ks10)</b>	0,635 <b>d(ks7)</b>				-54,14
	alb tr 10.7b	wsp. zm. niez. <b>S</b>	0,305	-0,273 <b>P(ks2)</b>	4,814 <b>TP(ks233)</b>	0,693 <b>d(ks151)</b>	0,349 <b>P(ks10)</b>	0,641 <b>d(ks7)</b>	2,199 <b>P-1(ks64)</b>				-55,868
	alb ug 10.4	wsp. zm. niez. <b>d</b>	0,781	-0,485 <b>P(ks3)</b>	-0,161 <b>TP</b>	-0,932 <b>st gr</b>							14,379
X	alb ug 10.5	wsp. zm. niez. <b>d</b>	0,678	-0,464 <b>P(ks3)</b>	-0,181 <b>TP</b>	-1,088 <b>st gr</b>	1,427 <b>S(ks132)</b>						5,454
	alb ug 10.6	wsp. zm. niez. <b>d</b>	0,767	-0,615 <b>P(ks3)</b>	-0,194 <b>TP</b>	1,82 <b>S(ks136)</b>	-0,514 <b>S(ks15)</b>	1,468 <b>S(ks152)</b>					-5,844
	alb ug 10.7	wsp. zm. niez. <b>d</b>	0,776	-0,613 <b>P(ks3)</b>	-0,214 <b>TP</b>	5,233 <b>S(ks136)</b>	-0,598 <b>S(ks15)</b>	1,568 <b>S(ks152)</b>	-3,289 <b>S(ks132)</b>				-6,99
	alb ug 10.9	wsp. zm. niez. <b>d</b>	0,691	-0,603 <b>P(ks3)</b>	-0,178 <b>TP</b>	6,109 <b>S(ks136)</b>	-0,644 <b>S(ks15)</b>	4,881 <b>S(ks152)</b>	-4,671 <b>S(ks132)</b>	-2,935 <b>S(ks145)</b>	0,678 <b>P-1(ks62)</b>		-7,336
	alb tr 11.4	wsp. zm. niez. <b>st gr</b>	7,269	-4,731 <b>P(ks63)</b>	1,454 <b>S</b>	-4,33 <b>P(ks30)</b>							25,849
	alb tr 11.5	wsp. zm. niez. <b>st gr</b>	6,95	1,488 <b>S</b>	-4,308 <b>P(ks30)</b>	-4,277 <b>P(ks62)</b>	-2,187 <b>d(ks142)</b>						38,619
	alb tr 11.6	wsp. zm. niez. <b>st gr</b>	7,552	-29,237 <b>P(ks63)</b>	1,556 <b>S</b>	-4,58 <b>P(ks30)</b>	24,581 <b>P(ks62)</b>	-2,243 <b>d(ks142)</b>					38,955
XI	alb ug 11.4	wsp. zm. niez. <b>st gr</b>	7,562	-5,187 <b>P(ks27)</b>	0,984 <b>S</b>	-4,458 <b>P(ks63)</b>							19,13
	alb ug 11.5	wsp. zm. niez. <b>st gr</b>	8,217	-5,658 <b>P(ks27)</b>	1,068 <b>S</b>	-35,147 <b>P(ks63)</b>	31,078 <b>P(ks62)</b>						18,187
	alb ug 11.6	wsp. zm. niez. <b>st gr</b>	7,833	-5,19 <b>P(ks27)</b>	1,106 <b>S</b>	-36,694 <b>P(ks63)</b>	31,91 <b>P(ks62)</b>	-2,636 <b>d(ks131)</b>					34,039

Tabela 6.1 cd.  
Table 6.1 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	alb ug 11.7	wsp. zm. niez.	8,033 <b>st gr</b>	-4,393 <b>P(ks27)</b>	0,977 <b>S</b>	-38,888 <b>P(ks63)</b>	33,197 <b>P(ks62)</b>	-4,489 <b>d(ks131)</b>	5,146 <b>S(ks147)</b>				15,598
	alb tr 12.4	wsp. zm. niez.	-20,747 <b>TP(ks311)</b>	-2,067 <b>TP(ks2)</b>	12,301 <b>P(ks34)</b>	-9,908 <b>TP(ks655)</b>							366,263
XII	alb tr 12.5	wsp. zm. niez.	6,089 <b>st gr</b>	1,417 <b>S</b>	-16,344 <b>TP(ks312)</b>	-5,193 <b>TP(ks656)</b>	2,517 <b>d(ks2)</b>						254,268
	alb tr 12.6	wsp. zm. niez.	5,661 <b>st gr</b>	1,167 <b>S</b>	-16,681 <b>TP(ks312)</b>	-5,423 <b>TP(ks656)</b>	3,54 <b>d(ks2)</b>	-0,418 <b>TP</b>					261,113
	alb ug 12.2	wsp. zm. niez.	7,824 <b>st gr</b>	-11,865 <b>TP(ks675)</b>									130,305
	alb ug 12.3	wsp. zm. niez.	7,986 <b>st gr</b>	-11,241 <b>TP(ks675)</b>	15,662 <b>dd</b>								-2,297

Objaśnienia: Zm. zależna – zmienna zależna, zm. niez. – zmienna niezależna (zm.1, zm.2, ... zm.10), wsp. – współczynnik, const. – stała równania, alb tr (ug)  $m,k$  – równanie regresji dla dobowych wartości albedo trawy (ugoru) w miesiachu  $m$  (1, 2, ... 12),  $z,k$  (1, 2, ... 10) zmiennymi niezależnymi, st. gr – stan gruntu (0–9), Tp – średnia dobowa temperatura powietrza [°C], S – uśrednienie [suma dobowo w h], d – niedosyt wilgotności powietrza [hPa] (średnia z 6 UTC, 12 UTC, 18 UTC), P – opad [suma dobowo w mm], P-1 – opad w dniu poprzednim [mm], dd – długość dnia [w.h], Em( $ks\ n$ ) – średnia konsekwentna wartość (z dokładnością do 0,01) danego elementu meteorologicznego Em (Tp, S, d, P, P-1) z  $n$  (2, 3, ... 656) dni

Explanation: Zm. zależna – dependent variable, zm. niez. – independent variable (zm.1, zm.2, ... zm.10), wsp. – coefficient, const. – constant of equation, alb tr (ug)  $m,k$  – regression equation for diurnal values of grass (bare soil) albedo in the following month  $m$  (1, 2, ... 12), with the independent variables  $k$  (1, 2, ... 10), st. gr – state of ground (0–9), Tp – air temperature [°C], S – sunshine duration [daily sum in hours], d – saturation deficit [hPa] (average from 6 UTC, 12 UTC, 18 UTC), P – precipitation (diurnal sum in mm), P-1 – precipitation in the previous day [mm], dd – length of a day [in hours], Em( $ks\ n$ ) – mean consecutive values (with the 0,01 accuracy) of a given meteorological element Em (Tp, S, d, P, P-1) with the  $n$  (2, 3, ... 656) days

Tabela 6.2. Charakterystyki właściwości estymacyjnych badanych równań regresji wieloczynnikowej dla albedo trawy (*alb tr*) i albedo ugoru (*alb ug*) wg analizy ANOVA i cross-validation (metoda LOO) oraz odchylenia (Odch.) średniej miesięcznej wartości obliczonej albedo od pomierzonej w latach 2007–2012 w Obserwatorium Wrocław-Swojec

Table 6.2. The parameters of estimation proprieties of analyzed multiply regression equations for grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) according to the ANOVA and cross-validation (Leave-One-Out) methods and deviations (Odch.) of calculated monthly mean value of albedo from measured one in the years 2007–2012 in Wrocław-Swojec Observatory

Miesiąc Month	Równania regresji	F-stat.	R <sup>2</sup>	SEE	RR pred	RMSE	Max. VIF	Odch. 2007	Odch. 2008	Odch. 2009	Odch. 2010	Odch. 2011	Odch. 2012	Sr. odch. 5-letnie	
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
I	<b>alb tr 1.7</b>	208,9	0,9087	8,622	0,9	8,842	<b>8,93</b>	-0,61	-0,61	0,14	1,08	-0,76	0,17	0,004	
	<b>alb tr 1.8</b>	190,4	0,9125	8,466	0,9023	8,743	<b>9,3</b>	<b>0</b>	<b>0,02</b>	<b>0,76</b>	-0,57	-0,57	-0,22	-0,002	
	alb tr 1.9	183,1	0,9191	8,17	0,9077	8,497	39,5	-0,11	-0,11	-0,28	<b>0,06</b>	<b>0,01</b>	0,32	<b>0</b>	
	<b>alb ug 1.6</b>	276,4	0,9181	9,136	0,911	9,362	<b>6,86</b>	0,13	0,13	-0,9	-2,43	1,39	1,8	-0,002	
	<b>alb ug 1.8</b>	243,8	0,9304	8,48	0,9234	8,688	<b>9,53</b>	1,04	1,04	-0,72	-2,11	1,02	0,78	0,002	
	<b>alb ug 1.10</b>	224,3	0,9397	7,947	0,9304	8,283	<b>9,87</b>	1,65	1,65	-0,26	-1,28	0,28	-0,41	-0,004	
	<b>alb tr 2.4</b>	189,3	0,8468	10,62	0,8375	10,817	<b>1,94</b>	-0,29	-0,29	1,98	-0,69	1,67	-2,58	0,018	
	alb tr 2.8	118,9	0,8773	9,645	0,8608	10,013	28,8	1,76	1,76	-1,49	0,55	-0,19	-0,68	-0,01	
	alb tr 2.9	129,9	0,8985	8,804	0,8828	9,185	267,7	0,29	0,29	-0,61	0,69	-0,42	0,03	-0,004	
	<b>alb ug 2.5</b>	239,3	0,8979	9,378	0,8904	9,58	<b>3,79</b>	0,25	0,25	1,33	-1,24	1,77	-2,05	0,012	
II	alb ug 2.9	193,3	0,9295	7,913	0,9184	8,263	33,4	<b>-0,02</b>	<b>-0,02</b>	0,3	0,43	-0,56	-0,16	-0,002	
	<b>alb tr 3.7</b>	43,5	0,6742	4,997	0,5962	5,453	<b>2,3</b>	-0,37	-0,37	0,72	<b>-0,05</b>	0,29	-0,59	<b>0</b>	
	alb tr 3.8	45,5	0,7139	4,699	0,635	5,184	12,31	0,15	0,15	-0,1	0,45	<b>-0,03</b>	-0,5	-0,006	
	<b>alb tr 3.9</b>	42,2	0,7238	4,633	0,6428	5,129	13,75	0,2	0,2	0,37	0,26	-0,01	-0,83	-0,002	
	<b>alb ug 3.5</b>	45,1	0,6021	5,254	0,5309	5,63	<b>7,53</b>	0,15	0,15	-0,05	1,49	-1,45	-0,15	-0,002	
	<b>alb ug 3.8</b>	34,7	0,6554	4,94	0,5729	5,372	<b>8,06</b>	-0,61	-0,61	-0,19	0,72	0,28	-0,21	-0,002	
	<b>alb tr 4.5</b>	43,1	0,5992	0,688	0,566	0,706	<b>3,03</b>	<b>-0,06</b>	<b>-0,06</b>	0,1	<b>0,01</b>	<b>-0,05</b>	<b>0,01</b>	0,002	
	<b>alb tr 4.6</b>	39,1	0,6213	0,671	0,5847	0,691	<b>3,74</b>	<b>0,06</b>	<b>0,06</b>	<b>-0,04</b>	<b>-0,04</b>	<b>-0,01</b>	<b>-0,01</b>	0,004	
	alb tr 4.9	36,2	0,6996	0,604	0,6554	0,629	157,9	<b>0,03</b>	<b>0,03</b>	<b>0,02</b>	<b>-0,05</b>	<b>-0,06</b>	<b>-0,06</b>	<b>0,06</b>	<b>0</b>
	alb tr 4.10	34,6	0,7136	0,592	0,6621	0,623	162,2	<b>-0,02</b>	<b>-0,02</b>	<b>-0,01</b>	<b>0</b>	<b>0,04</b>	<b>0,01</b>	0,004	
IV	alb ug 4.6	43,8	0,6475	2,176	0,6143	2,237	<b>3,14</b>	<b>-0,04</b>	<b>-0,04</b>	-0,54	0,56	-0,56	0,57	-0,002	
	alb ug 4.8	42	0,7046	2,006	0,6648	2,086	41	-0,67	-0,67	-0,24	0,46	-0,07	0,54	0,004	

Tabela 6.2 cd.  
Table 6.2 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	alb ug 4.9a	58,6	0,7903	1,696	0,7613	1,76	179,3		-0,11	<b>0,06</b>	-0,29	0,16	0,18	<b>0</b>
	<b>alb ug 4.9b</b>	35,8	0,6968	2,04	0,6472	2,14	<b>7,4</b>		0,12	-0,59	0,52	<b>-0,01</b>	<b>-0,05</b>	-0,002
	<b>alb ug 4.10</b>	35	0,7158	1,982	0,6649	2,085	<b>7,41</b>		<b>0,07</b>	-0,52	0,56	-0,11	<b>0,01</b>	0,002
	<b>alb tr 5.4</b>	33,4	0,4712	1,208	0,4262	1,246	<b>1,51</b>		<b>-0,03</b>	0,14	<b>0,08</b>	0,13	-0,33	-0,002
	alb tr 5.5a	28,6	0,4897	1,19	0,4414	1,229	29,8		<b>-0,05</b>	0,3	<b>-0,03</b>	<b>0,06</b>	-0,28	<b>0</b>
	alb tr 5.5b	29,9	0,5004	1,178	0,4511	1,218	30,3		<b>-0,09</b>	0,31	-0,1	0,11	-0,24	-0,002
	alb tr 5.8	25,6	0,5839	1,086	0,5218	1,137	73,5		<b>-0,01</b>	<b>0</b>	<b>-0,03</b>	0,13	<b>-0,09</b>	<b>0</b>
V	alb tr 5.10	42,1	0,7453	0,8553	0,6443	0,981	6808,1		<b>-0,03</b>	<b>-0,01</b>	<b>-0,02</b>	0,03	<b>0,02</b>	-0,002
	<b>alb ug 5.6</b>	66,4	0,7292	2,094	0,7057	2,147	<b>2,22</b>		<b>-0,06</b>	-0,24	0,44	-0,3	0,14	-0,004
	<b>alb ug 5.7</b>	65,7	0,7579	1,987	0,7341	2,041	<b>9,49</b>		0,14	0,38	-0,12	-0,65	0,25	<b>0</b>
	alb ug 5.8	68,8	0,7904	1,855	0,7671	1,91	81,7		<b>-0,05</b>	0,14	<b>-0,07</b>	<b>0,07</b>	<b>-0,08</b>	0,002
	alb ug 5.9	67,3	0,8068	1,787	0,7827	1,845	131,7		-0,27	0,26	<b>-0,08</b>	<b>-0,08</b>	0,18	0,002
	<b>alb tr 6.7</b>	16,9	0,4538	0,926	0,3958	0,954	<b>3,97</b>		0,18	-0,17	<b>-0,09</b>	0,25	-0,17	<b>0</b>
	alb tr 6.8a	16,8	0,4878	0,9	0,4268	0,929	16,2		0,17	<b>0,03</b>	-0,27	0,16	-0,09	<b>0</b>
	alb tr 6.8b	39,6	0,692	0,698	0,654	0,722	182,5		<b>0,03</b>	<b>0,06</b>	<b>-0,03</b>	<b>0,05</b>	-0,14	-0,006
	alb tr 6.9	45	0,7433	0,64	0,7073	0,664	1059,5		<b>0,07</b>	<b>0,04</b>	<b>0,01</b>	<b>-0,02</b>	-0,12	-0,004
VI	alb tr 6.10	20,2	0,5924	0,809	0,526	0,845	91,7		<b>0,02</b>	0,18	<b>-0,09</b>	<b>0,07</b>	-0,18	<b>0</b>
	<b>alb ug 6.4</b>	37,6	0,5094	2,211	0,5149	2,263	<b>2,12</b>		-0,26	0,68	-0,27	<b>-0,01</b>	-0,14	<b>0</b>
	<b>alb ug 6.5</b>	31,6	0,5233	2,187	0,5235	2,243	<b>2,59</b>		-0,29	0,64	<b>-0,08</b>	<b>0,03</b>	-0,26	0,008
	<b>alb ug 6.6</b>	29,2	0,5502	2,131	0,5392	2,206	<b>5,06</b>		-0,41	0,72	-0,16	<b>-0,03</b>	-0,14	-0,004
	<b>alb ug 6.7</b>	25,5	0,5566	2,124	0,541	2,201	<b>7,29</b>		-0,46	0,74	-0,1	<b>-0,04</b>	-0,14	<b>0</b>
	<b>alb tr 7.3</b>	104,2	0,6743	1,246	0,6622	1,261	<b>1,03</b>		-0,12	0,24	0,31	0,34	-0,79	-0,004
	alb tr 7.6	89,1	0,7831	1,027	0,7644	1,053	26,3		<b>0,03</b>	-0,16	0,19	<b>-0,09</b>	<b>0,01</b>	-0,004
	alb tr 7.7	91,8	0,8139	0,955	0,7938	0,985	36		<b>-0,08</b>	0,15	<b>-0,04</b>	<b>0,05</b>	<b>-0,05</b>	0,006
	alb tr 7.8	85,3	0,8237	0,932	0,8035	0,962	61,4		<b>0,06</b>	0,12	-0,1	<b>-0,02</b>	<b>-0,07</b>	-0,002
	alb tr 7.9	79,8	0,832	0,913	0,8103	0,945	90,5		<b>-0,03</b>	<b>0,07</b>	<b>-0,01</b>	<b>0,01</b>	<b>-0,06</b>	-0,004
	<b>alb ug 7.7</b>	27,6	0,5678	2,184	0,5261	2,242	<b>3,43</b>		-0,28	-0,06	-0,02	0,18	0,19	0,002

Tabela 6.2 cd.  
Table 6.2 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	<b>alb ug 7.8</b>	25,9	0,5866	2,144	0,5412	2,206	<b>3,46</b>		-0,19	-0,19	0,14	0,13	<b>0,09</b>	-0,004
	alb ug 7.9	23,7	0,5949	2,129	0,5453	2,196	29,1		<b>-0,08</b>	-0,27	0,32	<b>0,04</b>	<b>-0,03</b>	-0,004
	alb tr 8.4	89	0,7035	0,994	0,6866	1,012	<b>1,32</b>	-0,23	0,21	<b>-0,01</b>	-0,12	0,15		<b>0</b>
	<b>alb tr 8.5a</b>	84,7	0,7398	0,934	0,7212	0,954	12,48	-0,07	<b>-0,01</b>	0,2	<b>0,04</b>	-0,17		-0,002
	alb tr 8.5b	78,3	0,7244	0,961	0,705	0,982	10,96	-0,15	<b>-0,03</b>	0,17	<b>0,09</b>	<b>-0,09</b>		-0,002
	alb tr 8.7	75	0,7812	0,862	0,7582	0,889	41,9	<b>0,01</b>	<b>-0,07</b>	<b>0,05</b>	0,11	-0,11		-0,002
	alb tr 8.10	66,9	0,8229	0,784	0,7948	0,819	328,3	0,19	<b>-0,04</b>	<b>-0,02</b>	<b>-0,05</b>	<b>-0,07</b>		0,002
VIII	<b>alb ug 8.7</b>	34,7	0,6227	2,063	0,5826	2,127	<b>6,98</b>	0,17	-0,26	<b>0,03</b>	0,17	-0,17		-0,012
	<b>alb ug 8.8</b>	31,9	0,6357	2,034	0,5899	2,108	<b>6,98</b>	0,19	-0,25	<b>0,01</b>	0,14	-0,12		-0,006
	<b>alb ug 8.9</b>	29,5	0,6469	2,01	0,5981	2,087	7	0,14	-0,22	<b>0,04</b>	0,17	-0,16		-0,006
	alb ug 8.10	32,9	0,6957	1,872	0,6484	1,952	482,5	0,15	-0,1	-0,19	0,19	<b>-0,04</b>		0,002
	<b>alb tr 9.5</b>	75,6	0,7242	1,036	0,7032	1,06	<b>2,14</b>	-0,2	-0,15	0,39	<b>-0,05</b>	<b>-0,01</b>		-0,004
	alb tr 9.6	79,9	0,7703	0,949	0,7512	0,971	12	-0,36	<b>0,09</b>	0,23	-0,19	0,22		-0,002
	alb tr 9.7	78	0,7937	0,903	0,7724	0,928	12,89	-0,36	0,1	0,19	-0,16	0,17		-0,012
	alb tr 9.9	83,3	0,8427	0,794	0,8211	0,823	26,38	-0,31	<b>0,01</b>	0,27	<b>-0,09</b>	0,14		0,004
	alb tr 9.10	121,1	0,8971	0,644	0,8829	0,666	26,21	-0,14	<b>0,07</b>	0,13	-0,11	<b>0,01</b>		-0,008
IX	<b>alb ug 9.6</b>	100,7	0,8086	1,542	0,7899	1,588	<b>6,5</b>	0,14	0,16	-0,11	<b>-0,03</b>	-0,16		<b>0</b>
	<b>alb ug 9.7</b>	105,2	0,8383	1,423	0,821	1,466	<b>6,79</b>	0,17	<b>0,02</b>	-0,29	<b>0,07</b>	<b>0,05</b>		0,004
	<b>alb ug 9.8</b>	95	0,8434	1,405	0,8237	1,455	<b>9,12</b>	<b>-0,05</b>	0,15	-0,15	<b>-0,02</b>	0,11		0,008
	alb ug 9.9	107,7	0,8738	1,266	0,8559	1,315	20,17	<b>0,04</b>	0,11	<b>0,03</b>	<b>-0,01</b>	-0,12		0,01
	alb ug 9.10	102,4	0,8804	1,236	0,8609	1,293	20,21	<b>0,02</b>	<b>0</b>	<b>0,02</b>	<b>-0,03</b>	<b>-0,08</b>		-0,014
	<b>alb tr 10.6</b>	84,2	0,7734	1,097	0,7524	1,128	<b>2,67</b>	<b>-0,01</b>	0,17	<b>0,01</b>	<b>0,07</b>	-0,29		-0,01
	<b>alb tr 10.7a</b>	95,3	0,8194	0,983	0,8041	1,003	<b>2,82</b>	<b>0,01</b>	0,11	<b>0,08</b>	<b>0,02</b>	-0,18		0,008
X	<b>alb tr 10.7b</b>	100,8	0,8275	0,96	0,8115	0,984	<b>2,86</b>	0,11	<b>0,05</b>	<b>0,08</b>	<b>-0,03</b>	-0,24		-0,006
	<b>alb ug 10.4</b>	63,9	0,6302	1,523	0,6072	1,554	<b>1,91</b>	-0,22	0,32	-0,21	0,1	<b>0,02</b>		0,002
	<b>alb ug 10.5</b>	58,2	0,6614	1,462	0,637	1,494	<b>2,08</b>	<b>-0,08</b>	0,13	-0,26	0,25	<b>-0,05</b>		-0,002



Tabela 6.2 cd.  
Table 6.2 cont

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	<b>alb ug 10.6</b>	55	0,6903	1,403	0,6626	1,44	<b>2,82</b>	0,14	<b>-0,09</b>	0,24	-0,18	-0,13		-0,004
	alb ug 10.7	50,3	0,7053	1,373	0,6746	1,414	16,66	<b>0,01</b>	0,11	<b>0,08</b>	<b>0,02</b>	-0,18		0,008
	alb ug 10.9	43,5	0,7297	1,324	0,6923	1,375	18,2	<b>-0,06</b>	<b>-0,04</b>	<b>0,04</b>	<b>-0,07</b>	0,15		0,004
	<b>alb tr 11.4</b>	152,4	0,8078	5,84	0,7889	6,058	<b>1,53</b>	0,69	1,68	-1,51	0,2	-1,06		<b>0</b>
	<b>alb tr 11.5</b>	121,2	0,8079	5,858	0,7874	6,08	<b>1,57</b>	0,76	-0,15	-0,81	0,61	-0,41		<b>0</b>
	alb tr 11.6	124,9	0,8398	5,37	0,8133	5,697	48,33	1,18	0,15	-0,4	-0,32	-0,62		-0,002
XI	<b>alb ug 11.4</b>	142,3	0,797	6,194	0,7714	6,505	<b>1,68</b>	-0,68	2,9	-0,39	-0,49	-1,33		0,002
	alb ug 11.5	141,6	0,831	5,672	0,8008	6,073	48,16	-0,41	2,97	0,2	-0,88	-1,88		<b>0</b>
	alb ug 11.6	129,2	0,8443	5,462	0,8109	5,917	48,46	<b>0</b>	1,41	0,41	-0,92	-0,92		-0,004
	alb ug 11.7	118,7	0,8541	5,306	0,8206	5,764	49,29	0,52	-0,27	0,26	-0,44	<b>-0,04</b>		0,006
	<b>alb tr 12.4</b>	260	0,8739	9,618	0,8674	9,765	<b>7,77</b>	<b>-0,07</b>	-0,76	-0,4	0,17	1,08		0,004
	<b>alb tr 12.5</b>	418	0,9335	7,011	0,9283	7,181	<b>6,1</b>	0,12	-0,36	0,22	-0,38	0,41		0,002
XII	<b>alb tr 12.6</b>	358,3	0,9356	6,921	0,9292	7,138	<b>6,11</b>	0,11	-0,4	0,22	-0,48	0,55		<b>0</b>
	<b>alb ug 12.2</b>	1260	0,9431	7,093	0,9289	7,152	<b>1,4</b>	-0,34	-0,12	0,42	-0,64	0,69		0,002
	<b>alb ug 12.3</b>	888,3	0,9464	6,91	0,9324	6,972	<b>1,5</b>	-0,17	-0,19	0,49	-0,24	0,08		-0,006

Objaśnienia: F-stat. – statystyka F (F-statistic), R<sup>2</sup> – współczynnik determinacji, SEE – błąd standardowy estymacji, RRpred – współczynnik korelacji wielokrotnej w procedurze cross-validation (współczynnik predykcji), RMSE – błąd estymacji krzyżowej, Max. VIF – wartość maksymalna VIF (Variance inflation factor), Śr. odch. 5-letnie – średnie 5-letnie odchylenie wartości obliczonej od pomierzonej. Tłustym drukiem wyróżniono równania z max. VIF<10 oraz wartości odchyżeń zawartych w granicach: <0,1 i >0,1 albo, a dla średnich 5-letnich wartości 0

Explanation: F-stat. – F-statistic, R<sup>2</sup> – determination coefficient, SEE – standard error of estimate, RRpred – coefficient of multiply correlation in cross-validation (coefficient of prediction), RMSE – root mean square error, Max. VIF – maximal value of the VIF (Variance inflation factor), Śr. odch. 5-letnie – the 5-year mean deviation of calculated value from measured one. The fat type have been applied to regression equations with max. VIF<10 and for the values of deviation between <0,1 i >0,1 albo, and the 0 in the 5-year mean deviation

Tabela 6.3. Podstawowe percentyle (*perc.*) i średnia (*śred.*) wartość dobowego albedo trawy (*tr*) i albedo ugoru (*ug*) w kolejnych miesiącach (I–XII) roku wg pomiarów we Wrocławiu-Swojcu w okresie VIII 2007–VII 2012

Table 6.3. The basic percentiles (*perc.*) and average (*śred.*) value of diurnal grass (*tr*) albedo and bare soil (*ug*) albedo in the following months: Jan. (I)–Dec. (XII) of year according to measurements in Wrocław-Swojec in the period Aug. (VIII) 2007–Jul. (VII) 2012

Albedo	min.	1 perc.	5 perc.	10 perc.	25 perc.	50 perc.	75 perc.	90 perc.	95 perc.	99 perc.	max.	śred.
tr I	14,6	15,1	16,5	18,8	22,2	30,3	79,9	85,6	87,7	91,3	93,8	47,1
ug I	8,1	9,5	10,5	11,4	12,8	33,8	77,9	84,5	86,1	91,1	92,6	45,1
tr II	15,4	15,5	16,9	18,2	21,2	25,5	69,8	85	87,9	92,6	96,7	41,8
ug II	9,9	10	10,8	11,7	13,6	26	67,7	82,2	86,2	89,1	92,7	40,2
tr III	10,4	12,5	16,5	17,8	19,7	20,7	22	23,2	26,7	65	84,8	22
ug III	7,7	8,6	9,4	10	11,9	14,1	17	20,1	24,3	51,3	73,9	15,7
tr IV	17,6	19,1	19,8	20,6	21,2	21,9	22,6	23,1	23,4	23,9	24	21,8
ug IV	8,2	8,9	9,8	11	14	17,2	18,8	20,2	21,8	23,5	23,7	16,3
tr V	17,5	17,8	19,2	19,7	21,2	22,2	22,8	23,4	24	25	32	21,9
ug V	8,3	8,8	10	10,8	13,3	17,2	19,7	21,8	22,2	22,9	24,4	16,6
tr VI	16,8	17,3	17,9	18,2	18,6	19,7	20,6	21,3	21,5	22	22,6	19,7
ug VI	8,2	10	11,3	11,9	14,3	17,5	18,9	19,7	20,7	22,6	24	16,7
tr VII	13,2	14,5	15,2	17	18,4	19,7	21,2	22,8	23	23,7	24,5	19,6
ug VII	8,7	9,6	10,6	11,2	13	15,2	17,8	20	21,2	21,7	23,9	15,4
tr VIII	15,6	16,3	17,9	19	19,9	20,8	22,2	23,2	24	24,5	25,4	20,9
ug VIII	8,7	9	10	11,5	13	15,9	18,2	19,8	20,6	21,9	22,6	15,6
tr IX	16,7	17,1	18,8	20	21,9	23,1	23,9	25,1	25,7	26,1	26,4	22,8
ug IX	8,5	9,6	10,7	11,6	14,3	16,9	18,4	21,5	22,8	23,7	24,1	16,5
tr X	16,4	17,5	18,5	19,7	21,3	23	24,3	25,4	26,3	27	27	22,7
ug X	9	9,6	10,4	10,9	11,9	13,5	15,6	17,4	18	19,2	19,4	13,9
tr XI	15,8	16,4	17,6	18,7	21,1	23,2	26,9	32	61,3	85,6	90	26,7
ug XI	9,2	9,7	10,8	11,6	12,9	15,1	17,7	23	44,3	85,7	87,5	18,6
tr XII	15,3	17,1	18,5	19,6	21,2	25,3	55	87,3	89,1	93,1	94	39,2
ug XII	8,3	9,4	10,9	11,5	13,8	16,7	66,7	83,8	88,5	90,7	92,6	33,6

Istotnym uzupełnieniem ostatniego etapu przedstawionej procedury sprawdzającej wiarygodność wyprowadzonych równań regresji były wyniki uzupełniających pomiarów albedo przeprowadzonych w okresie VIII 2012–IV 2013. Te 9-miesięczne pomiary, które wciąż są kontynuowane, dostarczyły także dodatkowego materiału weryfikacyjnego do przedstawionych wcześniej (rozdz. 5, tab. 5.2) wyników pomiarów albedo przeprowadzonych we Wrocławiu-Swojcu w latach 60. ubiegłego wieku [Bac i Baranowski 1967, Łykowski 1968].

Zastosowanie tej 3-etapowej weryfikacji właściwości estymacyjnych równań regresji, otrzymanych dla wspomnianych potrzeb rekonstrukcyjnych, umożliwiło tym samym skonstruowanie optymalnego (na bazie posiadanych wyników pomiarowych) modelu uwarunkowań albedo. Nie jest to model prosty, lecz wieloczynnikowy i wariantowy, różnicujący istotnie najważniejsze uwarunkowania fizyczne (tab. 6.1) albedo trawy i ugoru w różnych miesiącach i porach roku.

Z wariantowością przyjętego modelu wiąże się kwestia niejednoznacznej oceny reprezentatywności wyprowadzonych równań regresji. Wyraźnie demonstruje to przykład wyników kolejnych badań reprezentatywności różnych równań służących do wyznaczania albedo

marca. Wyznaczone w 1. etapie badawczym najlepsze 8- i 9-czynnikowe równania albedo trawy, z  $R^2 = 0,71$  i  $0,72$  i  $SSE = 4,7$  i  $4,63$  (tab. 6.2) w badaniu *cross-validation* (LOO) wykazały się niewielkim przekroczeniem bariery  $VIF = 10$ , przyjętej jako wskaźnik ostrzegający o użyciu nadmiernej liczby parametrów w równaniu. Według tego ostatniego kryterium brak przeparametryzowania cechuje natomiast 7-czynnikowe równanie *alb tr 3.7* (max.  $VIF = 2,3$ ), z zadowalającymi, ale gorszymi niż dla dwóch wyżej wymienionych równań, wynikami  $RR_{pred}$  i  $RMSE$ . Te ostatnie, uzyskane również w badaniu LOO, są więc niewystarczającymi wskaźnikami określenia miarodajności estymacyjnej testowanego równania. Wskazuje na to także końcowe (3. etap) badanie właściwości predykcyjnych porównywanych równań w postaci oceny realności zrekonstruowanych miesięcznych wartości albedo za pomocą wyznaczonego z danych dobowych kryterium percentylowego.

Przebiegi odtworzonego albedo dla marca z lat 1961–2012 (rys. 6.1) wykazują pewne różnice w nachyleniu, a nawet i znaku trendu, w zależności od tego jakiego równania użyto do predykcji. Większe różnice skojarzone są tu z występowaniem większych wahań w zakresie ekstremów miesięcznych wartości albedo, zanotowanych w odtwarzanym wieloleciu. Znamienne przy tym jest nie tylko sporadyczne występowanie nierealnych, ewidentnie błędnych wartości w rekonstrukcjach wyprowadzonych z równań *alb tr 3.8* lub *alb tr 3.9*, ale i wyraźne obniżenie średniej wieloletniej wartości albedo w stosunku do wartości w rekonstrukcjach wykorzystujących równania regresji z mniejszą liczbą zmiennych. Wpływa to także na odmienny przebieg trendu liniowego (inny znak i nachylenie) w tych dwu rekonstrukcjach, wykorzystujących równania z  $VIF > 10$  wobec tendencji zanotowanych w pozostałych rekonstrukcjach, czyli wykorzystujących równania: *alb tr 3.2*, *alb tr 3.6*, *alb tr 3.7* oraz *alb tr (p. śn)*. Te ostatnie ma postać:

$$alb\ tr\ (p.\ \acute{s}n) = (k\ (\acute{s}) * \acute{s} + k\ (w) * w) / (\acute{s} + w) \quad (3)$$

gdzie:

$k\ (\acute{s})$  – współczynnik dla dni z pokrywą śnieżną,

$k\ (w)$  – współczynnik dla dni bez pokrywy śnieżnej,

$\acute{s}$  – liczba dni z pokrywą śnieżną w danym miesiącu,

$w$  – liczba dni bez pokrywy śnieżnej w danym miesiącu.

Współczynniki:  $k\ (\acute{s}n)$  i  $k\ (w)$  wyznaczono na podstawie 5-letnich pomiarów albedo osobno dla poszczególnych miesięcy okresu XI–III (tab 6.4). Stanowią one albo średnią wartość albedo trawy dla dni z pokrywą śnieżną w danym miesiącu ( $\acute{s}$ ), albo taką średnią dla dni bez pokrywy śnieżnej w danym miesiącu ( $w$ ). W podobny sposób wyznaczono współczynniki analogicznego równania dla ugoru: *alb ug (p. śn)*, ale tam średnią stanowią ujęte odpowiednio pomierzone wartości albedo ugoru.

Dla miesięcy XI–II, które często cechuje występowanie co najmniej kilkudniowej pokrywy śnieżnej i stosunkowo stabilna (dla danego miesiąca) wielkość albedo w dniach bezśnieżnych, jak pokazuje przykład ostatnich kilku lat pomiarowych, obliczone w ten sposób albedo nie powinno istotnie odbiegać od wartości realnych. Wykonane na podstawie takich uproszczonych równań rekonstrukcje albedo, a zwłaszcza wyznaczone dzięki temu wieloletnie tendencje jego przebiegu, mogą więc w tym okresie być uznane jako wystarczająco przybliżony obraz stosunków rzeczywistych i służyć jako wstępne, miarodajne odniesienie do prawidłowej oceny trendów wyznaczonych z wyprowadzonych równań regresji wieloczynnikowej. W tych równaniach regresji bowiem podstawowe znaczenie, jako zmienna niezależna, posiada *stan gruntu*, który przede wszystkim zależy wtedy od obecności lub braku pokrywy śnieżnej.

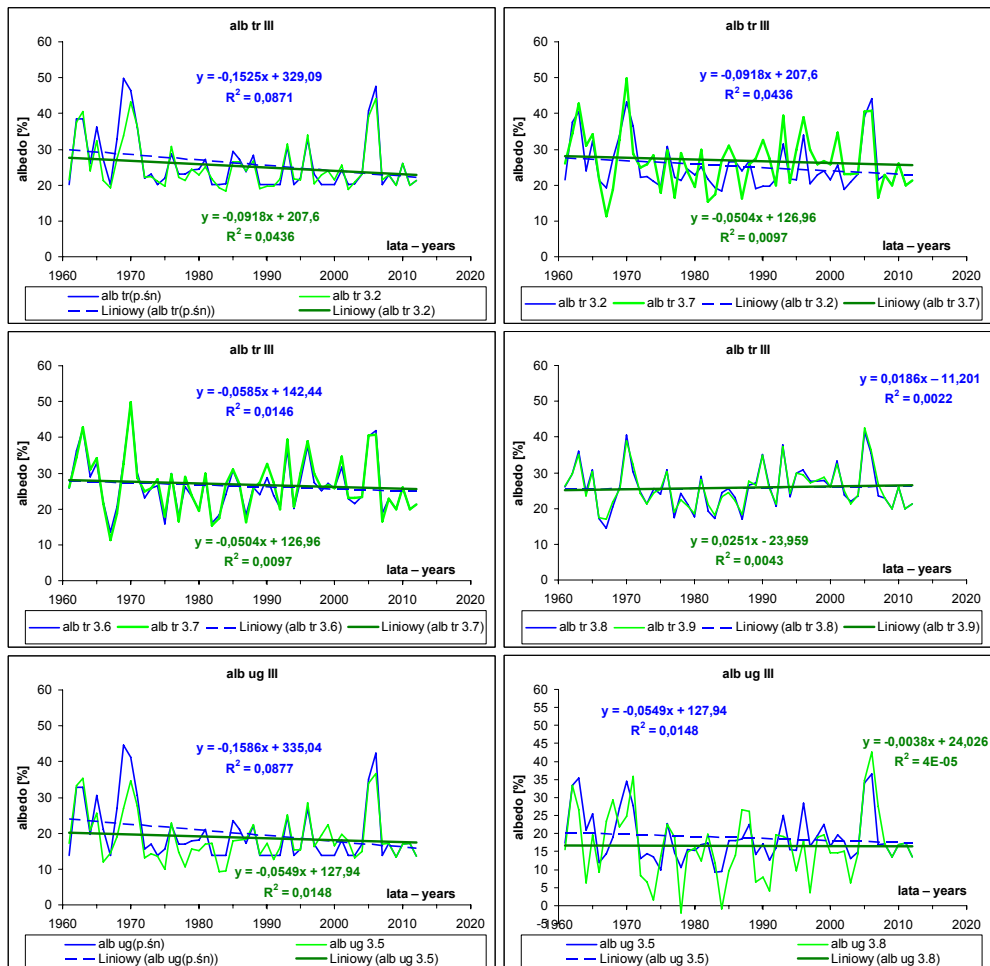
Tabela 6.4. Współczynniki do obliczania miesięcznego albedo trawy (*tr*) i ugoru (*ug*) od listopada (XI) do marca (III) dla okresów z pokrywą śnieżną (*p. śn.*) i bez tej pokrywy (*bez p. śn.*) we Wrocławiu-Swojcu

Table 6.4. The coefficients for calculation of monthly albedo of grass (*tr*) and bare soil (*ug*) from Nov. (XI) to Mar.(III) for periods with snow cover (*p. śn.*) and without it (*bez p. śn.*) in Wrocław-Swojec

Miesiąc	Albedo <i>tr</i> [%]	Albedo <i>tr</i> [%]	Albedo <i>ug</i> [%]	Albedo <i>ug</i> [%]
Month	<i>p. śn.</i>	<i>bez p. śn.</i>	<i>p. śn.</i>	<i>bez p. śn.</i>
XI	52,32	24,27	45,91	15,65
XII	87,54	22,6	84,57	15,98
I	72,77	20,97	73,71	14,77
II	71,12	20,97	76,15	14,77
III	52,93	20,58	44,74	15,43

W tym kontekście przeprowadzona w pracy dla wszystkich miesięcy i zilustrowana tutaj jedynie na przykładzie marcowego albedo trawy i albedo ugoru ocena miarodajności estymacyjnej wyprowadzonych równań regresji wskazuje, że próg VIF = 10 może być uznany za jedynie wstępną graniczną barierę do ostatecznego wyboru równań tworzących model albedo. Wybrane równania muszą bowiem nie tylko przejść pomyślnie przez wskazane dwa pierwsze etapy weryfikacyjne, ale także być poddane niezależnemu badaniu, oceniającemu realność predykcyjnych wyników. To końcowe testowanie może również przybrać charakter taki jak w przedstawionej powyżej (i zastosowanej w całej pracy) procedurze 3. etapu weryfikacyjnego.

Patrząc z tej perspektywy, zbyt niska jest wartość marcowego albedo trawy w roku 1967 (11,7% wobec 12,6% dla percentyla 1%), jaką wyliczyć można z równania *alb tr* 3.7 (max. VIF = 2,3), ale dla nachylenia trendu 50-letniego to pojedyncze niedoszacowanie wartości nie ma większego wpływu. Wskazuje na to porównanie tego trendu z trendem otrzymanym z równania *alb tr* 3.6 (max. VIF = 1,6). Inaczej wygląda sytuacja w zrekonstruowanych wartościach marcowego albedo ugoru. Porównanie ich wielkości i trendu obliczonego za pomocą równania *alb ug* (*p. śn.*) z ich odpowiednikami wyliczonymi z równań *alb ug* 3.5 (max. VIF = 7,53) i *alb ug* 3.8 (max. VIF = 8,06) pokazuje (rys. 6.1 – wykresy dolne), że tylko wartości albedo otrzymane z tych dwóch pierwszych równań spełniają kryterium realności. Rekonstrukcji uzyskanej tu z równania 8-czynnikowego nie można zaakceptować, gdyż otrzymane wartości stosunkowo często są zbyt niskie, a nawet ewidentnie błędne (2 przypadki albedo minusowego!). Na tej podstawie można oszacować, że dla prawidłowej predykcji albedo wykorzystywane w wariantowym modelu równania nie powinny zawierać więcej niż 6–7 zmiennych niezależnych. Najlepiej też byłoby, gdyby ich max. VIF nie odstawały więcej niż o wartość ok. 1 od wzorcowej równej 1, cechującej idealne równania regresji wieloczynnikowej, w której zmienne niezależne nie są ze sobą wzajemnie skorelowane. W takim teoretycznym, idealnym równaniu ta wzorcowa wartość przysługuje diagonalnym elementom w macierzy odwrotnej (ujemnej) korelacji (*inverse correlation matrix*).



Rys. 6.1. Zmienność trendów przy wariantowej rekonstrukcji przebiegu średniej miesięcznej wartości albedo trawy (*alb tr*) i albedo ugoru (*alb ug*) w marcu (*III*) latach 1961–2012 we Wrocławiu-Swojcu. Oznaczenia: *alb tr* (*p. śn*), *alb ug* (*p. śn*) – albedo trawy lub ugoru obliczone ze współczynników dla dni z pokrywą śnieżną i dni bez tej pokrywy, *alb tr* (*ug*) 3.2 (3.5; 3.6; 3.7; 3.8; 3.9), – albedo trawy lub ugoru obliczone z równań regresji 2- (5-, 6-, 7-, 8-, 9-) czynnikowej, *Liniowy* – trend liniowy

Fig. 6.1. Variability of trends in a variant reconstruction of a mean monthly value of grass albedo (*alb tr*) and bare soil albedo (*alb ug*) for March (*tr III*) in the years 1961–2012 in Wrocław-Swojciec. Explanation: *alb tr* (*p. śn*), *alb ug* (*p. śn*) – grass or bare soil albedo calculated from coefficients for days with snow cover and days without one, *alb tr* (*ug*) 3.2 (3.5; 3.6; 3.7; 3.8; 3.9) – grass or bare soil albedo calculated from multiply regression equations with 2 (5, 6, 7, 8, 9) independent variables, *Liniowy* – linear trend

Ten ostatni postulat okazał się jednak w niektórych miesiącach zbyt rygorystyczny, gdyż wiele równań, tak jak np. *alb ug* 3.5, osiągnęło zadowalające właściwości predykcyjne przy mniej korzystnym współczynniku VIF niż *alb tr* 3.7. Spośród różnych miar, które w pracy

zostały wykorzystane do charakterystyki właściwości estymacyjnych (tab. 6.2) wyprowadzonych równań regresji, bardzo istotne znaczenie posiada bowiem statystyka F (*F-statistic*). Dla tego pierwszego równania jest ona wyższa ( $F = 45,1$ ), a więc korzystniejsza niż dla drugiego ( $F = 43,5$ ). Wybrane do modelu albedo równania, poprzez ich przetestowanie w 3 etapach weryfikacyjnych, są więc pewnym kompromisem pomiędzy takimi wyznacznikami ich dokładności jak: statystyka F oraz  $R^2$ , SSE,  $RR_{pred}$ , RMSE i max. VIF. Przykładowo dla albedo trawy w maju i czerwcu po pierwszym etapie weryfikacyjnym najlepsze były równania *alb tr 5.10* oraz *alb tr 6.9*, ale w drugim etapie, w badaniu *cross-validation*, okazały się mocno przeparametryzowane ( $VIF > 1000$ ), a więc zostały odrzucone na rzecz pozornie mniej dokładnych równań, z mniejszą liczbą zmiennych. Ostatecznie do modelu wybrano tu równania *alb tr 5.4* i *alb tr 6.7* jako prawdopodobnie najlepiej estymujące przebiegi trendów rekonstruowanego albedo. Najczęściej jednak do modelu albedo poszczególnych miesięcy roku trafiały, po końcowym zbadaniu ich realności predykcyjnej, dwa lub trzy równania, osobno dla trawy i ugoru, tworząc w ten sposób jego wariantowy charakter. Mając na uwadze relatywnie niewielki wpływ pojedynczych przypadków nadmiernego niedoszacowania czy przeszacowania estymowanych wartości na wieloletnie trendy albedo, przyjęto do modelu także te równania, które sporadycznie dawały takie odstające wartości (np. *alb tr 3.7*), pod warunkiem że były zbliżone do wartości przyjętych progów percentylowych.

Przeprowadzone badania jednoznacznie wskazują, że wstępne przyjęcie za Foxem [1997] max. VIF = 10 jako progu granicznego nie daje gwarancji, iż równania regresji wieloczynnikowej nie będą przeparametryzowane. Należy tu raczej przyjąć koncepcję szerokiej strefy granicznej dopuszczalnego VIF, zawartej między jego wartościami 2 i 10, czyli strefy „wzrastającej niepewności predykcyjnej” dla tych równań, których max. VIF zawiera się między tymi wartościami. Niepewność ta początkowo jest niewielka, ale bardzo szybko rośnie w miarę zbliżania się do krańcowej, dopuszczalnej wartości VIF = 10.

## 6.2. Model równań regresji zastosowanych w rekonstrukcji albedo

Wykorzystanie danych dobowych różnych elementów meteorologicznych w celu obliczenia albedo miesięcznego wymaga dostępu do takich danych oraz żmudnych obliczeń ich wartości konsekwentnych. Zatem jest nie tylko mało wygodne, ale i nie zawsze możliwe lub trudne (kwestia dostępu do wielu danych dobowych) do wykonania. Z tego powodu w rekonstrukcjach klimatologicznych, jak i w różnych predykcjach agrometeorologicznych, najczęściej operuje się wzorami regresji wyprowadzonymi z danych miesięcznych wspomnianych elementów. Ostatecznie więc do proponowanego modelu albedo przyjęto w pracy nie równania regresji oparte na średnich lub konsekwentnych wartościach dobowych, lecz ich odpowiedniki (aproksymacje) wykorzystujące średnie wartości miesięczne podstawowych elementów meteorologicznych albo ich średnie konsekwentne (2–12-miesięczne) wartości.

Istotnym problemem było jednak wyprowadzenie takich miarodajnych równań na bazie tylko 5-letnich pomiarów. Zastosowano tu 4-etapowe rozwiązanie, wykorzystując jako punkt wyjścia wybrane, według metodyki przedstawionej w podrozdziale 6.1, najlepsze równania regresji oparte na danych dobowych (tzw. równania wyjściowe). Dzięki nim nie tylko estymowano wartości miesięczne albedo, ale i wyprowadzono (etap 1.) ich trendy liniowe (tzw. trendy odniesienia) dla wielolecia 1961–2012. Trendy te, scharakteryzowane przez ich równania i współczynniki determinacji, obok wyprowadzonych w podany sposób wartości albedo, stały się podstawą doboru odpowiednich równań regresji, wykorzystujących wartości miesięczne

podstawowych elementów meteorologicznych ( $T_p$ ,  $S$ ,  $d$ ,  $e$ ,  $v$ ,  $E_\sigma$ ,  $P$ ,  $P-E_\sigma$ ). Najpierw więc (etap 2.) wyprowadzono takie równania regresji wieloczynnikowej, w których zmienną zależną były te wyestymowane w 1. etapie wartości albedo miesięcznego, a zmiennymi niezależnymi wartości miesięczne (synchroniczne lub konsekwtywne) wymienionych elementów meteorologicznych. Następnie (etap 3.) za pomocą tych nowo wyprowadzonych („aprosymacyjnych”) równań, których  $R^2$  osiągał co najmniej poziom 0,91 (najczęściej zaś od ok. 0,97 do 0,995), zrekonstruowano ponownie wartości miesięczne albedo dla lat 1961–2012 i wyznaczono ich trendy. Na tej podstawie wyszukano wśród nich (etap 4.) te rekonstrukcje 52-letnich przebiegów albedo dla kolejnych miesięcy roku, których równania trendów maksymalnie przybliżone są do wyprowadzonych w etapie 1. równań „trendów odniesienia”. Obok współczynników równania trendu, uwzględniono również dopasowanie wartości współczynników determinacji trendu „aprosymowanego” do  $R^2$  „trendu odniesienia”. Procedurę tę zastosowano kolejno dla każdego miesiąca roku, dokonując w ten sposób wyboru najbardziej dopasowanych równań regresji, będących osnową opracowanego tu modelu albedo.

Dzięki tak wyprowadzonym równaniom regresji wielokrotnej zrekonstruowano przebiegi miesięcznych wartości albedo analizowanych dwóch powierzchni we Wrocławiu-Swojcu w latach 1961–2012. Ważnym etapem tej rekonstrukcji była analiza i ocena realności estymowanych wartości albedo trawy i albedo ugoru, które uzyskano z różnych równań regresji. Istotną częścią tych badań było porównanie skrajnych wartości albedo miesięcznego z odtworzanego wielolecia z wartościami skrajnych percentyli albedo dobowego w odpowiednim miesiącu (tab. 4.7), które cechują 5-letni okres pomiarowy (VIII 2007–VII 2012). Otrzymane wartości albedo trawy porównano również z wynikami wcześniejszych badań nad albedo przeprowadzonych na polach Obserwatorium w sezonie wegetacyjnym (V–X) w latach 1963–1965 [Bac i Baranowski 1967, Łykowski 1968]. Kończącą weryfikację stanowiło porównanie estymowanych wartości z wartościami miesięcznego albedo trawy i albedo ugoru otrzymanymi podczas dodatkowych pomiarów przeprowadzonych we Wrocławiu-Swojcu w okresie VIII 2012–IV 2013. Z tej szerokiej perspektywy oceniono wiarygodność równań tworzących podstawę zaproponowanego modelu zmienności albedo.

Dzięki dodatkowym pomiarom wprowadzono odpowiednie poprawki do wzoru dla albedo kwietniowego (tab. 6.5), aby uwzględnić w nim wpływ pokrywy śnieżnej na jego wartość miesięczną. Efekty tej korekty widoczne są przy porównaniu nieskorygowanych kwietniowych przebiegów albedo trawy i ugoru dla okresu 1881–2012 (rys. 6.2), opartych na wzorach regresji dla lat bez pokrywy śnieżnej, z przebiegami skorygowanymi na podstawie odpowiednich wzorów korekcyjnych (rys. 6.3).



Tabela 6.5. Zestawienie równań regresji wielokrotnej (metoda krokowa) do obliczania średnich miesięcznych wartości albedo [%] trawy (*alb tr*) i ugoru (*alb ug*), wykorzystujących synchroniczne lub konsekwentne (*ks*) wartości podstawowych elementów meteorologicznych. Dla stanu gruntu *st. gr.* [0–9], temperatury powietrza *TP* [°C], niedosytu wilgotności powietrza *d* [hPa], prężności pary wodnej *e* [hPa], prędkości wiatru na wys. 10 m  $v$  10 m [m·s<sup>-2</sup>] są to średnie wartości miesięczne, a dla opadu *P* [mm], frekwencji opadu (wg podanych w mm przedziałów) *fr.P*, ilości dni z pokrywą śnieżną *fr. p. śn.*, usłonecznienia *S* [godz.], parowania potencjalnego *Bac* [mm], *Bry* [mm] lub jego wskaźników *z.E* [mm], *Ezm* [mm] oraz różnic opadu i miary parowania potencjalnego *P-Bac* [mm], *P-Bry* [mm], *P-z.E* [mm], *P-Ezm* [mm] wartości ich sumy miesięcznej. Równania te wyprowadzono na podstawie wartości pomierzonych we Wrocławiu-Swojcu w latach 1962–2012 i albedo obliczonego do tego okresu z równań wykorzystujących dane dobowe (tab. 6.1)

Tabela 6.5. The list of multiply regression equations (step-wise method) for calculation of mean monthly values of albedo [%] for grass (*alb tr*) and bare soil (*alb ug*) in which are used synchronous or consecutive values of basic meteorological elements. For state of ground (*st. gr.*) [0–9], air temperature *TP* [°C], saturation deficit *d* [hPa], vapour pressure *e* [hPa], wind velocity on the 10m high  $v$  10 m [m·s<sup>-2</sup>] there are average monthly values, and for precipitation *P* [mm], sunshine duration *S* [hours], specific parameters of potential evaporation: *Bac* [mm], *Bry* [mm] or *z.E* [mm], *Ezm* [mm] and differences between precipitation and these parameters: *P-Bac* [mm], *P-Bry* [mm], *P-z.E* [mm], *P-Ezm* [mm] there are values their monthly sums. The equations are educed on the base of 51-year measured data (1962–2012) in Wrocław-Swojec and albedo, which mean monthly values have been calculated for the period by help of equations for diurnal values (tab. 6.1)

Model	Cecha	Zm. 1	Zm. 2	Zm. 3	Zm. 4	Zm. 5	Zm. 6	Zm. 7	Zm. 8	Zm. 9	Const.	R <sup>2</sup>	F-stat.	SSE
alb tr	wsp.	7,7032									6,677	13	14	15
1.11	zm. nz. <b>st. gr.</b>											1	7E+06	0,047
alb ug	wsp.	9,2338									-3,489			
1.11	zm. nz. <b>st. gr.</b>											1	6E+06	0,058
alb tr	wsp.	7,4441	-0,1164								5,938	0,9989	37568	0,574
2.12	zm. nz. <b>st. gr.</b>	<b>TP</b>												
alb ug	wsp.	8,4342	-0,1293								-0,529	0,9989	38326	0,644
2.12	zm. nz. <b>st. gr.</b>	<b>TP</b>												
alb tr	wsp.	4,9877	1,5171	0,0083							9,339	0,9997	3166,8	0,111
3.23	zm. nz. <b>st. gr.</b>	<b>d (st)</b>		<b>Bac(ks2)</b>										
alb ug	wsp.	5,0655	0,041	0,0835	-0,0492	0,6843	-0,6986				-7,274	0,9908	786,6	0,709
3.56	zm. nz. <b>st. gr.</b>	<b>S (ks4)</b>	<b>S (ks4)</b>	<b>P (ks2)</b>	<b>P-Bry</b>	<b>TP(ks3)</b>	<b>TP(ks5)</b>							
alb tr	wsp.	0,0185	-0,0058	-0,1042	-0,0134	0,2019	-0,0064	-0,0763	0,0005		21,339	0,9604	127,3	0,13
4.58	zm. nz. <b>S (ks4)</b>	<b>S (ks7)</b>	<b>S (ks7)</b>	<b>TP</b>	<b>fr.P1 (ks5)</b>	<b>v2(ks4)</b>	<b>S (ks3)</b>	<b>fr. P&gt;4,9</b>	<b>P-z. E(ks11)</b>					
alb tr	wsp.	1	1,5											
4.58 sk	zm. nz. <b>alb tr 4.58</b>	<b>fr. p. śn</b>												



Tabela 6.5 cd.  
Table 6.5 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
alb ug	wsp.	-3,689	0,5495	0,0624	0,00566	-0,0281	0,01415	0,0058	-0,0117		12,16			
4.58	zm. nz.	st. gr.	TP	fr:P>0,1	S (ks7)	S (ks2)	S (ks6)	P-Bry(ks7)	fr.P(ks11)			0,9602	126,6	0,38
4.58 sk	zm. nz.	1	2,3											
alb ug	wsp.	alb ug 4.58	fr.p.šn											
alb tr	wsp.	-0,93	0,0037	-0,004							22,55			
5.53b	zm. nz.	TP(ks6)	S (ks8)	P-Ezm.										
alb ug	wsp.	1,1553	-0,0313	0,0328	-0,395	-0,6454	0,0025				18,46			
5.76	zm. nz.	TP(ks6)	P-Bac(ks8)	P-Bac(ks7)	fr. P>4,9	TP	S (ks12)					0,8652	47,1	0,967
alb ug	wsp.	1,1616	-0,0299	0,0308	-0,3746	-0,4454	-0,0131	0,0093			15,881			
5.77	zm. nz.	TP(ks6)	P-Bac(ks8)	P-Bac(ks7)	fr. P>4,9	TP	S (ks2)	S (ks9)				0,9057	59	0,818
alb tr	wsp.	-0,153	0,0073	-0,25	0,6236	-0,3742	0,1717	-0,017			22,334			
6.77	zm. nz.	TP(ks7)	S	TP	d(ks7)	TP(ks6)	e(ks3)	fr.P>0,2				0,957	136,9	0,136
alb tr	wsp.	-0,889	0,6834	0,0062	-0,1347	0,0026	0,0054				17,812			
6.86a	zm. nz.	TP(ks6)	TP(ks8)	S	TP	P(ks2)	S (ks7)					0,9509	142	0,181
alb ug	wsp.	0,2135	-1,6871	0,3118	-0,0032	-0,0559	0,0872				10,331			
6.46	zm. nz.	d (nw)	st. gr.	TP(ks2)	P	e	TP(ks3)					0,9904	753,6	0,103
alb ug	wsp.	0,3097	0,3423	-1,601	-0,1167	-0,0029	0,1256	-0,0009			10,325			
6.67	zm. nz.	d (st)	TP(ks2)	st. gr.	TP	P-Bry	TP(ks3)	S (ks2)				0,9872	472,3	0,117
alb tr	wsp.	-0,025	0,9763	0,0162	-0,0065	-0,1609					26,498			
7.35	zm. nz.	S (ks2)	TP(ks8)	S	S (ks3)	e						0,9773	386,7	0,327
alb ug	wsp.	-0,006	0,2584	-0,0273	-4,812	0,007	0,4738	-0,0105	0,0126	0,0051	9,458			
7.59	zm. nz.	P-Bry(ks3)	TP(ks5)	S (ks2)	st. gr.	S (ks3)	TP	P(ks2)	P-Ezm.	S (ks4)		0,9438	76,5	0,479
alb ug	wsp.	-0,016	0,6771								6,637			
7.62	zm. nz.	P-Bry(ks3)	TP(ks5)									0,804	98,4	0,877
alb tr	wsp.	0,0082	0,0142	-0,008	-0,6078	0,0172	0,2074				10,34			
8.36	zm. nz.	S (ks6)	P-Ezm(ks3)	P-Bry	e(ks6)	fr.P(ks5)	e(ks2)					0,9763	301,9	0,25
alb tr	wsp.	0,0081	0,0145	-0,0081	-0,3585	0,0166	0,3509	-0,3451			10,384			
8.37	zm. nz.	S (ks6)	P-Ezm(ks3)	P-Bry	e(ks6)	fr.P(ks5)	e(ks2)	e(ks3)				0,9795	293,6	0,236

Tabela 6.5 cd.  
Table 6.5 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
alb tr	wsp.	S (ks9)	0,01	-0,0091	0,0071	0,0162	-0,1763				10,192	0,9668	213,5	0,265
8.46a	zm. nz.	P(ks3)			P-Ezm(ks2)	fr. P(ks6)	e(ks3)							
alb tr	wsp.	0,0129	0,0121	0,3684							11,431	0,9065	151,8	0,382
8.43c	zm. nz.	P-Ezm(ks3)	S	TP(ks9)										
alb tr	wsp.	0,0085	0,005	0,3954	0,0094	-0,004	0,0031	-0,0954			11,103	0,9538	126,8	0,281
8.47c	zm. nz.	P-Ezm(ks3)	S	TP(ks9)	P(ks2)	P-Bac	S (ks2)	fr. P>4,9						
alb ug	wsp.	0,0169	-0,0076	-2,9022	0,0103	-0,01	-0,0073	-0,0054			-0,878	0,9928	850,4	0,232
8.47	zm. nz.	S (ks11)	S (ks5)	st. gr.	S (ks10)	S (ks6)	S	P-Bry			-1,031	0,9687	355,8	0,508
alb ug	wsp.	0,0188	-0,314	-0,0054	-0,0075									
8.54	zm. nz.	S (ks11)	fr. P>9,9	P(ks10)	S (ks5)						-2,589	0,9489	114	0,56
alb tr	wsp.	0,0417	1,3096	-0,0201	-0,0059	0,0061	-0,8636	0,0175						
9.47b	zm. nz.	P-Ezm(ks2)	e(ks6)	P-Ezm.	S (ks3)	S (ks5)	d(ks3)	Bry(ks6)						
alb ug	wsp.	-0,118	0,7522	-5,2453	-0,0204	3,6296	-10,372	9,4134			-27,95	0,9123	63,9	0,92
9.57a	zm. nz.	fr. P(ks2)	e(ks8)	st. gr.	S (ks3)	TP(ks5)	d(ks10)	d(ks12)			21,842	0,9961	6094,7	0,035
alb tr	wsp.	0,0118	-0,0106											
10.22	zm. nz.	S	P								19,814	0,954	324,6	0,19
alb tr	wsp.	0,0107	0,0083	-0,0121										
10.33	zm. nz.	S	S (ks2)	P							13,332	0,9958	2741,5	0,056
alb ug	wsp.	-0,02	0,4495	-0,1568	-0,0003									
10.24	zm. nz.	P-z. E	d (st)	v 10m	S (ks4)						14,434	0,9966	2654,7	0,051
alb ug	wsp.	-0,019	0,5801	-0,1464	-0,1342	-0,0532								
10.35	zm. nz.	P-z. E	d (nw)	TP	v 10m	e(ks9)					29,46	0,8717	159,6	2,909
alb tr	wsp.	-0,15	6,4606											
11.42	zm. nz.	P(ks2)	st. gr.								40,562	0,9618	221,3	1,601
alb tr	wsp.	-0,096	6,2762	-0,0363	0,0542	-2,9817								
11.55b	zm. nz.	P(ks2)	st. gr.	P-Ezm(ks3)	S	d(ks6)					21,5	0,9137	248,8	2,488
alb ug	wsp.	-0,154	6,7506											
11.42	zm. nz.	P(ks2)	st. gr.											

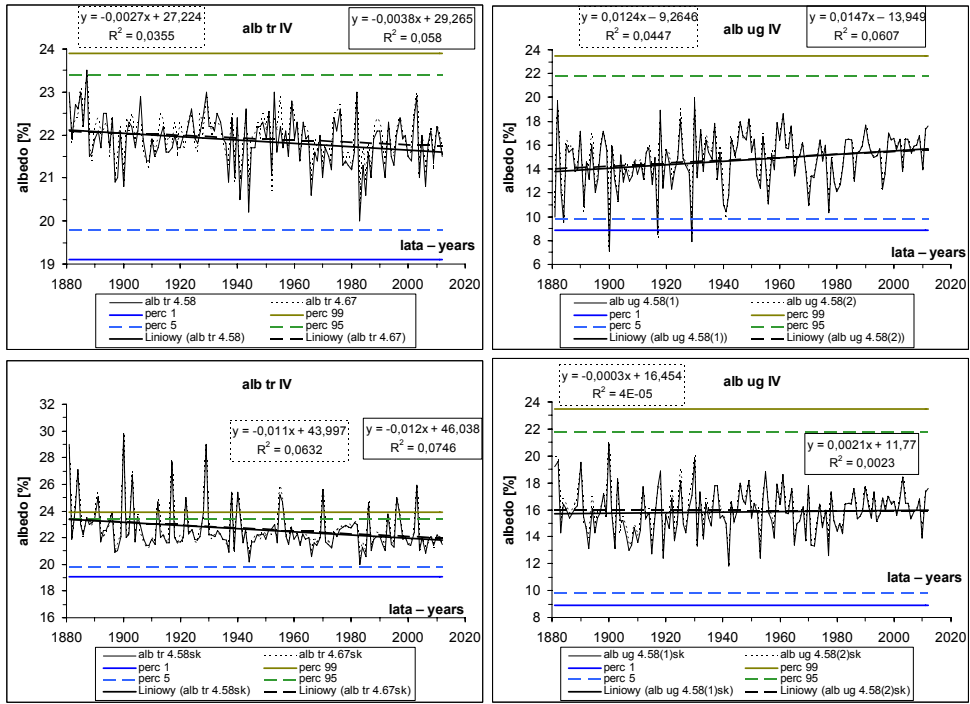


### 6.3. Przebiegi albedo trawy i albedo ugoru w latach 1881–2012 we Wrocławiu-Swojcu

Poniżej przedstawiono (rys. 6.2, 6.3) przebiegi i trendy albedo trawy i albedo ugoru we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012 według ich wartości zrekonstruowanych na podstawie przyjętego modelu wyprowadzonych równań regresji dla albedo miesięcznego. Tylko okres VIII 2007–XII 2012 oparty został na wartościach albedo pomierzonego. Ten wariant przebiegów wiekowych nazwano więc skompilowanym, gdyż składa się z dwóch części: zrekonstruowanej (I 1881–VII 2007) i pomierzonej. Obok nich przeanalizowano przebiegi alternatywne, w których wspomniane 132-lecie w całości stanowią wartości zrekonstruowane na bazie równań tego modelu. Istotniejszych różnic pomiędzy nimi nie stwierdzono. Wyraźniejsze różnice występują czasami pomiędzy przebiegami albedo otrzymanymi z różnych przyjętych alternatywnych modeli regresji do obliczania jego wartości miesięcznych, ale najczęściej nie wiążą się one z zasadniczą zmianą trendu. Przeważnie dotyczą jedynie pewnych drobnych zmian jego kąta nachylenia. W takim wariantowym ujęciu sekularne przebiegi albedo (skompilowany i zrekonstruowany) stanowią ponadstuletni kontekst porównawczy do przedstawionych wcześniej (podrozdz. 6.1) przebiegów i trendów badanego albedo w latach 1961–2012.

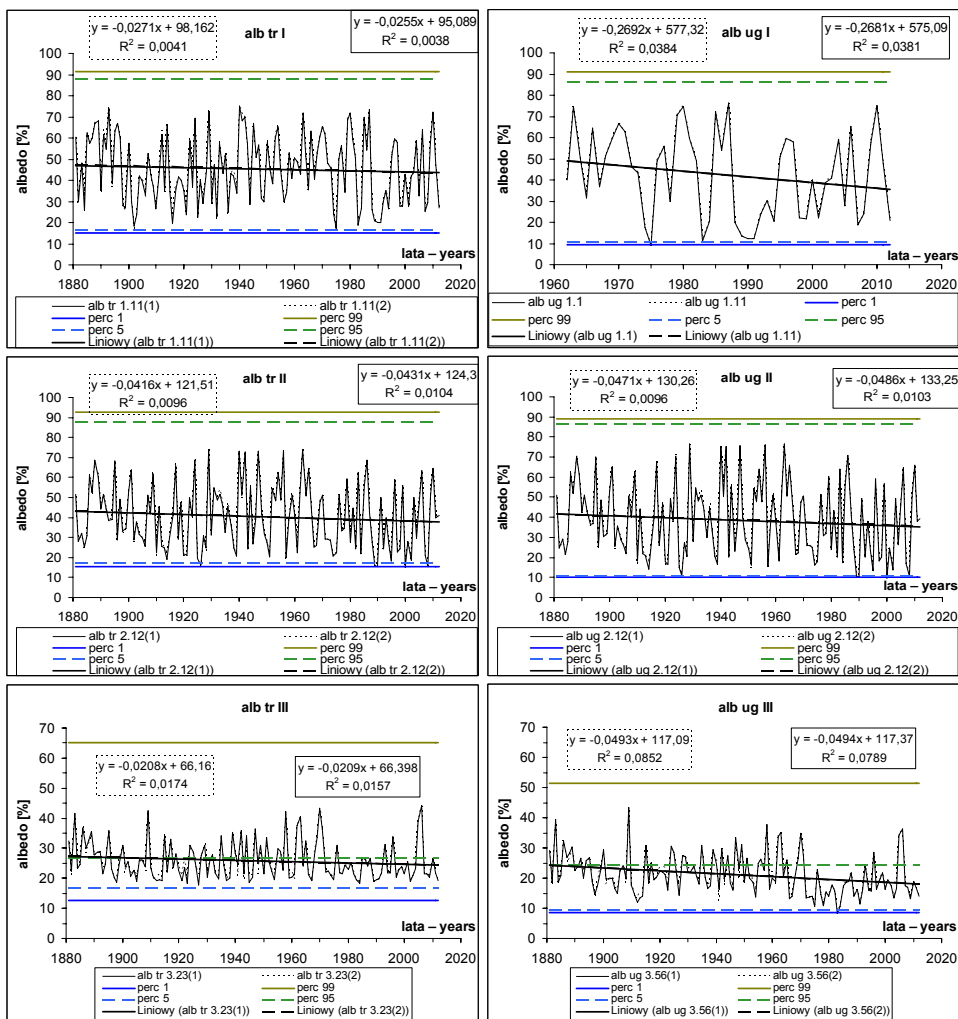
Niezależnie od tego dały one również możliwość dodatkowego sprawdzenia ich poprawności na swoistym materiale niezależnym z lat 1881–1960, jakim są miesięczne wartości podstawowych elementów meteorologicznych zrekonstruowane dla Wrocławia-Swojca we wcześniejszych pracach autorki [Bryś i Bryś 2010a,b], na podstawie różnych wrocławskich pomiarów meteorologicznych. Obszerna informacja bibliograficzna dotycząca ich opracowania została podana wcześniej w przeglądzie literatury. Do ich weryfikacji zastosowano wspomnianą już metodę percentylową. Spośród kilku przyjętych wariantów przebiegów albedo do obliczeń natężenia promieniowania odbitego w danym miesiącu i końcowych obliczeń bilansowych (rozdz. 8) zastosowano ten, który był najdokładniejszy i reprezentował przeważającą tendencję przebiegu miesięcznego.

Dzięki wykorzystaniu w tej rekonstrukcji zhomogenizowanych, wieloletnich danych, reprezentatywnych dla nizinnej części Dolnego Śląska [Bryś 2007], uzyskano możliwość wstępnej oceny wiekowych trendów albedo trawy i albedo ugoru także w szerszym, ponadlokalnym, mezoklimatycznym wymiarze. Szczegółowa dyskusja tej zmienności zostanie przeprowadzona przy okazji prezentacji bilansowej w rozdziale 8.



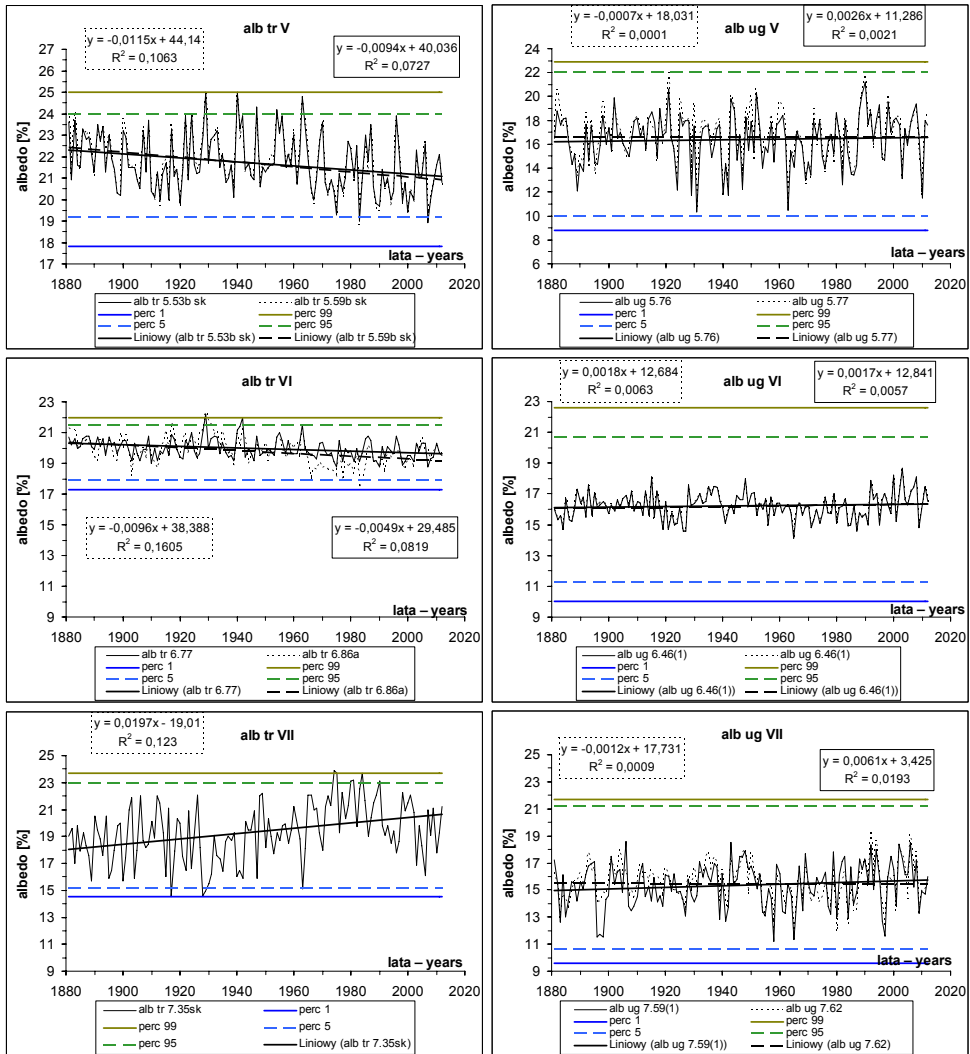
Rys. 6.2. Zrekonstruowane przebiegi nieskorygowane (wykresy górne) i skorygowane (wykresy dolne) albedo trawy (*alb tr*) i ugoru (*alb ug*) dla kwietnia (IV) we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012. Objasnienia: *sk* – wariant skorygowany, numeracja wariantów według tab. 6.5

Fig. 6.2. The reconstructed non corrected (the upper graphs) and corrected (the lower graphs) runs of grass (*tr*) and bare soil (*ug*) albedo (*alb*) for Apr. (IV) in Wrocław-Swojec from 1881 to 2012. Explanation: *sk* – corrected variants, numbers of variants according to Tab. 6.5



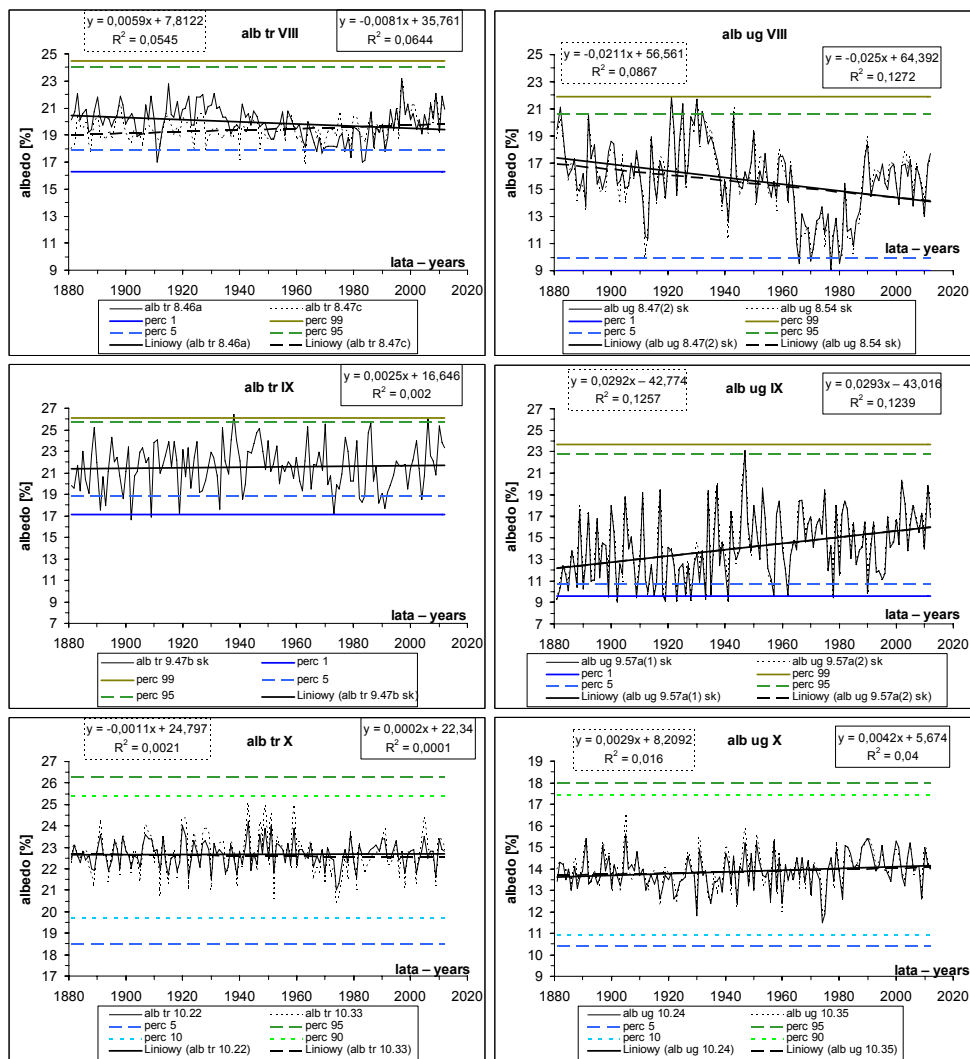
Rys. 6.3a. Zrekonstruowane przebiegi albedo trawy (*alb tr*) i ugoru (*alb ug*) dla miesięcy I–III we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012. Objasnienia: numeracja wariantów według tab. 6.5

Fig. 6.3a. The reconstructed runs of grass (*tr*) and bare soil (*ug*) albedo (*alb*) for Jan. (I), Feb. (II) and Mar. (III) in Wrocław-Swojéc from 1881 to 2012. Explanation: numbers of variants according to Tab. 6.5



Rys. 6.3b. Zrekonstruowane przebiegi albedo trawy (*alb tr*) i ugoru (*alb ug*) dla miesięcy V–VII we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012. Objaśnienia: numeracja wariantów według tab. 6.5

Fig. 6.3b. The reconstructed runs of grass (*tr*) and bare soil (*ug*) albedo (*alb*) for May (V), Jun. (VI) and Jul. (VII) in Wrocław-Swojec from 1881 to 2012. Explanation: numbers of variants according to Tab. 6.5



Rys. 6.3c. Zrekonstruowane przebiegi albedo trawy (*alb tr*) i ugoru (*alb ug*) dla miesięcy VIII–X we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012. Objasnienia: numeracja wariantów według tab. 6.5

Fig. 6.3c. The reconstructed runs of grass (*tr*) and bare soil (*ug*) albedo (*alb*) for Aug. (VIII), Sep. (VIII) and Oct. (X) in Wrocław-Swojec from 1881 to 2012. Explanation: numbers of variants according to Tab. 6.5



## 7. PROMIENIOWANIE DŁUGOFALOWE

### 7.1. Promieniowanie długofalowe uchodzące $L\uparrow$

Promieniowanie podczerwone (długofalowe) emitowane przez powierzchnię Ziemi (w zakresie 4–100  $\mu\text{m}$ ) zgodnie z prawem Stefana-Boltzmann'a wynosi:

$$L\uparrow = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (4)$$

gdzie:  $\sigma = 5,6697 \cdot 10^{-8} \cdot \text{K}^{-4}$  (stała Stefana Boltzmann'a),  
 $\varepsilon$  = współczynnik zdolności emisyjnej powierzchni Ziemi,  
 $T$  – temperatura powierzchni Ziemi. [Słownik meteorologiczny 2003].

Gęstość strumienia ciepła emitowanego przez powierzchnię czynną zależy od temperatury i zdolności emisyjnej danej powierzchni. Śnieg świeży o zdolności emisyjnej  $\varepsilon = 0,99$  ma właściwości radiacyjne zbliżone najbardziej do ciała doskonale czarnego. Dla wilgotnej pokrywy roślinnej i wody  $\varepsilon = \text{ok. } 0,95$ , a dla gleby bez roślinności  $\varepsilon = 0,96$ . W miarę wysychania i braku wody powierzchnie te mają mniejszy współczynnik zdolności emisyjnej (poniżej 0,85 dla suchego piasku). Przyjmuje się, że powierzchnia ziemską zachowuje się jak ciało doskonale czarne. Strumień  $L\uparrow$  jest zatem funkcją temperatury powierzchni czynnej i ma wyższą gęstość w dzień. W polskich warunkach klimatycznych w okresie wegetacyjnym oscyluje wokół wartości 400  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$  [Paszyński i in. 1999]. Amplitudy dobowe dochodzą do 100  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ .

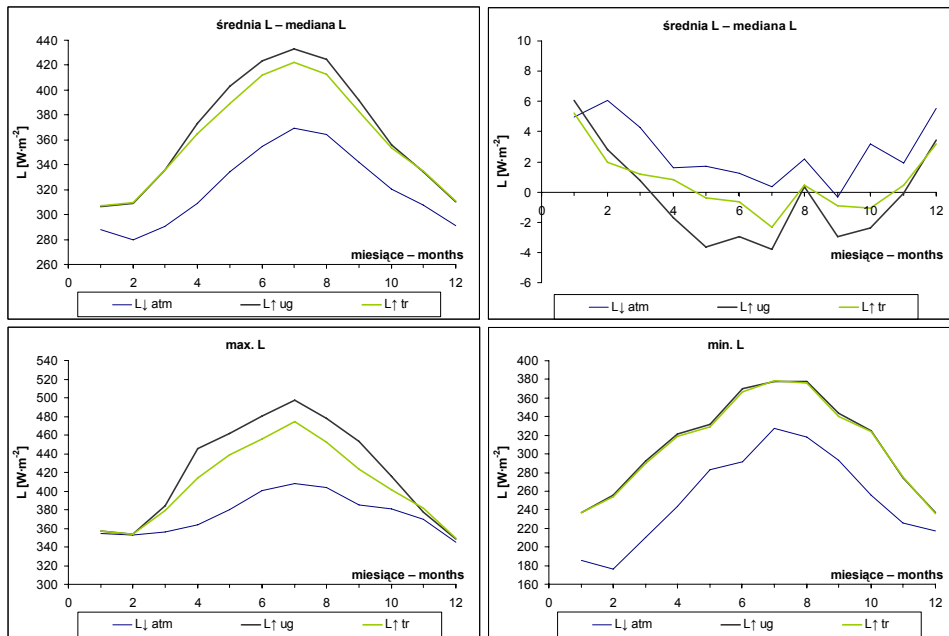
Mierzone na 1,5 m wysokości nad gruntem promieniowanie  $L\uparrow$  nie zawiera jedynie promieniowania własnego powierzchni czynnej ( $\varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4$ ), lecz również część odbitego promieniowania  $L\downarrow$  ( $\alpha \cdot L\downarrow$ , gdzie  $\alpha$  – odpowiednik albedo dla promieniowania długofalowego, zwykle  $\alpha = 1 - \varepsilon$ ). Zmierzone promieniowanie określa więc wzór [Paszyński i in. 1999]:

$$L\uparrow = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 + (1 - \varepsilon) \cdot L\downarrow \quad (5)$$

W przestrzeń kosmiczną powierzchnia Ziemi promieniuje jedynie w przedziale tzw. okna atmosferycznego (9–12  $\mu\text{m}$ ). Na ten przedział widmowy przypada również maksimum promieniowania długofalowego (9,98  $\mu\text{m}$ ), zatem strumień  $L\uparrow$  odgrywa ważną rolę w regulowaniu temperatury powierzchni czynnej. Powierzchnia czynna w ciągu roku traci więcej ciepła wskutek wypromieniowania, niż zyskuje go w postaci promieniowania zwrotnego atmosfery  $L\downarrow$ .

W badanym 5-leciu (VIII 2007–VII 2012) we Wrocławiu-Swojcu średnia wartość wypromieniowania dla  $L\uparrow_{ug}$  (365,7  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) była o 4,3  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$  wyższa niż dla  $L\uparrow_{tr}$  (361,4  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ). Minimum miesięczne wystąpiło w styczniu 2010 r. i było podobne dla  $L\uparrow_{ug}$  (285,8  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) oraz  $L\uparrow_{tr}$  (285,9  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ). Maksimum miesięczne, które wystąpiło w lipcu 2010 r. i było o 14,3  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$  wyższe dla  $L\uparrow_{ug}$  (449,6  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) niż dla  $L\uparrow_{tr}$  (435,3  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), pokazuje wyraźnie, że sezonowa zmienność wypromieniowania powierzchni czynnej jest mniejsza dla pokrywy roślinnej. W spo-

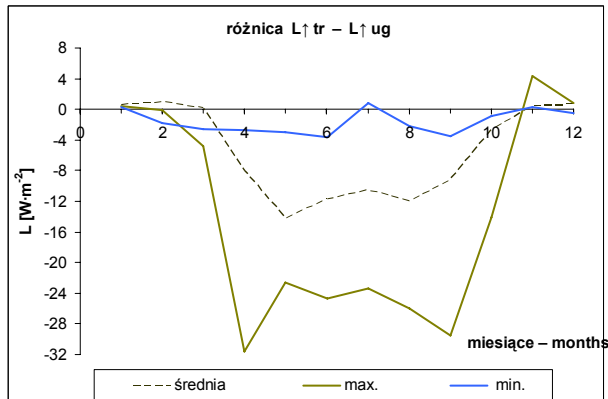
sób przeglądowy, na tle zmienności innych składowych bilansu radiacyjnego (tab. 7.1, 7.2), przedstawiono zmienność z miesiąca na miesiąc promieniowania długofalowego tych dwóch powierzchni. W ujęciu uśrednionym dla miesięcy przebieg rocznej zmienności wartości dobowych wypromieniowania obydwu powierzchni jest podobny (rys. 7.1), ale uwidacznia się tu, tożsamy z sezonem wegetacyjnym IV–IX, większy wzrost wartości  $L\uparrow_{ug}$  niż  $L\uparrow_{tr}$ .



Rys. 7.1. Przebieg roczny natężenia miesięcznych strumieni promieniowania długofalowego trawy  $L\uparrow_{tr}$  i powierzchni bez roślin (ugór)  $L\uparrow_{ug}$  oraz ich ekstremów dobowych i różnicy pomiędzy ich medianą i średnią miesięczną w okresie VIII 2007–VII 2012 we Wrocławiu-Swojcu na tle synchronicznych przebiegów promieniowania zwrotnego atmosfery  $L\downarrow_{atm}$ .

Fig. 7.1. The annual course of monthly terrestrial surface radiation fluxes intensity (*średnia L*) for grassy area  $L\uparrow_{tr}$  and area without plant cover (*bare soil*)  $L\uparrow_{ug}$  and their diurnal extremes and differences between their median and monthly average (*mediana L – średnia L*) from Aug. 2007–Jul. 2012 in Wrocław-Swojec on the background of synchronous runs of long-wave radiation of atmosphere  $L\downarrow_{atm}$ .

Różnica wartości pomiędzy średnimi miesięcznymi wypromieniowania tych dwóch powierzchni jest największa w maju i osiąga  $14,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (rys. 7.2). Jeszcze większe różnice wartości pomiędzy  $L\uparrow_{ug}$  i  $L\uparrow_{tr}$  powstają w okresie III–X w obrębie ich maksimum dobowych. Dochodzą one w kwietniu do ok.  $32 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , a we wrześniu do ok.  $30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Znamiennej cechą jest również znaczne podobieństwo ich minimum dobowych, gdyż różnice tych wartości pomiędzy  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$  zawierają się w zakresie od  $0,6$  do  $-3,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Wartości te najczęściej jednak mają znak ujemny, wskazujący na nieco wyższe wypromieniowanie ugoru niż trawy. Z roku na rok, w zależności od zmian pogodowych, omawiane cechy zmienności badanych powierzchni czynnych jeszcze bardziej się różnicują, szczególnie w przebiegach dobowych.



Rys. 7.2. Przebieg roczny różnicy natężenia miesięcznych strumieni (*średnia*) promieniowania długofalowego trawy  $L\uparrow_{tr}$  i powierzchni bez roślin (*ugór*)  $L\uparrow_{ug}$  oraz różnicy ich ekstremów dobowych (*max.*, *min.*) w okresie VIII 2007–VII 2012 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 7.2. The annual course of differences (*różnica*) of monthly terrestrial surface radiation fluxes intensity (*średnia*) for grassy area  $L\uparrow_{tr}$  and area without plant cover (*bare soil*)  $L\uparrow_{ug}$  and their diurnal extremes (*max.*, *min.*) differences from Aug. 2007–Jul. 2012 in Wrocław-Swojec

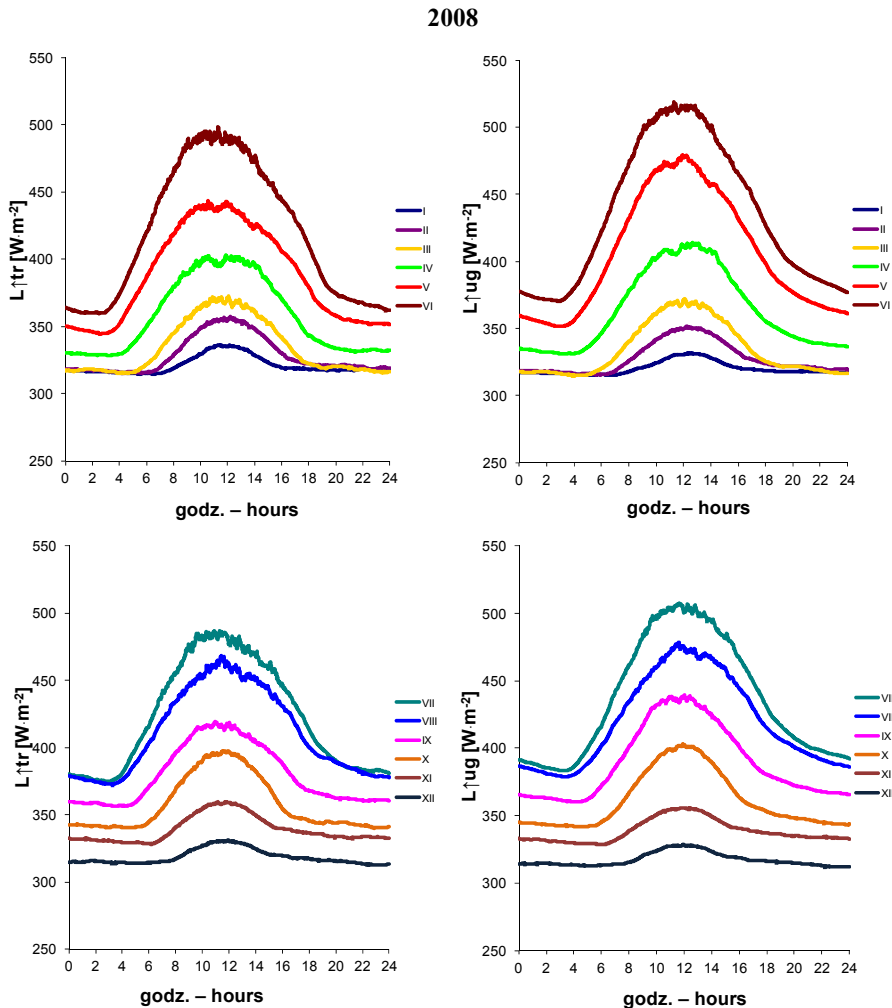
Na rysunku 7.3a,b,c,d ukazano przebieg dobowy natężenia miesięcznych strumieni promieniowania długofalowego trawy  $L\uparrow_{tr}$  i powierzchni bez roślin (*ugór*)  $L\uparrow_{ug}$  w kolejnych pełnych latach kalendarzowych 2008–2011 we Wrocławiu-Swojcu. Wypromieniowanie powierzchni czynnej jest najsilniejsze w miesiącach letnich, a brak pokrywy roślinnej powoduje, że rozgrzany ugór wypromieniowuje intensywniej.

Przyczyny występujących różnic dla obu powierzchni prześledzono, analizując zmienność dobową, sezonową i roczną podstawowych składowych bilansu promieniowania długofalowego. Wyeksponowanie i wyjaśnienie przyczyn tych różnic pozwala lepiej zrozumieć odmienną, interakcyjną specyfikę oddziaływań środowiska roślinnego i glebowego z ich środowiskiem fizycznym, a przede wszystkim z rozważanymi czynnikami atmosferycznymi. One bowiem decydują, że relacje te mają charakter dynamiczny i są w różnym stopniu odzwierciedleniem zmiennego, kompleksowego wpływu czynników atmosferycznych na wartości i strukturę (proporcje udziału składowych) badanych bilansów.

Szczególną uwagę poświęcono różnicom  $L\uparrow_{tr} - L\uparrow_{ug}$  średnich wartości dobowych i miesięcznych. Różnice w wypromieniowaniu podłoża trawy  $L\uparrow_{tr}$  i powierzchni bez roślin  $L\uparrow_{ug}$  są bowiem na tyle istotne, że wpływa to znacznie na zmiany salda promieniowania. Różnice ujemne  $L\uparrow_{tr} - L\uparrow_{ug}$  dominują w ciepłych porach roku, gdy wypromieniowanie nagrzanego ugoru jest większe niż trawy. Zimą sytuacja jest odmienna, ponieważ powierzchnia nieporośnięta ma wtedy najczęściej niższą temperaturę niż murawa.

W 2008 roku – w maju, różnica natężenia badanych strumieni promieniowania długofalowego  $L\uparrow_{tr} - L\uparrow_{ug}$  osiągnęła w godzinach południowych około  $-40 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . W miesiącach zimowych 2008 r. (rys. 7.4 a) różnice wypromieniowania pomiędzy trawą i ugorem  $L\uparrow_{tr} - L\uparrow_{ug}$  były w godzinach południowych dodatnie, a amplituda ich wahań sięgała ok.  $10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Różnice dodatnie, świadczące o wyższych wartościach wypromieniowania powierzchni trawistej niż powierzchni bez roślin, które widoczne są głównie w miesiącach zimowego półrocza, występowały w godzinach dziennych (XI–II) lub tylko porannych (III, IV). Poza tym obser-

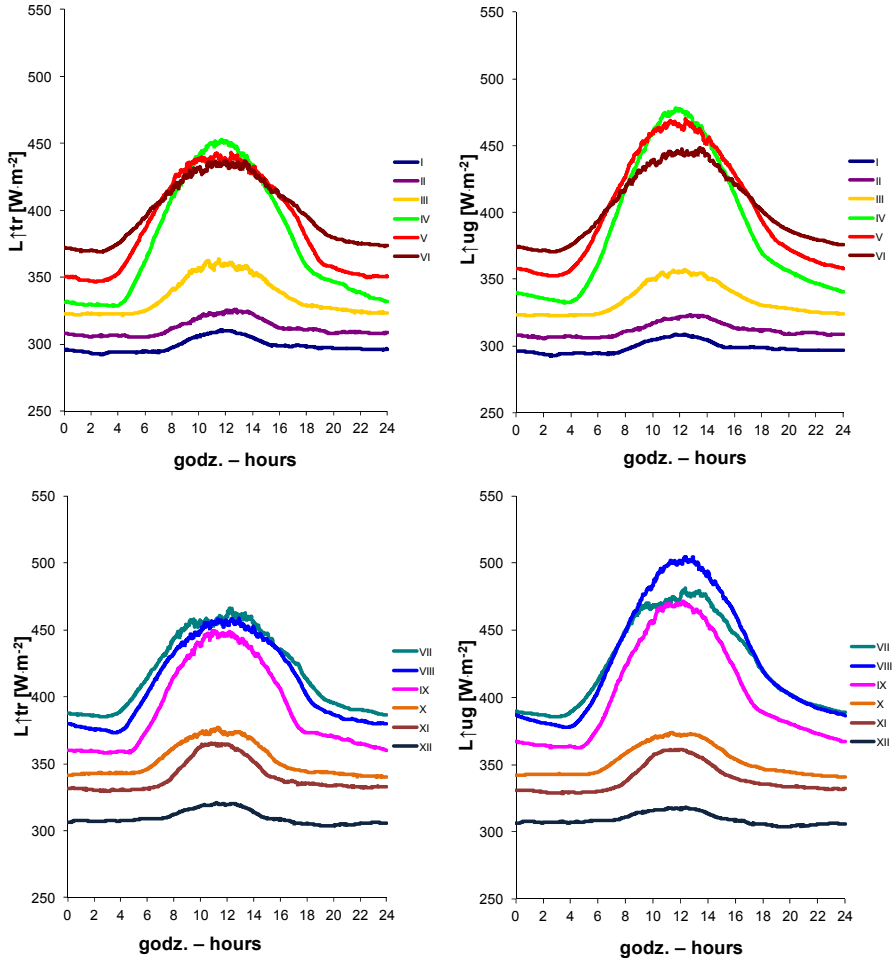
wowane były we wczesnych godzinach porannych w sierpniu i październiku. W półroczu letnim (IV–IX) wartości różnicowe pomiędzy godz. 7 a 9 rano najczęściej jednak osiągają swoje minimum i zbliżają się do 0. Prawdopodobnie ma to związek z częstym pojawianiem się wtedy na trawie kropli rosy. Tworząca się 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 były ujemne. Pokrywa roślinna pełniła wtedy rolę izolatora i zatrzymała więcej ciepła w glebie niż ugór. Tylko grudzień 2008 r. miał wartości analizowanych różnic dodatnie przez całą dobę.



Rys. 7.3a. Przebieg dobowy natężenia miesięcznych strumieni promieniowania długofalowego trawy  $L_{tr}^{\uparrow}$  i powierzchni bez roślin (*ugór*)  $L_{ug}^{\uparrow}$  w roku 2008 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 7.3a. The daily course of monthly terrestrial surface radiation fluxes intensity for grassy area  $L_{tr}^{\uparrow}$  and area without plant cover (*bare soil*)  $L_{ug}^{\uparrow}$  in 2008 in Wrocław-Swojec

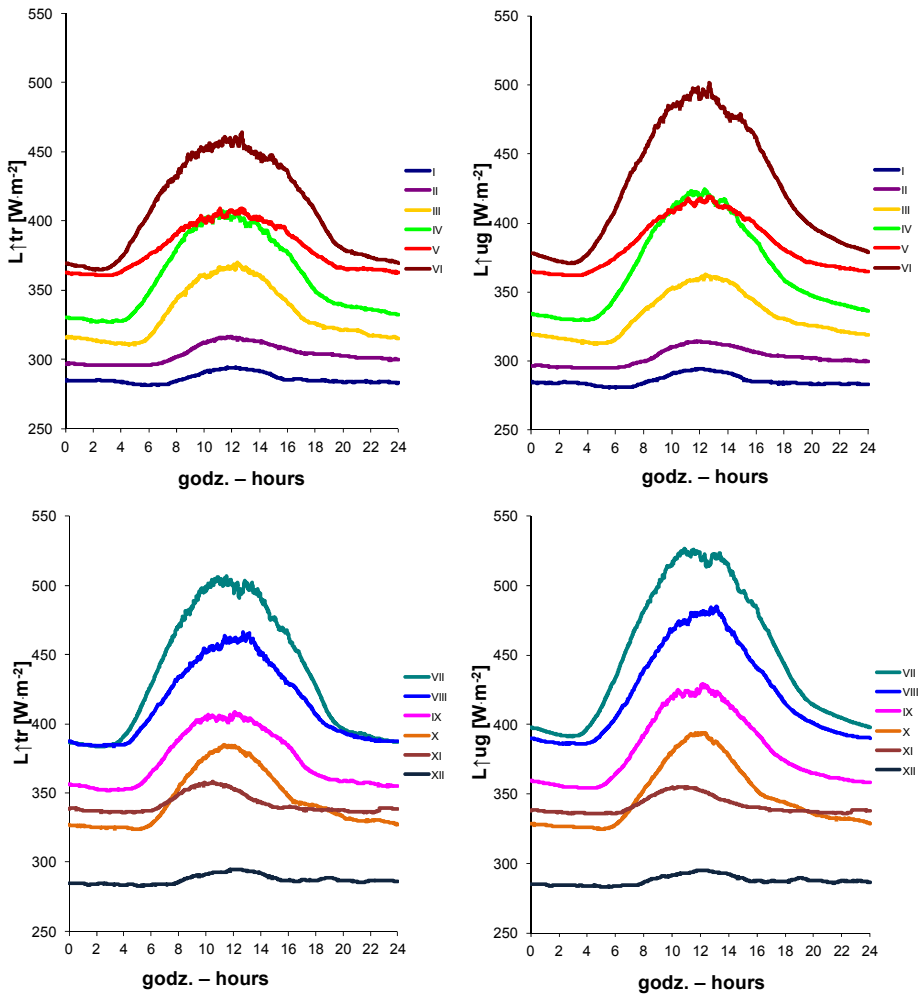
2009



Rys. 7.3b. Przebieg dobowy natężenia miesięcznych strumieni promieniowania długofalowego trawy  $L\uparrow_{tr}$  i powierzchni bez roślin (*ugór*)  $L\uparrow_{ug}$  w roku 2009 we Wrocławiu-Swojcu  
 Fig. 7.3b. The daily course of monthly terrestrial surface radiation flux intensity for grassy area  $L\uparrow_{tr}$  and area without plant cover (*bare soil*)  $L\uparrow_{ug}$  in Wrocław-Swojec

W miesiącach zimowych roku 2009 (oprócz grudnia) różnice wypromieniowania pomiędzy trawą i ugorem  $L\uparrow_{tr} - L\uparrow_{ug}$  były w godzinach dziennych przeważnie dodatnie, a amplituda ich wahań sięgała ok.  $10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Różnice ujemne dominowały wiosną (w maju różnica natężenia badanych strumieni promieniowania długofalowego  $L\uparrow_{tr} - L\uparrow_{ug}$  osiągnęła w godzinach południowych około  $-28 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ). To wtedy wypromieniowanie ugoru było większe niż powierzchni porośniętej zwartą pokrywą roślinną. Największą ujemną różnicę zanotowano w sierpniu, w godzinach południowych przekroczyła ona aż  $-47 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Temperatura trawy była niższa niż silnie nagrzanej od słońca powierzchni gruntu.

2010

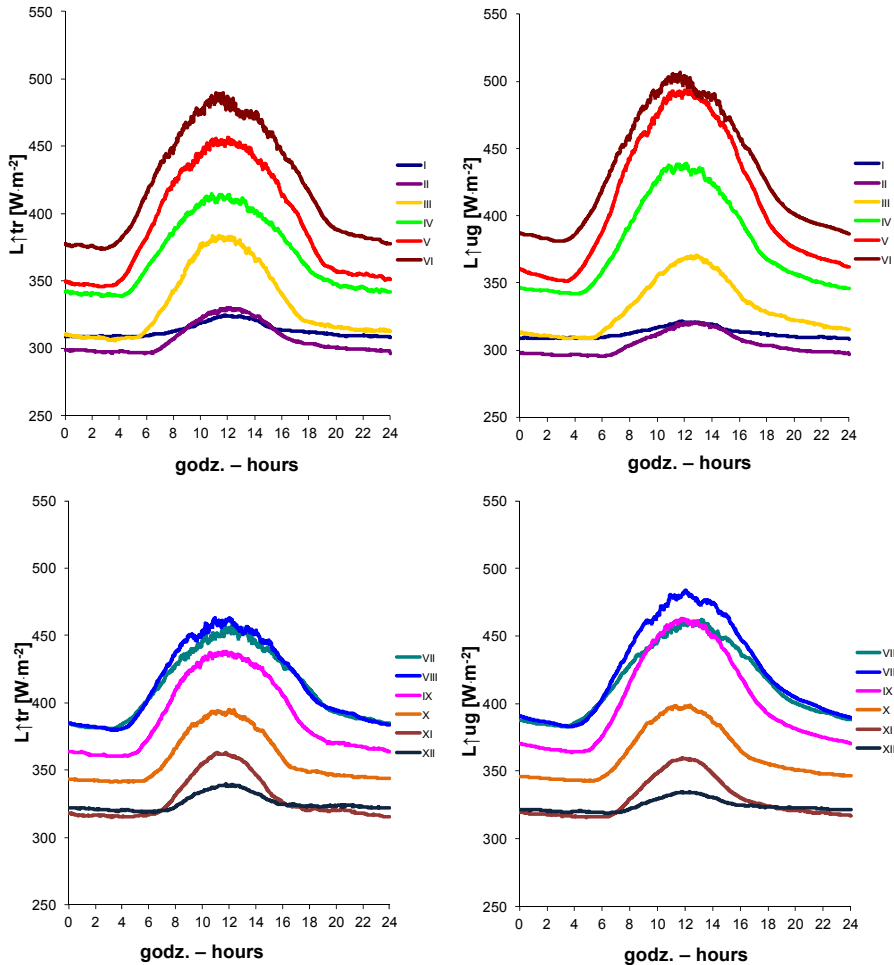


Rys. 7.3c. Przebieg dobowy natężenia miesięcznych strumieni promieniowania długofalowego trawy  $L_{\uparrow tr}$  i powierzchni bez roślin (*ugór*)  $L_{\uparrow ug}$  w roku 2010 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 7.3c. The daily course of monthly terrestrial surface radiation fluxes intensity for grassy area  $L_{\uparrow tr}$  and area without plant cover (*bare soil*)  $L_{\uparrow ug}$  in 2010 in Wrocław-Swojcu

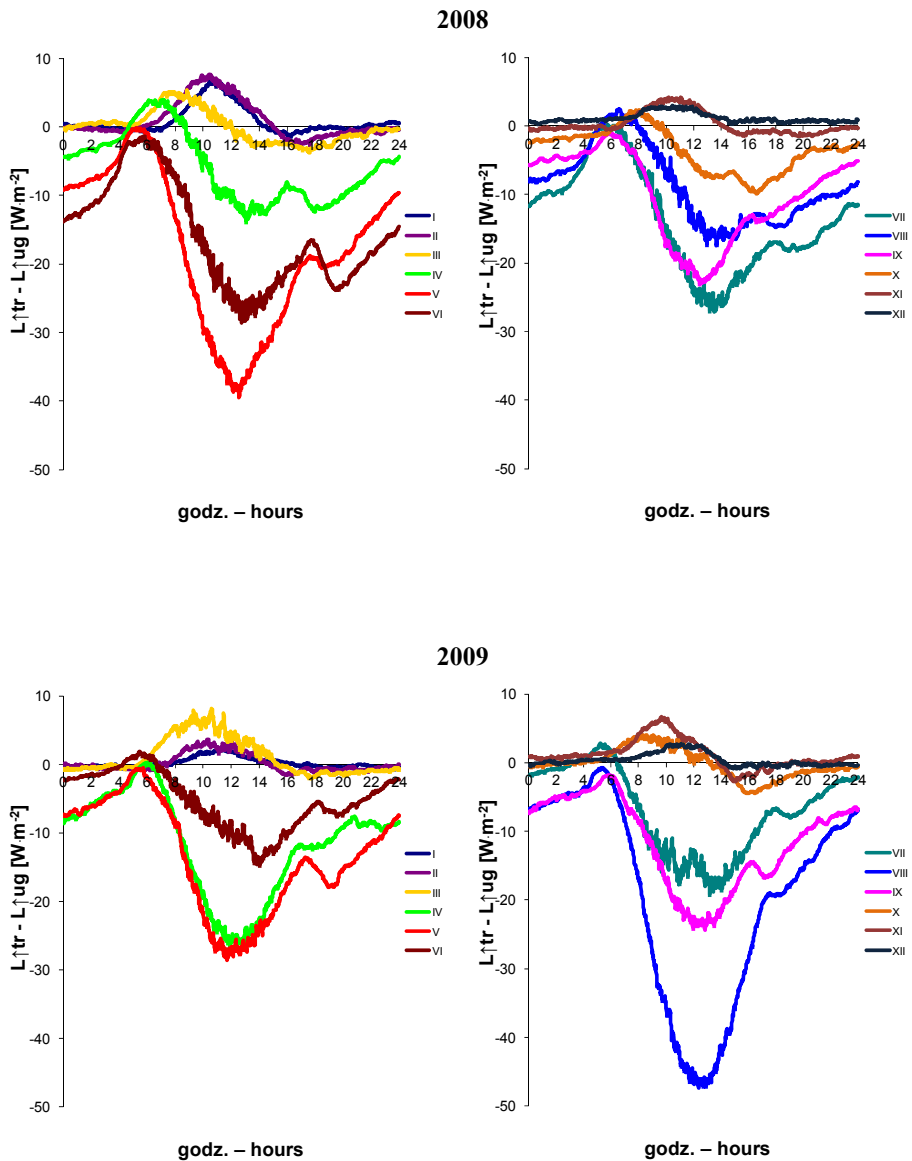
Pokrywa śnieżna, która w grudniu 2009 r. pojawiła się w połowie miesiąca (stan gruntu przez 9 dni wynosił 9, a grubość pokrywy od 1 do 7 cm), także istotnie zmodyfikowała przebieg strumieni długofalowego promieniowania uchodzącego. Przykład grudnia 2009 wskazuje na różnice w wypromieniowaniu dziennym i nocnym.

2011



Rys. 7.3d. Przebieg dobowy natężenia miesięcznych strumieni promieniowania długofalowego trawy  $L\uparrow_{tr}$  i powierzchni bez roślin (*ugór*)  $L\uparrow_{ug}$  w roku 2011 we Wrocławiu-Swojcu  
 Fig. 7.3d. The daily course of monthly terrestrial surface radiation fluxes intensity for grassy area  $L\uparrow_{tr}$  and area without plant cover (*bare soil*)  $L\uparrow_{ug}$  in 2011 in Wrocław-Swojec

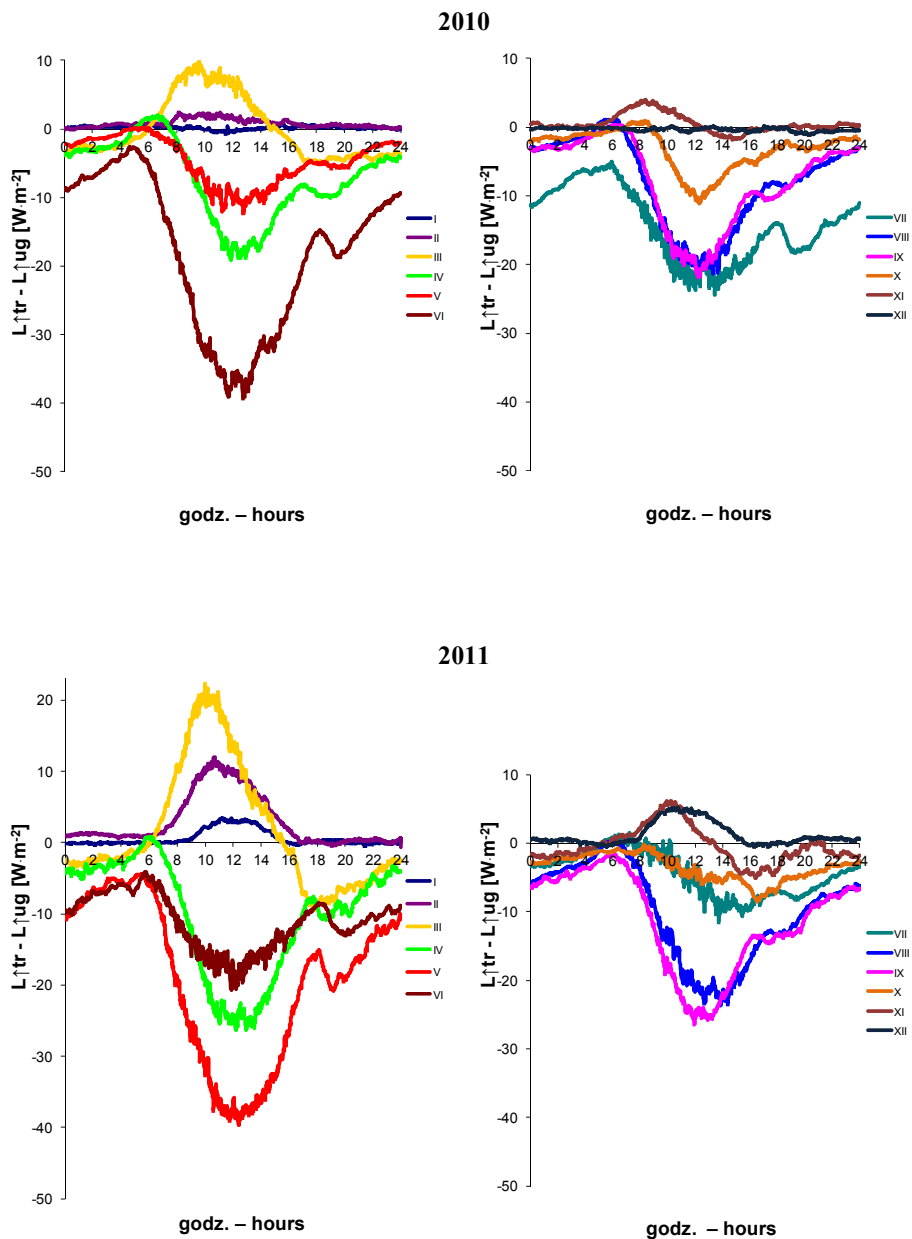
Styczeń 2010 r. (31 dni z pokrywą śnieżną), nie ma wyraźnych różnic dodatnich w dzień, zaś luty ma już lepiej zaznaczone (26 dni ze znacznie cieńszą pokrywą) (rys. 7.4b). W marcu (44,9 mm opadów), przy zanikającej w drugiej dekadzie miesiąca pokrywie śnieżnej (7 dni frekwencji), rolę izolatora przejmuje pokrywa roślinna. W efekcie, w miesiącu tym, po zachodzie Słońca i w nocy różnice  $L\uparrow_{tr} - L\uparrow_{ug}$  były ujemne, ponieważ gleba bez roślin wypromieniowuje więcej energii. W pierwszym półroczu 2010 r. różnice ujemne sięgały w czerwcu w godzinach południowych  $-40 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  ( $P = 32,9 \text{ mm}$ ), w kwietniu były o połowę mniejsze, ale również ujemne ( $P = 45,4 \text{ mm}$ ), zaś w maju w południe osiągały  $-12 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (różnice pomiędzy obu poletkami zmniejszyły się w wyniku dużych opadów majowych: 140,7 mm).



Rys. 7.4a. Przebieg dobowy różnicy natężenia strumienia promieniowania długofalowego pomiędzy powierzchnią trawy i powierzchnią bez roślin (*ugór*)  $L_{tr}^{\uparrow} - L_{ug}^{\uparrow}$  w latach 2008–2009 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 7.4a. The daily course of difference in intensity of terrestrial surface radiation flux for grassy area and area without plant cover (*bare soil*)  $L_{tr}^{\uparrow} - L_{ug}^{\uparrow}$  in the years 2008–2009 in Wrocław-Swojec





Rys. 7.4b. Przebieg dobowy różnicy natężenia strumienia promieniowania długofalowego pomiędzy powierzchnią trawy i powierzchnią bez roślin (*ugór*)  $L_{\uparrow tr} - L_{\uparrow ug}$  w latach 2010–2011 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 7.4b. The daily course of difference in intensity of terrestrial surface radiation flux for grassy area and area without plant cover (*bare soil*)  $L_{\uparrow tr} - L_{\uparrow ug}$  in the years 2010–2011 in Wrocław-Swojec

W półroczu drugim, tylko w listopadzie (4 dni z pokrywą śnieżną) obserwujemy wyraźne różnice dodatnie, spowodowane jesiennym kontrastem termiki pomiędzy cieplejszą powierzchnią trawiastą i wychłodzonym ugiem. W grudniu (31 dni z pokrywą śnieżną) różnice dodatnie prawie nie występują, gdyż synergiczny wpływ pokrywy roślinnej i śniegowej skutecznie je niweluje. Od sierpnia do października przeważają różnice ujemne, znacznie jednak mniejsze niż w czerwcu. To wynik bardzo dużych opadów deszczu (od VII do X we Wrocławiu-Swojcu spadło w sumie 327,5 mm).

W roku 2011 wyróżnia się marzec z dodatnią różnicą sięgającą ponad  $20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . W miesiącu tym zanotowano rekordowe dla lat 1961–2012 usłonecznienie 179 godz. Przebiegi różnic w drugim półroczu były natomiast podobne do lat poprzednich.

Zafalowania na wykresach (rys. 7.4) obserwowane w miesiącach letnich około godziny 18 UTC mogą być wynikiem kondensacji pary wodnej w glebie. Takie procesy obserwowano bowiem w glebie przeważnie w suchych okresach miesięcy letnich. Zagadnienie kondensacji pary wodnej sprowadza się tu do zagadnienia prężności pary wodnej w atmosferze i w powietrzu glebowym. W suchych miesiącach letnich proces ten przejawia się energicznie i staje się dla badacza uchwytne. Może być też oznaczony ilościowo, na co dawno zwrócili już uwagę badacze rosyjscy, obserwując to zjawisko w okolicach Odessy [Tomaszewski 1964]. Górny poziom gleby w ciągu dnia silnie się nagrzewa, przy czym prężność pary wodnej w glebie jest dużo większa niż prężność pary w powietrzu nadglebowym. Oczywiście w dzień proces kondensacji w glebie się nie odbywa, przy niskich wysokościach Słońca (ok. godz. 18) i w nocy górny poziom gleby silnie się oziębia (amplituda temperatury sięgała w Odessie  $50^\circ\text{C}$ , a we Wrocławiu-Swojcu w latach 2007–2012 na głębokości 2 cm dochodziła do  $21^\circ\text{C}$ ). Prężność pary wodnej wtedy zmniejsza się, gdy tymczasem prężność pary w powietrzu nadglebowym staje się nieporównywalnie większa, wskutek czego w glebie zachodzi proces kondensacji pary wodnej. W Odessie obserwowano 200 dni w ciągu roku z takim zjawiskiem. Oceniono, że to 1/6 (63 mm) rocznej ilości opadów w Odessie, ale choć dla Wrocławia-Swojca zjawisko to jest znacznie słabsze, nie można go pominąć. W procesie kondensacji mamy bowiem uwalnianie się znacznej ilości ciepła. Może to właśnie ta intrygująca falka? W strefie umiarkowanej w bilansie wodnym gleb nie uwzględnia się wody kondensacyjnej, ale w glebach pustyń i półpustyń stanowi ona bardzo ważną pozycję.

Zgromadzony materiał obserwacyjny przeanalizowano także pod kątem zróżnicowania wartości  $L\uparrow_{tr} - L\uparrow_{ug}$  w różnych porach roku: wiosny i lata (rys. 7.5a,b) oraz jesieni i zimy (rys. 7.5c,d). Pora wiosenna obejmuje dodatnie maksimum, które pojawia się w marcu, oraz wybitne odwrócenie tej przejściowej tendencji w następnych miesiącach. Odmienne cechy marca jako okresu przejściowego między zimą i okresem wegetacyjnym (IV–X) objawiają się też we wzrastającym z roku na rok (lata 2008–2011) pułapie wartości dodatnich (do ok.  $22 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w 2011 r.). W marcu 2012 r. wartości te były nadal dodatnie, jednakże obniżyły się do poziomu z roku 2008 (do ok.  $5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ). Inwersja kwietniowa, wyrażona odwróceniem znaku wartości najsilniejszych różnic (w 2009 i 2011 r. osiągają one ok.  $-26 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) jest związana z postępującą tendencją wzrostu udziału różnic ujemnych wraz ze wzrostem temperatury. Dzieje się tak dlatego, że wraz z postęпами wegetacji zaczyna oddziaływać efekt izolacyjny pokrywy roślinnej wspomagany przez utratę ciepła na proces ewapotranspiracji. Wskutek tego gleba bez roślin zaczyna emitować więcej ciepła i różnice te w maju 2008 ( $T_p = 14,3^\circ\text{C}$ ) oraz 2011 r. ( $T_p = 14,8^\circ\text{C}$  wobec  $12,7^\circ\text{C}$  w maju 2010 r.) sięgały nawet do ok.  $-40 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ .

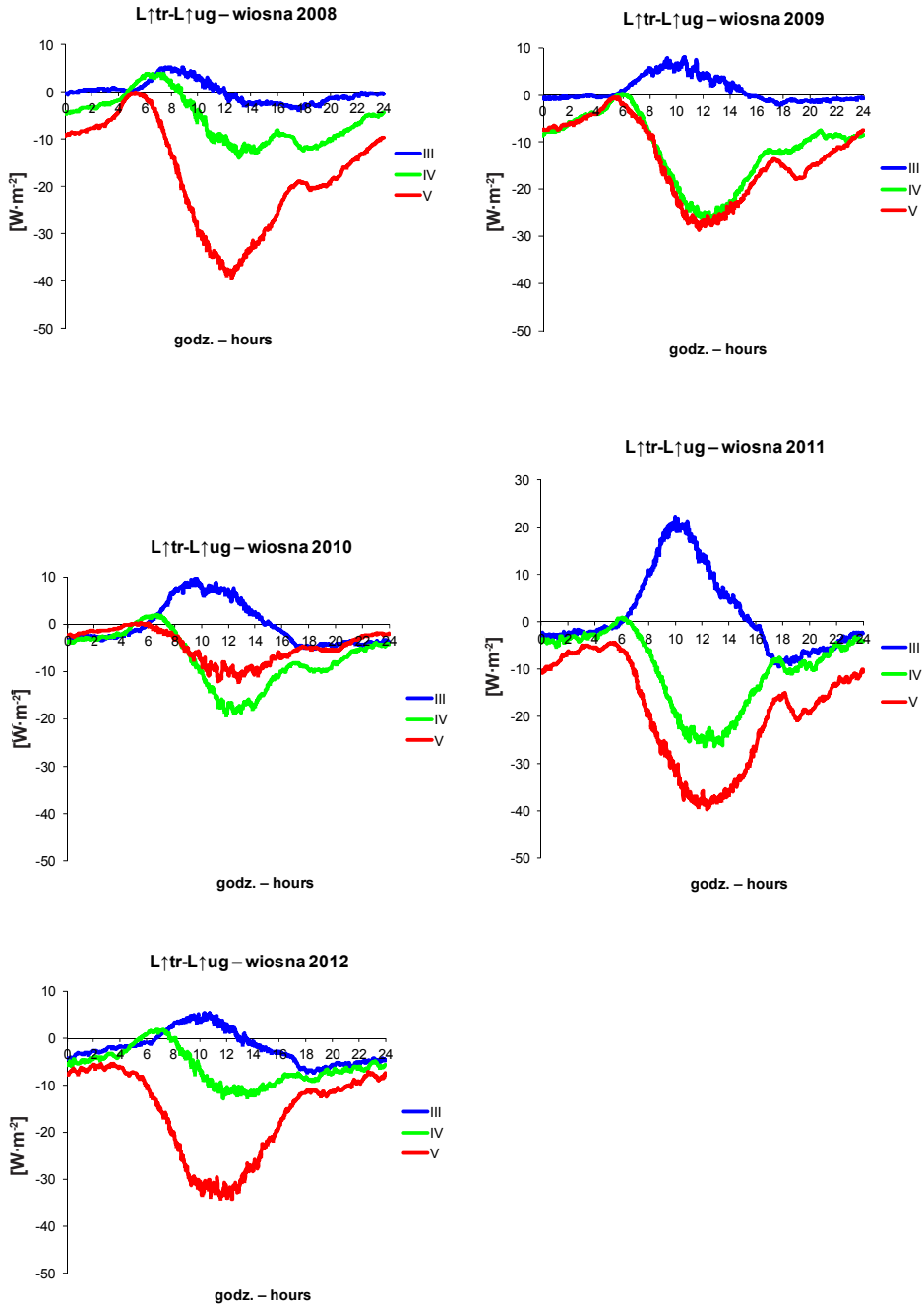
Latem 2009 r. różnice dochodziły w południe do  $-47 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , ale we wrześniu znów zmniejszyły się do ok.  $-22 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , zaś w październiku do ok.  $-4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Jesienne zmniejszenie

tych różnic jest też cechą pozostałych badanych lat. Tak jak i wiosną występuje tu również miesiąc przejściowy (listopad) pomiędzy okresem wegetacji a porą zimową. W listopadzie bowiem pojawiają się w ciągu dnia wartości dodatnie (do ok.  $7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w 2009 i 2011 r.), a nocą wartości ujemne wyraźnie słabną. Zimą – różnice strumieni  $L\uparrow_{tr} - L\uparrow_{ug}$  są najmniejsze; w dzień dodatnie (do ok.  $7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w lutym 2008 r. i ok.  $11 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w lutym 2011 r.), nocą znacznie mniejsze, ujemne lub oscylujące wokół 0 (rys. 7.5d). W miesiącach, gdy zalega pokrywa śnieżna, wahania dzienne różnic strumieni  $L\uparrow_{tr} - L\uparrow_{ug}$  zmniejszają się lub są wytłumione, w efekcie czego przedpołudniowe wartości dodatnie są niewielkie i po południu szybko zanikają. To dzienne, dodatnie wychylenie jest więc najsilniejsze podczas bezśnieżnych lub mało śnieżnych zim. Oprócz ciepłego grudnia 2011 ( $T_p = 3,9^\circ\text{C}$ , pokrywa śnieżna tylko przez 2 dni) zjawisko to wystąpiło głównie zimą 2008 r., gdyż frekwencja dni z pokrywą śnieżną (6 dni w okresie XII–II i 16 dni w okresie XI–III), w porównaniu z następnymi zimami, była wtedy niewielka. Wysokie wartości tych różnic zanotowane w lutym 2011 r. związane były z bardzo cienką pokrywą śnieżną, która choć występowała przez 14 dni, to jednak jej grubość najczęściej nie przekraczała 1 cm. Zanotowano wtedy również najwyższe usłonecznienie ( $S = 78$  godz.) dla miesięcy zimowych w badanym 5-leciu. Podczas śnieżnych zim wpływ cieplejszego podłoża pod trawą (w porównaniu z niższą temperaturą ugoru) na temperaturę powierzchni czynnej, a tym samym na jej właściwości emisyjne – słabnie. Powodowane jest to przez wspomniane już zjawisko synergizmu termicznego pokrywy roślinnej i pokrywającej ją warstwy śnieżnej, która spełniła tu rolę dodatkowego izolatora chroniącego glebę przed utratą ciepła.

Obok grubości pokrywy śnieżnej nie bez znaczenia jest również liczba dni z jej zaleganiem. Zanikanie pokrywy śnieżnej na wiosnę opóźnia wzrost temperatury powietrza, gdyż występuje strata ciepła na proces topnienia i sublimacji, co wpływa na wypromieniowanie podłoża [Bartoszek 2007]. Pokrywa śnieżna retencjonując wodę w postaci stałej, jest jednym z ważniejszych składników bilansu wodnego gleby. Duże albedo pokrywy śnieżnej przyczynia się wtedy do obniżania temperatury powietrza nad śniegiem, czyli zjawiska tzw. inwersji śnieżnych.

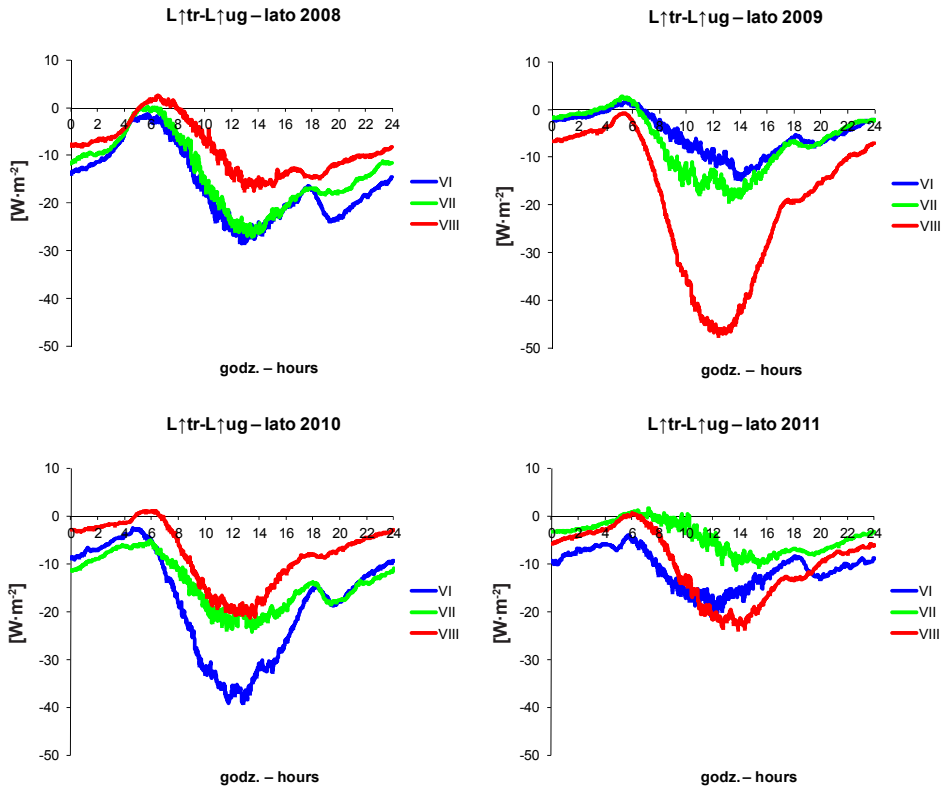
Dla gospodarki rolnej obecność grubej i trwałej pokrywy śnieżnej jest bardzo ważna, gdyż decyduje ona o warunkach przezimowania roślin uprawnych, chroniąc je przed wymarzeniem. Jej późniejsze, wiosenne topnienie polepsza również warunki wilgotnościowe gleby w okresie siewu i kiełkowania roślin jarych.

Dopełnieniem tego obrazu zmian sezonowych jest wyraźna zmienność wieloletnia promieniowania długofalowego obydwu powierzchni czynnych, której fragmentem jest przebieg 12-miesięcznych wartości  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$  oraz ich różnicy w badanym 5-leciu. Uwidacznia się tu, wspólna dla obydwu powierzchni, zmiana tendencji ich wypromieniowania ze spadkowej na wzrostową, która miała miejsce w połowie 2010 r. (rys. 7.6 – po lewej), a także istotny trend wzrostowy rozpatrywanej różnicy (rys. 7.6 – po prawej). Przeprowadzona w pracy rekonstrukcja przebiegów strumieni  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$  w latach 1881–2012, której metodykę i wyniki przedstawiono w następnych akapitach, pozwala z ponadwiekowej perspektywy ocenić istotę i skalę tych obserwowanych na bieżąco zmian.



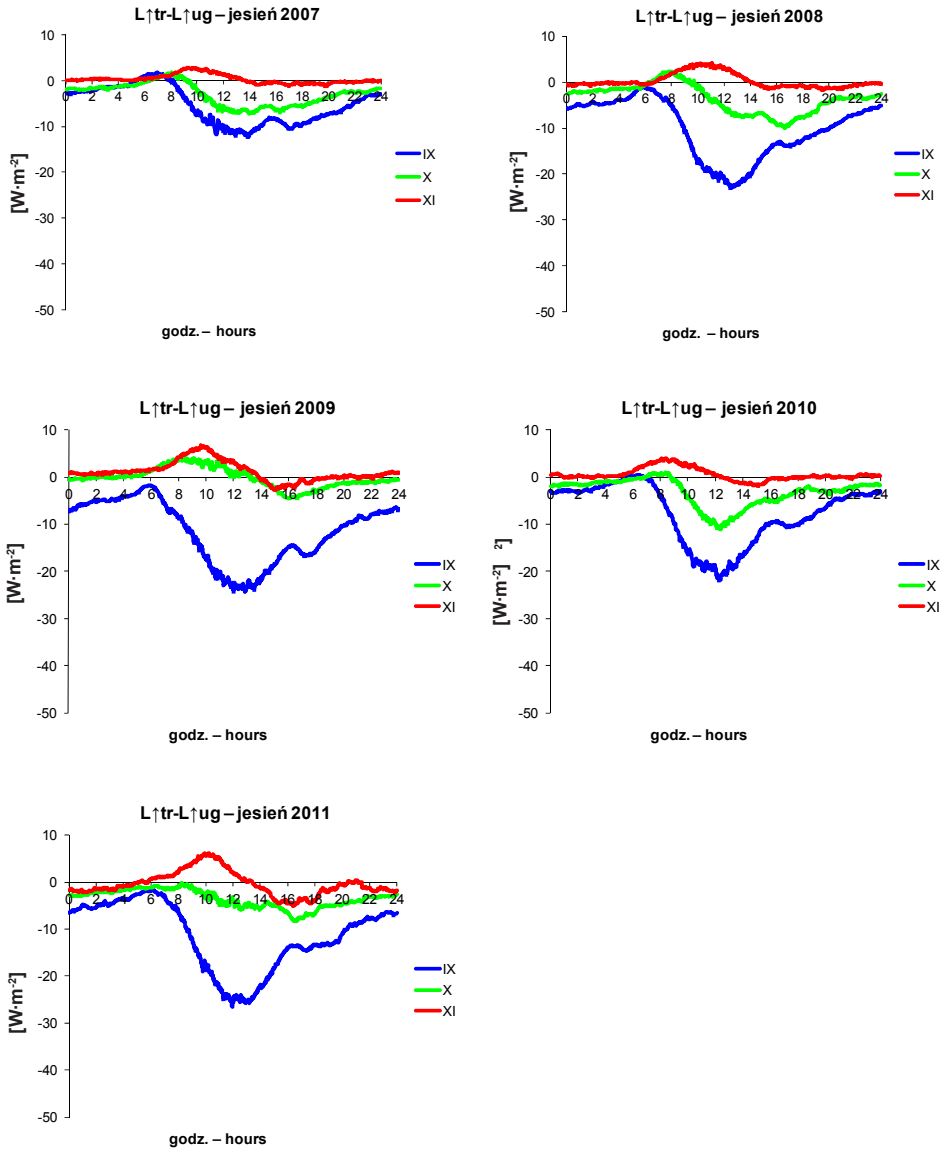
Rys. 7.5a. Przebieg dobowy różnic strumieni  $L_{tr}^{\uparrow} - L_{ug}^{\uparrow}$  wiosną w kolejnych sezonach pomiarowych 2008–2012 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 7.5a. The daily course of differences in  $L_{tr}^{\uparrow} - L_{ug}^{\uparrow}$  fluxes for spring (wiosna) in the following measurement season 2008–2012 in Wrocław-Swojecz



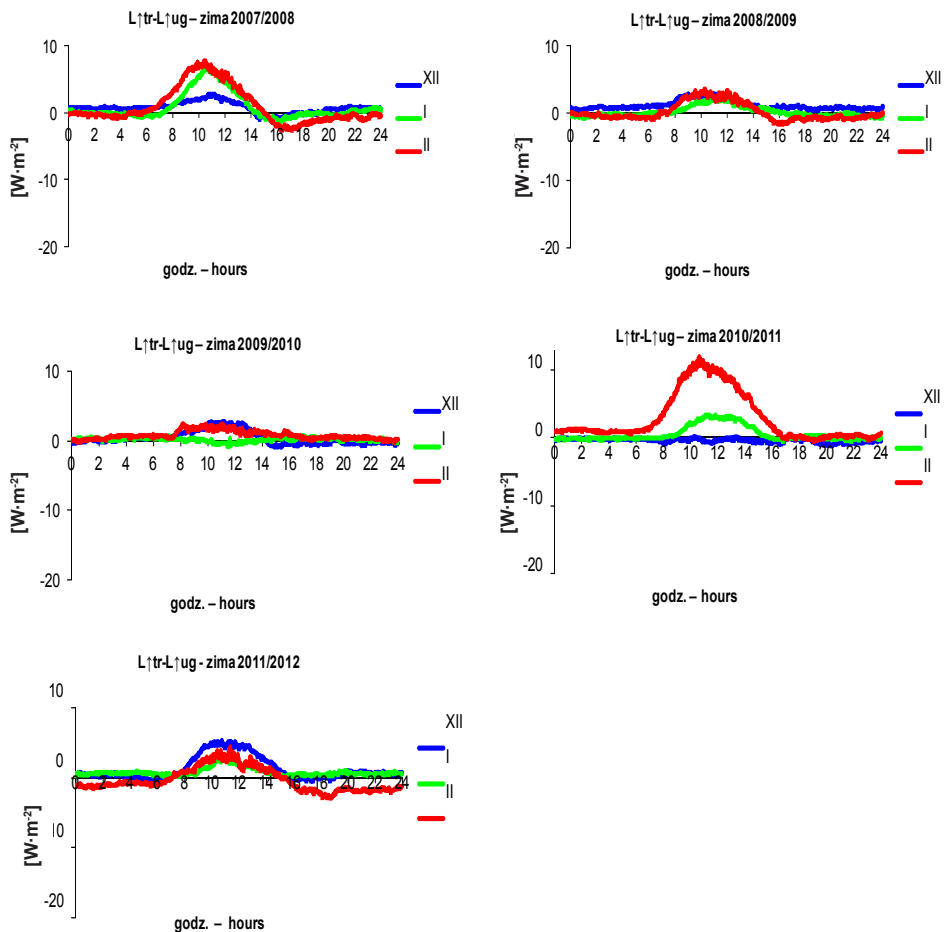
Rys. 7.5b. Przebieg dobowy różnic strumieni  $L \uparrow_{tr} - L \uparrow_{ug}$  latem w kolejnych sezonach pomiarowych 2008–2011 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 7.5b. The daily course of differences in  $L \uparrow_{tr} - L \uparrow_{ug}$  fluxes for summer (lato) in the following measurement season 2008–2011 in Wrocław-Swojec



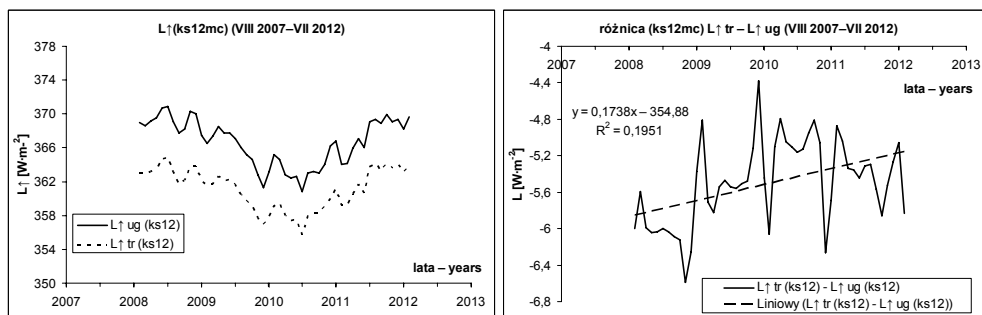
Rys. 7.5c. Przebieg dobowy różnic strumieni  $L_{\uparrow tr} - L_{\uparrow ug}$  jesienią w kolejnych sezonach pomiarowych 2007–2011 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 7.5c. The daily course of differences in  $L_{\uparrow tr} - L_{\uparrow ug}$  fluxes for autumn (jesień) in the following measurement season 2007–2011 in Wrocław-Swojcu



Rys. 7.5d. Przebieg dobowy różnic strumieni  $L_{\uparrow tr} - L_{\uparrow ug}$  zimą w kolejnych sezonach pomiarowych 2007/2008–2011/2012 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 7.5d. The daily course of differences in  $L_{\uparrow tr} - L_{\uparrow ug}$  fluxes for winter (zima) in the following measurement season 2007/2008–2011/2012 in Wrocław-Swojec



Rys. 7.6. Przebiegi 12-miesięcznych konsekwentnych wartości (*ks12*) dla  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$  (wykres po lewej) oraz różnic strumieni  $L\uparrow_{tr} - L\uparrow_{ug}$  (wykres po prawej) w okresie VIII 2007–VII 2012 we Wrocławiu-Swojcu. *Liniowy* – trend liniowy

Fig. 7.6. The courses of 12-monthly consecutive values (*ks12*) of  $L\uparrow_{tr}$  and  $L\uparrow_{ug}$  and differences in  $L\uparrow_{tr} - L\uparrow_{ug}$  fluxes for the period Aug. 2007–Jul. 2012 in Wrocław-Swojec. Explanation: *Liniowy* – linear trend

## 7.2. Rekonstrukcja promieniowania długofalowego uchodzącego – metodyka i modele

Silna zależność promieniowania długofalowego analizowanych powierzchni czynnych od ich temperatury nakazuje zwrócenie baczniejszej uwagi na termikę gleby i jej zmienność [Bryś 2004, 2008b, Bryś i Bryś 2013b]. Szczególnie ważną rolę pełni tu bezpośrednio podłoże atmosfery, którego dynamikę termiczną stosunkowo dobrze oddaje zmienność temperatury gleby na głębokości 1–2 cm, a nieco słabiej na najbliższych standardowych głębokościach pomiarowych, czyli 5 cm i 10 cm. Dostęp do danych z termiki gleby nie zawsze jednak jest możliwy, a najczęściej brakuje takich pomiarów. Dodatkowym czynnikiem, który należy wziąć pod uwagę, jest zmienna temperatura roślin, która wraz z temperaturą wierzchniej warstwy ich gleby decyduje o właściwościach termicznych roślinnej powierzchni czynnej. Z tego powodu najlepiej skorzystać ze standardowych danych temperatury powietrza, gdyż nagrzewanie roślin zależy głównie od insolacji i temperatury powietrza oraz transpiracji [Bryś 1997, 1998], a termikę gleby i  $T_p$  łączą bardzo silne związki wzajemne [Bryś 2004]. Współczynniki determinacji  $R^2$  ich korelacji liniowych są bardzo istotne pod względem statystycznym. Osiągają wartości ok. 0,98–0,99, a wyprowadzone za pomocą tych korelacji równania regresji cechują się niewielkim błędem estymacji zmiennej zależnej. Dane  $T_p$  mogą więc w równaniach regresji do obliczania  $L\uparrow$  być użyte jako miarodajne zmienne niezależne, zamiast danych z termiki gruntu. Oprócz nich ważną rolę pełnią tu dane z usłonecznienia (lub promieniowania całkowitego), niedosytu wilgotności powietrza, opadu i parowania terenowego. Ich użyteczność pokazują wyprowadzone w pracy dla kolejnych miesięcy roku równania regresji do obliczania promieniowania długofalowego trawy i ugoru (tab. 7.1).

Wspomniane równania regresji wieloczynnikowej, podobnie jak równania dla promieniowania długofalowego atmosfery, wyprowadzono metodą krokową (*step-wise*) na podstawie miesięcznych wartości wykorzystanych w nich zmiennych niezależnych. Wartości te ujęte są w postaci średniej miesięcznej ( $T_p$ ,  $d$ ,  $e$ ,  $v$ ) lub sumy miesięcznej ( $S$ ,  $K\downarrow$ ,  $P$ , liczba dni opadowych i dni z pokrywą śnieżną, wybrane wskaźniki parowania potencjalnego –  $z$ ,  $E$ ,  $Bac$ ,



objaśnione w legendzie tab. 7.1). Obok wartości synchronicznych występują tu także wartości średnich konsekwentnych ( $k_s$ ) od 2 do 9 miesięcy. Równania te wyprowadzono na bazie 60-miesięcznego zbioru danych z pomiarów przeprowadzonych we Wrocławiu-Swojcu w okresie VIII 2007–VII 2012. Do ich weryfikacji zastosowano podobną procedurę jak w przypadku równań dla albedo. Obok analizy ANOVA i *cross-validation* dokonano sprawdzenia realności wyprowadzonych dla każdego miesiąca przebiegów promieniowania długofalowego w latach 1881–2012 za pomocą przedstawionej wcześniej metody z użyciem skrajnych percentyli. Mają one również charakter wariantowy, związany z wykorzystaniem różnej ilości zmiennych niezależnych (od 1 do 8) lub ich kombinacji (wersje a lub b). W efekcie dla  $L\uparrow_{tr}$  wzięto pod uwagę 6 równań (od w. 1 do w. 5), a dla  $L\uparrow_{ug}$  12 ich różnych postaci (od w. 1 do w. 8).

Cechą szczególną tych równań są bardzo wysokie wskaźniki ich istotności ( $\sigma < 0,001$ ), na co wskazują już wartości  $R^2$  zawarte w granicach ok. 0,985–0,998 i niewiele niższe  $RR_{pred}$  (z uwagi na znaczne podobieństwo tych ostatnich do wartości  $R^2$  nie przedstawiono ich już szczegółowo w postaci tabelarycznej). Stosunkowo niewielkie są także błędy estymacji, które dla najlepszych równań są mniejsze niż  $3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Przykładowo, dla równania  $L\uparrow_{tr}$  (w. 4) standardowy błąd estymacji SSE wynosi  $2,08 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , a uzyskany w badaniu metodą krzyżową RMSE (*root mean square error*)  $2,21 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Nieco gorsze dopasowanie wartości estymowanych do pomierzonych jest cechą podobnych równań dla ugoru, gdyż dla  $L\uparrow_{ug}$  (w. 7b) SSE wynosi  $2,32 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , a RMSE  $2,49 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Błąd estymacji krzyżowej tego równania wynosi więc poniżej 0,9% wartości miesięcznego minimum  $L\uparrow_{ug}$ . Nawet w przypadku równań jednoczynnikowych (ze zmienną niezależną  $Tp$ ), gdy RMSE dla  $L\uparrow_{ug}$  wynosi  $5,89 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  ( $SEE = 5,76 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), błąd ten nie przekracza 2,1% wartości wspomnianego minimum. Z uwagi na to, że wyliczone różnice pomiędzy SSE i RMSE w wyprowadzonych równaniach dla promieniowania długofalowego nie przekraczają  $0,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , zrezygnowano ze szczegółowej, tabelarycznej prezentacji RMSE, ograniczając się jedynie do podania wartości SEE (tab. 7.1).

Godną bliższego rozważenia jest natomiast kwestia miarodajnego dla tych równań progu VIF (*vector inflation factor*) w sytuacji występowania w nich, obok bardzo wysokich wartości  $R^2$  (lub  $RR_{pred}$ ), bardzo wysokich wartości parametru F (od 3134 przy  $df$  6, 53 do 6816 przy  $df$  1, 58), wykazywanych przez analizę wariancji ANOVA (*ANalysis Of VAriance*). Przy takich wartościach, gdy dane cechują się rozkładem normalnym (lub zbliżonym do niego), wysokość tego progu jest bowiem dyskusyjna, na co zwraca m.in. uwagę Wilks [2006]. Z tego względu, w odróżnieniu od wcześniejszej analizy równań regresji dla albedo, cechujących się znacznie niższymi wartościami wymienionych wskaźników ich dokładności, zwłaszcza parametru F (o rząd wielkości mniejszy), mniej rygorystycznie potraktowano jako graniczny próg  $VIF = 10$ . Do niezależnej ich weryfikacji za pomocą wspomnianej „metody percentylowej” skierowano także równania z maksymalnym VIF od 32 do 40, co dotyczyło równań od 3- do 8-czynnikowych. Specyfiką tych równań są bowiem zmienne niezależne składające się z silnie współzależnych elementów meteorologicznych, takich jak np.  $Tp$ ,  $e$ ,  $d$ , które cechuje bardzo wysoka wartość współczynnika korelacji  $r$  ( $Tp$  z  $e$  ok. 0,96,  $Tp$  z  $d$  ok. 0,91). Analiza fizykalnych uwarunkowań promieniowania długofalowego badanych powierzchni czynnych wskazuje na potrzebę ich łącznego uwzględniania, pomimo tego że wskaźnik VIF osiąga w ich przypadku nawet wartość 32 w różnych 3-składnikowych zestawieniach równań regresji. Na bliskim pograniczu progu  $VIF = 10$  lokują się natomiast przedstawione dla  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$  równania 2-czynnikowe ( $VIF = \text{ok. } 10\text{--}11$ ).

Testowanie wymienionych równań za pomocą „metody percentylowej” (rys. 7.7) nie przyniosło rozstrzygnięcia tej złożonej kwestii. Uzyskane wyniki (tab. 7.2, 7.3) nie dyskwalifi-

kują żadnego z tych równań. Dla  $L\uparrow_{tr}$  wyraźne przekroczenie skrajnego progu 1 percentyla ma miejsce tylko dwukrotnie (lub jednokrotnie) w lutym (rys. 7.8), co wiąże się z bardzo niskimi średnimi miesięcznymi  $Tp$ , które wystąpiły w 1929 r. (-13,7°C) i 1956 (-12,4°C). Szczególnie wrażliwy na tę sytuację jest model 1-czynnikowy (rys. 7.7), oparty na  $Tp$ . Wartość 1 percentyla dla  $L\uparrow_{tr}$  wynosi tu 255,3  $W\cdot m^{-2}$ , a estymowana przez ten model wartość osiąga 235,4  $W\cdot m^{-2}$ . Najbardziej odporny na te temperaturowe ekstrema jest model  $L\uparrow_{tr}$  (w. 2b), w którym oprócz  $Tp$  występuje czynnik  $Bac(ks2)$ , związany z parowaniem potencjalnym. Według tego modelu wartość  $L\uparrow_{tr}$  dla lutego 1929 r. wynosi 250,8  $W\cdot m^{-2}$ , zaś w lutym 1956 r. osiąga poziom 256,8  $W\cdot m^{-2}$ . Odporniejsze na zmiany temperaturowe, w porównaniu z modelem w. 1 są także modele 3-, 4- i 5-czynnikowe, w których wartości dla 1929 r. wynoszą odpowiednio: 245,7  $W\cdot m^{-2}$ , 245,1  $W\cdot m^{-2}$  i 247,5  $W\cdot m^{-2}$ , zaś dla roku 1956 (od 256 do 256,5  $W\cdot m^{-2}$ ) sytuują się powyżej progu 1 percentyla.

Sytuacja z rekonstrukcją wypromieniowania ugoru jest podobna (tab. 7.3). We wszystkich modelach występuje tu także w lutym (rys. 7.8) wyraźne przekroczenie progu 1 percentyla (258,1  $W\cdot m^{-2}$ ), które głównie (lata 1929, 1947 i 1956) związane jest z modelem 1-czynnikowym (rys. 7.7), opartym na  $Tp$ . Dwukrotnie (lata 1929 i 1956) przekraczają ten próg także lutowe wartości uzyskane z modeli w. 2a, w. 2b i w. 3a. Drugi z modeli 3-czynnikowych (w. 3a) oraz pozostałe modele wieloczynnikowe (w. 4 – w. 8) estymują wartości miesięczne  $L\uparrow_{ug}$  nieosiągające poziomu 1 percentyla jedynie w lutym 1929 r. Wartości te zbliżają się jednak znacznie do tego progu, najbardziej w modelu w. 4 (256,1  $W\cdot m^{-2}$ ), a najmniej w w. 4 (250,9  $W\cdot m^{-2}$ ).

W tym złożonym kontekście, uwzględniając wszystkie przeprowadzone metody testowania wiarygodności równań regresji, dokonano jednak pewnego kompromisowego wyróżnienia niektórych z nich. Za najbardziej miarodajne uznano te równania, które mają najwyższy parametr F i w miarę odporne są na ekstrema temperaturowe oraz cechują się SEE w granicach 2–3  $W\cdot m^{-2}$  (dla ugoru do 4  $W\cdot m^{-2}$ ). Dodatkowo, z uwagi na prostotę i wysokie wskaźniki istotności zaliczono do nich także równania jednoczynnikowe. W efekcie wyróżniono (w tab. 7.1 kolorem jasnozielonym dla  $L\uparrow_{tr}$  i zielono-niebieskim dla  $L\uparrow_{ug}$ ) 4 równania regresji dla promieniowania długofalowego trawy (w. 1, w. 2b, w. 3, w. 4) oraz 6 dla wypromieniowania ugoru (w. 1, w. 2a, w. 2b, w. 3b, w. 4, w. 7). To ostatnie równanie (w. 7) ma jednak tylko znaczenie pomocnicze, z uwagi na relatywnie dużą liczbę zmiennych i  $VIF = 37,4$ . Taką samą funkcję spełnia w pracy, wykorzystywane do porównań, równanie w. 5, które cechuje się nieco niższym parametrem F i wyższym SEE oraz mniejszym  $VIF = 34,2$ .

Zrekonstruowane, dzięki wyprowadzonym i przetestowanym równaniom regresji, przebiegi 12-miesięcznych średnich wartości konsekwentnych  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$  w latach 1881–2012 we Wrocławiu-Swojcu cechuje, niezależnie od wybranego wariantu, istotny trend wzrostowy, większy dla wypromieniowania ugoru niż powierzchni trawiastej (rys. 7.9). W ujęciu sezonowym (rys. 7.10) istotny wzrost wartości tego promieniowania ma miejsce wiosną. Dla lata trend ten jest istotny głównie dla  $L\uparrow_{ug}$ , gdyż niektóre z modeli (np. w. 3) wykazują wtedy dla  $L\uparrow_{tr}$  jego nieistotność (rys. 7.10c). Wzrosty wartości notowane w pozostałych sezonach często mają charakter nieistotny, zwłaszcza jesienią. W przebiegach miesięcznych (rys. 7.7) wyróżniają się bardzo istotne, wzrostowe trendy kwietnia (tab. 7.4). Latem najsilniejsze tendencje wzrostowe występują w sierpniu, ale są one słabsze niż w kwietniu i w części modeli stają się nieistotne.

W odtworzonym 132-leciu średnie 12-miesięczne wypromieniowanie ugoru było o ok. 4  $W\cdot m^{-2}$  (od ok. 3  $W\cdot m^{-2}$  według modeli 3-czynnikowych do ok. 5  $W\cdot m^{-2}$  według modelu w. 1)

wyższe niż powierzchni trawiastej. Jego wartość zmieniała się wyraźnie w uśrednionym przebiegu rocznym (rys. 7.11). W miesiącach zimowych (XII–II) przewagę uzyskiwały nawet wartości  $L\uparrow_{tr}$  (średnio o  $0,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w grudniu, ok.  $0,4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w styczniu i ok.  $0,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w lutym), najbardziej ( $2,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w styczniu) wg modelu w. 1. W lipcu, uśredniona dla rozpatrywanych modeli, przewaga średnich wartości  $L\uparrow_{ug}$  nad wypromieniowaniem trawy w latach 1881–2012 osiągnęła  $11,1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (od ok.  $9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w modelach 3-czynnikowych do  $14,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  według modelu w. 2a). Wyliczone z kilkuczynnikowych wzorów regresji średnie wartości dla  $L\uparrow_{tr}$  najbardziej odchylają się od odpowiednich wartości z modelu w. 1 w lipcu, natomiast dla  $L\uparrow_{ug}$  w październiku. W ujęciu względnym te skrajne odchylenia dla  $L\uparrow_{tr}$  osiągają 1,6% wartości z modelu w. 1, a dla  $L\uparrow_{ug}$  2,2%. Taki zakres odchylenia średnich wartości nie pozwala na odrzucenie żadnego z wyprowadzonych modeli, a szczególnie w wariantach od w. 1 do w. 5. Jednokierunkowa analiza wariancji (One-way ANOVA) wyprowadzonych wartości miesięcznych  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$  wykazuje jednak, że na poziomie  $\alpha=0,05$  ich średnie czasami istotnie różnią się od tzw. średnich z populacji. Dla  $L\uparrow_{tr}$  wartość F (z testu Fischera) przewyższa wartość krytyczną F (z rozkładu Snedecora) w 6 miesiącach (V–VIII i X–XI), zaś dla  $L\uparrow_{ug}$  w trzech (VII, X–XI), a w dwóch (V–VI) osiąga poziom zbliżony do wartości krytycznej F. Sytuacja ta powoduje, że miarodajne porównywanie wyprowadzonych wartości  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$  może być tylko w ramach tych samych, (np. warianty w. 1 ze zmienną  $T_p$ ) lub podobnych (np. 3-czynnikowe warianty: w. 3 dla trawy i w. 3b dla ugoru) pod względem liczby i rodzaju składowych czynników (zmiennych niezależnych), modeli regresji. Jak pokazują, wyprowadzone dla 12-miesięcznych średnich wartości konsekwentnych (lub średnich rocznych) tendencje zmian wypromieniowania, wspomniane różnice nie rzutują jednak znacząco, poza niewielkimi różnicami w nachyleniu współczynnika kierunkowego, na wzrostowy charakter ich wiekowych trendów. Zatem porównywanie na ich podstawie wieloletnich zmian  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$  ma sens nie tylko jakościowy, ale i parametryczny (ilościowy), jednakże z zastrzeżeniem ich wariantowości, wynikającej z przyjętych, na zasadzie równoprawności kilku modeli estymacji. Tym bardziej że serie tych estymowanych wartości, mają rozkłady normalne lub zbliżone do normalnego, na co wskazują wskaźniki ich asymetrii (skośności) i kurtozy (tab. 7.2, 7.3).

Cenną informację o różnicach pomiędzy wartościami z przyjętych modeli wypromieniowania wnoszą tu także, zmienne dla pór roku, zakresy ich wahań z roku na rok, które widoczne są zarówno w sekularnych przebiegach dla kolejnych sezonów (rys. 7.10), jak i miesiący. Wartości tych ostatnich cechują się bowiem sezonowością zmian wysokości ich odchylenia standardowego (rys. 7.12), z maksimum późnozimowym (luty) i minimum wczesnojesiennym (wrzesień dla  $L\uparrow_{tr}$  i październik dla  $L\uparrow_{ug}$ ). Zakres rocznych zmian tego odchylenia jest największy w modelu w. 1, gdzie osiąga  $10,9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (od  $7,4$  do  $18,3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) dla  $L\uparrow_{tr}$  oraz  $12,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (od  $8,4$  do  $20,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) dla  $L\uparrow_{ug}$ . We wszystkich analizowanych wariantach odchylenie to jest średnio o ok.  $1,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (od  $1,2$  w modelu w. 2a do  $2,4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w modelu w. 2b) wyższe dla wypromieniowania ugoru niż trawy.

W przedstawionych (rys. 7.7–7.10) wiekowych przebiegach promieniowania długofalowego prawdopodobnie odzwierciedla się oddziaływanie ok. 7-letniej (84-miesięcznej) quasi-rytmiczności cyrkulacyjnej oraz 23-letniego cyklu solarnego. Wpływ cykliczności solarnej prawdopodobnie występuje także w przebiegach miesięcznych  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$ , szczególnie w okresie letnim (VI–VIII), czego echem są wyraźne zafalowania ich 23-letnich średnich wartości konsekwentnych (rys. 7.7). Potwierdzenie tego przez analizę widmową (lub inną, wykorzystującą transformatę Fouriera) wymaga jednakże dłuższej serii danych.

Tabela 7.1. Zestawienie równań regresji wielokrotnej (metoda krokowa) do obliczania średnich miesięcznych wartości promieniowania długofalowego  $[W \cdot m^{-2}]$ ; trawy  $L_{\uparrow, r}$ , ugoru  $L_{\uparrow, ug}$  oraz zwrotnego atmosfery  $L_{\uparrow, atm}$ , wykorzystujących synchroniczne lub konsekutywne ( $ks$ ) wartości podstawowych elementów meteorologicznych. Dla temperatury powietrza  $Tp$   $[^{\circ}C]$ , niedosytu wilgotności powietrza  $d$   $[hPa]$ , prężności pary wodnej  $e$   $[hPa]$ , prędkości wiatru na wys. 2 m  $v$  2 m  $[m \cdot s^{-2}]$  są to średnie wartości miesięczne, a dla opadu  $P$   $[mm]$ , usłonecznienia  $S$   $[godz]$ , promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow, r}$   $[MJ \cdot m^{-2}]$ , parowania potencjalnego  $Bac$   $[mm]$  lub jego wskaźnika  $z$   $E$   $[mm]$  oraz różnic opadu i miary parowania potencjalnego  $P-Bac$   $[mm]$ ,  $P-z$   $E$   $[mm]$  wartości ich sumy miesięcznej. Równania te wyrowadzono na podstawie wartości pomierzonych we Wrocławiu – Swojcu w okresie VIII 2007–VII 2012

Table 7.1. The list of multiply regression equations (step-wise method) for calculation of mean monthly values of long-wave radiation  $[W \cdot m^{-2}]$  of: grass  $L_{\uparrow, r}$ , bare soil  $L_{\uparrow, ug}$  and atmosphere  $L_{\uparrow, atm}$  in which are used synchronous or consecutive values of basic meteorological elements. For air temperature  $Tp$   $[^{\circ}C]$ , saturation deficit  $d$   $[hPa]$ , vapour pressure  $e$   $[hPa]$ , wind velocity on the 2 m high  $v$  2 m  $[m \cdot s^{-2}]$  there are average monthly values, and for precipitation  $P$   $[mm]$ , sunshine duration  $S$   $[hours]$ , global solar radiation  $K_{\downarrow, r}$   $[MJ \cdot m^{-2}]$ , specific parameters of potential evaporation:  $Bac$   $[mm]$  or  $z$   $E$   $[mm]$ , and differences between precipitation and these parameters:  $P-Bac$   $[mm]$ ,  $P-z$   $E$   $[mm]$  there are values their monthly sums. The equations are deduced on the base of 5-year measured data (Aug. 2007–Jul. 2012) in Wrocław-Swojec

Zm. zal.	Parametr	zm. 1	zm. 2	zm. 3	zm. 4	zm. 5	zm. 6	zm. 7	zm. 8	zm. 9	zm. 10	zm. 11	const.	R <sup>2</sup>	F	SEE
<b><math>L_{\uparrow, atm}</math></b>																
w. 2	wsp.	7,477	0,703										239,54	0,9658	804,9	5,95
	zm. niez.	<b>e</b>	<b>fr. P&gt;0,1</b>	0,876									284,235			
w. 3	zm. niez.	<b>TP</b>	<b>S</b>	<b>fr. p. śn.</b>									295,938	0,981	963,6	4,47
w. 5a	wsp.	5,841	-0,156	0,707	0,607	-7,935							292,937	0,9886	933,6	3,53
	zm. niez.	<b>TP</b>	<b>S</b>	<b>fr. p. śn.</b>	<b>fr. P&gt;0,1</b>	<b>v 2m</b>							280,417			
w. 5b	wsp.	5,952	-0,173	0,662	0,518	-6,817							280,417	0,9897	1035	3,36
	zm. niez.	<b>TP</b>	<b>S</b>	<b>fr. p. śn.</b>	<b>fr. P1 (ks2)</b>	<b>v 2m</b>							280,417			
w. 6	wsp.	2,373	0,517	4,243	-0,13	0,488	-5,462						280,417	0,9925	1161,2	2,9
	zm. niez.	<b>e</b>	<b>fr. P&gt;0,1</b>	<b>TP</b>	<b>S</b>	<b>fr.p.śn.</b>	<b>v 2m</b>						280,417			
<b><math>L_{\uparrow, r}</math></b>																
w. 1	wsp.	5,455											310,123	0,9916	6815,6	3,85
	zm. niez.	<b>TP</b>											308,604			
w. 2a	wsp.	5,139	0,016										305,656	0,992	3538,7	3,78
	zm. niez.	<b>TP</b>	<b>S (ks2)</b>										305,656			
w. 2b	wsp.	4,389	0,149										305,656	0,9951	5841,6	2,94
	zm. niez.	<b>TP</b>	<b>Bac(ks2)</b>										305,656			

Tabela 7.1 cd.  
Table 7.1 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
wsp.	zm. niez.	4,438	0,298	-0,056						306,549	0,9971	6527,3	2,28
w. 3		<b>Tp</b>	<b>Bac (ks2)</b>	<b>S (ks2)</b>									
wsp.	zm. niez.	4,466	0,321	-0,06	0,014					305,793	0,9977	5865,6	2,08
w. 4		<b>Tp</b>	<b>Bac (ks2)</b>	<b>S (ks2)</b>	<b>P-z.E (ks4)</b>								
wsp.	zm. niez.	4,432	0,345	-0,064	0,023	-0,009				305,843	0,9978	5005	2,01
w. 5		<b>Tp</b>	<b>Bac (ks2)</b>	<b>S (ks2)</b>	<b>P-z.E (ks4)</b>	<b>P-Bac (ks9)</b>							
$L_{tag}^{\uparrow}$													
wsp.	zm. niez.	6,162								308,992	0,9853	3883,1	5,76
w. 1		<b>Tp</b>											
wsp.	zm. niez.	4,925	3,173							305,789	0,9934	4277,6	3,89
w. 2a		<b>Tp</b>	<b>d (nw)</b>										
wsp.	zm. niez.	4,967	3,742							304,981	0,993	4051,9	4
w. 2b		<b>Tp</b>	<b>d (st)</b>										
wsp.	zm. niez.	4,828	3,396	0,222						299,89	0,9941	3166,6	3,7
w. 3a		<b>Tp</b>	<b>d (nw)</b>	<b>fr. P1(ks3)</b>									
wsp.	zm. niez.	3,649	4,661	1,969						294,263	0,9951	3756	3,4
w. 3b		<b>Tp</b>	<b>d (st)</b>	<b>e</b>									
wsp.	zm. niez.	3,536	2,981	2,058	0,025					293,019	0,9963	3676,5	2,97
w. 4		<b>Tp</b>	<b>d (st)</b>	<b>e</b>	<b>K↓ tr</b>								
wsp.	zm. niez.	3,651	3,333	1,836	0,039	-0,047				294,462	0,9967	3302,9	2,81
w. 5		<b>Tp</b>	<b>d (st)</b>	<b>e</b>	<b>K↓ tr</b>	<b>S</b>							
wsp.	zm. niez.	3,289	2,392	1,018	0,051	0,761	-0,053			298,008	0,9972	3134,2	2,63
w. 6a		<b>Tp</b>	<b>d (nw)</b>	<b>e</b>	<b>K↓ tr</b>	<b>S</b>							
wsp.	zm. niez.	3,18	3,142	1,259	0,052	0,714	-0,058			296,121	0,9974	3330,5	2,55
w. 6b		<b>Tp</b>	<b>d (st)</b>	<b>e</b>	<b>K↓ tr</b>	<b>S</b>							
wsp.	zm. niez.	3,224	1,988	1,38	0,07	0,798	-0,086	-0,048		297,828	0,9978	3334,8	2,36
w. 7a		<b>Tp</b>	<b>d (nw)</b>	<b>e</b>	<b>K↓ tr</b>	<b>S</b>	<b>P</b>						
wsp.	zm. niez.	3,141	2,616	1,556	0,069	0,758	-0,088	-0,045		296,277	0,9979	3466,2	2,32
w. 7b		<b>Tp</b>	<b>d (st)</b>	<b>e</b>	<b>K↓ tr</b>	<b>S</b>	<b>P</b>						
wsp.	zm. niez.	3,259	2,761	1,214	0,07	0,811	-0,094	-0,049	0,133	294,658	0,9981	3282,9	2,23
w. 8		<b>Tp</b>	<b>d (st)</b>	<b>e</b>	<b>K↓ tr</b>	<b>S</b>	<b>P</b>		<b>fr. P1 (ks3)</b>				

Objaśnienia:  $d(st)$  – średnia  $d$  z 6 UTC, 12 UTC, 20 UTC,  $d(nw)$  – średnia  $d$  z 6 UTC, 12 UTC, 18 UTC,  $fr: P > 0,1$  – frekwencja miesięczna dni z  $P > 0,1$  mm,  $fr: P1$  – frekwencja miesięczna dni z  $P \geq 1$  mm,  $fr: p, sn$  – frekwencja miesięczna dni z pokrywą śnieżną,  $z, E = d \cdot Ea$ , gdzie:  $Ea = 7,44 \cdot (1 + 0,54 \cdot v \cdot 2 \text{ m})$ ;  $Bac = (3d \cdot \sqrt{v} + 0,0956 \cdot Kl) \cdot 28,34 \cdot n^{-1}$ , gdzie:  $Kl$  – suma miesięczna promieniowania całkowitego  $[MJ \cdot m^{-2}]$ ,  $n$  – liczba dni w miesiącu,  $v$  – prędkość wiatru na wys. 10 m. Brak  $ks$  oznacza wartość dla danego miesiąca, a  $ks$  z (3...9) wartość średniej konsekwentnej z 2 (3...9) miesięcy, zm. 1, zm. 2, ...zm. 8 – kolejne zmienne niezależne od 1 do 8 w podanych równaniach,  $const.$  – stała równania,  $zm.zal.$  – zmienna zależna,  $zm. niezal.$  – zmienna niezależna,  $wsp.$  – współczynniki równania. W kolumnie pierwszej oznaczono równania wg schematu: powierzchnia czynna, liczba zmiennych niezależnych, warianty ( $a, b$ ), np.  $L_{ir}^{\uparrow}, w, 2b$  oznacza równanie z dwoma zmiennymi niezależnymi w wariancie  $b$  dla promieniowania długofalowego trawy. Kolorami: jasnoniebieskim dla  $L_{ir}^{\uparrow}$  oraz jasnoniebieskim dla  $L_{ir}^{\uparrow}$  wyodrębniono najlepsze równania (wg parametru F) wykorzystane w modelu rekonstrukcji promieniowania długofalowego. SEE – błąd standardowy estymacji.

Explanation:  $d(st)$  – average of  $d$  from 6 UTC, 12 UTC, 20 UTC,  $d(nw)$  – average of  $d$  from 6 UTC, 12 UTC, 18 UTC,  $fr: P > 0,1$  – monthly frequency of days with  $P > 0,1$  mm,  $fr: P1$  – monthly frequency of days with  $P \geq 1$  mm,  $fr: p, sn$  – monthly frequency of days with snow cover,  $z, E = d \cdot Ea$ , where:  $Ea = 7,44 \cdot (1 + 0,54 \cdot v \cdot 2 \text{ m})$ ;  $Bac = (3d \cdot \sqrt{v} + 0,0956 \cdot Kl) \cdot 28,34 \cdot n^{-1}$ , where:  $Kl$  – monthly sum of global solar radiation  $[MJ \cdot m^{-2}]$ ,  $n$  – amount of days in a month,  $v$  – wind velocity on the 10 m height. An absent of the  $ks$  means value for a month, and  $ks$  z (3...9) – the running mean from 2 (3...9) months, zm. 1, zm. 2, ...zm. 8 – the following independent variables from 1 to 8 in the exhibited equations,  $const.$  – constant,  $zm. zal.$  – dependent variable,  $wsp.$  – coefficients of equation. In the first column have been marked of equations according to the scheme: active surface, number of independent values, variants  $a$  or  $b$ , for example:  $L_{ir}^{\uparrow}, w, 2b$  means an equation with two independent values in the variant  $b$  for long-wave radiation of the grass. By the help of the light-green colour for  $L_{ir}^{\uparrow}$  and green-blue one for  $L_{ir}^{\uparrow}$  have been separated the best equations (according to the F parameter) used in the model of reconstruction of long-wave radiation. SEE – standard error of the estimate.

Tabela 7.2. Podstawowe statystyki (*średnia*, *max.*, *min.*, *odchylenie standardowe*, *skośność*, *kurtosis*) estymowanych miesiecznych wartości  $L\uparrow_{tr}$  [ $W\cdot m^{-2}$ ] (dla lat 1881–2012 oraz 1961–2010) według 5 różnych modeli (w. 1, w. 2a, w. 2b, w. 3, w. 4, w. 5) wraz z odchyleniami (*odch.*) ich ekstremów od „krawędziowych” percentyli (perc) z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) pomierzonych wartości dobowych. Wytluszczone odchylenia minusowe wartości min. od 1 percentyla.

Table 7.2. The basical statistics (mean *średnia*, extremes *max.*, *min.*, standard deviation *odchylenie standardowe*, skewness *skośność*, kurtosis *kurtosis*) for estimated monthly values of  $L\uparrow_{tr}$  [ $W\cdot m^{-2}$ ] (for the years: 1881–2012 and 1961–2010) according to 5 different models (w. 1, w. 2a, w. 2b, w. 3, w. 4, w. 5) together with deviation (*odch.*) their extremes from bordered percentiles (perc) calculated from 5-year (Aug. 2007–Jul. 2012) measured diurnal values. The bold-faced type have been used for negative values of deviation of *min.* from 1 percentile

Model	Parametr	$L\uparrow_{tr}$ I	$L\uparrow_{tr}$ II	$L\uparrow_{tr}$ III	$L\uparrow_{tr}$ IV	$L\uparrow_{tr}$ V	$L\uparrow_{tr}$ VI	$L\uparrow_{tr}$ VII	$L\uparrow_{tr}$ VIII	$L\uparrow_{tr}$ IX	$L\uparrow_{tr}$ X	$L\uparrow_{tr}$ XI	$L\uparrow_{tr}$ XII
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
$L\uparrow_{tr}$	1881–2012												
w. 1	średnia	302,3	307,6	328	355,6	384,8	401,7	411,3	406,9	385,7	358,3	331,2	311,3
w. 1	max.	336,8	340,3	352,2	378,9	410	420,9	437,4	429,5	402,9	386,5	353,8	334,1
w. 1	min.	247,9	235,4	299,8	332,5	365,7	377,2	392	391,4	360,9	337,9	304,7	271,4
w. 1	odch. st.	17,9	18,3	12,3	9,7	8,6	8,1	7,9	7,7	7,4	8,8	10,2	13
w. 1	skośność	-0,6	-1,2	-0,3	0	0	0	-0,1	0,5	-0,2	0,1	-0,2	-0,7
w. 1	kurtosis	0,1	2,4	-0,8	-0,3	0	-0,2	0,4	-0,1	0,4	0,4	-0,4	0,3
$L\uparrow_{tr}$	1961–2010												
w. 1	średnia	303,5	310,6	329,8	357,2	385,1	402,4	411,6	408,2	385,1	359,2	332,9	311,4
w. 1	max.	336,8	340,3	352,2	376,9	405	419,1	437,4	429,5	401,9	378,9	352,6	333,7
w. 1	min.	256,9	264,4	305,3	343,9	365,7	388,6	396,2	394,7	369,1	342,6	309,3	273,8
w. 1	odch.st.	19	17,2	12,2	7,9	8,4	6,8	9,3	7,3	7,2	8,7	9,8	13,9
w. 1	skośność	-0,5	-0,6	-0,4	0,4	-0,3	0,3	0,4	0,5	0,2	0,3	-0,4	-0,7
w. 1	kurtosis	-0,2	0,4	-0,7	0	0	-0,2	0,1	0,4	0	-0,2	-0,2	0
$L\uparrow_{tr}$	odch. min. ze 132-letnia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości dobowych												
w. 1	1 perc	9,7	<b>-19,9</b>	3	<b>-0,6</b>	19	4	8,6	14,7	8,1	13,9	10,9	27,8
w. 1	5 perc	-16,5	-29,4	-8	-6,8	6	-2,6	-2,3	9	1,1	8,9	-3,4	4,9
w. 1	10 perc	-30,1	-43,4	-9,9	-10,9	1,5	-10,3	-7	2,3	-1,2	6	-5,9	-2,8



Tabela 7.2 cd.  
Table 7.2 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
$L_{tr}^{\uparrow}$	odch. max. ze 132-letnia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości dobowych												
w. 1	90 perc	5,9	6,2	-3,8	-6,7	-8,5	-19,5	-12,6	-1	-2	12,6	-7,1	-1,6
w. 1	95 perc	-2,4	-6,8	-10,8	-14,5	-13,5	-28,7	-22,6	-7,3	-4,9	3,9	-10,4	-7
w. 1	99 perc	-14,5	-12,6	-22,7	-32,4	-23,3	-34,2	-31,5	-13,2	-19,7	-13	-22,7	-13
$L_{tr}^{\uparrow}$	1881–2012												
w. 2a	średnia	302,6	308,2	328,4	355,7	384,9	401,8	410,9	411	385,5	358,1	331	311,2
w. 2a	max.	334,8	339,7	352	378,5	409,9	423,4	438,2	436,4	403,5	385,9	352	332,7
w. 2a	min.	251,8	241,2	302,6	334,8	365,3	377,4	392,7	393,5	359,1	337,9	305,4	273,1
w. 2a	odch.st.	16,8	17,2	11,8	9,5	8,7	8,2	8,1	7,8	7,6	8,5	9,6	12,2
w. 2a	skośność	-0,6	-1,2	-0,3	0,1	0	0,2	-0,1	0,5	-0,3	0,1	-0,2	-0,7
w. 2a	kurtzoza	0,1	2,3	-0,8	-0,3	-0,1	-0,1	0,4	0,5	0,5	0,4	-0,4	0,3
$L_{tr}^{\uparrow}$	1961–2010												
w. 2a	średnia	303,6	310,7	329,7	357	384,9	402	410,7	410,2	384,7	358,6	332,3	311
w. 2a	max.	334,8	339,7	352	376,5	404,3	420,1	438,2	436,4	402,1	376,6	350,7	332,4
w. 2a	min.	259,7	267,3	306,4	343,5	365,3	387	394,3	398,2	368,5	342,9	310	275,3
w. 2a	odch.st.	18	16,3	11,6	7,9	8,7	7,2	9,7	7,6	7,3	8,2	9,2	13,1
w. 2a	skośność	-0,5	-0,5	-0,4	0,4	-0,3	0,3	0,4	0,9	0,1	0,3	-0,4	-0,7
w. 2a	kurtzoza	-0,2	0,3	-0,7	0	-0,2	-0,1	0,2	1,6	0	-0,2	-0,2	0,1
$L_{tr}^{\uparrow}$	odch. min ze 132-letnia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości dobowych												
w. 2a	1 perc	13,6	-14,1	5,8	1,7	18,6	4,2	9,3	16,8	6,3	13,9	11,6	29,5
w. 2a	5 perc	-12,6	-23,6	-5,2	-4,5	5,6	-2,4	-1,6	11,1	-0,7	8,9	-2,7	6,6
w. 2a	10 perc	-26,2	-37,6	-7,1	-8,6	1,1	-10,1	-6,3	4,4	-3	6	-5,2	-1,1
$L_{tr}^{\uparrow}$	odch. max. ze 132-letnia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości dobowych												
w. 2a	90 perc	3,9	5,6	-4	-7,1	-8,6	-17	-11,8	5,9	-1,4	12	-8,9	-3
w. 2a	95 perc	-4,4	-7,4	-11	-14,9	-13,6	-26,2	-21,8	-0,4	-4,3	3,3	-12,2	-8,4
w. 2a	99 perc	-16,5	-13,2	-22,9	-32,8	-23,4	-31,7	-30,7	-6,3	-19,1	-13,6	-24,5	-14,4



Tabela 7.2 cd.  
Table 7.2 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
$L\uparrow_{rr}$	1881–2012												
w. 2b	średnia	303,1	309	328,9	356,7	386,6	404,8	414	408,5	386,3	357,4	330	310,9
w. 2b	max.	332,4	338,1	352,6	379,3	407,9	423,7	440,4	432,7	404,2	382,1	348,7	329,7
w. 2b	min.	259,1	250,8	306,1	337,8	367,9	382,6	395,7	393,3	365,8	339,6	308,2	277,8
w. 2b	odch. st.	14,6	14,9	10,4	8,6	8,1	7,8	7,9	7,6	7,1	7,3	8,3	10,5
w. 2b	skośność	-0,6	-1,2	-0,3	0,1	-0,1	0,1	0,1	0,5	-0,2	0,1	-0,2	-0,7
w. 2b	kurtoza	0,1	2,2	-0,7	-0,2	-0,3	0,1	0,4	0,1	0	0,4	-0,3	0,3
$L\uparrow_{rr}$	1961–2010												
w. 2b	średnia	304,1	311,3	330,1	357,8	386,2	403,8	412,4	408,2	384,6	357,3	331,1	310,9
w. 2b	max.	332,4	338,1	352,6	375,7	402,9	422,4	440,4	432,7	401,4	372,4	346,7	329,5
w. 2b	min.	265,8	273,9	308,3	344,6	367,9	388,6	395,7	396,1	368,8	343,8	311,5	281,2
w. 2b	odch. st.	15,8	14,3	10,7	7,1	8,6	7,5	9,9	8	7,2	7,1	8	11,3
w. 2b	skośność	-0,5	-0,5	-0,4	0,5	-0,4	0,2	0,6	0,6	0	0,3	-0,4	-0,7
w. 2b	kurtoza	-0,2	0,3	-0,5	0,1	-0,5	0,1	0,3	0,4	-0,2	-0,4	-0,2	-0,1
$L\uparrow_{rr}$	odch. min. ze 132-lecia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości dobowych												
w. 2b	1 perc	20,9	-4,5	9,3	4,7	21,2	9,4	12,3	16,6	13	15,6	14,4	34,2
w. 2b	5 perc	-5,3	-14	-1,7	-1,5	8,2	2,8	1,4	10,9	6	10,6	0,1	11,3
w. 2b	10 perc	-18,9	-28	-3,6	-5,6	3,7	-4,9	-3,3	4,2	3,7	7,7	-2,4	3,6
$L\uparrow_{rr}$	odch. max. ze 132-lecia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości dobowych												
w. 2b	90 perc	1,5	4	-3,4	-6,3	-10,6	-16,7	-9,6	2,2	-0,7	8,2	-12,2	-6
w. 2b	95 perc	-6,8	-9	-10,4	-14,1	-15,6	-25,9	-19,6	-4,1	-3,6	-0,5	-15,5	-11,4
w. 2b	99 perc	-18,9	-14,8	-22,3	-32	-25,4	-31,4	-28,5	-10	-18,4	-17,4	-27,8	-17,4
$L\uparrow_{rr}$	1881–2012												
w. 3	średnia	302,9	308,5	328,5	357,3	388	407,5	417,9	411	387,4	357,2	329,4	311
w. 3	max.	335	338,1	353,9	381,1	406,1	425,9	440,7	436,4	403,7	379,8	350	330,5
w. 3	min.	256,5	245,7	302,6	335,1	370	387,4	398,8	393,5	370,8	336,9	307,8	278,2

Tabela 7.2 cd.  
Tabela 7.2 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
w. 3	odch. st.	15	15,3	10,7	8,4	7,7	7,6	7,9	7,8	7,1	7,3	8,8	10,9
w. 3	skośność	-0,5	-1,2	-0,3	-0,1	-0,1	-0,2	0,1	0,5	0	0,1	-0,3	-0,6
w. 3	kurtzoza	0,2	2,4	-0,6	0,1	-0,4	0,1	-0,2	0,5	-0,6	0,6	-0,2	0
$L\uparrow_{rr}$	1961–2010												
w. 3	średnia	304,6	311,7	330,9	359,2	387,9	406,7	416,3	410,2	385,5	357,6	331,1	311,8
w. 3	max.	335	338,1	353,9	375	403,3	423,8	440,7	436,4	402,2	374,9	347,6	330,5
w. 3	min.	264,9	272,7	306,2	346,7	370	391,6	398,8	398,2	370,8	342,2	311,2	283,5
w. 3	odch. st.	16,2	14,7	11,4	6,7	8	7	9,3	7,6	7,1	7,5	8,4	11,7
w. 3	skośność	-0,5	-0,6	-0,5	0,3	-0,5	0,2	0,6	0,9	0,1	0,4	-0,4	-0,6
w. 3	kurtzoza	-0,1	0,4	-0,5	-0,2	-0,3	-0,1	0,2	1,6	-0,3	-0,2	-0,3	-0,3
$L\uparrow_{rr}$	odch. min. ze 132-letnia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości dobowych												
w. 3	1 perc	18,3	-9,6	5,8	2	23,3	14,2	15,4	16,8	18	12,9	14	34,6
w. 3	5 perc	-7,9	-19,1	-5,2	-4,2	10,3	7,6	4,5	11,1	11	7,9	-0,3	11,7
w. 3	10 perc	-21,5	-33,1	-7,1	-8,3	5,8	-0,1	-0,2	4,4	8,7	5	-2,8	4
$L\uparrow_{rr}$	odch. max. ze 132-letnia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości dobowych												
w. 3	90 perc	4,1	4	-2,1	-4,5	-12,4	-14,5	-9,3	5,9	-1,2	5,9	-10,9	-5,2
w. 3	95 perc	-4,2	-9	-9,1	-12,3	-17,4	-23,7	-19,3	-0,4	-4,1	-2,8	-14,2	-10,6
w. 3	99 perc	-16,3	-14,8	-21	-30,2	-27,2	-29,2	-28,2	-6,3	-18,9	-19,7	-26,5	-16,6
$L\uparrow_{rr}$	1881–2012												
w. 4	średnia	302,7	308,6	328,6	357,3	387,9	407,1	417,3	409,9	385,9	355,7	328,1	310,4
w. 4	max.	335,7	337,5	352,4	379,9	406,2	424,2	438,1	433,1	401,7	377,5	348,7	330,7
w. 4	min.	256,5	245,1	302,2	334,9	370,3	386,7	398,7	394,3	370,8	334	305,4	277,3
w. 4	odch. st.	15,1	15,4	10,6	8,3	7,5	7,3	7,3	7,2	6,5	7,4	9,2	10,9
w. 4	skośność	-0,5	-1,2	-0,3	-0,1	-0,1	-0,3	0,1	0,5	0,1	0	-0,3	-0,6
w. 4	kurtzoza	0,2	2,5	-0,7	0,1	-0,3	0,2	-0,1	0,5	-0,4	0,7	-0,2	0,1

Tabela 7.2 cd.  
Table 7.2 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
$L\uparrow_{r}$	1961–2010												
w. 4	średnia	304,5	311,7	330,9	359,2	387,9	406,6	416,1	409,9	384,7	356,6	330,3	311,3
w. 4	max.	335,7	337,5	352,4	375,5	402,5	422,4	438,1	432,1	401,7	374,9	347,4	330,7
w. 4	min.	264,6	272,6	307	346,9	370,3	389,6	398,7	398,8	370,8	339,5	310,2	281,4
w. 4	odch. st.	16,3	14,8	11,3	6,7	7,7	6,7	8,7	6,7	6,5	7,7	8,7	11,6
w. 4	skośność	-0,4	-0,6	-0,5	0,4	-0,5	0	0,5	0,8	0,3	0,3	-0,3	-0,6
w. 4	kurtozja	-0,1	0,4	-0,5	-0,1	-0,2	0	0,1	1,2	0,1	0	-0,5	-0,1
$L\uparrow_{r}$	odch. min. ze 132-lecia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości dobowych												
w. 4	1 perc	18,3	-10,2	5,4	1,8	23,6	13,5	15,3	17,6	18	10	11,6	33,7
w. 4	5 perc	-7,9	-19,7	-5,6	-4,4	10,6	6,9	4,4	11,9	11	5	-2,7	10,8
w. 4	10 perc	-21,5	-33,7	-7,5	-8,5	6,1	-0,8	-0,3	5,2	8,7	2,1	-5,2	3,1
$L\uparrow_{r}$	odch. max. ze 132-lecia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości dobowych												
w. 4	90 perc	4,8	3,4	-3,6	-5,7	-12,3	-16,2	-11,9	2,6	-3,2	3,6	-12,2	-5
w. 4	95 perc	-3,5	-9,6	-10,6	-13,5	-17,3	-25,4	-21,9	-3,7	-6,1	-5,1	-15,5	-10,4
w. 4	99 perc	-15,6	-15,4	-22,5	-31,4	-27,1	-30,9	-30,8	-9,6	-20,9	-22	-27,8	-16,4
$L\uparrow_{r}$	1881–2012												
w. 5	średnia	303,2	309	328,9	357,5	388,1	407,2	417,4	410,1	386	355,9	328,4	310,9
w. 5	max.	336,7	338,7	353,6	380,4	406	424,5	437,5	432,7	402,7	377	348,3	331,5
w. 5	min.	255,9	247,5	302,9	335,8	370,2	386,2	398,5	395,3	371,6	333,7	305,5	277,5
w. 5	odch. st.	15,1	15,4	10,6	8,3	7,4	7,3	7,2	7,1	6,5	7,4	9,3	10,8
w. 5	skośność	-0,5	-1,2	-0,4	-0,1	-0,1	-0,3	0,1	0,5	0,1	0	-0,3	-0,6
w. 5	kurtozja	0,3	2,3	-0,6	0,1	-0,3	0,3	-0,1	0,4	-0,4	0,6	-0,3	0,2
$L\uparrow_{r}$	1961–2010												
w. 5	średnia	304,8	312	331	359,3	388	406,8	416,4	410,1	385	356,9	330,6	311,7
w. 5	max.	336,7	338,7	353,6	375,8	402	422,7	437,5	431,5	402,7	375,3	348,1	331,5

Tabela 7.2 cd.

Table 7.2 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
w. 5	min.	264,9	272,6	305,7	346,6	370,2	389,4	398,5	398,8	371,6	340,6	311,1	283,2
w. 5	odch. st.	16,5	14,8	11,3	6,9	7,7	6,6	8,6	6,6	6,6	7,7	8,9	11,6
w. 5	skośność	-0,4	-0,6	-0,5	0,4	-0,5	0	0,5	0,8	0,3	0,3	-0,3	-0,5
w. 5	kurtjoza	-0,1	0,4	-0,4	-0,1	-0,2	0,1	0,1	0,9	0,1	-0,1	-0,5	-0,2
$L\uparrow_r$	odch. min. ze 132-lecia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości dobowych												
w. 5	1 perc	17,7	-7,8	6,1	2,7	23,5	13	15,1	18,6	18,8	9,7	11,7	33,9
w. 5	5 perc	-8,5	-17,3	-4,9	-3,5	10,5	6,4	4,2	12,9	11,8	4,7	-2,6	11
w. 5	10 perc	-22,1	-31,3	-6,8	-7,6	6	-1,3	-0,5	6,2	9,5	1,8	-5,1	3,3
$L\uparrow_r$	odch. max. ze 132-lecia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości dobowych												
w. 5	90 perc	5,8	4,6	-2,4	-5,2	-12,5	-15,9	-12,5	2,2	-2,2	3,1	-12,6	-4,2
w. 5	95 perc	-2,5	-8,4	-9,4	-13	-17,5	-25,1	-22,5	-4,1	-5,1	-5,6	-15,9	-9,6
w. 5	99 perc	-14,6	-14,2	-21,3	-30,9	-27,3	-30,6	-31,4	-10	-19,9	-22,5	-28,2	-15,6

Tabela 7.3. Podstawowe statystyki (*średnia*, *max.*, *min.*, *odchylenie standardowe*, *skośność*, *kurtoza*) estymowanych miesięcznych wartości  $L_{\text{rog}}^{\uparrow}$  [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ] (dla lat 1881–2012 oraz 1961–2010) według 5 różnych modeli (w.1, w. 2a, w. 2b, w. 3b, w. 4, w. 5) wraz z odchyleniami (*odch.*) ich ekstremów od „krawędziowych” percentyli (perc) z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) pomierzonych wartości dobowych. Wytluszczone odchylenia minusowe wartości min. od 1 percentyla

Table 7.3. The basic statistics (mean *średnia*, extremes *max.*, *min.*, standard deviation *odchylenie standardowe*, skewness *skośność*, kurtosis *kurtoza*) for estimated monthly values of  $L_{\text{rog}}^{\uparrow}$  [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ] (for the years: 1881–2012 and 1961–2010) according to 5 different models (w. 1, w. 2a, w. 2b, w. 3b, w. 4, w. 5) together with deviation (*odch.*) their extremes from bordered percentiles (perc) calculated from 5-year (Aug. 2007–Jul. 2012) measured diurnal values. The bold-faced type have been used for negative values of deviation of min. from 1 percentile

Model	Parametr	$L_{\text{rog}}^{\uparrow}$ I	$L_{\text{rog}}^{\uparrow}$ II	$L_{\text{rog}}^{\uparrow}$ III	$L_{\text{rog}}^{\uparrow}$ IV	$L_{\text{rog}}^{\uparrow}$ V	$L_{\text{rog}}^{\uparrow}$ VI	$L_{\text{rog}}^{\uparrow}$ VII	$L_{\text{rog}}^{\uparrow}$ VIII	$L_{\text{rog}}^{\uparrow}$ IX	$L_{\text{rog}}^{\uparrow}$ X	$L_{\text{rog}}^{\uparrow}$ XI	$L_{\text{rog}}^{\uparrow}$ XII
		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
$L_{\text{rog}}^{\uparrow}$	1881–2012												
w. 1	średnia	300,1	306,2	329,2	360,3	393,4	412,5	423,3	418,3	394,3	363,4	332,8	310,4
w. 1	max.	339,1	343,1	356,6	386,6	421,8	434,1	452,8	443,9	413,8	395,3	358,3	336,1
w. 1	min.	238,7	224,6	297,3	334,3	371,8	384,8	401,4	400,8	366,3	340,4	302,8	265,2
w. 1	odch. st.	20,2	20,6	13,9	11	9,8	9,1	9	8,7	8,4	9,9	11,5	14,7
w. 1	skośność	-0,6	-1,2	-0,3	0	0	0	-0,1	0,5	-0,2	0,1	-0,2	-0,7
w. 1	kurtoza	0,1	2,4	-0,8	-0,3	0	-0,2	0,4	-0,1	0,4	0,4	-0,4	0,3
$L_{\text{rog}}^{\uparrow}$	1961–2010												
w. 1	średnia	301,6	309,5	331,2	362,2	393,7	413,3	423,6	419,8	393,7	364,5	334,7	310,5
w. 1	max.	339,1	343,1	356,6	384,5	416,2	432,1	452,8	443,9	412,7	386,6	356,9	335,7
w. 1	min.	248,9	257,4	303,5	347,2	371,8	397,6	406,2	404,6	375,7	345,7	308	268
w. 1	odch. st.	21,5	19,4	13,7	8,9	9,5	7,7	10,5	8,3	8,1	9,8	11	15,7
w. 1	skośność	-0,5	-0,6	-0,4	0,4	-0,3	0,3	0,4	0,5	0,2	0,3	-0,4	-0,7
w. 1	kurtoza	-0,2	0,4	-0,7	0	0	-0,2	0,1	0,4	0	-0,2	-0,2	0
$L_{\text{rog}}^{\uparrow}$	odch. min. ze 132-letnia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości dobowych												
w. 1	1 perc	1,6	<b>-33,5</b>	<b>-0,5</b>	0,2	20,1	11,4	20,1	17,7	11	13,9	6,8	2,1
w. 1	5 perc	-24,7	-39,8	-8,3	-6,1	8	3,4	3,8	6,5	1	10,1	-5,8	-1,4
w. 1	10 perc	-38,1	-52,4	-12,3	-10,4	0,8	-6,1	-0,2	2,9	-2,8	6,4	-8	-10,1
$L_{\text{rog}}^{\uparrow}$	odch. max. ze 132-letnia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości dobowych												
w. 1	90 perc	9,3	9,4	-3,3	-14,7	-20,5	-29	-20,2	-8,1	-4,1	14,8	-2,3	1,4
w. 1	95 perc	1,9	-0,2	-11,9	-24,8	-27	-36	-31,9	-13,2	-13,4	9,8	-4,4	-3,2
w. 1	99 perc	-11,9	-8,3	-22,3	-51,3	-37,4	-44,5	-41,6	-25,4	-27,4	-12,4	-14,5	-9,7

Tabela 7.3 cd.  
Table 7.3 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
$L_{ug}^{\uparrow}$	1881–2012												
w. 2a	średnia	302,1	307,9	329,8	361,3	394,7	414,6	425,5	418,6	390,4	358,5	329,9	310,4
w. 2a	max.	337,8	344,8	359	392,3	421,3	443,2	475	459,9	412,7	383,9	351,9	332,2
w. 2a	min.	251,6	241,5	302,8	336,8	370,9	388,6	403	397,3	368,3	337,1	303,4	273,1
w. 2a	odch. st.	16,7	17,2	12,4	10,8	10,6	10,5	11,8	11	8,8	8,4	9,8	12,2
w. 2a	skośność	-0,5	-1,1	-0,2	0,2	-0,1	0,1	0,9	0,7	0	0,2	-0,1	-0,6
w. 2a	kurtoza	0,1	2,1	-0,7	0,1	-0,4	0	2,7	0,9	-0,2	0,6	-0,3	0,3
$L_{ug}^{\uparrow}$	1961–2010												
w. 2a	średnia	303,8	310,9	332,2	363,7	394,7	414	425,7	420,1	389,2	359,7	331,7	310,7
w. 2a	max.	337,8	344,8	359	389,9	419,7	443,2	475	459,9	412,2	380,2	350,8	332,2
w. 2a	min.	260	267,1	305,5	347,1	370,9	393,4	403	401,7	368,3	341,9	308,2	274,3
w. 2a	odch. st.	18,6	17,1	13,2	9,7	12,4	10,8	16,1	12,4	9,7	9,3	9,7	13,5
w. 2a	skośność	-0,4	-0,3	-0,4	0,5	-0,3	0,6	0,9	0,6	0,3	0,3	-0,3	-0,7
w. 2a	kurtoza	-0,3	0,2	-0,6	0,3	-0,7	0,2	1,2	0,7	-0,2	-0,3	-0,2	0
$L_{ug}^{\uparrow}$	odch. min. ze 132-lecia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości dobowych												
w. 2a	1 perc	14,5	-16,6	5	2,7	19,2	15,2	21,7	14,2	13	10,6	7,4	28,9
w. 2a	5 perc	-11,8	-22,9	-2,8	-3,6	7,1	7,2	5,4	3	3	6,8	-5,2	6,5
w. 2a	10 perc	-25,2	-35,5	-6,8	-7,9	-0,1	-2,3	1,4	-0,6	-0,8	3,1	-7,4	-2,2
$L_{ug}^{\uparrow}$	odch. max. ze 132-lecia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości dobowych												
w. 2a	90 perc	8	11,1	-0,9	-9	-21	-19,9	2	7,9	-5,2	3,4	-8,7	-2,5
w. 2a	95 perc	0,6	1,5	-9,5	-19,1	-27,5	-26,9	-9,7	2,8	-14,5	-1,6	-10,8	-7,1
w. 2a	99 perc	-13,2	-6,6	-19,9	-45,6	-37,9	-35,4	-19,4	-9,4	-28,5	-23,8	-20,9	-13,6
$L_{ug}^{\uparrow}$	1881–2012												
w. 2b	średnia	301,9	307,6	329,7	361,3	394,5	414,1	424,9	418,1	390,8	358,8	329,8	310,2
w. 2b	max.	338,6	345,6	359,4	392,6	421	442,7	474,1	459,4	413,4	384,3	351,8	332,5
w. 2b	min.	250,6	240,7	302,3	336,6	370,9	387,8	402,3	396,7	368,8	337	303	272,3
w. 2b	odch. st.	17	17,5	12,6	10,9	10,8	10,5	11,8	11	8,9	8,6	10	12,4
w. 2b	skośność	-0,5	-1	-0,2	0,2	0	0,1	0,8	0,7	0,1	0,2	-0,1	-0,6
w. 2b	kurtoza	0,1	2	-0,7	0,1	-0,4	0	2,5	0,9	-0,2	0,6	-0,3	0,3

Tabela 7.3 cd.  
Table 7.3 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
$L_{ug}^+$	1961–2010												
w. 2b	średnia	303,6	310,8	332,1	363,5	395,2	413,5	425	419,7	389,7	360,2	331,8	310,6
w. 2b	max.	338,6	345,6	359,4	389,9	420,6	442,7	474,1	459,4	412,9	381	351,5	332,5
w. 2b	min.	259,1	266,4	305,1	346,6	370,9	392,9	402,3	401,3	368,8	341,9	307,9	273,4
w. 2b	odch. st.	19	17,4	13,5	9,8	12,6	10,8	16,1	12,5	9,8	9,5	9,9	13,7
w. 2b	skośność	-0,4	-0,3	-0,4	0,5	-0,3	0,6	0,9	0,6	0,3	0,3	-0,3	-0,7
w. 2b	kurttoza	-0,4	0,2	-0,6	0,3	-0,7	0,2	1,2	0,7	-0,2	-0,3	-0,2	0
$L_{ug}^+$	odch. min. ze 132-letnia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012), wartości dobowych												
w. 2b	1 perc	13,5	-17,4	4,5	2,5	19,2	14,4	21	13,6	13,5	10,5	7	28,1
w. 2b	5 perc	-12,8	-23,7	-3,3	-3,8	7,1	6,4	4,7	2,4	3,5	6,7	-5,6	5,7
w. 2b	10 perc	-26,2	-36,3	-7,3	-8,1	-0,1	-3,1	0,7	-1,2	-0,3	3	-7,8	-3
$L_{ug}^+$	odch. max. ze 132-letnia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012), wartości dobowych												
w. 2b	90 perc	8,8	11,9	-0,5	-8,7	-21,3	-20,4	1,1	7,4	-4,5	3,8	-8,8	-2,2
w. 2b	95 perc	1,4	2,3	-9,1	-18,8	-27,8	-27,4	-10,6	2,3	-13,8	-1,2	-10,9	-6,8
w. 2b	99 perc	-12,4	-5,8	-19,5	-45,3	-38,2	-35,9	-20,3	-9,9	-27,8	-23,4	-21	-13,3
$L_{ug}^+$	1881–2012												
w. 3b	średnia	303,9	309	328,3	358,4	392,6	413,7	426,7	419	389,8	356,7	329,6	311,3
w. 3b	max.	337	343,2	355,9	388,6	421	442,7	476,7	461,5	413,3	381,5	351	331,9
w. 3b	min.	260,4	253,1	303,4	335	368,1	382,3	400,8	396,8	364,4	334,9	305,8	278,7
w. 3b	odch. st.	14,8	15,2	11,6	10,7	11,2	11,2	12,3	11,4	9,2	8,8	9,3	10,9
w. 3b	skośność	-0,4	-0,9	-0,2	0,2	0	0	0,6	0,6	0	0,2	-0,1	-0,6
w. 3b	kurttoza	0	1,6	-0,7	0	-0,4	-0,2	2,1	0,7	0	0,5	-0,3	0,2
$L_{ug}^+$	1961–2010												
w. 3b	średnia	305,3	311,4	330,6	360,4	393,3	413,6	426,4	420,8	389,1	358,7	331,1	311,4
w. 3b	max.	337	343,2	355,9	385,8	420,3	442,7	476,7	461,5	413,3	380,7	350,2	331,5
w. 3b	min.	267,4	272,7	305,5	344,2	368,1	392,1	400,8	401,9	367,4	339,2	309,4	279,3
w. 3b	odch. st.	16,6	15,5	12,4	9,6	12,8	11	16,7	12,6	10	9,6	9,3	12,2
w. 3b	skośność	-0,3	-0,2	-0,4	0,6	-0,3	0,5	0,8	0,7	0,3	0,3	-0,3	-0,6
w. 3b	kurttoza	-0,5	0,1	-0,6	0,4	-0,6	0	1	0,8	-0,1	-0,2	-0,3	-0,1

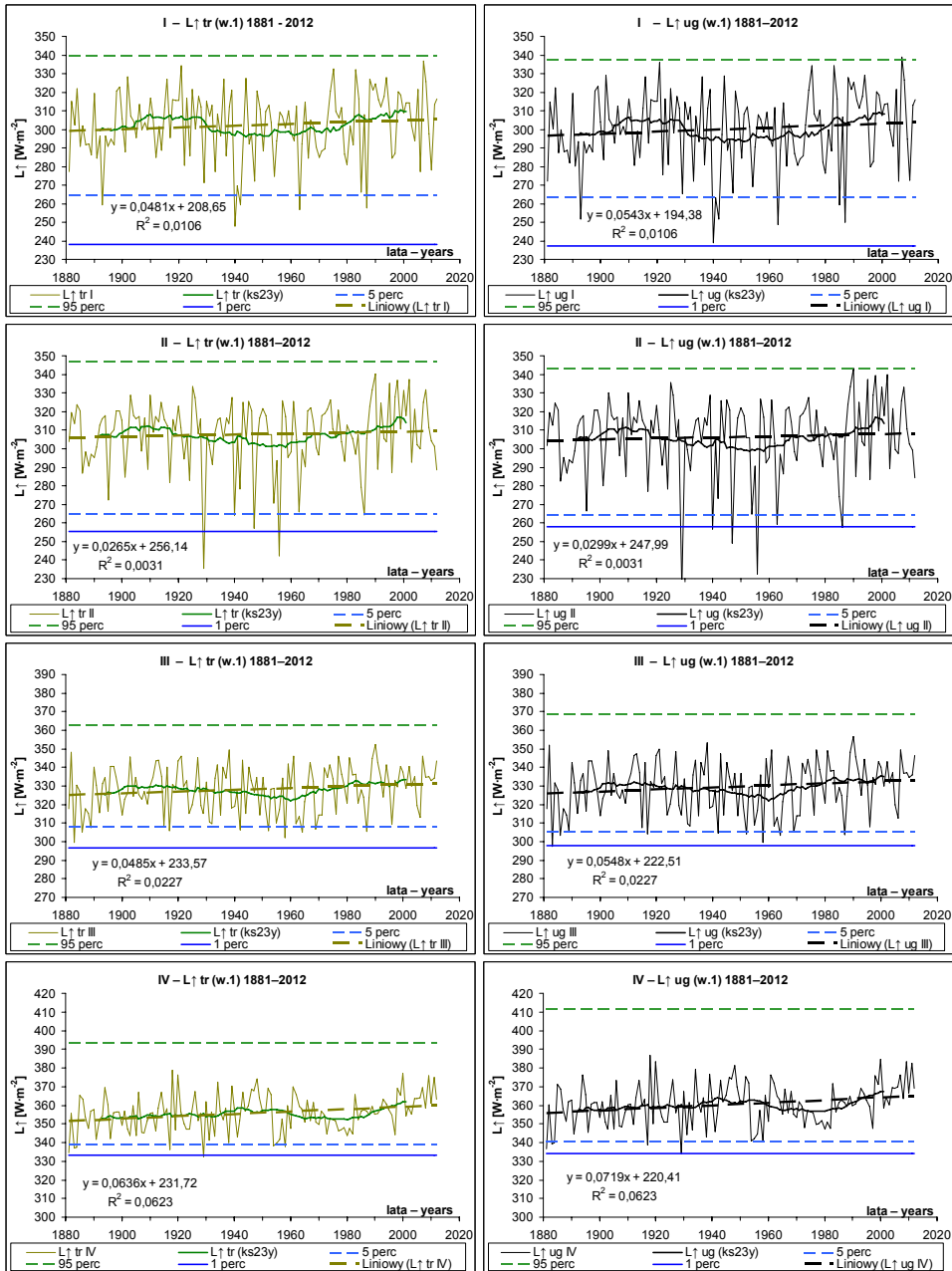
Tabela 7.3 cd.  
Table 7.3 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
$L_{og}^{\uparrow}$	odch. min. ze 132-lecia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartosci dobowych												
w. 3b	1 perc	23,3	-5	5,6	0,9	16,4	8,9	19,5	13,7	9,1	8,4	9,8	34,5
w. 3b	5 perc	-3	-11,3	-2,2	-5,4	4,3	0,9	3,2	2,5	-0,9	4,6	-2,8	12,1
w. 3b	10 perc	-16,4	-23,9	-6,2	-9,7	-2,9	-8,6	-0,8	-1,1	-4,7	0,9	-5	3,4
$L_{og}^{\uparrow}$	odch. max. ze 132-lecia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartosci dobowych												
w. 3b	90 perc	7,2	9,5	-4	-12,7	-21,3	-20,4	3,7	9,5	-4,6	1	-9,6	-2,8
w. 3b	95 perc	-0,2	-0,1	-12,6	-22,8	-27,8	-27,4	-8	4,4	-13,9	-4	-11,7	-7,4
w. 3b	99 perc	-14	-8,2	-23	-49,3	-38,2	-35,9	-17,7	-7,8	-27,9	-26,2	-21,8	-13,9
$L_{og}^{\uparrow}$	1881–2012												
w. 4	średnia	303,6	309,7	330,3	360,5	395,3	415	427	418,5	389	356	328,5	310,3
w. 4	max.	333,5	340,4	354,4	386,9	425,9	442,1	469,3	452,6	410,5	382,1	349,2	330,3
w. 4	min.	262	256,1	306,9	339,7	371	382,6	403	398,7	360,5	337	305,9	279
w. 4	odch. st.	14,1	14,4	10,9	10,3	10,8	10,9	11,4	10,3	8,9	8,6	8,8	10,4
w. 4	skośność	-0,5	-1	-0,2	0,2	0	0,1	0,2	0,5	-0,1	0,1	-0,1	-0,6
w. 4	kurttoza	0	1,7	-0,7	-0,2	-0,3	-0,2	1,1	0	0,2	0,3	-0,3	0,2
$L_{og}^{\uparrow}$	1961–2010												
w. 4	średnia	304,6	311,6	331,9	362	395,3	414,8	426,3	419,8	388,2	357,5	329,5	310,1
w. 4	max.	333,5	340,4	354,4	386,9	419,8	440	469,3	452,6	410,5	378,2	347,4	329,5
w. 4	min.	268,6	275,4	307,6	346,4	371	393,2	403	402,6	367,7	339,1	309,1	280,2
w. 4	odch.st.	15,5	14,2	11,3	9,1	11,7	10	14,7	10,7	9,3	8,9	8,7	11,4
w. 4	skośność	-0,4	-0,3	-0,4	0,6	-0,3	0,2	0,6	0,5	0,2	0,3	-0,3	-0,6
w. 4	kurttoza	-0,4	0,2	-0,5	0,6	-0,6	-0,1	0,7	0,5	-0,1	-0,2	-0,3	-0,1
$L_{og}^{\uparrow}$	odch. min. ze 132-lecia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartosci dobowych												
w. 4	1 perc	24,9	-2	9,1	5,6	19,3	9,2	21,7	15,6	5,2	10,5	9,9	34,8
w. 4	5 perc	-1,4	-8,3	1,3	-0,7	7,2	1,2	5,4	4,4	-4,8	6,7	-2,7	12,4
w. 4	10 perc	-14,8	-20,9	-2,7	-5	0	-8,3	1,4	0,8	-8,6	3	-4,9	3,7
$L_{og}^{\uparrow}$	odch. max. ze 132-lecia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartosci dobowych												
w. 4	90 perc	3,7	6,7	-5,5	-14,4	-16,4	-21	-3,7	0,6	-7,4	1,6	-11,4	-4,4
w. 4	95 perc	-3,7	-2,9	-14,1	-24,5	-22,9	-28	-15,4	-4,5	-16,7	-3,4	-13,5	-9



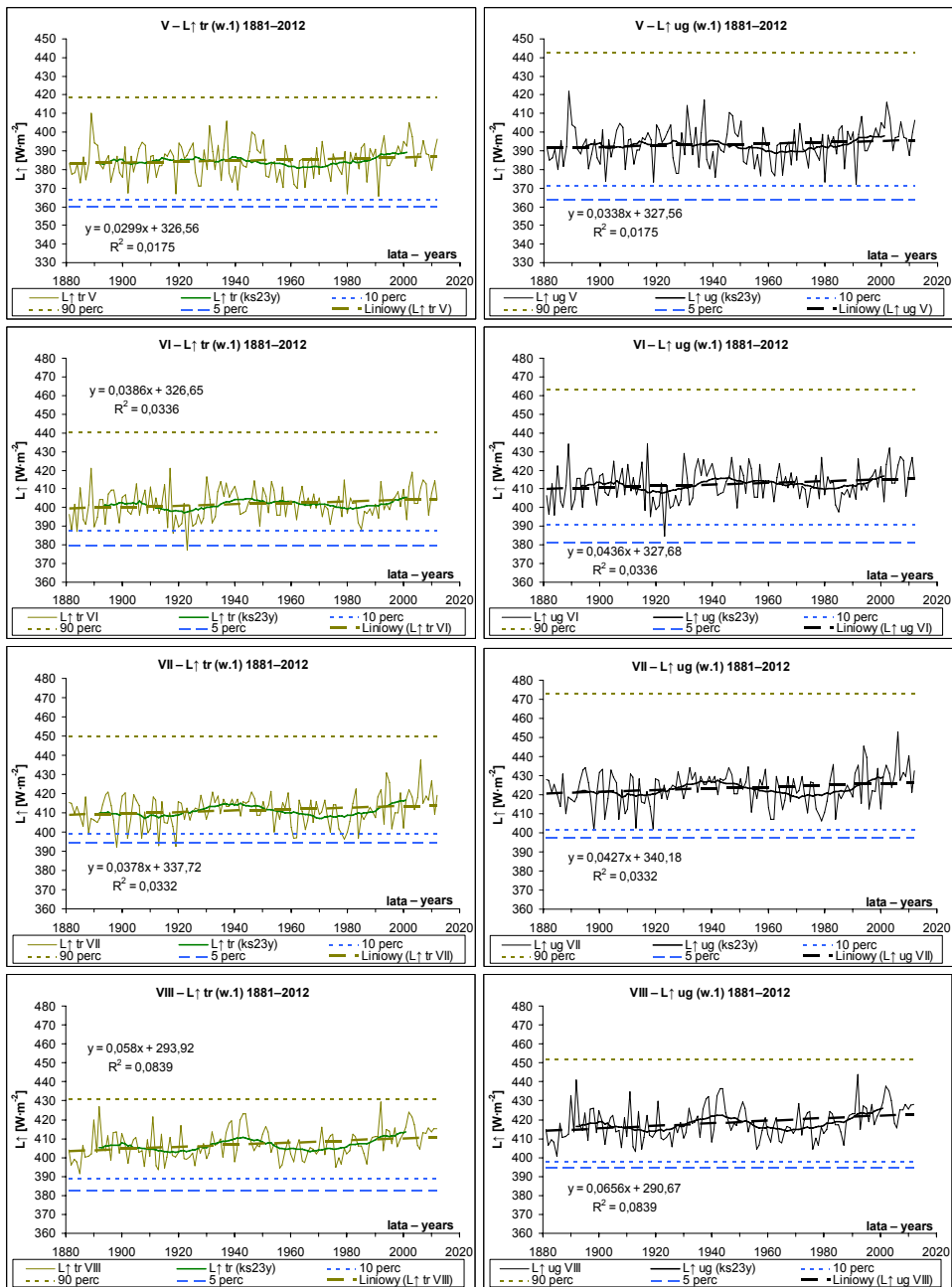
Tabela 7.3 cd.  
Table 7.3 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
w. 4	99 perc	-17,5	-11	-24,5	-51	-33,3	-36,5	-25,1	-16,7	-30,7	-25,6	-23,6	-15,5
$L\uparrow_{ng}$	1881–2012												
w. 5	średnia	303,1	309,2	330,4	361,2	396	416,2	428	418,6	388,9	355,4	328,2	310,1
w. 5	max.	334,8	339,8	355,1	387,8	423,8	439,9	469,3	453,6	409,7	379,4	348,7	330,4
w. 5	min.	260,2	253,3	306,2	339,6	373,1	386,1	404,3	399,3	364	334,8	306,1	278,6
w. 5	odch. st.	14,3	14,6	10,9	9,9	10,2	10,2	10,8	9,8	8,4	8,3	8,9	10,5
w. 5	skośność	-0,5	-1	-0,3	0,1	0	0	0,4	0,6	0	0,2	-0,1	-0,6
w. 5	kurtoza	0	1,8	-0,7	-0,1	-0,3	-0,2	1,5	0,3	0,1	0,4	-0,3	0,1
$L\uparrow_{ng}$	1961–2010												
w. 5	średnia	304,5	311,6	332,5	363	396,4	416,4	427,7	420	388,5	357,1	329,6	310,3
w. 5	max.	334,8	339,8	355,1	385,5	420,1	439,9	469,3	453,6	409,7	377,7	347,5	329,5
w. 5	min.	267,7	274,6	308,2	347,6	373,1	395,8	404,3	402,7	369,2	340,7	309,2	280,5
w. 5	odch. st.	15,7	14,4	11,4	8,5	11,3	9,6	14,2	10,4	8,9	8,8	8,7	11,5
w. 5	skośność	-0,4	-0,4	-0,5	0,5	-0,4	0,2	0,7	0,6	0,3	0,3	-0,3	-0,6
w. 5	kurtoza	-0,3	0,2	-0,4	0,3	-0,5	-0,1	0,7	0,9	-0,1	-0,3	-0,3	-0,2
$L\uparrow_{ng}$	odch. min. ze 132-lecia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości dobowych												
w. 5	1 perc	23,1	-4,8	8,4	5,5	21,4	12,7	23	16,2	8,7	8,3	10,1	34,4
w. 5	5 perc	-3,2	-11,1	0,6	-0,8	9,3	4,7	6,7	5	-1,3	4,5	-2,5	12
w. 5	10 perc	-16,6	-23,7	-3,4	-5,1	2,1	-4,8	2,7	1,4	-5,1	0,8	-4,7	3,3
$L\uparrow_{ng}$	odch. max. ze 132-lecia (1881–2012) od percentyli z 5-letnich (VIII 2007–VII 2012) wartości dobowych												
w. 5	90 perc	5	6,1	-4,8	-13,5	-18,5	-23,2	-3,7	1,6	-8,2	-1,1	-11,9	-4,3
w. 5	95 perc	-2,4	-3,5	-13,4	-23,6	-25	-30,2	-15,4	-3,5	-17,5	-6,1	-14	-8,9
w. 5	99 perc	-16,2	-11,6	-23,8	-50,1	-35,4	-38,7	-25,1	-15,7	-31,5	-28,3	-24,1	-15,4



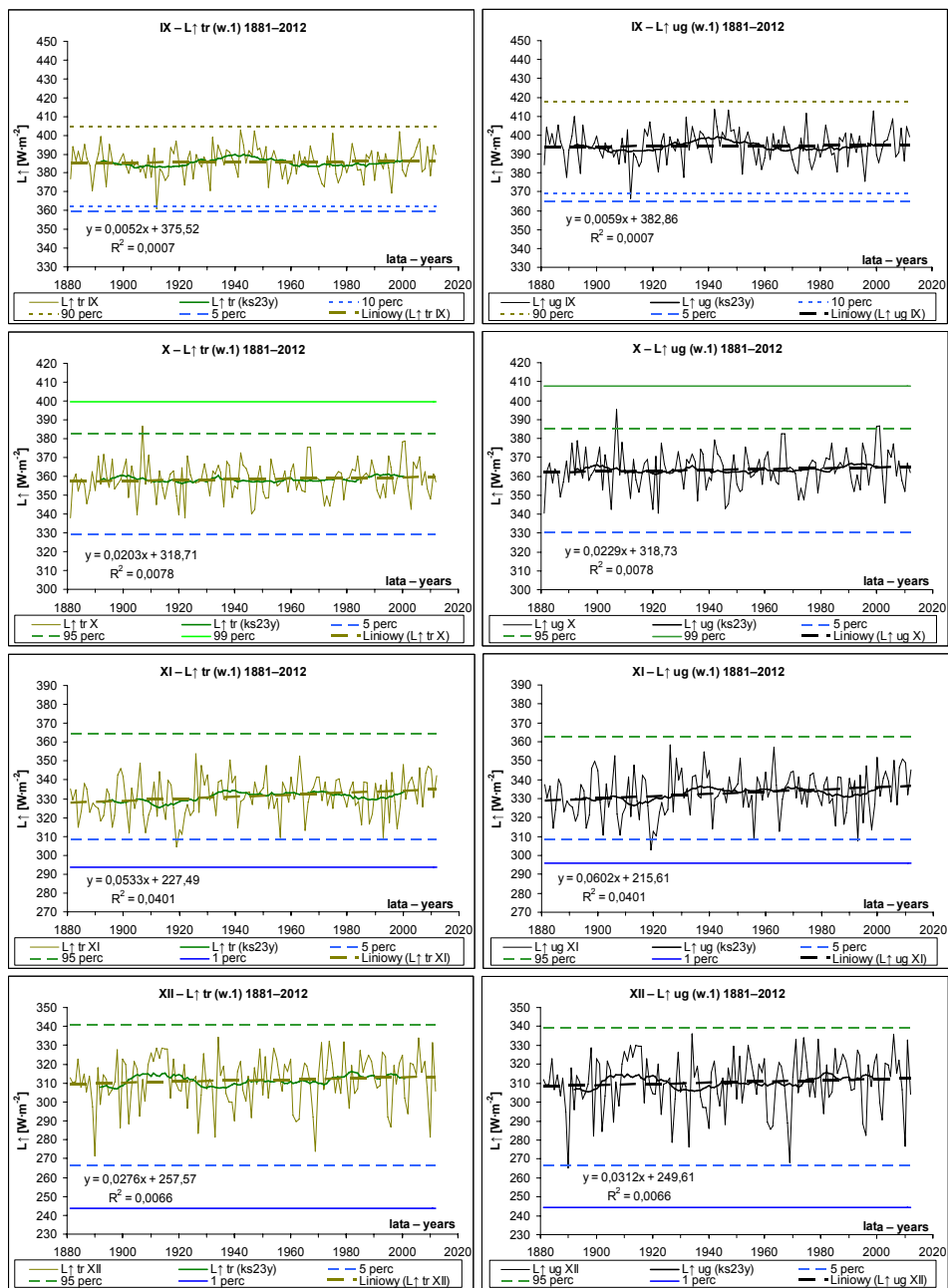
Rys. 7.7a. Przebiegi miesięczne (I-IV)  $L_{tr}^{\uparrow}$  i  $L_{ug}^{\uparrow}$  we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012 według wzorów regresji 1-czynnikowej (w. 1). Objasnienia: jak na rys. 7.7c

Fig. 7.7a. The monthly runs of  $L_{tr}^{\uparrow}$  and  $L_{ug}^{\uparrow}$  in Wrocław-Swojec from Jan. (I) to Apr. (IV) in 1881–2012 according to 1-variable (w. 1) regression equations. Explanation: as in Fig. 7.7c



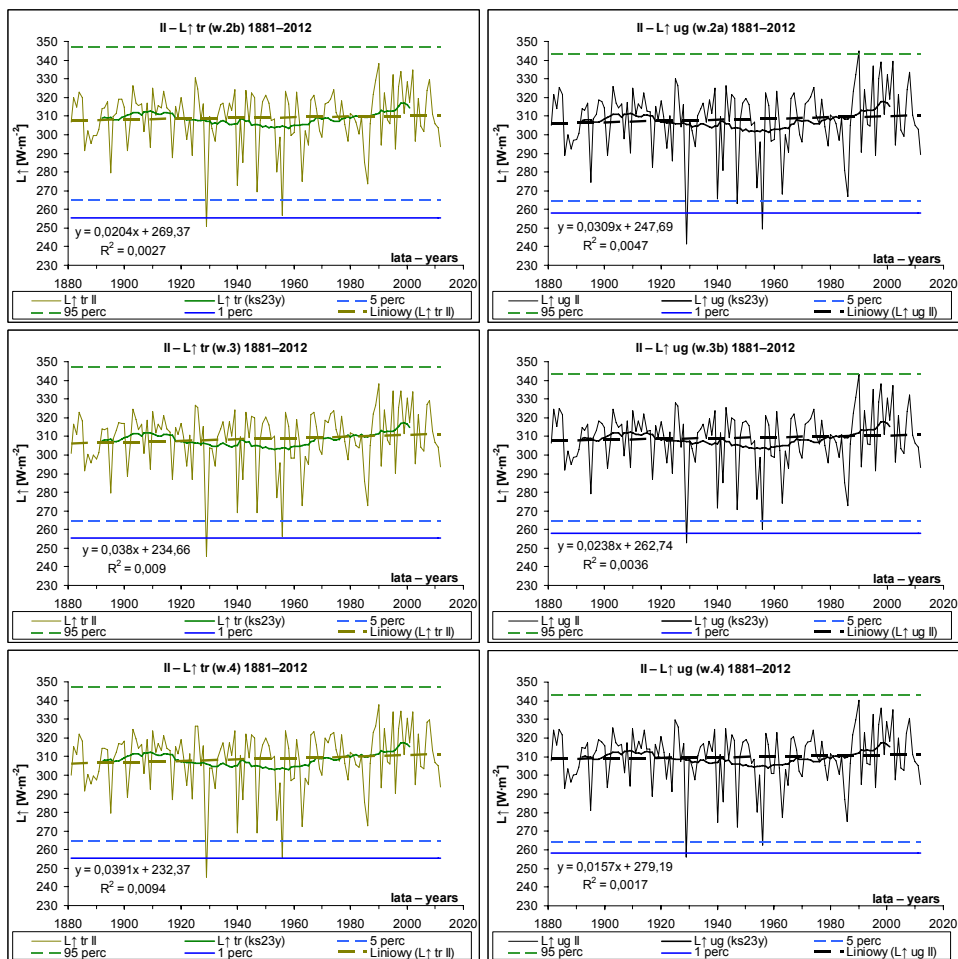
Rys. 7.7b. Przebiegi miesięczne (V–VIII)  $L_{\uparrow tr}$  i  $L_{\uparrow ug}$  we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012 według wzorów regresji 1-zmiennej (w. 1). Objaśnienia: jak na rys. 7.7c

Fig. 7.7b. The monthly runs of  $L_{\uparrow tr}$  and  $L_{\uparrow ug}$  in Wrocław-Swojec from May (V) to Aug. (VIII) in 1881–2012 according to 1-variable (w. 1) regression equations. Explanation: as in Fig. 7.7c



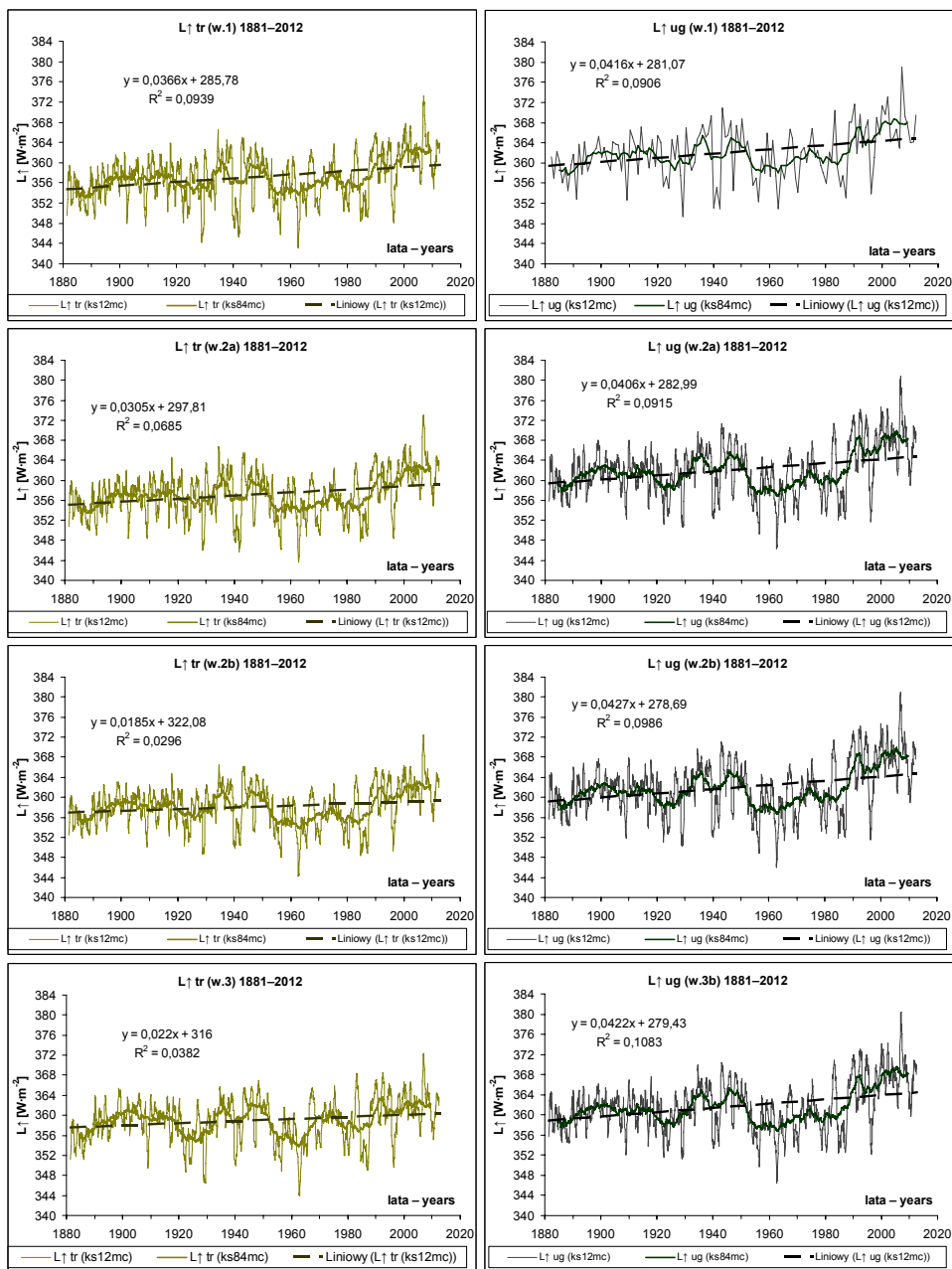
Rys. 7.7c. Przebiegi miesięczne (IX–XII)  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$  we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012 według wzorów regresji 1-czynnikowej (w. 1). Objasnienia: perc – percentyle dla pomierzonych wartości dobowych  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$ , ks23y – 23-letnia średnia wartość konsekwtywna, Liniowy – trend liniowy

Fig. 7.7c. The monthly runs of  $L\uparrow_{tr}$  and  $L\uparrow_{ug}$  in Wrocław-Swojec from Sep. (IX) to Dec. (XII) in 1881–2012 according to 1-variable (w. 1) regression equations. The explanation: perc – percentiles of measured diurnal values of  $L\uparrow_{tr}$  and  $L\uparrow_{ug}$ , the ks23y – 23-year mean consecutive value, Liniowy – linear trend



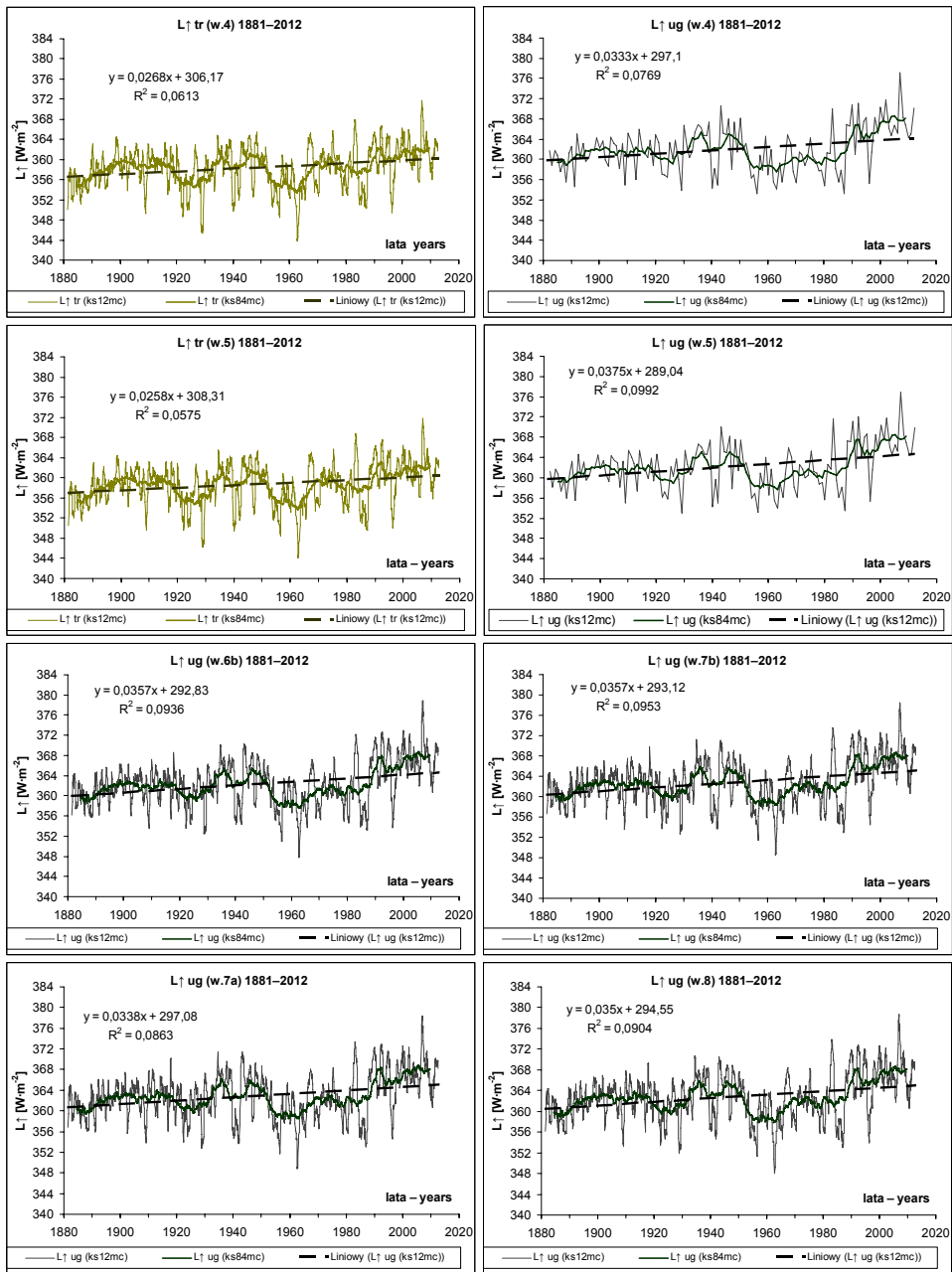
Rys. 7.8. Przebiegi dla lutego (II)  $L_{\uparrow tr}$  i  $L_{\uparrow ug}$  we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012 wg wybranych wzorów regresji 2-, 3- i 4-czynnikowej (w. 2a, w. 2b, w. 3, w. 3b, w. 4). Objaśnienia: jak na rys. 7.7c

Fig. 7.8. The runs of  $L_{\uparrow tr}$  and  $L_{\uparrow ug}$  in Wrocław-Swojec for Feb. (II) in 1881–2012 according to selected 2-, 3- and 4-variable (w. 2a, w. 2b, w. 3, w. 3b, w. 4) regression equations. Explanation: as in Fig. 7.7c



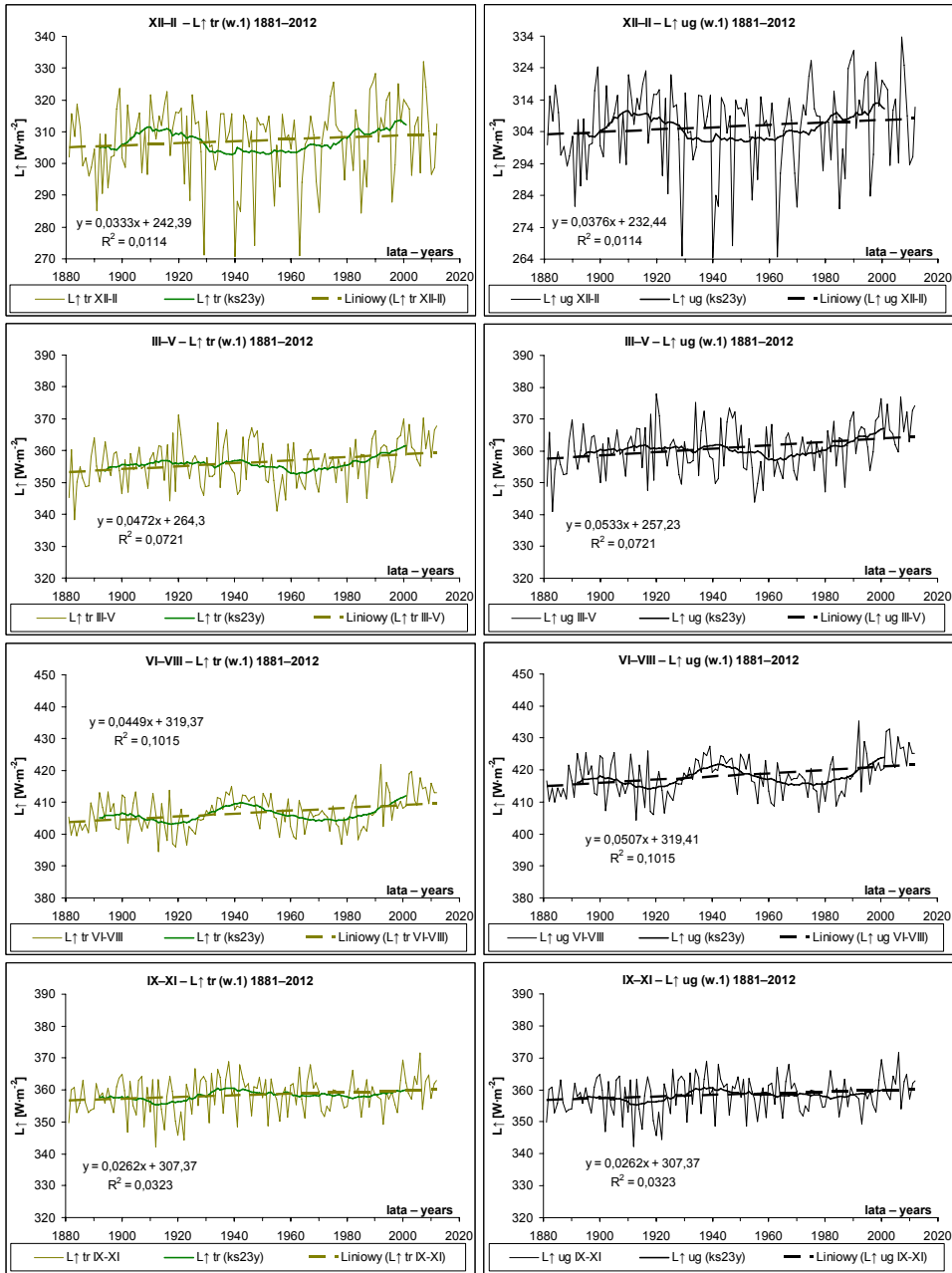
Rys. 7.9a. Przebiegi 12- i 84-miesięcznych średnich wartości konsekwentnych (*ks12mc*, *ks 84mc*)  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$  we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012 według wybranych wzorów regresji 1-, 2- i 3-czynnikowej (w. 1, w. 2a, w. 2b, w. 3, w. 3b). *Liniowy* – trend liniowy

Fig. 7.9a. The runs of 12- and 84-monthly mean consecutive values of  $L\uparrow_{tr}$  and  $L\uparrow_{ug}$  in Wrocław-Swojec in 1881–2012 according to selected 1-, 2- and 3-variable (w. 1, w. 2a, w. 2b, w. 3, w. 3b) regression equations. *Liniowy* – linear trend



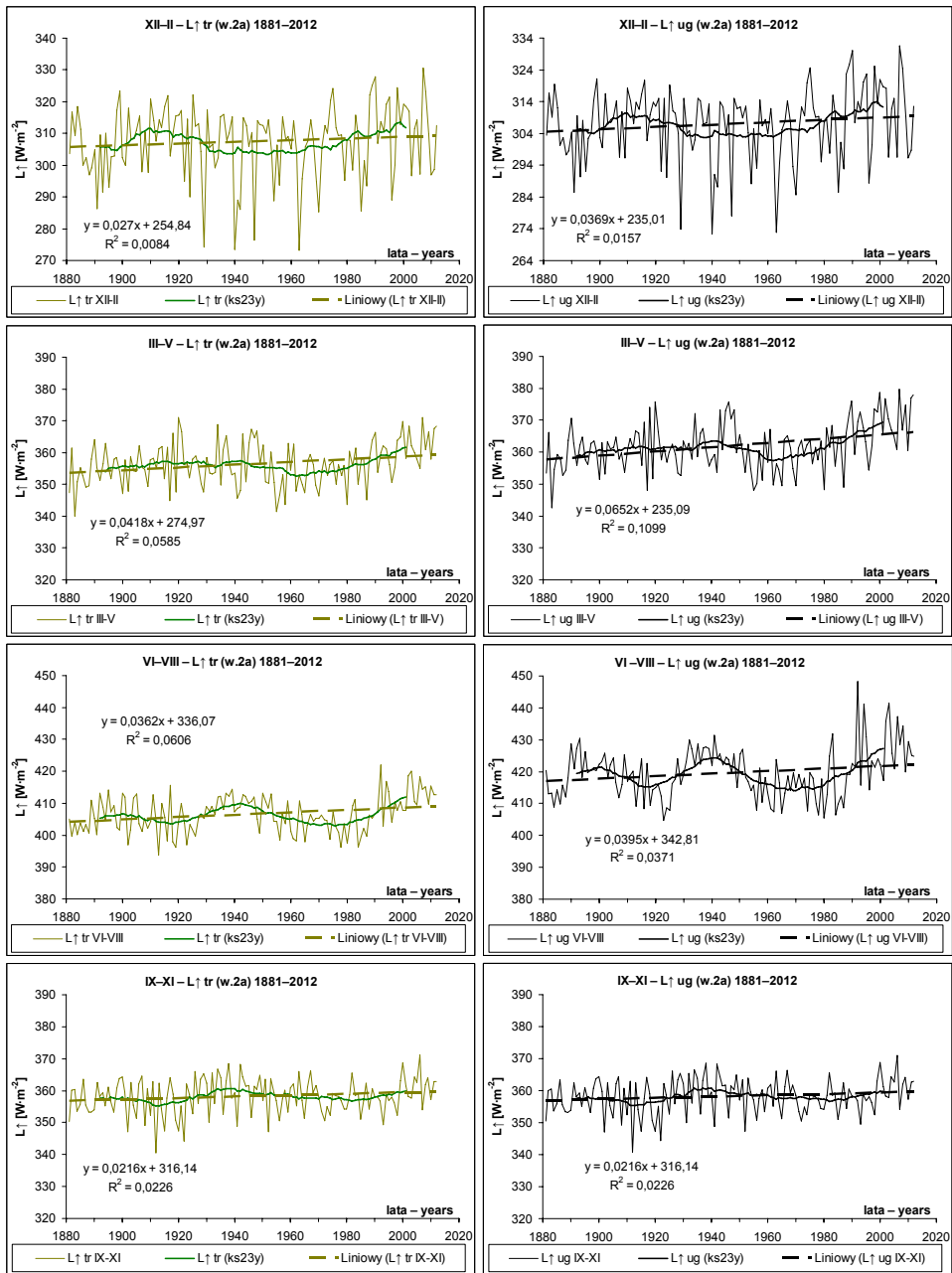
Rys. 7.9b. Przebiegi 12- i 84-miesięcznych średnich wartości konsekutywnych (*ks12mc*, *ks 84mc*)  $L_{\uparrow tr}$  i  $L_{\uparrow ug}$  we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012 według wybranych wzorów regresji od 4- do 8-zmiennej (w. 4, w. 5, w. 6b, w. 7a, w. 7b, w. 8). *Liniowy* – trend liniowy

Fig. 7.9b. The runs of 12- and 84-monthly mean consecutive values of  $L_{\uparrow tr}$  and  $L_{\uparrow ug}$  in Wrocław-Swojec in 1881–2012 according to selected from 4- to 8-variable (w. 4, w. 5, w. 6b, w. 7a, w. 7b, w. 8) regression equations. *Liniowy* – linear trend

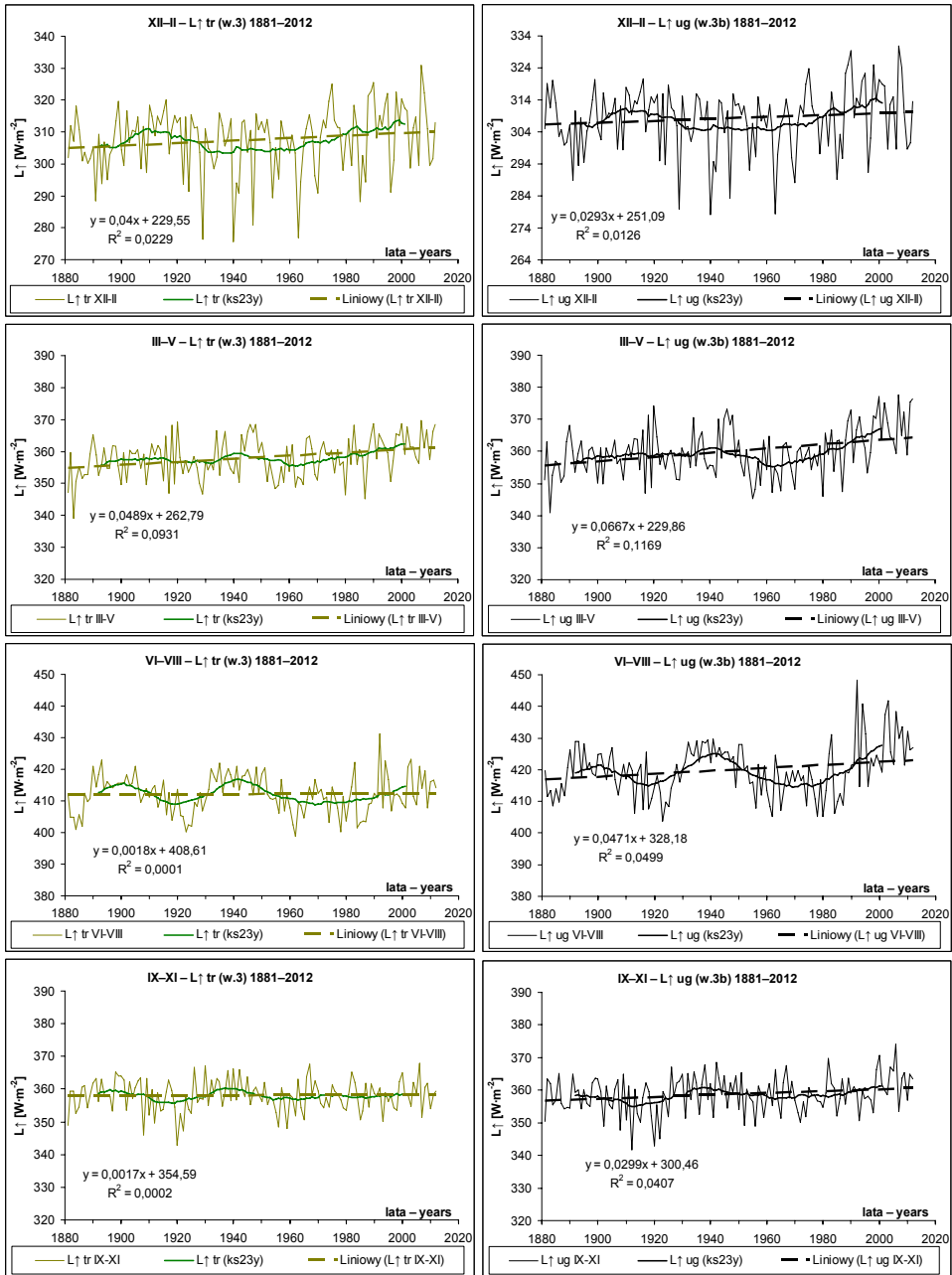


Rys. 7.10a. Przebiegi sezonowych (XII-II, III-V, VI-VIII, IX-XII) średnich wartości  $L_{\uparrow}$  oraz  $L_{\uparrow}$  i ich 23-letnich średnich konsekwentnych (ks23y) we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881-2012 według wzorów regresji 1-czynnikowej (w. 1). Objasnienie: *Liniowy* – trend liniowy  
 Fig. 7.10a. The runs of seasonal (XII-II, III-V, VI-VIII, IX-XII) mean values of  $L_{\uparrow}$  and  $L_{\uparrow}$  and their 23-year mean consecutive (ks23y) in Wrocław-Swojcu in 1881-2012 according to formulas of 1-variable regression. Explanation: Jan. – I, ... Dec. – XII, *Liniowy* – linear trend



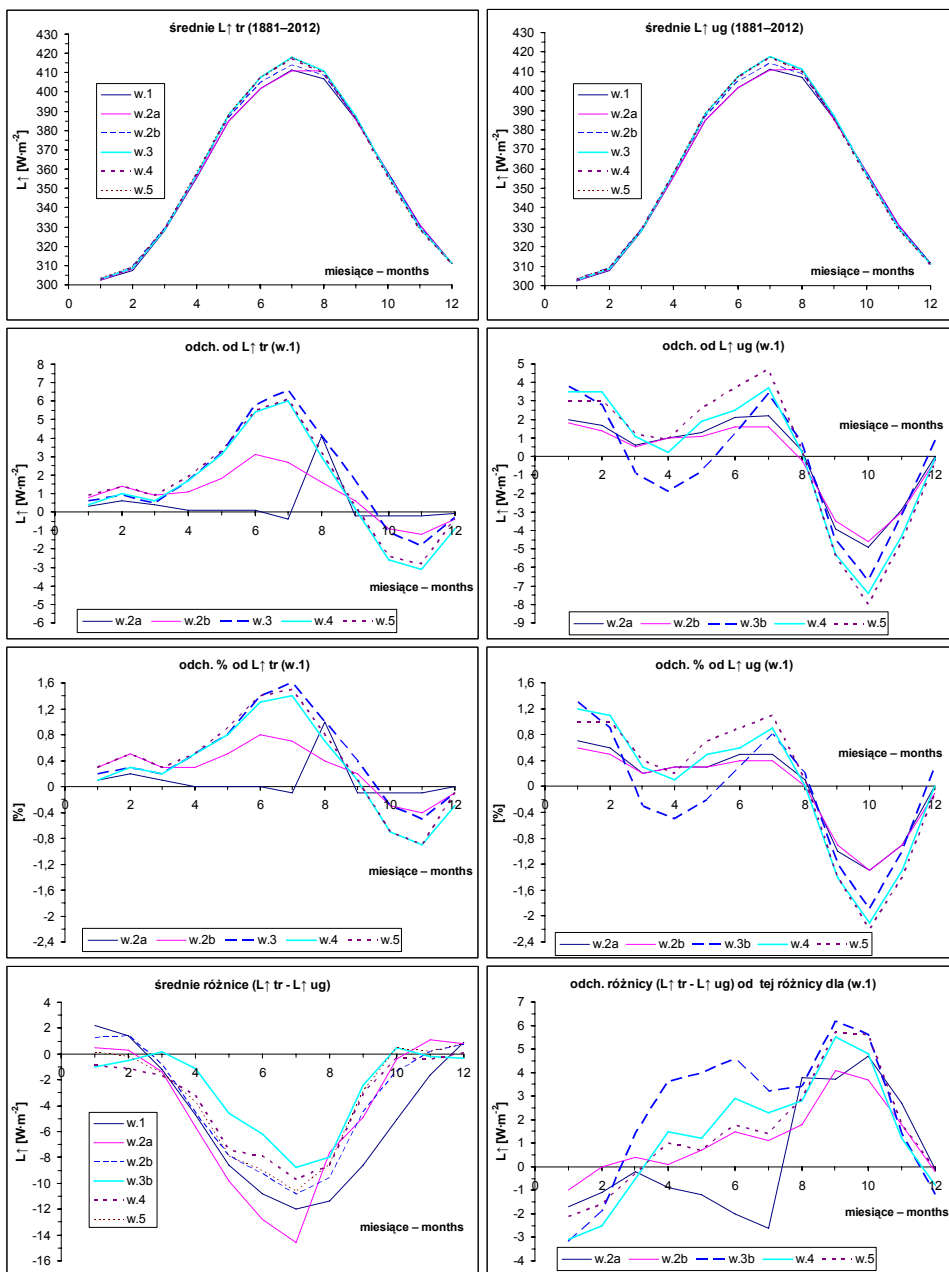


Rys. 7.10b. Przebiegi sezonowych (XII-II, III-V, VI-VIII, IX-XII) średnich wartości  $L\uparrow_{tr}$  oraz  $L\uparrow_{ug}$  i ich 23-letnich średnich konsekutywnych ( $ks23y$ ) we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881-2012 według wzorów regresji 2-czynnikowej (w. 2a). Objaśnienie: *Liniowy* – trend liniowy  
 Fig. 7.10b. The runs of seasonal (XII-II, III-V, VI-VIII, IX-XII) mean values of  $L\uparrow_{tr}$  and  $L\uparrow_{ug}$  and their 23-year mean consecutive ( $ks23y$ ) in Wrocław-Swojcu in 1881-2012 according to formulas of 2-variable (w. 2a) regression. Explanation: Jan. – I, ... Dec. – XII, *Liniowy* – linear trend



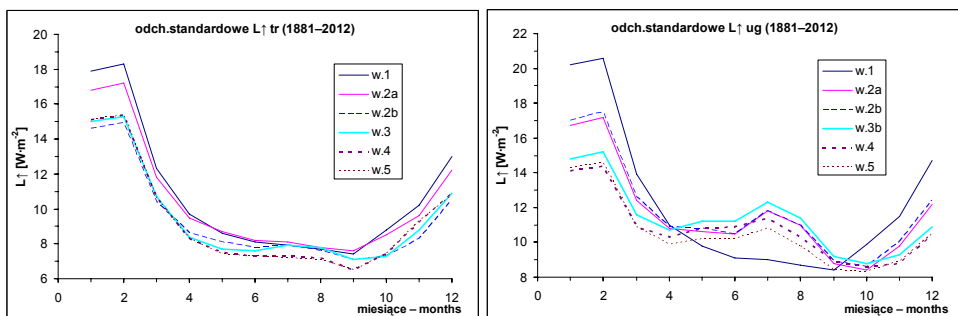
Rys. 7.10c. Przebiegi sezonowych (XII-II, III-V, VI-VIII, IX-XII) średnich wartości  $L_{\uparrow tr}$  oraz  $L_{\uparrow ug}$  i ich 23-letnich średnich konsekutwnych (ks23y) we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012 według wzorów regresji 2-czynnikowej (w. 3, w. 3b). *Liniowy* – trend liniowy

Fig. 7.10c. The runs of seasonal (XII-II, III-V, VI-VIII, IX-XII) mean values of  $L_{\uparrow tr}$  and  $L_{\uparrow ug}$  and their 23-year mean consecutive (ks23y) in Wrocław-Swojcu in years 1881–2012 according to formulas of 3-variable (w. 3, w. 3b) regression. Explanation: Jan.– I, ... Dec.– XII, *Liniowy* – linear trend



Rys. 7.11. Przebiegi roczne średnich miesięcznych wartości  $L_{\uparrow tr}$  i  $L_{\uparrow ug}$  oraz ich różnicy ( $L_{\uparrow tr} - L_{\uparrow ug}$ ) we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012 według różnych wzorów regresji od 1- do 5-czynnikowej (w. 1, ... w. 5), a także ich odchyżeń od wartości obliczonych według modelu w. 1

Fig. 7.11. The annual runs of monthly mean (*średnie*) values of  $L_{\uparrow tr}$  and  $L_{\uparrow ug}$  and their differences (*różnice*) in Wrocław-Swojcu in 1881–2012 according to formulas of 1- to 5-variable (w. 1, ... w. 5) regression, and also their deviations (*odch.*) from values calculated according to w. 1 model



Rys. 7.12. Przebiegi roczne miesięcznych wartości odchylenia standardowego  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$  we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012 według różnych wzorów regresji od 1- do 5-czynnikowej (w. 1, ... w. 5)

Fig. 7.12. The annual runs of monthly standard deviation (*odch.standardowe*) of  $L\uparrow_{tr}$  and  $L\uparrow_{ug}$  in Wrocław-Swojec in 1881–2012 according to formulas of 1- to 5-variable (w. 1, ... w. 5) regression

Tabela 7.4. Współczynniki (a, b) trendów liniowych  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$  dla kwietnia (IV) we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012, według wartości estymowanych z różnych wariantów (w. 1, ... w. 8) równań regresji (model) oraz ocena ich dokładności (SSE – błąd standardowy estymacji) i istotności (p – wg testu parametrycznego Pearsona i testów nieparametrycznych: Kendalla i Spearmana). Wartości  $\sigma(p)$  korelacji  $\leq 0,05$  pogrubiono i oznaczono: \* dla p na poziomie istotności (poz. ist.) 0,05, \*\* dla p na poziomie istotności 0,01, \*\*\* dla p na poziomie istotności 0,001

Table 7.4. Coefficients (a, b) of linear trends of  $L\uparrow_{tr}$  and  $L\uparrow_{ug}$  for April (IV) in Wrocław-Swojec in the years 1881–2012, according to values estimated by means of different variants (w. 1, ... w. 8) of regression equations (model) and valuation their accuracy (SSE – standard error of estimate) and significance (p – according to Pearson's parametric test and Kendall's and Spearman's nonparametric tests). The  $\sigma(p)$  values of correlation  $\leq 0,05$  made thicker and marked by means of: \* when p is significant at the 0,05 level and \*\* at the 0,01 level and \*\*\* at 0,001 level. Explanation: poz. ist. – level of significance

Model	a	b	R <sup>2</sup>	SSE	Pearson	poz. ist.	Kendall	poz. ist.	Spearman	poz. ist.
$L\uparrow_{tr}$ IV										
w. 1	0,064	231,723	0,062	9,477	<b>0,0039</b>	**	<b>0,0038</b>	**	<b>0,0046</b>	**
w. 2a	0,058	243,149	0,054	9,324	<b>0,0075</b>	**	<b>0,0078</b>	**	<b>0,0103</b>	*
w. 2b	0,055	250,377	0,059	8,359	<b>0,0049</b>	**	<b>0,0047</b>	**	<b>0,0061</b>	**
w. 3	0,066	228,67	0,09	8,063	<b>0,0005</b>	***	<b>0,0008</b>	***	<b>0,0008</b>	***
w. 4	0,065	231,279	0,088	7,996	<b>0,0005</b>	***	<b>0,001</b>	**	<b>0,001</b>	***
w. 5	0,063	235,51	0,083	7,979	<b>0,0008</b>	***	<b>0,0013</b>	**	<b>0,0013</b>	**
$L\uparrow_{ug}$ IV										
w. 1	0,072	220,411	0,062	10,706	<b>0,0039</b>	**	<b>0,0038</b>	**	<b>0,0046</b>	**
w. 2a	0,093	179,373	0,109	10,26	<b>0,0001</b>	***	<b>0,0002</b>	***	<b>0,0002</b>	***
w. 2b	0,09	185,881	0,1	10,379	<b>0,0002</b>	***	<b>0,0004</b>	***	<b>0,0004</b>	***
w. 3a	0,091	183,291	0,103	10,327	<b>0,0002</b>	***	<b>0,0006</b>	***	<b>0,0004</b>	***
w. 3b	0,084	195,718	0,089	10,28	<b>0,0005</b>	**	<b>0,0009</b>	***	<b>0,0008</b>	**
w. 4	0,066	231,946	0,06	10,071	<b>0,0048</b>	**	<b>0,004</b>	**	<b>0,0048</b>	**
w. 5	0,071	223,89	0,074	9,558	<b>0,0016</b>	**	<b>0,0017</b>	**	<b>0,0021</b>	**
w. 6a	0,072	222,194	0,086	8,954	<b>0,0006</b>	***	<b>0,0008</b>	***	<b>0,0008</b>	***
w. 6b	0,07	225,102	0,081	9,016	<b>0,0009</b>	***	<b>0,0013</b>	**	<b>0,0012</b>	**
w. 7a	0,067	231,187	0,075	9,124	<b>0,0015</b>	**	<b>0,0018</b>	**	<b>0,0016</b>	**
w. 7b	0,066	233,5	0,071	9,16	<b>0,002</b>	**	<b>0,0023</b>	**	<b>0,0019</b>	**
w. 8	0,067	231,713	0,074	9,119	<b>0,0016</b>	**	<b>0,0022</b>	**	<b>0,0024</b>	**

### 7.3. Promieniowanie zwrotne atmosfery $L_{\downarrow}$

Promieniowanie zwrotne atmosfery  $L_{\downarrow}$  jest przedstawiane przez zmodyfikowane prawo Stefana–Boltzmann w postaci:

$$L_{\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (6)$$

gdzie:

$\varepsilon_a$  – zdolność emisyjna atmosfery [wartość bezwzględna],

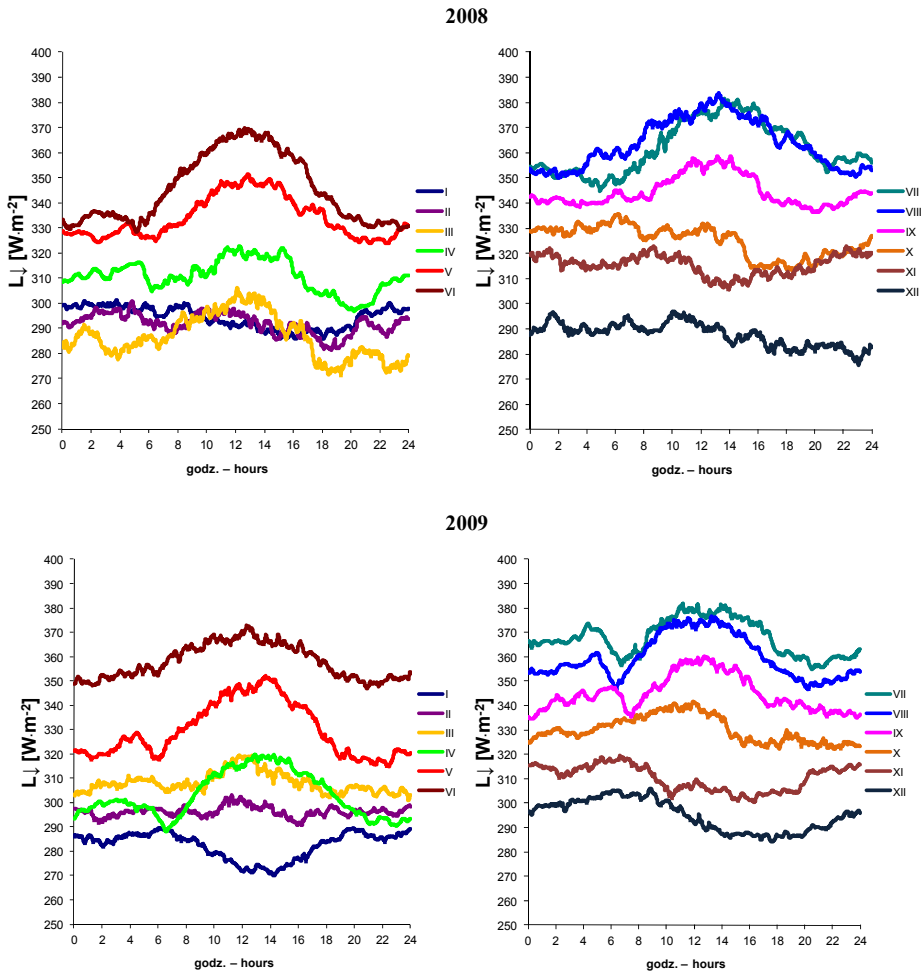
$\sigma$  – stała Stefana–Boltzmann [W·m<sup>-2</sup>·K<sup>-4</sup>],

$T_a^4$  – temperatura absolutna atmosfery [K] [Paszyński i in. 1999].

Promieniowanie to emitują wieloatomowe cząsteczki pary wodnej, dwutlenku węgla i innych składników gazowych, cząsteczki pyłu i kryształki lodu. Pokrywa chmur emituje promieniowanie ciepłe do ok. 50 μm, przy braku chmur promieniowanie atmosfery nie stanowi widma ciągłego. Największy udział w emisji promieniowania zwrotnego ma para wodna. Do zwiększenia emisji przyczynia się więc nie tylko wzrost temperatury powietrza, ale także wilgotność powietrza, a ta zależy od charakteru napływających mas. Wzrost strumienia  $L_{\downarrow}$  powodują również inne gazowe domieszki powietrza, na przykład CO<sub>2</sub> i SO<sub>2</sub> [Oke 1976]. Rzeźba terenu (zasłonięcia horyzontu) wpływa także na zmiany dopływu promieniowania zwrotnego atmosfery [Paszyński i in. 1999, Fortuniak 2003, 2010].

Według Paszyńskiego i in. [1999] zmienność strumienia  $L_{\downarrow}$  jest stosunkowo mała. Obserwowane we Wrocławiu w latach 2007–2012 miesięczne wartości strumienia  $L_{\downarrow}$  charakteryzowały się na ogół małą zmiennością dobową (do ok. 10–15 W·m<sup>-2</sup>) jedynie w sezonie zimowym i późnojesiennym (XI–II). W pozostałym okresie, a szczególnie w miesiącach V–VIII średnie zmiany dobowe były wyraźniejsze i osiągały nawet ok. 40 W·m<sup>-2</sup> w lipcu 2008 r. (rys. 7.13a,b). W badanych przebiegach rocznych ujawniła się relatywnie duża sezonowa zmienność wartości miesięcznych natężenia  $L_{\downarrow}$ , gdyż w latach 2010 i 2011 ich amplituda roczna przekroczyła 100 W·m<sup>-2</sup>. Pod tym względem zakres 5-letnich zmian promieniowania zwrotnego atmosfery zawierał się w przedziale od 261,1 W·m<sup>-2</sup> w lutym 2012 r. do 374 W·m<sup>-2</sup> w lipcu 2010 r. (tab. 8.1, 8.2). W przebiegu dobowym wartości miesięcznych (rys. 7.13a,b), amplituda ta wyniosła ok. 140 W·m<sup>-2</sup> (rozpiętość skrajnych wartości  $L_{\downarrow}$  od ok. 258 W·m<sup>-2</sup> w lutym 2011 r. do ok. 398 W·m<sup>-2</sup> w lipcu 2010 r.). Przebiegi tak ujętego strumienia zwrotnego atmosfery w kolejnych, pełnych kalendarzowych latach (2008–2011) różniły się w poszczególnych miesiącach i wskazywały na rolę temperatury i zdolności emisyjnej atmosfery, które reprezentują całość procesów pochłaniania i emisji wszystkich składników powietrza [Paszyński i in. 1999]. Wahania strumienia wynikały ze zmian wilgotności, zachmurzenia i zanieczyszczenia atmosfery.

W roku 2008 zanotowano minimalną gęstość strumienia miesięcznego:  $L_{\downarrow} = 286,7$  W·m<sup>-2</sup> w marcu i max. 363,9 W·m<sup>-2</sup> w sierpniu (tab. 8.1, 8.2). Obserwowane w przebiegu dobowym (rys. 7.13a,b) wahania średniego miesięcznego natężenia strumienia zwrotnego atmosfery były większe i osiągały ok. 100 W·m<sup>-2</sup>. W roku 2009 minimum zanotowano już w styczniu (282,3 W·m<sup>-2</sup>), maksimum zaś w lipcu (367,8 W·m<sup>-2</sup>). W roku 2010 nad Dolnym Śląskiem zalegały przez długi czas wilgotne masy powietrza, które m.in. przyniosły obfite opady majowe i wrześniowe. Duże zachmurzenie i zwiększona wilgotność powietrza przyczyniły się do większego wypromieniowania atmosfery w maju: 350 W·m<sup>-2</sup> ( $P = 140,7$  mm), lipcu: 374 W·m<sup>-2</sup> ( $P = 78,6$  mm), sierpniu: 370,5 W·m<sup>-2</sup> ( $P = 109,1$  mm) i wrześniu: 337 W·m<sup>-2</sup> ( $P = 134,1$  mm).

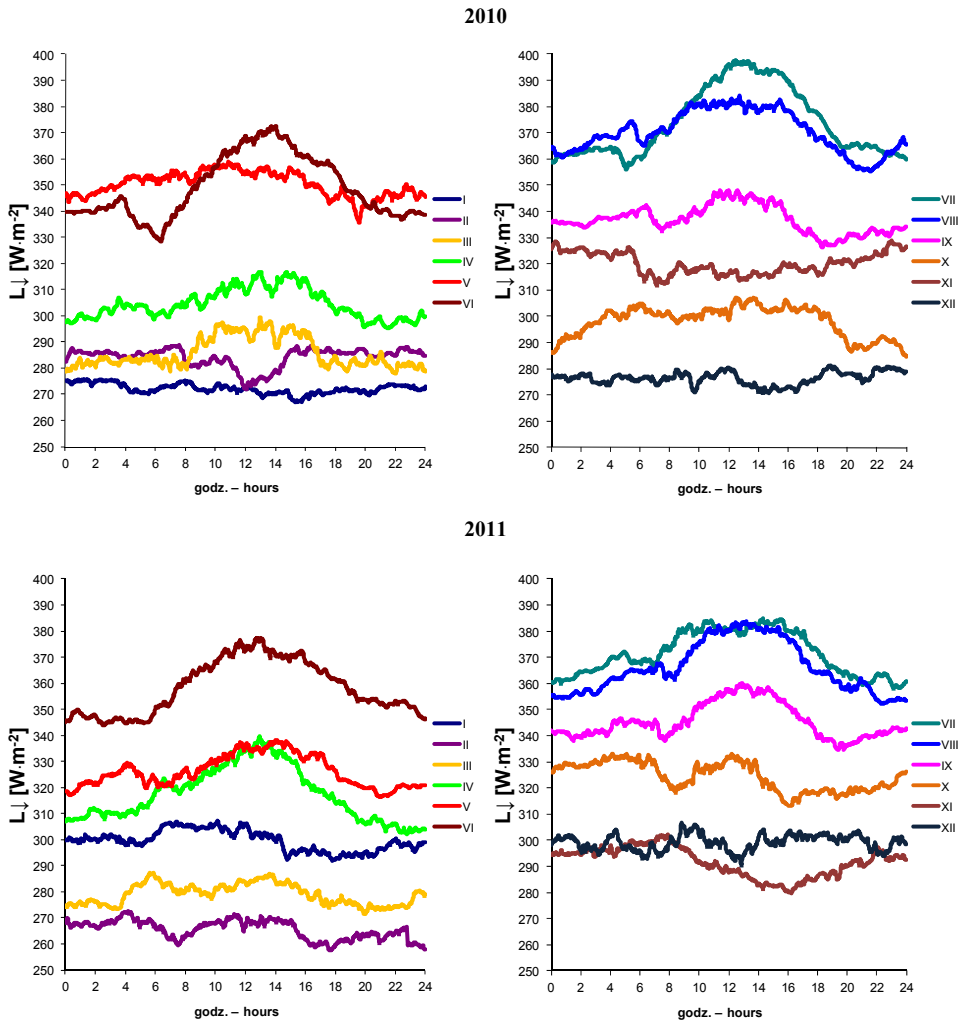


Rys. 7.13a. Przebieg dobowy średniego miesięcznego natężenia zwrotnego atmosfery  $L_{\downarrow}$  w latach 2008–2009 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 7.13a. The daily course of monthly mean of atmospheric radiation intensity  $L_{\downarrow}$  in the years 2008–2009 in Wrocław-Swojiec

W roku 2011, oprócz temperatury powietrza, która w półroczu ciepłym (poza lipcem) była wyższa niż w roku poprzednim (rys. 7.14), istotny wpływ na  $L_{\downarrow}$  atmosfery miał także rozkład roczny i wysokość sum miesięcznych opadów (rys. 7.15). Opady w czerwcu tego roku wyniosły 95,7 mm, a w lipcu 170,9 mm, co znalazło swoje odzwierciedlenie w wyższych wartościach promieniowania długofalowego atmosfery w lipcu, które osiągnęły wtedy maksimum roczne.

Obserwowana we Wrocławiu-Swojcu zmienność miesięcznych wartości strumienia  $L_{\downarrow}$ , na tle zmienności odpowiadających im czasowo wartości natężenia  $K_{\downarrow}$ , nie jest aż tak wielka. Do oceny wielkości tej zmienności odpowiedniejsze jest jednak porównanie z podobną jej, co do rzędu wielkości, zmiennością w czasie promieniowania długofalowego analizowanego



Rys. 7.13b. Przebieg dobowy średniego miesięcznego natężenia zwrotnego atmosfery  $L_{\downarrow}$  w latach 2010–2011 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 7.13b. The daily course of monthly mean of atmospheric radiation intensity  $L_{\downarrow}$  in the years 2010–2011 in Wrocław-Swojec

podłoża atmosfery (powierzchnia trawiasta i ugor). Z tego punktu widzenia badane wartości strumienia  $L_{\downarrow}$  charakteryzowały się więc stosunkowo często względnie dużą zmiennością dobową w miesiącach V–VIII oraz około 3-krotnie większą od maksymalnych zmian dobowych zmiennością jego amplitudy rocznej.

Przebieg roczny dyspersji „chmurowej” wartości dobowych  $L_{\downarrow}$  atmosfery na tle podobnych przebiegów  $L_{\uparrow_{tr}}$  i  $L_{\uparrow_{ug}}$  (rys. 7.16 – wykresy górne) demonstruje, że poza okresem letnim amplituda dobowej zmienności jest większa dla promieniowania długofalowego atmosfery. Latem przewyższa ją zakres zmian dobowych wartości wypromieniowania ugoru. Średnie wartości dobowe  $L_{\downarrow}$  atmosfery są niższe od odpowiednich wartości  $L_{\uparrow_{tr}}$  lub  $L_{\uparrow_{ug}}$  o ok.  $60 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ,

co widać również w zastosowanej na wykresach wielkości wzajemnego przesunięcia ich skali pionowej. Te cechy zmienności zachowują się jeszcze w przebiegach ich średnich wartości dobowych (*śr dz*), które pokazują też, że zimą występuje zbliżenie wartości wypromieniowania długofalowego z tych trzech powierzchni czynnych. Średnia różnica wynosi wtedy ok.  $20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  i zwiększa się latem do ok.  $70 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , w porównaniu z  $L\uparrow_{ug}$ . Demonstruje to wyraźnie zapis graficzny ich 30-dniowych średnich konsekwentnych (*ks30dni*) wartości (rys. 7.16 – wykresy środkowe), „wygładzający” nie tylko wahania dobowe, ale także obraz zmian, który wcześniej (rys. 7.1) przedstawiono w postaci przebiegu rocznego średnich miesięcznych. Występuje tu nie tylko sezonowy cykl tych zmian, ale również pewna zmienność zakresu wahań dobowych tych wartości z roku na rok (rys. 7.16 – wykresy dolne), która uwidoczniła się dobrze we Wrocławiu-Swojcu w badanym 5-leciu (VIII 2007 – VII 2012).

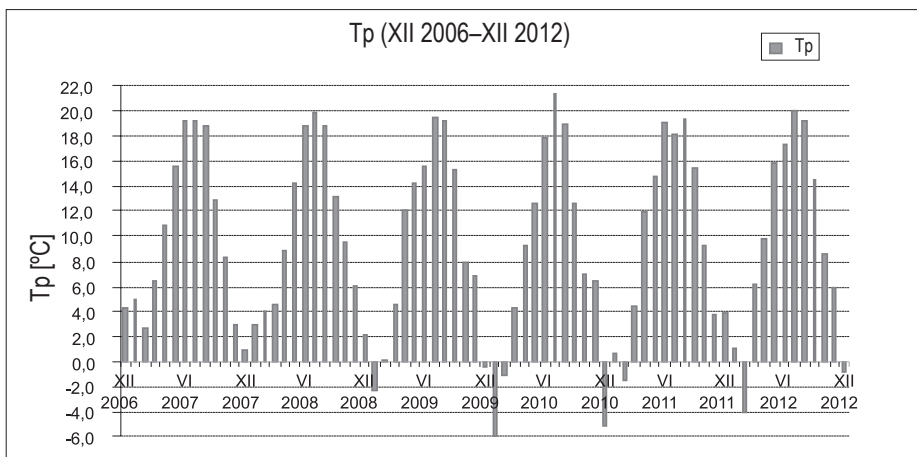
Tak postrzegana dynamika promieniowania zwrotnego atmosfery zależała głównie od zmian zawartości pary wodnej w powietrzu i jego zachmurzenia, co potwierdzają wyprowadzone dla miesięcznych wartości  $L\downarrow$  równania regresji (tab. 7.1). Zmiennymi niezależnymi są w nich, obok prężności pary wodnej  $e$  i temperatury powietrza  $Tp$ , różne inne elementy meteorologiczne, związane z wilgotnością powietrza i wpływem na jego przeźroczystość lub na wielkość promieniowania odbitego i rozproszonego (obecność pokrywy śnieżnej, frekwencja opadów, parowanie, prędkość wiatru), a także usłonecznienie  $S$ , które pośrednio jest wskaźnikiem zachmurzenia. Metodyka wyprowadzenia tych równań była identyczna jak w przypadku równań dla promieniowania uchodzącego trawy i ugoru, dlatego nie zostanie tu już szczegółowo omówiona. Zrekonstruowane 132-letnie (1881–2012) przebiegi  $L\downarrow$  atmosfery dla kolejnych miesięcy roku (rys. 7.17, 7.18) są także przykładem zastosowania „metody procentylowej” do weryfikacji równań, tworzących modele tego promieniowania.

W odróżnieniu od równań regresji dla  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$ , wybrane równania regresji wieloczynnikowej dla  $L\downarrow$  atmosfery na ogół cechują się mniejszymi wartościami VIF. Najlepszy pod tym względem (ale najslabszy pod względem parametrów dokładności) jest model w. 2, w którym obie zmienne niezależne ( $e$ ,  $fr.P > 0,1$ ) mają optymalną wartość  $VIF = 1$ . Pozostałe modele, poza wariantem w. 6, choć odbiegają mocniej od tego „wzorca”, gdyż ich maksymalne VIF wynosi 5 dla w. 3, ok. 8 dla w. 5a i 6,9 dla w. 5b, ale jednak spełniają kryterium ( $VIF \leq 10$ ) nieprzeparametryzowania równań regresji. Jedynie w modelu 6-czynnikowym w. 6, w którym występują razem  $Tp$  i  $e$ , a więc elementy meteorologiczne silnie z sobą skorelowane (na co zwrócono uwagę już wcześniej, w aspekcie ich wpływu na VIF równań dla  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$ ) ten parametr osiąga wartość 45,7. Model w. 6, pomimo bardzo dobrych wskaźników dokładności równania regresji (tab. 7.1), m.in.  $SEE = 2,9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , a  $RMSE = 3,1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , ma więc tu znaczenie pomocnicze, w stosunku do pozostałych wariantów równań dla  $L\downarrow$  atmosfery. Nie oznacza to jednak pewności, że jest on przeparametryzowany. W omawianej sytuacji kryterium VIF nakazuje jedynie ostrożność w traktowaniu wyprowadzonych z niego wyników, a nie jego odrzucenie. Za taką interpretacją przemawia duża zbieżność wyprowadzonych z niego wartości  $L\downarrow$  atmosfery z wartościami uzyskanymi za pomocą równań, które to kryterium spełniły (rys. 7.17–7.19).

Przebiegi 132-letnich wartości miesięcznych  $L\downarrow$  atmosfery we wszystkich tych modelach cechuje wyraźny trend wznoszący, najczęściej bardzo istotny ( $p \leq 0,01$  według 3 testów: Pearsona, Kendalla i Spearmana). Jedynie dla większości miesięcy w modelu w. 2, a w okresie zimowym (XII–II) i w październiku, dla wartości w modelu w. 3, trend ten staje się nieistotny (rys. 7.17). Przekłada się to również na słabszy, nieistotny trend wzrostowy dla 12-miesięcznych wartości konsekwentnych w wariancie w. 2 (współczynnik kierunkowy trendu = 0,0153,

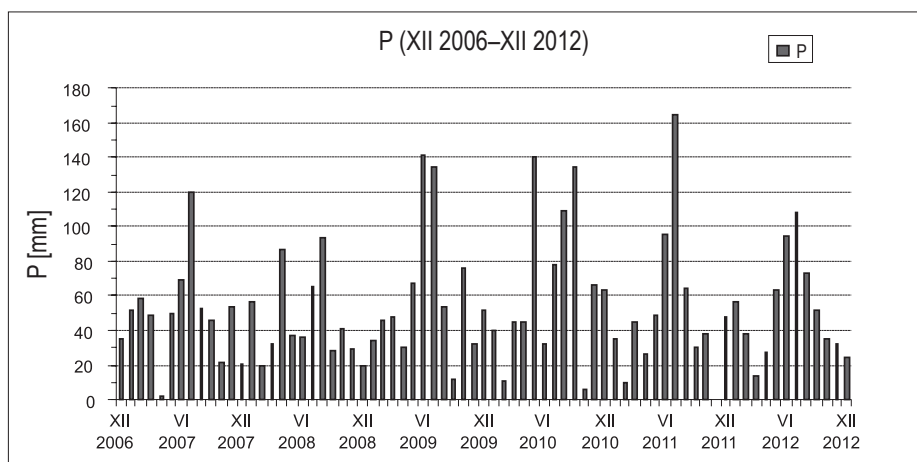


$R^2 = 0,0192$ ), który cechuje się najgorszymi (tab. 7.1) parametrami dokładności ( $SEE = 5,95 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ,  $RMSE = 6,11 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ). Znacznie silniejszy i bardzo istotny statystycznie (współczynnik kierunkowy =  $0,0587$ ,  $R^2 = 0,218$ ) jest trend w wariancie w. 3 (rys. 7.19), którego niższą niż w pozostałych wariantach dokładność charakteryzują parametry  $SEE = 4,47 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  i  $RMSE = 4,63 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Na tle cech tych trendów wybijają się stosunkowo wysokie współczynniki kierunkowe ( $0,1091$  dla w. 5a i  $0,1055$  dla w. 5b oraz  $0,0857$  dla w. 6) i współczynniki determinacji ( $R^2 > 0,4$ ), świadczące o bardzo wysokiej istotności wzrostowych trendów w pozostałych modelach zmienności 12-miesięcznych średnich ruchomych promieniowania długofalowego atmosfery w latach 1881–2012.



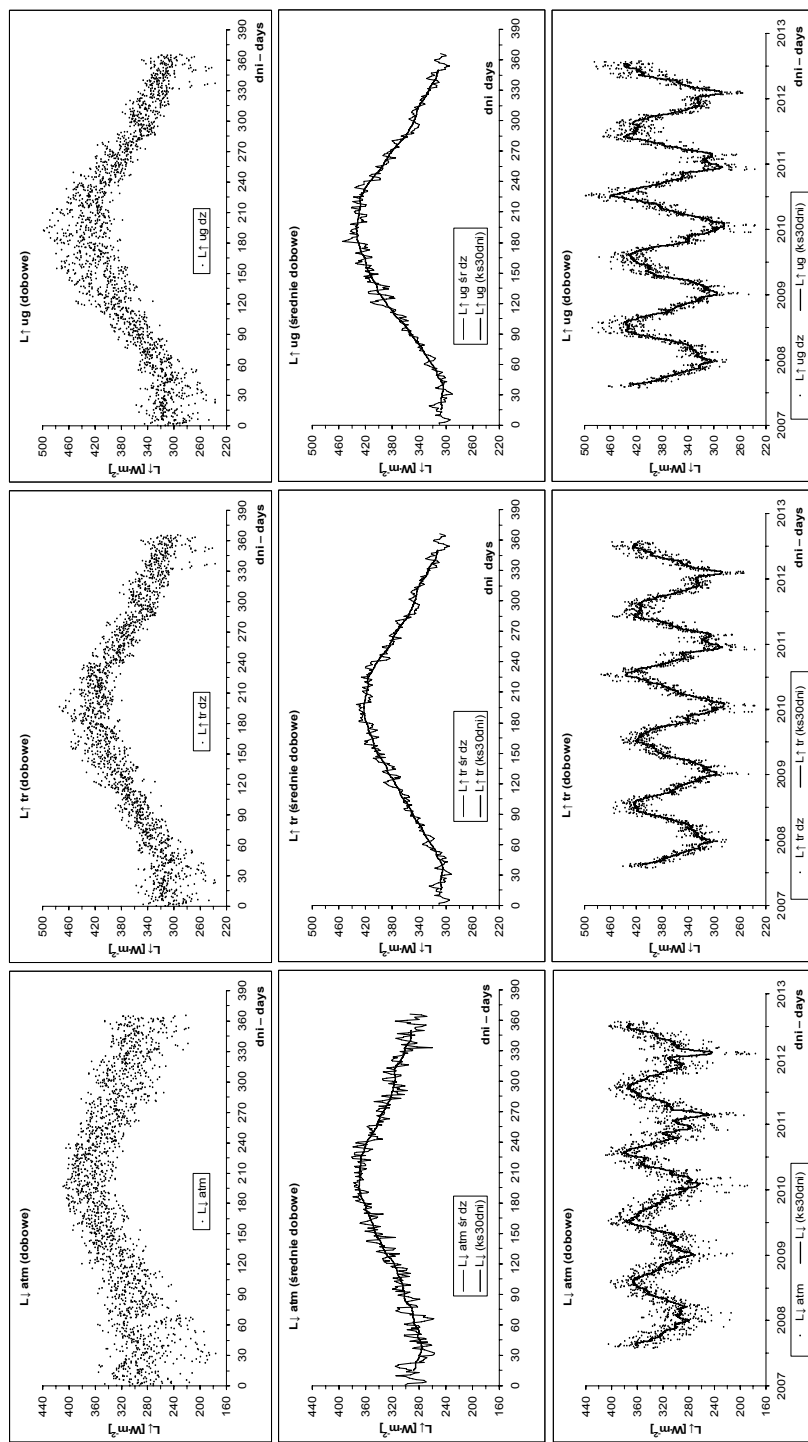
Rys. 7.14. Przebieg średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza we Wrocławiu-Swojcu od XII 2006 r. do XII 2012 r.

Fig. 7.14. The course of average monthly values of air temperature in Wrocław-Swojec from Dec. 2006 to Dec. 2012



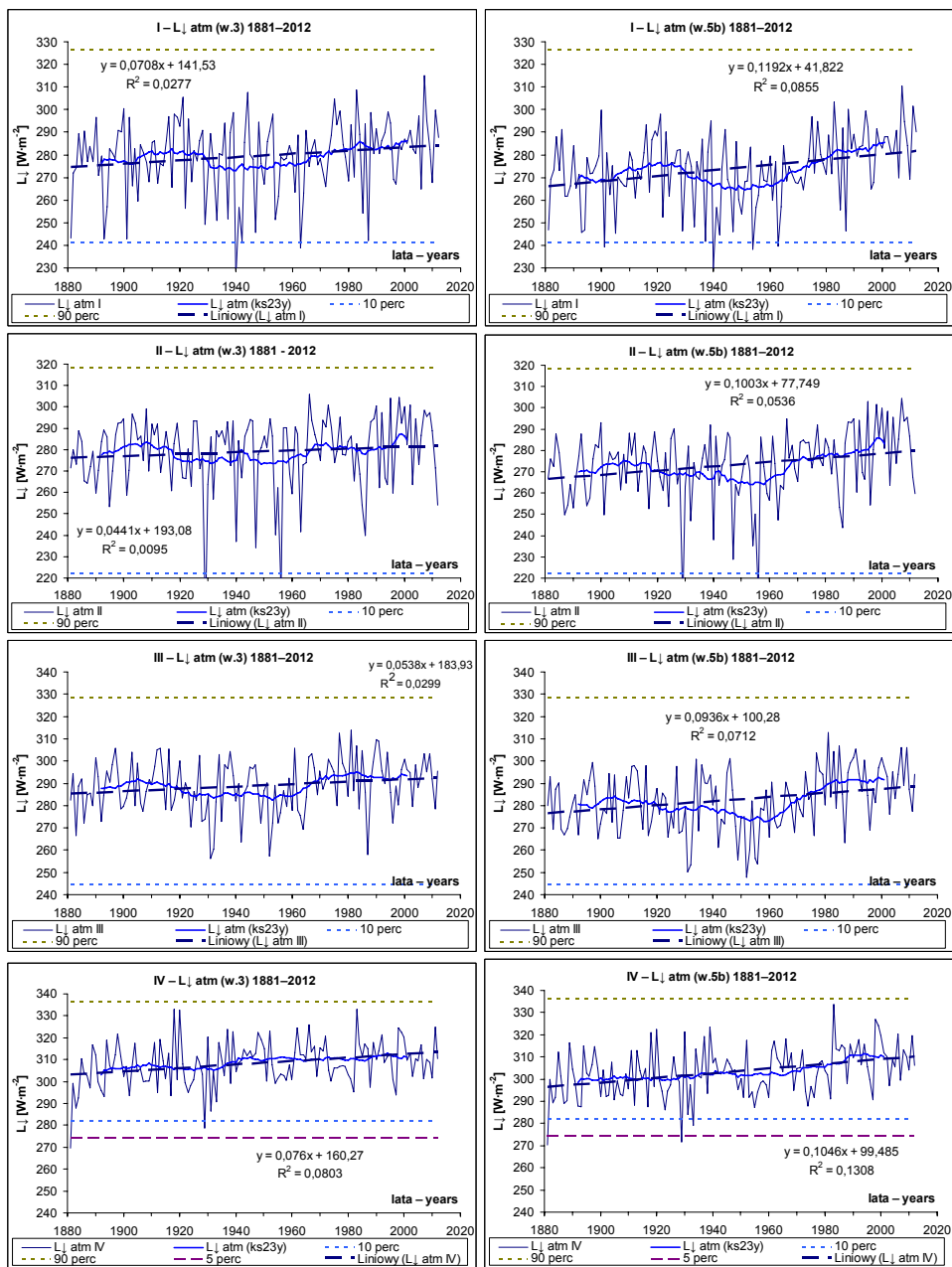
Rys. 7.15. Przebieg sum miesięcznych opadów we Wrocławiu-Swojcu od XII 2006 r. do XII 2012 r.

Fig. 7.15. The course of monthly sums of precipitation in Wrocław-Swojec from Dec. 2006 to Dec. 2012. Explanation: VI – June, XII – Dec.

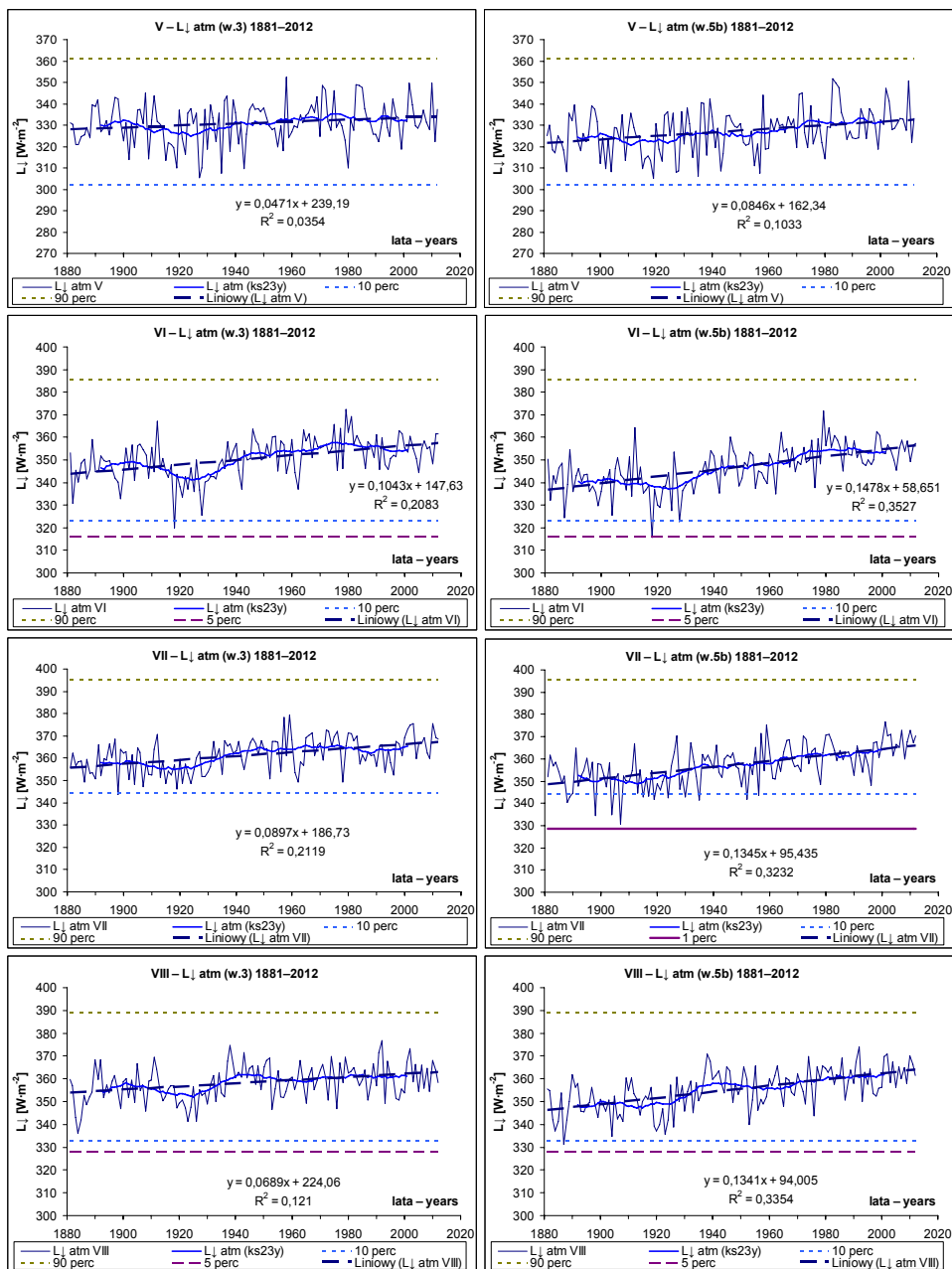


Rys. 7.16. Przebiegi roczne dyspersji „chmurowej” wartości dobowych  $L_{i,atm}$ ,  $L_{i,tr}$ ,  $L_{i,ug}$  (wykresy górne) oraz ich średnich dobowych (śr dz) i 30-dniowych średnich konsekwentnych (ks30dni) wartości (wykresy środkowe) na tle ich zmian z roku na rok (wykresy dolne) od VIII 2007 do VII 2012 we Wrocławiu-Swojcu

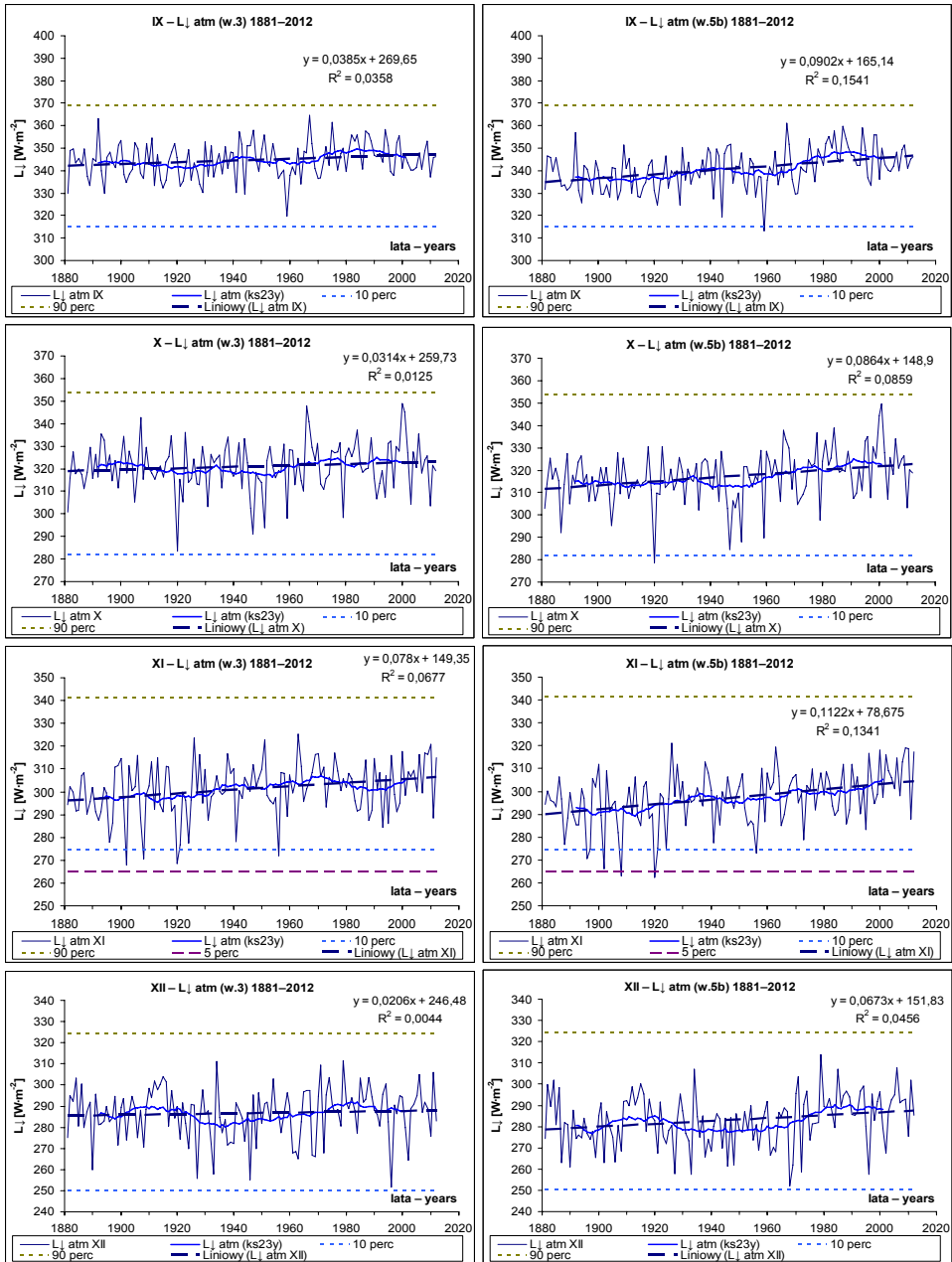
Fig. 7.16. The courses of „cloud” dispersion of  $L_{i,atm}$ ,  $L_{i,tr}$ ,  $L_{i,ug}$  diurnal values (the upper graphs) and their diurnal means (śr dz) and 30-day mean consecutive (ks30dni) values (the central graphs) on the background of their changes from year-to-year (lower graphs) from Aug. 2007 to Jul. 2012 in Wrocław-Swojec



Rys. 7.17a. Przebiegi miesięczne (I–IV)  $L_{\downarrow}$  atmosfery (*atm*) we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012, według wzorów regresji 3- i 5-czynnikowej (w. 3, w. 5b). Objasnienia: jak na rys. 7.17c  
 Fig. 7.17a. The monthly runs of  $L_{\downarrow}$  atmosphere (*atm*) in Wrocław-Swojec from Jan. (I) to Apr. (IV) in 1881–2012, according to 3- and 5-variable (w. 3, w. 5b) regression equation. The explanation: as in Fig. 7.17c

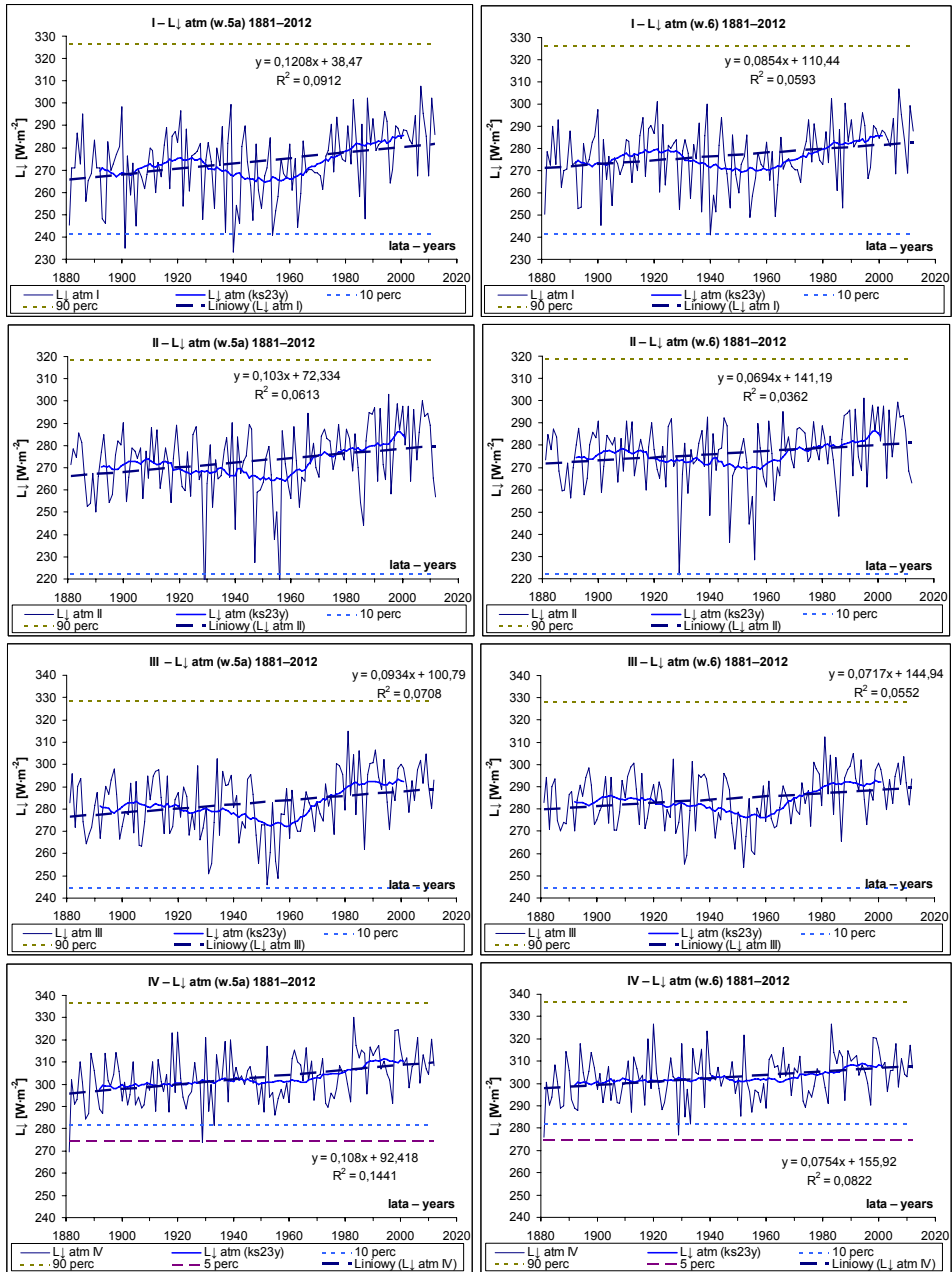


Rys. 7.17b. Przebiegi miesięczne (V–VIII)  $L_{\downarrow}$  atmosfery (atm) we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012, według wzorów regresji 3- i 5-czynnikowej (w. 3, w. 5b). Objasnienia: jak na rys. 7.17c  
 Fig. 7.17b. The monthly runs of  $L_{\downarrow}$  atmosphere (atm) in Wrocław-Swojec from May (V) to Aug. (VIII) in 1881–2012, according to 3- and 5-variable (w. 3, w. 5b) regression equation. The explanation: as in Fig. 7.17c

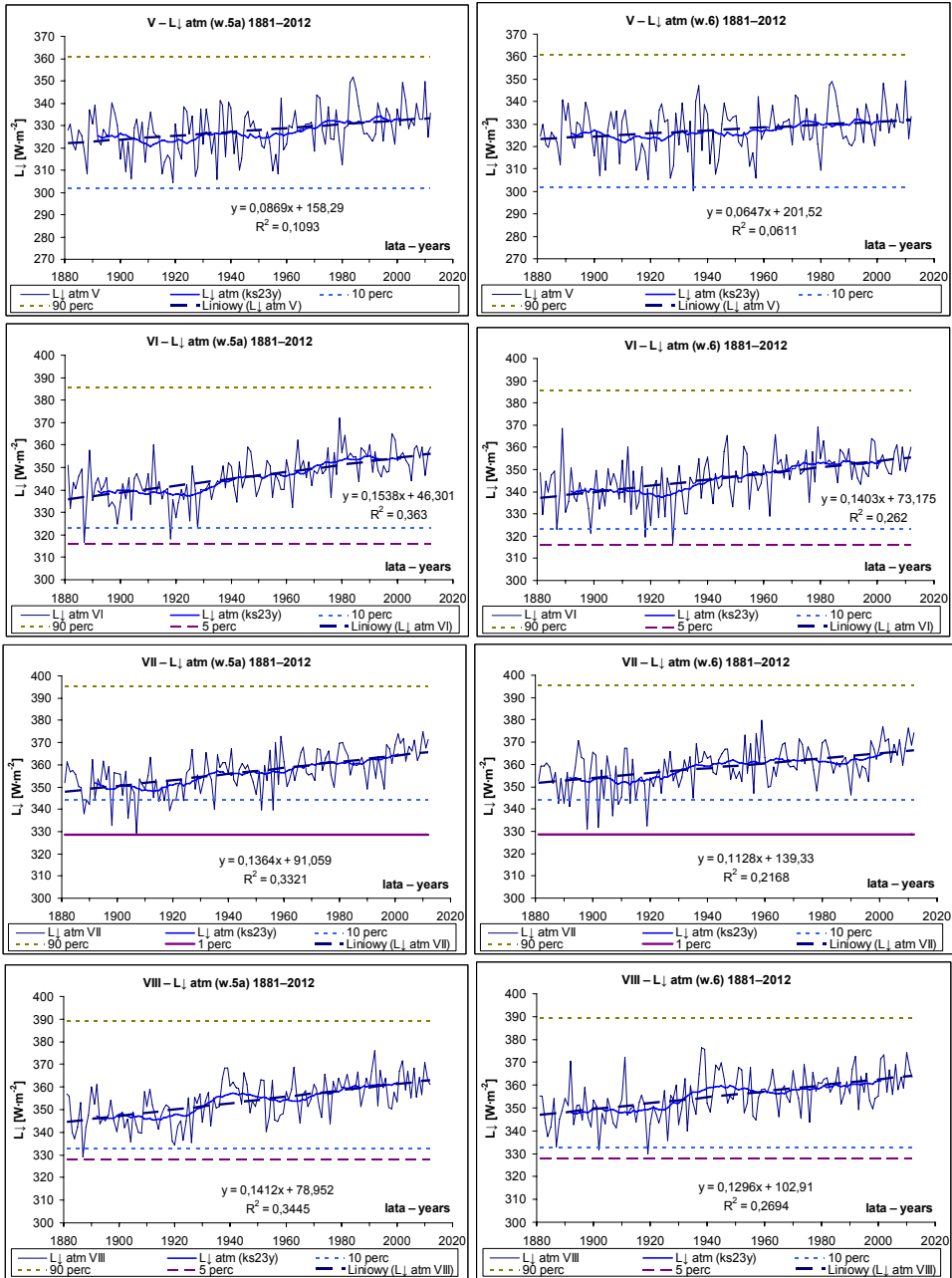


Rys. 7.17c. Przebiegi miesięczne (IX–XII)  $L_{\downarrow}$  atmosfery (atm) we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012, według wzorów regresji 3- i 5-zmiennej (w. 3, w. 5b). Objaśnienia: perc – percentyle dla pomierzonych wartości dobowych  $L_{\downarrow}$  atmosfery, ks23y – 23-letnia średnia wartość konsekwentna, Liniowy – trend liniowy

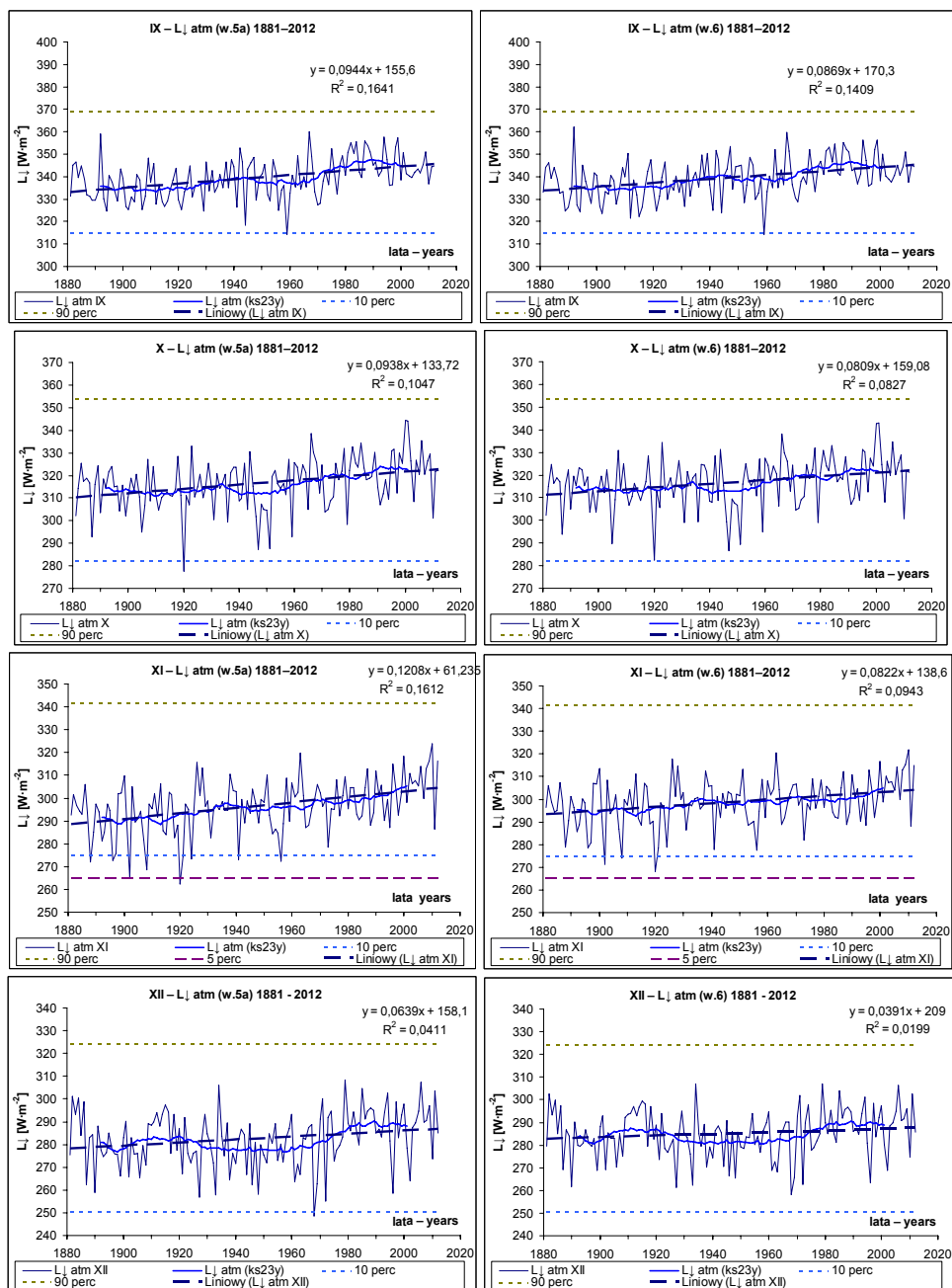
Fig. 7.17c. The monthly runs of  $L_{\downarrow}$  atmosphere (atm) in Wrocław-Swojec from Sep. (IX) to Dec. (XII) in 1881–2012, according to 3- and 5-variable (w. 3, w. 5b) regression equation. The explanation: perc – percentiles of measured diurnal values of  $L_{\downarrow}$  atmosphere, ks23y – 23-year mean consecutive value, Liniowy – linear trend



Rys. 7.18a. Przebiegi miesięczne (I–IV)  $L_{\downarrow}$  atmosfery (atm) we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012 według wzorów regresji 5- i 6-czynnikowej (w. 5a, w. 6). Objasnienia: jak na rys. 7.17c  
 Fig. 7.18a. The monthly runs of  $L_{\downarrow}$  atmosphere (atm) in Wrocław-Swojec from Jan. (I) to Apr. (IV) in 1881–2012 according to 5- and 6-variable (w. 5a, w. 6) regression equation. The explanation: as in Fig. 7.17c

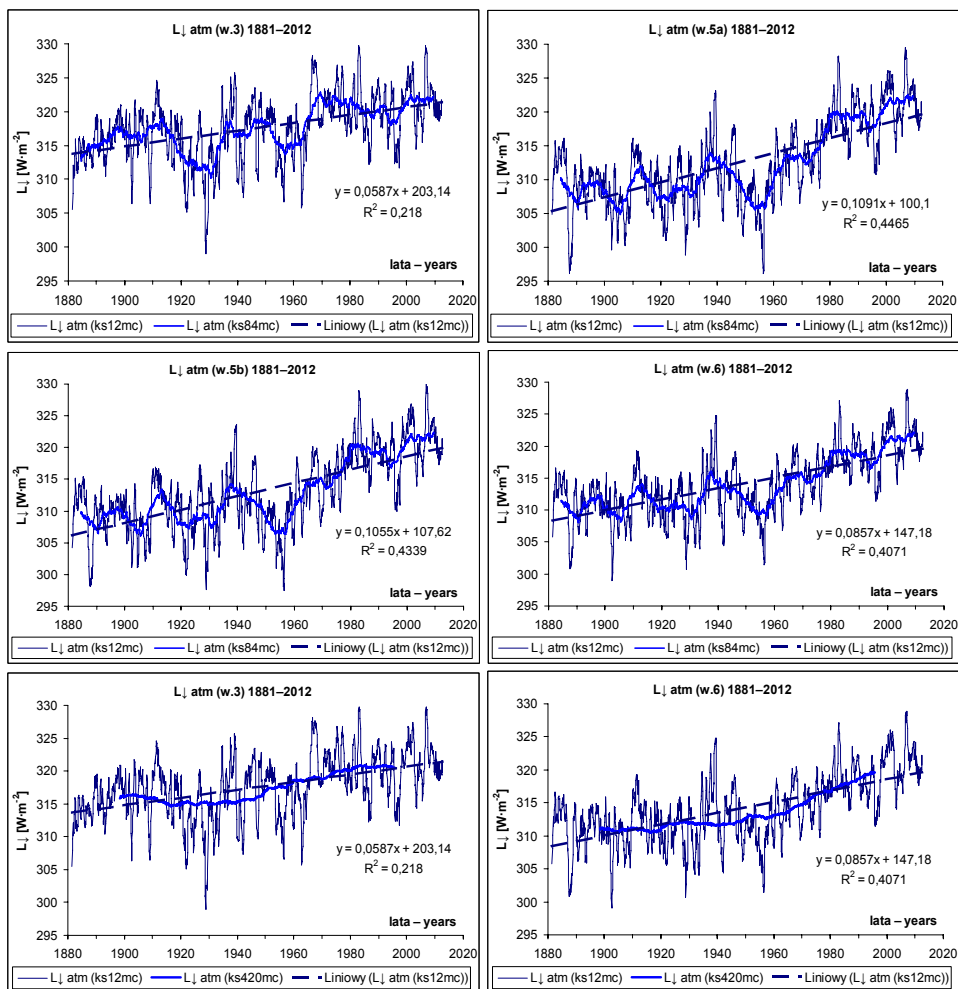


Rys. 7.18b. Przebiegi miesięczne (V–VIII)  $L_{\downarrow}$  atmosfery (*atm*) we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2012 według wzorów regresji 5- i 6-czynnikowej (w. 5a, w. 6). Objaśnienia: jak na rys. 7.17c  
 Fig. 7.18b. The monthly runs of  $L_{\downarrow}$  atmosphere (*atm*) in Wrocław-Swojec from May (V) to Aug. (VIII) in 1881–2012 according to 5- and 6-variable (w. 5a, w. 6) regression equation. The explanation: as in Fig. 7.17c



Rys. 7.18c. Przebiegi miesięczne (IX–XII)  $L_j$  atmosfery (atm) we Wrocławiu Swojcu w latach 1881–2012 według wzorów regresji 5- i 6-zmiennej (w. 5a, w. 6). Objaśnienia: jak na rys. 7.17c Fig. 7.18c. The monthly runs of  $L_j$  atmosphere (atm) in Wrocław-Swojec from Sep. (IX) to Dec. (XII) in 1881–2012 according to 5- and 6-variable (w. 5a, w. 6) regression equation. The explanation: as in Fig. 7.17c





Rys. 7.19. Przebiegi 12-, 84- i 420-miesięcznych średnich konsekwentnych ( $ks12mc$ ,  $ks84mc$ ,  $ks420mc$ ) wartości  $L_{\downarrow}$  atmosfery ( $atm$ ) we Wrocławiu Swojcu w latach 1881–2012. według wzorów regresji 3-, 5- i 6-czynnikowej (w. 3, w. 5a, w. 5b, w. 6). Objaśnienia: *Liniowy* – trend liniowy  
 Fig. 7.19. The runs of 12-, 84- and 420-monthly consecutive averages values of  $L_{\downarrow}$  atmosphere ( $atm$ ) in Wrocław-Swojec in the years 1881–2012 according to 3-, 5- and 6-variable (w. 3, w. 5a, w. 5b, w. 6) regression equation. The explanation: *Liniowy* – linear trend

Tak jak i w promieniowaniu uchodzącym ugoru i trawy, tak i w wieloletniej zmienności wartości  $L_{\downarrow}$  atmosfery powinien ujawnić się wpływ krótko- i długookresowych rytmów cyrkulacyjnych (prawdopodobnie ok. 7- i 35-letnich) oraz 22–23-letniej cykliczności solarnej. O oddziaływaniu tym pośrednio świadczą powtarzające się rytmicznie (lub quasi-cyklicznie) zafalowania 84- i 420-miesięcznych średnich konsekwentnych (różnice przedstawiono na przykładzie wariantu w. 3) wartości badanego promieniowania długofalowego (rys. 7.19). W odtwarzanym 132-leciu uwidaczniają się one również w przebiegach dla kolejnych miesięcy roku ich 23-letnich średnich ruchomych (rys. 7.17 i rys. 7.18). Obecność tej rytmiczności, jak już wcześniej sygnalizowano, wymaga jednak potwierdzenia przez analizę harmoniczną na dłuższych seriach danych.

## 7.4. Saldo promieniowania długofalowego $L^*$

Saldo promieniowania długofalowego  $L^*$  jest różnicą pomiędzy promieniowaniem zwrotnym atmosfery  $L\downarrow$  i wypromieniowaniem podłoża  $L\uparrow$  [Oke 1987, Paszyński i in. 1996]:

$$L^* = L\downarrow - L\uparrow \quad (7)$$

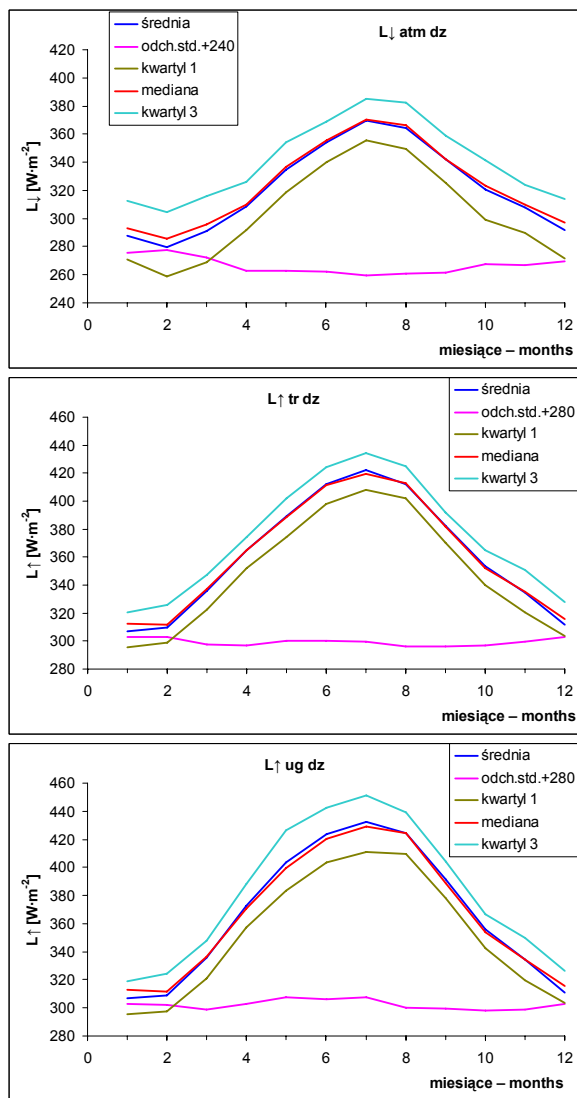
Ma ono zazwyczaj wartość ujemną, ponieważ  $L\uparrow$  co do wartości bezwzględnej niemal zawsze przewyższa  $L\downarrow$  (wyjątkiem są sytuacje meteorologiczne związane z napływem ciepłego powietrza nad silnie wychłodzoną powierzchnię, lecz w uśrednionych przebiegach rocznych nie są eksponowane). Uwarunkowania tego bilansu w sposób przeglądowy przedstawiają wykresy przebiegów rocznych jego składowych (rys. 7.20).

Oprócz widocznej sezonowej różnicy w przebiegach ich wartości średnich, wyraźne różnice pomiędzy porą zimową (XII–II) i wiosenno-letnią (IV–VIII) występują również w wartościach innych ich podstawowych statystyk, takich jak mediana, kwartyle 1. i 3. oraz odchylenie standardowe. Podobny kierunek sezonowej zmienności, z zimowym minimum i letnim maksimum, jest cechą wszystkich składowych  $L^*$ , z wyjątkiem zmian w ich odchyleniu standardowym. Dla promieniowania zwrotnego atmosfery  $L\downarrow$  maksimum w odchyleniu standardowym występuje zimą (II), zaś minimum w okresie letnim (VII), natomiast dla  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$  jest bardziej zróżnicowane. Obok maksimum zimowego pojawia się bowiem nieco silniejsze maksimum letnie dla  $L\uparrow_{ug}$  i słabsze, wtórne maksimum letnie dla promieniowania długofalowego trawy. Takie przeciwstawienie letnich wartości odchylenia standardowego dla  $L\downarrow$  atmosfery odpowiednim wartościom dla  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$  ma silny związek z sezonowymi zmianami ich rozstępu ćwiartkowego, czyli różnicy pomiędzy wartościami kwartyli 3. i 1.

W efekcie wymienionych różnic uwidacznia się również sezonowy charakter przebiegu wartości średnich oraz pozostałych badanych statystyk dla  $L^*$  trawy i dla  $L^*$  ugoru, a także dla różnicy wartości  $L^*$  pomiędzy tymi powierzchniami (rys. 7.21). Maksimum wartości średnich dla  $L^*_{tr}$  ( $-19,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) i  $L^*_{ug}$  ( $-18,9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) występuje w styczniu, natomiast ich minimum pojawia się w czerwcu (odpowiednio:  $-57,3$  i  $-69,1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ). W przebiegach mediany występuje tylko wspólne styczniowe maksimum (odpowiednio:  $-14,2$  i  $-13,9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), zaś minimum dla  $L^*_{tr}$  ( $-60,4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) pojawia się już w kwietniu, a dla  $L^*_{ug}$  ( $-18,9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) w maju. W tym samym czasie, co wartości średnie  $L^*$  występują ekstrema miesięczne ich 3. kwartyli, natomiast skrajne wartości 1 kwartyli lokują się w tych samych miesiącach co ekstrema mediany. Rozstęp ćwiartkowy jest jednakże najmniejszy w grudniu (odpowiednio:  $24,1$  i  $22,8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), zaś największy dla  $L^*_{tr}$  ( $46,0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) w marcu, a dla  $L^*_{ug}$  ( $61,8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) w maju. Świadczy to nie tylko o różnicach czasowych, ale i o większej zmienności  $L\uparrow_{ug}$  niż  $L\uparrow_{tr}$ , co demonstrują także wyższe wartości maksimum ich odchyżeń standardowych. W konsekwencji, także maksymalne odchylenia standardowe  $L^*_{ug}$  ( $34,8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), które występują w maju, są znacznie wyższe od notowanych wtedy dla  $L^*_{tr}$  ( $26,0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ).

W przebiegach wartości różnicowych  $L^*_{tr} - L^*_{ug}$  (rys. 7.21 – wykres dolny) zarówno w średnich miesięcznych, jak i w ich medianach oraz w 1. i 3. kwartyli maksymalna różnica występuje w maju. Najmniejsze różnice (przeważnie dodatnie) są cechą okresu XI–III, ale największe zbliżenie wartości średnich  $L^*_{tr}$  i  $L^*_{ug}$  ma miejsce w marcu (różnica dodatnia  $0,1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), a mediany tych różnic w grudniu ( $0,25 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ). Majowe ekstrema ujemnych wartości różnicowych dla średnich osiągają  $-14,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , zaś dla mediany  $-12,4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Tylko dla odchylenia standardowego maksimum  $11,7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  pojawia się dopiero w lipcu, a w maju

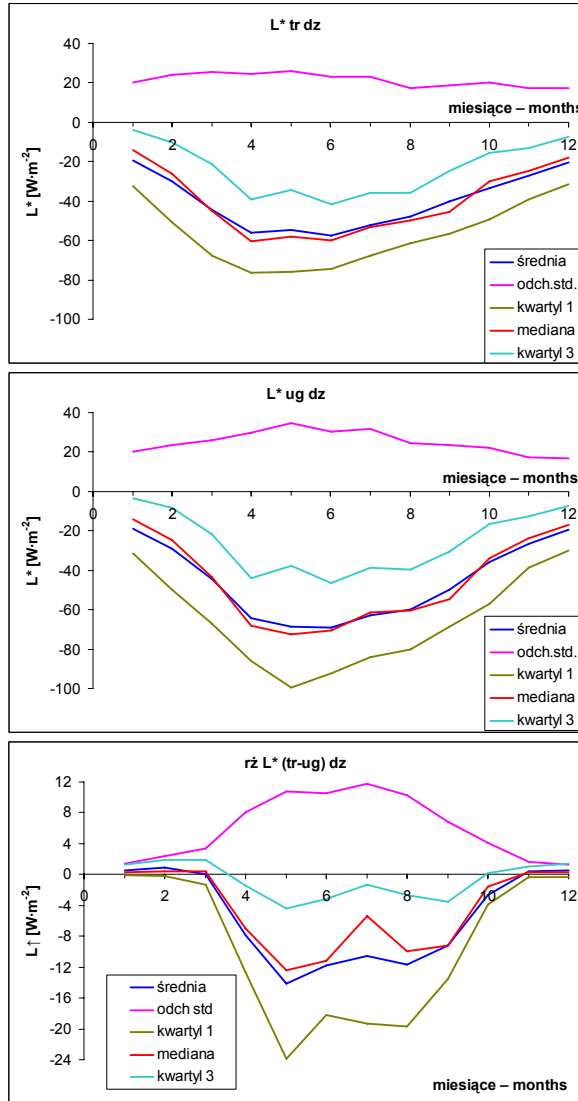
występuje maksimum wtórne  $10,7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Minimum tego odchylenia ( $1,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) związane jest z grudniem. Takie usytuowanie czasowe tych ekstremów związane jest z przebiegiem rocznym wypromieniowania badanych powierzchni czynnych.



Rys. 7.20. Przebieg roczny podstawowych charakterystyk statystycznych (*średnia*, *odchylenie standardowe*, *kwartyle*: 1, 3 i *mediana*) składowych salda promieniowania długofalowego:  $L_{\downarrow}$  – promieniowanie zwrotne atmosfery (*atm*),  $L_{\uparrow}$  – promieniowanie długofalowe trawy (*tr*) i ugoru (*ug*) w okresie VIII 2007–VII 2012 we Wrocławiu-Swojcu (według wartości dobowych – *dz*)

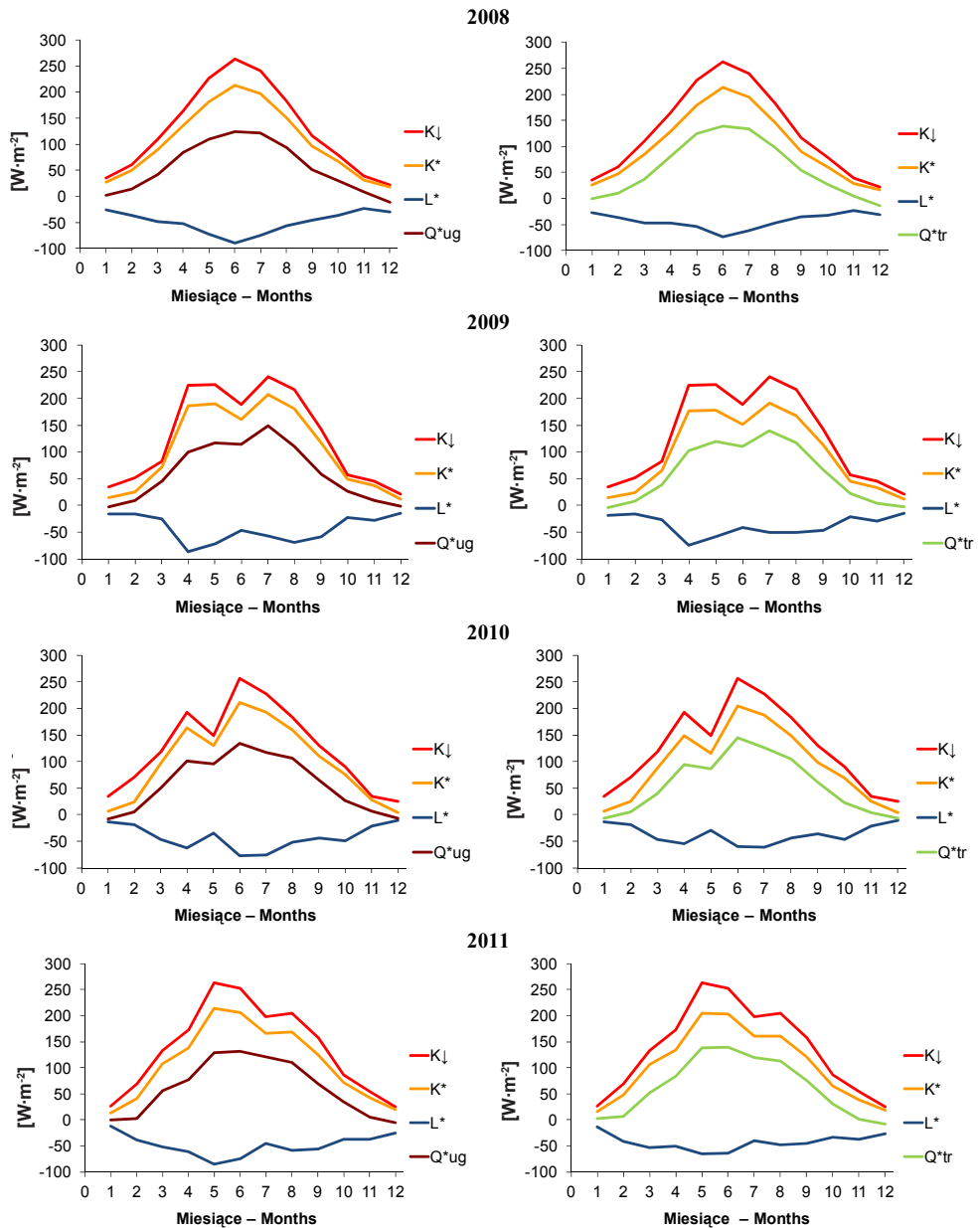
Fig. 7.20. The annual course of the basic statistical characteristics (*mean* – *średnia*, *standard deviation* – *odch. stand.*, *quartiles*: 1,3 and *mediana*) of the components of long-wave radiation balance:  $L_{\downarrow}$  – long-wave radiation of atmosphere (*atm*),  $L_{\uparrow}$  – long-wave radiation of grass (*tr*) and bare soil (*ug*) from Aug. 2007 to July 2012 in Wrocław-Swojec (*dz* – from diurnal values)

Uchwycone dla wartości różnicowych  $L^*_{tr} - L^*_{ug}$  stosunki odzwierciedlają różnice wartości pomiędzy  $L^*_{tr}$  i  $L^*_{ug}$  we Wrocławiu-Swojcu, gdyż w porównywanych saldach promieniowania długofalowego dla tych dwóch powierzchni wartości promieniowania zwrotnego atmosfery są identyczne.



Rys. 7.21. Przebieg roczny podstawowych charakterystyk statystycznych (*średnia*, *odchylenie standardowe*, *kwantyle*: 1, 3 i *mediana*) salda promieniowania długofalowego  $L^*$  dla trawy (*tr*) i dla ugoru (*ug*) oraz dla różnicy (*rz*)  $L^*$  trawy i ugoru (*tr - ug*) w okresie VIII 2007–VII 2012 we Wrocławiu-Swojcu (według wartości dobowych – *dz*)

Fig. 7.21. The annual course of the basic statistical characteristics (*mean* – *średnia*, *standard deviation* – *odch. stand.*, *quartiles*: 1,3 and *mediana*) of the long-wave radiation balance  $L^*$  of grass (*tr*) and bare soil (*ug*), and difference values (*rz*) of  $L^*$  between grass and bare soil (*tr - ug*) from Aug. 2007 to July 2012 in Wrocław-Swojec (*dz* – from diurnal values)



Rys. 7.22. Przebieg roczny promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$ , bilansu krótkofalowego  $K^*$ , bilansu długofalowego  $L^*$  i salda promieniowania  $Q^*_{ug}$  powierzchni bez roślin i trawy  $Q^*_{tr}$  w latach 2008–2011 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 7.22. The annual course of global solar radiation  $K_{\downarrow}$ , short-wave radiation balance  $K^*$ , long-wave radiation balance  $L^*$  and radiation balance  $Q^*_{ug}$  for area without plant cover and  $Q^*_{tr}$  for grassy area from 2008 to 2011 in Wrocław-Swojec

Na rysunku 7.22 przedstawiono wyniki badań bilansu długofalowego  $L^*$ , bilansu krótkofalowego  $K^*$ , salda promieniowania  $Q^*$  na tle przebiegu promieniowania całkowitego  $K\downarrow$  dla powierzchni bez roślin i powierzchni trawiastej w latach 2008–2011 we Wrocławiu-Swojcu. Maksimum miesięczne  $L^*$  wystąpiło w grudniu 2010 r. i wyniosło  $-10,9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  dla powierzchni trawiastej i  $-11,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  dla ugoru. Wysokie wartości (wyższe od  $-20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) salda promieniowania długofalowego (tab. 8.1, 8.2) cechują również styczeń i luty 2008 i 2009 r. oraz styczeń 2010 r. Oprócz maksimum zimowego wyróżniają się również stosunkowo wysokie, zawarte w przedziale od  $-20$  do  $-30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , wartości listopada lat 2007–2010 oraz października 2009 r. Minimum  $L^*$  dla ugoru ( $-89,8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) wystąpiło w czerwcu 2008 r., a dla trawy ( $-74,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) w kwietniu 2009 r. Bardzo niskie wartości miesięczne tego salda dla ugoru (poniżej  $-80 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) cechowały również kwiecień 2009 ( $-85,9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) oraz maj 2011 i 2012 r. Podobnie było dla trawy, gdyż najniższe dla niej wartości  $L^*$  ( $<-63 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) wyróżniają także czerwiec 2008 r. ( $-74 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), maj i czerwiec 2011 r. oraz maj 2012 r. Pojawiają się więc wiosną i wczesnym latem (okres IV–VI). Te bardzo niskie wartości badanego salda wiążą się z najwyższymi dla danego miesiąca średnimi wartościami  $L\uparrow$  oraz towarzyszącymi im najniższymi średnimi miesięcznymi dla  $L\downarrow$  (rys. 7.21). Warunki takie występują wtedy, gdy w miesiącu dominuje bezchmurna, słoneczna pogoda, która w znacznej mierze kształtowana jest przez czyste i suche masy pochodzenia arktycznego. Minimum zimowe związane jest natomiast z najwyższym w ciągu roku średnim miesięcznym stopniem zachmurzenia i wilgotności powietrza.

Dokładne analizy przebiegu dobowego oraz różnic sezonowych  $L^*$  i podobna analiza składowych tego bilansu, zwłaszcza dla  $L\uparrow$ , wskazują więc na znaczne zróżnicowanie cech radiacyjnych obu badanych powierzchni czynnych. Zasadnicze różnice związane są z wyższym wypromieniowaniem ugoru niż trawy i cechują głównie (maksimum różnic w ujęciu bezwzględnym) okres wiosenny i wczesnoletni. Sezonowa zmienność miesięcznych wartości strumienia  $L\downarrow$ , którą obserwowano we Wrocławiu w okresie 2007–2012, wpływała także na wartości salda  $L^*$  w przebiegu rocznym (tab. 8.1, 8.2). Zależała ona także od zmienności pogodowej, a oprócz takich elementów jak  $Tp$  i  $S$  (lub zachmurzenie) – głównie od zawartości pary wodnej w powietrzu i jego zanieczyszczeń.

Zrekonstruowane, na podstawie odtworzonych wartości  $L\uparrow$  i  $L\downarrow$ , przebiegi wartości miesięcznych, sezonowych i rocznych salda  $L^*$  w latach 1881–2012 we Wrocławiu-Swojcu przedstawione zostały w rozdziale następnym, który poświęcony jest całkowitemu bilansowi promieniowania  $Q^*$ . Przeanalizowano je tam wraz z towarzyszącymi im w bilansie  $Q^*$  synchronicznymi przebiegami wartości salda  $K^*$ .

## 8. CAŁKOWITY BILANS PROMIENIOWANIA $Q^*$

Całkowity bilans promieniowania  $Q^*$  (zwany też saldem promieniowania) to suma bilansu krótko- i długofalowego [Oke 1987, Paszyński i in. 1999]:

$$Q^* = K^* + L^* = (K\downarrow - K\uparrow) + (L\downarrow - L\uparrow) \quad (8)$$

gdzie:

$K^*$  – saldo promieniowania krótkofalowego,

$L^*$  – saldo promieniowania długofalowego.

Prowadzone w latach 60. ubiegłego wieku w Obserwatorium Wrocław-Swojec badania dotyczyły rozpoznania całkowitego bilansu promieniowania i jego związków z bilansem cieplnym i wodnym [Matul i in. 1968, Bac i in. 1968, Karpińska 1982]. Nie dysponowano wtedy jednak tak precyzyjną aparaturą pomiarową jak obecnie. W badaniach aktywnościach prowadzonych od roku 2007 akcentuje się zmienną, klimatotwórczą rolę powierzchni rolniczych [Brys 2008, 2009, 2010]. Badania te mają na celu określenie wpływu zmian użytkowania powierzchni Ziemi na zachodzące obecnie zmiany klimatyczne, ze zwróceniem szczególnej uwagi na obszary rolnicze. To oddziaływanie zależy od charakteru powierzchni Ziemi i przejawia się przez mechanizmy fizyczne (zmiany albedo, siły tarcia, parowania, konwekcji i turbulencji) jak i przez zmianę składu chemicznego atmosfery. Lokalne zmiany użytkowania Ziemi splatają się tu z globalnym trendem zmniejszania się powierzchni rolniczych i leśnych na rzecz obszarów zurbanizowanych. Ekspansja pozbawionych roślin powierzchni antropogenicznych i odchodzenie od tradycyjnej struktury upraw powodują długotrwałe skutki nie tylko topoklimatyczne, ale mogą wpływać także na zmiany klimatyczne w większych skalach przestrzennych [Goose i in. 2005, 2013, IPCC 2007]. Ścisłe określenie tych relacji wymaga rozpoznania mechanizmów przepływu energii powodujących zmiany bilansu energetycznego różnych powierzchni [Brys 2010b].

### 8.1. Dynamika całkowitego bilansu promieniowania w latach 2007–2012

Poniżej zestawiono wyniki pomiarów całkowitego bilansu promieniowania  $Q^*$  w latach 2007–2012 we Wrocławiu-Swojcu nad powierzchnią trawy  $Q^*_{tr}$  (tab. 8.1) i powierzchnią gleby bez roślin  $Q^*_{ug}$  (tab. 8.2) na tle wszystkich składowych bilansu krótko- i długofalowego. Przedstawiono je w postaci średnich wartości dla każdego z 60 miesięcy pomiarowych oraz ich czterech (lata 2008–2011) pełnych okresów IV–IX i I–XII. Osobno wyeksponowano (tab. 8.3) tak ujęte różnice wartości pomiędzy  $Q^*_{tr}$  i  $Q^*_{ug}$ .

Tabela 8.1. Wartości średnich miesięcznych (oraz okresów IV–IX i I–XII) salda promieniowania trawy  $Q_{tr}^*$  i jego składowych w okresie VIII 2007–VII 2012 we Wrocławiu-Swojcu  
 Table 8.1. The average monthly (and half-year IV–IX and annual I–XII) values of radiation balance of grass ( $tr$ )  $Q_{tr}^*$  and its basic components in the period from August (VIII) 2007–July (VII) 2012 in Wrocław-Swojec

Lata Years	Miesiące Months	$K_{\downarrow tr}$ [W·m <sup>-2</sup> ]	$K_{\uparrow tr}$ [W·m <sup>-2</sup> ]	Albedo tr [%]	$L_{\downarrow atm}$ [W·m <sup>-2</sup> ]	$L_{\uparrow tr}$ [W·m <sup>-2</sup> ]	$K_{tr}^*$ [W·m <sup>-2</sup> ]	$L_{tr}^*$ [W·m <sup>-2</sup> ]	$Q_{tr}^*$ [W·m <sup>-2</sup> ]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2007	VIII	198,2	42,8	21,6	362,5	411,1	155,4	-48,6	106,8
	IX	122,6	27,9	22,8	338,7	377	94,7	-38,3	56,4
	X	72,4	17,3	23,9	323,5	354	55,1	-30,5	24,6
	XI	31,8	10,3	32,3	302	324,9	21,5	-22,9	-1,4
	XII	20,4	5,2	25,3	296,2	316,3	15,2	-20,1	-4,9
2008	I	33,7	8,9	26,5	294,3	321	24,8	-26,7	-1,9
	II	59	13,4	22,8	291,8	328,6	45,6	-36,8	8,8
	III	107,4	25,2	23,5	286,7	334,5	82,2	-47,8	34,4
	IV	161,7	36,1	22,3	310,7	357,7	125,6	-47	78,6
	V	224,3	47,4	21,1	334	388	176,9	-54	122,9
	VI	259,2	49,4	19	345,4	419,4	209,8	-74	135,8
	VII	237,8	46	19,3	362,1	423,3	191,8	-61,2	130,6
	VIII	180,6	36,6	20,2	363,9	411,3	144	-47,4	96,6
	IX	115,4	26,1	22,6	344,6	379,6	89,3	-35	54,3
	X	76,8	17,8	23,2	325	357,7	59	-32,7	26,3
	XI	37,8	9,9	26,3	315,5	339	27,9	-23,5	4,4
	XII	21,5	5,1	23,6	287,7	318,5	16,4	-30,8	-14,4
		<b>IV–IX</b>	<b>196,8</b>	<b>40,3</b>	<b>20,5</b>	<b>343,6</b>	<b>396,7</b>	<b>156,5</b>	<b>-53,1</b>
	<b>I–XII</b>	<b>126,4</b>	<b>26,9</b>	<b>21,3</b>	<b>321,9</b>	<b>365</b>	<b>99,6</b>	<b>-43,1</b>	<b>56,5</b>
2009	I	33,2	19,5	58,6	282,3	299,3	13,7	-17	-3,3
	II	50,5	28	55,4	296,3	312,1	22,5	-15,8	6,7
	III	80,1	16	20	307,8	339,9	64,1	-32,1	32
	IV	221,4	47,2	21,3	302,5	377	174,2	-74,5	99,7
	V	222,3	47,3	21,3	329,8	388,6	175	-58,8	116,2
	VI	185,7	37,1	19,9	357,9	398,7	148,6	-40,8	107,8
	VII	236,9	49,8	21	367,8	418,7	187,1	-50,9	136,2
	VIII	213,5	48,1	22,5	359,9	410,4	165,4	-50,5	114,9
	IX	138,8	28,2	20,3	345	391,8	110,6	-46,8	63,8
	X	55,5	11,3	20,3	330,2	352,3	44,2	-22,1	22,1
	XI	43,5	10,8	24,8	310,3	340,2	32,7	-29,9	2,8
	XII	20,4	8,8	43,1	294,9	309,7	11,6	-14,8	-3,2
		<b>IV–IX</b>	<b>203,4</b>	<b>43</b>	<b>21,1</b>	<b>344</b>	<b>397,7</b>	<b>160,4</b>	<b>-53,7</b>
	<b>I–XII</b>	<b>125,5</b>	<b>29,3</b>	<b>23,3</b>	<b>323,9</b>	<b>361,8</b>	<b>96,2</b>	<b>-37,9</b>	<b>58,3</b>



Tabela 8.1 cd.  
Table 8.1 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2010	I	33,5	27,8	83,1	272,1	285,9	5,7	-13,8	-8,1
	II	67,5	45,1	66,7	284,1	303,5	22,4	-19,4	3
	III	115,1	30,6	26,6	285,8	332,7	84,5	-46,9	37,6
	IV	188,2	42,2	22,4	304,4	359,6	146	-55,2	90,8
	V	146	32,7	22,4	350,3	380	113,3	-29,7	83,6
	VI	253,9	51,9	20,5	349	408,4	202	-59,4	142,6
	VII	224,1	39,3	17,6	374	435,3	184,8	-61,3	123,5
	VIII	180,5	33,9	18,8	370,5	414,9	146,6	-44,4	102,2
	IX	127,8	31,9	25	336,9	373,6	95,9	-36,7	59,2
	X	88,2	21,3	24,1	298,2	344,9	66,9	-46,7	20,2
	XI	33,2	8,6	25,8	320,1	341,9	24,6	-21,8	2,8
	XII	24,6	21	85,5	276,4	287,3	3,6	-10,9	-7,3
	<b>IV-IX</b>	<b>186,7</b>	<b>38,6</b>	<b>20,7</b>	<b>347,8</b>	<b>395,5</b>	<b>148,1</b>	<b>-47,7</b>	<b>100,3</b>
<b>I-XII</b>	<b>123,7</b>	<b>32,1</b>	<b>25,9</b>	<b>318,7</b>	<b>355,9</b>	<b>91,6</b>	<b>-37,2</b>	<b>54,4</b>	
2011	I	26,3	10,8	40,9	299,6	313	15,5	-13,4	2,1
	II	66,8	20,5	30,7	265,9	307,1	46,3	-41,2	5,1
	III	129,6	26,9	20,7	279	332,9	102,7	-53,9	48,8
	IV	169,6	37,7	22,2	317,5	368,5	131,9	-51	80,9
	V	259	58,9	22,7	326,2	392	200,1	-65,8	134,3
	VI	245,1	47,8	19,5	358,3	421,9	197,3	-63,6	133,7
	VII	193,2	36,6	18,9	371,5	412,2	156,6	-40,7	115,9
	VIII	200,3	42,9	21,4	366,3	414,6	157,4	-48,3	109,1
	IX	154,3	36,9	23,9	345,6	390,6	117,4	-45	72,4
	X	83,2	20,8	25	324,5	358,5	62,4	-34	28,4
	XI	52,3	14,4	27,6	291,7	328,8	37,9	-37,1	0,8
	XII	24,8	6,8	27,4	299,2	325,6	18	-26,4	-8,4
	<b>IV-IX</b>	<b>203,8</b>	<b>43,5</b>	<b>21,3</b>	<b>347,7</b>	<b>400,1</b>	<b>160,3</b>	<b>-52,4</b>	<b>107,9</b>
<b>I-XII</b>	<b>134</b>	<b>30,1</b>	<b>22,5</b>	<b>320,8</b>	<b>364,1</b>	<b>103,9</b>	<b>-43,3</b>	<b>60,6</b>	
2012	I	31,4	8,9	28,5	290,4	317	22,5	-26,6	-4,1
	II	62,6	19,6	31,4	261,1	297,3	43	-36,2	6,8
	III	119,1	26,3	22,1	297,4	342,5	92,8	-45,1	47,7
	IV	176,1	38,6	21,9	309,6	362,5	137,5	-52,9	84,6
	V	235,3	51,6	21,9	333,4	397,5	183,7	-64,1	119,6
	VI	209,9	41,5	19,8	361,8	410,6	168,4	-48,8	119,6
	VII	222,8	48,3	21,7	372,8	421	174,5	-48,2	126,3

Tabela 8.2. Wartości średnich miesięcznych (oraz okresów IV–IX i I–XII) salda promieniowania ugoru  $Q_{ug}^*$  i jego składowych w okresie VIII 2007–VII 2012 we Wrocławiu-Swojcu  
 Table. 8.2. The average monthly (and half-year IV–IX and annual I–XII) values of radiation balance of bare soil ( $ug$ )  $Q_{ug}^*$  and its basic components in the period from August (VIII) 2007–July (VII) 2012 in Wrocław-Swojec

Lata Years	Miesiące Months	$K\downarrow_{ug}$ [W·m <sup>-2</sup> ]	$K\uparrow_{ug}$ [W·m <sup>-2</sup> ]	Albedo ug [%]	$L\downarrow_{atm}$ [W·m <sup>-2</sup> ]	$L\uparrow_{ug}$ [W·m <sup>-2</sup> ]	$K_{ug}^*$ [W·m <sup>-2</sup> ]	$L_{ug}^*$ [W·m <sup>-2</sup> ]	$Q_{ug}^*$ [W·m <sup>-2</sup> ]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2007	VIII	201,1	32,8	16,3	362,5	424,6	168,3	-62,1	106,2
	IX	125	20,7	16,6	338,7	382,4	104,3	-43,7	60,6
	X	75,1	11,3	15	323,5	357	63,8	-33,5	30,3
	XI	33,3	8,2	24,7	302	324,6	25,1	-22,6	2,5
	XII	21,2	3,7	17,7	296,2	315,6	17,5	-19,4	-1,9
2008	I	35,5	6,6	18,5	294,3	320,1	28,9	-25,8	3,1
	II	61,4	9,8	16	291,8	327,6	51,6	-35,8	15,8
	III	110,6	20,2	18,3	286,7	334,5	90,4	-47,8	42,6
	IV	164,9	27,1	16,4	310,7	363,5	137,8	-52,8	85
	V	226,9	44,9	19,8	334	405,6	182	-71,6	110,4
	VI	262,9	48,5	18,4	345,4	435,2	214,4	-89,8	124,6
	VII	241,2	43,3	17,9	362,1	437	197,9	-74,9	123
	VIII	183,1	31,6	17,2	363,9	419,9	151,5	-56	95,5
	IX	116,5	19,4	16,7	344,6	389,7	97,1	-45,1	52
	X	79,6	11,6	14,6	325	361,3	68	-36,3	31,7
	XI	39,4	6,7	17	315,5	338,7	32,7	-23,2	9,5
	XII	22,6	3,6	15,7	287,7	317,4	19	-29,7	-10,7
	<b>IV–IX</b>	<b>199,5</b>	<b>35,9</b>	<b>18</b>	<b>343,6</b>	<b>408,7</b>	<b>163,7</b>	<b>-65,1</b>	<b>98,6</b>
<b>I–XII</b>	<b>128,9</b>	<b>22,8</b>	<b>17,7</b>	<b>321,9</b>	<b>371</b>	<b>106,1</b>	<b>-49,1</b>	<b>57</b>	
2009	I	34,8	19,5	56,1	282,3	298,8	15,3	-16,5	-1,2
	II	52,2	26,4	50,5	296,3	311,9	25,8	-15,6	10,2
	III	82,4	11	13,3	307,8	340,3	71,4	-32,5	38,9
	IV	226,6	38	16,7	302,5	388,4	188,6	-85,9	102,7
	V	226,4	35,4	15,6	329,8	402,2	191	-72,4	118,6
	VI	189	27,8	14,7	357,9	404	161,2	-46,1	115,1
	VII	241,5	33,7	14	367,8	425,6	207,8	-57,8	150
	VIII	217	34,8	16	359,9	429,8	182,2	-69,9	112,3
	IX	142,1	24	16,9	345	403,3	118,1	-58,3	59,8
	X	57,3	7,7	13,4	330,2	352,4	49,6	-22,2	27,4
	XI	45,6	7	15,2	310,3	339	38,6	-28,7	9,9
	XII	21,5	8	37,1	294,9	309,3	13,5	-14,4	-0,9
	<b>IV–IX</b>	<b>207,4</b>	<b>32,3</b>	<b>15,6</b>	<b>344</b>	<b>409,1</b>	<b>175,1</b>	<b>-65,1</b>	<b>110</b>
<b>I–XII</b>	<b>128,4</b>	<b>22,7</b>	<b>17,7</b>	<b>323,9</b>	<b>367,4</b>	<b>105,7</b>	<b>-43,5</b>	<b>62,2</b>	

Tabela 8.2 cd.  
Table 8.2 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2010	I	35	28,3	81	272,1	285,8	6,7	-13,7	-7
	II	70,2	46,4	66,1	284,1	302,7	23,8	-18,6	5,2
	III	119,1	20,5	17,2	285,8	332,7	98,6	-46,9	51,7
	IV	192,6	28,2	14,6	304,4	366,8	164,4	-62,4	102
	V	149,3	18,4	12,3	350,3	384,6	130,9	-34,3	96,6
	VI	257,4	44,9	17,4	349	426,5	212,5	-77,5	135
	VII	227,2	34	15	374	449,6	193,2	-75,6	117,6
	VIII	183,9	23,7	12,9	370,5	422,9	160,2	-52,4	107,8
	IX	130,9	19,4	14,8	336,9	381,4	111,5	-44,5	67
	X	91,3	13,9	15,2	298,2	348,1	77,4	-49,9	27,5
	XI	34,4	6,1	17,6	320,1	341,3	28,3	-21,2	7,1
	XII	25,7	21,3	82,7	276,4	287,6	4,4	-11,2	-6,8
	<b>IV-IX</b>	<b>190,2</b>	<b>28,1</b>	<b>14,8</b>	<b>347,8</b>	<b>405,5</b>	<b>162,1</b>	<b>-57,7</b>	<b>104,4</b>
<b>I-XII</b>	<b>126,6</b>	<b>25,3</b>	<b>20</b>	<b>318,7</b>	<b>361,1</b>	<b>101,3</b>	<b>-42,4</b>	<b>58,9</b>	
2011	I	27,4	13,3	48,4	299,6	312,4	14,1	-12,8	1,3
	II	69,8	27,7	39,7	265,9	304,2	42,1	-38,3	3,8
	III	133,9	24,7	18,4	279	331,2	109,2	-52,2	57
	IV	172,9	33,3	19,3	317,5	378,6	139,6	-61,1	78,5
	V	264,3	48,9	18,5	326,2	411	215,4	-84,8	130,6
	VI	252,3	44,8	17,8	358,3	433	207,5	-74,7	132,8
	VII	197,9	30,7	15,5	371,5	416,6	167,2	-45,1	122,1
	VIII	205,3	35,5	17,3	366,3	424,7	169,8	-58,4	111,4
	IX	158,8	32,2	20,3	345,6	401,9	126,6	-56,3	70,3
	X	86,6	13,1	15,2	324,5	362	73,5	-37,5	36
	XI	54,7	10,4	19	291,7	329,1	44,3	-37,4	6,9
	XII	25,9	4,8	18,4	299,2	324,3	21,1	-25,1	-4
	<b>IV-IX</b>	<b>208,8</b>	<b>37,6</b>	<b>18</b>	<b>347,7</b>	<b>411,1</b>	<b>171,2</b>	<b>-63,4</b>	<b>107,8</b>
<b>I-XII</b>	<b>137,8</b>	<b>26,6</b>	<b>19,3</b>	<b>320,8</b>	<b>369,4</b>	<b>111,2</b>	<b>-48,6</b>	<b>62,6</b>	
2012	I	32,6	7,5	23	290,4	316,2	25,1	-25,8	-0,7
	II	65,3	17	26,1	261,1	297,6	48,3	-36,5	11,8
	III	123,6	17,7	14,3	297,4	344,4	105,9	-47	58,9
	IV	181,2	32,7	18	309,6	368,6	148,5	-59	89,5
	V	240,3	46,3	19,2	333,4	413,6	194	-80,2	113,8
	VI	214,8	37,2	17,3	361,8	419,2	177,6	-57,4	120,2
	VII	227,6	37,8	16,6	372,8	434,8	189,8	-62	127,8

Tabela 8.3. Średnie miesięczne (oraz okresów IV–IX i I–XII) różnice wartości salda promieniowania  $Q^*$  oraz różnice jego składowych pomiędzy trawą i ugiem od VIII 2007 do VII 2012 we Wrocławiu-Swojcu

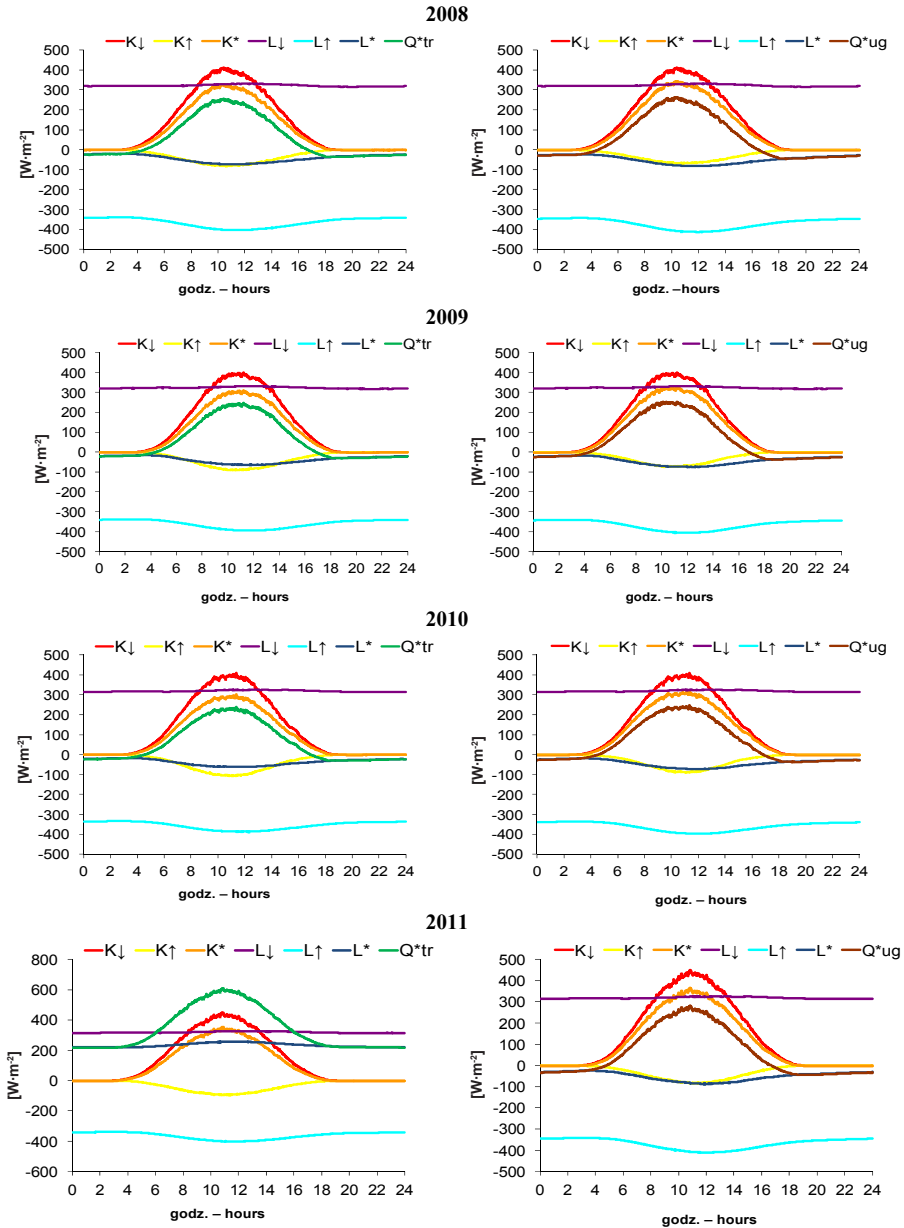
Table 8.3. The average monthly (and half-year IV–IX and annual I–XII) differences of values of radiation balance  $Q^*$  and the differences its basic components between grass and bare soil in the period from August (VIII) 2007–July (VII) 2012 in Wrocław-Swojec

Lata Years	Miesiące Months	$K\downarrow$ [W·m <sup>-2</sup> ]	$K\uparrow$ [W·m <sup>-2</sup> ]	Albedo [%]	$L\downarrow$ [W·m <sup>-2</sup> ]	$L\uparrow$ [W·m <sup>-2</sup> ]	$K^*$ [W·m <sup>-2</sup> ]	$L^*$ [W·m <sup>-2</sup> ]	$Q^*$ [W·m <sup>-2</sup> ]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2007	VIII	-2,9	10	5,3	0	-13,5	-12,9	13,5	0,6
	IX	-2,4	7,2	6,2	0	-5,4	-9,6	5,4	-4,2
	X	-2,7	6	8,9	0	-3	-8,7	3	-5,7
	XI	-1,5	2,1	7,6	0	0,3	-3,6	-0,3	-3,9
	XII	-0,8	1,5	7,6	0	0,7	-2,3	-0,7	-3
2008	I	-1,8	2,3	8	0	0,9	-4,1	-0,9	-5
	II	-2,4	3,6	6,8	0	1	-6	-1	-7
	III	-3,2	5	5,2	0	0	-8,2	0	-8,2
	IV	-3,2	9	5,9	0	-5,8	-12,2	5,8	-6,4
	V	-2,6	2,5	1,3	0	-17,6	-5,1	17,6	12,5
	VI	-3,7	0,9	0,6	0	-15,8	-4,6	15,8	11,2
	VII	-3,4	2,7	1,4	0	-13,7	-6,1	13,7	7,6
	VIII	-2,5	5	3	0	-8,6	-7,5	8,6	1,1
	IX	-1,1	6,7	5,9	0	-10,1	-7,8	10,1	2,3
	X	-2,8	6,2	8,6	0	-3,6	-9	3,6	-5,4
	XI	-1,6	3,2	9,3	0	0,3	-4,8	-0,3	-5,1
	XII	-1,1	1,5	7,9	0	1,1	-2,6	-1,1	-3,7
	IV–IX	<b>-2,7</b>	<b>4,4</b>	<b>2,5</b>	<b>0</b>	<b>-12</b>	<b>-7,2</b>	<b>12</b>	<b>4,8</b>
I–XII	<b>-2,5</b>	<b>4,1</b>	<b>3,6</b>	<b>0</b>	<b>-6</b>	<b>-6,5</b>	<b>6</b>	<b>-0,5</b>	
2009	I	-1,6	0	2,5	0	0,5	-1,6	-0,5	-2,1
	II	-1,7	1,6	4,9	0	0,2	-3,3	-0,2	-3,5
	III	-2,3	5	6,7	0	-0,4	-7,3	0,4	-6,9
	IV	-5,2	9,2	4,6	0	-11,4	-14,4	11,4	-3
	V	-4,1	11,9	5,7	0	-13,6	-16	13,6	-2,4
	VI	-3,3	9,3	5,2	0	-5,3	-12,6	5,3	-7,3
	VII	-4,6	16,1	7	0	-6,9	-20,7	6,9	-13,8
	VIII	-3,5	13,3	6,5	0	-19,4	-16,8	19,4	2,6
	IX	-3,3	4,2	3,4	0	-11,5	-7,5	11,5	4
	X	-1,8	3,6	6,9	0	-0,1	-5,4	0,1	-5,3
	XI	-2,1	3,8	9,6	0	1,2	-5,9	-1,2	-7,1
	XII	-1,1	0,8	6	0	0,4	-1,9	-0,4	-2,3
	IV–IX	<b>-4</b>	<b>10,7</b>	<b>5,5</b>	<b>0</b>	<b>-11,4</b>	<b>-14,7</b>	<b>11,4</b>	<b>-3,3</b>
I–XII	<b>-2,9</b>	<b>6,6</b>	<b>5,6</b>	<b>0</b>	<b>-5,6</b>	<b>-9,5</b>	<b>5,6</b>	<b>-3,9</b>	

Tabela 8.3 cd.  
Table 8.3 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2010	I	-1,5	-0,5	2,1	0	0,1	-1	-0,1	-1,1
	II	-2,7	-1,3	0,6	0	0,8	-1,4	-0,8	-2,2
	III	-4	10,1	9,4	0	0	-14,1	0	-14,1
	IV	-4,4	14	7,8	0	-7,2	-18,4	7,2	-11,2
	V	-3,3	14,3	10,1	0	-4,6	-17,6	4,6	-13
	VI	-3,5	7	3,1	0	-18,1	-10,5	18,1	7,6
	VII	-3,1	5,3	2,6	0	-14,3	-8,4	14,3	5,9
	VIII	-3,4	10,2	5,9	0	-8	-13,6	8	-5,6
	IX	-3,1	12,5	10,2	0	-7,8	-15,6	7,8	-7,8
	X	-3,1	7,4	8,9	0	-3,2	-10,5	3,2	-7,3
	XI	-1,2	2,5	8,2	0	0,6	-3,7	-0,6	-4,3
	XII	-1,1	-0,3	2,8	0	-0,3	-0,8	0,3	-0,5
	<b>IV-IX</b>	<b>-3,5</b>	<b>10,5</b>	<b>5,9</b>	<b>0</b>	<b>-10</b>	<b>-14</b>	<b>10</b>	<b>-4,1</b>
<b>I-XII</b>	<b>-2,9</b>	<b>6,8</b>	<b>5,9</b>	<b>0</b>	<b>-5,2</b>	<b>-9,7</b>	<b>5,2</b>	<b>-4,5</b>	
2011	I	-1,1	-2,5	-7,5	0	0,6	1,4	-0,6	0,8
	II	-3	-7,2	-9	0	2,9	4,2	-2,9	1,3
	III	-4,3	2,2	2,3	0	1,7	-6,5	-1,7	-8,2
	IV	-3,3	4,4	2,9	0	-10,1	-7,7	10,1	2,4
	V	-5,3	10	4,2	0	-19	-15,3	19	3,7
	VI	-7,2	3	1,7	0	-11,1	-10,2	11,1	0,9
	VII	-4,7	5,9	3,4	0	-4,4	-10,6	4,4	-6,2
	VIII	-5	7,4	4,1	0	-10,1	-12,4	10,1	-2,3
	IX	-4,5	4,7	3,6	0	-11,3	-9,2	11,3	2,1
	X	-3,4	7,7	9,8	0	-3,5	-11,1	3,5	-7,6
	XI	-2,4	4	8,6	0	-0,3	-6,4	0,3	-6,1
	XII	-1,1	2	9	0	1,3	-3,1	-1,3	-4,4
	<b>IV-IX</b>	<b>-5</b>	<b>5,9</b>	<b>3,3</b>	<b>0</b>	<b>-11</b>	<b>-10,9</b>	<b>11</b>	<b>0,1</b>
<b>I-XII</b>	<b>-3,8</b>	<b>3,5</b>	<b>3,2</b>	<b>0</b>	<b>-5,3</b>	<b>-7,3</b>	<b>5,3</b>	<b>-2</b>	
2012	I	-1,2	1,4	5,5	0	0,8	-2,6	-0,8	-3,4
	II	-2,7	2,6	5,3	0	-0,3	-5,3	0,3	-5
	III	-4,5	8,6	7,8	0	-1,9	-13,1	1,9	-11,2
	IV	-5,1	5,9	3,9	0	-6,1	-11	6,1	-4,9
	V	-5	5,3	2,7	0	-16,1	-10,3	16,1	5,8
	VI	-4,9	4,3	2,5	0	-8,6	-9,2	8,6	-0,6
	VII	-4,8	10,5	5,1	0	-13,8	-15,3	13,8	-1,5

Na rysunku 8.1 ukazano średnie roczne składowych całkowitego bilansu promieniowania  $Q^*$  w przebiegu dobowym. Analizy zmian z roku na rok przebiegu ich wartości miesięcznych (rys. 8.2) oraz przeprowadzona analiza różnic sezonowych (rys. 8.3) wskazują na znaczne zróżnicowanie radiacyjne obu powierzchni.

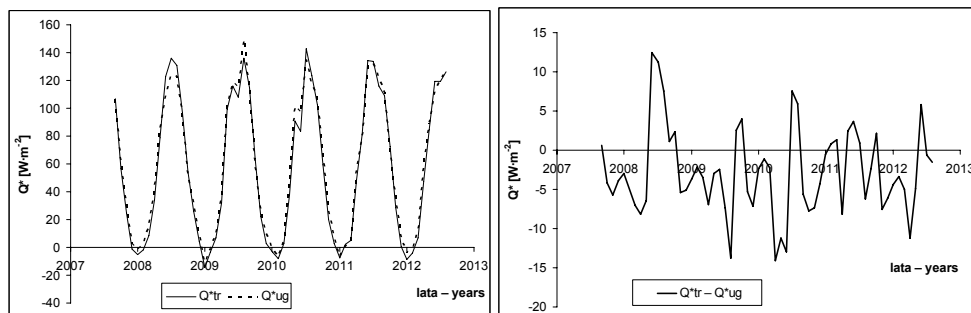


Rys. 8.1. Średnie roczne składowych całkowitego bilansu promieniowania  $Q^*_{tr}$  i  $Q^*_{ug}$  (bilansu krótkofalowego  $K^*$  i bilansu długofalowego  $L^*$  oraz ich składowych) dla powierzchni porośniętej trawą i powierzchni bez roślin w przebiegu dobowym w latach 2008–2011 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 8.1. The annual means of radiation balance components for grassy area  $Q^*_{tr}$  and area without plant cover  $Q^*_{ug}$  (short-wave radiation balance  $K^*$  and long-wave radiation balance  $L^*$  and their components) in the daily course in the years 2008–2011 in Wrocław-Swojec

Porównanie składowych całkowitego bilansu promieniowania trawy i ugoru eksponuje głównie zależność wartości bilansu krótkofalowego i długofalowego od temperatury powierzchni czynnej. W bilansie krótkofalowym promieniowania zaznacza się bowiem wyraźna przewaga wartości dodatnich cechujących powierzchnię nieporośniętą nad podobnymi wartościami zarejestrowanymi nad murawą. W bilansie długofalowym, którego ujemne wartości w znacznym stopniu kompensują wartości bilansu krótkofalowego, występuje także dominacja (w zakresie wartości ujemnych) powierzchni bez roślin. Zgodnie z prawem Stefana-Boltzmanna związane jest to z tym, że ugor nagrzewając się w większym stopniu niż powierzchnia porośnięta roślinnością, tym samym wypromieniowuje (tab. 8.2) większą ilość ciepła niż murawa (tab. 8.1).

Przebieg miesięcznych wartości całkowitego bilansu promieniowania trawy  $Q_{tr}^*$  i ugoru  $Q_{ug}^*$  pokazuje nie tylko sezonową zmienność, ale i zróżnicowanie wartości z roku na rok, inne dla ugoru i dla trawy (rys. 8.2 – wykres po lewej). Na wykresie różnic  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  (rys. 8.2 – po prawej) w okresie VIII 2007–VII 2012 uwidacznia się, że wartości ujemne przeważają zarówno w ekstremach (min.  $-14,1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , zaś max.  $12,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), jak i w średnich miesięcznych. Te ostatnie wynoszą ok.  $-2,8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w całym okresie pomiarowym, ok.  $-2,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w latach 2008–2009 i ok.  $3,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w latach 2010–2011. Oznacza to, że saldo promieniowania ugoru jest średnio o ok. 4,9% wyższe niż saldo promieniowania murawy, ale w poszczególnych latach występują znaczne wahania (0,9% w 2008 r., 6,8% w 2009 r., 8,2% w 2010 r. i 3,3% w 2011 r.). W latach 2008–2011 ugor dysponował zatem w sumach rocznych od 16,1–140,7  $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$  większą energią cieplną niż powierzchnia trawiasta.



Rys. 8.2. Przebieg miesięcznych wartości całkowitego bilansu promieniowania trawy  $Q_{tr}^*$  i ugoru  $Q_{ug}^*$  (wykres po lewej) oraz ich różnic  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  (wykres po prawej) w okresie VIII 2007–VII 2012 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 8.2. The course of monthly values of radiation balance for grassy area  $Q_{tr}^*$  and bare soil area  $Q_{ug}^*$  (the graph on the left) and their differences  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  (the graph on the right) in the period August (VIII) 2007–July (VII) 2012 in Wrocław-Swojec

Przy założeniu, że rzeczywista dokładność pomiarowa CNR-1 nie jest większa od 5–10  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$  w paśmie długofalowym, otrzymane wartości różnicowe pomiędzy trawą i ugorem dla  $L\uparrow$  oraz  $L^*$  nie są przypadkowe. Błąd pomiarowy dotyczył bowiem ich wartości momentowych, realizowanych w krokach minutowych. W przypadku średnich wartości miesięcznych, które oparte były na co najmniej 40 320 takich minutowych pomiarach w 28-dniowym lutym (a 44 640 rejestracjach w miesiącu 31-dniowym), można więc uznać, że występowało zjawisko wzajemnej kompensacji tych błędów. Prawdopodobieństwo pojawienia się odchylen

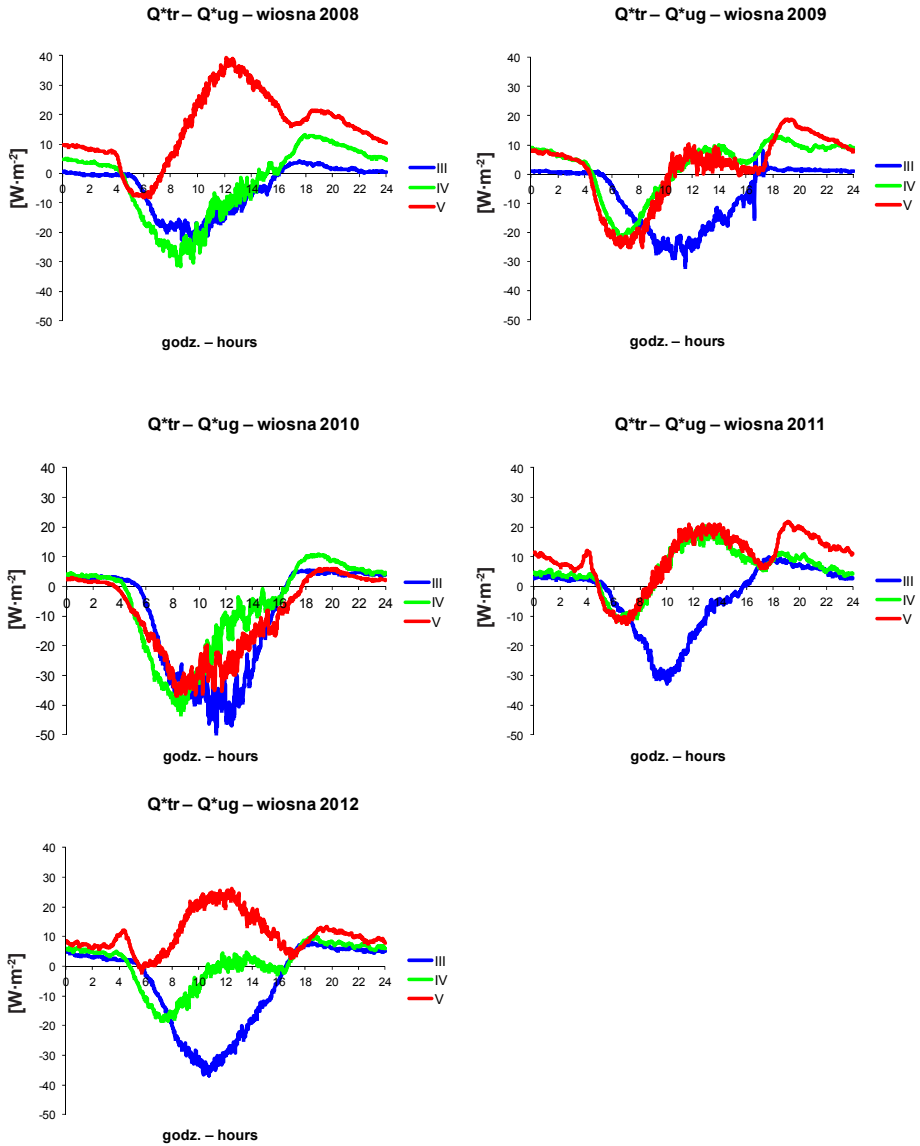
minusowych i plusowych od wartości rzeczywistej było bowiem podobne, a zatem sumy tych odchyłeń zbliżały się do 0 i nie wpływały znacząco na notowane wartości miesięczne. Wcześniej wykazano, że zanotowane wartości różnicowe dla salda krótkofalowego również nie były efektem przypadkowym, wynikającym z dokładności pomiarów. Dla pasma krótkofalowego dokładność pomiarów CNR-1 jest zazwyczaj większa niż dla długofalowego i dlatego należy uznać, że wartości minutowe powyżej  $5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  są tam odzwierciedleniem różnic realnych. W konsekwencji, jest mało prawdopodobne, aby otrzymane wartości  $Q^*$  dla trawy i ugoru, które uzyskano przez dodanie salda promieniowania krótkofalowego i salda promieniowania długofalowego, były przypadkowe. Różnice sald miesięcznych pomierzonych bilansów  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  w 7 przypadkach są wyższe od  $10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  lub niższe od  $-10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (od  $12,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w maju 2008 do  $-14,1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w marcu 2010 r.). W 28 spośród 60 analizowanych miesięcy są one wyższe od  $5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  lub niższe od  $-5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , zaś w 41 przypadkach przewyższają one  $3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  lub są niższe od  $-3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Na tej podstawie można sądzić, że interpretacja otrzymanych wartości różnicowych  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  jako różnic rzeczywistych nie jest zbyt pochopna, lecz ma swoje mocne, statystyczne i fizyczne uzasadnienie.

Obraz powyższy jest jednak bardziej zróżnicowany w krótszych odcinkach czasu i ukazuje bardzo ważną rolę specyficznych właściwości powierzchni roślinnych. Demonstrują to średnie przebiegi dobowe wartości  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  w poszczególnych miesiącach kolejnych pór roku w badanym okresie. Przedstawiono je osobno dla wiosny (rys. 8.3a), lata (rys. 8.3b) oraz dla jesieni (rys. 8.3c) i zimy (rys. 8.3d).

Wiosną 2008 r. (rys. 8.3a) obserwowano duże różnice między łąką a glebą bez roślin. Różnice dodatnie zaznaczają się w godzinach nocnych i popołudniowych dla marca i kwietnia, natomiast w maju zanotowano największe, sięgające w południe nawet  $40 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (wystąpiło wtedy duże promieniowanie całkowite  $600,7 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ). Ujemne różnice  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  widoczne były w marcu i kwietniu w godzinach przedpołudniowych (do  $-30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ). Przewaga wartości całkowitego bilansu promieniowania  $Q_{tr}^*$  nad  $Q_{ug}^*$  w miesiącach V–VIII 2008 r., zdecydowała o wyższych sumach rocznych wartości salda promieniowania  $Q^*$  murawy w porównaniu z odpowiednimi wartościami  $Q^*$  powierzchni bez roślin.

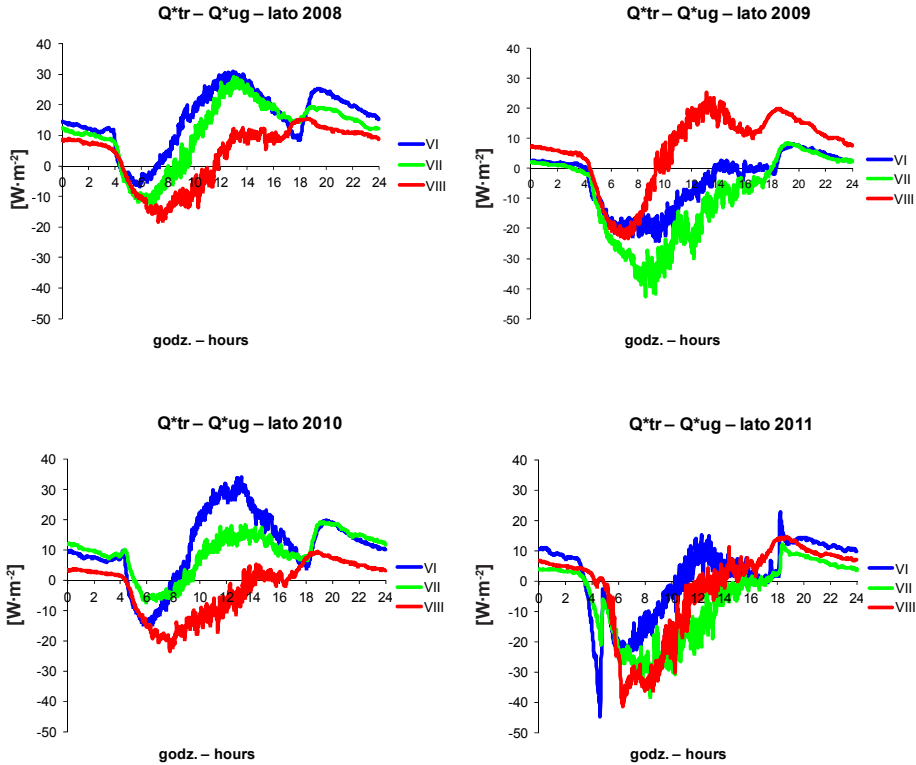
Wiosną 2009 r. amplitudy różnic maleją, przy czym w marcu wartości różnic były ujemne ( $-31 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), natomiast w kwietniu ujemne wartości obserwowano tylko w godzinach przedpołudniowych, a więc wtedy, gdy grunt był po nocy wyziębiony. W maju uwidoczniły się już dodatnie różnice  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  ( $19 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ). Wiosną 2010 r. ujemne wartości różnic notowano w dzień dla wszystkich miesięcy (do  $-50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w marcu), po południu i nocą – różnice były już dodatnie, dochodzące do  $10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ .





Rys. 8.3a. Przebieg dobowy różnic  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  wiosną w kolejnych sezonach pomiarowych 2008–2012 we Wrocławiu-Swojcu

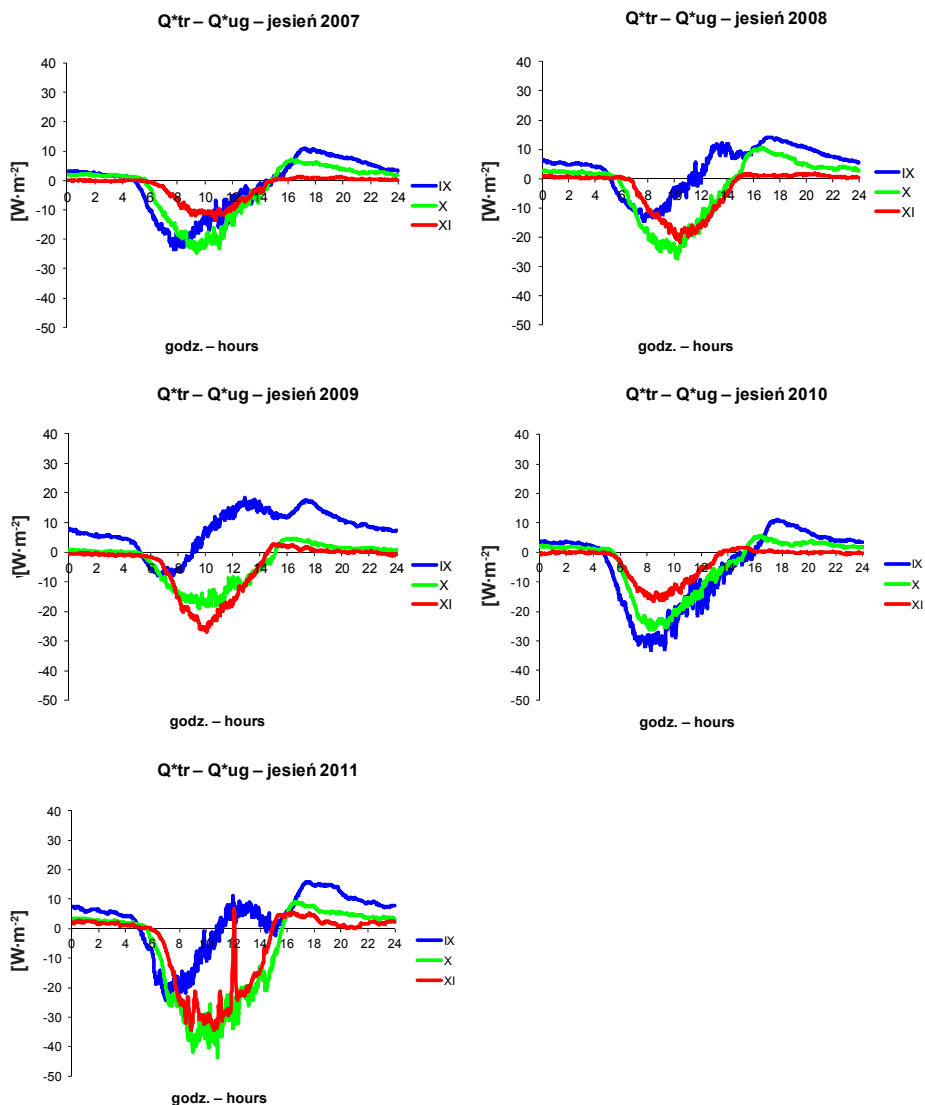
Fig. 8.3a. The daily course of differences in  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  for spring (wiosna) in the following measurement seasons 2008–2012 in Wrocław-Swojec



Rys. 8.3b. Przebieg dobowy różnic  $Q^*_{tr} - Q^*_{ug}$  latem w kolejnych sezonach pomiarowych 2008–2011 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 8.3b. The daily course of differences in  $Q^*_{tr} - Q^*_{ug}$  for summer (lato) in the following measurement seasons 2008–2011 in Wrocław-Swojec

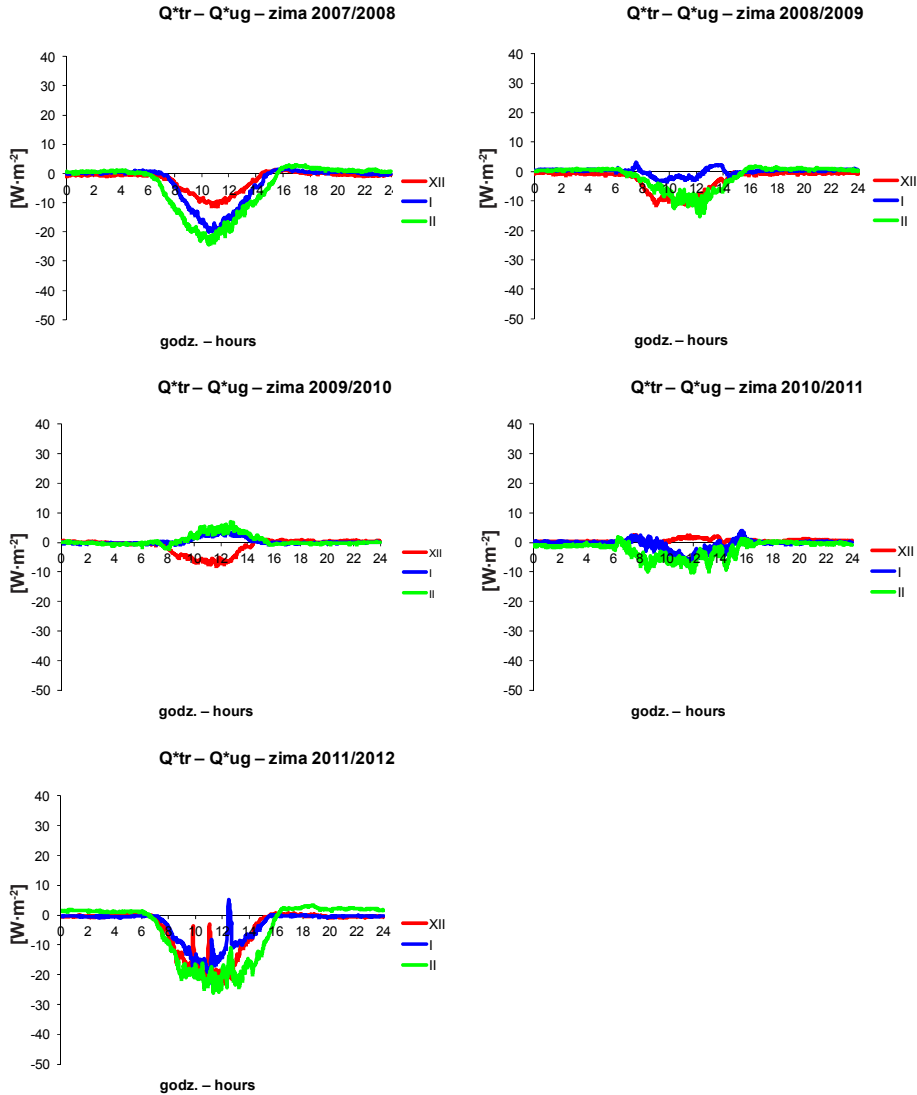
Szczególny przypadek miał miejsce w maju 2010 r., gdyż w porównaniu z pozostałymi badanymi latami (np. majem 2008 r. z wysoką wartością dodatnią  $12,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), wystąpiła w nim bardzo wysoka ujemna wartość ( $-13,1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) średniej miesięcznej różnicy (tab. 8.3) pomiędzy  $Q^*_{tr}$  i  $Q^*_{ug}$ . Sytuacja ta związana była z największą (obok września tego roku) różnicą (10,1%) pomiędzy wartościami albedo trawy (22,4%) i albedo ugoru (12,3%). Przełożyło się to na wysoką ujemną różnicę ich salda  $K^*$  ( $-17,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), której nie była w stanie skompensować niewielka (4,6  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) przewaga salda  $L^*_{tr}$  ( $-29,7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) nad saldem  $L^*_{ug}$  ( $-34,3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ). Na ten wyjątkowy stan rzeczy decydujący wpływ miało bardzo duże uwilgotnienie gleby i stosunkowo niska temperatura obydwu powierzchni czynnych. Maj 2010 r. okazał się bowiem nie tylko wyjątkowo mokrym ( $P = 140,7 \text{ mm}$ ), ale także najzimniejszym ( $Tp = 12,7^\circ\text{C}$ ) w badanym 5-leciu (oraz okresie od 1992 r.), co wpłynęło na relatywne wyziębienie gleby i sprzyjało wyrównywaniu się jej temperatur pomiędzy trawą i ugorzem. W efekcie wypromieniowanie długofalowe trawy ( $380 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) i ugoru ( $384,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) osiągnęło najniższą średnią wartość miesięczną spośród majowych w tym 5-leciu. Jednocześnie bardzo duże zachmurzenie (z czym wiązało się najniższe średnie majowe  $K\downarrow$   $146 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) i wysoka wilgotność powietrza wpłynęły na kształtowanie się najwyższej średniej majowej  $L\downarrow$  atmosfery ( $350,3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) i zmniejszenie (w porównaniu z innymi latami) majowej wartości  $L^*$ .



Rys. 8.3c. Przebieg dobowy różnic  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  jesienią w kolejnych sezonach pomiarowych 2007–2011 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 8.3c. The daily course of differences in  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  for autumn (jesień) in the following measurement seasons 2007–2011 in Wrocław-Swojcu

W przebiegu dobowym analizowane wartości majowej różnicy  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  osiągnęły około 9 UTC nawet  $-35 W \cdot m^{-2}$  (rys. 8.3a). Dla porównania wiosną 2011 r. różnice w marcu sięgnęły  $-30 W \cdot m^{-2}$ , a w kwietniu i maju  $20 W \cdot m^{-2}$ , natomiast wiosną 2012 r. w marcu  $-36 W \cdot m^{-2}$ , w kwietniu ok.  $-20 W \cdot m^{-2}$ , a w maju były dodatnie (max.  $26 W \cdot m^{-2}$  ok. 13 UTC).



Rys. 8.3d. Przebieg dobowy różnic  $Q^*_{tr} - Q^*_{ug}$  zimą w kolejnych sezonach pomiarowych 2007/2008–2011/2012 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 8.3d. The daily course of differences in  $Q^*_{tr} - Q^*_{ug}$  for winter (zimą) in the following measurement seasons 2007/2008–2011/2012 in Wrocław-Swojec

Latem 2008 r. zanotowano 196,1 mm opadów (rys. 7.15), a w tym samym okresie 2009 r. – 329,4 mm, w 2010 r. – 220,6 mm, natomiast w 2011 r. – 331,5 mm, co wpłynęło na saldo promieniowania. Różnice dodatnie  $Q^*_{tr} - Q^*_{ug}$  dochodziły do  $30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  i wystąpiły w miesiącach o mniejszej ilości opadów. Wilgotny czerwiec (141,7 mm) i lipiec (134,3 mm) 2009 r. charakteryzowały już ujemne różnice  $Q^*_{tr} - Q^*_{ug}$ , osiągające nawet ok.  $-40 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (rys. 8.3b). Uwilgotnienie gleby ma ogromny wpływ na bilans powierzchni czynnej, czego przykładem

jest także mniej mokre niż w roku poprzednim lato 2010 r. Odnowione na wiosnę zasoby wody gruntowej (szczególnie dzięki obfitym majowym deszczom) sprzyjały rozwojowi trawy i jej właściwości radiacyjnych, także w czerwcu, pomimo że opady (rys. 7.15) były już stosunkowo małe ( $P = 32,9$  mm). Ukształtowane w ten sposób przez sprzyjające warunki wiosenne jej albedo osiągnęło najwyższą średnią wartość czerwcową (20,5%) w 5-leciu. W porównaniu z majem, dzięki wysuszeniu gleby ( $T_p = 17,9^\circ\text{C}$ ,  $S = 270,1$  godz.,  $d = 8,4$  hPa,  $v = 2,7$  m), bardzo mocno zmniejszyła się (do 3,1%) jednak różnica albedo trawy z albedo ugoru (17,4%). W efekcie, przy bardzo wysokich wartościach  $K\downarrow$  ( $253,9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) występowały również wysokie wartości  $K\uparrow$ , które dla trawy wyniosły  $51,9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (tab. 8.1) i były tylko o  $7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  wyższe niż dla ugoru (tab. 8.2). Dzięki silniejszemu nagraniu gleby w ugorze niż pod trawą wystąpiły spore różnice w wartościach  $L\uparrow$ , gdyż wypromieniowanie ugoru ( $426,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) było o  $18,1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  wyższe niż trawy. W rezultacie różnica w  $L^*$  pomiędzy trawą i ugorem była identyczna (ze względu na minusowy znak salda bilansu promieniowania długofalowego). Nie została ona skompensowana przez różnicę salda  $K^*$ , która wyniosła  $-10,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  i dlatego ukształtowała się dodatnia wartość  $7,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  różnicy salda  $Q^*$  (tab. 8.3) pomiędzy trawą i ugorem. Dodatkowo różnice  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  utrzymały się także w lipcu ( $P = 78,6$  mm), natomiast w bardziej wilgotnym sierpniu ( $P = 109,1$  mm) różnice stały się już ujemne. Związane one były ze stosunkowo niskim albedo ugoru (12,9%), które przewyższało o 5,9% albedo trawy, co zdecydowało o wyższej ujemnej różnicy ( $-13,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) w saldzie krótkofalowym  $K^*$  pomiędzy trawą i ugorem. Różnicy tej nie skompensowała dodatnia wartość ( $8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) różnicy w saldzie długofalowym  $L^*$ , która była efektem zaawansowanego procesu wyrównywania różnic temperatury gleby po obfitych opadach.

Latem 2011 r. wystąpiły spore opady deszczu (ok. 316 mm), najwięcej w lipcu (165,2 mm), stosunkowo dużo (95,8 mm) w czerwcu, a najmniej w sierpniu (64,8 mm). W konsekwencji wystąpił tu rozciągnięty w czasie, skumulowany efekt oddziaływania opadów na badane  $Q^*$  i jego składowe. Po zrównoważonych wartościach różnicy  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  w czerwcu ( $0,9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) mocniejszy już wpływ opadów na tę różnicę miał miejsce w lipcu, powodując ukształtowanie się jej wyraźnej ujemnej wartości ( $-6,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ). Utrzymująca się także w sierpniu względnie duża wilgotność gleby pozwoliła, pomimo niższych już opadów, na utrzymanie się ujemnej, ale już mniejszej (w sensie bezwzględny) wartości różnicy.

W przebiegu dobowym wartości różnicy  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  w godzinach porannych osiągają swoje maksimum i sięgają ok.  $-40 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w lipcu i sierpniu oraz do ok.  $-45 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w czerwcu. Około 6 UTC pojawia się bowiem w czerwcu i lipcu, krótkotrwałe, gwałtowne obniżenie wartości tej różnicy (do ok.  $-45 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w czerwcu), po której następuje jej szybki wzrost. Zjawisko to dotyczy tylko roku 2011 i jest efektem wypadkowym różnych sytuacji radiacyjnych jakie miały miejsce w poszczególnych dniach miesiąca (rys. 8.4). Wynika więc z kontrastów pogodowych, jakie w przypadku czerwca 2011 r. wystąpiły pomiędzy jego kolejnymi dekadami, a zwłaszcza dwoma pierwszymi i trzecią. Od 1–17 czerwca średnia wartość  $T_p$  osiągnęła  $20,1^\circ\text{C}$ , w pozostałych 13 dniach miesiąca wyniosła zaś  $17,9^\circ\text{C}$ , przy czym wystąpił istotny kontrast opadowy. 8 czerwca miał miejsce silny opad konwekcyjny o wysokości 30,2 mm, a pozostałe dni pierwszego okresu były w zasadzie suche, gdyż w sumie spadło w nich tylko 1,1 mm deszczu. W drugim, chłodniejszym okresie spadło 61,4 mm deszczu, w wyniku opadów skoncentrowanych pomiędzy 19 i 25 czerwca oraz obfitego, frontowego opadu (22,4 mm), który miał miejsce 30 czerwca. Znaczna część tych ostatnich opadów wystąpiła nocą i w godzinach porannych. Przełożyło się to głównie na zmiany albedo i różnice w promieniowaniu odbitym, a w konsekwencji na dyskutowane różnice w bilansie  $Q^*$ . Taka szczegółowa analiza warunków

pogodowych, w połączeniu z wykresami towarzyszącymi im zmian radiacyjnych w kolejnych dniach i dekadach miesiąca (rys. 8.4) jest czasami niezbędna, aby sensownie wyjaśnić przyczyny zmienności w różnicach sald  $K^*$ ,  $L^*$  i  $Q^*$  pomiędzy trawą i ugiem, jakie uwidoczniły się w ich uśrednionym przebiegu godzinowym.

Jesienią, co obserwujemy we wszystkich latach (rys. 8.3c), dochodzi do pewnej stabilizacji i różnice pomiędzy tymi powierzchniami są mniejsze (od  $-30$  do  $18 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), o zbliżonej do wiosny amplitudzie.

W przebiegu dobowym najmniejsze, uśrednione dla miesiący wartości różnic obserwujemy zimą (rys. 8.3d). W sezonie 2007/2008 (XII 2007–II 2008), przy braku pokrywy śnieżnej, ujemne wartości różnic  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$ , świadczące o przewadze salda promieniowania ugiu, dochodziły w godzinach południowych do  $-22 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . W kolejnym sezonie zimowym (2008/2009) przebiegi różnic  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  były łagodniejsze, sięgające ok.  $-13 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Widoczny jest tu łagodzący, niwelujący różnice w bilansie promieniowania wpływ pokrywy śnieżnej. W godzinach popołudniowych i nocnych obserwujemy zanik różnic lub zbliżanie się ich wartości do zera. W styczniu i lutym 2010 r. pojawiły się także różnice dodatnie, świadczące o wyższym saldzie promieniowania powierzchni trawy. Pokrywa roślinna wraz z pokrywą śnieżną (wyjątkowo długo utrzymującą się w sezonie zimowym 2009/2010) skutecznie zatrzymała ciepło w gruncie. Zima 2010/2011 charakteryzuje się niezbyt wysokimi dodatnimi dobowymi różnicami  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  w śnieżnym grudniu i wyraźniejszymi ujemnymi w pozostałych miesiącach. Na podstawie cech śnieżnych i temperaturowych połowy stycznia i pierwszej połowy lutego można ją nazwać „bezządrową” (według terminologii stosowanej m.in. przez Piotrowicz 1996, Niedźwiedź 2003). Dni bezśnieżne i dni z niewielką lub nietrwałą pokrywą śnieżną dla wartości miesięcznych różnic okazały się więc w styczniu i lutym decydujące. Zimą 2011/2012 cechowały stosunkowo wysokie opady (rys. 7.15) w grudniu ( $48,7 \text{ mm}$ ) i w styczniu ( $57,1 \text{ mm}$ ), którym towarzyszyły (rys. 7.14) dodatnie miesięczne temperatury powietrza (odpowiednio:  $3,9^\circ\text{C}$  i  $1,1^\circ\text{C}$ ). Z tego powodu w miesiącach tych wystąpiła tylko niewielka liczba dni z pokrywą śnieżną (odpowiednio: 2 i 4 dni). Zadecydowało to o relatywnie silnych ujemnych wartościach rozpatrywanej różnicy  $Q^*$  w grudniu i styczniu (tab. 3). Wzmocniły się one jeszcze w mroźnym lutym 2012 ( $T_p = -4,0^\circ\text{C}$ ), z pokrywą śnieżną trwającą przez 10 dni.

W sezonie zimowym największe ujemne różnice (rys. 8.3d) wystąpiły w lutym 2008 (ok.  $-25 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) i 2012 r. (ok.  $-26 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) i osiągały swoje maksimum pomiędzy godz. 11–12 UTC. W ciepłym lutym 2008 r. ( $T_p = 3,9^\circ\text{C}$ ) pokrywa śnieżna trwała tylko 1 dzień i związana była z krótkotrwałym ochłodzeniem i niewielkimi opadami śniegu w połowie miesiąca. Inna była natomiast przyczyna tych ujemnych wartości w lutym 2012 r. Tam zadecydowała sytuacja radiacyjna, jaka miała miejsce w dniach bezśnieżnych, gdyż w dniach z pokrywą śnieżną różnice tego bilansu się wyrównywały.

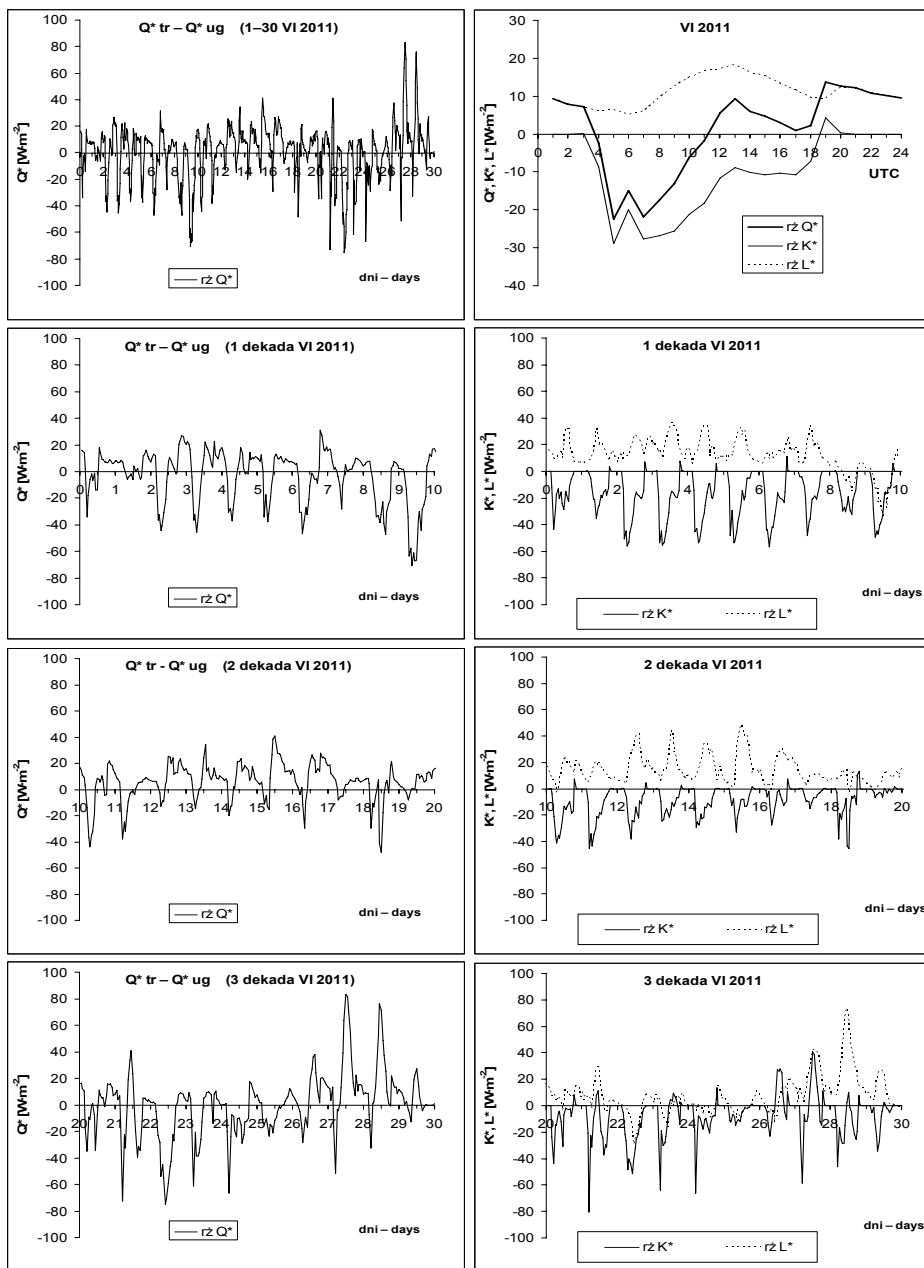
Największe dodatnie różnice (do ok.  $6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) pojawiły się natomiast w śnieżnym lutym 2010 r. (rys. 8.3d). Związane one były z wyjątkowo ciepłym okresem ablacyjnym, z temperaturami powietrza sięgającymi do ok.  $11^\circ\text{C}$ , co spowodowało nierównomierne wytapianie się w ostatniej dekadzie miesiąca grubej (średnio  $25 \text{ cm}$ ) pokrywy śnieżnej, która w końcowych czterech dniach zanikła zupełnie. W efekcie albedo pozbawionej śniegu powierzchni trawistej zaczęło być wyższe niż albedo ugiu (wcześniej, w dniach z pokrywą śnieżną zastępowało je albedo śniegu). Trawa odbijała już więc więcej promieniowania krótkofalowego niż ugiu, zatem jej saldo  $K^*$  stało się niższe niż saldo  $K_{ug}^*$ . Nieco cieplejsza powierzchnia murawy (zadziałał tu wcześniejszy efekt buforowy pokrywy roślinnej w trakcie mroźnych dni)

wypromieniowywała także intensywniej swoje ciepło niż powierzchnia wychłodzonego jeszcze ugoru. Ujemne saldo  $L_{tr}^*$ , przewyższające (w sensie bezwzględnym) ujemną wartość salda  $L_{ug}^*$ , wraz z wartością  $K_{tr}^*$  (także niższą niż dla ugoru), zmniejszyło bardziej wartość  $Q^*$  dla trawy, niż działo się to w przypadku ugoru. W rezultacie, w uśrednionych przebiegach dobowych (rys. 8.3d), jak i w średnich wartościach miesięcznych tego okresu (tab. 8.3), ujawniły się dodatnie różnice sald  $O_{tr}^* - Q_{ug}^*$ .

Przeanalizowane powyżej sytuacje wskazują na rolę warunków pogodowych w dniach bez pokrywy śnieżnej (lub w nieciągły sposób pokrywającej powierzchnię terenu) na uśredniony dobowy przebieg badanej różnicy salda  $Q^*$  w miesiącach zimowych. Pewną rolę w różnicowaniu wartości tego salda dla powierzchni porośniętej (trawa) i nieporośniętej (ugoru) pełni także cienka pokrywa śnieżna, która w różnym stopniu zakrywa roślinność i glebę. Przy obecności grubej pokrywy śnieżnej (tj. takiej, która zakrywa całkowicie murawę) mamy już do czynienia z jej bilansem, a nie z różnicami bilansu  $Q^*$  pomiędzy powierzchnią trawiastą i gruntem.

Uśrednione wartości różnic  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  dla sezonu wegetacyjnego z lat 2008–2011 w przebiegu dobowym przedstawiono na rysunku 8.5. Różnice  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  są dodatnie nocą i w godzinach południowych, nad ranem zaś przyjmują wartości ujemne. Ich amplituda dobowa dochodzi do ok.  $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , a tworzące ją wartości osiągają ok. godz. 7 UTC minimum ( $-16 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ), zaś ok. 19 UTC maksimum ( $14 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ), jednakże w ciągu doby wartości dodatnie przeważają. Wynika to z przewagi różnic dodatnich w bilansie długofalowym nad różnicami ujemnymi bilansu promieniowania krótkofalowego. Uśrednione różnice bilansu długofalowego  $L^*$  w półroczu wegetacyjnym (IV–IX) osiągają ok. godz. 12 UTC maksimum ( $23 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ), natomiast zbliżone do 0 minimum pojawia się pomiędzy godz. 5 i 6 UTC. Dla bilansu krótkofalowego  $K^*$  różnice w dzień są ujemne, dochodzące przed południem do  $-23 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , a nocą zbliżone są do 0.

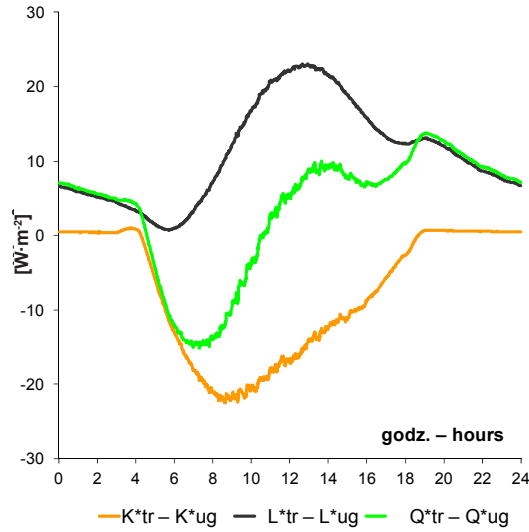
Przebieg roczny różnic salda promieniowania  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  (rys. 8.6) ukazuje wahania od  $-5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  w marcu do  $15,5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  w maju i czerwcu 2008 r. W kolejnym roku pomiarowym (2009) różnice mieściły się w przedziale od  $-8$  do  $8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , a w roku 2010 od  $-10$  do  $11,5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ . Maksymalne amplitudy roku wynoszące  $21,5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  były więc o  $4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  niższe niż amplitudy roczne z badanego okresu 2008–2011. W roku 2011 największe różnice ujemne  $L^*$  wystąpiły w maju (do  $-20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ), dodatnie zaś (do  $3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ) w miesiącach półrocza zimowego. Różnice  $K^*$  i  $Q^*$  mieściły się w przedziale od  $-7$  do  $10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ .



Rys. 8.4. Przebiegi miesięczne i dekadowe różnic ( $r\check{z}$ )  $Q^*$ ,  $K^*$ ,  $L^*$  pomiędzy trawą (*tr*) i ugiem (*ug*) w czerwcu 2011 r. we Wrocławiu-Swojcu

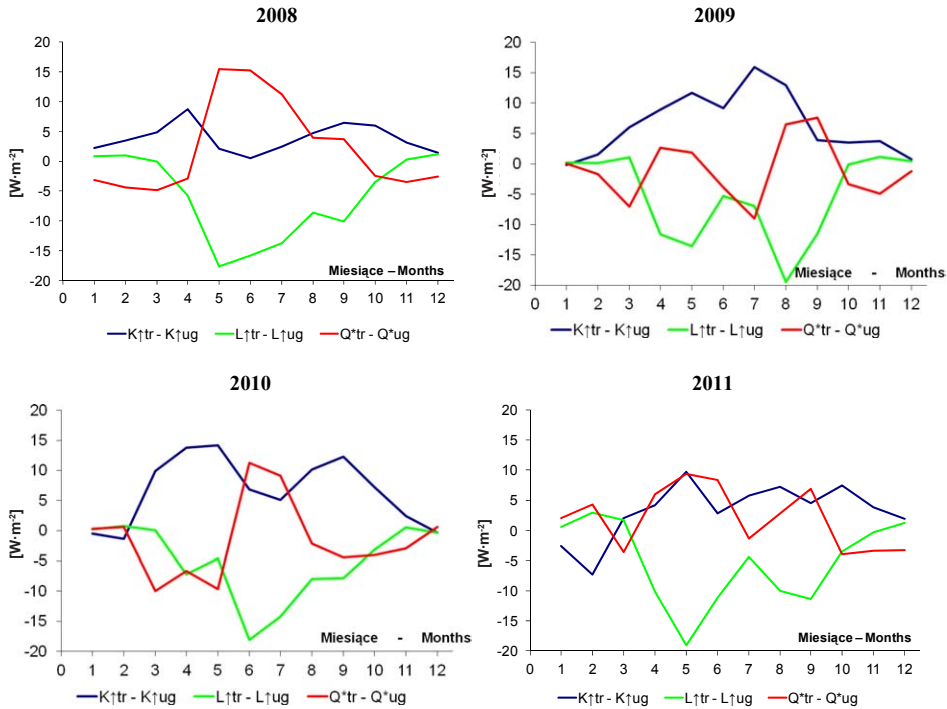
Fig. 8.4. The monthly and 10-day (dekada) runs of differences ( $r\check{z}$ )  $Q^*$ ,  $K^*$ ,  $L^*$  between grass (*tr*) and bare soil (*ug*) in June (VI) 2011 in Wrocław-Swojec





Rys. 8.5. Przebieg dobowy średnich różnic bilansu promieniowania pomiędzy trawą i ugorem  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  w półroczu wegetacyjnym (IV–IX) w latach 2008–2011 we Wrocławiu-Swojcu ujęty dla podstawowych parametrów radiacyjnych: bilansu krótkofalowego  $K^*$ , bilansu długofalowego  $L^*$  i całkowitego bilansu promieniowania  $Q^*$

Fig. 8.5. The daily course of radiation balance differences means between grass and bare soil  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  in the growing season (April–September) in the years 2008–2011 in Wrocław-Swojec compiled for elementary radiation parameters: short-wave radiation balance  $K^*$ , long-wave radiation balance  $L^*$  and radiation balance  $Q^*$



Rys. 8.6. Przebieg roczny różnicy (pomiędzy trawą i ugiem): salda promieniowania  $Q^*_{tr} - Q^*_{ug}$ , strumienia promieniowania odbitego  $K\uparrow_{tr} - K\uparrow_{ug}$ , strumienia promieniowania długofalowego  $L\uparrow_{tr} - L\uparrow_{ug}$  w kolejnych latach 2008–2011 we Wrocławiu-Swojcu

Fig. 8.6. The annual course of differences (between grass and bare soil) in: radiation balance  $Q^*_{tr} - Q^*_{ug}$ , reflected solar radiation flux  $K\uparrow_{tr} - K\uparrow_{ug}$  and terrestrial surface radiation flux  $L\uparrow_{tr} - L\uparrow_{ug}$  in the following years 2008–2011 in Wrocław-Swojec

## 8.2. Rekonstrukcja i przebiegi bilansu krótkofalowego $K^*$ w latach 1881–2012 we Wrocławiu-Swojcu

Zrekonstruowane (I 1881–VII 2007) i pomierzone (VIII 2007–XII 2012) wartości miesięczne albedo trawy i ugoru (rozdz. 6) umożliwiły wyliczenie promieniowania odbitego  $K\uparrow$  dla badanych powierzchni czynnych. Wykorzystano tu posiadaną 132-letnią serię promieniowania całkowitego  $K\downarrow$  (rozdz.4) dla Wrocławia-Swojca, zgodnie z wzorem:

$$K\uparrow = K\downarrow \cdot \text{albedo} \cdot 10^{-2} \quad (9)$$

gdzie:  $K\uparrow$  i  $K\downarrow$  [ $W \cdot m^{-2}$ ], albedo [%].

Dzięki temu możliwe było obliczenie bilansu (salda) promieniowania krótkofalowego  $K^*$ , gdyż zgodnie z wzorem (2) jest on różnicą pomiędzy  $K\downarrow$  i  $K\uparrow$ .

Na rysunku 7.2 przedstawiono przebiegi tego salda w 5-letnim okresie pomiarowym na tle bilansów  $L^*$  i  $Q^*$ . W takim też ujęciu przedyskutowano krótko jego zmienność (rys. 8.1, 8.4, 8.5), rozpatrując cechy dynamiki  $Q^*$  i jego składowych w okresie VIII 2007–VII 2012. Wartości miesięczne  $K^*$  w ciągu tych 60 miesięcy cechuje wyraźna zmienność do-

bowa, sezonowa i z roku na rok (tab. 8.1, 8.2). Dotyczy to także różnie ujętych przebiegów dobowych różnic pomiędzy  $K_{tr}^*$  i  $K_{ug}^*$  (rys. 8.4, 8.5). Te krótkookresowe wahania sprzężone są z wieloletnią zmiennością składowych salda  $K^*$ . Poniżej scharakteryzowane więc zostaną 132-letnie trendy  $K^*$  przejawiające się w zrekonstruowanych seriach tego salda dla trawy i ugoru, wraz z odpowiednimi tendencjami dla  $K\uparrow$ . Uzupełni to obraz długookresowych wahań  $K\downarrow$ , jaki uwidoczniał się we wcześniejszej analizie (rozdz. 4) jego wieloletniej zmienności.

Odtworzone wartości albedo mają charakter wariantowy, zależny od wykorzystanego wzoru regresji (tzw. model) lub wzoru (3) opartego na frekwencji pokrywy śnieżnej. Na przykładzie listopada (rys. 8.7) i grudnia (rys. 8.8), a więc miesięcy, w których do obliczenia albedo obok odpowiedniego wzoru regresji (tab. 6.5) zastosowano alternatywnie wzór (3), przedstawiono wynikające stąd różnice wariantowego przebiegu  $K\uparrow$  i  $K^*$ . Wyprowadzone z wzoru (3) wartości albedo, oznaczone (*p. śn*) różnią się nieco od wyprowadzonych z wzorów regresji *alb tr* 11.42 i *alb ug* 11.52 (rys. 8.7). Porównanie współczynników kierunkowych trendów listopada wskazuje na znaczne podobieństwo ich przebiegów, którego cechą jest występowanie w tych seriach 132-letniej słabej, nieistotnej statystycznie, tendencji spadkowej. Albedo ugoru w obydwu wariantach jest niższe niż albedo trawy. Wartości albedo wyprowadzone z wzoru *p. śn* składają się na tzw. wariant 3. (w. 3), natomiast te, które oparte są na wzorach regresji, w skład których wchodzi stan gruntu, tworzą tu tzw. wariant 1.

W sumie przetestowano w ten sposób 4 warianty przebiegów albedo oraz konsekwencji  $K\uparrow$  i  $K^*$ , gdyż odtworzony dla lat 1881–1960 stan gruntu [Bryś 2012] posiada dwa warianty przebiegów. W efekcie wariant 1. albedo związany jest z wariantem 1. stanu gruntu, a wariant 2. z wariantem 2. stanu gruntu. Podobnie wariant 3. albedo oprócz wykorzystania wzoru *p. śn* wiąże się z wariantem 1. stanu gruntu, a wariant 4. z wzorem *p. śn* i 2. wariantem stanu gruntu. Takie wariantowe ujęcie zagadnienia pozwoliło sprawdzić, czy występujące tam trendy są zbliżone do rzeczywistych, a więc czy są powtarzalne (z niewielką zmianą ich współczynnika kierunkowego) we wszystkich analizowanych wariantach rozpatrywanego przebiegu.

W listopadzie zanotowano więc, potwierdzone w 4 wariantach przebiegów, istotne statystycznie, spadkowe trendy  $K\uparrow$  i  $K^*$ . Dla trawy występuje większy spadek wartości  $K\uparrow$  niż dla ugoru, natomiast w przypadku  $K^*$  trend ten jest mocniejszy dla ugoru (rys. 8.7). Taka tendencja występuje również dla okresu zimy (XII–II), ale  $K^*$  jest nieistotna statystycznie (rys. 8.8). Pozostałe pory roku cechują się na ogół także trendami spadkowymi  $K\uparrow$  i  $K^*$ , ale ich istotność jest zróżnicowana. Tendencje sezonowe dobrze wyrażają przebiegi w wariantach 1., dlatego z uwagi na podobieństwo przebiegów w pozostałych wariantach, ograniczono się tylko do jego prezentacji (rys. 8.9).

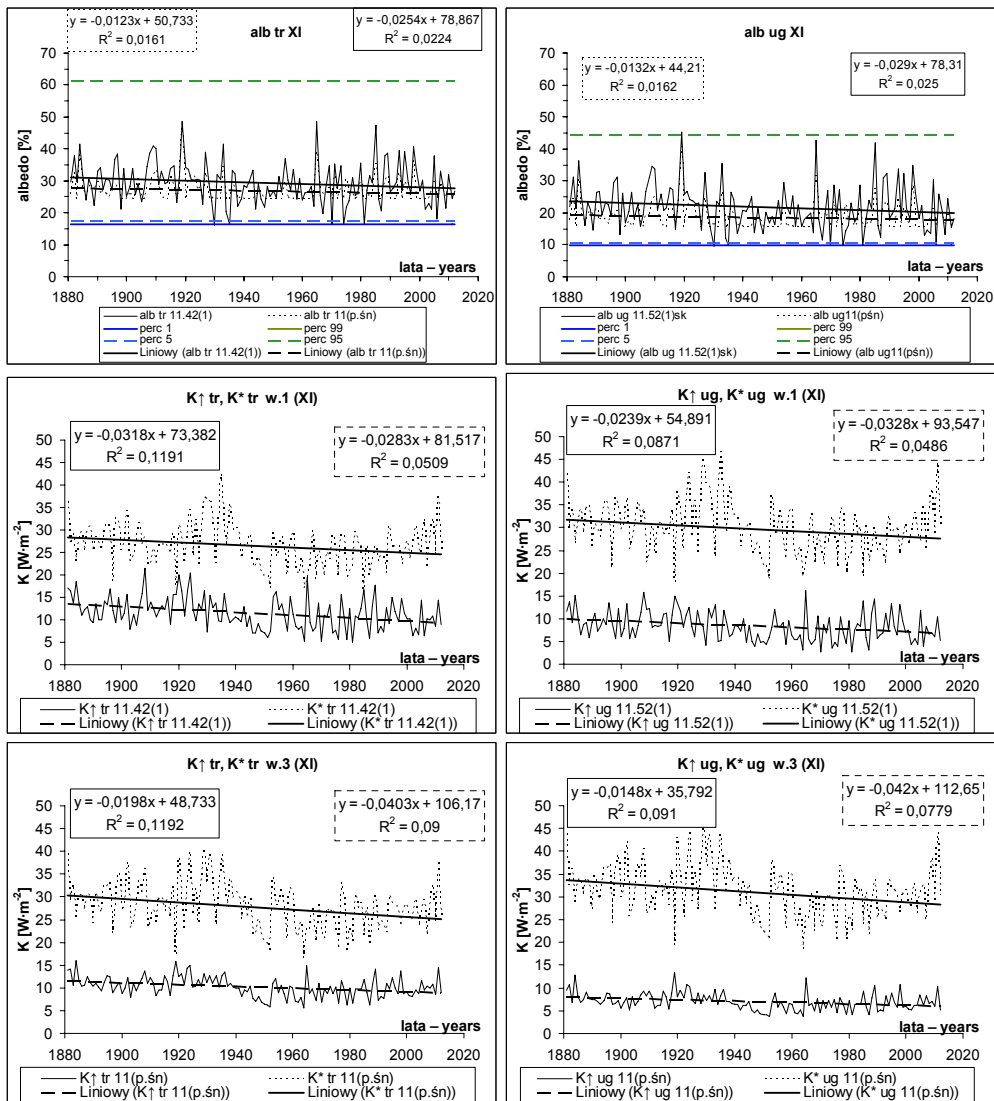
Wiosną utrzymuje się istotny statystycznie, większy spadek wartości  $K\uparrow$  dla trawy niż ugoru. W przypadku  $K^*$  mocniejszy, spadkowy trend dla ugoru jest nieistotny statystycznie. Średnie sezonowe wartości  $K\uparrow_{tr}$  stają się o ok.  $9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (wobec  $1,4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  zimą) wyższe niż odpowiednie wartości  $K\uparrow_{ug}$ , co skompensowane jest niższymi (o tę samą wielkość) średnimi wartościami  $K_{tr}^*$  w stosunku do  $K_{ug}^*$ . Latem słabnie spadkowy trend  $K\uparrow$  dla trawy, choć wzmacnia się jego istotność statystyczna. Przewagę nad trawą, w tym względzie, zyskuje istotny trend spadkowy  $K\uparrow$  ugoru. Obniża się także, w porównaniu z wiosną, przewaga średnich wartości  $K\uparrow_{tr}$  nad  $K\uparrow_{ug}$ , która latem wynosi ok.  $8,3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  i odpowiednio do tego kompensująca go przewaga wartości  $K_{tr}^*$  nad  $K_{ug}^*$ . Latem wartości  $K\uparrow$  i  $K^*$  osiągają swoje maksimum roczne, co uwidacznia się też w wyraźnym wzroście ich średnich wartości sezonowych w porównaniu z wiosną. Dla trawy w 132-leciu średnia wartość  $K\uparrow$  wynosi latem ok.  $42,3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (wiosną ok.  $36,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ), natomiast dla ugoru ok.  $34 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (wiosną ok.  $27,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ). Odpowiednio dla  $K^*$

te średnie wartości osiągają ok. 172, 2  $W \cdot m^{-2}$  dla trawy (wiosną ok. 122,7  $W \cdot m^{-2}$ ) i ok. 180,6  $W \cdot m^{-2}$  dla ugoru (wiosną ok. 131,8  $W \cdot m^{-2}$ ).

Jesienią utrzymuje się trend spadkowy  $K \uparrow$ , choć w porównaniu z latem nieco słabnie, natomiast  $K \uparrow_{ug}$  cechuje już brak wyraźnej tendencji kierunkowej. Słabną również, ale dalej pozostają istotne spadkowe trendy  $K^*$ , z tym że letnią przewagę wartości współczynnika kierunkowego trendu  $K^*_{tr}$  nad odpowiednią wartością trendu  $K^*_{ug}$  zastępuje teraz zmiana tej relacji na rzecz ugoru. Zmniejszają się przy tym do 6,7  $W \cdot m^{-2}$  różnice pomiędzy  $K \uparrow_{tr}$  i  $K \uparrow_{ug}$  oraz o tę samą wartość różnicę pomiędzy  $K^*_{ug}$  i  $K^*_{tr}$ . Wraz z sezonowym słabnięciem wpływu promieniowania słonecznego obniżają się również średnie sezonowe wartości  $K \uparrow_{tr}$  do 19,4  $W \cdot m^{-2}$ , a  $K \uparrow_{ug}$  do 12,7  $W \cdot m^{-2}$ , zaś zależne od nich wartości  $K^*_{tr}$  do 64,1  $W \cdot m^{-2}$ , a  $K^*_{ug}$  do ok. 70,9  $W \cdot m^{-2}$ .

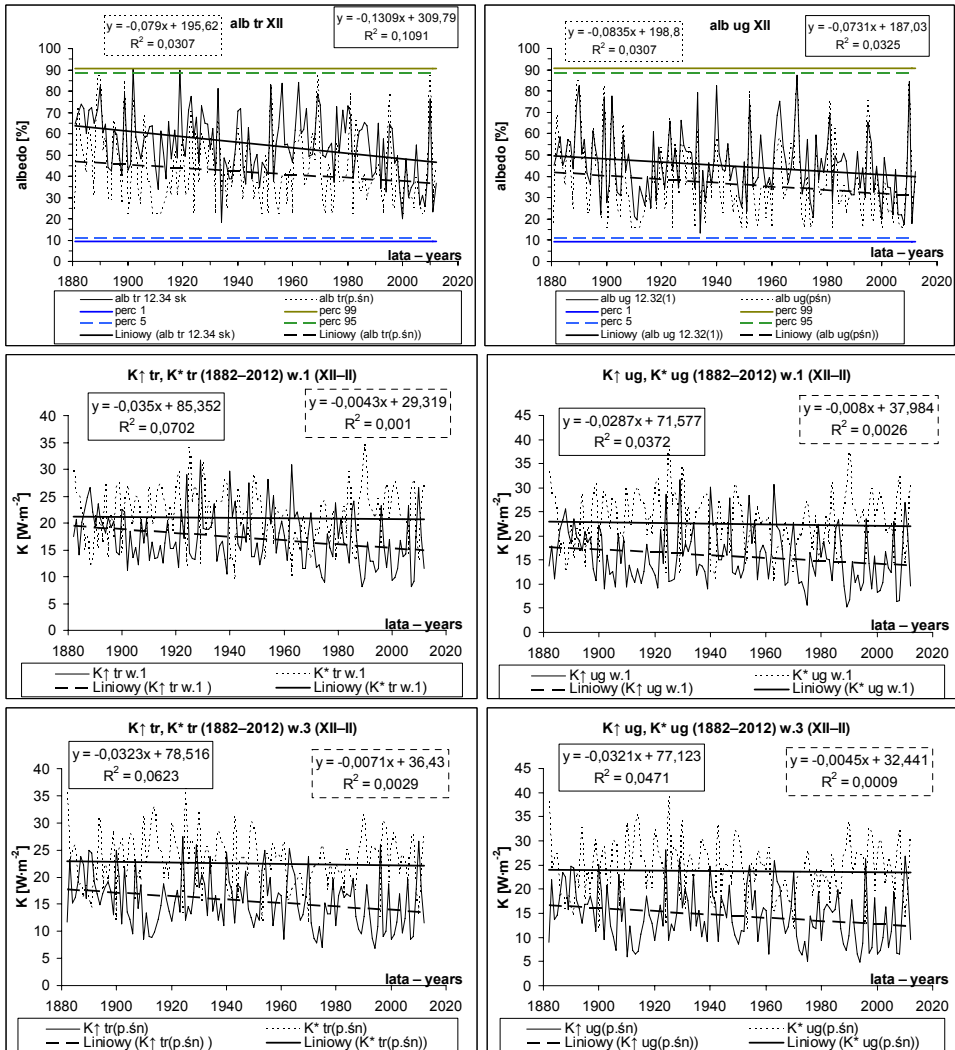
W przebiegach 12-miesięcznych wartości konsekwentnych  $K \uparrow$  i  $K^*$  dla trawy i ugoru oraz ich różnic pomiędzy trawą i ugiem przedstawionych (rys. 8.10) na tle zmian ich wartości miesięcznych we Wrocławiu-Swojcu, w latach 1881–2012 dominują istotne trendy spadkowe. Dla  $K \uparrow_{tr}$  są one silniejsze niż dla  $K \uparrow_{ug}$ , natomiast w bilansie  $K^*$  sytuacja jest odwrotna, gdyż  $K^*_{ug}$  cechuje silniejszy spadek wartości niż  $K^*_{tr}$ . W efekcie pojawia się istotny trend zmniejszenia się różnicy pomiędzy  $K \uparrow_{tr}$  i  $K \uparrow_{ug}$ , co przekłada się na podobną tendencję w różnicy  $K^*_{tr}$  i  $K^*_{ug}$ . Te cechy 132-letnich przebiegów  $K \uparrow$  oraz  $K^*$  widoczne są we wszystkich rozpatrywanych wariantach, gdyż różnice pomiędzy wariantami sprowadzają się tu do niewielkich odchyień współczynników kierunkowych trendów w stosunku do odpowiednich trendów z wariantu pierwszego.

Dopełnieniem tego zgeneralizowanego obrazu jest przebieg 23-letnich wartości konsekwentnych  $K \uparrow$  i  $K^*$ , który wskazuje (rys. 8.10), że trendy ich 12-miesięcznych wartości konsekwentnych związane są z kilkudziesięcioletnimi okresami wyraźnych zmian tendencji. Zmiany te mają charakter quasi-sinusoidalny, z dwoma okresami obniżenia rozpatrywanych 23-letnich wartości konsekwentnych  $K \uparrow$  i  $K^*$ . Pierwszy pojawia się około lat 1905–1910, a następny jest cechą II połowy lat 70. ubiegłego wieku. Obok nich wyróżniają się kulminacja około lat 1925–1930 oraz okres współczesny, z drugorzędym maksimum lat 2005–2007. Stosunkowo wysokie wartości występują również na początku lat 80. XIX w. Te długookresowe wahania odpowiadają analizowanym wcześniej (rozdz. 4) kierunkom zmian w  $K \downarrow$ . Nawiązują do nich, z pewnym przesunięciem czasowym lub odwróceniem tendencji, zmiany kierunkowe występujące w przebiegach 23-letniej wartości konsekwentnej różnicy  $K \uparrow_{tr}$  i  $K \uparrow_{ug}$  oraz podobnej różnicy pomiędzy  $K^*_{tr}$  i  $K^*_{ug}$ . W pierwszym przypadku kulminacje pojawiają się około roku 1920 i w połowie lat 70. XX w., zaś obniżenia na przełomie XIX i XX stulecia oraz w II połowie lat 40. i około roku 2000. W drugim, ze względu na minusowy znak różnicy  $K^*$ , są odwróceniem tendencji występujących w rozpatrywanej różnicy  $K \uparrow$  (w przypadku wartości bezwzględnych  $K^*$  taka inwersja nie występuje). Wzrost tej różnicy występuje więc w latach deszczowych i pochmurnych, natomiast zmniejszenie różnicy sprzężone jest z latami, w których wystąpił wzrost promieniowania całkowitego i usłonecznienia.



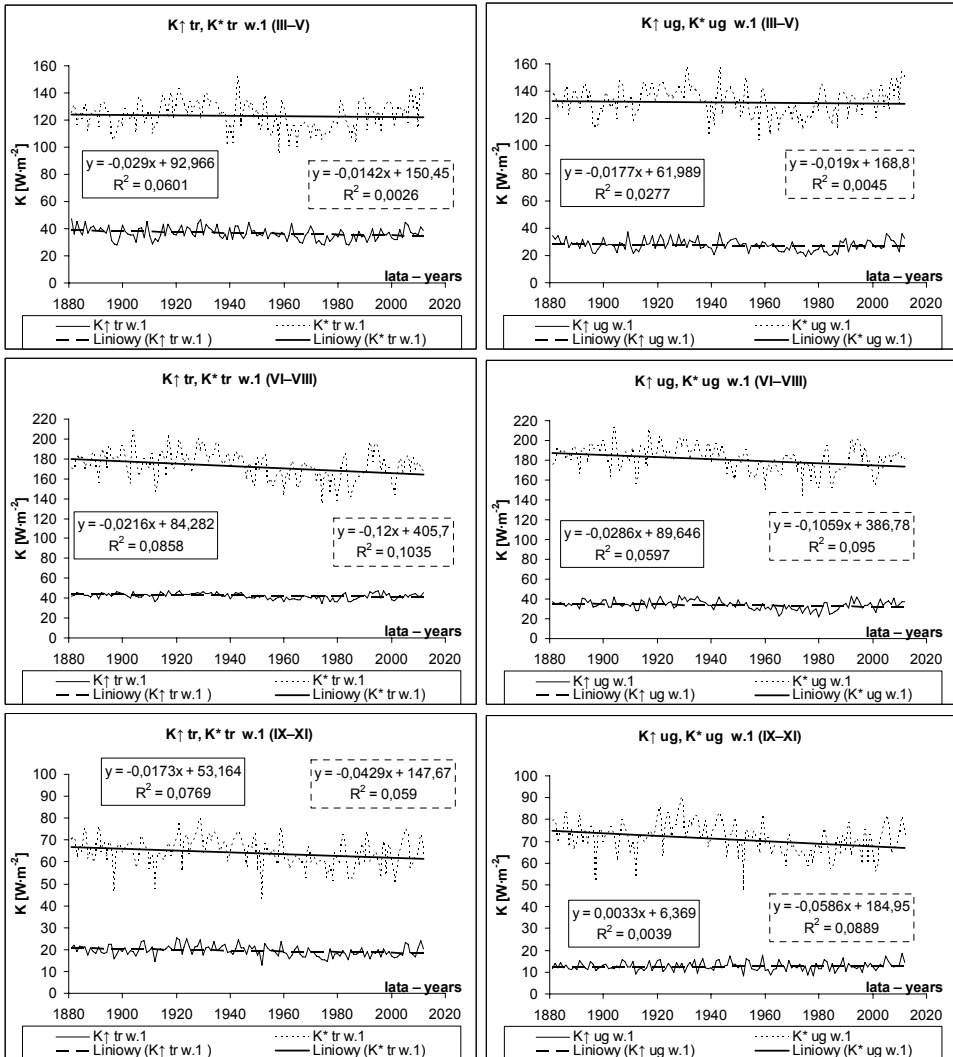
Rys. 8.7. Przebiegi  $K\uparrow$  i  $K^*$  dla trawy (*tr*) i ugoru (*ug*) w listopadzie (XI) we Wrocławiu-Swojcu, w latach 1881–2012, według wariantów 1 (w.1) i 3 (w. 3) na tle zmian ich albedo (alb). Objasnienia: *p. sn* – według wzoru (3), opartego na frekwencji pokrywy śnieżnej, numeracja zastosowanych modeli regresji wg tab. 6.5, perc – percentyl, *Liniowy* – trend liniowy

Fig. 8.7. The courses of  $K\uparrow$  and  $K^*$  for grass (*tr*) and bare soil (*ug*) in Nov. (XI) in Wrocław-Swojcu from 1881–2012, according to variants 1 (w. 1) and 3 (w. 3) on the background of variability their albedo (*alb*). Explanation: *p. sn* – according to formula (3), which is based on snow cover frequency, numeration of used regression models according to tab. 6.5, perc – percentile, *Liniowy* – linear trend



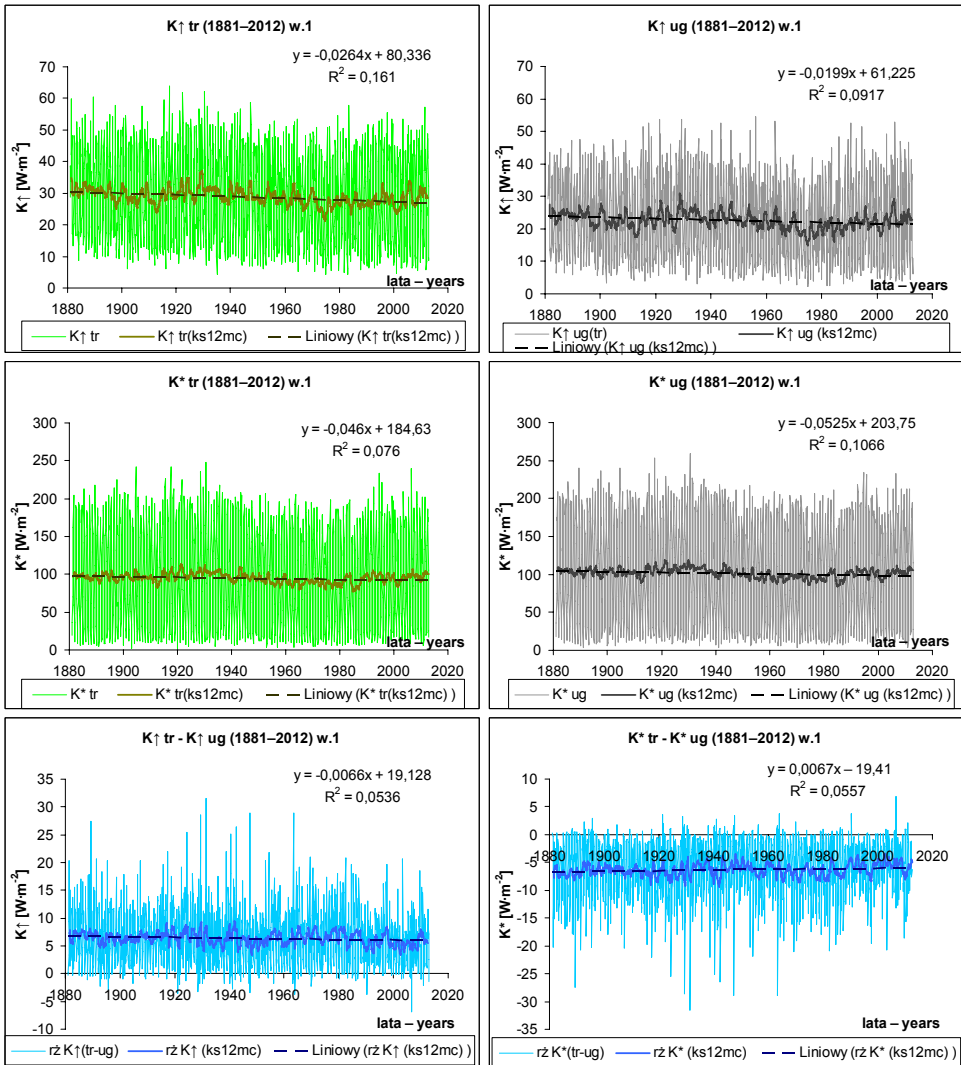
Rys. 8.8. Przebiegi  $K\uparrow$  i  $K^*$  dla trawy (*tr*) i ugoru (*ug*) zimą (XII–II) we Wrocławiu-Swojcu, w latach 1881–2012, według wariantów 1 (w. 1) i 3 (w. 3) na tle zmian ich grudniowego (XII) albedo (*alb*). Objasnienia: *p. śn* – według wzoru (3), opartego na frekwencji pokrywy śnieżnej, numeracja zastosowanych modeli regresji według tab. 6.5, perc – percentyl, *Liniowy* – trend liniowy

Fig. 8.8. The courses of  $K\uparrow$  and  $K^*$  for grass (*tr*) and bare soil (*ug*) in winter (XII–II) in Wrocław-Swojec from 1881–2012, according to variants 1 (w. 1) and 3 (w. 3) on the background of variability their albedo (*alb*) in Dec (XII). Explanation: *p. śn* – according to formula (3), which is based on snow cover frequency, numeration of used regression models according to tab. 6.5, perc – percentile, *Liniowy* – linear trend



Rys. 8.9. Przebiegi  $K\uparrow$  i  $K^*$  dla trawy (*tr*) i ugoru (*ug*) wiosną (III–V), latem (VII–VIII) i jesienią (IX–XI) we Wrocławiu-Swojcu, w latach 1881–2012, według wariantu 1 (w.1). Objaśnienia: *Liniowy* – trend liniowy

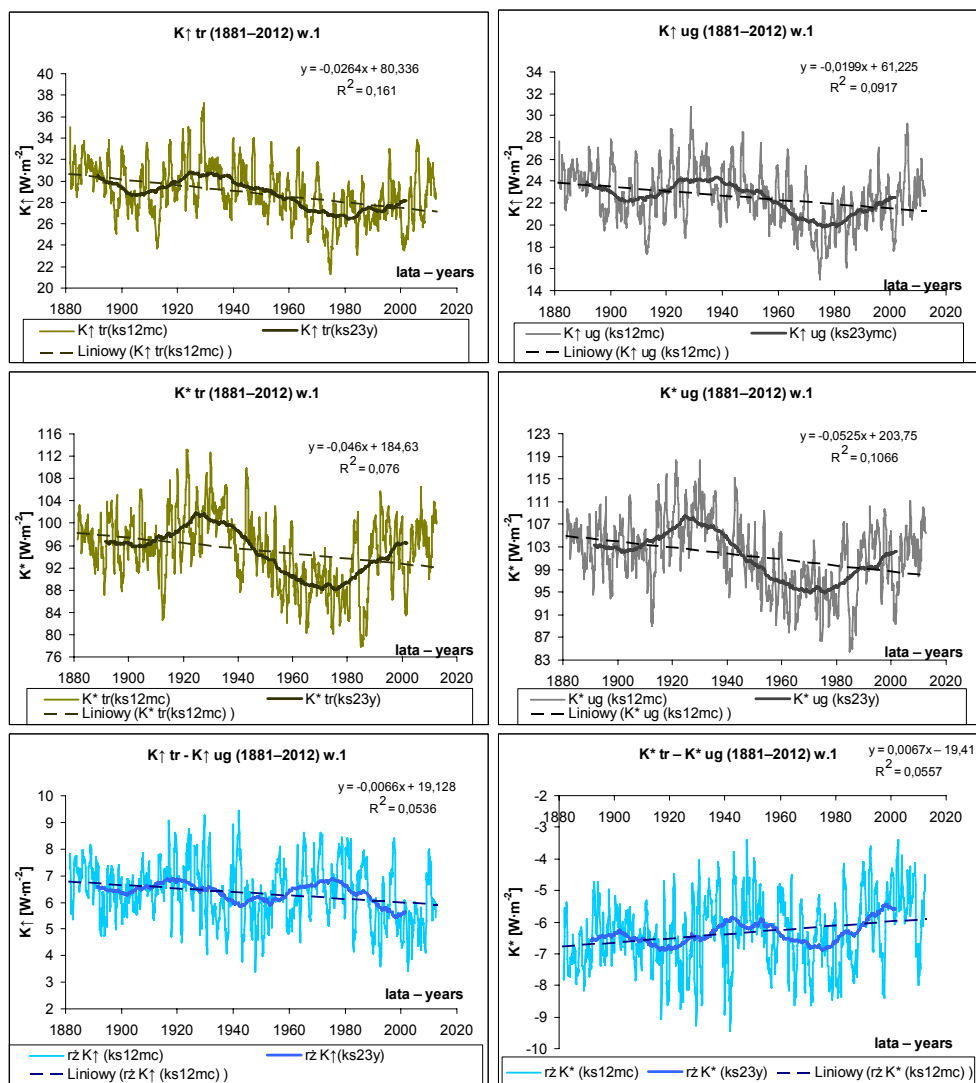
Fig. 8.9. The courses of  $K\uparrow$  and  $K^*$  for grass (*tr*) and bare soil (*ug*) in spring (III–V), summer (VII–VIII) and autumn (IX–XI) in Wrocław-Swojec from 1881–2012, according to the variant 1 (w. 1). Explanation: III – Mar., IV – Apr., V – May, ... XI – Nov, *Liniowy* – linear trend



Rys. 8.10. Przebiegi 12-miesięcznych wartości konsekwentnych  $K_{\uparrow}$  i  $K^*$  dla trawy (tr) i ugoru (ug) oraz ich różnic ( $r_z$ ) pomiędzy trawą i ugorem we Wrocławiu-Swojcu, w latach 1881–2012, według wariantu 1. (w. 1) na tle zmian ich wartości miesięcznych. Objasnienia: *ks12mc* – 12-miesięczne wartości konsekwentne, *Liniowy* – trend liniowy

Fig. 8.10. The courses of 12-monthly consecutive values of  $K_{\uparrow}$  and  $K^*$  for grass (tr) and bare soil (ug) and their differences ( $r_z$ ) between grass and bare soil in Wrocław-Swojec from 1881–2012 according to the variant 1(w. 1) on the background of variability their monthly values. Explanation: *ks12mc* – 12-monthly consecutive values, *Liniowy* – linear trend





Rys. 8.11. Przebiegi 23-letnich wartości konsekwentnych  $K\uparrow$  i  $K^*$  dla trawy (*tr*) i ugoru (*ug*) oraz ich różnic (*rż*) pomiędzy trawą i ugorem we Wrocławiu-Swojcu, w latach 1881–2012, według wariantu 1. (w. 1) na tle zmian ich 12-miesięcznych wartości konsekwentnych (*ks12mc*). Objasnienia: *ks23y* – 23-letnie wartości konsekwentne, *Liniowy* – trend liniowy

Fig. 8.11. The courses of 23-year consecutive values of  $K\uparrow$  and  $K^*$  for grass (*tr*) and bare soil (*ug*) and their differences (*rż*) between grass and bare soil in Wrocław-Swojec from 1881–2012 according to the variant 1 (w. 1) on the background of variability their 12-monthly consecutive values (*ks12mc*). Explanation: *ks23y* – 23-year consecutive values, *Liniowy* – linear trend

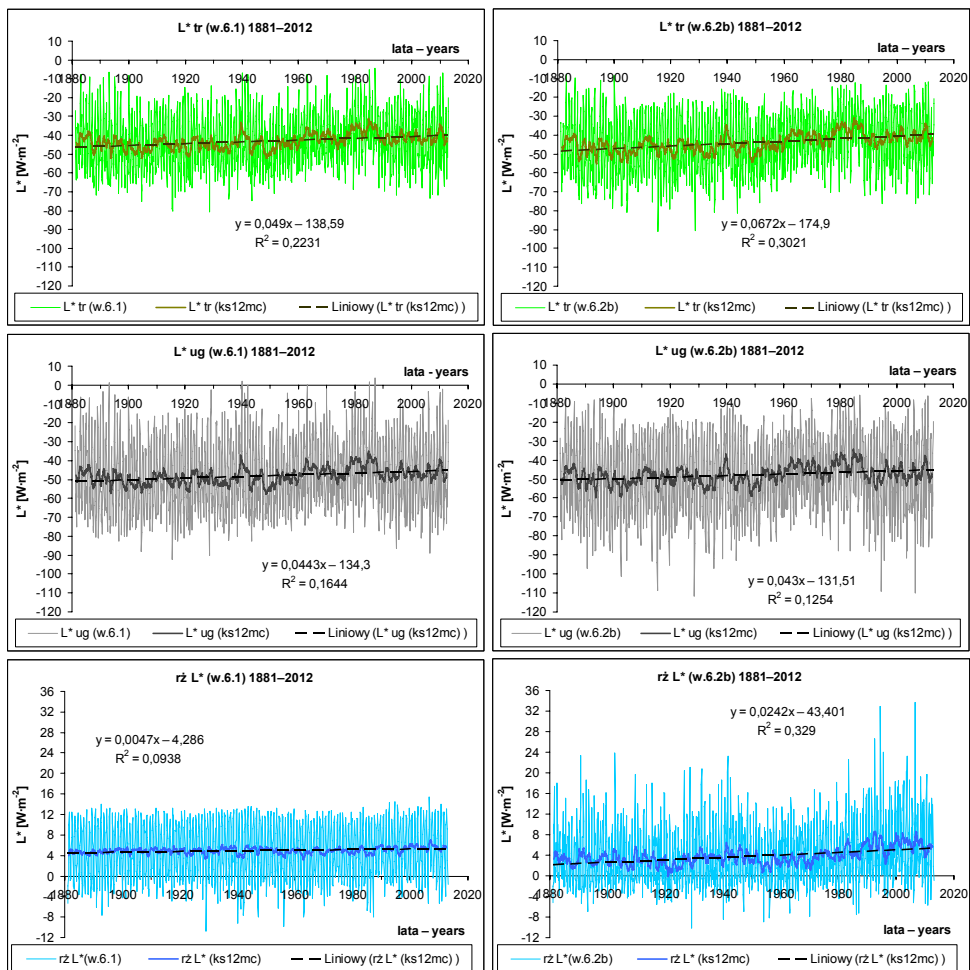
Albedo ugoru w większym stopniu związane jest ze zmianami wilgotności gleby niż albedo trawy i dlatego w latach mokrych pojawia się wzrost badanej różnicy. Gwałtownie obniża się bowiem wtedy wartość albedo ugoru w stosunku do bardziej stabilnej wartości albedo trawy. W takich latach ugor odbija więc znacznie mniej promieniowania słonecznego

niż trawa. W latach relatywnie suchych i słonecznych ta różnica się zmniejsza, gdyż wartości albedo wysychającego ugoru i traw zbliżają się do siebie. Ta względna stabilność albedo trawy, której zakres zmienności z roku na rok jest mniejszy niż albedo ugoru, powoduje, że obecność murawy w środowisku rolniczym łagodzi niektóre negatywne skutki długookresowych wahań klimatycznych. Powierzchnia roślinna w mniejszym stopniu niż powierzchnia ugoru podlega wieloletnim wahaniom bilansu  $K^*$ , zatem dysponuje bardziej wyrównaną z roku na rok sumą dostępnej energii krótkofalowej niż ugor, co jest ważne dla jej dalszej transformacji i dystrybucji na strumienie ciepła glebowego, utajonego ciepła parowania i ciepła jawnego. Szczególnie istotna jest tu ta część tej energii, która wiąże się z ewapotranspiracją, gdyż poprzez parowanie terenowe pokrywa roślinna najbardziej skutecznie łagodzi cechy klimatu lokalnego i korzystnie wpływa na bioklimat.

### 8.3. Zrekonstruowane przebiegi bilansu długofalowego $L^*$ w latach 1881–2012 we Wrocławiu-Swojcu

Duża zmienność termiczna ugoru, znacznie przewyższająca zakres wahań temperatury murawy i jej bezpośredniego podłoża glebowego, wpływa na znaczne różnice wartości strumieni  $L\uparrow$  trawy i ugoru (rozdz. 7). W konsekwencji różnice te uwidaczniają się także przy porównywaniu bilansów  $L^*_{tr}$  i  $L^*_{ug}$  (rys. 8.12). Wszystkie wartości miesięczne  $L^*_{tr}$  w latach 1881–2012 mają znak ujemny, natomiast w kilku przypadkach dla  $L^*_{ug}$  są dodatnie (do ok.  $1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  wg wariantu w. 6.1 opartego na modelach w. 6 dla  $L\downarrow_{atm}$  oraz w. 1 dla  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$ ). Te niewielkie wartości dodatnie mogą sporadycznie pojawiać się w seriach  $L^*_{ug}$  wyprowadzonych z modeli, w których wartości wypromieniowania ugoru obliczane są ze wzoru regresji liniowej opartego na związkach  $L\uparrow_{ug}$  z  $Tp$ , gdyż w pozostałych analizowanych wariantach  $L^*$  (6 podstawowych oraz ich różne kombinacje, w zależności od doboru wariantów  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$ ) nie wystąpiły. Można więc zasadnie uznać, że wszystkie bilanse miesięczne  $L^*$ , poza nielicznymi, kształtowanymi przez wyjątkowe sytuacje pogodowe, mają znak ujemny. Wprowadza to pewne kłopoty w określaniu tendencji ich przebiegów i dlatego żeby uniknąć nieporozumień co do kierunku trendów, najlepiej przejść tu na wartości bezwzględne. W takim ujęciu zagadnienia możemy stwierdzić, że w zrekonstruowanym 132-leciu mamy do czynienia z istotnymi trendami spadkowymi  $L^*$ , które we wszystkich analizowanych wariantach są silniejsze dla trawy niż dla ugoru. Występujące różnice pomiędzy tymi tendencjami (rys. 8.12, 8.13) mają charakter istotny statystycznie, najczęściej na poziomie  $\alpha = 0,001$ , na co wskazują wyniki zastosowanych testów: parametrycznego t-Studenta oraz nieparametrycznych Kendalla i Spearmana. W przebiegach sezonowych  $L^*$  istotne zróżnicowanie tych trendów pojawia się wiosną i według większości wariantów również latem. Występuje tu oczywista zgodność z różnicami trendów dla  $L\uparrow_{tr}$  i  $L\uparrow_{ug}$  (rozdz. 7).

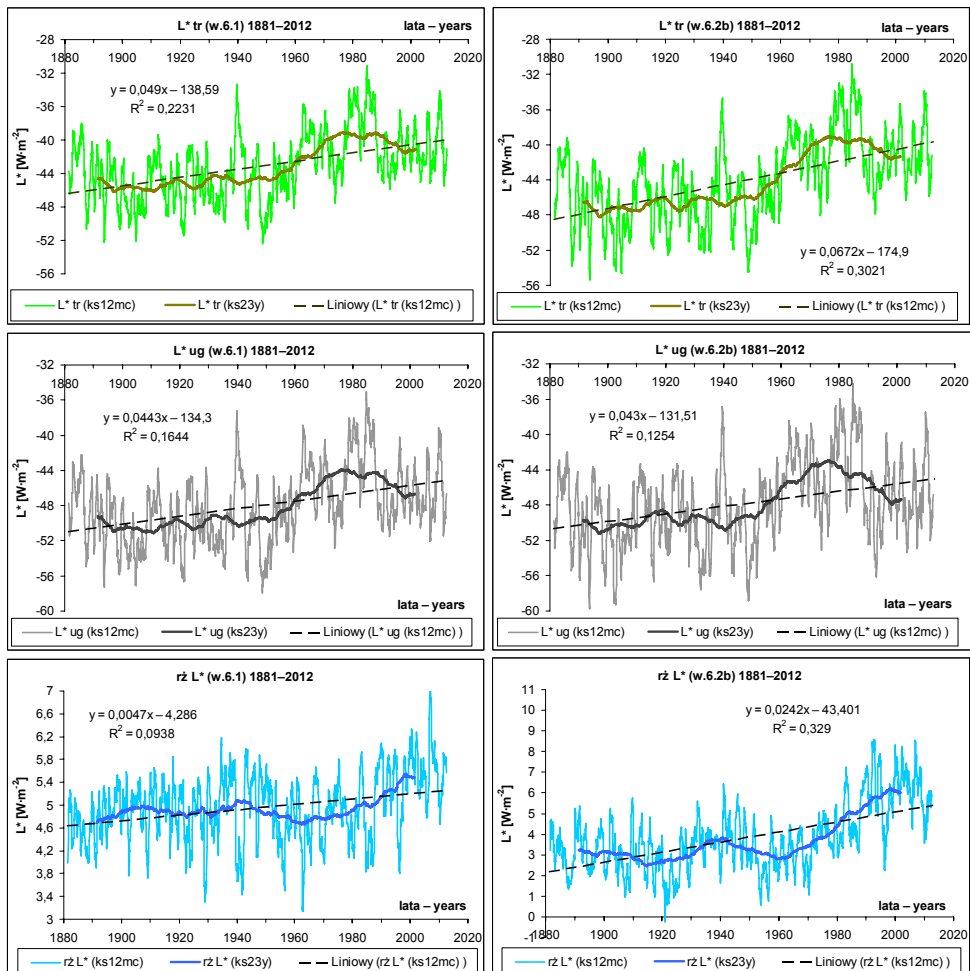
Wyraźne różnice dotyczą też wartości średnich, gdyż odnotowane w 132-leciu wartości  $L^*_{tr}$  są średnio o ok.  $4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (w poszczególnych wariantach od 3 do  $5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) niższe niż te wartości dla  $L^*_{ug}$ . W wahaniami 12-miesięcznych wartości konsekwentnych  $L^*_{tr}$  i  $L^*_{ug}$  oraz ich różnicy, prawdopodobnie, przejawia się długookresowa cykliczność, na którą nakładają się rytmy krótsze. Zmiany te mają bowiem charakter quasi-sinusoidalny (rys. 8.13), z dwoma dłuższymi okresami obniżenia się oraz kulminacji rozpatrywanych 23-letnich wartości konsekwentnych. Mogą one mieć związek zarówno z 11- i 22-letnim rytmem aktywności słonecznej, jak i wpływami quasi-rytmiczności cyrkulacyjnej. Potwierdzenie tego przypuszczenia wymaga jednakże osobnych badań, z zastosowaniem metod analizy harmoniczej.



Rys. 8.12. Przebiegi 12-miesięcznych wartości konsekwentnych bilansu długofalowego  $L^*$  dla trawy ( $tr$ ) i ugoru ( $ug$ ) oraz ich różnic ( $rz$ ) pomiędzy trawą i ugorem we Wrocławiu-Swojcu, w latach 1881–2012, według wariantów w. 6.1, w. 6.2b, na tle zmian ich miesięcznych wartości. Objasnienia:  $ks12mc$  – 12-miesięczne wartości konsekwentne, *Liniowy* – trend liniowy

Fig. 8.12. The courses of 12-monthly consecutive values of long-wave balance  $L^*$  for grass ( $tr$ ) and bare soil ( $ug$ ) and their differences ( $rz$ ) between grass and bare soil from 1881–2012 according to the variants w. 6.1, w. 6.2b on the background of variability their monthly values. Explanation:  $ks12mc$  – 12-monthly consecutive values, *Liniowy* – linear trend

W zmianach tych ujawnia się też przełomowa rola lat 70. ubiegłego wieku dla  $L^*$ , a lat 60. dla różnicy  $L^*$ , co wiązać można z początkami pozytywnej fazy NAO i jej wpływem (wzrost cyrkulacji strefowej) na temperaturę powietrza oraz zmiany wilgotnościowe i radiacyjne w Europie. Na takie związki wskazują m.in. wyniki wcześniejszych badań autorki [Brys i Brys 2002].



Rys. 8.13. Przebiegi 23-letnich wartości konsekwentnych bilansu długofalowego  $L^*$  dla trawy (*tr*) i ugory (*ug*) oraz ich różnic (*rz*) pomiędzy trawą i ugorem we Wrocławiu-Swojcu, w latach 1881–2012, wg wariantów w. 6.1, w. 6.2b, na tle zmian ich 12-miesięcznych wartości konsekwentnych (*ks12mc*). Objaśnienia: *ks23y* – 23-letnie wartości konsekwentne, *Liniowy* – trend liniowy, dla wykresu przebiegu  $rz \ L^*$  w. 1 (wykres dolny po lewej) zastosowano 3-krotne powiększenie skali w stosunku do wykresu przebiegu  $rz \ L^*$  w. 2b (wykres dolny po prawej)

Fig. 8.13. The courses of 23-year consecutive values of long-wave balance  $L^*$  for grass (*tr*) and bare soil (*ug*) and their differences (*rz*) between grass and bare soil in Wrocław-Swojec from 1881–2012 according to the variants w. 6.1, w. 6.2b on the background of variability their 12-monthly consecutive values (*ks12mc*). Explanation: *ks23y* – 23-year consecutive values, *Liniowy* – linear trend, for the graph of  $rz \ L^*$  w. 1 run (the lower graph on the left) have been used 3-time more scale in relation to the graph of  $rz \ L^*$  w. 2b run (the lower graph on the right)

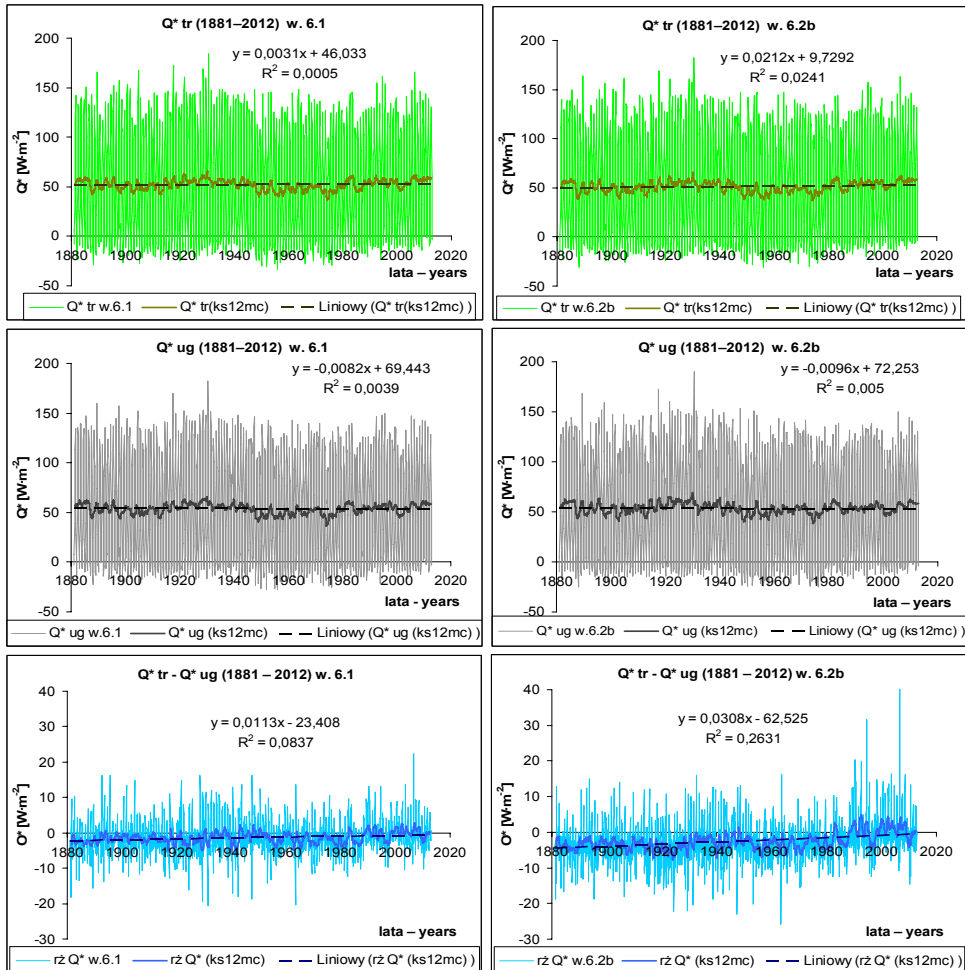
Uzyskane wyniki wskazują również na ważną rolę roślin w regulowaniu strumienia promieniowania uchodzącego, co ma wpływ na bilans promieniowania długofalowego. Wraz ze wzrostem temperatury powietrza wzrasta bowiem (w wartościach bezwzględnych) saldo  $L_{tr}^*$ , ale wzrost ten jest mniejszy niż wzrost  $L^*$  powierzchni ugoru. Tę ostatnią można potraktować jako substytut powierzchni miejskiej. Powierzchnia roślinna zatrzymuje zatem więcej ciepła niż powierzchnia bez roślin. Ciepło to jest głównie wykorzystywane na ewapotranspirację, natomiast większe wypromieniowanie długofalowe ugoru wpływa na wzrost długofalowego ogrzewania atmosfery.

#### **8.4. Zrekonstruowane przebiegi całkowitego bilansu promieniowania $Q^*$ w latach 1881–2012 we Wrocławiu- Swojcu**

W zrekonstruowanych dla Wrocławia-Swojca przebiegach całkowitego bilansu promieniowania  $Q^*$  w latach 1881–2012 ujawniają się przeciwstawne tendencje dla trawy i ugoru. Saldo  $Q_{tr}^*$  cechuje słaby trend dodatni (najsilniejszy w wariancie w. 6.2b, a najslabszy w wariancie w. 6.1), natomiast  $Q_{ug}^*$  słaby trend ujemny (rys. 8.14). To przeciwstawienie ma swój istotny statystycznie wymiar (tab. 8.4) w postaci wznoszącego się trendu różnicy wartości  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$ . Znajduje to swoje potwierdzenie we wszystkich analizowanych wariantach przebiegów  $Q^*$ , przy czym najslabiej wyrażone jest to w wariancie w. 6.1, składającym się z wartości  $K^*$  w. 1a i  $L^*$  w. 6.1, natomiast najmocniej w wariancie w. 6.2b, opartym na wartościach  $K^*$  w. 1a oraz  $L^*$  w. 6.2b. Przy zmianie wariantu w. 1a na inne analizowane warianty  $K^*$  (podrozdział 8.2) relacje te są podobne, więc ograniczono się tu jedynie do prezentacji przebiegów  $Q^*$ , opartych na tym pierwszym wariancie (rys. 8.14, 8.15).

Ten statystycznie bardzo istotny ( $\alpha = 0,01$ ), co stwierdzają wszystkie 3 zastosowane testy istotności (t-Studenta, Kendalla, Spearmana), trend różnicy wartości  $Q_{tr}^* - Q_{ug}^*$  wskazujący na ponadwiekową tendencję zbliżania się 12-miesięcznych konsekwentnych wartości  $Q_{tr}^*$  i  $Q_{ug}^*$ , nie ujawnia innych ważnych cech wieloletnich zmian bilansu  $Q^*$ . Dopiero zastosowanie 23-letnich średnich konsekwentnych (rys. 8.15) uzupełnia tę ogólną informację o długookresowy wymiar dynamiczny. W badanych przebiegach  $Q^*$  wydobywa bowiem wyraźną regularność ich długookresowych zmian, o charakterze quasi-sinusoidalnym. W tej regularności prawdopodobnie przejawia się obecność długookresowych rytmów cyrkulacyjnych, będących m.in. konsekwencją oddziaływań na system klimatyczny 11- i 22-letnich cyklów aktywności słonecznej.

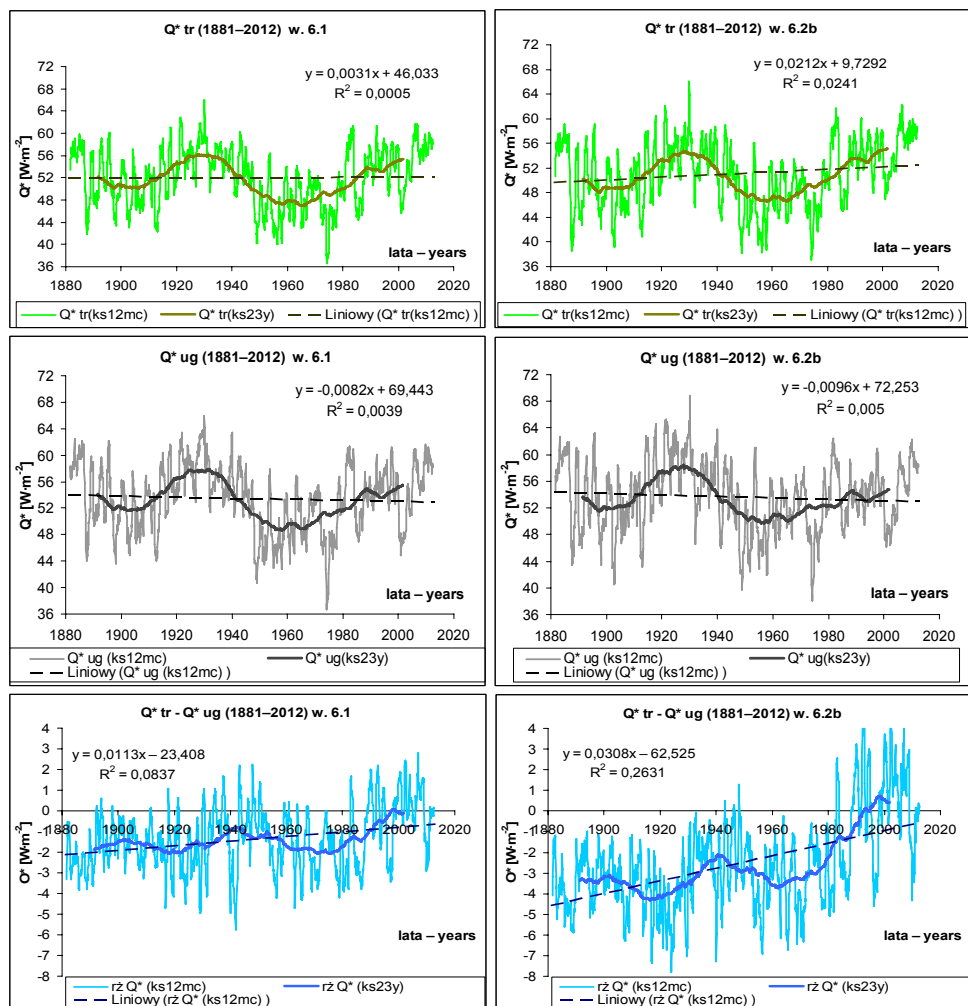
W falowym przebiegu tych długookresowych zmian występują dwa wyraźne okresy obniżenia wartości  $Q_{tr}^*$  i  $Q_{ug}^*$ . Pierwszy związany jest z czasem przełomu wieków XIX i XX, natomiast drugi pojawia się w latach 60. ubiegłego wieku, a więc w okresie przejściowym pomiędzy fazą negatywną i pozytywną Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO). Przeciwstawne tym okresom dwie kulminacje wartości  $Q^*$  występują w latach 30. minionego stulecia oraz na przełomie wieków XX i XXI. Znamiennie przy tym, że obserwowany w ostatnich kilkunastu latach wzrost wartości  $Q^*$  jest większy dla trawy niż ugoru. Demonstrują to także przebiegi różnicy wartości  $Q_{tr}^*$  i  $Q_{ug}^*$ , w których od lat 70. ubiegłego wieku występuje szybkie zmniejszanie się tej różnicy, a w ostatnim 20-leciu pojawia się nawet niewielka przewaga wartości  $Q_{tr}^*$  nad  $Q_{ug}^*$ .



Rys. 8.14. Przebiegi 12-miesięcznych wartości konsekutywnych całkowitego bilansu promieniowania  $Q^*$  dla trawy (*tr*) i ugoru (*ug*) oraz ich różnic (*rz*) pomiędzy trawą i ugorem we Wrocławiu-Swojcu, w latach 1881–2012, według wariantów w. 6.1, w.6. 2b, na tle zmian ich miesięcznych wartości. Objaśnienia: *ks12mc* – 12-miesięczne wartości konsekutywne, *Liniowy* – trend liniowy

Fig. 8.14. The courses of 12-monthly consecutive values of net radiation balance  $Q^*$  for grass (*tr*) and bare soil (*ug*) and their differences (*rz*) between grass and bare soil in Wrocław-Swojec from 1881–2012 according to the variants w. 6.1, w. 6.2b on the background of variability their monthly values. Explanation: *ks12mc* – 12-monthly consecutive values, *Liniowy* – linear trend

Średnie wartości salda  $Q^*$  w latach 1881–2012 według modelu w. 6.1 wyniosły dla trawy  $52,1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , a dla ugoru  $53,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , a wg modelu w. 6.2b odpowiednio  $51,1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  oraz  $53,7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Uśrednione różnice pomiędzy  $Q^*_{tr}$  i  $Q^*_{ug}$  wyniosły więc tylko  $-1,4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  według modelu w. 6.1 i  $-2,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , a w pozostałych modelach od ok.  $-2,3$  do  $-2,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Przeprowadzona wcześniej analiza strukturalna bilansu  $Q^*$  wykazała, że średnie różnice bilansu  $K^*$  pomiędzy trawą i ugorem osiągają w 132-leciu ok.  $-6,4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , zaś bilansu  $L^*$  ok.  $4,0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ .



Rys. 8.15. Przebiegi 23-letnich wartości konsekwentnych całkowitego bilansu promieniowania  $Q^*$  dla trawy (*tr*) i ugoru (*ug*) oraz ich różnic (*rz*) pomiędzy trawą i ugorem we Wrocławiu-Swojcu, w latach 1881–2012, według wariantów w. 6.1, w. 6.2b, na tle zmian ich 12-miesięcznych wartości konsekwentnych (*ks12mc*). Objasnienia: *ks23y* – 23-letnie wartości konsekwentne, *Liniowy* – trend liniowy

Fig. 8.15. The courses of 23-year consecutive values of net radiation balance  $Q^*$  for grass (*tr*) and bare soil (*ug*) and their differences (*rz*) between grass and bare soil in Wrocław-Swojec from 1881–2012 according to the variants w. 6.1, w. 6.2b on the background of variability their 12-monthly consecutive values (*ks12mc*). Explanation: *ks23y* – 23-year consecutive values, *Liniowy* – linear trend

Mimo że różnice te są niewielkie, to jak dowodzą tego przedstawione w pracy badania, nie są one przypadkowe, lecz wynikają z istotnych różnic cech fizycznych obydwu analizowanych powierzchni czynnych. To one decydują o zaobserwowanych i statystycznie potwierdzonych różnicach w zakresie ich właściwości absorpcyjnych radiacji słonecznej i promieniowa-



nia zwrotnego atmosfery oraz ich cech emisyjnych promieniowania długofalowego. Oprócz klimatycznych uwarunkowań systemowych (solarnych i cyrkulacyjnych) to ich właściwości kształtują topoklimat i wpływają na mezoklimat (np. dużych obszarów leśnych, stepowych, rolniczych, pustynnych lub dużych miast). Istotna jest tu szczególna rola szaty roślinnej, która poprzez akumulację energii słonecznej, głównie na swoje potrzeby rozwojowe i ewapotranspiracji oddziałuje łagodząco na cechy klimatu w skali lokalnej i regionalnej [Budyko 1975, Geiger i in. 2003, Kędziora 1999, Kędziora i Ryszkowski 1999, 2001, Kozuchowski 2005, Molga 1980, Monteith 1977, Monteith i Unsworth 1990, Oke 1995, Szwejkowski 2004]. Chociaż jej saldo krótkofalowe  $K^*$  jest niższe niż ugoru, to jednak zaabsorbowaną energię słoneczną wykorzystuje m.in. na zwiększenie swojej powierzchni transpiracyjnej, co wraz z mniejszym wypromieniowaniem jej energii cieplnej, w porównaniu z ugorem, skutkuje znacznie bardziej efektywnym parowaniem terenowym i mniejszym strumieniem ciepła jawnego [Bryś 2011, Kędziora 1996, 1999, Kędziora i Ryszkowski 1999, 2001, Olejnik i in. 2002] niż z powierzchni nieporośniętej. W ten sposób na Nizinie Śląskiej można przeciwstawić klimat obszarów zurbanizowanych klimatowi obszarów rolniczych i leśnych.

Rolę klimatyczną bilansu radiacyjnego należy więc zawsze rozpatrywać w aspekcie strukturalnym – poprzez analizę wartości jego składników oraz analizę cech powierzchni czynnych. Istotna jest także analiza dynamiczna zarówno zmienności krótkookresowej (dobowej, sezonowej, z roku na rok), jak i długookresowej – pod kątem ich trendów (tab. 8.4) i ewentualnej obecności dłuższych rytmów klimatycznych.

Tabela 8.4. Charakterystyka trendów liniowych składowych bilansów  $K^*$ ,  $L^*$  i  $Q^*$  oraz trendów tych bilansów dla trawy ( $tr$ ) i ugoru ( $ug$ ), a także dla różnicy ich wartości ( $tr - ug$ ) wg modelu w. 6.1  
Table 8.4. Characteristics of linear trends for the components of the  $K^*$ ,  $L^*$  i  $Q^*$  balances and the trends of these balances for grass ( $tr$ ) and bare soil ( $ug$ ), and also for differences of their values ( $tr - ug$ ), according to the w. 6.1 model

w. 6.1	tr	tr	ug	ug	(tr - ug)	(tr - ug)	Trend	Trend	Trend
Parametr	a	R <sup>2</sup>	a	R <sup>2</sup>	a	R <sup>2</sup>	tr	ug	(tr - ug)
$K\downarrow$	-0,0724	0,1228	-0,0724	0,1228			(-) <sup>***</sup>	(-) <sup>***</sup>	
$K\uparrow$	-0,0264	0,161	-0,0199	0,0917	-0,0066	0,0536	(-) <sup>***</sup>	(-) <sup>***</sup>	(-) <sup>**</sup>
$K^*$	-0,046	0,076	-0,0525	0,1066	0,0067	0,0557	(-) <sup>**</sup>	(-) <sup>***</sup>	(+) <sup>**</sup> inv
$L\downarrow$	0,0857	0,4071	0,0857	0,4071			(+) <sup>***</sup>	(+) <sup>***</sup>	
$L\uparrow$	0,0366	0,0939	0,0414	0,0939	-0,047	0,0938	(+) <sup>***</sup>	(+) <sup>***</sup>	(-) <sup>***</sup> inv
$L^*$	0,049	0,2231	0,0443	0,1644	0,047	0,0938	(+) <sup>***</sup> inv	(+) <sup>***</sup> inv	(+) <sup>***</sup>
$Q^*$	0,0031	0,0005	-0,0082	0,0039	0,0113	0,0837	(+) nsq	(-) nsq	(+) <sup>**</sup> inv

Objaśnienia: a – współczynnik kierunkowy trendu liniowego, R<sup>2</sup> – współczynnik determinacji trendu liniowego, (-)<sup>\*\*\*</sup> – trend ujemny istotny na poziomie  $\alpha = 0,001$ , (+)<sup>\*\*</sup> – trend dodatni istotny na poziomie  $\alpha = 0,01$ , (+) nsq – trend dodatni nieistotny na poziomie  $\alpha = 0,05$ , inv – trend w obrębie wartości ujemnych, czyli dla wartości bezwzględnych jego znak będzie odwrócony

Explanation: a – direction coefficient of linear trend, R<sup>2</sup> – determination coefficient of linear trend, (-)<sup>\*\*\*</sup> – negative trend with significance on the level  $\alpha = 0,001$ , (+)<sup>\*\*</sup> – positive trend on the level  $\alpha = 0,01$ , (+) nsq – no significance (on the level  $\alpha = 0,05$ ) positive trend, inv – linear trend in the domain of negative values w obrębie wartości ujemnych, i.e. for absolute values its mark will be inverted



Badana powierzchnia nieporośnięta, jaką jest ugór, ma wiele cech podobnych do właściwości fizycznych miejskich powierzchni czynnych. Użytkowany rolniczo teren stacji i jej najbliższego otoczenia jest reprezentatywny dla obszarów wiejskich Niziny Śląskiej. Przeanalizowany pod względem strukturalnym i dynamicznym, w ponad 130-letnim horyzoncie czasowym, bilans radiacyjny dwóch kontrastowych powierzchni czynnych we Wrocławiu-Swojcu wnosi tu ważną w przypadku tworzenia precyzyjniejszych modeli prognostycznych zmienności cech klimatu sparametryzowaną informację.

## PODSUMOWANIE

Podstawowym celem pracy była analiza struktury i dynamiki bilansu radiacyjnego  $Q^*$  dwóch kontrastowych powierzchni czynnych – roślinnej (murawa) i pozbawionej roślin (ugór). Na podstawie pomierzonych (1961–2012) i zrekonstruowanych (1881–1960) danych radiacyjnych i meteorologicznych dla Wrocławia-Swojca (Obserwatorium Agro- i Hydrometeorologii) przeprowadzono kompleksowe, statystyczne i klimatologiczne, badanie zmian wartości salda promieniowania  $Q^*$  i jego składowych. Pod uwagę wzięto zarówno krótko-, jak i długookresowe uwarunkowania tej zmienności.

Zwrócono uwagę na wpływ dynamiki  $Q^*$  i jego głównych komponentów: bilansu promieniowania krótkofalowego  $K^*$  oraz bilansu promieniowania długofalowego  $L^*$  na klimat lokalny Wrocławia-Swojca. Rozpatrzono tu także oddziaływanie zmienności elementarnych składowych tych bilansów: promieniowania całkowitego  $K_{\downarrow}$ , promieniowania krótkofalowego odbitego  $K_{\uparrow}$  oraz promieniowania zwrotnego atmosfery  $L_{\downarrow}$  i wypromieniowania długofalowego  $L_{\uparrow}$  badanych dwóch powierzchni czynnych. Osobno przeanalizowano rolę zmian dobowych, sezonowych i z roku na rok albedo trawy i albedo ugoru. W tym aspekcie poruszono dwa podstawowe problemy badawcze: „zdolności buforowej roślin” względem dokonujących się zmian klimatycznych i zwrotnego wpływu środowiska rolniczego na klimat.

Dynamiczny proces zmian składowych salda promieniowania  $Q^*$  obserwowany był w dwóch dopełniających się etapach:

- 1) na bazie analizy 5-letnich ciągłych pomiarów (VIII 2007–VII 2012) najważniejszych jego składowych badanych pod względem energetycznym i transformacyjnym, osobno od strony przychodowej i rozchodowej;
- 2) na podstawie zrekonstruowanych 132-letnich (1881–2012) ciągów wartości tych bilansów i ich głównych składowych.

Badania dowiodły, że klimatyczna rola szaty roślinnej ma charakter zmiennych w czasie sprzężeń zwrotnych ze środowiskiem geofizycznym. Jej relacje z podstawowymi elementami klimatu (promieniowanie słoneczne, usłonecznienie, temperatura powietrza, wilgotność powietrza, opad) oraz takimi pośrednimi wskaźnikami wilgotności gleby jak stan gruntu i poziom wody gruntowej zmieniają się w różnych sekwencjach czasowych (krótko- i długookresowych). Wykazano, że jednym z ważniejszych czynników zmienności całkowitego bilansu promieniowania  $Q^*$  są sezonowe i długookresowe zmiany albedo. Poznanie tej zmienności stało się możliwe dzięki wyprowadzeniu równań regresji potrzebnych do przeprowadzonej rekonstrukcji długookresowych zmian promieniowania odbitego  $K_{\uparrow}$ . W równaniach tych uwzględniono podstawowe elementy meteorologiczne i ich wartości do porównań równoczesnych (korelacje synchroniczne) oraz wartości poprzedzające okres analizy (korelacje asynchroniczne). Stwierdzono, że szczególnie istotne związki asynchroniczne tego typu występują w sezonie wegetacyjnym dla trawy. Wykazano, że mają one charakter interakcyjny. W długim okresie roślina kształtuje swoje właściwości odbijające promieniowanie przez

wpływ podstawowych czynników meteorologicznych na jej rozwój indywidualny (anatomiczny i fizjologiczny) oraz zespołowy (ekosystemowy). Odwrotna sytuacja pojawia się w krótkich odcinkach czasu, gdy zespoły roślinne **poprzez swoje albedo wpływają na właściwości topoklimatu**.

Zaprezentowane w rozprawie wyniki pięcioletnich badań potwierdzają także silną zależność promieniowania długofalowego  $L\uparrow$  analizowanych powierzchni czynnych (trawy i powierzchni nieporośniętej) od ich temperatury, co nakazuje zwrócenie baczniejszej uwagi na termikę gleby. Dynamika promieniowania zwrotnego atmosfery zależała głównie od zmian zawartości pary wodnej w powietrzu i jego zachmurzenia, co potwierdzają wyprowadzone dla miesięcznych wartości  $L\downarrow$  równania regresji.

Uzyskane wyniki pozwalają lepiej zrozumieć wieloletnią zmienność klimatu w skali lokalnej i regionalnej. Potwierdzają przy tym ważną rolę szaty roślinnej przy absorbowaniu i dystrybucji dopływającej do powierzchni czynnej energii słonecznej oraz jej łagodzący wpływ na cechy klimatu i jego wahania.

Wyniki pracy mają walor ponadlokalny, gdyż obszar badań jest reprezentatywny dla terenów rolniczych Niziny Śląskiej. Ważne jest tu kontrastowe przeciwstawienie powierzchni trawiastej i powierzchni nieporośniętej (ugór). Tę ostatnią można bowiem także potraktować jako substytut przestrzeni zurbanizowanej, gdyż ugór w dużej mierze posiada cechy miejskich powierzchni bez roślin.

Wyprowadzone wzory regresji dla rekonstrukcji składowych  $Q^*$  umożliwiają tworzenie bardziej realistycznych długoterminowych modeli prognostycznych zmian klimatu w skali regionalnej, co jest szczególnie ważne dla gospodarki wodnej i rolnictwa. Badania cech solarnych klimatu Wrocławia-Swojca mają nie tylko charakter poznawczy, ale i aplikacyjny, np. w aspekcie wykorzystania wyników do rozwoju helioenergetyki na Dolnym Śląsku.

## WNIOSKI

1. W badanych przebiegach radiacyjnych dwóch kontrastowych powierzchni czynnych: murawy (trawa) i powierzchni bez roślin (ugór) odzwierciedlają się istotne różnice pomiędzy środowiskiem roślinnym i glebą pozbawioną roślin w zakresie właściwości absorpcyjnych promieniowania słonecznego oraz emisyjnych promieniowania długofalowego.

2. Lata 1961–2012 cechuje trend rosnący promieniowania całkowitego  $K\downarrow$  oraz promieniowania odbitego  $K\uparrow$  i bilansu krótkofalowego  $K^*$ , który występuje po okresie silnych spadków wartości mających początek w połowie lat 20. ubiegłego wieku. Ta zmienność cząstkowych trendów związana jest z quasi-sinusoidalnym charakterem długookresowych zmian radiacyjnych.

3. W latach 1881–2012 obserwuje się istotny spadek wartości bilansu krótkofalowego  $K^*$  i jego składowych:  $K\downarrow$  oraz  $K\uparrow$ . Trend ten dla promieniowania odbitego jest silniejszy dla trawy niż ugoru. Towarzyszy mu wyraźny wzrost promieniowania zwrotnego atmosfery  $L\downarrow$  oraz wypromieniowania długofalowego trawy  $L\uparrow_{tr}$  i ugoru  $L\uparrow_{ug}$ , ale dla trawy jest on słabszy niż dla ugoru. W rezultacie trend salda  $L^*$ , które ma wartości ujemne, jest dodatni (w wartościach bezwzględnych ma znak odwrotny) i silniejszy dla trawy.

4. Efektem różnic cech fizycznych pomiędzy trawą i ugiem jest także mocniejszy dla ugoru trend spadkowy  $K^*$ , natomiast w saldzie  $Q^*$  występuje słaby wzrost wartości dla trawy, przeciwstawny słabemu spadkowi jego wartości dla ugoru. Średnie wartości  $Q^*_{ug}$  są wyższe niż  $Q^*_{tr}$ , więc w badanym 132-leciu notuje się istotny statystycznie trend zbliżania się ich wartości.

5. Dynamika tych oddziaływań związana jest z temperaturą powierzchni czynnej (im wyższa, tym większe wypromieniowanie) oraz z albedo, które dla pokrywy roślinnej jest większe niż dla ugoru. Albedo decyduje o mniejszym dopływie promieniowania słonecznego do gleby porośniętej roślinnością, a pośrednio także – wraz z cechą „buforową” szaty roślinnej – o mniejszym wypromieniowaniu jej ciepła w porównaniu z ugiem.

6. Albedo murawy w okresie wegetacyjnym IV–IX zależy przede wszystkim od długoterminowych relacji z elementami meteorologicznymi, natomiast albedo ugoru – od relacji synchronicznych lub krótkookresowych.

7. Klimatyczna rola szaty roślinnej ma charakter zmiennych w czasie sprzężeń zwrotnych ze środowiskiem geofizycznym a jej relacje z podstawowymi elementami klimatu zmieniają się w różnych sekwencjach czasowych (krótko- i długookresowych).

8. Różnice te mają ważne znaczenie klimatyczne, gdyż roślinność dzięki akumulacji energii słonecznej zwiększa swoją powierzchnię transpiracyjną i poprzez wzmożone parowanie terenowe oraz mniejsze wypromieniowanie ciepła do atmosfery działa tonująco w skali topo- i mezoklimatycznej względem dokonujących się globalnych zmian klimatycznych.

9. Wyprowadzone 132-letnie serie całkowitego bilansu promieniowania oraz ich głównych składowych pozwalają lepiej zrozumieć długookresową dynamikę klimatu, co jest istotne dla tworzenia jego doskonalszych modeli prognostycznych.

10. Korzystne znaczenie klimatyczne szaty roślinnej jest jednym z najważniejszych argumentów przemawiających za potrzebą jej ochrony oraz przeciwdziałania redukcji przestrzeni rolniczej i leśnej.

## Ważniejsze oznaczenia skrótowe oraz symbole i jednostki fizyczne

- $d$  – niedosyt wilgotności powietrza [hPa] – saturation deficit [hPa]  
 $e$  – prężność pary wodnej [hPa] – water vapour pressure [hPa]  
 $S$  – usłonecznienie rzeczywiste [godz.] – sunshine duration [hours]  
 $Sr$  – usłonecznienie względne [%] – relative sunshine duration [%]  
 $S_{mż}$  – usłonecznienie możliwe [godz.] – possible sunshine duration [hours]  
 $S_{max.}$  – usłonecznienie maksymalne [godz.] – sunshine duration max. [hours]  
 $T_p$  – temperatura powietrza [°C] – temperature [°C]  
 $T_{tr}^p$  – temperatura gleby pod murawą [°C] – soil temperature in the grassy area [°C]  
 $T_{tr}^{ug}$  – temperatura gleby w ugorze [°C] – soil temperature in the bare soil area [°C]  
 $T_{max.}$  – temperatura maksymalna [°C] – maximum temperature [°C],  
 $P$  – opad [mm] – precipitation [mm]  
 $P_{wg}$  – poziom wody gruntowej [cm] – ground water level [cm]  
 $v$  – prędkość wiatru [m/s] – wind speed [m/s]  
 $E$  – parowanie [mm] – evaporation [mm]  
 $ETR$  – ewapotranspiracja [mm] – areal evapotranspiration [mm]  
 $gr. śn$  – grubość pokrywy śnieżnej [cm] – depth of snow [cm]  
 $st. gr.$  – stan gruntu [0–9] – state of ground [0–9]  
 $śr dz$  – wartości średnie dobowe – daily average values  
 $mc$  – wartości średnie miesięczne – monthly average values  
 $K↓$  – strumień promieniowania krótkofalowego, promieniowanie całkowite [ $MJ \cdot m^{-2}$ ]  
global solar radiation [ $MJ \cdot m^{-2}$ ]  
– gęstość (natężenie)  $K↓$  [ $W \cdot m^{-2}$ ] – intensity of  $K↓$  [ $W \cdot m^{-2}$ ]  
 $K↑$  – strumień promieniowania odbitego [ $MJ \cdot m^{-2}$ ] – reflected solar radiation [ $MJ \cdot m^{-2}$ ]  
– gęstość (natężenie)  $K↑$  [ $W \cdot m^{-2}$ ] – intensity of  $K↑$  [ $W \cdot m^{-2}$ ]  
 $K^*$  – strumień salda promieniowania krótkofalowego [ $MJ \cdot m^{-2}$ ], promieniowanie słoneczne  
pochłonięte – absorbed solar radiation – net short-wave radiation [ $MJ \cdot m^{-2}$ ]  
– gęstość (natężenie)  $K^*$  [ $W \cdot m^{-2}$ ] – intensity of  $K^*$  [ $W \cdot m^{-2}$ ]  
 $L↓$  – strumień promieniowania długofalowego przychodzącego od atmosfery,  
promieniowanie zwrotne atmosfery [ $MJ \cdot m^{-2}$ ] – atmospheric counter radiation [ $MJ \cdot m^{-2}$ ]  
– gęstość (natężenie)  $L↓$  [ $W \cdot m^{-2}$ ] – intensity of  $L↓$  [ $W \cdot m^{-2}$ ]  
 $L↑$  – strumień promieniowania długofalowego uchodzącego [ $MJ \cdot m^{-2}$ ]  
outgoing long-wave radiation [ $MJ \cdot m^{-2}$ ]  
– gęstość (natężenie)  $L↑$  [ $W \cdot m^{-2}$ ] – intensity of  $L↑$  [ $W \cdot m^{-2}$ ]  
 $L^*$  – strumień salda promieniowania długofalowego [ $MJ \cdot m^{-2}$ ]  
net long – wave radiation [ $MJ \cdot m^{-2}$ ]  
– gęstość (natężenie)  $L^*$  [ $W \cdot m^{-2}$ ] – intensity of  $L^*$  [ $W \cdot m^{-2}$ ]  
 $Q^*$  – całkowity bilans promieniowania (saldo promieniowania w pełnym zakresie widma)  
[ $MJ \cdot m^{-2}$ ] – net radiation [ $MJ \cdot m^{-2}$ ]  
– gęstość (natężenie)  $Q^*$  [ $W \cdot m^{-2}$ ] – intensity of  $Q^*$  [ $W \cdot m^{-2}$ ]  
 $G$  – strumień glebowy [ $MJ \cdot m^{-2}$ ] – subsurface/soil heat flux [ $MJ \cdot m^{-2}$ ]  
– gęstość (natężenie)  $G$  [ $W \cdot m^{-2}$ ] – intensity of  $G$  [ $W \cdot m^{-2}$ ]  
 $LE$  – turbulencyjny strumień ciepła utajonego, ciepło utajone [ $MJ \cdot m^{-2}$ ]  
turbulent flux of latent heat [ $MJ \cdot m^{-2}$ ]  
– gęstość (natężenie)  $LE$  [ $W \cdot m^{-2}$ ] – intensity of  $LE$  [ $W \cdot m^{-2}$ ]

- $H$  – turbulencyjny strumień ciepła jawnego, ciepło jawne [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ]  
 turbulent flux of sensible heat [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ]  
 – gęstość (natężenie)  $H$  [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ] – intensity of  $H$  [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ]
- $H/LE$  – stosunek Bowena – Bowen ratio
- $\text{Alb}_{\text{tr}}$  [%] – albedo trawy – grass albedo [%]
- $\text{Alb}_{\text{ug}}$  [%] – albedo ugoru – bare soil albedo [%]
- $r$  – współczynnik korelacji – correlation coefficient
- $R^2$  – współczynnik determinacji – determination coefficient
- $\text{sr}(ks)$  – średnie konsekwentne – consecutive means
- $IS$  – promieniowanie słoneczne bezpośrednie padające na powierzchnię poziomą [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ]  
 direct solar radiation on the horizontal surface [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ]  
 – gęstość (natężenie)  $IS$  [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ] – intensity of  $IS$  [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ]
- $ID$  – promieniowanie słoneczne rozproszone – diffuse solar radiation [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ],  
 – gęstość (natężenie)  $ID$  [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ] – intensity of  $ID$  [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ]
- $NAO$  – (North Atlantic Oscillation) – Oscylacja Północnego Atlantyku
- $UHI$  – miejska wyspa ciepła – urban heat island

**Jednostki:**

$[\text{W}\cdot\text{m}^{-2}] = [\text{Wm}^{-2}]$  na skali rysunków

$[\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}] = [\text{MJm}^{-2}]$  na skali rysunków

## PIŚMIENNICTWO

- Abakumova G.M., Feigelson E.M., Russak V., Stadnik V.V., 1996. Evaluation of long-term changes in radiation, cloudiness and surface temperature on the territory of the former Soviet Union. *J. Climate*, 9, 1319–1327.
- Abakumova G.M., Gorbarenko E.V., 2008. Transparency in Moscow During the Last 50 Years, Its Changes on the Territory of Russia (in Russian), Izdatelstvo LKI, Moscow.
- Abdusamatov Kh.I., 2012. Bicentennial Decrease of the Solar Constant Leads to the Earth's Unbalanced Heat Budget and Deep Climate Cooling. *Solar Physics*. ISSN 0884\_5913, Kinematics and Physics of Celestial Bodies, 2012, Vol. 28, No. 2, 62–68
- Aguilar E., Auer I., Brunetti M., Peterson T.C., Wieringa J., 2003. Guidelines on climate metadata and homogenization. World Meteorological Organization Tech. Rep. WMO – TD, 1186–1192.
- Ahrens C.D., 2008. *Meteorology today: an introduction to Weather, Climate and the Environment*. 9 ed. Thompson Brookes/cole, Belmont. CA, USA.
- Aida M., 1982. Urban albedo as a function of the urban structure – A model experiment (Part I). *Boundary – Layer Meteorol.*, 23, 405–413.
- Aida M., Gotoh K., 1982. Urban albedo as a function of the urban structure – a two-dimensional numerical simulation (Part II). *Boundary – Layer Meteorol.*, 23, 415–424.
- Alexandersson H., 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. *J. Climatol.*, 6, 661–675.
- Alexandersson H., Moberg A. 1997. Homogenization of Swedish temperature data. Part I: Homogeneity test for linear trends. *Int. Journ. Climatol.*, 17, 25–34.
- Alpert P., Kishcha P., Kaufman Y.J., Schwarzbard R., 2005. Global dimming or local dimming? Effect of urbanization on sunlight availability. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17802, doi:10.1029/2005GL023320.
- Ananiew I.P., 1982. Heat balance of geosystems in the western region of the Siberian Vast Forest. *Pap. Meteorol. Res., Moskva*, 4, 5, 98–111.
- Angell J.K., 1990. Variation in United States cloudiness and sunshine duration between 1950 and the drought year of 1988. *J. Climate*, 3, 296–308.
- Arking A., 1996. Absorption of solar energy in the atmosphere: Discrepancy between model and observations. *Science*, 273, 779–782.
- Arnfield A.J., 2003. Two decades of urban climate research: A review of turbulence. Exchange of energy and water, and the urban heat island. *Int. J. Climatol.*, 23, 1–26.
- Atlas klimatycznego ryzyka uprawy roślin w Polsce (red.) Koźmiński Cz., Michalska B., 2001, Uniwersytet Szczeciński, Szczecin. ss. 81.
- Auer I., Böhm R., Jurkovic A., Lipa W., Orlik A., Potzmann R., Schöner W., Ungersböck M., Matulla C., Briffa K., Jones P.D., Efthymiadis D., Brunetti M., Nanni T., Maugeri M.,



- Mercalli L., Mestre O., Moisselin J-M, Begert M, Müller-Westermeier G, Kveton V, Bochnicek O, Stastny P, Lapin M, Szalai S., Szentimrey T., Cegnar T., Dolinar M., Gajic-Capka M., Zaninovic K., Majstorovic Z., Nieplova E., 2007. HISTALP – Historical instrumental climatological surface time series of the greater Alpine region 1760–2003. *International Journal of Climatology*, 27, 17–46.
- Bac S., 1968. Studia nad parowaniem z wolnej powierzchni wodnej, parowaniem terenowym i ewapotranspiracją potencjalną. *Zesz. Nauk WSR we Wrocławiu*, nr 80.
- Bac S. (red.), 1982. *Agroklimatyczne podstawy melioracji wodnych w Polsce*. PWRiL, Warszawa.
- Bac S., 1986. Ograniczenia w wykorzystaniu zasobów energii słonecznej i ciepłej przez niedobory wodne na obszarze Polski. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, z. 268, PAN, Warszawa.
- Bac S., Baranowski S., 1967. Studia nad wielkością i przebiegiem albedo podstawowych powierzchni rolniczych. *Prace IGW*, z. 4, Warszawa.
- Bac S., Baranowski S., 1968. Wielkość i przebieg albedo niektórych powierzchni rolniczych, *Prace Instytutu Gospodarki Wodnej*, t. 4, Warszawa.
- Bac S., Koźmiński C., Rojek M., 1993. *Agrometeorologia*. PWN, Warszawa.
- Bac S., Rojek M., 1990. Wyniki wieloletnich badań nad parowaniem z wolnej powierzchni wodnej, ewapotranspiracją potencjalną i parowaniem terenowym. *Zesz. Nauk. AR w Krakowie*, 245, 157–164.
- Bac S., Rojek M., 2012. *Meteorologia i klimatologia w inżynierii środowiska*. Wyd. Akademii Rolniczej we Wrocławiu.
- BACC, 2008. *Assessment of Climate Change for the Balic Sea Basin. Series: Regional Climate Studies*, The BACC Autor Team. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, ss. XII, 244.
- Baklanov A., Grimmond S., Mahura A., Athanassiadou M., 2009. *Meteorological and air quality models for urban areas*. Springer, Berlin Heidelberg.
- Barry R., Chorley R., 2003. *Atmosphere, Weather and Climate*. Routledge (8 edit.). London.
- Barry R.G., Carleton A.M., 2001. *Synoptic and Dynamic Climatology*. Rautledge, London – New York.
- Bartoszek K., 2007. Charakterystyka pokrywy śnieżnej w Obserwatorium Agrometeorologicznym w Felinie (1955/1956–2004/2005). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, Vol. LXII (1), Sectio E, Lublin, 39–47.
- Bednar J., Kalvova J., 1990. Relation between the monthly sums of sunshine and global radiation. *Studia Geoph. et Geod.*, 24, 400–451.
- Bednorz E., 2003. Snow Cover in Poznań in the Winters of 1990–1999 [w:] Pyka J., Dubicka M., Szczepankiewicz-Szmyrka A., Sobik M., Błaś M., Man and climate in the 20th century. *Acta Universitatis Wratislaviensis No 2542, Studia Geograficzne t. 75*, 310–320.
- Beljars A.C., Holstag A., 1991. Flux Parametrization over Land Surface for Atmospheric Models. *J. Appl. Meteorol.*, 3, 327–347.
- Błażejczyk K., 2004. Radiation balance in man in various meteorological and geographical conditions. *Geogr. Polonica* 77, nr 1, 63–76.
- Błażejczyk K., Baranowski J., 2003. Solar and UV radiation in the Warsaw Downtown. *Proc. 5th Int. Conf. on Urban Climate*, 1–5 Sept., Łódź.
- Bogdańska B., Podogrocki J., 2000. Zmienność całkowitego promieniowania słonecznego na obszarze Polski w okresie 1961–1995. *Materiały Badawcze, Meteorologia, IMGW*, nr 30, Warszawa.

- Bogdańska B., Podogrocki J., Żółtowska K., 2002. Sieć pomiarów promieniowania słonecznego w Polsce i baza danych aktynometrycznych [w:] Działalność naukowa prof. Władysława Gorczyńskiego i jego kontynuacja pod red. G. Wójcika i K. Marciniaka. Toruń, UMK, 55–70.
- Bokwa A., Ustrnul Z., 2004. Zastosowanie wybranych metod statystycznych w klimatologii. Wyd. Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków.
- Borthwick H., 1972. History of phytochrome [in:] Mitrakos K., Shropshire W. Phytochrome. Academic Press, 3–23.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Kicińska B., Żmudzka E., 1992. Zmiany wiekowe klimatu Polski – Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce. Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego. Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 2008. Cyclic Changes of Climate in Europe During the Last Millenium According to Dendrological Data. *Miscellanea Geographica*, t. 13, 57–66.
- Bowen I.S., 1926. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physics Review*, 27, 779–787.
- Box G.E.P., Jenkins G.M., 1983. Analiza szeregów czasowych. Prognozowanie i sterowanie. PWN, Warszawa.
- Böhm A., 1994. Architektura krajobrazu, jej początki i rozwój. Wydawnictwo Politechniki Krakowskiej, Kraków.
- Brázdil R., 1986. **Variation of Atmospheric Precipitation in the C.S.S.R. with Respect to Precipitation Changes in the European Region.** Univ. J.E. Purkyne, Brno.
- Brázdil R., 1991. Kolisani vybranych meteorologických pryku ve Stredni Europe v období pristrojovych pozorovdni, Praha.
- Brázdil R., Stepanek P., 1998. Kolisani teploty v Brne v období 1891–1995. *Geografie – Sbornik Ceske Geograficke Spolecnosti*, 103, 13–30.
- Brázdil R., Flocas A.A., Sahsamanoglou H.S., 1994. Fluctuation of sunshine duration in central and South-Eastern Europe. *Int. J. Climatol.*, 14, 1017–1034.
- Brázdil R., Zahradníček P., Pisoft P., Štěpánek P., Bělinová M., Dobrovolný P., 2012. Temperature and precipitation fluctuations in the Czech Republic during the period of instrumental measurements. In: *Theoretical and Applied Climatology*. Vol 110 (1–2), 1–2.
- Brockwell P., Davis R., 1996. *Introduction to time series forecasting*. Springer.
- Brunetti M., Maugeri M., Nanni T., Auer I., Böhm R., Schöner W., 2006. **Precipitation variability and changes in the greater Alpine region over the 1800–2003 period.** *J. Geophys. Res.*, 111, D11107, doi:10.1029/2005JD006674.
- Brutsaert W., 1988. *Evaporation into the Atmosphere. Theory, History, and Applications*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- Bryś K., 1994. Natężenie promieniowania słonecznego całkowitego we Wrocławiu w okresie 1961–1990. *Zeszyty Naukowe AR nr 243, Wrocław*, 37–49.
- Bryś K., 1997. Oddziaływanie czynnika radiacyjnego na parowanie terenowe w stacji Wrocław-Swojec. *Roczniki AR w Poznaniu. CCXCI Melioracje i Inżynieria środowiska nr 17, Poznań*, 169–182.
- Bryś K., 1997. Rola czynnika radiacyjnego w ewapotranspiracji. *Maszynopis pracy doktorskiej. Wydz. Melioracji AR we Wrocławiu*.
- Bryś K., 1998. Rola czynnika radiacyjnego w ewapotranspiracji. *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Inżynieria Środowiska X, nr 349, Wrocław*, 17–51.

- Bryś K., 2001a. Aktywność promieniowania słonecznego rozproszonego w ewapotranspiracji pszenicy jarej. *Przegląd Naukowy Wydziału Inżynierii i Kształtowania Środowiska SGGW*, z. 21, Warszawa, 53–62.
- Bryś K., 2001b. Porównanie standardowej metody pomiaru parowania (ewaporometr Wilda) ze standardem anglosaskim (Class A) w świetle badań polowych we Wrocławiu. *Annales UMCS*, vol. LV/LVI, sectio B 10, 81–93.
- Bryś K., 2002a. Nowy wrocławski wzór na parowanie potencjalne. *Roczniki AR. Melioracje t.* 338, z. 22, Poznań, 21–30.
- Bryś K., 2002b. Wahania natężenia promieniowania całkowitego w latach 1961–1993 we Wrocławiu [w:] *Działalność naukowa profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja*. UMK, Toruń, 71–82.
- Bryś K., 2004. Wieloletnia zmienność termiki gleby we Wrocławiu-Swojcu i jej radiacyjne i cyrkulacyjne uwarunkowania. *Acta Agrophysica*, 3 (2), Lublin, 209–219.
- Bryś K., 2005. Rola terenowych stacji Akademii Rolniczej we Wrocławiu w badaniach klimatu solarnego Wrocławia i Dolnego Śląska [w:] *Rola stacji terenowych w badaniach geograficznych* pod red. W. Krzemienia, J. Trepińskiej i A. Bokwy. Wyd. Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, 141–154.
- Bryś K., 2006a. Wieloletnie dobowe zmiany parowania z wolnej powierzchni wody w Obserwatorium Wrocław-Swojec [w:] *Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów Polski w warunkach narastającej antropopresji* (red. Lech Krzysztofiak). Główny Inspektorat Ochrony Środowiska, Warszawa, 244–254.
- Bryś K., 2006b. Potencjał radiacyjny Dolnego Śląska jako źródło wykorzystania energii słonecznej w przyszłości [w:] *Zintegrowany Program Operacyjny Rozwoju Regionalnego. Biuletyn Innowacyjny CEPRIN (Centrum Promowania Innowacji w Energetyce)*, Europejski Fundusz Społeczny, Wrocław, 19–31.
- Bryś K., 2007a. Wieloletnie dobowe zmiany niedosytu wilgotności powietrza w Obserwatorium Wrocław-Swojec. *Acta Agrophysica*, 9 (2), 307–319.
- Bryś K., 2007b. Zmienność usłonecznienia we Wrocławiu-Swojcu w latach 1961–2006 na tle zmian sekularnych [w:] *Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów Polski w warunkach narastającej antropopresji* pod red. Andrzeja Kostrzewskiego i Anny Andrzejewskiej. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa, 243–255.
- Bryś K., 2008a. Przebieg dobowy i roczny usłonecznienia we Wrocławiu-Swojcu w latach 1961–2006. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych PAN*, z. 526, 53–65.
- Bryś K., 2008b. Wieloletni wpływ pokrywy roślinnej na termikę gleby. *Acta Agrophysica* Vol.12 (1), 161, 39–55.
- Bryś K., 2009. Zmiany bilansu promieniowania powierzchni bez roślin i porośniętej trawą we Wrocławiu-Swojcu. *Acta Agrophysica* 171, Vol. 14 (2), Lublin, 287–303.
- Bryś K., 2010a. Pochłanianie i wypromieniowanie energii słonecznej przez wybrane powierzchnie rolnicze. *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich*, z. 8/1, Kraków, 213–224.
- Bryś K., 2010b. Wliwanie bałansa słonecznej radiacji na izmiencziwost topoklimata. *Zbirenik nauaynych trudow nr 65*, Georgian Water Management Institute, Tbilisi, 23–30.
- Bryś K., 2010c. Związki glebowego strumienia ciepła z bilansem promieniowania powierzchni bez roślin i porośniętej trawą we Wrocławiu-Swojcu. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych PAN*, z. 548, 57–77.
- Bryś K., 2011. Raport końcowy grantu MNiSW N30507332/2594. Wieloletnie zmiany bilansu radiacyjnego i cieplnego trawnika i ugoru w Obserwatorium Wrocław-Swojec.

- Bryś K., 2012. Stan gruntu we Wrocławiu-Swojcu w latach 1881–2010. Woda–Środowisko–Obszary Wiejskie, Wyd. Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych w Falentach, t. 12, z. 4 (40), ISSN 1642-8145, 77–95.
- Bryś T., 2003. Variability of saturation deficit in Wrocław in the 20th century and some of its conditions. *Acta Univ. Wratisl.* 2542, t. 75, 203–215.
- Bryś T., 2007. Badanie reprezentatywności Obserwatorium Wrocław-Swojec jako stacji agrometeorologicznej i klimatologicznej [w:] *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego* (red.) Kostrzewski A. i Andrzejewska A., Biblioteka Monitoringu Środowiska. Warszawa, 255–267.
- Bryś K., Bryś T., 2001a. Evaporation in Wrocław and its variability in the years 1946–1995. Polish Academy of Sciences, Warszawa, *Geographia Polonica* 74, (1), 101–122.
- Bryś K., Bryś T., 2001b. Wahania natężenia promieniowania słonecznego całkowitego w 55-letniej serii wrocławskiej (1946–2000). *Prace i Studia Geograficzne*. Wyd. Uniw. Warszawskiego, t. 29, 161–171.
- Bryś K., Bryś T., 2002. Wpływ wahań NAO na zmienność warunków wilgotnościowych, radiacyjnych, dynamicznych i ewaporacyjnych we Wrocławiu-Swojcu w latach 1946–2000 [w:] *Oscylacja Północnoatlantycka i jej wpływ na warunki klimatyczne i hydrologiczne Polski*. Praca zbiorowa pod red. A.A Marsza i A. Styszyńskiej. Akad. Morska, Gdynia, 147–160.
- 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., 2004. Dynamika wieloletnich zmian parowania wskaźnikowego oraz klimatycznych bilansów wodnych we Wrocławiu i jej uwarunkowania [w:] *Bilanse wodne ekosystemów rolniczych* (praca zbiorowa pod red. M. Rojka). Wyd. AR we Wrocławiu, Monografie XXXVIII, nr 503, 120–140.
- Bryś K., Bryś T., 2005a. Ekstremalne wartości klimatycznych bilansów wodnych we Wrocławiu-Swojcu. Woda–Środowisko–Obszary Wiejskie, Wyd. Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych w Falentach, t. 5 z. 2 (15), 11–29.
- Bryś K., Bryś T., 2005b. Zmienność klimatu solarne Wrocławia w latach 1891–2003 [w:] *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego* (pod red. A. Kostrzewskiego). Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 399–408.
- Bryś K., Bryś T., 2005c. Zmienność warunków higrycznych we Wrocławiu-Swojcu w latach 1883–2003. *Acta Agrophysica*, 2005, 5(3), 543–554.
- Bryś K., Bryś T., 2007. Zmienność klimatu solarne Wrocławia w latach 1875–2004. *Pamiętnik Puławski*, 144, IUNiG, Puławy, 13–34.
- Bryś K., Bryś T., 2010a. Reconstruction of the 217-year (1791–2007) Wrocław air temperature and precipitation series. *Bulletin of Geography (physical geography series)*, Wyd. Nauk. UMK w Toruniu, nr 3, 121–171.
- Bryś K., Bryś T., 2010b. The First One Hundred Years (1791–1890) of the Wrocław Air Temperature Series [w:] *The Polish Climate in the European Context: An Historical Overview*. Eds. Przybylak R., Majorowicz J., Brázdil R., Kejna M., Wyd. Springer, 485–524.
- Bryś K., Bryś T., 2013a. Rekonstrukcja frekwencji pokrywy śnieżnej we Wrocławiu-Swojcu w latach 1875–2011 (w druku).
- Bryś K., Bryś T., 2013b. Rekonstrukcja temperatury gleby we Wrocławiu-Swojcu (w druku).
- Budyko M., 1975. *Klimat i życie*. PWN, Warszawa.

- Budyko M. i in., 1963. Atlas ciepłowego balansu ziemnego szara. Mezduvedomstvennyj Geofiziczeskij Komitet.
- Budzik T., 2006. Pomiar promieniowania krótkofalowego i długofalowego w Sosnowcu w latach 2002–2005 z wykorzystaniem bilansomierza CNR-1 (Net Radiometr Kipp & Zonen). *Ann. UMCS, Geographia, Sectio B, Vol. LXI*. Lublin, 100–106.
- Caputa Z., 2001. Pomiar bilansu promieniowania różnych powierzchni czynnych przy wykorzystaniu automatycznych stacji pomiarowych. *Ann. UMCS, ser. B, LV/LVI*, 95–103.
- Caputa Z., 2005. Pomiar mikroklimatyczne, gradientowe i bilansu promieniowania za pomocą automatycznych stacji pomiarowych [w:] Rola stacji terenowych w badaniach geograficznych (red. K. Krzemień, J. Trepińska i A. Mokwa). Wyd. Inst. Geografii i Gosp. Przestrzennej UJ, Kraków, 155–170.
- Caputa Z., Leśniak M., 2009. Struktura bilansu promieniowania na obszarach miejskich i wiejskich – system pomiarowy i wybrane wyniki pomiarów na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej. *Prace Geograficzne UJ*, z. 122, Kraków, 23–38.
- Charlson R.J., Francisco P.J., Seinfeld J.H., 2005. In Search of Balance. *Science* 308, 806, DOI: 10.1126/science.1108162.
- Charlson R.J., Langner J., Rodhe H., Leovy C.B., Warren S.G., 1991. Perturbation of the North Hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols. *Tellus*, 43AB, 152–163.
- Chiacchio M., Wild M., 2010. Influence of NAO and clouds on long-term seasonal variations of surface solar radiation in Europe. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115, D00D22, 17 PP., doi:10.1029/2009JD012182.
- Chojnicki B. H., 2010. Atmospheric heat and mass exchange research. *Acta Agrophysica* 179, *Rozprawy i Monografie*, 179, Lublin.
- Chojnicki B.H., Urbaniak M., Józefczyk D., Augustin J., Olejnik J., 2007. Measurements of gas and heat fluxes at Rzecin wetland [in:] *Wetlands: Monitoring, Modeling and Management* (eds Okruszko et al., Taylor & Francis Group. London.
- Chudzia D., 1997. Albedo and the depth of snow cover, *Acta Univ. Wratisl.*, No 1950, *Prace Inst. Geogr., Seria C., Meteorologia i Klimatologia*, t. IV, 57–61.
- Chudzia D., 1998. Wpływ właściwości fizycznych pokrywy śnieżnej oraz niektórych zjawisk atmosferycznych na dobową i sezonową zmienność albedo. *Acta Univ. Wratisl.*, No 2022, *Prace Inst. Geogr., Seria C., Meteorologia i Klimatologia*, t. V, 69–80.
- Crove P.R., 1987. *Problemy klimatologii ogólnej*. PWN, Warszawa.
- Cubasch U., 1997. Simulation of the influence of solar radiation variations on the global climate with an ocean – atmosphere general circulation model. *Clim. Dyn.*, 13 (11), 757–767.
- Cubash U. i in. 2001. Projections of future climate change [in:] *Climate Change. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate*.
- Czarnowski M., 1994. *Spectral composition of solar irradiation incident upon plant ecosystems*. *Zesz. Probl. Post. Nauk. Roln.*, z. 405. Inst. Agrofiz. PAN, Lublin.
- Czarnecka M., Nidzgorska-Lencewicz J., 2010. Zmienność termicznej zimy w Polsce [w:] *Klimatyczne zagrożenia rolnictwa w Polsce pod red. Czesława Koźmińskiego, Bożeny Michalskiej i Jacka Leśnego. Rozprawy i Studia T. (DCCCXLVII) 773, Szczecin*, 9–55.
- d’Almeida G.A., Koepke P., Shettle E.P., 1991. *Atmospheric Aerosols: Global Climatology and Radiative Characteristics*. Deepak.

- de Bruin H., 1982. The energy balance of the earth's surface: a practical approach. KNMI, Wageningen. Sc. Rep., 82-1.
- de Bruin H., Holtslag A.R., 1982. A Simple Parametrization of the Surface Fluxes of Sensible and Latent Heat during Daytime, Compared with the Penman – Monteith Concept. *J. Appl. Meteorol.* 21, 1610– 1621.
- de Bruin H., van den Hurk A.R., Kohsiek W., 1995a. The scintillation method tested over a dry vineyard area. *Boundary layer meteorology*, 76, 25–40.
- de Bruin H., van den Hurk A.R., Welgraven D., 1995b. A series of global radiation at Wageningen for 1928–1992. *Int. Journal of Climatology*, 15: 1253–1272. doi: 10.1002/joc.3370151106.
- de Vries D., 1975. Heat Transfer in Soils [in:] *Heat and Mass Transfer in the Biosphere*. John Wiley and Sons, Washington, 5–28.
- Degirmendźić J., 2004. Zmiany usłonecznienia w Polsce i ich uwarunkowania cyrkulacyjne [w:] Kozuchowski K. (red.), *Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce*, Łódź.
- Degirmendźić J., 2011. Wpływ górnotroposferycznych prądów strumieniowych na rozkład przestrzenny niżów barycznych nad Europą. *Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego*, Łódź, ss. 332.
- Degirmendźić J., Kozuchowski K., Wibig J., 2000. Epoki cyrkulacyjne w XX wieku i zmienność typów cyrkulacji atmosferycznej w Polsce. *Przeł. Geof.*, 3–4, 221–238.
- Degirmendźić J., Kozuchowski K., Żmudzka E., 2004. Changes of Air Temperature and Precipitation in Poland in the Period 1951–2000 and their Relationship to Atmospheric Circulation. *Int. Journal of Climatology*, t. 24, nr 3, 291–310.
- Demidowicz G., Deputat T., Górski T., Krasowicz S., Kuś J., 1999. Prawdopodobne zmiany w produkcji roślinnej w związku ze spodziewanymi zmianami klimatu Polski [w:] *Zmiany i zmienność klimatu Polski. Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Naukowej UŁ*, Łódź, 43–48.
- Desjardis R.L., Schuepp P.H., MacPherson J.I., Buckley D.J., 1992. Spatial and temporal variation of the fluxes of carbon dioxide and sensible and latent heat over the FIFE site. *J. Geo. Res.*, 27, D17, 18467–18475.
- Dobesch H., 1992. On the variations of sunshine duration in Austria. *Theor. Appl. Climatology*, 46.
- Dobrowolny P., Moberg A., Brázdil R., Pfister C., Glaser R., Wilson R., van Engelen A., Li-manówka D., Kiss A., Haličková M., Macková J., Riemann D., Luterbacher J., Böhm R., 2010. Monthly and seasonal temperature reconstructions for Central Europe derived from documentary evidence and instrumental records since AD 1500. *Clim Change* 101:69–107. doi:10.1007/s10584-009-9724-x CrossRef.
- Domański C., Pruska K. 2000. Nieklasyczne metody statystyczne. PWE, Warszawa.
- Doroszewski A., 1994. Spectral transmission of radiation through leaves of selected plant species. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 405, 63–69.
- Dragańska E., Kuchar L., Szwejkowski Z., 2004. Zastosowanie testu *cross validation* do weryfikacji modeli regresyjnych pogoda – plon na przykładzie pszenicy ozimej uprawianej w północno-wschodniej Polsce, *Acta Scientiarum Polonorum, Agricultura*. Vol. 3(1), 29–36.
- Dubicka M., 1968. Natężenie promieniowania globalnego we Wrocławiu w 1958 r. *Pr. Obserw. Meteor. i Klimat. Uniw. Wrocław*, nr 13 (1958), Wrocław Scientific Society.



- Dubicka M., 1969. Natężenie promieniowania we Wrocławiu w 1959 r. Pr. Obserw. Meteor. i Klimat. Uniw. Wrocł. nr 14 (1959). Acta Univ. Wratisl. No 105.
- Dubicka M., 1970a. Natężenie promieniowania globalnego ( $I_T$ ) i dyfuzyjnego ( $I_D$ ) we Wrocławiu w 1960 r. Pr. Obserw. Meteor. i Klimat. Uniw. Wrocł., nr 15 (1960). Acta Univ. Wratisl. No 115.
- Dubicka M., 1970b. Natężenie promieniowania globalnego ( $I_T$ ) i dyfuzyjnego ( $I_D$ ) we Wrocławiu w 1961 r. Pr. Obserw. Meteor. i Klimat. Uniw. Wrocł., nr 16 (1961). Acta Univ. Wratisl. No 130.
- Dubicka M., 1972. Natężenie promieniowania globalnego ( $I_T$ ) i dyfuzyjnego ( $I_D$ ) we Wrocławiu w 1962 r. Pr. Obserw. Meteor. i Klimat. Uniw. Wrocł., nr 17 (1962). Acta Univ. Wratisl. No 159.
- Dubicka M., 1974. Natężenie promieniowania globalnego ( $I_T$ ) i dyfuzyjnego ( $I_D$ ) we Wrocławiu w 1964 r. Pr. Obserw. Meteor. i Klimat. Uniw. Wrocł., nr 19 (1964). Acta Univ. Wratisl. No 255.
- Dubicka M., 1979. Natężenie promieniowania słonecznego we Wrocławiu w 1965 r. Pr. Obserw. Meteor. i Klimat. Uniw. Wrocł., nr 20 (1965), Acta Univ. Wratisl. No 395.
- Dubicka M., 1990. Trends of changes of sunshine duration in south-west Poland on the background of atmospheric circulation. *Climate in the Historical and the Instrumental periods*, Brno, 243–245.
- Dubicka M., 1994. Wpływ cyrkulacji atmosfery na kształtowanie warunków klimatu (na przykładzie Wrocławia). *Studia Geograficzne LX*, Acta Univ. Wratisl. No 1581.
- Dubicka M., 1997. Variation of sunshine duration in selected mountain regions of Central Europe. Acta Univ. Wratisl., No 1950, *Prace Inst. Geogr., Seria C., Meteorologia i Klimatologia*, Vol. IV, 31–41.
- Dubicka M., 1998. 95-letnia seria rejestracji usłonecznienia na Śnieżce [w:] *Geoekologiczne Problemy Karkonoszy*, Wyd. Acarus, Poznań, 133–144.
- Dubicka M., Karal J., 1988. Warunki usłonecznienia we Wrocławiu z uwzględnieniem tendencji jego zmian. *Biul. Meteor.* No 29(4), Acta Univ. Wratisl., 738.
- Dubicka M., Karal J., 1994. Usłonecznienie na Szrenicy i jego związek z cyrkulacją atmosfery. Acta Univ. Wratisl., 1590, *Prace Inst. Geogr., Seria C, Meteorologia i Klimatologia*, 1, 9–43.
- Dubicka M., Karal J., Ropuszyński P., 1995. Usłonecznienie we Wrocławiu w latach 1981–1992 na tle stuletniej serii obserwacyjnej. Acta Univ. Wratisl., Nr 1705, *Prace Inst. Geogr. Seria C, Meteorologia i Klimatologia II*, 5–21.
- Dubicka M., Limanówka D., 1994. Zmienność zachmurzenia i usłonecznienia w Sudetach i Karpatach oraz na ich przedpolu. Acta Univ. Wratislav., nr 1590, *Prace Inst. Geogr. Seria C, Meteorologia i Klimatologia*, 1, 45–60.
- Dubicka M., Migąła K., 1997. Variaton of sunshine duration in selected mountains regions of Central Europe. Acta Univ. Wratisl. 1950, *Prace Inst. Geogr.*, C4, 31–41.
- Dubicka M., Pyka J.L., 2001. Klimat Wrocławia w XX wieku. *Prace i Studia Geogr.* Wyd. Uniw. Warszawskiego, 29, 101–112.
- Dubicki A., Dubicka M., Szymanowski M., 2002a. Klimat Wrocławia [w:] *Środowisko Wrocławia. Informator 2002*. Dolnośląska Fundacja Ekorozwoju. Wrocław, 9–25.
- Dubicki A. (red.), 2002. Zasoby wodne w dorzeczu górnej i środkowej Odry w warunkach suszy. IMGW Warszawa.

- DVWK, 1996. Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft, 238/1996. Wirtschafts – und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH Bonn, Bonn, 134 S. 3 Anlagen, 42 Bilder, 68 Tafeln.
- Dzierdziejewskij B., 1975. Obszczaja cirkulacja atmosfery i klimat. Gidrometeoizdat. Leningrad.
- Dziewulska-Łosiowa A., 1962. Próba oceny zakłócenia przeźroczystości atmosfery w Warszawie. *Przeł. Geofiz.*, 2, 111–116.
- Efron B. 1979. Bootstrap Methods: Another Look at the Jackknife, *Annals of Statistics*, Vol. 7. 1–26.
- Efron B., Tibshirani R. J., 1993. An Introduction to Bootstrap. Monographs on Statistics and Applied Probability, No. 57, Chapman and Hall, London.
- Faber A., Czajkowski M., Błoch Z., Podogrocki J., 1996. Metoda interpolacji promieniowania całkowitego dla potrzeb modelowania wzrostu i rozwoju roślin uprawnych w Polsce. *Fragmenta Agronomica (XIII) Nr 2(50)*.
- Falarz M., 2000. An attempt of reconstruction of nival conditions on the turn of the 19th century in Cracow and Zakopane [in:] B. Obrębska-Starkel (red.) *Reconstructions of Climate and its Modelling*, Pr. Geogr. IGUJ, 107, Kraków, 213–221.
- Falarz M., 2007. Snow cover variability in Poland in relation to the macro- and mesoscale atmospheric circulation in the twentieth century. *International Journal of Climatology*, 27: 2069–2081.
- Falarz M., 2010. Współczynnik trwałości pokrywy śnieżnej w Polsce – rozkład przestrzenny, ekstrema [w:] Bednorz E. (red.) *Klimat Polski na tle klimatu Europy. Warunki termiczne i opadowe*. Studia i Prace z Geografii i Geologii nr 15. Wyd. Naukowe Bogucki, Poznań, 169–180.
- Fichefet T., 1995. Solar radiation and global climate change; some experiments with a two – dimensional climate model [in:] Frenzel B. i in. (red.): *Solar output and climate during Holocene*. G. Fischer Verlag. Stuttgart, New York.
- Flohn H., 1993. Climatic evolution during the last millennium; what can we learn from it? [in:] Eddy J.A., Oeschger H. (eds.), *Global Changes in the Perspective of the Past*, John Wiley & Sons Ltd., 295–316.
- Fortuniak K., 2002a. Fraktalne wymiary usłonecznienia [w:] *Działalność naukowa prof. Władysława Gorczyńskiego i jego kontynuacja*. Toruń, UMK, 123–129.
- Fortuniak K., 2002b. Effective albedo of the urban canyon – model simulation considering infinite reflections between finite surfaces. *Proc. 4th Symp. Urban Env.*, May 2002, Norfolk, Amer. Meteorol. Soc., 145–146.
- Fortuniak K., 2003. Miejska wyspa ciepła. Podstawy energetyczne, studia eksperymentalne, modele numeryczne i statystyczne, Wyd. UŁ, Łódź.
- Fortuniak K., 2004. Wybrane metody poszukiwania okresowej zmienności w szeregach klimatycznych [w:] *Zastosowanie wybranych metod statystycznych w klimatologii* pod red. Anity Bokwy i Zbigniewa Ustrnula. Wyd. Inst. Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ., Kraków, 31–51.
- Fortuniak K., 2006. Wybrane problemy pomiarów strumieni turbulencyjnych metodą kowariancji wirów. *Ann. UMCS, ser. B, LXI, 19*, 175–183.
- Fortuniak K., 2008. Numerical estimation of the effective albedo of urban canyon. *Theor. Appl. Climatol.*, 91, 245–258.



- Fortuniak K., 2010. Radiacyjne i turbulencyjne składniki bilansu cieplnego terenów zurbanizowanych na przykładzie Łodzi. Wyd. UŁ, Łódź, 232.
- Fortuniak K., Kłysik K., Siedlecki M., Pawlak W., 2010. Turbulencyjny strumień ciepła jawnego na terenach miejskich – wstępne wyniki porównania metody scyntylogometrycznej i kowariancji wirów [w:] Bednorz E., Kolendowicz L., (Eds.) *Klimat Polski na tle klimatu Europy. Zmiany i ich konsekwencje*. Wyd. Nauk. Bogucki, Poznań, 151–162.
- Fortuniak K., Kłysik K., Wibig J., 2006. Urban – rural contrasts of meteorological parameters in Łódź. *Theor. Appl. Climatol.*, 84, 91–101.
- Fortuniak K., Offerle B.D., Grimmond C.S.B., Oke T.R., Kłysik K., Wibig J., 2001. A system to observe the urban energy balance: Initial results from winter – time measurements in Łódź. *Ann. UMCS, s. B, LV/LVI*, 19, 167–176.
- Foukal P., 1992. Solar luminosity variation. *The Solar Cycle*. ASP Conference Series, Vol. 27, Karen L. Harvey (ed.).
- Fox J., 1997. *Applied regression, linear models, and related methods*. London, New Delhi, Singapore, Thousand Oaks, California. Sage Pub.
- Garratti J.R., 1994. *The atmospheric boundary layer*. Cambridge Univ. Press, 316.
- Geiger R., Aron R. H., Todhunter P., 2003. *The climate near the Ground*. (6-th edit.). Rowman & Littlefield Publish. Inc. Oxford.
- Gilgen H., Wild M., Ohmura A., 1998. Means and trends of shortwave irradiance at the surface estimated from Global Energy Balance Archive Data. *J. Climate*, 11, 2042–2061.
- Girs A. A., 1974. *Sołeczno-atmosferyjne swiazi i ich rol w dōłgosrocznych gidromieteorologiczeskich prognozach*. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Gluza A. F., Filipiuk E., 1995. Usłonecznienie w Lublinie w latach 1952–1991. *Wiad. IMGW*, 1, 91–101.
- Głowicki B., 2003. Symptoms of contemporary warming in the 100-years series of temperature measurements on the Śnieżka Mountains. *Acta Univ. Wratisl.*, No 25.
- Głowicki B., Otop I., Urban G., Tomczyński K., 2005. *Klimat [w:] Opracowanie ekofizjograficzne dla woj. dolnośląskiego*, <http://www.eko.wbu.wroc.pl/eko/>
- Gorczyński W., 1914. O zniżkach promieniowania w roku 1912 i 1903. *Sprawozdanie TNW*, R.7, Warszawa, z. 3, 1–29.
- Goosse, H., H. Renssen, A. Timmermann, and R. S. Bradley, 2005a: Internal and forced climate variability during the last millennium: A model-data comparison using ensemble simulations. *Quaternary Science Reviews*, 24(12–13), 1345–1360.
- Goosse, H., P. Y. Barriat, W. Lefebvre, M. F. Loutre, and V. Zunz, 2013: Introduction to climate dynamics and climate modeling. <http://www.climate.be/textbook>.
- Górski T., 2002. Współczesne zmiany agroklimatu Polski. *Pamiętnik Puławski*, 130, 242–250.
- Górski T., Doroszewski A., Górka K., 1991. Photomorphogenic impact of neighbouring plants on spring wheat tillering. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 396, 43–46.
- Górski T., Górka K., 2000. Usłonecznienie w Puławach w ciągu lat 1923–1992. *Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia XXXI, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze*, z. 106, 141–156.
- Górski T., Zalewski A., 2002. Model agroklimatu Polski. *Pamiętnik Puławski*, 130 (1), 251–260.
- Grimmond C.S.B., 2006. Progress in measuring and observing the urban atmosphere. *Theor. Appl. Climatol.*, 84, 3–22.
- Grundmann W., 1933. *Über die Wärmeeinstrahlung von Sonne u. Himmel in Breslau – Krierten*. Breslau – Stadt und auf der „Hohen Eule”. *Gerlands Beitr. Zur Geophysik*, B. 40, Leipzig.

- Grzybowski J., 1976. Mapa wymiany energii między atmosferą a podłożem jako podstawa analizy funkcjonowania środowiska geograficznego. *Przegl. Geogr.* 57, 1/2. Warszawa, 131–142.
- Grzybowski J., Itier B., 1984. Związki między składnikami bilansu cieplnego nad różnymi rodzajami upraw. *Przegląd Geofizyczny* 29 (1), 27–39.
- Günther R., Roth D., 1990. **Beziehungen zwischen der Strahlungsenergie und der Verdunstung** Landwirtschaftlicher Pflanzenbestände. *Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu*, nr 191.
- Haigh J.D., 2007. The Sun and the Earths Climate <http://solarphysics.livingreviews.org/Articles/lrsp-2007-2/>.
- Ham J.M., Hellman J.L., Lascano R.J., 1991. Soil land canopy energy balances of a row crop at partial cover. *Agron J.*, 83, 744–753.
- Hamilton J.D., 1994. *Time Series Analysis*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- Henderson-Sellers A., 1992. Continental cloudiness changes his century. *Geo Journal*, 27, 255–262.
- Herman J.R., Goldberg R.A., 1978. *Sun, Weather and Climate*. Sc. and Tech. Inf. Br. NASA, Washington DC.
- Hess P., Brezowsky H., 1977. *Katalog der Grosswetterlangen Europas*. 3. Aufl. – Berichtes des Deutschen Wetterdienst 113.
- Hess M., Olecki Z., 1990. Wpływ zanieczyszczenia powietrza na stosunki radiacyjne w Krakowie. *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, 77, 29–43.
- Hicke J.A., 2005. NCEP and GISS solar radiation data sets available for ecosystem modeling: Description, differences, and impacts on net primary production. Publ. by American Geoph. Union. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 19, GB2006, doi:10.1029/2004GB002391.
- Holstag A. A.M., de Bruin H.A.R., 1988. Applied Modelling of the Nighttime Surface Energy Balance over Land. *J. Appl. Meteorol.*, 22, 517–529.
- Horecka V., 1990. Trends of Sunshine in Slovakia [in:] *Climatic change in the historical and the instrumental periods* pod red. Rudolfa Brázdila, Masaryk Univ., Brno, 246–252.
- Hunt L.A., Kuchar L., Swanton C.J., 1998. Estimation of solar radiation for use in crop modeling. *Agr. For. Meteorol.*, 91, 293–300.
- Hurrell J.W., van Loon H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36, 301–326.
- IPCC Climate Change, 2007. *The Physical Science Basis*. Geneva. <http://www.ipcc.ch>
- Iqbal M., 1983. *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press, New York.
- Instrukcja dla stacji meteorologicznych, 1968. Seria A. Instrukcje i podręczniki. Nr 65, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Janiszewskij J.D., 1957. *Aktinometriczeskije pribory i metody nabljudenij*. Gidrometeoizdat. Leningrad.
- Jaworski J., 1989. Matematyczne modelowanie procesu ewapotranspiracji z wykorzystaniem standardowych danych meteorologicznych. *Rocz. AR*. 201, Poznań, 13–24.
- Jaworski J., 2004. *Parowanie w cyklu hydrologicznym zlewni rzecznych*, PTG, Warszawa.
- Jaworski J., Paszyński J., 1978. Straty ciepła w procesie parowania terenowego i potencjalnego na tle innych czynników bilansu cieplnego powierzchni czynnej. *Przegl. Geof. R.* XXIII, z. 2.
- Jaworowski Z., 2001. Klimatem rządzi Słońce. *Nauka*, 1, 251–263.
- Jensen S.E., 1996. *Agroclimat at Taastrup 1961–90*. Jordbrugsforlaget, DK – 2630 Taastrup, Denmark.

- Jones P.D., Hulme M., Briffa K.R. 1992. A comparison of Lamb circulation types with an objective classification scheme. *J. Climatol.*, 13, 655–663.
- Kaczmarek Z., 1970. *Metody statystyczne w hydrologii i meteorologii*. Wyd. Kom. i Łączn., Warszawa.
- Kalvova J., Bednar J., 1980. Zmeny slunecneho svitu v Praze v letech 1961–85. *Met. Zpravy*, 42, 97–102.
- Kaiser D.P., Qian Y., 2002. Decreasing trends in sunshine duration over China for 1954–1998: Indication of increased haze pollution? *Geophys. Res. Lett.*, 29, 2042, doi: 10.1029/2002GL016057.
- Kannel M., Ohvril H., Teral H., Russak V., Kallis A., 2007. A simple parameterization of columnar aerosol optical thickness. *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.*, 56, 57–68.
- Kando M., Kawai T., Nakagawa K., 2005. A simple theoretical radiation scheme for regular building arrays. *Boundary – Layer Meteorol.*, 114, 71–90.
- Kanemasu E.T., Wesely M.L., Heiman J.L., 1979. Techniques for calculating energy and mass fluxes [in:] B.J. Barfield & J.F. Gerber (eds.), *Modification of the aerial environment of plants*. Am. Soc. of Agric. Engineers, St. Joseph Michigan USA, 156–182.
- Kapuściński J., 2000. Struktura bilansu cieplnego powierzchni czynnej na tle warunków klimatycznych środkowo-zachodniej Polski. *Roczn. AR w Poznaniu, Rozprawy Naukowe* 303, Poznań.
- Kapuściński J., Moczko J., 1990. Udział strumienia ciepła w glebie w strukturze bilansu cieplnego powierzchni czynnej. *Zesz. Nauk. AR Kraków* 246, Sesja Nauk., 27, 117–129.
- Karpińska Z., 1982. Warunki cieplne gleby [w:] *Agroklimatyczne podstawy melioracji wodnych w Polsce* pod red. S. Baca jr. PWRiL. Warszawa, 205–249.
- Kasperska-Wołowicz W., Łabędzki L., 2004. Porównanie ewapotranspiracji wskaźnikowej według Penmana i Penmana-Montheitha w różnych regionach Polski. *Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie*, t. 4, z. 2a (11), 123–136.
- Kasprowicz T., 2010. Prawidłowości przestrzenne występowania pokrywy śnieżnej w Polsce i próba ich regionalizacji [w:] Bednorz E. (red.), *Klimat Polski na tle klimatu Europy. Warunki termiczne i opadowe*. *Studia i Prace z Geografii i Geologii* nr 15. Wyd. Naukowe Bogucki, Poznań, 181–198.
- Kasprowicz T., Farat R., 2010. Snow cover occurrences in Poland [in:] *Climate Change Research* pod red. Jacka Leśnego. *Acta Agrophysica, Rozprawy i Monografie* nr 183, 71–90.
- Kaszewski B.M., 1992. Typy cyrkulacji a typy pogody w Polsce. *Rozprawy Habilitacyjne*, 42, Wyd. UMCS, Wydz. Biol. i Nauk o Ziemi, Lublin.
- Kendall M.G., 1970. *Rank correlation methods*, Griffin, London, 4th Edition.
- Kędziora A., 1996. Impact of climate and land use changes on heat and water balance structure in an agricultural landscape. *Zesz. Nauk. UJ, Zesz.* 102, 55–69.
- Kędziora A., 1999. *Podstawy agrometeorologii*. PWRiL., Poznań.
- Kędziora A., 2009a. Skutki zmian klimatycznych w rolnictwie i możliwości przeciwdziałania im [w:] *Meteorologia i hydrologia*. Red. R. Sziwa. *Polskie Towarzystwo Geofizyczne i Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej*, Warszawa, 79–103.
- Kędziora A., 2009b. Bilans wody i energii w krajobrazie rolniczym [w:] *Jakość środowiska, surowców i żywności*. *Materiały III Sympozjum naukowego*. Instytut Agrofizyki PAN, Instytut Fizjologii Roślin PAN, Instytut Genetyki Roślin PAN, Ogród Botaniczny PAN, Zakład Badań Środowiska Rolniczego i Leśnego PAN, Lublin 30–31.03, 279–282.

- Kędziora A., 2009c. Badania długoterminowych zmian użytkowania ziemi, ich skutki środowiskowe i społeczne [w:] Jakość środowiska, surowców i żywności. Materiały III Sympozjum naukowego. Instytut Agrofizyki PAN, Instytut Fizjologii Roślin PAN, Instytut Genetyki Roślin PAN, Ogród Botaniczny PAN, Zakład Badań Środowiska Rolniczego i Leśnego PAN, Lublin, 282–283.
- Kędziora A., 2010. Zmiany klimatyczne i ich wpływ na warunki wodne krajobrazu rolniczego [w:] Klimatyczne zagrożenia rolnictwa w Polsce pod red. Czesława Koźmińskiego, Bożeny Michalskiej i Jacka Leśnego. Rozprawy i Studia T. (DCCCXLVII) 773, Szczecin, 79–103.
- Kędziora A., Olejnik J., 2001a. Mapy rozkładu: salda promieniowania, gęstości strumieni ciepła odczuwalnego i utajonego [w:] Atlas klimatycznego ryzyka uprawy roślin w Polsce (edytorzy: Koźmiński C., Michalska B.). Uniwersytet Szczeciński, Szczecin, 26 a–c.
- Kędziora A., Olejnik J., 2001b. **Modelling of heat and water balances in an agricultural landscape** [in:] Development of european landscapes. Proceedings of the IALE European Conferences. Vol. 1, Publ. Instituti Geographici Universitatis Tartuensis 92, 136–141.
- Kędziora A., Olejnik J. 2002. Water balance in Agricultural Landscape and options for its management by change of plant cover structure of landscape [in:] Landscape ecology in agroecosystems management (ed. L. Ryszkowski). CRC Press, Boca Raton, London, New York, Washington D.C., 57–110.
- Kędziora A., Olejnik J., Eulenstein F., 2002. Water balances in agricultural landscapes and options for its management by change in plant cover structure [in:] Landscape Ecology in Agroecosystems Management. (red. L. Ryszkowski). CRC Press, (USA), 1–27.
- Kędziora A., Olejnik J., Tuchołka S., Leśny J. 2000. Ewapotranspiration with in the Wielkopolska and Cessieres landscape [in:] L'eau de la cellule au paysage, Ed. S. Wicherek. Elsevier, Paris, 93–104.
- Kędziora A., Olejnik J., Tuchołka S., Chojnicki B. 1999. Impact of plant development stage on heat and water balance structure of cultivated field located in the vicinity of Cessières (France) and in the Great Plain in Poland [in:] **Paysages agraires et Environment. Principes écologiques de gestion en Europe et au Canada**. Ed. S. Wicherek. CNRS Edition, Paris, 333–345.
- Kędziora A., Ryszkowski L. 1999, Does plant cover structure in rural areas modify climate change effects? *Geographia Polonica*, 72 (2), Warszawa, 65–88.
- Kędziora A., Ryszkowski L. 2001. Ocena wpływu struktury krajobrazu na bilans cieplny i wodny zlewni wraz z określeniem jej modyfikującej roli dla efektów zmian klimatycznych [w:] Funkcjonowanie geoekosystemów w zróżnicowanych warunkach klimatycznych – monitoring, ochrona, edukacja. Wyd. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań, 202–223.
- Kędziora A., Tamulewicz J., 1990. Bilans cieplny [w:] Obieg wody i bariery biogeochemiczne w krajobrazie rolniczym. Wyd. Naukowe Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Poznań, 47–57.
- Klein-Tank A.M.G., 2002. Daily dataset of 20th – century surface air temperature and precipitation series for the European climate assessment. *Int. J. Climatol.*, 22, 1441–1453.
- Kleniewska M., Gołaszewski D., Majewski G., Siedlecki P., 2009. System pomiaru głównych składników bilansu cieplnego łąki bagiennej w dolinie dolnej Biebrzy. *Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska*, z. 1 (43), 32–41.

- Kłysik K., 1974. Cechy dobowego i rocznego przebiegu usłonecznienia w Łodzi. Zesz. Nauk. UŁ, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, Seria II, z. 63, 23–32.
- Kłysik K., Fortuniak K., Pawlak W., Siedlecki M., 2010a. Pomiar turbulencyjnych i radiacyjnych składników bilansu cieplnego w Łodzi [w:] XXXIV Ogólnopolski Zjazd Agrometeorologów i Klimatologów „Rola Agrometeorologii i Klimatologii w Badaniu i Kształtowaniu Środowiska”, Mierzęcin 2009, 15–16.
- Kłysik K., Fortuniak K., Pawlak W., Siedlecki M., 2010b. Turbulencyjny strumień ciepła jawnego na terenach miejskich – wstępne porównania metody scyntylogometrycznej i kowariancji wirów [w:] Bednorz E., Kolendowicz L. (red.) – Klimat Polski na tle klimatu Europy. Zmiany i ich konsekwencje. Seria: Studia i Prace z Geografii i Geologii nr 16, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 151–162.
- Kmito A.A., Sklarow J.A., 1981. Pirgeliometrija. Gidrometeoizdat. Leningrad.
- Kmito A.A.V., Klevantsova A., Sklyarov J.A., 1983. Introducing the new pyr heliometric scale, *Sov. Meteorol. Hydrol.*, 10, 99–101.
- Kondratyev K.Y., 1954. Radiation Energy of the Sun (in Russian). Gidrometeorol. Izdatelstvo Saint Petersburg, Russia.
- Kondratiev K.Y., 1965. Actinometry (in Russian). Gidrometeorol. Izdatelstvo Saint Petersburg, Russia.
- Kondratiev K.J., Binienko B.I., 1984. Wlianie obłaczności na radiacju i klimat. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Kondratiev K.J. i in., 1981. Albedo i ugiętość charakterystyki oświecenia podłoża powierzchni i obłoków. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Kondratiev K.J., Galindo I., 1997. Volcanic Activity and Climate 382 pp., A. Deepak, Hampton, Va.
- Konstantinowa T.S., Boloban J., Paszyński J., Krawczyk B., 1994. Przestrzenna i czasowa zmienność składników bilansu cieplnego w terenie o pagórkowatej rzeźbie. Zesz. IGiPZ, PAN, Warszawa 26, 5–20.
- Kosiba A., 1948. Klimat Ziemi Śląskiej. Wydawnictwa Instytutu Śląskiego, Katowice–Wrocław.
- Kosiba A., 1949a. Częstość szaty śnieżnej na Dolnym Śląsku. Wrocławskie Towarzystwo Naukowe.
- Kosiba A., 1949b. Zagadnienie współczesnych oscylacji klimatycznych. *Czasopismo Geograficzne* t. XX.
- Kossowski J., 1999. Strumień i akumulacja ciepła w glebie podczas dni o różnych warunkach atmosferycznych [w:] Modelowanie i monitorowanie procesów agrofizycznych w środowisku glebowym pod red. R. Walczaka. PTA, Lublin, 44–47.
- Kossowski J., 2000/2001. Strumień ciepła w glebie wyznaczany wybranymi metodami obliczeniowymi. *Annales UMCS, Sectio B*, Vol. LV/LVI, Lublin, 189–195.
- Kossowski J., 2003. Wpływ warunków meteorologicznych na strumień ciepła w glebie. *Przegl. Nauk. Inż. Kszt. Środ.*, 12, 1(26), 114–119.
- Kossowski J., 2005. Problemy metodyczne pomiaru strumienia ciepła w glebie: weryfikacja danych względem uzyskanych inną metodą. *Przegl. Nauk. Kszt. Środ.*, 14, 2 (32), 60–71.
- Kossowski J., 2006. Błędy pomiaru strumienia ciepła w glebie za pomocą płytek strumieniometrycznych i metody ich korekty. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sectio B*, Vol. LXI, Lublin, 208–218.
- Kossowski J., 2007. O relacji między strumieniem ciepła w glebie a promieniowaniem słonecznym. *Acta Agrophysica*, 10(1), 121–135.

- Kossowski J., 2008. O możliwościach i dokładności szacowania strumienia ciepła wnikającego do gleby podczas dnia na podstawie danych meteorologicznych. *Acta Agrophysica* 161, Vol. 12 (1), 125–141.
- Kossowski J., Sikora E., 1977. Comparison of heat accumulation in the soil in a rye field, potato field and in a field without plant cover. *Ekol. Pol.*, 25, 1, 163–173.
- Kotarba A. Z., 2010. Satelitarne obserwacje zasięgu pokrywy śnieżnej w Polsce. Grupa GMES, Centrum Badań Kosmicznych PAN.
- Kowalik P., 1980. Modelowanie przestrzenno-czasowych potrzeb wodnych produkcji roślinnej. *Przeł. Geof.*, R. XXV, z. 3–4.
- Kozłowska-Szczęsna T., 1973a. Rozkład i przebieg albedo w Polsce. *Przeł. Geograficzny*, XLV, 2, 341–351.
- Kozłowska-Szczęsna T., 1973b. Promieniowanie pochłonięte na terenie Polski, *Przeł. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 99.
- Kozłowska-Szczęsna T., Podogrocki J., 1995. Antropogeniczne zmiany warunków radiacyjnych w Warszawie [w:] Kłysik K. (red.), *Klimat i bioklimat miast*, Wyd. UŁ, 87–97.
- Kozłowska-Szczęsna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1997. *Bioklimatologia człowieka*. IGiPZ PAN, Warszawa.
- Kozyra J., Górski T., 2004. Wpływ zmian klimatu na uprawę roślin w Polsce [w:] *Klimat – środowisko – człowiek*. Polski Klub Ekologiczny, Okręg Dolnośląski, Wrocław.
- Kożuchowski K., 1989. Makrotypy ogólnej cyrkulacji atmosfery a temperatura w Polsce. *Przeł. Geof. R.* XXXIV, z. 4, PWN, Warszawa.
- Kożuchowski K., 1995. Głębokie cyklony, antycyklony i cyrkulacja strefowa nad Europą (1900–1990). *Przeł. Geof.*, z. 3, 161–171.
- Kożuchowski K., 2003a. Cyrkulacyjne czynniki klimatu. *Czas. Geogr.*, 74 (1–2), 93–105.
- Kożuchowski K., 2003b. Variations of hemispheric zonal index Since 1899 and its relationships with air temperature. *Int. J. Climatol.*, 13, 853–864.
- Kożuchowski K., 2005. *Meteorologia i klimatologia*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Kożuchowski K., 2011. *Klimat Polski. Nowe spojrzenie*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Kożuchowski K., Degirmendzić J., Fortuniak, K., Wibig J., 2000. Trends to changes in seasonal aspects of the climate of Poland. *Geographia Polonica*, Vol. 73, No 2, 7–24.
- Kożuchowski K., Marciniak K., 1986. Fluktuacje kontynentalizmu klimatu Polski na tle warunków cyrkulacyjnych i solarnych. *Przeł. Geof. Z.* 72, Warszawa – Łódź.
- Koźmiński C., 1983. Kształtowanie się temperatury gleby na głębokości 5 cm na stacji agrometeorologicznej w Lipkach k/Stargardu w zależności od czynników meteorologicznych. *Zesz. Nauk. AR w Szczecinie, Rolnictwo* XXX, 99, 81–92.
- Koźmiński C., Michalska B., 2005. *Usłonecznienie w Polsce*. AR Szczecin, Uniwersytet Szczeciński.
- Koźmiński C., Michalska B., Leśny J., 2010. Klimatyczne zagrożenia rolnictwa w Polsce. *Rozprawy i Studia T(DCCCXLVII) 773*, Uniwersytet Szczeciński, Szczecin.
- Krzyścin, J.W., 2008. Statistical reconstruction of daily total ozone over Europe 1950 to 2004, *Journal of Geophysical Research*, vol.113, D07112.
- Krzyścin, J.W., B. Rajewska-Więch, 2009. Trends in the ozone vertical distribution from the Umkehr observations at Belsk, 1963–2007, *International Journal of Remote Sensing*, vol.28.



- Kuchar L., 2004. Using WGENK to generate synthetic daily weather data for modelling of agricultural processes. *Mathematics and Computers in Simulation*, 65, 69–75.
- Kuchar L., 2006. Weather Generator a Tool for Supporting Agricultural Modelling. *Bornimer Agrartechnische Berichte*, 55, 39–45.
- Kuchar L., 2009. Application of mathematical methods for crop yield estimation of the influence of expected global warming in 2050 on the yields of major crops in Poland [in:] *Climate Change and Agriculture in Poland – Impact, mitigation and adaptation measures* red. J. Leśny). *Acta Agrophysica* 169, 52–63.
- Kuchar L., Bac S., 2001. Evaluation of potential evaporation during 1990–2030 using Turc formula, GISS scenario and data. *Zesz. Nauk. AR – Wrocław, Ser. Inż. Środ.*, 413, 263–270.
- Kuczmarzka L., 1970. O związku między całkowitym promieniowaniem słonecznym a czasem usłonecznienia w Polsce. *Wiad. Śl. Hydr. Met.*, t. VI, z. 2 (82), 51–55.
- Kuczmarzka L., 1975. Usłonecznienie [w:] *Narodowy Atlas Polski*, III 19, Ossolineum, Wrocław.
- Kuczmarzka L., Kuczmarzki M., 1998. Struktura usłonecznienia w Polsce. *Przegl. Geogr.*, 1/2, 101–110.
- Kuczmarzka L., Paszyński J., 1964a. Przebieg roczny całkowitego promieniowania słonecznego w Polsce. *Przegl. Geofiz.*, 3/4, 275–279.
- Kuczmarzka L., Paszyński J., 1964b. Rozkład promieniowania całkowitego na obszarze Polski. *Przegl. Geogr.*, 4, 691–702.
- Kuczmarzki M. 1982. Usłonecznienie w Polsce w okresie 1961–1970. *Warszawa, Czas. Geogr.* 53, 149–157.
- Kuczmarzki M., 1977. Charakterystyka usłonecznienia północnych regionów Polski w okresie 1961–1970. *Zesz. Nauk. ART. Olsztyn, Rolnictwo*, 21, 127–133.
- Kuczmarzki M., 1979. Charakterystyka usłonecznienia południowych regionów Polski w okresie 1961–1970, *Dok. Geogr. IGiPZ*, 2, 73–83.
- Kuczmarzki M., 1990. Usłonecznienie Polski i jego przydatność dla helioterapii. *Dok. Geogr.*, 4.
- Kuczmarzki M., Paszyński J., 1981. Zmienność dobową i sezonową usłonecznienia w Polsce. *Przegl. Geogr.*, 4, 779–791.
- Kundzewicz Z. W., 2000. *Gdyby mała wody miarka... Zasoby wodne dla trwałego rozwoju*. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
- Kundzewicz Z. W., Józefczyk D., 2008. Temperature – related climate extremes in the Potsdam observation record. *Geografie (Praga)*, 113 (4), 372–382.
- Kundzewicz Z. W., Szwed M., Radziejewski M., Dysarz T., Pińskwar I., 2008. Woda i zmiany globalne (Water and climate change – WATCH) [w:] *Jakość środowiska, surowców i żywności. Materiały II Sympozjum Naukowego*. Instytut Agrofizyki PAN w Lublinie, Instytut Fizjologii Roślin w Krakowie, Instytut Genetyki Roślin PAN w Poznaniu, Ogród Botaniczny PAN, Zakład Badań Środowiska Rolniczego i Leśnego PAN, Poznań, 317–319.
- Kustas W.P., Dauthry C.S.T., 1990. Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data. *Agric. For. Meteorol.* 49, 205–223.
- Kuziemska D., 1987. Zróżnicowanie temperatury powietrza na obszarze Polski a typy cyrkulacji atmosferycznej nad Europą Środkową. *Przegl. Geof. R.* XXXII, z. 3, PWN, Warszawa–Łódź.

- Kühn L., 1976. Wykonanie pomiarów poszczególnych składników bilansu radiacyjnego. Instrukcja Zakładu Fizyki Atmosfery IMGW, Warszawa.
- Kühn L., Żółtowska K., 1977. Natężenie bezpośredniego promieniowania słonecznego i jego skład spektralny w okresie wegetacyjnym w Polsce. Mat. IV Sem. Fitoaktywn., IUNG, Puławy.
- Landsberg H.E., 1981. *The Urban Climate*. Academic Press, New York.
- Lean J., 1997. The Sun's Variable Radiation and its Relevance for Earth. *Annu. Rev. Astron. Astrophys.*, 35, 33–67.
- Legg B., Montheith J., 1975. Heat and mass transfer within plant canopies [w:] *Heat and Mass Transfer in the Biosphere*. John Willey and Sons, Washington, 167–186.
- Leśny J., 2009. Climate Change and Agriculture in Poland – Impact, mitigation and adaptation measures. *Acta Agrophysica* 169.
- Leśny J., 2010. *Meteorology and Climatology Research (red.)*. Rozprawy i Monografie 184.
- Leśny J., 2011. Bilans cieplny powierzchni czynnej wybranych upraw w Wielkopolsce. *Rozprawy Naukowe* 429, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu.
- Leśny J., Chojnicki B. H., Kędziora A., Eulenstein F., 2001a. Automatyczny system pomiarowy do badania struktury bilansu cieplnego – od cechowania do prac polowych. *Acta Agrophysica* 57, 57–67.
- Leśny J., Chojnicki B.H., Olejnik J., 2002. Ocena bilansu cieplnego wybranych powierzchni czynnych metodą Bowena. *Roczniki AR w Poznaniu*, t. 342, z. 23, *Melioracje i Inżynieria Środowiska*, 349–354.
- Leśny J., Olejnik J., Stanikowska M., 2001b. Parametryzacja stosunków Bowena oraz składników bilansu cieplnego nad powierzchnią czynną pozbawioną roślin. *Roczniki AR w Poznaniu* t. 329, z. 21, *Melioracje i Inżynieria Środowiska*, 137–141.
- Leśny J., Szoszkiewicz K., Juszczak R., Olejnik J., Serba T., 2007. Wskaźnik ulistowienia LAI roślinności drzewiastej i krzewiastej terenów podmokłych. *Acta Agrophysica*, 9, 3, 673–684.
- Liepert B.G., Kukla G.J., 1997. Decline in Global Solar Radiation with Increased Horizontal Visibility in Germany between 1964 and 1990. *Journal of Climate*, Vol.10, 2391–2401.
- Lewik P., Matuszko D., Morawska–Horawska M., 2010. Multi–annual variability of cloudiness and sunshine duration in Cracow between 1826 and 2005 [in:] Przybylak R, Majorowicz J, Brzdil R, Kejna M. (eds) *The Polish Climate in the European Context: An Historical Overview*. Springer, Berlin Heidelberg New York, 341–353.
- Liepert B.G., 2002. Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1421, doi: 10.1029/2002GL014910.
- Limanówka D., Ustrnul Z., 1993. Changes of sunshine duration in the altitude profile of the Polish Western Carpathians. *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.* 95, 116–124.
- Liou K.N., 1980. *An introduction to atmospheric radiation*. Academic Press, New York.
- Lityński J., 1969. Liczbowa klasyfikacja typów pogody i typów cyrkulacji dla Polski. *Prace PIHM*, z. 97.
- Loginov V.F., 1973. *Charakter słoneczno – atmosferycznych swjazej*. Gidrometeoizdat. Leningrad.
- Lorenc H., 2000. *Studia nad 220-letnią (1779–1998) serią temperatury powietrza w Warszawie oraz ocena jej wiekowych tendencji*. Mat. Badaw. IMGW, *Meteorologia* 31, Warszawa.



- Łabędzki L., 2006. Agricultural droughts – an outline of problems and methods of monitoring and classification, Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie. Rozprawy Naukowe i Monografie, 17.
- Łabędzki L., 2007. Irrigation in Poland – current status after reforms in agriculture and future development. *Journal Water Land Development*, 11, 3–16.
- Łupikasza E., Niedźwiedz T., Twardosz R., 2010. **Snowfall in Krakow and its link to atmospheric circulation during the period 1951–2008** [in:] *Climate Change Research* pod red. Jacka Leśnego. *Acta Agrophysica, Rozprawy i Monografie*, nr 183, 90–108.
- Łykowski B., 1968. O pomiarach albedo roślin zielonych. *Ekol. Pol. ser. B*, t. 14, z. 1. Warszawa.
- Manning A.C., Keeling R.F., 2006. Global oceanic and land biotic carbon sinks from the Scripps atmospheric oxygen flask sampling network. *Tellus*, 58B, 95–116.
- Marciniak K., Wójcik G., 1991. **The variation of sunshine duration in the middle part of northern Poland during the period 1946–1989**. *Zesz. Post. Nauk Roln.*, 396, 109–115.
- Marsz A.A., 2005. O oceanicznych uwarunkowaniach cyrkulacyjnego i termicznego charakteru zimy w Polsce i środkowej Europie. *Akademia Morska, Gdynia*.
- Marsz A.A., 2009. Współczesne ocieplenie – oceaniczna kontrola klimatu. <http://informe.com/go/?domain=ocean.am.gdynia.pl&url=http://ocean.am.gdynia.pl&keyword>
- Marsz A.A., 2010. Rola międzystrefowej cyrkulacji południkowej nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego w kształtowaniu niektórych cech klimatu Arktyki Atlantycznej, *Problemy Klimatologii Polarnej* 20, Gdynia, 7–30.
- Marsz A., Styszyńska A., 2002. Oscylacja Północnoatlantycka i jej wpływ na warunki klimatyczne i hydrologiczne Polski. *Akademia Morska, Gdynia*.
- Marsz A., Styszyńska A., 2006. O „arktycznych” i „atlantyckich” mechanizmach sterujących zmiennością temperatury powietrza na obszarze Europy i północno-zachodniej Azji. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 16, 47–89.
- Masson V., 2000. A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models, *Boundary – Layer Meteorol.*, 94, 357–397.
- Matul K., 1961. Bilans radiacyjno-ciepły w Polsce. Stan, ewolucja i zastosowanie w gospodarce wodnej. *Wyd. Tow. Nauk. Ekspertów Budowl. W Polsce, Warszawa*.
- Matul K., Bac S., Baranowski., 1968. Określanie elementów bilansu ciepłego dla wyznaczania parowania terenowego. *Prace i Studia Kom. Gosp. Wodnej i Surowc. PAN*, Nr 9.
- Matuszko D., 1992. Wieloletnie zmiany zachmurzenia w Krakowie. *Zesz. Nauk. UJ. Prace Geogr.*, 88, 147–156.
- Matuszko D., 2001. **Long – term observation of cloud cover in Cracov (1792–2000)**. *Geographia Polonica*, 74, 2, 41–56.
- Matuszko D., 2003. Cloudiness Changes in Cracov in the 20th Century. *J. Climatology*, 23, 8, 975–984.
- Matuszko D. (red.), 2007. *Klimat Krakowa w XX wieku*. Wyd. IGI GP Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków.
- Matuszko D., 2009. Wpływ zachmurzenia na usłonecznienie i całkowite promieniowanie słoneczne na przykładzie krakowskiej serii pomiarów. *Wyd. Uniwersytetu Jagiellońskiego*.
- Matuszko D., Soroka J., 2009. Spostrzeżenia dotyczące wpływu zachmurzenia na maksymalne wartości natężenia całkowitego promieniowania słonecznego. *Prace Geograficzne IG i GP UJ*, 122, 169–168.
- Max. well E.L., Marion W.F. Myers D.R., Rymes M.D., Wilcox S.M., 1995. National solar radiation data base (1961–1990). NREL Final Tech. Rep. NREL/TP – 463 – 5784 DE9500262.

- Menne M.J., Williams C.N., 2009. Homogenization of temperature series via pair wise comparisons. *J. Climate*, 22, 1700–1717.
- Mc Cormac B., 1971. *Introduction to the scientific study of atmospheric pollution*. Dordrecht – Holland.
- Miara K., Paszyński J., 1984. Roczny przebieg albedo powierzchni trawiastej w Polsce. *Przeegląd Geograficzny*, T. LVI, z. 3–4. Warszawa, 127–143.
- Miara K., Paszyński J., Grzybowski J., 1987. Zróżnicowanie przestrzenne bilansu promieniowania na obszarze Polski. *Przeegl. Geogr.* 4. Warszawa, 487–509.
- Michałowska-Smak A., 1979. Spatial distribution of the net long-wave radiation in Poland. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, D–9 (132), 75–96.
- Michałowska-Smak A., 1981. Seasonal and secular changes of atmospheric turbidity in Warsaw and Belsk in the interval 1957 – 80. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, D–13 (149), 115–131.
- Miętus M., 1998. O rekonstrukcji i homogenizacji wieloletnich serii średniej miesięcznej temperatury ze stacji w Gdańsku-Wrzeszczu (1851–1995). *Wiad. IMGW*, XXI (XLII), 2, 41–63.
- Miętus M., 2002a. Czy homogenizacja długoletnich serii klimatologicznych jest niezbędna? [w:] *Działalność naukowa profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja*. UMK, Toruń, 337–341.
- Miętus M., 2002b. O ciągłości i jednorodności wieloletnich serii klimatycznych na przykładzie rezultatów pomiarów w Koszalinie [w:] *Działalność naukowa profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja*. UMK, Toruń, 321–337.
- Migała K., Dubicka M., 1997. Elements of radiation and heat balance in the vegetation season of the subalpine belt of the Western Karkonosze Mts. *Acta Univ. Wratisl.*, No 1950, *Prace Inst. Geogr.*, Seria C., *Meteorologia i Klimatologia*, Vol. IV, 43–55.
- Mazij S., Kowalski J., Woźny F., Szpikowski A., Krężel J., 1965. Ekspertyza hydrogeologiczna i gleboznawcza pól ustalonych na Swojcu k/Wrocławia. *Katedra Agro- i Hydrometeorologii AR we Wrocławiu (maszynopis)*.
- Molga M., 1980. *Meteorologia rolnicza*. PWRiL, Warszawa.
- Monteith J.L., 1977. *Fizyka środowiska biologicznego*. PWN, Warszawa.
- Monteith J.L., Unsworth, 1990. *Principles of Environmental Physics (second edition)*. Arnold, London.
- Morawska-Horawska M., 1963. Zachmurzenie i usłonecznienie Krakowa w latach 1859–1958. *Prace PIHM*, z. 81, *Wyd. Kom. i Łączn.*, Warszawa.
- Morawska-Horawska M., 1984. Współczesne zmiany w zachmurzeniu i usłonecznieniu Krakowa na tle 120-lecia. *Przeegl. Geofiz.*, z. 3, 271–284.
- Morawska-Horawska M., 1985. Cloudiness and sunshine in Cracow 1861–1980 and its contemporary tendencies. *J. Climatol.*, 5, 633–642.
- Morawska-Horawska M., 2002. Tendencje zachmurzenia i usłonecznienia Krakowa w latach 1861–1990. *Materiały Sympozjum Klimatologicznego na Uniwersytecie Mikołaja Kopernika*, Toruń 1 17 IX 1993, 341–351.
- Morton F.J., 1983. Operational estimates of evapotranspiration and their significance to the science and practice on hydrology. *J. Hydrology* 66, 11/4, 1–76.
- Müscheler R., Jaos F., Müller A.A., Snowball I., 2005. Climate—How unusual is today's solar activity, *Nature*, V436, N7050, E3 – E4.

- Musiał M., 1995. Wpływ powierzchni listowia na składowe bilansu cieplnego w modelu Penmana–Monteitha. *Rocz. AR, Poznań*, 271, 16, 51–61.
- Musiał E., 2001. Modelowanie procesu ewapotranspiracji rzeczywistej i prognozowanie jego tendencji. *Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu*, nr 412, Rozprawy CLXXXI.
- Musiał E., Rojek M., Gąsiorek E., 1997. Strumień ciepła glebowego oraz opory sklepienia szaty roślinnej w procesie ewapotranspiracji zbóż jarych. *Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu, Konf. XV*, nr 313, 153–160.
- Niedziałek H., 1981. Całkowite promieniowanie słoneczne a masy powietrzne w Puławach w latach 1966–1975. *Przegl. Geof. R.* 26, z. 1–2.
- Niedziałek H., 1982. Próba porównania mas powietrznych pod względem warunków dopływu promieniowania całkowitego mierzonego w Puławach. *Folia Soc. Sc. Lublinensis*, 24, Geografia.
- Niedziałek H., 1985a. Bezpośrednie promieniowanie słoneczne w masach powietrznych w Puławach (1970–1975). *Biul. Lub. Tow. Nauk., Geografia*, V. 25, 1983, nr 1–2.
- Niedziałek H., 1985b. Promieniowanie rozproszone w Puławach w różnych masach powietrznych (1970–1975). *Biul. Lub. Tow. Nauk., Geografia*, V. 25, 1983, nr 1–2.
- Niedźwiedź T., 1981. Sytuacje synoptyczne i ich wpływ na zróżnicowanie przestrzenne wybranych elementów klimatu w dorzeczu górnej Wisły. *Rozprawy Habilitacyjne UJ, Prace Geogr.*, z. 41.
- Niedźwiedź T., 1988. Kalendarz sytuacji synoptycznych dla dorzecza górnej Wisły (1951–1985). *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, z. 71.
- Niedźwiedź T., 1995. Wieloletnia zmienność wskaźników cyrkulacji atmosfery nad Polską południową [w:] Krawczyk B., Błażejczyk K. (red.). *Współczesne badania klimatologów polskich w kraju i za granicą, Sympozjum z okazji 40-lecia Zakładu Klimatologii IGiPZ PAN, Radzików, 7–8 listopada 1994 Conference Papers 23, IGiPZ PAN*, 7–18.
- Niedźwiedź T. (red.), 2003. *Słownik meteorologiczny, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa*.
- Niedźwiedź T., 2007. Kalendarz typów cyrkulacji dla Polski południowej, Uniwersytet Śląski, Katedra Klimatologii w Sosnowcu, <http://klimat.wnoz.us.edu.pl/podstrony/kalendarztn.html>
- NOAA Space Environment Laboratory On-Line Solar and Geophysical Data. NASA. Goddard Space Flight Center, [http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD\\_SEL-01.html](http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD_SEL-01.html)
- Norris J.R., Wild M., 2007. Trends in aerosol radiative effects over Europe inferred from observed cloud cover, solar “dimming” and solar “brightening.” *J. Geophys. Res.*, 112, D08214, doi:10.1029/2006JD007794.
- Nowosad M., 2000. Sezony cyrkulacyjne w dorzeczu górnej Wisły w okresie 1874–1998 [w:] *Geografia XXXI, Acta Univ. Nicolai Copernici, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, zesz. 106, Toruń*, 213–226.
- Offerle B., Grimmond C.S.B., Fortuniak K., Oke T.R., Kłysik K., 2002. Analysis of long-term observations of urban surface–atmosphere energy exchange [in:] *Proc. 4th Symp. Urban Env., Norfolk, Amer. Meteorol. Soc.*, 2829.
- Offerle B., Grimmond C.S.B., Fortuniak K., Kłysik K., Oke T.R., 2006a. Temporal variations in heat fluxes over a central European city centre. *Theor. Appl. Climatol.*, 84, 103–115.
- Offerle B., Grimmond C.S.B., Fortuniak K., Pawlak W., 2006b. Intra-urban differences of surface energy fluxes in a central European city. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 45, 125–136.

- Ohvril H., Teral H., Lennart N., Kannel M., Uustare M., Tee M., Russak V., Okulov O., Jõeveer A., Kallis A., Ohvril T., Terez E., Terez G., Gushchin G. K., Abakumova G.M., Gorbarenko E. V., Tsvetkov A. V., Laulainen N., 2009. Global dimming and brightening versus atmospheric column transparency, Europe, 1906–2007. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 114, D00D12, 17 PP., doi:10.1029/2008JD010644.
- Ojrzyńska H., 2011. Modelowanie wysokości pokrywy śnieżnej w Sudetach Zachodnich [w:] *Analizy przestrzenne z wykorzystaniem GRASS pod red. Pawła Netzela, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego*, t. 15, 43–50.
- Oke T.R., 1995. *Boundary layer climates*. Methuen, London.
- Olecki Z., 1973. Wpływ miasta na niektóre elementy bilansu radiacyjnego na przykładzie Krakowa. *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, 32, 105–118.
- Olecki Z., 1975. Oddziaływanie dużego ośrodka miejsko-przemysłowego na dopływ promieniowania słonecznego (na przykładzie Krakowa). *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, 41, 37–86.
- Olecki Z., 1989. *Bilans promieniowania słonecznego w dorzeczu Górnej Wisły. Rozprawy Habilitacyjne UJ*, 157, Kraków.
- Olecki Z., 1992. Prześroczystość atmosfery w krakowskiej aglomeracji miejsko-przemysłowej. *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, z. 90, 25–32.
- Olejniak J., 1988. The empirical method of estimating mean daily and mean ten-day values of latent and sensible-heat near the ground. *J. Appl. Meteorol.*, 12, 1358–1369.
- Olejniak J., 1996. Modelowe badania struktury bilansu cieplnego i wodnego zlewni w obecnych i przyszłych warunkach klimatycznych. *Rocz. AR w Poznaniu, Rozprawy Naukowe* 268, Poznań.
- Olejniak 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.
- Olejniak J., Kędziora A., Eulenstein F., Józefczyk D., 2000a. The general knowledge and understanding of some climatological phenomena. *Prace Geograf. UJ Kraków*, Z. 108, 57–64.
- Olejniak J., Leśny J., Eulenstein F., 2000b. The application of Fourier expansion for estimating the annual variation of the vertical gradient of some meteorological parameters. *Geographia Polonica* vol. 73, 141–152.
- Olejniak J., Leśny J., Kędziora A. 2000c. The method of estimation of Bowen ratio areal distribution by parametrization based on meteorological and land-use data. *Prace Geogr. UJ Kraków*, z. 108, 407–413.
- Olejniak J., Eulenstein F., Leśny J., Wilms M., 2000d. Modifikation der Bowen-Verhältnis-Methode zur Abschätzung der Evapotranspiration in heterogenen Landschaften. *z. f. Kulturtechnik und Landentwicklung*, Vol. 41(6), 247–252.
- Olejniak J., Eulenstein F., Willms M., 2000e. Mesoscale heat and water balance structure under present and future climatic conditions – catchment case study in southern part of Germany. *Prace Geograf. UJ Kraków*, z 107, 397–405.
- Olejniak J., Eulenstein F., Kędziora A., Werner A., 2001a. Comparison of daily evapotranspiration rate using data from water balance model and modified Bowen ratio method. *International Agrophysics*, 15, 37–49.
- Olejniak J., Eulenstein F., Kędziora A., Werner A., 2001b. Evaluation of water balance model using data for bare soil and crop surfaces in middle Europe. *Agricultural and Forest Meteorology*, 106, 2, 105–116.

- Olejnik J., Kędziora A., Eulenstein F., 2002. Mitigation of radiation and heat balance structure by plant cover structure [in:] *Landscape Ecology in Agroecosystems Management*. red. L. Ryszkowski, CRC Press, 27–56.
- Oliver S.A., Oliver H.R., Wallace J.S., Roberts A.M., 1987. Soil heat flux and temperature variation with vegetation, soil type and climate. *Agric. For. Meteorol.*, 39, 257–269.
- Olszewski K., 1990. Zmiany dobowe wielkości zachmurzenia w różnych masach powietrznych. *Przegl. Geof.* XXXV, z. 3–4.
- Olszewski K., 1991. Makrotypy cyrkulacji atmosferycznej a zmiany dobowe temperatury powietrza. *Przegl. Geof. R.* XXXVI, z. 1, Warszawa–Łódź.
- Osuchowska-Klein B., 1975. Prognostyczne aspekty cyrkulacji atmosferycznej nad Polską, *Prace IMGW*, nr 7, Warszawa, 4–51.
- Osuchowska-Klein B., 1978. Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej. IMGW. Wyd. Kom. i Łączn., Warszawa.
- Osuchowska-Klein B., 1987. Zmienność cyrkulacji atmosferycznej w Europie w bieżącym stuleciu. *Przegl. Geof. R.* XXXII, z. 1, PWN, Warszawa–Łódź.
- Osuchowska-Klein B., 1993. Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej. IMGW. Wyd. Kom. i Łączn., Warszawa.
- Paczos S., 1982. Stosunki termiczne i śnieżne zim w Polsce. *Rozprawy Habilitacyjne 24*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Palmage G.W., 1976. *Radiation Processes*. Elsevier, Amsterdam.
- Paltridge G.W., Platt C.M.R., 1976. *Radiative processes in meteorology and climatology*. Elsevier Sc., Amsterdam.
- Papež A., 1973. Pokles slonecnihov svitu vlivem zncistenim ovsdusi v Praze na Karlove. *Meteorom. Zpravy*, XXVI, 136–140.
- Pasierski Z., Bac S., 1989. The effect of solar radiation on evapotranspiration. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, z. 369, PAN, Warszawa.
- Paszyński J., 1966. Atlas bilansu promieniowania w Polsce. Materiały do bilansu cieplnego Polski. *IG PAN Dok. Geogr.*, 4, Warszawa, 1–18.
- Paszyński J., 1972. Studies on heat balance and an evapotranspiration. *Geogr. Polon.*, 22, 35–51.
- Paszyński J., Miara K., 1994. Promieniowanie, temperatura powietrza [w:] *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa.
- 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* (red. L. Starkel) PWN, Warszawa, 288–343.
- Paszyński J., Rojan P., 1991. Związek między usłonecznieniem a strukturą całkowitego promieniowania słonecznego. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, z. 396, Lublin.
- Pawłak W., 1988. Pomiar wielkości usłonecznienia za pomocą nowego typu heliografu. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Ser. A.*, 39.
- Pawłak W., 2009. Efektywne albedo powierzchni miejskiej. *Acta Univ. Lodz. Folia Geogr. Phys.* 9.
- Pawłak W., 2010. Ekstremalne wartości turbulencyjnego strumienia dwutlenku węgla netto w centrum Łodzi na tle warunków meteorologicznych [w:] *Bednorz E., Kolendowicz L. [red.] Klimat Polski na tle klimatu Europy. Zmiany i ich konsekwencje*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, 163–175.

- Pawlak W., Fortuniak K., 2002. Estimation of the effective albedo of the urban canyon – comparison of the two different algorithms, Proc. Int. Conf. Man and Climate in the 20th Century, Wrocław, 13–15 June 2002, 72–73.
- Pawlak W., Fortuniak K., 2003a. Estimation of the effective albedo of the urban canyon – comparison of the two different algorithms. Acta Universitatis Wratislaviensis Nr 2542, Studia Geograficzne LXXV, Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego, 377–384.
- Pawlak W., Fortuniak, K., 2003b. Application of physical model to study effective albedo of urban canyon [in:] K. Kłysik, T.R. Oke, K. Fortuniak, C.S.B. Grimmond, J. Wibig (ed.) Fifth International Conference on Urban Climate, 1–5 September 2003, Łódź, Poland, Proceedings, Vol. 1, 233–236.
- Pawlak W., Fortuniak K., Kłysik K., Wibig J., Siedlecki M., Offerle B.D., Grimmond S., 2004. Pomiary składników bilansu energetycznego w Łodzi w latach 2000–2004, Acta Geographica Lodz., 89, 179–194.
- Pawlak W., Fortuniak K., Offerle B., Grimmond C.S.B., 2007. Zastosowanie metody korelacyjnej do pomiarów strumieni CO<sub>2</sub> i H<sub>2</sub>O z powierzchni trawiastej. Prz. Geof., L II, 2, 95–106.
- Pawlak W., Fortuniak K., Podstawczyńska A., 2005. The influence of Urban canyon parameters on downward total solar radiation values – measurements and modelling, DWD. Annales der Meteorologie, 41(1), 200–203.
- Pawlak W., Fortuniak K., Siedlecki M., 2009. Carbon dioxide flux in the center of Łódź, Poland – analysis of two years eddy covariance measurements data set. Proc. 7th Int. Conf. on Urban Climate, 29 June–3 July 2009, Yokohama, Japan (CD-rom).
- Pawlak W., Siedlecki M., 2003. Radiation temperatures of the different vertical surfaces of the buildings in Łódź [in:] Kłysik K., Oke T.R., Fortuniak K., Grimmond C.S.B., Wibig J. (ed.) Fifth International Conference on Urban Climate, 1–5 September 2003, Łódź, Poland, Proceedings, Vol. 1, 237–240.
- Persson T., 1999. Solar radiation climate in Sweden. Physics and Chemistry of the Earth. (B), 24, 275–279.
- Philip J.R., 1961. The theory of heat flux meter. J. Geophys. Res., 66, 571–579.
- Pinker R.T., Zhang B.E., Dutton G., 2005. Do satellites detect trends in surface solar radiation? Science, 308, 850–854.
- Piasecki J., 1995. Pokrywa śnieżna na Szrenicy w latach 1960–1990 i klasyfikacja śnieżności zim [w:] Klimat Dolnego Śląska pod. red. L. Pyki, Prace Instytutu Geograficznego, Seria C, Meteorologia i Klimatologia, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, 23–59.
- Piotrowicz K., 1996. Variability of the number of days with snowfall and days with snow cover against the background of air temperature changes in winter in Cracow [in:] Obrębska-Starkel B., Niedźwiedz T. (red.) Proceedings of the international conference on climate dynamics and the global change perspective. Kraków, 17–20 października 1995, Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr., 102, 435–440.
- Piotrowicz K., 2010. Sezonowa i wieloletnia zmienność typów pogody w Krakowie. Wyd. Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków.
- Piotrowski P., 2009. Obiektywna metoda klasyfikacji cyrkulacji atmosferycznej dla Polski. Folia Geogr. Phys. 10, Wyd. UŁ.
- Pisek J., Brzdil R., 2006. Responses of large volcanic eruptions in the instrumental and documentary climatic data over Central Europe. Int. Journal of Climatology, 26, 439–459.



- Pisoft P., Kalvova J., Brázdil R., 2004. Cycles and trends in the Czech Temperature Series using wavelet transforms. *Int. J. Climat.*, 24, 1661–1670.
- Podogrocki, J., 1964. Wyniki pomiarów bilansu promieniowania w Warszawie, *Przegl. Geof.*, 10, 1.
- Podogrocki J., 1970. Przebieg roczny promieniowania całkowitego w Polsce. *Prace PIHM*, z. 100, Warszawa.
- Podogrocki J., 1971. Charakterystyka promieniowania całkowitego w Gdyni. *Prace PIHM*, z. 102, Warszawa.
- Podogrocki J., 1973. Rys historyczny aktynometrii w Polsce. *Zeszyt XI Zjazdu Agrometeorologów w Puławach*, IUNG Puławy.
- Podogrocki J., 1977. Zmienność czasowa promieniowania całkowitego w Polsce. *Zesz. Nauk. ART Olsztyn, Rolnictwo*, 21, 113–125.
- Podogrocki J., 1978. Spatial distribution of global solar radiation in Poland, *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, D-5 (120), 17–29.
- Podogrocki J., 1982. Struktura promieniowania całkowitego na przykładzie Warszawy. *Mat. V Sem. Fitoaktynometrii. IUNG, Puławy*, 33–39.
- Podogrocki J., 1984. Solar radiation at selected stations of the Polish network 1983 and 1961–1980. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, D-20 (178).
- Podogrocki J., 1989. On solar energy resources in Poland during the vegetation period. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, z. 369.
- Podogrocki J., 2001. Mapa rozkładu natężenia promieniowania całkowitego w Polsce [w:] *Atlas klimatycznego ryzyka uprawy roślin w Polsce*. (edyt. C. Koźmiński, B. Michalska). Uniwersytet Szczeciński, Szczecin, 26 a–c.
- Podogrocki J., 2002. Z badań usłonecznienia w Warszawie [w:] *Działalność naukowa profesora Władysława Górczyńskiego i jej kontynuacja*. UMK, Toruń, 147–152.
- Podogrocki J., Górska K., 1991. Niedobory usłonecznienia [w:] *Atlas klimatyczny elementów i zjawisk szkodliwych dla rolnictwa w Polsce*. IUNG Puławy, AR Szczecin.
- Podogrocki J., Słomka J., 1993. Selected results of many year recording of sunshine duration in Warsaw and Belsk. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc. D-40* (263).
- Podogrocki J., 2007. Warunki klimatyczne i meteorologiczne do wykorzystania energii promieniowania słonecznego w warunkach Polski, <http://ekologia.pl/nauka/koro/netmark/podogrocki.html>
- Podstawczyńska A., 2003. **Variability of sunshine duration in Łódź in 1951–2000**. *Acta Universitatis Wratislaviensis Nr 2542, Studia Geograficzne LXXXV*, Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego, 295–304.
- Podstawczyńska A., 2007. Cechy solarne klimatu Łodzi. Wyd. UŁ, Łódź.
- Podstawczyńska A., Fortuniak, K., 1998. Wstępne wyniki pomiarów całkowitego promieniowania krótkofalowego i promieniowania UV w Łodzi. *Acta Univ. Lodz.*, Folia Geogr. Phys., 3, 187–196.
- Podstawczyńska A., Pawlak W., 2003. Daily course of ultraviolet and total solar radiation in an urban canyon – Łódź case study [in:] Kłysik K., Oke T.R., Fortuniak K., Grimmond C.S.B., Wibig J. (ed.). *Fifth International Conference on Urban Climate, 1–5 September 2003, Łódź, Poland, Proceedings, Vol. 1*, 275–278.
- Power H.C., Goyal A., 2003. Comparison of aerosol and climate variability over Germany and South Africa. *Int. J. Climat.* 23, 921–941, DOI: 10.1002/joc. 918.

- Pozo-Vázquez D., Tovar-Pescador J., Gámiz-Fortis S. R., Esteban-Parra M. J., Castro-Díez Y., 2004. NAO and solar radiation variability in the European North Atlantic region. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L05201, DOI10.1029/2003GL018502.
- Prace Obserwatorium Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Wrocławskiego, WTN, Nr 1 (1947)–14 (1958); Prace Nr 15(1959) – 20(1965): *Acta Univ. Wratisl.* No 105, 115, 130, 159, 187, 255, 395; *Biuletyn Meteorologiczny* Nr 26(1)–29 (4), *Acta Univ. Wratisl.* No 206, 287, 569, 738, Wrocław 1947–1988.
- Pruchnicki J., 1987. *Metody opracowań klimatologicznych*. PWN, Warszawa.
- Przybylak R., Majorowicz J., Brázdil R., Kejna M., 2010. *The Polish Climate in the European Context: An Historical Overview*. Wyd. Springer.
- Przybylak R., Maszewski R., 2008. Influence of atmospheric circulation on air temperature and precipitation in the Bydgoszcz–Toruń region in the period from 1921 to 2000. *Bulletin of Geography (physical geography series)*, Wyd. Nauk. UMK w Toruniu, nr 1, 19–37.
- Pyka J.L., 1991. Temperatura i opady atmosferyczne we Wrocławiu w latach 1881–1980. *Acta Univ. Wratisl.*, No. 1237, *Prace Inst. Geogr.*, Wrocław, Seria A, VI, 19–54.
- Pyka J.L., 1998a. Temperatura powietrza we Wrocławiu w latach 1881–1995. *Acta Univ. Wratisl.*, 2022, *Prace Inst. Geogr.*, Wrocław, Seria C, *Met. i Klimat.*, V, 25–40.
- Pyka J.L., 1998b. Opady atmosferyczne we Wrocławiu w latach 1881–1995. *Acta Univ. Wratisl.*, 2022, *Prace Inst. Geogr.*, Wrocław, Seria C, *Met. i Klimat.*, V, 41–54.
- Pyka J.L., 2003. Meteorological observations and measurements in Wrocław [in:] *Man and climate in the 20th century*. Edited by Pyka J.L., Dubicka M., Szczepankiewicz-Szmyrka A., Sobik M., Błaś M. *Acta Univ. Wratisl. St. Geogr.* 2542, vol. 75, 11–22.
- Radomski C., 1980. *Agrometeorologia*, PWN, Warszawa.
- Radosz J., Caputa Z., 2005. Koncepcja pomiarów składników bilansu cieplnego powierzchni czynnej przy pomocy stacji terenowych [w:] K. Krzemień, J. Trepínska, A. Bokwa (red.). *Rola stacji meteorologicznych w pomiarach geograficznych. Prace Geograficzne Uniwersytetu Jagiellońskiego Kraków*, 171–178.
- Rayner N.A. i in. 2006. Improved analyses of changes and uncertainties in seasurface temperature measured *in situ* since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset. *J. Clim.*, 19, 446–469.
- Ramanathan V., Crutzen P.J., Kiehl J.T., Rosenfeld D., 2001. Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*, 294, 2119–2124.
- Roederer J.G., 1995. Solar variability effect on climate [in:] Frenzel B. et al. (red.) *Solar output and climate during Holocene*. G. Fischer Verlag, Stuttgart, Gotha, Jena, New York.
- Rogers J.C. 1984. The association between North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 112, 1999–2015.
- Rojan P., 1995. Wpływ urbanizacji i uprzemysłowienia na strukturę całkowitego promieniowania słonecznego [w:] *Klimat i bioklimat miast*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, 111–115.
- Rojek M., 1987. Rozkład czasowy i przestrzenny klimatycznych i rolniczo-klimatycznych bilansów wodnych na terenie Polski. *Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu, Rozprawy*, nr 62.
- Rojek M., 1990. Wyniki wieloletnich badań nad ewapotranspiracją rzeczywistą wybranych powierzchni rolniczych. *Zesz. Nauk AR we Wrocławiu*, nr 189.
- Rojek M., Wiercioch T., 1995. Zmienność czasowa i przestrzenna parowania wskaźnikowego, ewapotranspiracji aktualnej i niedoborów opadowych w Polsce nizinnej w okresie 1951–1990. *Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu* nr 268, *Monografie* VI.



- Rojek M. (red.), 2004. Bilanse wodne ekosystemów rolniczych. Wyd. AR we Wrocławiu, nr 503, Monografie XXXVIII.
- Romanou A., Liepert B., Schmidt G.A., Rossow W.B., Ruedy R.A., Zhang Y., 2007. 20th century changes in surfach solar irradiance in simulations and observations. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L05713, DOI:10.1029/2006GL028356.
- Rottman G., Woods T., George V., 2005. The Solar Radiation and Climate, Experiment (SORCE), Mission Description and Elary Results, *Solar Physics*, Springer, Volume 230, Nos. 1–2.
- Russak V.K., 1987. On modern changes in atmospheric transparency. *Mieteorologija i Hidrologija*, N. 3, 53–57.
- Russak V., 1990. Trends of solar radiation, cloudiness and atmospheric transparency during recent decades in Estonia. *Tellus*, 42B, 206–210.
- Ryszkowski L., Kędziora A., 1987. Impact of agricultural landscape structure on energy flow and water cycling. *Landscape Ecol.* 1, 85–94.
- Sarmiento J. L., Gruber N. 2002. Sinks for anthropogenic carbon. *Physics Today*, 30–36.
- Sanchez-Lorenzo A., Calbo J., Martin-Vide J., 2008. **Spatial and Temporal Trends in Sunshine Duration over Western Europe (1938–2004)**. *J. Geophys. Res.*, 112, D20115, DOI: 10.1029/2007JD008677.
- Sanchez-Lorenzo A., Brunetti M., Calbó J., Martin-Vide J., 2007. Recent spatial and temporal variability and trends of sunshine duration over the Iberian Peninsula from a homogenized dataset. *J. Geophys. Res.*, 112, D20115, DOI:10.1029/2007JD008677.
- Schönwiese Ch. D., 1997. *Klimat i człowiek*. Prószyński i Spółka, Warszawa.
- Siwkow S.I., 1968. *Metody rascziota charakteristik sołnecznoj radiacji*. Gidrometeoizdat. Leningrad.
- Siedlecki M., Fortuniak K., Pawlak W., 2010. Dobowa zmienność turbulencyjnego strumienia netto pary wodnej w Łodzi [w:] Bednorz E., Kolendowicz L. [red.] *Klimat Polski na tle klimatu Europy. Zmiany i ich konsekwencje*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, 177–188.
- Skoczek J., 1970. Wpływ podłoża atmosfery na przebieg dobowy bilansu cieplnego powierzchni czynnej. Instytut Geografii PAN, *Prace Geograficzne*, 84.
- Skoczek J., Paszyński J., 1997. Bilans cieplny powierzchni czynnej stepu na Wyżynie Środkowo-Chałchaskiej w Mongolii. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu*, 291, 131–151.
- Słomka J., 1952. Kilka uwag o dawnych pomiarach natężenia promieniowania słonecznego we Wrocławiu i okolicy. *Czas. Geogr.*, t. 21–22.
- Słomka J., 1957. Usłonecznienie we Wrocławiu. *Pr. Wrocł. Tow. Nauk.*, seria B, nr 79.
- Słomka J., 1965. Wyniki obserwacji ekstynkcji atmosferycznej, usłonecznienia i promieniowania globalnego za rok 1963. *Mat. i Pr. Zakł. Geof. PAN*, Warszawa, 5.
- Słomka J., 1988. Ultraviolet and global solar radiation at Belsk 1980–1986., *Publs. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc.*, D–30 (220), 163–167.
- Słomka J., 1989. Photosynthetic photon inflow in relation to sunshine duration at Belsk. *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. D–32 (230)*.
- Słomka J., 1991. Evaluation of photosynthetically active insolation (influx of the PAR photons) in the area of Poland. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, z. 396.
- Słomka J., Słomka K., 1993. Biologically active solar UV radiation at Belsk in the years 1976–1992. *Publs. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc.*, D–40 (263), 71–81.

- Słomka K., 1976. Preliminary analysis of the effect of solar zenith distance, total ozone content, atmospheric turbidity and cloudiness on the solar UV radiation measured with a Robertson–Berger meter. *Publs. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc.*, D–3 (106), 39–47.
- Słomka K., 1978. UVB global radiation in Warsaw and Belsk. *Publs. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc.*, D–7 (126), 121–131.
- Słomka K., 1979. Wpływ odległości zenitalnej Słońca, całkowitej zawartości ozonu, zmętnienia atmosfery i zachmurzenia na nadfioletowe promieniowanie słoneczne rejestrowane miernikiem Robertsona–Bergera w Belsku i Warszawie. *Probl. Uzdr.*, z. 9–10, 285–289.
- Sneyers R., 1990. On statistical analysis of serie sof observation. WMO. Technical note No. 1143, WMO No. 415, Geneva, Switzerland, 192.
- Solar Radiation and Radiation Balance Data (The World Network). Wyd. WMO.
- Soon W.H., Posmentier E.S., Baliunas S.L., 1996. Inference of Solar Irradiance Variability from Terrestrial Temperature Changes 1880–1993. An Astrophysical Application of the Sun–Climate Connection, *The Astrophysical Journal*, 472, 891–1996.
- Stanhill G., 2005. Global dimming: A new aspect of climate change. *Weather*, 60, 11–14.
- Stanhill G., 2007. A perspective on global warming, dimming, and brightening. *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, 88, 58–59.
- Stanhill G., Cohen S., 2001. Global dimming: A review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences. *Agric. For. Meteorol.*, 107, 255–278.
- Stanhill G., Moreshet S., 1992. Global radiation climate changes. *The World Network. Climate Change*, 21, 57–75.
- Stanhill G., Cohen S., 2005. Solar radiation changes in the United States during the twentieth century: Evidence from sunshine duration measurements. *J. Climate*, 18, 1503–1512.
- Stenz E., 1959. Niektóre dane o promieniowaniu słonecznym w Karpatach, Sudetach i ich Przedgórzu. *Acta Geoph. Pol.* VIII, 1.
- Streets D.G., Wu Y., Chin M., 2006. Two–decadal aerosol trends as a likely explanation of the global dimming/brightening transition. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L15806, DOI:10.1029/2006GL026471.
- Stull R.B., 1988. An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Acad. Puld., Dordrecht.
- Styszyńska A., 1995. Dopyływ promieniowania całkowitego Słońca do powierzchni o dowolnym nachyleniu i ekspozycji. *Prace Naukowe Wyższej Szkoły Morskiej w Gdyni*.
- Styszyńska A., 2002. Nowa metoda obliczania dopływu promieniowania całkowitego Słońca do powierzchni o dowolnym nachyleniu i ekspozycji [w:] *Działalność naukowa prof. Władysława Gorczyńskiego i jego kontynuacja. Materiały Sympozjum Klimatologicznego na Uniwersytecie Mikołaja Kopernika, Toruń 1993*, 107–119.
- Sun B., Groisman P.J., 2000. Cloudiness variations over the former Soviet Union., *J. Climat.*, 20, 1097–1111.
- Szytler A., 1987. Promieniowanie słoneczne oraz jego osłabienie w środkowej części Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego. *Przeł. Geof. R.* XXXII, z. 3, PWN Warszawa–Łódź.
- Szulczewski W., 2003. Modelowanie migracji zanieczyszczeń w nienasyconych gruntach i glebach. *Rozprawy CCI, Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu nr 466*.
- Szulczewski W., Żyromski A., Biniak M., Machowczyk A., 2010. Modeling of the effect of dry periods on yielding of spring barley. *Agricultural Water Management*, 97, 587–595.

- Szwejkowski Z., 2004. Pogoda klimat i środowisko. Wyd. Uniwersytetu Warmińsko-Mazurskiego, 244.
- Szymanowski M., 2004. Miejska wyspa ciepła we Wrocławiu. *Acta Univ. Wratisl.*, 2690, Stud. Geogr., 77, Wyd. Uniw. Wroc., Wrocław.
- Tablice słoneczne do użytku obserwatorów stacji aktynometrycznych pod red. J. Podogrociekiego, 1976. Wydawnictwo Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Tamulewicz J., 1988. Promieniowanie aktywne fotosyntetycznie w okresie wegetacyjnym na Nizinie Wielkopolskiej w rejonie Turwi. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, t. 40, seria A, Geografia Fizyczna, 117–131.
- Tamulewicz J., 1990. Bilans radiacyjny elementów krajobrazu rolniczego na przykładzie okolic Turwi [w:] *Problemy współczesnej topoklimatologii*. IGiPZ PAN, Warszawa.
- Tamulewicz J., 2000. Zachmurzenie nieba w Poznaniu na tle typów cyrkulacji atmosfery. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, t. 51, Seria A, Geografia Fizyczna, Poznań, 133–146.
- Terjung W.H., 1970. Urban energy balance climatology: A preliminary investigation of the city-man system in downtown Los Angeles, *Geogr. Rev.*, 60, 31–53.
- Thekaekara M.P., 1976. Solar irradiance: Total and spectral and its possible variations. *Appl. Opt.*, 15.
- Tooming H., 2002. Dependence of global radiation on cloudiness and surface albedo in Tartu, Estonia. *Theor. Appl. Climatol.*, 72, 165–172.
- Tomaszewski J., 1964. *Nauka o glebie*. Państwowe Wydawnictwo Rolne i Leśne, Warszawa.
- Trenberth K.E., 2007. Observations: Surface and atmospheric climate change. *Climate Change: The Physical Science Basis*, S. Solomon et al., Eds., Cambridge University Press, 235–336.
- Trenberth K.E., Fasullo J., Smith L., 2005. Trends and variability in column integrated atmospheric water vapor. *Clim. Dyn.*, 24, 741–758.
- Trepińska J. (red.), 1997. *Wahania klimatu w Krakowie (1792–1995)*. Wyd. Inst. Geografii UJ w Krakowie, 204.
- Trepińska J., 1992. Cykle aktywności Słońca – Cykle klimatyczne – Cykliczność w przebiegu ciśnienia i temperatury powietrza w Europie. *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geograf. MXLII*, z. 90, 7–21.
- Tuchołka S., Moczko J., 2001. Zależność salda promieniowania i ciepła glebowego od różnicy temperatury radiacyjnej powierzchni czynnej i temperatury powietrza. *Roczniki AR w Poznaniu, Melioracje i Inżynieria Środowiska*, t. 329, z. 21, 209–216.
- Turner R.E., Baker J.E., 1998. Solar particle events and the International Space Station. *Acta Astronautica* 42, 107–114.
- Twardosz R., 1996. Dobowy przebieg opadów atmosferycznych w ujęciu synoptycznym i probabilistycznym na przykładzie Krakowa (1886–2002), *Inst. Geograf. i Gosp. Przestrz. UJ*, Kraków.
- Uscka-Kowalkowska J., 2007. Ekstynkcja bezpośredniego promieniowania słonecznego w Puławach w latach 1969–1989. *Pamiętnik Puławski*, z. 144, 131–143.
- Uscka-Kowalkowska J., 2008a. Bezpośrednie promieniowanie słoneczne i jego ekstynkcja w atmosferze w Kołobrzegu w latach 1960–2000, *Acta Agrophysica*, 161, t. 12(1), 221–233.
- Uscka-Kowalkowska J., 2008b. Bezpośrednie promieniowanie słoneczne i jego ekstynkcja w atmosferze na przykładzie Puław i Papowa Toruńskiego. *Wyd. Nauk. UMK*.

- Uscka-Kowalkowska J., 2008c. Direct solar radiation and its extinction by the atmosphere in Warsaw in the years 1960–2003 [w:] Kłysik K., Wibig J., Fortuniak K. (red.) *Klimat i bioklimat miast*. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Katedra Meteorologii i Klimatologii UŁ, Łódź, 143–156.
- Uscka-Kowalkowska J., 2009. Porównanie bezpośredniego promieniowania słonecznego i jego ekstynkcji w atmosferze w Warszawie i Mikołajkach. *Acta Agrophysica*, 171, Vol. 14(2), 501–514.
- Uscka-Kowalkowska J., Przybylak R., Vizi Z., Araźny A., Kejna M., Maszewski R., 2007. Variability to global solar radiation in Central Europe during the period 1951–2005 (on the basis of data from NCEP/NCAR reanalysis project). *Geographia Polonica*, Vol. 80, No. 2, 59–68.
- Uscka-Kowalkowska J., 2010. The oldest heliographic and actinometric measurements in Poland [in:] Leśny J. (ed.) *Meteorology and Climatology Research*. *Acta Agrophysica*, 184, 24–34.
- Usovich B. 2002. Szacowanie cieplnych właściwości gleby. *Acta Agrophysica*, 72, 135–165.
- Usovich B., Marczewski W., 2005. Rozkład właściwości cieplnych gleby na czarnym ugorze i pod murawą. *Acta Agrophysica*, 117, 5 (3), Lublin, 745–757.
- Usovich B., Marczewski W., Lipiec J., Usovich J.B., Sokołowska Z., Dąbkowska-Naskręt H., Hajnos M., Łukowski M.I., 2009. Woda w glebie. Pomiarzy naziemne i satelitarne w badaniach zmian klimatu. PAN, Komitet Agrofizyki, Wydawnictwo Naukowe FRNA, Lublin.
- Ustrnul Z. 1997. Zmienność cyrkulacji atmosferycznej na półkuli północnej w XX wieku. *Materiały Badawcze IMGW*, 27.
- Ustrnul Z., Czekierda D., 2001. Circulation background of the atmospheric precipitation in the Central Europe (based on the Polish example). *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. 10, No. 2, 901–908.
- Ustrnul Z., Czekierda D., 2002. Ekstremalne wartości temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku na tle warunków cyrkulacyjnych. *Wiadomości IMGW*, 25, 3–22.
- Varga-Haszonits Z., 1983. *Agroclimatology and agrometeorological forecasting*. Meteor. Serv. of the Hung. Peopl. Rep., Budapest.
- Walpole R.E., Myers R.H., 1993. *Probability and Statistics for Engineers and Scientists*. New York. Macmillan Coll.
- Walczak R., Usovich B., 1994. Variability of moisture, temperature and thermal properties in bare soil and in crop field. *Int. Agrophysics*, 8, 161–169.
- Wallace J.S., 1993. Recent developments in evaporation modeling. *Proc. of Symp. on Precipitation and Evaporation*. Vol. 3, Bratislava.
- Warakomski W., 1969. Zachmurzenie i rodzaj chmur w zależności od mas powietrznych w Polsce. *Rozpr. Hab. UMCS*, Lublin.
- Warren S.G., Eastman R.M., Hahn C.J., 2007. A survey of changes in cloud cover and cloud types over land from surfach observations, 1971–96. *J. Climate*, 20, 717–738.
- Weber G.R., 1990. Spatial and temporal variation of sunshine in the Federal Republic of Germany. *Theor. Appl. Climat.*, 41, 1–9.
- Welch R., Cox S., Davis J., 1980. *Solar radiation and clouds*. Meteor. Monogr., vol. 17, AMS Boston, No. 39.
- Weseley M.L., 1976. A comparison of two optical methods for measuring line averages of thermal exchanges above warm water surfaces, *J. Appl. Meteorol.*, 15, 1177–1188.

- Wheeler D., 2001. Factors governing sunshine in south-west Iberia. A review of western Europe's sunniest region. *Weather*, 56, 189–197.
- Wibig J., 1990. Metody analizy klimatologicznych szeregów czasowych [w:] Materiały do poznania historii klimatu w okresie obserwacji instrumentalnych (red. K. Kożuchowski), Wyd. UŁ, Łódź, 98–202.
- Wibig J., 2000. Oscylacja Północnoatlantycka i jej wpływ na kształtowanie pogody i klimatu. *Prz. Geofiz. T. XLV*, 121–137.
- Wibig J., 2001. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na rozkład przestrzenny anomalii temperatury i opadów w Europie. *Rozprawy Habilitacyjne Uniwersytetu Łódzkiego*, Wydawnictwo UŁ.
- Wibig J., 2003a. Cloudiness variability in Łódź between 1931 and 2000. *Acta Universitatis Wratislaviensis Nr 2542, Studia Geograficzne LXXV*, Wrocław, 305–316.
- Wibig J., 2003b. Variability and trends in clouds characteristics in Łódź in the period 1951–2000 [in:] K. Kłysik, T.R. Oke, K. Fortuniak, C.S.B. Grimmond, J. Wibig (ed.) *Fifth International Conference on Urban Climate*, 1–5 September 2003, Łódź, Poland, *Proceedings*, Vol. 2., 475–478.
- Wibig J., 2004a. Long-term variability of cloudiness and its relation to precipitation on the example of Łódź. *Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences. Monographic vol. E-4 (377) – Potential Climate Changes and Sustainable Water Management*, Warszawa, 25–32.
- Wibig J., 2004b. O filtrowaniu szeregów czasowych [w:] *Zastosowanie wybranych metod statystycznych w klimatologii* (red. A. Bokwa, Z. Ustrnul), Wyd. Inst. Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, 21–29.
- Wibig J., 2009. Współczesne zmiany klimatyczne – przesłanki wpływu czynników antropogenicznych <http://informe.com/go/?domain=ocean.am.gdynia.pl&url=http://ocean.am.gdynia.pl&keyword>
- Wibig J., Głowicki B., 2002. Trends of minimum and maximum temperature in Poland. *Climate Research*, 20, 123–133.
- Wibig J., Kłysik K., Fortuniak K., 2004. Rekonstrukcja serii temperatury powietrza w Łodzi z okresu 1903–2000, *Acta Geographica Lodziensia*, 89, 19–33.
- Wielicki B.A., Wong T., Loeb N., Minnis P., Priestley K., Kandel R., 2005. Changes in Earth's Albedo Measured by Satellite. *Science*, Vol. 308, No. 5723, 825 DOI:10.1126/science.1106484.
- Wild M., 2009. Global dimming and brightening: A review. *J. Geophys. Res.*, 114, D00D16, DOI:10.1029/2008JD011470.
- Wild M., Ohmura A., Gilgen H., Roeckner E. 1995a. Validation of general circulation model simulated surface radiative fluxes using surface measurements from the Global Energy Balance Archive. *J. Climate*, 8, 1309–1324.
- Wild M., Ohmura A., Gilgen H., Roeckner E., 1995b. Regional climate simulation with a high resolution GCM: Surface radiative fluxes. *Climate Dyn.*, 11, 469–486.
- Wild M., Gilgen H., Roesch A., Ohmura A., Long C.N., Dutton E., Forgan B., Kallis A., Russak V., Tsvetkov A., 2005. From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at earth's surface. *Science*, V308, N5723, 847–850.
- Wild M., Ohmura A., Makowski K., 2007. Impact of global dimming and brightening on global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L04702, DOI:10.1029/2006GL028031.

- Wild M., Grieser J., Schär C., 2008. Combined surface solar brightening and greenhouse effect support recent intensification of the global land-based hydrological cycle. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L17706, DOI:10.1029/2008GL034842.
- Wilks D.S., 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, New York, Oxford, Paris, San Diego, San Francisco, Singapore, Sydney, Tokyo. Elsevier, Academic Press.
- Wójcik G., 2002. Prof. dr Władysław Gorczyński [w:] *Działalność naukowa profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja*. UMK, Toruń, 15–25.
- Wójcik G., Marciniak K., 1993a. Usłonecznienie w Polsce północno-zachodniej w okresie 1961–1980. *AUNC, Geografia*, t. 24, z. 82, 1–26.
- Wójcik G., Marciniak K., 1993b. **The beginning of observations of sunshine duration in Poland**. *Zesz. Nauk. Uniw. Jagiellońskiego, Prac. Geogr.*, z. 95, 101–106.
- Wójcik A., 1971. O wartościach bezpośredniego promieniowania słonecznego w warunkach atmosfery silnie zanieczyszczonej na przykładzie Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego. *Zesz. Nauk. Uniw. M. Kopernika w Toruniu, Nauki Mat.-Przyr.*, 26, 121–132.
- Wojkowski J., 2007. *Promieniowanie słoneczne [w:] Klimat Krakowa w XX wieku*, Matuszko D. (red.) Wyd. IGiGP Uniwersytetu Jagiellońskiego, 55–74.
- World Radiation Center (<http://www.pmodwrc.ch>.)
- Woś A., 1995. *Zarys klimatu Polski*. PWN, Warszawa.
- Woś A., 1999. *Klimat Polski*. Wydawnictwo Naukowe PWN.
- Woś A., 2010. *Klimat Polski w drugiej połowie XX wieku*. Wydawnictwo Naukowe UAM Poznań.
- Wyngaard J.C., Clifford S.F., 1978. Estimating momentum, heat and moisture fluxes from structure parameters, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1204–1211.
- Vanicek K., 1990. Trendy slunicneho svitu na uceni CSR v období 1956–1986. *Sbornik Praci Cesko Hydrometeo. Ustavu*, 37.
- Zinkiewicz W., 1962. Usłonecznienie względne Polski. *Ann. Univ. M.C.S., Lublin, seria B*, 10, 241–275.
- Zipser-Urbańska A., 1968. Wpływ kierunku wiatru na rozkład opadów atmosferycznych w mieście na przykładzie Wrocławia. *Czas. Geogr.*, t. 39, z. 4.
- Żądło T., Wywiół J., 2008. *Prognozowanie szeregów czasowych za pomocą pakietu SPSS*. SPSS Polska, Kraków.
- Żmudzka E., 2001. Cykliczne zmiany temperatury powietrza w Polsce. *Prace i Studia Geograficzne*. Wyd. Uniw. Warszawskiego, t. 28, 212–222.
- Żmudzka E., 2002. O zmienności opadów atmosferycznych na obszarze Polski nizinnej w drugiej połowie XX wieku. *Wiadomości IMGW* t. 25(46), nr 4, 23–38.
- Żmudzka E., 2004a. Tło klimatyczne produkcji rolniczej w Polsce w drugiej połowie XX wieku. *Acta Agrophysica, PAN*, 105, t. 3(2), 399–408.
- Żmudzka E., 2004b. Wielkość zachmurzenia w Polsce a epoki cyrkulacyjne. *Przegląd Geofizyczny*, 49, z. 1–2, 25–42.
- Żmudzka E., 2007. *Zmienność zachmurzenia nad Polską i jej uwarunkowania cyrkulacyjne*. Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego.
- Żmudzka E., 2009. Współczesne zmiany klimatu Polski. *Acta Agrophysica*, 13(2), 555–568.
- Żyromski A., 1990. Wyniki wieloletnich badań (1964–1987) nad wilgotnością gleby w Obserwatorium Agro- i Hydrometeorologii AR Wrocław-Swojec. *Zesz. Nauk. AR Kraków*, 246, 147–156.



Żyromski A., 2001. Czynniki agrometeorologiczne a kształtowanie się zasobów wody w glebie lekkiej z podziałem na wody gruntowych w okresie wiosennym. Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu, nr 404, Rozprawy CLXXVIII.

Żyromski A., Biniak M., Kostrzewa S., 2005. Ocena wieloletniej zmienności temperatury gleby i pokrywy śnieżnej oraz ich zależności w okresach zimowych 1965/1966–2003/2004 we Wrocławiu-Swojcu. Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu nr 520, Inżynieria Środowiska XIV, 115–129.

## Strony internetowe

<http://dwd.de/>

<http://ekologia.pl/nauka/koro/-netmark/podogrocki.html>

<http://www.kni.nl/klimatologie>

<http://www.zmag.ac.at/klima/>

<http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/a/a3/Winter-NAO-Index.png?uselang=pl>

<http://www.meteoffice.gov.uk/climate/uk/>

<http://adsabs.harvard.edu/abs/2009JGRD.11400D12O>

<http://www.pmodwrc.ch>

<http://informe.com/go/?domain=ocean.am.gdynia.pl&url=http://ocean.am.gdynia.pl&keyword>

[http://www.eko.wbu.wroc.pl/eko/index.php?option=com\\_content&task=view&id=141&Itemid=23](http://www.eko.wbu.wroc.pl/eko/index.php?option=com_content&task=view&id=141&Itemid=23)

<http://solarphysics.livingreviews.org/Articles/lrsp-2007-2/>

<http://www.pmodwrc.ch>

[http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD\\_SEL-01.html](http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD_SEL-01.html)

<http://www.ipcc.ch>

# DYNAMIKA BILANSU RADIACYJNEGO MURAWY ORAZ POWIERZCHNI NIEPOROŚNIĘTEJ

## Streszczenie

Podstawowym celem pracy była analiza struktury i dynamiki bilansu radiacyjnego  $Q^*$  dwóch kontrastowych powierzchni czynnych – roślinnej (murawa) i pozbawionej roślin (ugór). Na podstawie pomierzonych (1961–2012) i zrekonstruowanych (1881–1960) danych radiacyjnych i meteorologicznych dla Wrocławia-Swojca (Obserwatorium Agro- i Hydrometeorologii) przeprowadzono kompleksowe, statystyczne i klimatologiczne badanie zmian wartości  $Q^*$  i jego składowych. Pod uwagę wzięto zarówno krótko-, jak i długookresowe uwarunkowania tej zmienności.

Zwrócono uwagę na wpływ dynamiki  $Q^*$  i jego głównych komponentów: bilansu promieniowania krótkofalowego  $K^*$  oraz bilansu promieniowania długofalowego  $L^*$  na klimat lokalny Wrocławia-Swojca. Rozpatrzono tu także oddziaływanie zmienności elementarnych składowych tych bilansów: promieniowania całkowitego  $K\downarrow$ , promieniowania krótkofalowego odbitego  $K\uparrow$  oraz promieniowania zwrotnego atmosfery  $L\downarrow$  i wypromieniowania długofalowego  $L\uparrow$  badanych dwóch powierzchni czynnych. Osobno przeanalizowano rolę zmian dobowych, sezonowych i z roku na rok albedo trawy i albedo ugoru. W tym aspekcie poruszono dwa podstawowe problemy badawcze: „zdolności buforowej roślin” względem dokonujących się zmian klimatycznych i zwrotnego wpływu środowiska rolniczego na klimat.

Dynamiczny proces zmian składowych salda promieniowania  $Q^*$  obserwowany był w dwóch dopełniających się etapach:

- 1) na bazie analizy 5-letnich ciągłych pomiarów (VIII 2007–VII 2012) najważniejszych jego składowych badanych pod względem energetycznym i transformacyjnym, osobno od strony przychodowej i rozchodowej;
- 2) na podstawie zrekonstruowanych 132-letnich (1881–2012) ciągów wartości tych bilansów i ich głównych składowych.

Uzyskane wyniki pozwalają lepiej zrozumieć wieloletnią zmienność klimatu w skali lokalnej i regionalnej. Potwierdzają przy tym ważną rolę szaty roślinnej przy absorbowaniu i dystrybucji dopływającej do powierzchni czynnej energii słonecznej oraz jej łagodzący wpływ na cechy klimatu i jego wahania.

Wyniki pracy mają walor ponadlokalny, gdyż obszar badań jest reprezentatywny dla terenów rolniczych Niziny Śląskiej. Wyprowadzone wzory regresji dla rekonstrukcji składowych  $Q^*$  umożliwiają tworzenie bardziej realistycznych długoterminowych modeli prognozy zmian klimatu w skali regionalnej, co jest szczególnie ważne dla gospodarki wodnej i rolnictwa.

**Słowa kluczowe:** dynamika, bilans radiacyjny, trawa, ugór, rekonstrukcja



# DYNAMICS OF NET RADIATION BALANCE OF GRASS SURFACE AND BARE SOIL

## S u m m a r y

The principal aim of the work was an analysis of structure and dynamics of net radiation balance  $Q^*$  of two contrasting active surfaces – surface with plant cover (grass) and surface without plant cover (bare soil). On the base of measured (1961–2012) and reconstructed (1881–1960) radiation and meteorological data from the Agri- and Hydrometeorological Observatory Wrocław-Swojec have been done a complex, statistical and climatological research of variability in values of the  $Q^*$  and his components. It was taken into consideration short-time and long-term conditionings its dynamics.

The research data enabled to make a reliable reconstruction of 132-years courses (1881–2012) of net radiation balance and his components in Wrocław-Swojec for the analysed agricultural surfaces of grass and bare soil. It was done on the basis of the results of 5-years (VIII 2007–VII 2012) continuous measurements of  $Q^*$  flux and its components: short-wave fluxes ( $K\downarrow$  and  $K\uparrow$ ), long-wave fluxes ( $L\downarrow$  and  $L\uparrow$ ). They were completed by results of earlier research from sixties last century and series of homogenized data of basic meteorological elements long-term courses in Wrocław, which have been reconstructed till now. Trough paying attention to advection and circulation long-term changes significance, it was taken into consideration not only influence of kind of active surface, but also macro-scale background and long-term conditionings in dynamics of radiation features of local climate.

The research proved, that climatic importance of the plant cover has a feedback character with geophysical environment, variable in the course of time. Its relation with basic, climatic elements (solar radiation, sunshine duration, air temperature, air humidity, precipitation) and such indirect soil humidity indexes as state of ground and groundwater level, change in various time sequences (short- and long-term). It was demonstrated that one of more important determinant of global solar net radiation balance  $Q^*$  variation are seasonal and long-term changes of albedo. Variation study got possible owing to regression function derivation, required to made reconstruction of reflected radiation long-term changes. In equations there were taken into consideration basic meteorological elements and their values to simultaneous comparison (synchronous correlation) and values anterior to analysis time period. It was stated, that particularly significant asynchronous relations of this type are in growing season for grass. It was proved, that they have an interactive character. In long time period a plant forms its radiation reflective properties through influence of basic meteorological elements on its individual (anatomical and physiological) and collective (ecosystem) growth. Opposite situation appears in short time period, when plants gatherings, through their albedo, have influence of topoclimate properties.

Derived 132-years data series of radiation and their main components are unique in global scale. They enable to understand better long-term climate dynamics. It has fundamental meaning for building more reliable prognostic models, what is especially important in water management and agriculture.

**Key words:** dynamics, net radiation balance, grass, bare soil, reconstruction