

Szacowanie średniego dziennego albedo powierzchni gleb na świecie za pomocą jego wartości chwilowych

Average daily soil surface albedo approximation on the world using instantaneous albedo data

Jerzy CIERNIEWSKI

The paper describes how the soil blue-sky albedo (α) varies during whole year from midday to sunset under clear sky condition. The relation, between the α and the solar zenith angle in dependence on the surface roughness, presented in the previous paper (Cierniewski, 2009) published in this Journal, is used here. The α variation is analyzed on examples of soil surfaces, smooth, moderate and rough, located on the Northern and Southern Hemispheres between 75°S to 75°N latitude. The time when the α , acquired by an instantaneous observation, can represent its daily averaged ($\bar{\alpha}$) value, is predicted here. It was found that $\bar{\alpha}$ falls on the same moment of a given day, independently on the roughness state

of the studied surfaces. To obtain their $\bar{\alpha}$ with its lower error than $\pm 2\%$, this quantity should be approximated in the optimal time, neither preceding nor following it by 8–10 minutes. This optimal time range is assessed in the context of remote sensing satellite technology. The strongly defined time for evaluation of the average daily soil surface albedo limits possibilities of the data achievement by remote sensing satellites along one of their sun-synchronous orbits. The least limitations with satellite data collecting are predicted for the dates of: 23 February, 16 April, 28 August, and 19 October, whilst the highest limitations are expected for 22 June and 22 December.

Wstęp

Zasadniczym źródłem energii dla powierzchni Ziemi jest promieniowanie słoneczne, bezpośrednie padające i rozproszone przez atmosferę. Jego rozkład jest nierównomierny. W warunkach czystego nieba, jego najjaśniejsze fragmenty skupione są wokół Słońca. Niebo jest względnie jasne wzdłuż horyzontu, a najciemniejsze w miejscu oddalonym o 90° w stosunku do kierunku wyznaczającego pozycję Słońca (Frasner, 1975). Zmienność promieniowania nieba staje się coraz mniejsza, gdy Słońce wznosi się coraz wyżej. Kondratyev (1969) uważa, że można ją już praktycznie zaniedbać przy kątach zenitalnych Słońca mniejszych od 30°. Zachowanie się określonej powierzchni, pochłaniającej to nierównomiernie padające na nią promieniowanie, przewodzące je i odbijające, określa proporcje pomiędzy ilością energii jaką ona otrzymuje i traci. Powierzchnia gleby, tak jak większość naturalnych powierzchni, odbija bezpośrednio padające promieniowanie słoneczne i rozproszone nieba również nierównomiernie. W wa-

runkach czystego nieba, powierzchnie gleb uprawnych wykazują najczęściej odbicie o charakterze odśloniecznym (Kimes i Sellers, 1985; Milton i Webb, 1987), chociaż świeżo zaorane powierzchnie o drobnym uziarnieniu odbijają promieniowanie w sposób dosłoneczny, podobnie jak gładkie powierzchnie glebowe (Irons i Smith, 1990). Pustynne powierzchnie piaszczyste, gipsowe i kwarcowe, ujawniają bardzo silne odbicie o reżimie dosłonecznym (Caulson, 1966) a pustynne powierzchnie kamieniste – anizotropowe odbicie o charakterze odśloniecznym (Shoshany, 1993). Kierunkowe odbicie od powierzchni gleb uprawnych i nieuprawnych staje się bardziej nierównomierne przy większych kątach zenitalnych Słońca.

Albedo powierzchni gleby, definiowane jako stosunek promieniowania słonecznego odbitego do padającego na nią we wszystkich możliwych kierunkach, znajduje zastosowanie w modelowaniu procesów biofizycznych zachodzących w środowisku przyrodniczym. Jest ono szeroko wykorzystywane do analizowania przepływu energii pomiędzy glebą, roślinnością i atmosferą, ale

także i do badań nad zmiennością klimatu w skali regionalnej i globalnej. Precyzja tego modelowania zależy od poprawności z jaką albedo to może być uzyskiwane z dwóch nierównomiernych rozkładów promieniowania, docierającego do powierzchni Ziemi i odbitego od niej. Sellers i in. (1995) ocenili tę niezbędną poprawność dla modelowania zagadnień klimatycznych w skali globalnej na $\pm 2\%$.

Celem niniejszej pracy jest wykorzystanie ilościowej relacji pomiędzy szerokopasmowym albedem powierzchni gleb w trzech wybranych stanach szorstkości a pozycją zenitalną Słońca do scharakteryzowania zmienności tej wielkości w warunkach czystego nieba w skali globalnej w ciągu całego roku. Nawiązując do wspomnianych wyżej uwag Sellersa i in. (1995), dąży się do określenia optymalnego czasu, w którym średnie dzienne albedo gleb może być uzyskane z odpowiednio akceptowalnym błędem, odnosząc go do trzech wybranych stanów szorstkości powierzchni glebowych: względnie gładkiej, przeciętnie szorstkiej i bardzo szorstkiej. Średnie dzienne albedo wydaje się bowiem najodpowiedniejszą wielkością pozwalającą w łatwy sposób oceniać albedo również w dłuższych przedziałach czasowych, jak miesiące, pory roku, czy cały rok. Ten optymalny czas jest rozpatrywany tutaj także w kontekście technologii satelitarnej. Rozważa się ograniczenia w pozyskiwaniu danych o albedzie gleb z pojedynczej orbity słoneczno-synchronicznej satelitów teledetekcyjnych.

Metody badań

Wspomniana wyżej zależność pomiędzy szerokopasmowym albedem powierzchni gleb α o określonej szorstkości r a kątem zenitalnym Słońca θ_s w warunkach czystego nieba jest publikowana w niniejszym numerze *Teledetekcji środowiska* (Cierniewski, 2009). Relacja ta, uzyskana drogą modelowania, pozwoliła na wyliczenie średniego dobowego albedo gleb $\bar{\alpha}$, definiowanego jako średnia wartość szerokopasmowego albedo α w ciągu dnia D od wschodu T_r do zachodu T_s Słońca według poniższej formuły:

$$\bar{\alpha}(D) = \frac{1}{T_s - T_r} \int_{T_r}^{T_s} \alpha(D, t) dt$$

Wartości $\bar{\alpha}$ były obliczane tylko dla kątów zenitalnych Słońca θ_s mniejszych od 85° i dlatego T_r i T_s są momentami, kiedy θ_s osiąga wartość 85° .

Zakładając ciągłość i monotoniczność $\alpha(D, t)$ dla wybranego dnia D , odpowiednio od wschodu do południa i od południa do zachodu możliwe jest zdefiniowanie T_0 jako momentu, kiedy szerokopasmowe albedo α osiągnie jego średnią wartość $\bar{\alpha}$, tj. kiedy $\alpha(D, T_0) = \bar{\alpha}(D)$. W podobny sposób zdefiniowano maksymalne interwały czasu $\Delta^A(D)$ i $\Delta^B(D)$ pomiędzy T_0 i danym T , kiedy różnica pomiędzy $\alpha(D, T_0)$ i $\alpha(D, T)$ nie przekroczy wartości ε z określonym błędem ε .

Omówienie wyników badań

Relacja pomiędzy szerokopasmowym albedem powierzchni gleb α w trzech stanach szorstkości r , takich jakie analizowane w poprzedniej pracy Cierniewskiego (2009), a kątem zenitalnym Słońca θ_s w warunkach czystego nieba pozwoliła przewidzieć wartości albedo tych powierzchni glebowych w określonym czasie wybranego dnia roku i w określonym miejscu na Ziemi, opisanym szerokością geograficzną. Aby uzyskać za pomocą tej relacji dane o zmienności tego albedo gleb w skali globalnej w całym roku, najpierw ustalano zenitalną pozycję Słońca θ_s w kolejnych dniach roku w czasie od południa do zachodu Słońca dla obszaru zawartego pomiędzy 75° szerokości geograficznej północnej a 75° szerokości geograficznej południowej. Wartości θ_s obliczano w 5-minutowych odstępach czasowych i 5° odstępach szerokości geograficznej za pomocą powszechnie znanych równań (Rees, 1996) na przykładzie roku 2000. Rysunek 1 przedstawia zmienność szerokopasmowego albedo α trzech powierzchni glebowych o szorstkości r we funkcji szerokości geograficznej L na półkuli północnej i południowej w 8 wybranych dniach analizowanego roku w czasie od południa do zachodu Słońca. Dni te odnoszą się na półkuli północnej do: astronomicznej równonocy wiosennej (21 marca) i jesiennej (23 września), oraz początków astronomicznego lata (22 czerwca) i zimy (22 grudnia). Dodatkowo, przedstawiono zupełnie 4 odmienne rozkłady zmienności α w stosunku do powyższych dat, ustalone dla 23 lutego, 16 kwietnia, 28 sierpnia i 19 października.

Tak prezentowane wyniki pozwalają dostrzec następujące prawidłowości wynikające ze zmienności oświetlenia badanych powierzchni położonych na różnych szerokościach geograficznych naszego globu. Największą zmienność albedo α we funkcji szerokości geograficznej L w ciągu prezentowanej połowy dnia (i też całego dnia) zaobserwowano dla początków astronomicznego lata i zimy na półkuli północnej (pN), chociaż przebiega ona dla nich odwrotnie względem L . Im wyższa L , tym większa zmienność α w najdłuższym dniu roku na pN, ale najmniejsza w najkrótszym dniu roku na półkuli południowej (pS). Najmniejsza dzienna zmienność α we funkcji L przypada na dni astronomicznej równonocy (21 marca i 23 września). Zmienność α w tych dwóch dniach przebiega identycznie na obu półkulach, spełniając zasadę: im wyższa szerokość geograficzna, tym mniejsza zmienność albedo. Przebieg dziennej zmienności albedo odnoszący się do 16 kwietnia i 28 sierpnia charakteryzuje warunki oświetlenia pomiędzy tymi jakimi występują na początku astronomicznego lata i astronomicznych wiosennych i jesiennych dni równonocy na pN. Pozostałe rozkłady, wygenerowane dla 19 października i 24 lutego, tak jak te powyższe, opisują te same pośrednie warunki oświetlenia, ale pomiędzy zimą a dniami jesiennej i wiosennej równonocy na pN. Zatem, spośród ośmiu rozkładów α względem L , omówionych powyżej, tylko trzy z nich cechują się całkowicie innym przebiegiem, nie biorąc pod uwagę ich odwrotnego za-

chowania się na półkuli północnej i południowej względem szerokości geograficznej. Dla przykładu są to rozkłady dla 21 marca, 16 kwietnia i 22 czerwca. I właśnie te trzy rozkłady głównie omawiane są poniżej.

Niezależnie od szerokości geograficznej analizowanych powierzchni ich albedo zmniejsza się od wschodu Słońca do południa a zwiększa się od południa do zachodu Słońca. Wartość α zmienia się szybciej koło wschodu i zachodu Słońca a znacznie wolniej wokół południa.

W warunkach czystego nieba średnie dzienne albedo $\bar{\alpha}$ powierzchni badanych gleb położonych na równiku ($L=0^\circ$) osiąga swoje minimum w dniach wiosennej i jesiennej równonocy, tj. 21 marca i 23 września na pN i odpowiednio 23 września i 21 marca na pS (rys. 1). Dla L wyższych niż 0° , średnie dzienne $\bar{\alpha}$ osiąga swoje minimum na początku astronomicznego lata, tj. 22 czerwca na pN i 22 grudnia na pS.

Roczna zmienność $\bar{\alpha}$, wyrażona za pomocą jego odchylenia standardowego v_α , jest najmniejsza na równiku ($L = 0^\circ$) (tab. 1). v_α nie przekracza tam wartości 0,2%. Dla $L = 45^\circ$, v_α analizowanych powierzchni, niezależnie od ich szorstkości, przekracza 2%. To jest już powyżej granicznej wartości sugerowanej przez Sellersa i in. (1995) dla modelowania zagadnień klimatycznych w skali globalnej. Porównując wartość v_α tych samych powierzchni znajdujących się na $L = 50^\circ$ do tej krytycznej wartości, jest ona 3-krotnie wyższa. Jeśli badane powierzchnie są położone poza kołem polarnym, jak dla $L = 75^\circ$, wartość ich v_α spada osiągając około 1,5 wyższą wartość niż ta graniczna. Konsekwencją uzyskanych wartości v_α jest uwaga, że dla szarości geograficznych 45° i wyższych nie powinniśmy wykorzystywać średnich dziennych wartości albedo zmierzonych w dowolnym dniu roku. Szukając wartości $\bar{\alpha}$ reprezentatywnej dla danej części roku, powinniśmy ostrożnie wybierać je spośród innych zmierzonych lub oszacowanych w roku.

Tabela 1. Roczna zmienność średniego dziennego albedo $\bar{\alpha}$ w warunkach czystego nieba, wyrażona przez odchylenie standardowe v_α , generowane dla powierzchni glebowych charakteryzowanych przez ich szorstkość r

Table 1. Annual variation of the average daily clear-sky albedo $\bar{\alpha}$, expressed by its standard deviation v_α , generated for the soil surfaces characterised by their roughness r

r	Szerokość geograficzna L na pN i pS Latitude L of the NH and SH					
	0°	15°	30°	45°	50°	75°
0.10	0.002	0.004	0.008	0.020	0.057	0.031
0.15	0.002	0.004	0.009	0.022	0.062	0.034
0.20	0.002	0.004	0.009	0.023	0.065	0.035

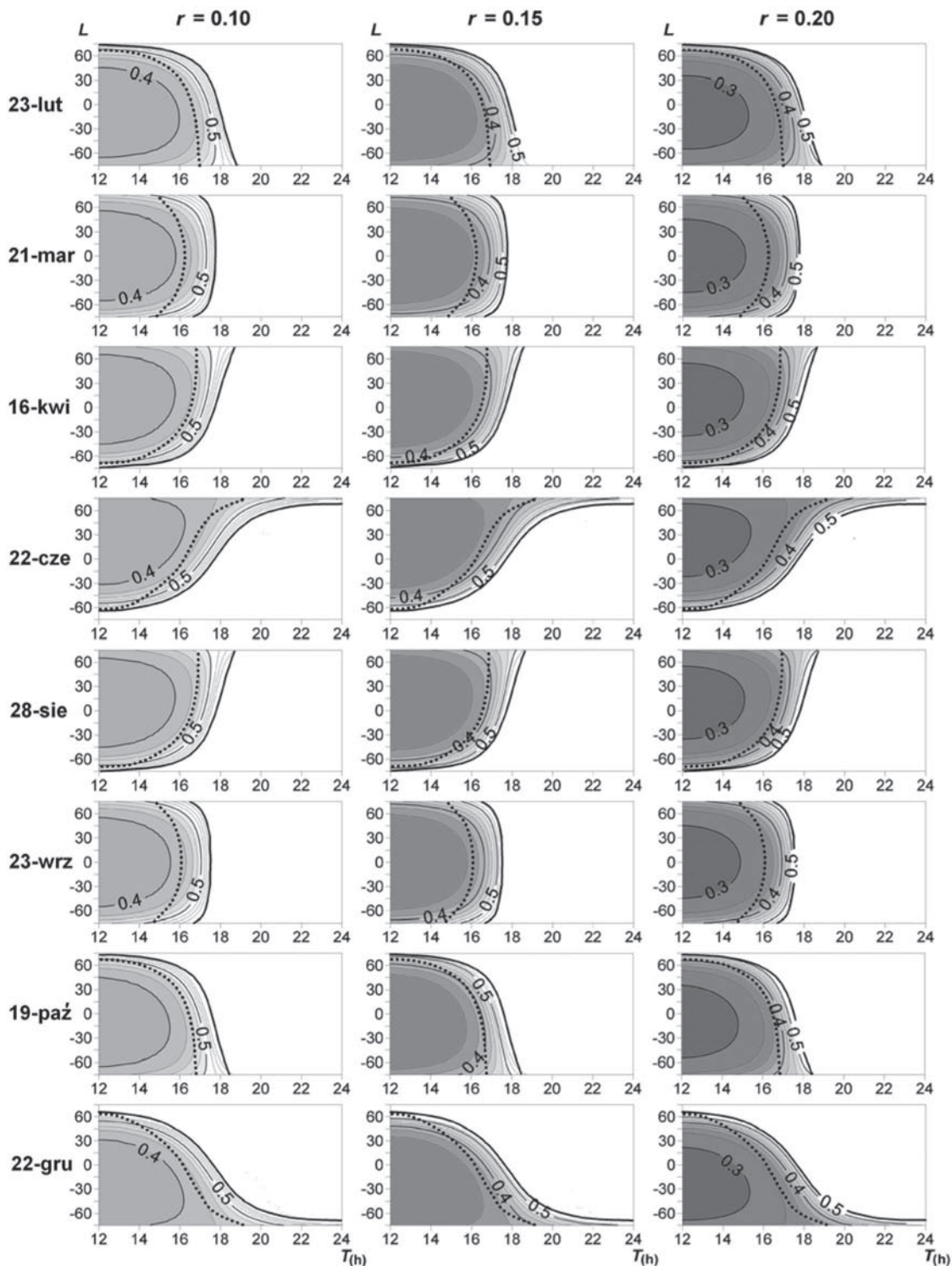
Wykorzystując średnie dzienne wartości albedo do opisu zmienności albedo powierzchni gleb w dłuższych przedziałach czasu czy na większym obszarze Ziemi biorąc pod uwagę zmienność względem szerokości geograficznej zauważono, że optymalny moment To do tego

nie zależy od stanu szorstkości powierzchni gleby. Ten optymalny czas To dla oszacowania $\bar{\alpha}$ za pomocą danych chwilowych α w dniach astronomicznych równonocy (21 marca i 23 września) przypada coraz później wraz ze spadkiem szerokości geograficznej analizowanych powierzchni w taki sam sposób na pN jak i pS. Zmienność To we funkcji L jest w tych dniach najmniejsza. W pozostałych dniach roku zmienność ta jest wyraźnie większa. Pomiedzy 23 września a 21 marca, To przypada coraz później przesuując od szerokości polarnych pN do szerokości polarnych pS, osiągając swoje maksimum 22 grudnia. Pomiedzy 21 marca a 23 września ta relacja przebiega odwrotnie, tj. To przypada coraz wcześniej przesuując się w tym samym kierunku, osiągając swoje maksimum 22 czerwca.

Rozważając w jak szerokim interwale czasu można przesunąć się względem optymalnego czasu dla szacowania $\bar{\alpha}$ za pomocą danych chwilowych α nie popełniając większego błędu niż $\pm 2\%$ i $\pm 5\%$, postąpiono w następujący sposób. Te interwały podzielono na dwie części, krótszą $\Delta^A(D)$ i dłuższą $\Delta^B(D)$ (rys. 2). Przed południem $\Delta^A(D)$ wyprzedza optymalny czas To a $\Delta^B(D)$ następuje po nim. Po południu relacja ta jest odwrotna, tj. $\Delta^B(D)$ i $\Delta^A(D)$ odpowiednio wyprzedza i następuje po czasie To . Zmienność powyższych interwałów czasowych jest rozważana tutaj na przykładzie tych samych trzech dat jak wyżej, 21 marca, 16 kwietnia i 22 czerwca, oraz dodatkowo 7 maja jako dacie przypadającej w połowie między dniem równonocy wiosennej i początkiem lata na pN. Obie części omawianego interwału, Δ^A i Δ^B , stają się wyraźnie szersze w pobliżu szerokości polarnych opisanych formułą $L_p = L_{PN} - L_{SZ}$, gdzie L_{PN} jest szerokością geograficzną, gdzie dla danego dnia w roku występuje noc polarna, natomiast L_{SZ} jest szerokością geograficzną, gdzie dla danego dnia w roku Słońce osiąga zenit. Dla wyższych szerokości geograficznych niż L_p , szerokość części tych interwałów nie zmienia się istotnie. Dla niższych szerokości geograficznych niż L_p , szerokość węższej części interwału $\Delta^A(D)$ i jej szerszej części $\Delta^B(D)$ zmienia się w następujący sposób. Jeśli $\bar{\alpha}$ jest oszacowywane z błędem ϵ mniejszym niż $\pm 2\%$, tak jak wymaga tego modelowanie zagadnień klimatycznych w skali globalnej według Sellersa i in. (1995), części $\Delta^B(D)$ i $\Delta^A(D)$ nie powinny odpowiednio przekraczać:

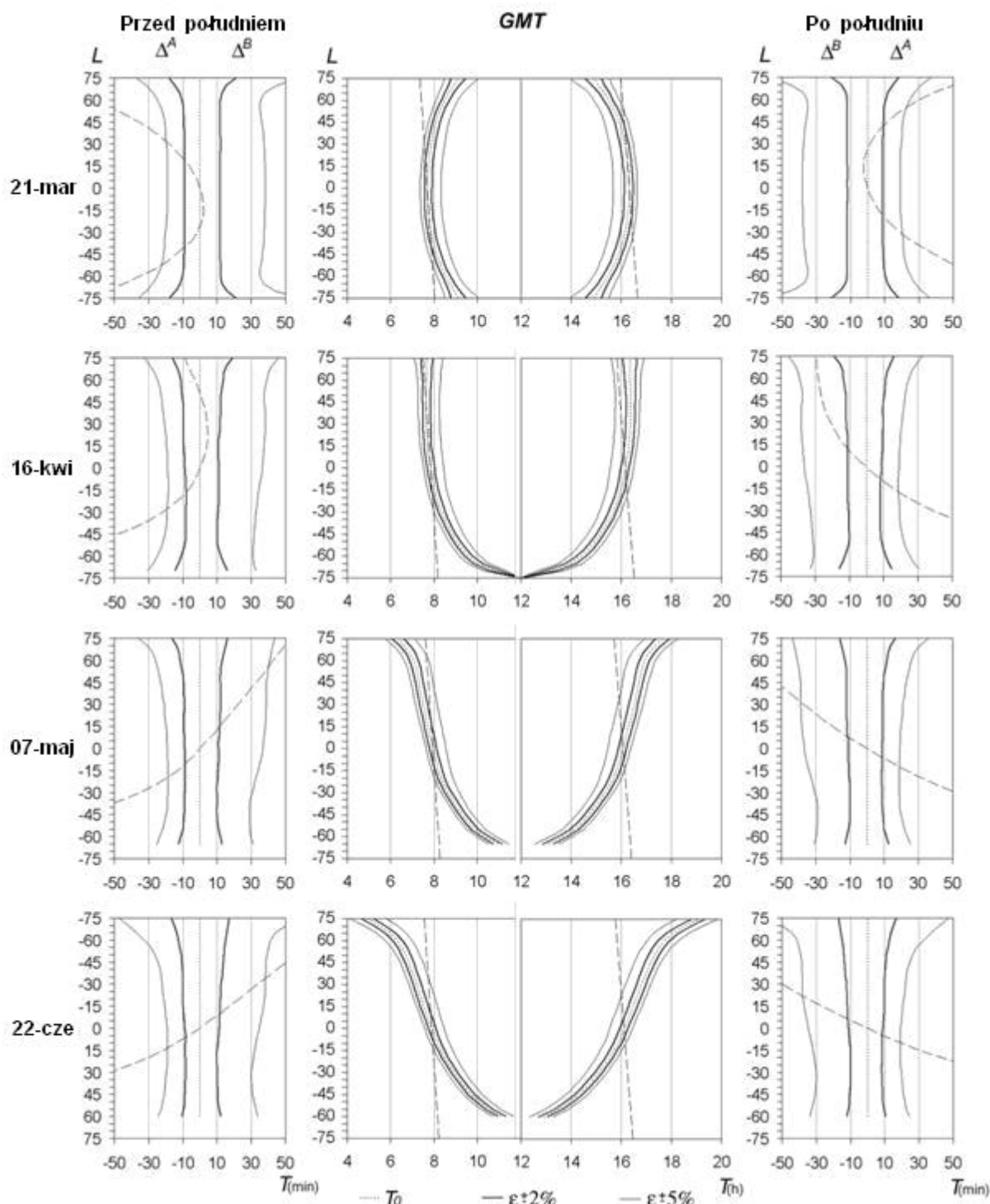
- o 9 i 12 minut 21 marca i
- o 8–11 i 10–12 minut 16 kwietnia, jak i 7 maja i 22 czerwca.

Jeśli zaakceptujemy oszacowanie $\bar{\alpha}$ z większym błędem ϵ niż $\pm 5\%$, to te akceptowalne części interwału mogą być około trzykrotnie szersze. Jakie konsekwencje wynikają z sytuacji, jeśli średnie dzienne albedo powierzchni glebowych położonych w tak szerokim zakresie szerokości geograficznej byłyby uzyskiwane za pośrednictwem technologii satelitarnej, wykorzystując dane charakteryzujące albedo gleb pochodzące z tak wąskich interwałów czasowych? Uwzględniając powszechnie znane trudności z bezpośrednim pozyskiwaniem albedo powierzchni Ziemi za pomocą radiometrów satelitarnych, najczęściej obser-



Rys. 1. Rozkłady szerokopasmowego albedo α powierzchni gleb o określonej szorstkości r we funkcji szerokości geograficznej L w warunkach czystego nieba dla roku 2000. Ujemne wartości L odnoszą się do półkuli południowej. $T(h)$ wyraża czas GMT w godzinach od południa do zachodu Słońca. Grube linie ciągłe izolacji po prawej stronie wykresów określają ekstremalne wartości α dla kątów zenitalnych Słońca $\theta_s = 85^\circ$. Grube linie przerywane przedstawiają średnie dzienne wartości albedo $\bar{\alpha}$ dla danej L .

Fig. 1. Semidiurnal distributions of the clear-sky broadband albedo α for the soil surfaces of the given roughness r in the latitude L function for the chosen days of 2000 year. Negative values of the L describe the latitude in the Southern Hemispheres. The $T(h)$ describes the GMT in hours from midday to sunset. The bold isoline on the write side of the graphs determines extreme values of the α for the solar zenith angle $\theta_s = 85^\circ$. The bold dot-line describes the average daily $\bar{\alpha}$ value in a given L .



Rys. 2. Interwały czasu $T_{(min)}$ w minutach, krótszy Δ^A i dłuższy Δ^B , określone w stosunku do czasu optymalnego T_0 przed południem (w lewej kolumnie) i po południu (w prawej kolumnie) oraz wyrażone w czasie bezwzględnym $T(h)$ GMT w skali godzinowej (w kolumnie środkowej) kiedy średnie dzienne albedo $\bar{\alpha}$ powierzchni gleb dla wybranych dni, zmieniające się wraz długością geograficzną L , jest możliwe do oszacowania z błędami ϵ mniejszymi od $\pm 2\%$ i $\pm 5\%$. Linie przerywane wyobrażają czas przelotu satelity teledetekcyjnego przemieszczającego się nad równikiem dokładnie w czasie optymalnym dla szerokości geograficznej $L = 0^\circ$.

Fig. 2. Time intervals $T_{(min)}$ in minutes, the shorter Δ^A and the longer Δ^B , determined with respect to the optimal time T_0 in the morning (in the left column) and in the afternoon (in the right column) and presented in the absolute time $T(h)$ in hours scale of the GMT (in the middle column) when for the chosen days the average daily soil surface albedo $\bar{\alpha}$ varying with the latitude L is available to asses with its errors ϵ lower than $\pm 2\%$ and $\pm 5\%$. The dashed lines imagine the time of the remote sensing satellite passage crossing the equator exactly at the optimal time for the latitude $L = 0^\circ$.

wujących nierównomierne promieniowanie powierzchni lądowych tylko wzdłuż jednego lub zaledwie kilku kierunków w ich niewielkim polu widzenia, dane te są najczęściej odpowiednio korygowane. Jednakże, korekcje wykorzystujące na przykład algorytmy na pół empirycznego podejścia do nierównomiernego odbicia spektralnego od powierzchni lądowych (Olsen *et al.*, 2003) mają za swój cel tylko efektywne wyeliminowanie wpływu nierównomiernego rozkładu radiacji badanych powierzchni w trakcie przelotu satelity. W niniejszej pracy zamierzano także zwrócić uwagę na ograniczenia takiej korekcji, rozważając tę kwestię na przykładzie typowej słonecznie-synchronicznej orbity satelity teledetekcyjnego z jej 98 minutowym okresem obiegu wokół Ziemi.

Dla uproszczenia założono, że satelita teledetekcyjny przelatuje nad równikiem dokładnie w optymalnym czasie dla oszacowania \bar{a} dla tych samych czterech dni w roku, jakie omawiane są powyżej. Poniżej starano się ustalić z jakiej długości takiej orbity, wyrażonej zakresem szerokości geograficznej, satelita mógłby zbierać dane charakteryzujące albedo z akceptowalnym dla nich błędem. Wyniki takiego oszacowania prezentowane są na rysunku 2. Szukaną długość orbity można znaleźć pomiędzy punktami przecięcia dwóch rodzajów linii, przerywanej i ciągłej. Linia przerywana opisuje bezwzględny czas przelotu satelity nad miejscem o określonej szerokości geograficznej (w środkowej kolumnie rysunku) lub wyraża ten czas w sposób względny jako różnicę między bezwzględnym czasem przelotu satelity nad danym miejscem opisanym L a optymalnym czasem dla oszacowania \bar{a} dla tej szerokości geograficznej (w lewej i prawej kolumnie rysunku). Linia ciągła wyobraża granice dopuszczalnego interwału, krótszego Δ^A i dłuższego Δ^B wokół czasu optymalnego, związanego z określonym błędem ε . Im większa zbieżność tych dwóch rodzajów linii, tym dłuższa część orbity może być uznana jako odpowiednia dla pozyskiwania danych charakteryzujących \bar{a} z błędem mniejszym niż ε . Najdłuższą część orbity, nie przekraczającą 90° , tj. najmniejsze ograniczenia w pozyskiwaniu danych charakteryzujących \bar{a} za pomocą satelitów teledetekcyjnych z błędem ε mniejszym niż 2% przewiduje się dla 16 kwietnia przed południem. Najkrótszą część orbity, o długości około 10° , a więc największe ograniczenia w uzyskiwaniu tych danych z takim błędem za pośrednictwem satelitów przewiduje się natomiast dla 22 czerwca po południu (oraz 22 grudnia przed południem). Dla 21 marca (i 23 września) przed południem i po południu długość części orbity w tym kontekście oszacowano na około 60° , chociaż dla 7 maja, przypadającego pośrodku pomiędzy 22 czerwca i 21 marca, długość tę ustalono na około 25° przed południem i 15° po południu. Inne dni roku przedstawiają podobny rozkład optymalnego czasu dla pozyskiwania \bar{a} we L (rys. 1). Dlatego, co najmniej takie same ograniczenia w pozyskiwaniu \bar{a} za pomocą satelitów jak dla 16 kwietnia przewiduje się także dla 23 lutego po południu, 28 sierpnia przed południem i 19 października po południu.

Uwagi końcowe

W warunkach czystego nieba średnie dzienne albedo gleby osiąga swoją najniższą wartość w dniach astronomicznej wiosennej i jesiennej równonocy na powierzchniach położonych na równiku oraz na początku astronomicznego lata na danej półkuli poza równikiem. Roczna zmienność tego albedo, wyrażona jego odchyleniem standardowym, wyraźnie zwiększa się wraz ze wzrostem szerokości geograficznej rozpatrywanych powierzchni glebowych. Im wyższa szerokość geograficzna, tym ta relacja staje się coraz bardziej widoczna, szczególnie dla gleb bardzo szorstkich. Zauważono, że średnie dzienne albedo gleby w danym dniu wypada w tym samym czasie niezależnie od jej szorstkości. Aby zmierzyć czy oszacować średnie albedo gleby z błędem mniejszym niż $\pm 2\%$, należy tego dokonać w ściśle określonym czasie nie wcześniej i nie później niż o 8–10 minut w stosunku do niego.

Zmieniający się wraz z szerokością geograficzną, wzdłuż orbity przelatującego satelity teledetekcyjnego, optymalny czas do pozyskiwania średnich dziennych wartości albedo gleb powoduje, że z niejednakowo długiego fragmentu orbity takiego satelity można skorzystać w ciągu określonych dni roku. W warunkach czystego nieba najmniejsze ograniczenia w zbieraniu powyższych danych, wynikające z możliwości wykorzystania najdłuższego fragmentu orbity satelity teledetekcyjnego, nie przekraczającego 90° , przewiduje się dla 23 lutego po południu, 16 kwietnia i 28 sierpnia przed południem i 19 października po południu. Natomiast największe te ograniczenia, związane z możliwością wykorzystania najmniejszego fragmentu orbity, o długości zaledwie około 10° , prognozuje się dla 22 czerwca po południu i 22 grudnia przed południem.

Podziękowania

Niniejsza praca została wykonana w ramach projektu badawczego zatytułowanego „Albedo gleby nie pokrytej roślinnością w zmieniających się warunkach jej oświetlenia a kształt powierzchni gleby” (nr 2 P04E 030 29), finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego. Autor dziękuje mgr Tomaszowi Gdali za przygotowanie oprogramowania umożliwiającego wykonanie niniejszej pracy oraz mgr Krzysztofowi Kuśnierkowi za wykonanie do niej rysunków.

Literatura

- Caulson K. L., 1966, Effect of reflection properties of natural surfaces in aerial reconnaissance, *Applied Optics*, 5, 905–917.
- Cierniewski J., 2009, Modelowanie zmienności albedo gleb w warunkach czystego nieba w zależności od kąta zenitalnego Słońca i szorstkości powierzchni gleby, *Teledetekcja środowiska*.

- Frasner R. S., 1975, Interaction mechanisms – within the atmosphere (chapter 5). *Manual of Remote Sensing, American Society of Photogrammetry*, Falls Church, VA, 181–233.
- Irons J. R., Smith, J. A., 1990, Soil surface roughness characterization from light scattering observations, *10th Annual International Geosciences and Remote Sensing Symposium*, II, 1007–1010.
- Kimes D. S., Sellers P. J., 1985, Inferring hemispherical reflectance of the Earth's surface for global energy budget from remotely sensed nadir or directional radiance values, *Remote Sensing of Environment*, 18, 205–223.
- Milton E. J., Webb J. P., 1987, Ground radiometry and airborne multispectral survey of bare soils, *International Journal of Remote Sensing*, 18, 3–14.
- Olsen, K. W., Bonan, G. B., Schaaf, C., Gao, F., Jin, Y., Strahler, A., 2003, Assessment of global climate model land surface albedo using MODIS data, *Geophysical Research Letters*, 30, 1443, 26, 1–4.
- Rees W. G., 1996, *Physical Principles of Remote Sensing (Topics in Remote Sensing)*, Ray Arvidson and Michael Rycroft (Ed.) (New York: Cambridge University Press), 1–247.
- Sellers P. J., Meeson B. W., Hall F. G. Asrar G., Murphy R. E., Schiffer R. A., Bretherton F. P., Dickinson R. E., Ellingson R. G., Field C. B., Huemmrich K. F., Justice C. O., Melack J. M., Roulet N. T., Schimel D. S., Try P.D., 1995, Remote Sensing of the land-surface for studies of global change: models-algorithms-experiments, *Remote Sensing of Environment*, 51, 3–26.
- Shoshany, M., 1993, Roughness-reflectance relationship of bare desert terrain: An Empirical study, *Remote Sensing of Environment*, 45, 15–27.



Prof. dr hab. Jerzy Cierniewski, kierownik Zakładu Gleboznawstwa i Teledetekcji Gleb Instytutu Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, jest profesorem Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu. Stopień doktora i doktora habilitowanego uzyskał w Akademii Rolniczej w Poznaniu kolejno w 1979 i 1989 roku. Od 1987 jest pracownikiem UAM. Tytuł profesora nauk o Ziemi otrzymał w 2000 roku. Jest autorem ponad 100 prac z zakresu gleboznawstwa i teledetekcji gleb, publikowanych między innymi w *Remote Sensing of Environment*, *International Journal of Remote Sensing*, *Remote Sensing Reviews*, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* oraz *International Agrophysics*.