

Korekcja radiometryczna obrazów satelitarnych — metodyka i przykłady

Radiometric correction of satellite images — methodology and exemplification

Anna JAKOMULSKA, Marcin SOBCZAK

Precise radiometric correction of satellite data requires sophisticated modelling using Radiative Transfer Codes and a large number of data input from the user. A wide range of methods has been designed to make the process operational. In this paper absolute and relative methods for radiometric image correction are presented and exemplified using three LANDSAT-5

Thematic Mapper scenes. The following methods are described and evaluated: DOS, modified DOS (Chavez model), 6S, „flat-field”, empirical line, multitemporal image regression and supervised image regression. Topographic correction was carried out in the alpine Tatra Mountains using Parlow and 6S models, both taking into account scattered component of radiation.

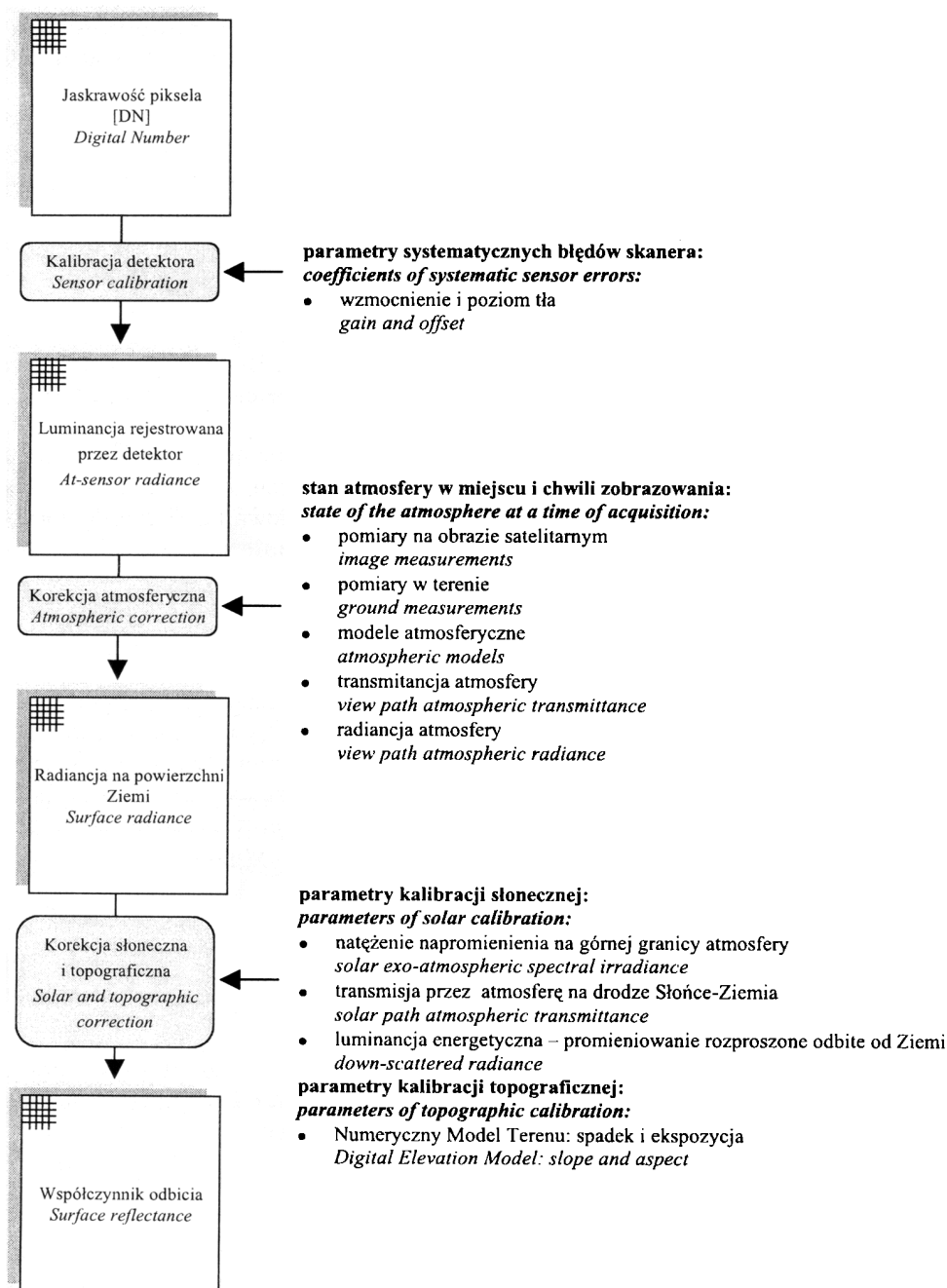
Wstęp

Korekcja radiometryczna jest wstępnym etapem przetwarzania obrazów satelitarnych, mającym na celu transformację zarejestrowanych przez detektor jasności pikseli (ang. *Digital Number DN*, bezwymiarowe) do współczynnika odbicia obiektu. Proces ten jest niezbędny w typowych zastosowaniach ilościowych (takich jak klasyfikacja czy analiza zmian), aby wyeliminować wpływ atmosfery, iluminacji terenu oraz różnic kalibracji lub charakterystyk detektorów. Korekcja radiometryczna obejmuje 3 etapy (ryc. 1):

- 1) kalibrację detektorów,
- 2) korekcję atmosferyczną,
- 3) korekcję słoneczną i topograficzną.

Pierwszy etap polega na konwersji jasności pikseli (*DN*) zarejestrowanych przez detektor umieszczony na satelicie do luminancji energetycznej na górnej granicy atmosfery i wymaga znajomości parametrów kalibracyjnych detektorów. Dostępne są one w literaturze lub są dostarczane razem z danymi satelitarnymi. Drugi etap obejmuje transformację z luminancji na górnej granicy atmosfery do luminancji na powierzchni Ziemi. Wymaga on precyzyjnego określenia stanu atmosfery, w tym zawartości gazów, aerozoli i pyłów, które są źródłem absorpcji i rozpraszania zachodzącego w atmosferze. Na tej podstawie modeluje

się wpływ atmosfery wykorzystując programy analizujące transfer promieniowania w zależności od zadanych parametrów (ang. *Radiative Transfer Codes, RTC*). Pomiar transmisji przez atmosferę w dniu zobrazowania satelitarnego jest technicznie możliwy, ale kosztowny i czasochłonny, toteż rzadko stosowany w operacyjnym przetwarzaniu obrazów satelitarnych. Ponadto, metoda ta nie może być wykorzystana do korekcji zdjęć archiwalnych, dla których nie istnieją szczegółowe pomiary terenowe. Opracowano jednak szereg uproszczonych metod pozyskiwania informacji o stanie atmosfery, co pozwala na wybór metody odpowiedniej dla danego zestawu danych i jego późniejszego przetwarzania. Metody te nie prowadzą jednak do tych samych wyników, a oszacowanie ich dokładności bez danych terenowych jest trudne. Czynniki te powodują, że korekcja radiometryczna często jest zaniechywana w procesie wstępnego przetwarzania obrazów satelitarnych. Niektóre zastosowania i dane satelitarne nie wymagają przeprowadzenia kalibracji, w większości przypadków jednak pominięcie korekcji radiometrycznej może prowadzić do uzyskania niedokładnych lub błędnych wyników analizy, w skrajnych przypadkach uniemożliwiając ją w ogóle. Analiza zdjęć hiperspektralnych wymaga zastosowania specjalistycznych modeli korygujących wpływ atmosfery, podczas gdy korekcja zdjęć satelitarnych



Ryc. 1. Etapy korekcji radiometrycznej obrazów satelitarnych (wg Schowengerdta, 1997)

Fig. 1. Data flow for radiometric correction of remote sensing images (after Schowengerdt, 1997)

o średniej rozdzielczości geometrycznej i spektralnej (np. LANDSAT, SPOT) może być przeprowadzona bez dodatkowych pomiarów terenowych i meteorologicznych.

W niniejszym artykule zaprezentowano proste, nie wymagające specjalistycznych modeli metody korekcji radiometrycznej. Szczególną uwagę zwrócono na zestawy danych i analizy, w których korekcja jest niezbędna. Przedstawiono zarówno metody bezwzględne, jak i względne. Pierwsza grupa metod pozwala na zamianę wartości *DN* (wyrażonych w skali np. 8-bitowej) na współczynniki odbicia na podstawie oszacowania wpływu atmosfery. Możliwe są tu dwie techniki: kate-

goryzacja warunków atmosferycznych i zastosowanie modeli standardowych rodzajów atmosfery (np. „atmosfery umiarkowanych szerokości geograficznych”) lub szacowanie promieniowania rozproszonego w atmosferze na podstawie samego obrazu satelitarnego. Metody względne odnoszą wartości zarejestrowane na zobrazowaniu satelitarnym do: pomiarów terenowych (idealnie — wykonanych w momencie zobrazowania) lub innych scen satelitarnych. W pierwszym przypadku możliwa jest transformacja sygnału odebranego przez detektor na współczynnik odbicia, w drugim — porównanie danych wieloczasowych lub wykonanych przez detektory o różnych charakterystykach, bez ko-

nieczności zamiany jaskrawości pikseli (DN) na współczynniki odbicia. Jako ostatnią opisano metodę korekcji wpływu topografii na odbicie promieniowania słonecznego (niezbędną na obszarach górskich).

Omawiane techniki zilustrowano przykładami korekcji zdjęć satelitarnych LANDSAT-5 TM. W opracowaniu wykorzystano 6 kanałów spektralnych (bez kanału termalnego, oznaczonych w tekście TM1, TM2, TM3, TM4, TM5, TM7) fragmentów następujących scen satelitarnych (tab. 1):

- 187/23 obejmującej obszar Wysoczyzny Kolneńskiej zobrazony 25 VII 1987 (Kolno),
- 187/25 obejmującej obszar Beskidu Niskiego zobrazony 23 IX 1992 (Beskid),
- 187/26 obejmującej obszar Tatr oraz Beskidu Niskiego, zobrazony 6 VIII 1992 (Tatry).

Poniżej zestawiono metody i dane, które opisano w niniejszym opracowaniu:

1) Metody bezwzględne (Kolno). Oszacowanie parametrów atmosferycznych na podstawie zobrażenia satelitarnego:

- DOS (ang. *Dark Object Subtraction*): odjęcie wartości odbicia obiektów ciemnych;
- Zmodyfikowany DOS (model Chaveza).
- Modelowanie atmosfery:
- Model 6S (*Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum*).

2) Metody względne wykorzystujące terenowe pomiary współczynnika odbicia (Tatry):

- Metoda proporcji: pomiar współczynnika odbicia jednego obiektu w terenie;
- Linia empiryczna: pomiar współczynników odbicia trzech obiektów w terenie.

3) Metody względne radiometryczne (dwie sceny obejmujące Beskid Niski, Beskid i Tatry):

- Metoda regresji liniowej;
- Metoda nadzorowanej regresji liniowej.

4) Korekcja topograficzna (Tatry):

- Model Parlowa.

Tabela 1.
Specyfikacje wykorzystanych scen satelitarnych
Specifications of processed satellite data

Scena satelitarna <i>Satellite scene</i>	Kolno	Beskid	Tatry
Nr orbity / Nr pasa <i>Path/Row</i>	187/23	187/25	187/26
Data zobrazenia <i>Date of acquisition</i>	25.08.1987	23.09.1992	06.08.1992
Godzina zobrazenia <i>Time of acquisition</i>	08:51:47 GMT	08:48:12 GMT	08:49:23 GMT
Środek sceny <i>Scene center</i>	22°49'00"E 53°05'00"N	21°22'00"E 50°16'00"N	20°46'00"E 48°51'00"N
Kąt azymutalny Słońca <i>Solar azimuth angle</i>	145,52°	149,27°	134,50°
Kąt zenitalny Słońca <i>Solar zenith angle</i>	43,34°	35,28°	39,65°

Oddziaływanie promieniowania elektromagnetycznego z atmosferą i powierzchnią Ziemi

Niniejszy wstęp ma na celu usystematyzowanie terminów wykorzystanych w dalszej części artykułu (po szczegółowe wyjaśnienia odsyłamy czytelnika do podręczników fizyki i optyki). Symbole i jednostki omawianych wielkości fizycznych zestawiono w tabeli 2.

Transfer energii promieniowania słonecznego na górną granicę atmosfery Ziemi

Słońce emituje energię jak ciało doskonale czarne o temperaturze 5900 K. Gęstość spektralna natężenia promieniowania (widmowy rozkład energii) dla ciała doskonale czarnego jest opisany rozkładem Plancka:

$$M_{\lambda} = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 (e^{hc/\lambda kT} - 1)} \quad (1)$$

W danym zakresie spektralnym zdolność emisyjna zależy od temperatury emitera. Podstawiając do wzoru określoną długość fali promieniowania można uzyskać natężenie promieniowania słonecznego wyrażone w $Wm^{-2}\mu m^{-1}$. Maksimum promieniowania, zgodnie z prawem Wiena:

$$\lambda_{\max} = 2898/T \quad (2)$$

przypada dla Słońca w zakresie widzialnym dla fali o długości ok. $\lambda_{\max, \text{Słońca}} = 0,49 \mu m$, a w przypadku Ziemi dla fali ok. $\lambda_{\max, \text{Ziemi}} = 9,8 \mu m$.

Promieniowanie, które dociera do górnej granicy atmosfery, jest odwrotnie proporcjonalne do odległości Ziemia-Słońce:

$$E_{\lambda}^0 = \frac{M_{\lambda}}{\pi} \times \frac{P}{d^2} \quad (3)$$

Wartość ta wyraża strumień energii na jednostkę powierzchni na długość fali ($Wm^{-2}\mu m^{-1}$) i nazywana jest natężeniem napromienienia. Spektralna charakterystyka natężenia napromienienia jest stała, podczas gdy jego wielkość zmienia się o kilka procent

w ciągu roku i związana jest ze zmianami odległości Ziemi od Słońca.

Wpływ atmosfery i odbicie promieniowania od Ziemi

Oddziaływanie atmosfery na promieniowanie elektromagnetyczne, nazywane ekstynkcją atmosferyczną, jest wynikiem:

- 1) rozpraszania Ray-

Tabela 2.

Spis symboli używanych w tekście. Terminologia zgodna z polską normą PN-90/E-01205

List of symbols used in the text. Terminology according to the Polish norm PN-90/E-01205

Symbol Symbol	Nazwa lub wartość stałych Name or value for constants	Jednostka lub zakres wielkości bezwymiarowych Unit or range for unitless values
M_λ	Emitancja energetyczna, egzytancja energetyczna <i>Spectral radiant exitance</i>	$Wm^{-2}\mu m^{-1}$
T	Temperatura <i>Temperature</i>	K
c	Prędkość światła = 299792 <i>Speed of light</i>	$km\ s^{-1}$
k	Stała Boltzmana = $1,381 \times 10^{-23}$ <i>Boltzman constant</i>	JK^{-1}
h	Stała Plancka = $6,625 \times 10^{-34}$ <i>Planck constant</i>	Js
λ	Długość fali (indeksem λ oznaczono wartości zależne od długości fali) <i>Wavelength (index λ denotes a value dependent on wavelength)</i>	μm
λ_{max}	Długość fali, dla której przypada maksimum widmowego rozkładu promieniowania <i>Wavelength of blackbody function maximum</i>	μm
E_λ^0	Natężenie napromienienia na górnej granicy atmosfery <i>Exo-atmospheric solar spectral irradiance</i>	$Wm^{-2}\mu m^{-1}$
E_λ	Natężenie napromienienia na powierzchni Ziemi <i>Earth's surface irradiance</i>	$Wm^{-2}\mu m^{-1}$
E_λ^d	Natężenie napromienienia rozproszonego w atmosferze, na powierzchni Ziemi <i>Irradiance at the surface due to skylight</i>	$Wm^{-2}\mu m^{-1}$
P	Powierzchnia dysku Słońca <i>Solar disk area</i>	km^2
d	Odległość Ziemi od Słońca <i>Sun-Earth distance</i>	km lub jednostki astronomiczne <i>km or astronomical units</i>
$\tau_s(\lambda)$	Transmisja przez atmosferę na drodze Słońce-Ziemia <i>Solar path atmospheric transmittance</i>	bezwymiarowa <0;1> <i>unitless</i>
$\tau_v(\lambda)$	Transmisja przez atmosferę na drodze Ziemia-detektor <i>View path transmittance</i>	bezwymiarowa <0;1> <i>unitless</i>
L_λ	Luminancja energetyczna promieniowania odbitego od powierzchni Ziemi <i>Radiance</i>	$Wm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$
L_λ^s	Luminancja energetyczna — całkowite promieniowanie na górnej granicy atmosfery (rejestrowane przez detektor) <i>Total upwelling radiance at satellite sensor</i>	$Wm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$
L_λ^{su}	Luminancja energetyczna — bezpośrednio promieniowanie odbite od Ziemi <i>Unscattered, surface-reflected radiation</i>	$Wm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$
L_λ^{sd}	Luminancja energetyczna — promieniowanie rozproszone odbite od Ziemi <i>Down-scattered, surface-reflected radiance</i>	$Wm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$
L_λ^{sp}	Luminancja energetyczna — promieniowanie rozproszone w atmosferze <i>Up-scattered path-radiance</i>	$Wm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$
DN	Jaskrawość piksela <i>Digital Number</i>	bezwymiarowe <i>unitless</i>
G_λ	Wzmocnienie sygnału <i>Gain</i>	$Wm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}/DN$ lub (or) $DN/Wm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$
B_λ	Poziom tła <i>Offset, bias</i>	bezwymiarowe (w DN) <i>unitless in DN</i>
ρ_λ	Współczynnik odbicia spektralnego <i>Spectral reflectance</i>	bezwymiarowa <0;1> lub % <i>unitless or %</i>
θ	Kąt padania promieni słonecznych <i>Incident angle</i>	°
θ_s	Kąt zenitalny Słońca <i>Solar zenith angle</i>	°
α	Nachylenie terenu <i>Slope angle</i>	°
ϕ	Względny kąt pomiędzy azymutem Słońca a ekspozycją stoku <i>Relative angle between Solar azimuth and slope</i>	°

leigha (rozpraszanie promieniowania na cząstkach o rozmiarach mniejszych od długości fali promieniowania, największe dla krótkofalowego promieniowania niebieskiego),

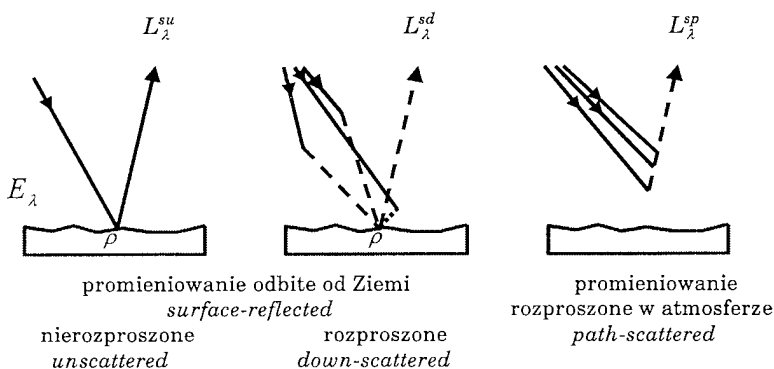
2) rozpraszania Mie (ekstynkcji aerozolowej na drobnych cząstkach pyłu, wody ($10^{-3}\mu\text{m}-1\mu\text{m}$), charakteryzującej się dużą zmiennością przestrzenną),

3) pochłaniania gazowego (związanego ze zmianami stanów energetycznych atomów i cząsteczek).

Ekstynkcja atmosfery zależy więc od prężności pary wodnej i zawartości dwutlenku węgla, ozonu i innych gazów oraz pyłów i aerozoli. W wyniku oddziaływania atmosfery detektor, umieszczony na górnej granicy atmosfery, w zakresie widzialnym oraz bliskiej i średniej podczerwieni, rejestruje promieniowanie będące sumą trzech głównych komponentów (ryc. 2):

$$L_{\lambda}^s = L_{\lambda}^{su} + L_{\lambda}^{sd} + L_{\lambda}^{sp} \quad (4)$$

Najsilniejszy sygnał rejestrowany przez detektor pochodzi od promieniowania bezpośredniego, odbitego od obiektu (L_{λ}^{su}). Istotny udział mają również promieniowanie rozproszone, odbite od obiektu (L_{λ}^{sd}) oraz promieniowanie rozproszone w atmosferze, które nie dociera do powierzchni Ziemi (L_{λ}^{sp}). Na wielkość rejestrowanego odbicia ma również wpływ promieniowanie wtórne, odbite od sąsiednich obiektów (ang. *adjacency effect*). Mimo że wpływ ten na bezwzględną wartość jaskrawości piksela jest niewielki, prowadzi on do przestrzennej autokorelacji sygnału, powodując m.in. zmniejszenie kontrastu obrazu.



Ryc. 2. Główne składowe promieniowania rejestrowanego przez detektory umieszczone na orbicie satelitarnej w zakresie widzialnym i krótkofalowego promieniowania podczerwonego (wg Schowengerdta, 1997)

Fig. 2. The most significant radiation components in solar reflective remote sensing seen by the satellite sensor (after Schowengerdt, 1997)

Promieniowanie bezpośrednio odbite od powierzchni Ziemi (L_{λ}^{su})

Natężenie napromienienia na powierzchni Ziemi (E_{λ}) jest frakcją natężenia na górnej granicy atmosfery (E_{λ}^0), które ulega osłabieniu przechodząc przez atmosferę w zależności od jej transmisji ($\tau_s(\sigma)$) oraz od kąta padania promieni słonecznych (θ):

$$E_{\lambda} = \tau_s(\lambda) E_{\lambda}^0 \cos \theta \quad (5)$$

Wartość E_{λ} wyraża strumień energii na jednostkę powierzchni (Wm^{-2}). Odbicie promieniowania od powierzchni Ziemi zależy od własności podłoża, czyli od

współczynnika odbicia (ρ). Dla powierzchni lambertowskich zakłada się, że odbicie jest jednorodne we wszystkich kierunkach. Luminancja energetyczna promieniowania odbitego od powierzchni Ziemi (L_{λ}) wyraża gęstość strumienia energii w jednostkowym kącie bryłowym ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}$):

$$L_{\lambda} = \rho_{\lambda} \frac{\tau_s(\lambda) E_{\lambda}^0}{\pi} \cos \theta \quad (6)$$

Wartość współczynnika odbicia z definicji jest wielkością bezwymiarową i zawiera się w przedziale $<0;1>$. Zależy on od długości fali, natomiast dla powierzchni prawdziwie lambertowskich nie zależy od kąta widzenia sensora.

Dla niektórych materiałów założenie o lambertowskim charakterze powierzchni jest nieprawdziwe. Szorstkość i zacienienie podłoża, zmieniające się wraz z kątem widzenia i kątem nachylenia powierzchni, modyfikuje charakter odbicia, które w takim wypadku opisywane jest przez funkcję rozkładu dwukierunkowego odbicia (ang. *Bi-directional Reflectance Distribution Function BRDF*). Przykładem typowej powierzchni naturalnej, która nie ma charakteru lambertowskiego, są gleby, których uziarnienie, wielkość i kształt agregatów oraz mikrorelief związany z zabiegami agrotechnicznymi powodują, że odbicie w dużej mierze zależy od kąta widzenia sensora (Cierniewski, 2001). Podobnie albedo roślinności jest zależne od kąta widzenia, jednak modelowania BRDF można uniknąć stosując wskaźniki roślinne np. Vegetation Index (R/IR), normalizujące jego wpływ. (Qi i inni, 1995).

Promieniowanie odbite od powierzchni Ziemi ponownie ulega osłabieniu związanemu z pochłanianiem i rozpraszaniem w warstwie atmosfery zawartej pomiędzy powierzchnią Ziemi a detektorem. Wzór (6) należy więc zmodyfikować o wielkość $\tau_v(\lambda)$: transmisję przez atmosferę wzdłuż linii obiekt-sensor:

$$L_{\lambda}^{su} = \rho_{\lambda} \frac{\tau_s(\lambda) \tau_v(\lambda) E_{\lambda}^0}{\pi} \cos \theta \quad (7)$$

Zależność ta ma istotne konsekwencje dla obszarów o urozmaiconej rzeźbie oraz dla skanerów o szerokim kącie widzenia, gdyż odległość obiekt-sensor nie jest wtedy jednakowa w obrębie całej sceny. Ozna-

cza to, że obszary wyniesione będą miały wyższą składową promieniowania bezpośredniego niż obszary położone w dolinach (patrz: rozdział dotyczący korekcji topograficznej). Dla skanerów o szerokim kącie widzenia (np. AVHRR) występuje zjawisko rozjaśnienia tej strony obrazu, która znajduje się bliżej detektora. Uniemożliwia to np. prawidłową zautomatyzowaną klasyfikację. Największe różnice występują w zakresach fal krótkich.

Promieniowanie rozproszone odbite od powierzchni Ziemi (L_{λ}^{sd})

Promieniowanie rozproszone w atmosferze na drodze Słońce–Ziemia i odbite od obiektu powoduje, że cienie nie są w 100% czarne. Składowa luminancji pochodząca z promieniowania rozproszonego, rejestrowana przez detektor, jest funkcją współczynnika odbicia (ρ) oraz natężenia napromienienia rozproszonego w atmosferze (E_{λ}^d), które może być zmierzone w terenie, na obszarach zacienionych, pozbawionych promieniowania bezpośredniego. Ostatecznie wielkość tę modyfikuje czynnik związany z topografią (F), który charakteryzuje fragment atmosfery widoczny w danym punkcie (na płaskim terenie $F = 1$). Wzór na promieniowanie rozproszone można więc zapisać:

$$L_{\lambda}^{sd} = F\rho_{\lambda} \frac{\tau_v(\lambda)E_{\lambda}^d}{\pi} \quad (8)$$

Promieniowanie rozproszone, które nie dochodzi do powierzchni Ziemi (L_{λ}^{sp})

Promieniowanie rozproszone w atmosferze, zarejestrowane przez detektor, ale nie odbite od powierzchni Ziemi zależy od przezroczystości atmosfery (rozpraszanie Rayleigha i Mie) oraz kąta widzenia detektora. Pierwszy efekt może być widoczny w obrębie jednej sceny satelitarnej w przypadku zróżnicowania przejrzystości atmosfery (np. atmosfera miejska i wiejska). Drugi efekt jest istotny dla detektorów o dużym polu widzenia (np. AVHRR) oraz o odchyłonej osi obserwacji (np. SPOT). Dla scen obrazujących obszary homogeniczne, zarejestrowanych przez detektor o wąskim kącie obserwacji (np. LANDSAT) L_{λ}^{sp} ma wartość stałą.

Całkowite promieniowanie na górnej powierzchni atmosfery (L_{λ}^s)

Całkowite promieniowanie rejestrowane przez sensor jest sumą promieniowania odbitego od obiektu (bezpośredniego i rozproszonego) oraz promieniowania rozproszonego w atmosferze, nieodbitego od powierzchni Ziemi:

$$L_{\lambda}^s = L_{\lambda}^{su} + L_{\lambda}^{sd} + L_{\lambda}^{sp} = \rho_{\lambda} \frac{\tau_s(\lambda)\tau_v(\lambda)E_{\lambda}^0}{\pi} \cos\theta + F\rho_{\lambda} \frac{\tau_v(\lambda)E_{\lambda}^d}{\pi} + L_{\lambda}^{sp} = \rho_{\lambda} \frac{\tau_v(\lambda)}{\pi} (\tau_s(\lambda)E_{\lambda}^0 \cos\theta + FE_{\lambda}^d) + L_{\lambda}^{sp} \quad (9)$$

Interpretacja tego wzoru jest następująca: całkowite promieniowanie rejestrowane przez detektor jest liniowo proporcjonalne do współczynnika odbicia zmodyfikowanego przez:

— przestrzennie i spektralnie zmienny współczynnik uwarunkowany kształtem terenu ($\cos\theta$) (mnożlikiwny), oraz

— przestrzennie stały i zmienny spektralnie współczynnik transmisji przez atmosferę na drodze Ziemia–satelita (addytywny).

Wzór (9) pozwala na wyprowadzenie przestrzenno-spektralnego rozkładu współczynnika odbicia:

$$\rho_{\lambda} = \frac{\pi L_{\lambda}^s}{\tau_v(\lambda)(\tau_s(\lambda)E_{\lambda}^0 \cos\theta + FE_{\lambda}^d) + L_{\lambda}^{sp}} \quad (10)$$

Precyzyjna korekcja radiometryczna wymaga więc szeregu parametrów wejściowych, w miarę możliwości zmierzonych w trakcie przelotu satelity. W praktyce (z wyjątkiem zdjęć hiperspektralnych) stosuje się szereg założeń upraszczających modele transferu promieniowania w ośrodku atmosferycznym, a parametry charakteryzujące stan atmosfery szacowane są na podstawie zobrazowania satelitarnego. Metody te omawiamy w niniejszej pracy.

Zastosowania wymagające korekcji radiometrycznej

Korekcja radiometryczna nie jest wymagana w zastosowaniach teledetekcyjnych, w których wszystkie dane wejściowe wyrażone są w tej samej skali względnej. Na przykład, w klasyfikacji, w której dane treningowe opracowano na podstawie sceny satelitarnej, która będzie klasyfikowana, proces korekcji radiometrycznej może zostać pominięty. Wyjątkami są tu sceny satelitarne, które charakteryzują się dużą dynamiką lub niehomogenicznością atmosfery (np. obszary o urozmaiconej rzeźbie, zobrazowania wykonane w trakcie nasuwania się frontalnych mas powietrza, obszary o zróżnicowanej przejrzystości atmosfery: np. miejskie i wiejskie). Dla danych LANDSAT TM dominującym efektem atmosferycznym jest rozpraszanie, które jest addytywną składową sygnału rejestrowanego przez detektor. Efekt absorpcji (proporcjonalnie osłabiający sygnał) jest często pomijany ze względu na fakt, że kanały detektora Thematic Mapper wykorzystują zakresy spektralne tzw. okien atmosferycznych (Song i inni, 2000).

W przypadku klasyfikacji lub analizy zmian wielozasobnych danych teledetekcyjnych, korekcja jest niezbędna. Stosuje się wtedy metodę polegającą na sprowadzeniu danych do wspólnej skali poprzez względną korekcję zobrazowań względem jednego z nich, przyjętego za punkt odniesienia. Podobnie, korekcję należy przeprowadzić w analizie porównawczej zobrazowań wykonanych przez różne detektory (np. LANDSAT TM i MSS, LANDSAT-5 TM i LANDSAT-7 ETM+). W przypadku zbliżonych charakterystyk

spektralnych sensorów możliwe jest przeprowadzenie korekcji względnej. Bezwzględna korekcja radiometryczna jest wymagana w analizach porównujących spektra pomierzone przez detektory umieszczone na orbitach satelitarnych (na górnej granicy atmosfery) oraz pomierzone na powierzchni Ziemi, w terenie lub laboratorium (porównanie z bibliotekami spektralnymi). Ma to szczególne znaczenie w przetwarzaniu materiałów hiperspektralnych oraz w analizie subpikselowej z wykorzystaniem metody rozmieszczenia pikseli (ang. *spectral unmixing*).

Najprostszymi technikami pozwalającymi na wykorzystanie materiałów teledetekcyjnych bez korekcji radiometrycznej w analizach, które takiej korekcji wymagają są:

— pominięcie kanałów spektralnych szczególnie podatnych na wpływ atmosfery (zakresy krótkofalowe, w skrajnych przypadkach wykorzystywano w klasyfikacji jedynie kanał 5 i 7 LANDSAT TM (Skole, Tucker, 1993)),

— odejmowanie lub dzielenie kanałów z określeniem wartości progowej (dla zobrażeń wieloczasowych, w celu uzyskania wartości względnych),

— Analiza Składowych Głównych dla zobrażeń wieloczasowych (Fung, LeDrew, 1987).

W pierwszym przypadku, redukcja dostępnej informacji ogranicza możliwości poprawnej analizy, zaś w drugim należy uważać, aby nie łączyć technik opartych na zależnościach liniowych z nieliniowymi. Ze względu na częste zastosowania wskaźników teledetekcyjnych, w dalszej części zwrócimy szczególną uwagę na wpływ korekcji, lub raczej jej braku, na wskaźnik *NDVI*.

Metody i przykłady korekcji radiometrycznej

Metody bezwzględne

Kalibracja detektorów

Kalibracja detektorów obejmuje zamianę wartości *DN* zarejestrowanych przez detektor (bezwymiarowych) na luminancję na wysokości urządzenia rejestrującego sygnał [$Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$]. Zależność *DN* od luminancji jest liniowa i wyraża się wzorem:

$$L_{\lambda}^s = G_{\lambda} \times DN + B_{\lambda} \quad (11)$$

gdzie: L_{λ}^s — luminancja w danym zakresie spektralnym, G_{λ} — wzmacnienie, wyrażone w jednostkach luminancji na *DN* [$Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}/DN$], B_{λ} — poziom tła (*offset*) jest wartością bezwymiarową, wyrażoną w *DN*.

W przypadku, gdy wzmacnienie podane jest w jednostkach *DN* na luminancję [$DN/Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$] należy zastosować wzór:

$$L_{\lambda}^s = \frac{DN - B_{\lambda}}{G_{\lambda}} \quad (12)$$

W literaturze dotyczącej charakterystyki detektorów funkcjonują obydwa wzory na luminancję, a pa-

rametry wzmacnienia podawane są zarówno w jednostkach luminancji na *DN*, jak i odwrotnie, stosując *offset* z przeciwnym znakiem. Ponieważ w obydwu przypadkach stosowane jest to samo nazewnictwo, przy kalibracji należy zwrócić szczególną uwagę na parametry i jednostki danych wejściowych. Obydwa parametry określane są w procesie kalibracji każdego z kanałów spektralnych przed wystrzeleniem satelity na orbitę (w przypadku detektora Thematic Mapper parametry kalibracyjne oszacowane przed wystrzeleniem satelity LANDSAT opublikowano w instrukcji technicznej EOSAT (1993) oraz (Markham, Barker, 1986). Kalibracje prowadzone w okresie operacyjnym satelitów wskazują, że jakość detektorów z czasem ulega degradacji. Dla skanerów MSS i TM oszacowanie parametru wzmacnienia w fazie operacyjnej satelitów LANDSAT wykonywano wielokrotnie metodami kalibracji pokładowej (w stosunku do Słońca i źródła światła o stałym natężeniu) oraz techniką tzw. kalibracji zastępczej (ang. *vicarious calibration*). Metoda ta polega na porównaniu współczynnika odbicia jasnych, homogenicznych obszarów (pustynne poligony testowe w Nevadzie, Kalifornii i Nowym Meksyku) zmierzonych w terenie i poddanych przeliczeniu do luminancji na górnej granicy atmosfery (na podstawie równań transferu promieniowania w atmosferze, RTC), oraz sygnału odebranego z satelity (Thome i inni, 1997). Zaleca się stosowanie tych parametrów wzmacnienia, które pomierzono w terminie najbliższym zobrażowaniu satelitarnemu, które poddawane jest kalibracji (Moran i inni, 1995). Parametr poziomu tła charakteryzuje się większą stabilnością, toteż dla LANDSATa TM można używać parametry zmierzone przed wystrzeleniem satelity na orbitę, zamieszczone w instrukcji EOSAT (1993). Parametry wykorzystane do kalibracji scen Tatry i Kolno zestawiono w tabeli 3.

Korekcja atmosferyczna

Do porównania metod bezwzględnych wykorzystano scenę satelitarną Kolno (ryc. 3).

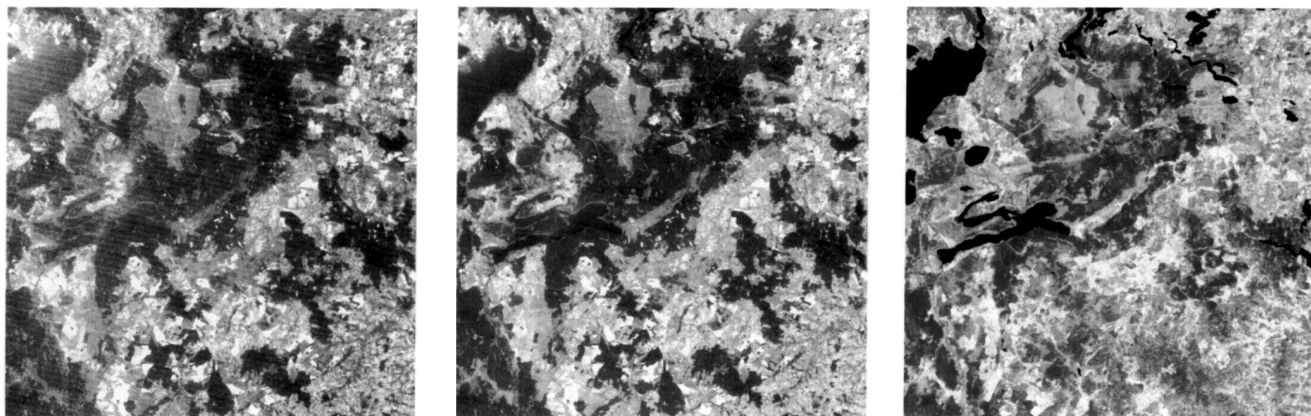
Oszacowanie parametrów atmosferycznych na podstawie zdjęcia satelitarnego

• Metoda DOS: odjęcie wartości odbicia obiektów ciemnych (ang. *Dark Object Subtraction*)

W metodzie tej przyjmuje się uproszczony model rozpraszania promieniowania w atmosferze (Spanner i inni, 1990). Zakłada się, że nie występuje promieniowanie rozproszone odbite od obiektu (L_{λ}^{sd}): odbicie zależy jedynie od promieniowania bezpośredniego odbitego od obiektu (L_{λ}^{su}) i od promieniowania rozproszonego w atmosferze, nieodbitego od powierzchni Ziemi (L_{λ}^{sp}):

$$L_{\lambda}^s = L_{\lambda}^{su} + L_{\lambda}^{sp} = \tau_v(\lambda)L_{\lambda} + L_{\lambda}^{sp} \quad (13)$$

stąd luminancja na powierzchni Ziemi:



Ryc. 3. Fragment sceny satelitarnej Kolno (30 × 30 km); od lewej: TM1, TM 2 i TM4

Fig. 3. Satellite image covering Kolno (30 × 30 km); from the left: TM1, TM 2 and TM4

$$L_{\lambda} = \frac{L_{\lambda}^s - L_{\lambda}^{sp}}{\tau_v(\lambda)} \quad (14)$$

Transmisja przez atmosferę na drodze Ziemia-detektor ($\tau_v(\lambda)$) może być aproksymowana przez $\cos\theta$ (Chavez, 1996) i w przypadku kąta nadiowego (np. dla LANDSAT) wynosi 1. Należy więc jedynie oszacować wielkość promieniowania rozproszonego. Przy takich założeniach obiekty ciemne (np. woda, cień) powinny całkowicie pochłaniać promieniowanie: wielkość rejestrowana dla obiektu czarnego wynika jedynie z promieniowania rozproszonego w atmosferze (L_{λ}^{sp}). Korekcja metodą DOS polega na odjęciu naj-

tości luminancji: 50,9; 26,6; 16,8; 10,0; 0,9 i 0,2 (kolejno dla każdego z kanałów TM) odpowiadające następującym wartościom DN : 69, 24, 19, 15, 8, 4. Różnice pomiędzy kanałami potwierdzają fakt, że największy wpływ atmosfery występuje w zakresach fal krótkich. Niedokładność metody należy przypisać założeniu o zerowym odbiciu obiektów ciemnych. Przyjmując za obiekt ciemny wodę, największy błąd popełniany jest w zakresach fal krótkich, w których woda odznacza się niskim, ale wyższym od zera odbiciem. Założenie o stałej transmisji przez atmosferę na drodze Ziemia-detektor ma natomiast negatywny wpływ na dokładność oszacowania luminancji w zakresach bliskiej

Tabela 3.

Parametry wykorzystane do kalibracji detektora Thematic Mapper scen Tatry i Kolno
Coefficients used for Thematic Mapper sensor calibration for Tatra and Kolno scenes

	TM 1	TM 2	TM 3	TM 4	TM 5	TM 7
Tatry (187/26)						
Wzmocnienie ^a Gain	1,281 ^b	0,651	0,883	1,048	7,416	15,45
Kolno (187/23)						
Wzmocnienie ^c Gain	1,3055	0,7115	0,9045	1,0535	7,396	16,235
Tatry (187/26), Kolno (187/23)						
Poziom tła ^d Bias	2,568	5,098	3,914	4,629	0,763	0,0338

^a Pomiar z dnia 15 VIII 1992 (wg Thome i inni, 1997)

Measurement of 15 VIII 1992 (after Thome et al., 1997)

^b Pomiar z dnia 21 X 1993 (wg Thome i inni, 1997)

Measurement of 21 X 1993 (after Thome et al., 1997)

^c Średnia z pomiarów z dnia 27 III 1987 (wg instrukcji EOSAT, 1993) i 10 II 1988 (wg Thome i inni, 1997)

Mean of measurements of 27 III 1987 (EOSAT, 1993) and 10 II 1988 (after Thome et al., 1997)

^d Według instrukcji EOSAT, 1993

After EOSAT, 1993

niższych wartości DN (po transformacji do luminancji na podstawie wzorów (11) lub (12)) od wszystkich pikseli na obrazie. Operację tę wykonuje się dla każdego kanału oddzielnie. Do określenia wartości ciemnego obiektu w obrębie sceny Kolno wybrano poligon o powierzchni 300 pikseli zlokalizowany na jeziorze, w zasięgu którego wyliczono następujące średnie war-

tości średniej podczerwieni (TM4, TM5, TM7), gdzie rośnie wpływ pochłaniania gazowego.

- Zmodyfikowana metoda DOS: model COST Chaveza

P.M. Teillet i G. Fedosejevs (1995) podkreślają, że metoda DOS może prowadzić do istotnych błędów,

gdyż nawet obiekty ciemne odbijają część promieniowania słonecznego (np. woda w zakresie widzialnym), przy czym ich współczynnik odbicia jest bardzo niski. Założenia metody DOS można jednak złagodzić przyjmując niskie, ale wyższe od zera odbicie obiektów czarnych (Chavez, 1988, 1996). W modelu COST wpływ mgiełki atmosferycznej (L_{λ}^{sp}) szacowany jest dla każdego kanału spektralnego na podstawie obrazu satelitarnego, zakładając 1% współczynnik odbicia dla obiektów ciemnych:

$$L_{\lambda}^{sp} = L_{\lambda}^{min} - \frac{0,01(E_{\lambda}^0 \cos \theta)}{\pi} \quad (15)$$

gdzie L_{λ}^{min} to wartość najmniejszej luminancji zanotowanej w danym kanale, obliczona na podstawie najmniejszej wartości DN oraz wzoru (11) lub (12).

Oszacowanie parametrów atmosferycznych poprzez modelowanie atmosfery (Model 6S)

Model 6S (Vermote i inni, 1997) analizuje wpływ atmosfery (absorpcji pary wodnej, dwutlenku węgla, tlenu i ozonu oraz rozpraszania przez molekuly i aerozole) na sygnał odebrany przez detektor w przedziale 0,25–4,0 μm , zakładając bezchmurne niebo. Parametry wejściowe modelu to: geometria układu Ziemia–Słońce–satelita, model atmosfery dla składowych gazowych, model aerozoli, widzialność (w km), rozdzielczość spektralna detektora oraz rodzaj i zmienność pokrycia terenu. W modelu dostępnych jest kilka standardowych modeli atmosfery (tropikalny, szerokości umiarkowanych letni oraz zimowy, subarktyczny letni oraz zimowy, standardowy amerykański 1962), oraz kilkanaście modeli zawartości aerozoli (brak aerozoli, kontynentalny, morski, miejski itp.). Możliwe jest wprowadzenie liczbowych wartości zawartości ozonu, pary wodnej i innych komponentów. Użytkownik wybiera również rodzaj pokrycia terenu (roślinność, skały, woda) oraz jego homogeniczność (pokrycie zwarte lub mozaikowe). Na tej podstawie obliczane są: natężenie napromienienia na powierzchni Ziemi, luminancja na wysokości detektora oraz 3 współczynniki korekcji atmosferycznej, pozwalające na uwzględnienie udziału promieniowania bezpośredniego, rozproszonego oraz wtórnego odbicia od pikseli sąsiadujących.

Do korekcji sceny satelitarnej Kolno zastosowano następujące parametry wejściowe modelu 6S: widzialność — 23 km, model atmosfery — szerokości umiarkowanych letni, model zawartości aerozoli — kontynentalny, pokrycie terenu — roślinność, charakter pokrycia — zwarty, średnia wysokość terenu 150 m n.p.m. Widzialność 23 km jest wielkością standardową przyjmowaną dla stosunkowo dobrej widoczności w krajobrazach wiejskich. Widzialność oraz zawartość aerozoli ma istotny wpływ na udział promieniowania rozproszonego w całkowitym. Przy czystej atmosferze wielkość promieniowania rozproszonego jest rzędu 100 Wm^{-2} (Perrin de Brichambaut, 1963), zaś na tere-

nach zurbanizowanych i uprzemysłowionych może dochodzić do 200 Wm^{-2} (na podstawie pomiarów przeprowadzonych w Górnośląskim Okręgu Przemysłowym: Paszyński, 1995), podczas gdy całkowite promieniowanie w Polsce, w miesiącach letnich osiąga wartość średnią ok. 900 Wm^{-2} , a wartości chwilowe zbliżają się nawet do stałej słonecznej = 1367 Wm^{-2} (Paszyński i inni, 1999). Właściwy dobór parametrów modelu ma więc podstawowe znaczenie dla jego dokładności.

Bardziej złożone modele transferu promieniowania w atmosferze, np. program MODTRAN, LOWTRAN (Kneizys i inni, 1998; Berk i inni, 1989), uwzględniają dodatkowo szereg parametrów atmosfery pomierzonych w trakcie wykonania zdjęcia: przezroczystość, wilgotność, temperaturę, ciśnienie, precyzyjną zawartość gazów i aerozoli, a nawet stratyfikację atmosfery. Modele te, stosowane powszechnie w korekcji danych hiperspektralnych, nie są omawiane w niniejszym opracowaniu.

Korekcja słoneczna

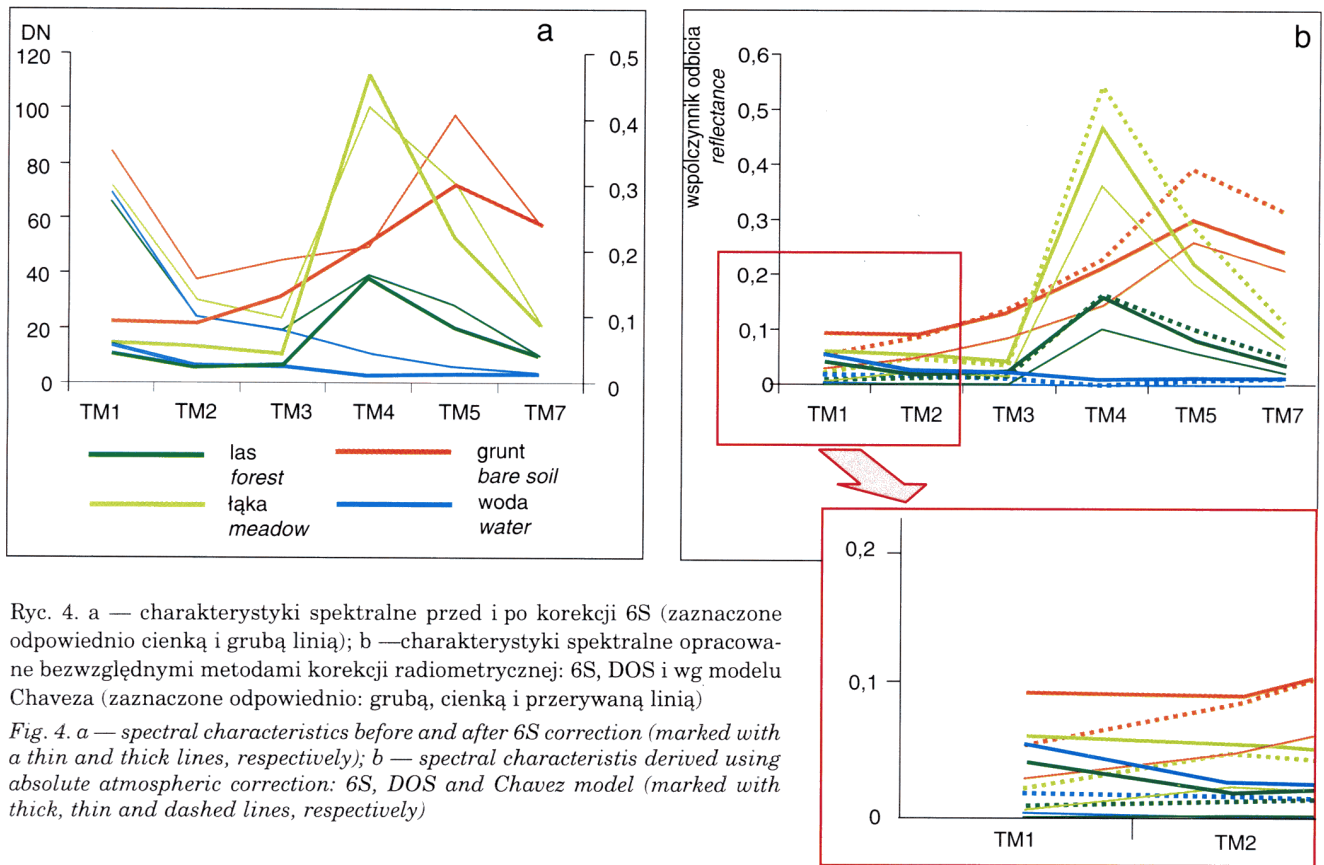
Trzecim etapem, wspólnym dla wszystkich metod bezwzględnej korekcji radiometrycznej jest korekcja słoneczna. Korzystając z wzorów (10) i (14), dla modelu DOS, uzyskujemy współczynnik odbicia:

$$\rho_{\lambda} = \frac{\pi L_{\lambda}^s}{\tau_s(\lambda) E_{\lambda}^0 \cos \theta} \quad (16)$$

Kąt padania promieniowania zależy od azymutu i wysokości Słońca oraz od ukształtowania terenu (nachylenia i ekspozycji stoku). W przypadku powierzchni horyzontalnej kąt padania promieni słonecznych jest równy wysokości Słońca ($\theta = 90 - \theta_s$) i zależy od dnia i pory wykonania zobrazowania. Opis wpływu topografii terenu został omówiony w rozdziale dotyczącym korekcji topograficznej. Spektralne natężenie napromienienia Słońca na górnej granicy atmosfery jest wielkością stałą, ale zależną od długości fali (a więc od spektralnej rozdzielczości skanera). Wartości te publikowane są dla każdego z kanałów.

Porównanie metod

Na rycinie 4a zestawiono charakterystyki spektralne 4 obiektów (lasy, łąki, nagie grunty orne i wody), opracowane na podstawie oryginalnych wartości zarejestrowanych przez skaner Thematic Mapper (w wartościach DN , w zakresie 0–255) oraz po korekcji radiometrycznej z zastosowaniem modelu 6S (w jednostkach współczynnika odbicia, w zakresie 0–1). W zakresie promieniowania widzialnego wpływ rozpraszania i absorpcji atmosfery jest większy niż w podczerwieni, przy czym najwyższy — w zakresie krótkofalowego promieniowania niebieskiego. Nierównomierny, uzależniony od długości fali wpływ atmosfery na sygnał zarejestrowany na satelicie powoduje, że



Ryc. 4. a — charakterystyki spektralne przed i po korekcji 6S (zaznaczone odpowiednio cienką i grubą linią); b — charakterystyki spektralne opracowane bezwzględnie metodami korekcji radiometrycznej: 6S, DOS i wg modelu Chaveza (zaznaczone odpowiednio: grubą, cienką i przerywaną linią)

Fig. 4. a — spectral characteristics before and after 6S correction (marked with a thin and thick lines, respectively); b — spectral characteristics derived using absolute atmospheric correction: 6S, DOS and Chavez model (marked with thick, thin and dashed lines, respectively)

nie jest możliwe porównanie charakterystyk spektralnych zarejestrowanych na górnej granicy atmosfery i przy powierzchni Ziemi (spektra terenowe lub laboratoryjne).

Drugą ważną implikacją zróżnicowanego wpływu atmosfery na współczynnik odbicia w zależności od długości fali jest niemożność porównania wskaźników opartych na różnych kanałach spektralnych, wyrażonych funkcjami nieliniowymi, opracowanych przed i po korekcji. Przykładem może być znormalizowany wskaźnik zieleni:

$$NDVI = \frac{TM4 - TM3}{TM4 + TM3} \quad (17)$$

uwzględniając efekty atmosferyczne otrzymujemy:

$$NDVI = \frac{TM4 - TM3 - (A_4 - A_3)}{(TM4 + TM3) - (A_4 + A_3)} \quad (18)$$

gdzie: A_3 i A_4 są addytywnymi składowymi efektu atmosferycznego, odpowiednio dla $TM3$ i $TM4$.

Wzór ten ilustruje nieliniowy wpływ atmosfery na wskaźnik $NDVI$. R.B. Myneni i G. Asrar (1994) wykazali, że wartości wskaźnika $NDVI$ pomierzone na górnej granicy atmosfery (na podstawie DN lub luminancji na górnej granicy atmosfery) są niższe od wyników pomiarów wykonanych na powierzchni Ziemi (na podstawie współczynnika odbicia), a różnice mogą dochodzić do 50% (McDonald i inni, 1998). Również w niniejszym opracowaniu uzyskano wyższe wartości $NDVI$

w przypadku obliczeń wykonanych przy zastosowaniu współczynnika odbicia (lub niższe — dla ujemnych wartości $NDVI$) (tab. 4).

Porównanie metod bezwzględnej korekcji atmosferycznej wskazuje na względne podobieństwo metod DOS i COST (ryc. 4b). Najwyższe wartości współczynnika odbicia uzyskano w modelu COST, a najniższe w modelu DOS, przy czym charakterystyki spektralne wszystkich obiektów są współkształtne, gdyż metody te różnią się jedynie założeniem o 1% współczynnika odbicia obiektów ciemnych (dla modelu COST). Różnice wynikające z tego założenia są jednak bardzo duże i maksymalnie wynoszą 0,18. Wyniki te potwierdzają wyniki opracowań porównawczych prezentowanych w literaturze: metoda DOS niedoszacowuje współczynnik odbicia obiektów ciemnych, prowadząc do zaniżenia współczynników odbicia wszystkich obiektów. W przypadku jednak, gdy bezwzględne wartości współczynnika odbicia nie są wymagane, dobre wyniki (dla klasyfikacji i analizy wieloczasowej) uzyskiwane są właśnie przy zastosowaniu najprostszych technik, takich jak DOS (Song i inni, 2001). Metoda DOS jest odpowiednia do korekcji w zakresach krótkofalowych, nie powinna być natomiast stosowana dla podczerwieni, gdzie udział promieniowania rozproszonego jest minimalny, a dominuje absorpcja przez parę wodną. Założenie o prostej korekcji rozpraszania Rayleigha może wtedy prowadzić do większych błędów niż w przypadku pominięcia korekcji atmosferycznej w ogóle (Moran i inni, 1992).

Tabela 4.

NDVI opracowane na podstawie wartości DN przed korekcją i współczynników odbicia (po korekcji z wykorzystaniem modelu 6S)
 NDVI derived from DN (before correction) and reflectance (after correction using 6S model)

Obiekt Object	NDVI na podstawie DN NDVI derived from DN	NDVI na podstawie współczynnika odbicia NDVI derived from reflectance
Lasy Forests	0,34	0,71
Łąki Meadows	0,62	0,83
Nagie grunty Arable lands	0,05	0,23
Wody Waters	-0,27	-0,35

Zmodyfikowana metoda COST przyjmuje odbicie promieniowania od obiektów ciemnych rzędu 1% (pomijając efekt pochłaniania gazowego), co daje dość wysokie wartości współczynnika odbicia w podczerwieni. Odbicie wszystkich obiektów w zakresach podczerwieni wydaje się zawyżone. Współczynniki odbicia wyliczone wg modelu 6S mają wartości pośrednie we wszystkich zakresach z wyjątkiem kanałów TM1 i TM2. W kanałach tych składowa promieniowania rozproszonego i efekt wpływu pikseli sąsiednich, modelowane przez 6S, zwiększają wartość odbicia całkowitego, przez co wartości współczynnika odbicia uzyskane w tych kanałach są wyższe od współczynników odbicia modelowanych przez metody DOS i COST.

Podsumowując można stwierdzić, że wszystkie metody dają podobne, względne wartości współczynnika odbicia. Najlepsze wyniki bezwzględne daje jednak dokładna metoda kategoryzacji atmosfery modelowanej przez 6S. Metody DOS i COST powinny więc być stosowane jedynie w przypadku braku informacji o danej scenie satelitarnej, uniemożliwiającego zastosowanie prostego modelowania atmosfery poprzez kategoryzację jej typów, oraz przy zastosowaniach niewymagających przejścia na bezwzględne wartości współczynnika odbicia. Inne metody oparte na metodzie DOS wykorzystują do korekcji ciemną roślinność (ang. *Dense Dark Vegetation*, DDV, Kaufman i inni, 1997).

Metody względne

Metody względne pozwalają na stosunkowo prostą transformację wartości DN do współczynników odbicia, pod warunkiem, że dysponuje się ich rzeczywistymi, zmierzonymi w terenie wartościami. Terenowe pomiary współczynników odbicia powinny być wykonane spektrometrami o zakresach spektralnych zbliżonych do zakresów detektora umieszczonego na satelicie, w trakcie zobrazowania satelitarnego, na określonych, możliwych do identyfikacji na zdjęciu powierzchniach reprezentatywnych. Zakłada się tu homogeniczną atmosferę w obrębie całej sceny satelitar-

nej — warunek, który rzadko jest spełniony, gdy przetwarzaniu poddany jest obszar o dużej rozciągłości lub dynamice atmosfery.

Rozdział ten zilustrowano danymi, które nie spełniają wyżej wymienionych warunków koniecznych. Mając na uwadze przede wszystkim zaprezentowanie metodyki, wyników nie poddano szczegółowej interpretacji. Wybór zestawu danych podyktowany był jedynie dostępnością terenowych pomiarów współczynników odbicia, wykonanych w zakresach spektralnych zbliżonych do zakresów wykorzystanego zdjęcia satelitarnego. Pomiary polowe wykonano spektrometrem SP-1, operującym w tych samych zakresach spektralnych co radiometr LANDSAT MSS (0,5–0,6 μm , 0,6–0,7 μm , 0,7–0,8 μm i 0,8–

1,1 μm), w sierpniu 1997 roku (Jakomulska, 1999). Pomiary te wykorzystano do korekcji trzech kanałów zobrazowania LANDSAT TM wykonanego w sierpniu 1992 roku: TM2 (0,52–0,6 μm), TM3 (0,63–0,69 μm) i TM4 (0,76–0,9 μm). Zestaw prezentowanych tu danych nie spełnia więc warunku dotyczącego homogeniczności atmosfery (obszar górski, o dużej przestrzennej zmienności transmisji przez atmosferę) oraz warunku zbieżności czasowej pomiarów terenowych i zobrazowania satelitarnego. Ponadto kanał 4 detektora Thematic Mapper jest szerszy i przesunięty w kierunku fal dłuższych w stosunku do trzeciego kanału spektrometru polowego.

Metoda proporcji: „płaski teren”

Pierwsza metoda oparta jest na analizie jednego, wybranego obiektu i ustaleniu proporcji pomiędzy jego współczynnikiem odbicia zmierzonym w terenie, a wartością DN odczytaną ze zdjęcia satelitarnego.

$$\frac{\rho_x}{\rho_{\text{znanego_obiektu}}} = \frac{DN_x}{DN_{\text{znanego_obiektu}}} \quad (19)$$

gdzie: ρ_x — szukany współczynnik odbicia (dla każdego piksela w pliku), DN_x — wartość DN odczytana z obrazu (dla każdego piksela w pliku).

Włączając do obliczeń najprostszą z metod korekcji atmosferycznej (DOS) otrzymujemy:

$$\rho_x = \frac{DN_x - DO}{DN_{\text{znanego_obiektu}} - DO} \times \rho_{\text{znanego_obiektu}} \quad (20)$$

gdzie DO — wartość DN obiektu ciemnego odczytana z pliku.

W poniższym przykładzie zastosowano wartości odbicia płatu kosodrzewiny — wartość średnia ze 135 pikseli, a za wartości odbicia obiektu ciemnego przyjęto odbicie od powierzchni stawów — średnia ze 80 pikseli (tab. 5).

Tabela 5.

Wartości odbicia płatu kosodrzewiny i obiektu ciemnego wykorzystane w korekcji metodą proporcji
DN and reflectances of dwarf-pine and dark object used in „flat-field” correction

	TM2	TM3	TM4
<i>DN</i>	20,748	18,163	40,83
Współczynnik odbicia <i>Reflectance</i>	0,04	0,03	0,21
<i>DO</i> <i>Dark Object</i>	17,063	13,188	12,300

Metoda linii empirycznej

Metoda linii empirycznej polega na przeprowadzeniu regresji liniowej pomiędzy współczynnikami odbicia trzech obiektów zmierzonymi w terenie, a ich wartościami *DN* zarejestrowanymi przez detektor umieszczony na satelicie. Wybór obiektów powinien objąć wartości odbicia z całego zakresu radiometrycznego, tzn. obiekty o niskiej, średniej i wysokiej jasności. W miarę możliwości zalecane jest wykorzystanie większej liczby obiektów i punktów pomiarowych. W przykładzie obliczenia wykonano na podstawie kosodrzewiny, trawiastego zbiorowiska kosmatki brunatnej oraz skał (ryc. 5).

Wartość współczynnika odbicia obliczana jest na podstawie liniowej transformacji wartości *DN*:

$$\rho_{\lambda} = DN \times a + b \quad (21)$$

gdzie: *a* — nachylenie linii regresji, *b* — punkt przecięcia linii regresji z osią *y*.

Współczynnik kierunkowy *a* koryguje wpływ ekstynkcji atmosferycznej, zaś addytywny współczynnik *b* odpowiada promieniowaniu rozproszonemu w atmosferze, które nie dociera do powierzchni Ziemi (L_{λ}^{sp}).

Podobnie jak poprzednia, metoda linii empirycznej zakłada homogeniczną atmosferę. W celu porównania wyniki obydwu względnych metod korekcji zestawiono z wartościami współczynnika odbicia uzyskanymi metodą bezwzględną, obliczonymi na podstawie wartości *DN* (ryc. 6). Jak zaznaczono powyżej, ze względu na wykorzystane w obliczeniach dane, wyniki mają jedynie charakter poglądowy. Przedstawione zostaną tylko niektóre (negatywne) aspekty wykorzystanych metod. Obydwie metody korekcji dają podobny rezultat dla obiektów, których sygnatury są zbliżone do sygnatur treningowych wykorzystanych do obliczenia zależności *DN* od współczynników odbicia. Przykładowo, najbardziej zbliżone wyniki uzyskano dla kosodrzewiny ze względu na fakt, że obydwie metody oparte były na jej charakterystyce spektralnej. Największą rozbieżność pomiędzy metodami uzyskano dla wody i skał. W przypadku skał, metoda oparta na współczynniku odbicia obiektu roślinnego spowodowała obniżenie wartości odbicia skał w kanale czer-

wonym. Najgorsze wyniki uzyskano dla charakterystyki spektralnej wody, która nie miała reprezentacji terenowej w żadnej z zastosowanych metod. Efekt ten jest wyraźny w podczerwieni, gdyż wszystkie wykorzystane charakterystyki spektralne (kosodrzewina, kosmatka brunatna, skały) mają w tym kanale stosunkowo wysokie odbicie. Ze względu na najmniejszą korelację spektralną detektora polowego i satelitarnego w podczerwieni, najgorsze wyniki korekcji uzyskano właśnie w tym zakresie.

Należy więc jeszcze raz podkreślić, że metody korekcji względnej, mimo że proste obliczeniowo, wymagają dobrze przeprowadzonych terenowych pomiarów spektrometrycznych. Ogromne znaczenie ma wybór referencyjnych obiektów, które muszą się charakteryzować wysoką rozpiętością odbicia we wszystkich kanałach spektralnych. Metody względne można łączyć z metodami bezwzględnymi, uzyskując na podstawie prostych, terenowych pomiarów spektrometrycznych (jeden obiekt jasny) i meteorologicznych (oszacowanie transmisji przez atmosferę) dane wejściowe do modelowania atmosfery z zastosowaniem terenowych, referencyjnych współczynników odbicia (Moran i inni, 2001).

Metody względne radiometryczne: korekcja danych wieloczasowych

Metoda regresji liniowej

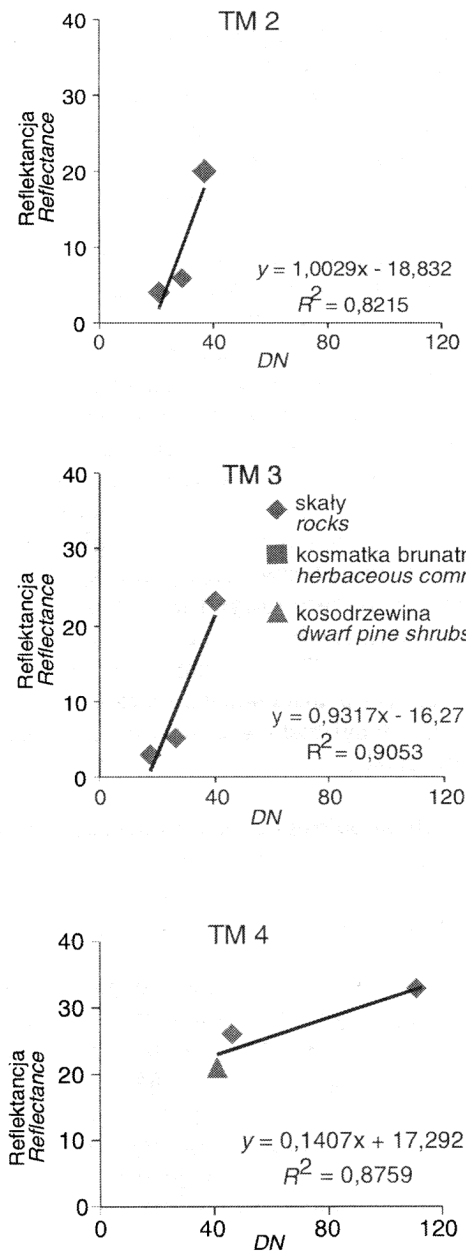
Metody względne radiometryczne pozwalają na sprowadzenie zdjęć wykonanych w różnych terminach do wspólnej skali wartości. Nie jest tu możliwe skorygowanie różnic wynikających z fenologii roślin — jedynie różnic powstałych w wyniku zróżnicowania warunków atmosferycznych. Efektem korekcji względnej radiometrycznej nie musi być transformacja wartości *DN* do współczynników odbicia. W celu ustalenia korelacji pomiędzy zobrazowaniami wieloczasowymi wykonuje się analizę regresji, dopasowując, za pomocą metody najmniejszych kwadratów, prostą do zbioru wartości *DN* z obydwu terminów zobrazowań. Na postawie kierunkowego współczynnika linii regresji (*a*) i punktu przecięcia linii z osią *y* (*b*) przeprowadza się transformację jednego ze zobrazowań:

$$DN_{data_1} = DN_{data_2} \times a + b \quad (22)$$

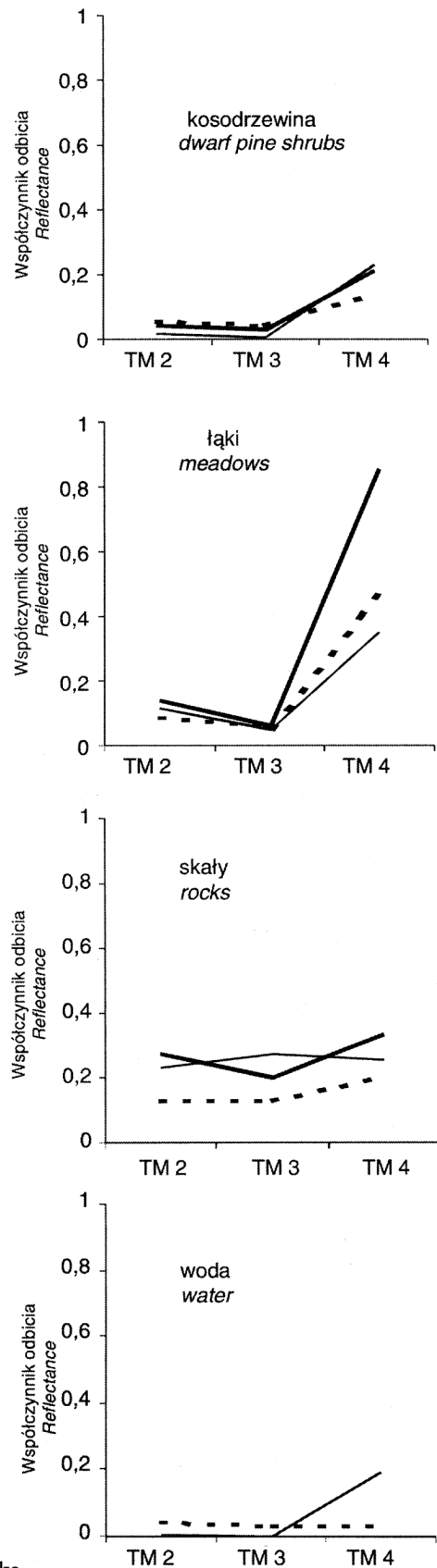
Nachylenie linii regresji koryguje różnice wartości odbicia zarejestrowanych na dwóch scenach wynikające z ekstynkcji atmosferycznej (różnej rozpiętości wartości: kontrastu). Składowa addytywna (parametr *b*) redukuje różnice udziału promieniowania rozproszonego w atmosferze (mgiełki atmosferycznej (L_{λ}^{sp})).

Metoda nadzorowanej regresji liniowej

Wadą metody jest fakt, że trudno jest znaleźć sceny satelitarne, na których obiekty nie uległy zmianie



Ryc. 5. Metoda linii empirycznej
Fig. 5. Empirical line approach



Ryc. 6. Charakterystyki spektralne opracowane względny metodami korekcji radiometrycznej: metoda proporcjonalna, linia empiryczna oraz metoda bezwzględna (dla porównania), zaznaczone odpowiednio: grubą, cienką i przerywaną linią

Fig. 6. Spectral characteristics derived using relative atmospheric correction: "flat terrain", empirical line and absolute method (for comparison), marked with thick, thin and dashed lines, respectively

— metoda proporcjonalna
flat terrain
— linia empiryczna
empirical line
- - - metoda absolutna
absolute method

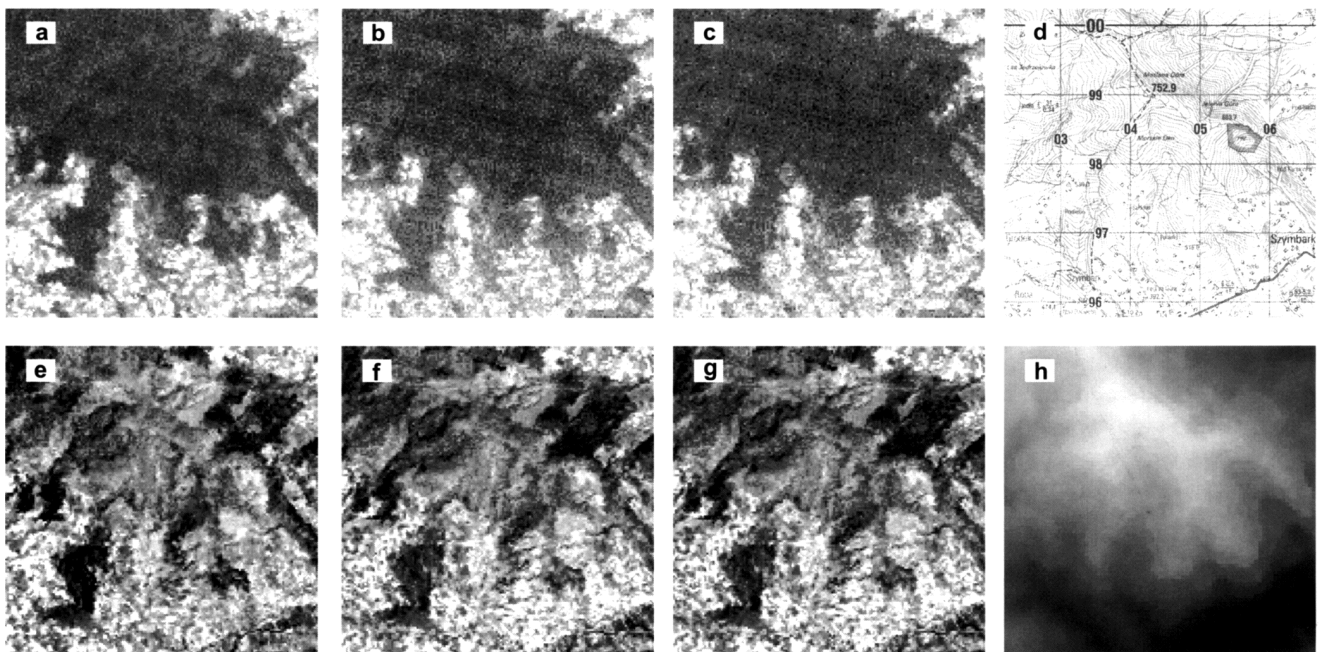
w czasie (np. deforestacja, żniwa, koszenie łąk, fenologiczne zmiany roślinności, różnice iluminacji ze względu na inne położenie Słońca, chmury i zamglenia, itp.). Opracowano więc metodę zmodyfikowaną, pozwalającą na obliczenie regresji nadzorowanej tylko na podstawie pikseli, które nie zmieniły się. Odrzucenie pikseli, których odbicie uległo zmianie z powodów innych niż wpływ atmosfery, można przeprowadzić na podstawie masek *NDVI*, analizy wariancji (obiekty, które nie uległy zmianie będą miały niską wariancję), lub opierając się na statystyce: odrzucając piksele z błędami wyższymi od założonego progu.

Do zilustrowania tej metody wykorzystano fragmenty dwóch scen satelitarnych z okolic Szymbarku, zobrazowanych w ciągu półtora miesiąca: 23 IX 1992 oraz 6 VIII 1992 (ryc. 7). Obszar obejmuje Maślaną Górę porośniętą lasami. Na efekt zmiany warunków atmosferycznych nakłada się tu zmiana fenologiczna, a przede wszystkim zmiana iluminacji wywołana zmianą położenia Słońca względem powierzchni terenu. Wpływ tych dwóch czynników jest różny w różnych kanałach (np. wpływ iluminacji terenu jest największy w kanale podczerwonym, o czym dalej, w rozdziale dotyczącym korekcji topograficznej). Regresję nadzorowaną przeprowadzono więc dla każdego z kanałów oddzielnie, odrzucając w każdym z nich inne piksele poprzez określenie progu dla standardowych składników resztowych (znormalizowanej odległości od linii regresji). W przypadku różnic w odbiciu promieniowa-

nia wynikających ze zmian w pokryciu terenu (np. obszar przed i po koszeniu trawy), w każdym kanale powinny zostać odrzucone te same piksele.

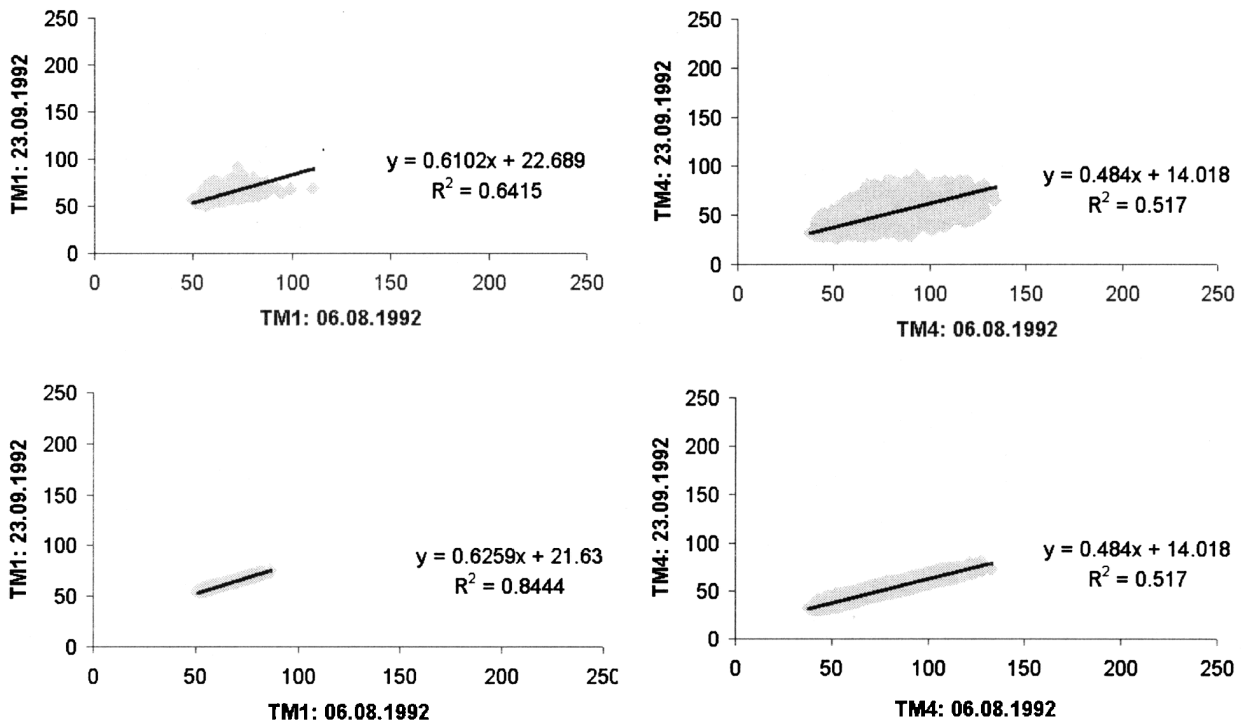
W analizie regresji opartej na wszystkich pikselach obydwu zobrazowań, dla pierwszych czterech kanałów LANDSATa TM uzyskano następujące wartości współczynnika determinacji (R^2): 0,6415; 0,7333; 0,651; 0,517 (przy 22 500 obserwacjach) (ryc. 8). Po odrzuceniu pikseli, dla których standardowy składnik resztowy przekraczał bezwzględną wartość 1, wartość R^2 wzrosła do: 0,844; 0,902; 0,658; 0,818 (przy odpowiednio: 16 831, 17 547, 18 640 i 16 179 obserwacjach). W regresji nadzorowanej odrzucono więc aż 17% do 28% pikseli (w poszczególnych kanałach), mimo, że pokrycie analizowanego terenu nie uległo istotnym zmianom. Szczególną cechą obrazów poddanych transformacji liniowej jest mniejsze odchylenie standardowe kalibrowanej sceny, w stosunku do sceny oryginalnej.

Metoda oparta jest na korelacji pomiędzy dwoma zobrazowaniami, toteż dobre rezultaty otrzymuje się w przypadku, gdy różnica pomiędzy scenami wynika jedynie ze zmian warunków atmosferycznych. Obszary, które uległy zmianom, nie będą miały wiarygodnych wartości. Innym problemem są nieskorelowane pomiędzy scenami błędy sensorowe, takie jak (w przypadku LANDSATa): efekt pasmowy (ang. *banding*), efekt prążkowania (ang. *striping*) lub efekt wysycenia (ang. *bright target effect*). Efekty te powinny być



Ryc. 7. Korekcja względna: okolice Szymbarku w Beskidzie Niskim ($4,5 \times 4,5$ km): a — scena Tatry TM1: zobrazowanie z dnia 6 VIII 1992 r., b — scena Beskid TM1: zobrazowanie z dnia 23 IX 1992 r., c — korekcja sceny Beskid TM1 metodą regresji nadzorowanej, d — mapa topograficzna obszaru, e — scena Tatry TM4: zobrazowanie z dnia 6 VIII 1992 r., f — scena Beskid TM4: zobrazowanie z dnia 23 IX 1992 r., g — korekcja sceny Beskid TM4 metodą regresji nadzorowanej, h — Numeryczny Model Terenu

Fig. 7. Relative correction: vicinity of Szymbark in Beskid Niski ($4,5 \times 4,5$ km): a — scene Tatry TM1: imaged on 6 VIII 1992, b — scene Beskid TM1: imaged on 23 IX 1992, c — correction of Beskid scene TM1 using supervised regression method, d — topographic map of the area, e — scene Tatry TM4: imaged on 6 VIII 1992, f — scene Beskid TM4: imaged on 23 IX 1992, g — correction of Beskid scene TM4 using supervised regression method, h — Digital Elevation Model



Ryc. 8. Metoda regresji obrazów wieloczasowych: Szymbark TM1 i TM4: nienadzorowana (na górze) i nadzorowana (na dole)
 Fig. 8. Regression of multitemporal images: Szymbark TM1 and TM4: unsupervised (upper charts) and supervised (lower charts)

poddane uprzedniej korekcji, gdyż metoda regresji uwypukla różnice pomiędzy zdeformowanymi i poprawnymi wartościami jaskrawości pikseli.

Korekcja topograficzna

Korekcja wpływu iluminacji związanej z rzeźbą terenu jest niezbędna na wszystkich obszarach o zróżnicowanym ukształtowaniu terenu. Metodę korekcji topograficznej zilustrowano na przykładzie sceny satelitarnej Tatry (ryc. 9a i 9b).

Wpływ topografii wyraża się poprzez różnicowanie odbicia promieniowania słonecznego związane z:

- wyniesieniem nad poziom morza,
- nachyleniem i wystawą stoku.

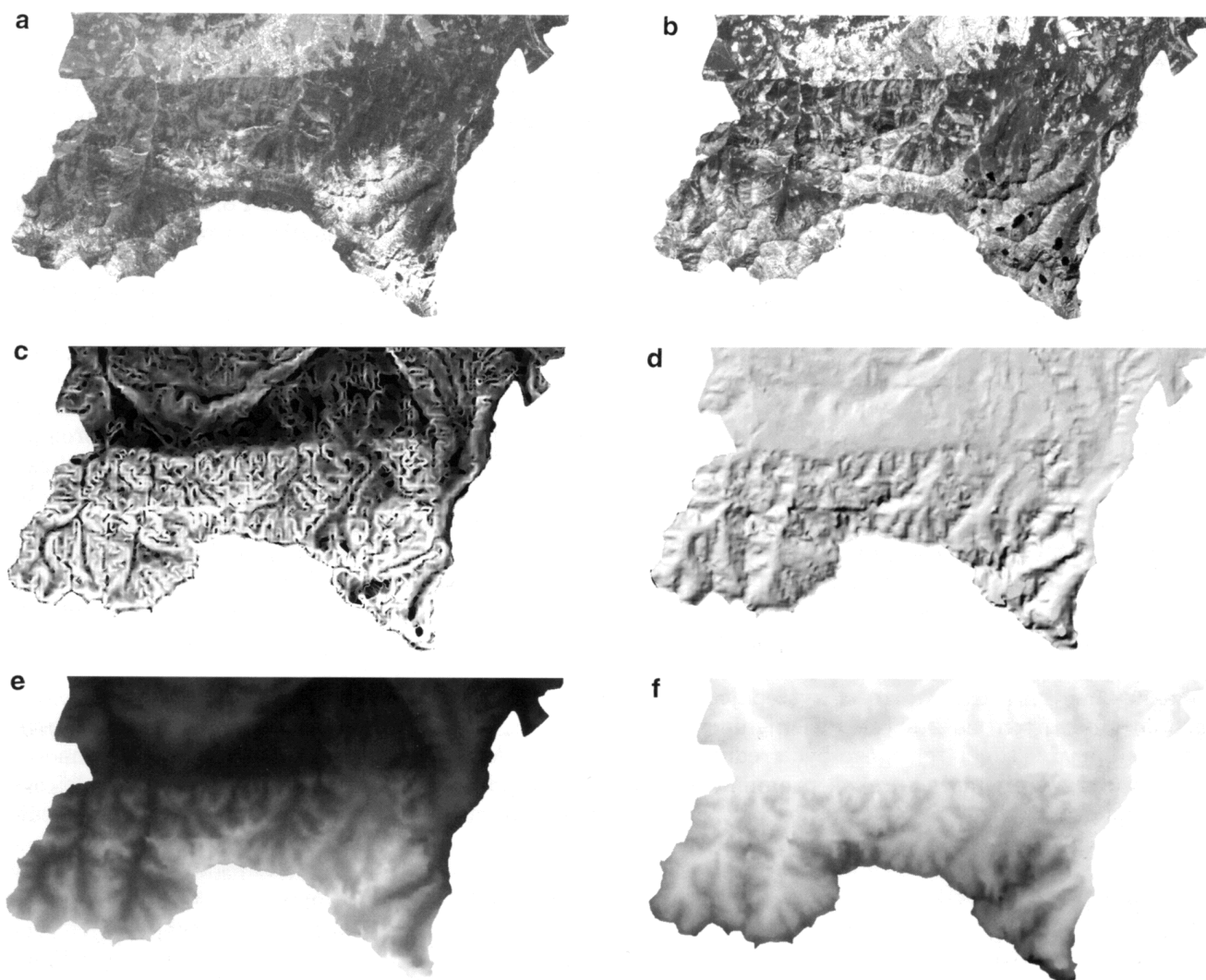
Wartość natężenia napromienienia na obszarach górskich na sąsiednich stokach o różnej ekspozycji może wahać się od 300 do 900 Wm^{-2} (Parlow, 1996). Efekty związane z nachyleniem i ekspozycją stoku są kilkanaście razy silniejsze niż wpływ wyniesienia nad poziom morza i nie mogą być pominięte w przypadku analizy obszarów o urozmaiconej rzeźbie (ryc. 9d). Dotyczy to w zasadzie każdego cyfrowego opracowania teledetekcyjnego, w tym klasyfikacji nadzorowanej. W obliczeniach współczynnika odbicia należy więc uwzględnić zmienność kąta padania promieni słonecznych w zależności od lokalnego ukształtowania terenu. Na obszarach o urozmaiconej rzeźbie zmienna θ zależy od kąta zenitalnego Słońca (θ_s), nachylenia terenu (α) oraz względnego azymutu pomiędzy Słońcem a stokiem (φ) i wyraża się wzorem:

$$\cos\theta = \cos\theta_s \cos\alpha + \sin\theta_s \sin\alpha \cos\varphi \quad (23)$$

Wpływ nachylenia i ekspozycji stoku na wielkość natężenia promieniowania bezpośredniego oraz współczynnika odbicia zbiorowisk trawiastych zilustrowano przykładami obliczonymi dla czterech kierunków ekspozycji stoku w stosunku do kąta azymutalnego Słońca (dosłonecznej (0°), odsłonecznej (180°) i prostopadłych (90° i 270°)). Przy kącie azymutalnym Słońca wynoszącym $134,5^\circ$ przeanalizowano więc następujące ekspozycje stoków: odpowiednio: $134,5^\circ$, $314,5^\circ$, $224,5^\circ$ i $44,5^\circ$. Rozpatrzono również wpływ czterech wartości nachylenia terenu (0° , 10° , $39,65^\circ$ i 60°). Wartość nachylenia stoku $39,65^\circ$ przyjęto tak, aby przy wystawie dosłonecznej, dla wysokości Słońca wynoszącej $50,35^\circ$, wyrażała największą ekspozycję stoku na promieniowanie słoneczne.

Wielkość współczynnika odbicia maleje wraz z nachyleniem stoku, zależy przy tym od zakresu spektralnego (ryc. 9c, 11f). Największy wpływ widoczny jest w bliskiej podczerwieni (TM4), a najmniejszy w kanałach zakresu widzialnego. Dla nachylenia stoku 60° i ekspozycji odsłonecznej stok jest zaciemniony, a wartość promieniowania bezpośredniego wynosi 0. Wpływ ekspozycji na wielkość odbicia zilustrowano na rycinie 11, na której przedstawiono iluminację lasów reglowych w zależności od wystawy. W kanale TM4 kontrast odbicia jest większy niż w kanale TM1.

Numeryczny Model Terenu nie pozwala jednak na całkowitą korekcję wpływu iluminacji. Przestrzenny rozkład tego efektu, obliczany na podstawie $\cos\theta$, pozwala na redukcję zaciemnienia w zależności od ekspozycji i nachylenia stoku, nie biorąc pod uwagę cienia rzucanego przez obiekty sąsiadujące. Efekt cienia rzu-



Ryc. 9. Topograficzna korekcja sceny Tatry: a — TM1, b — TM4, c — mapa spadków, d — cieniowanie rzeźby ($\cos\theta$), e — promieniowanie bezpośrednie, f — promieniowanie rozproszone. Jasnymi kolorami zaznaczono wysokie wartości, ciemnymi — niskie

Fig. 9. Topographic correction of Tatra scene: a — TM1, b — TM4, c — map of slopes, d — shaded relief ($\cos\theta$), e — direct radiation, f — diffuse radiation. Light colours represent high values and dark — low

canego jest wyraźny przy dużych deniwelacjach i niskich wysokościach Słońca.

Udział promieniowania rozproszonego w całkowitej wartości promieniowania w atmosferze zależy od rozpraszania. W tabeli 6 zestawiono udział promieniowania bezpośredniego i rozproszonego obliczonego z zastosowaniem modelu 6S (dla modelu atmosfery szerokości umiarkowanych letnich i kontynentalnego modelu aerozoli) dla dwóch zakresów widzialności oraz dwu wysokości nad poziomem morza. Założono standardową widzialność 23 km oraz widzialność na obszarach wysokogórskich rzędu 50 km, oraz wyniesienie 1000 i 2000 m n.p.m.

Wielkość rozpraszania zależy od stosunku długości fali do rozmiarów cząsteczek aerozoli, pyłów itp. zawieszonych w atmosferze, toteż najsilniejsze rozpraszanie występuje w zakresie krótkofalowego promieniowania niebieskiego i zmniejsza się wraz z długością fali. Dla średniofalowego promieniowania podczerwonego udział promieniowania rozproszonego jest

zaniedbywalny. Istotna jest natomiast przezroczystość atmosfery, która może zwiększać udział promieniowania rozproszonego o kilka procent, toteż widzialność ma istotne znaczenie w modelowaniu atmosfery. W przypadku atmosfery z niewielką zawartością aerozoli (np. na obszarach górskich) różnice udziału promieniowania rozproszonego w promieniowaniu całkowitym w zależności od grubości warstwy atmosfery są nieznaczne, ale mogą być modelowane z wykorzystaniem numerycznego modelu terenu. Wraz z wysokością maleje udział promieniowania rozproszonego (ryc. 9f), a zwiększa się udział promieniowania bezpośredniego (ryc. 9e). Na całkowite promieniowanie ma również wpływ promieniowanie wtórne, odbite od pikseli sąsiednich, lecz rozproszone w atmosferze i zarejestrowane na satelicie jako odbicie od danego piksela. Udział tego odbicia jest jednak minimalny (1–1,5%) i, ze względu na trudność modelowania, w większości modeli jest pomijany (w modelu 6S efekt ten jest uwzględniony).

Tabela 6.

Wpływ widzialności i wysokości nad poziomem morza na udział promieniowania rozproszonego w promieniowaniu całkowitym (%)

Influence of visibility and altitude on diffuse radiation (%)

Kanał spektralny <i>Spectral band</i>	Widzialność 23 km <i>Visibility 23 km</i>		Widzialność 50 km <i>Visibility 50 km</i>	
	1000 m n.p.m.	2000 m n.p.m.	1000 m n.p.m.	2000 m n.p.m.
TM 1	29,8	29,1	23,2	22,3
TM 2	23,8	23,4	17,8	17,3
TM 3	18,7	18,5	13,4	13,2
TM 4	12,9	12,8	9,0	8,9
TM 5	4,8	4,8	3,2	3,1
TM 7	3,2	3,2	2,1	2,1

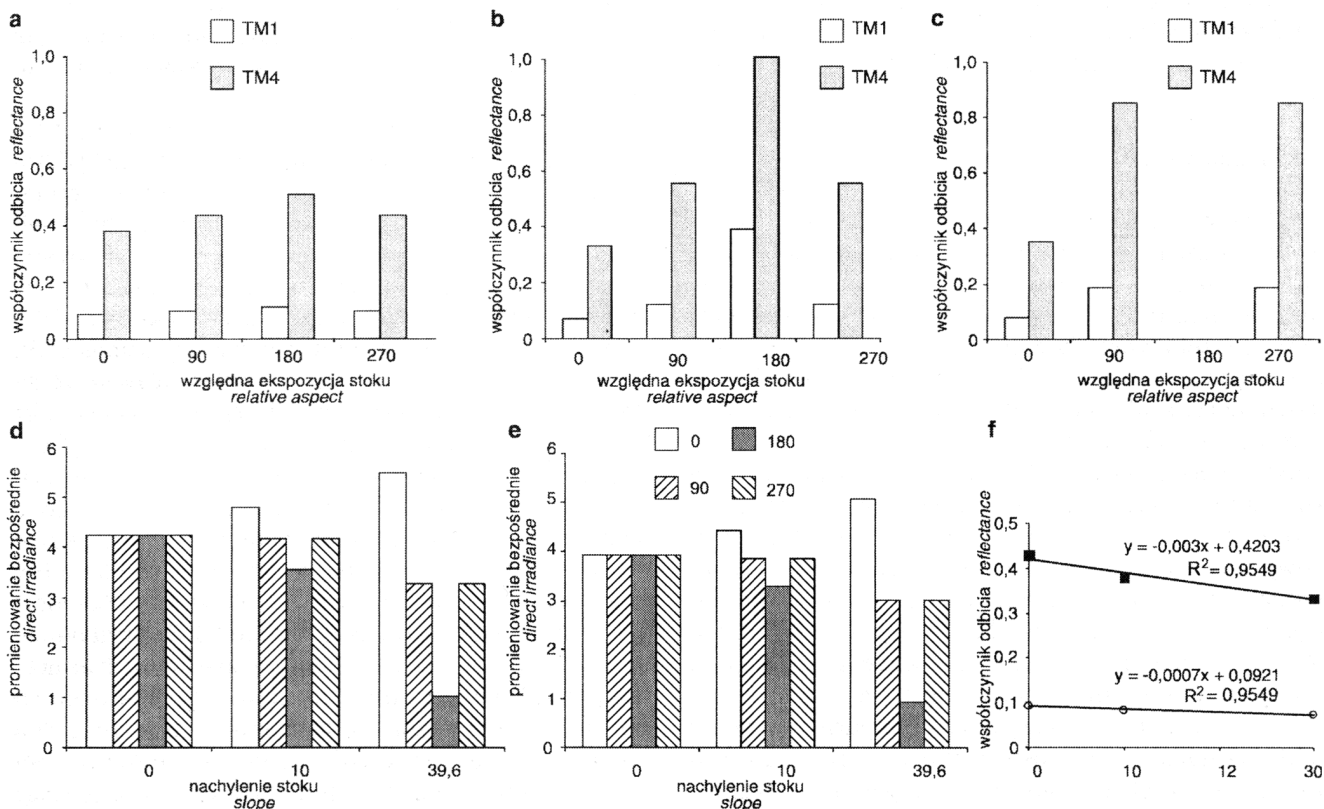
Korekcja iluminacji terenu wyliczona na podstawie wzorów (16) i (23), a więc przy uwzględnieniu tylko promieniowania bezpośredniego, niedoszacowuje współczynniki odbicia stoków dosłonecznych i przeszacowuje jego wartość dla stoków odsłonecznych dając efekt „odwróconej topografii” (Gu, Gillespie, 1998). Wyraźne zniekształcenie wartości występuje na stokach odsłonecznych, na których zacielenie stoków jest najsilniejsze. Efekt ten może być zredukowany poprzez uwzględnienie w korekcji promieniowania rozproszonego.

Wielkość promieniowania rozproszonego w topograficznej korekcji terenu została uwzględniona w modelu Parlowa, gdzie jest ono szacowane eksperymentalnie jako liniowa funkcja promieniowania bezpośredniego. Na podstawie tego modelu uzyskano 11% udziału promieniowania rozproszonego w całkowitym dla wysokości 1000 m i 8,7% dla wysokości 2000 m, przyjmując zerowe nachylenie stoków.

Różnice promieniowania rozproszonego policzonym dla tych wysokości nie wykazały zależności od ekspozycji stoku, a jedynie od jego nachylenia, zmniejszając się wraz z jego wzrostem. Spadek terenu ma również istotny wpływ na wielkość promieniowania bezpośredniego. Największy wzrost tego promieniowania można zaobserwować na stokach zwróconych do Słońca, najmniejszą wartość przyjmuje natomiast dla stoków o dużym nachyleniu i ekspozycji odsłonecznej (ryc. 11d i 11e).

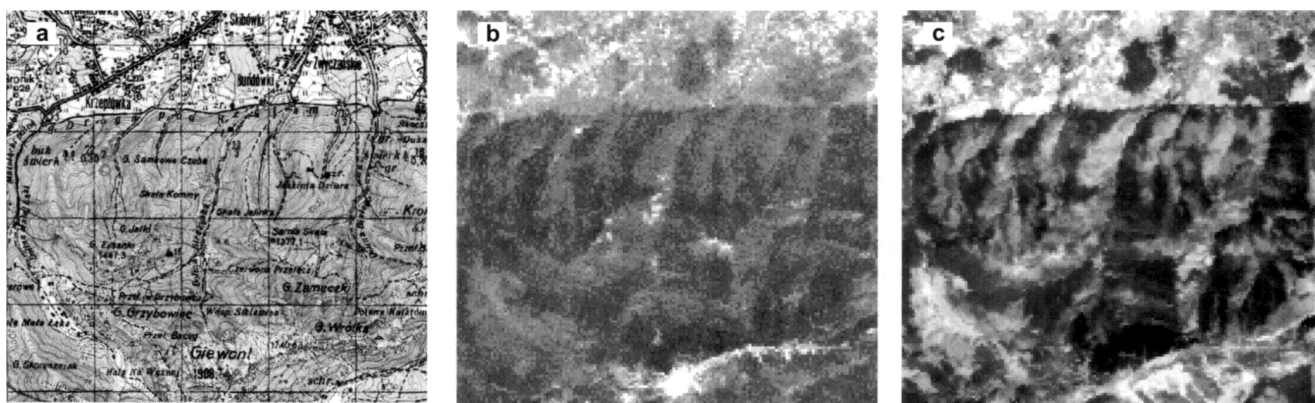
Inne, statystyczno-empiryczne metody korekcji topograficznej z uwzględnieniem promieniowania rozproszonego zaproponowali:

- K.I. Itten i inni (1992): statystyczno-empiryczna (regresja pomiędzy kanałami a iluminacją terenu),
- J.A. Smith i inni (1980): korekcja Minnaerta (wprowadzenie do korekcji opartej na $\cos\theta$ stałej, symulującej nielambertowski charakter podłoża), oraz



Ryc. 10. Wpływ nachylenia (f) i ekspozycji stoku (a, b, c) na współczynnik odbicia zbiorowisk trawiastych oraz wysokości nad poziomem morza na natężenie napromienienia (d, e)

Fig. 10. Effect of slope (f) and exposition (a, b, c) on reflectance of meadows and elevation on irradiance (d, e)



Ryc. 11. Wpływ wystawy stoku na współczynnik odbicia lasów reglowych: a) mapa topograficzna, b) TM1, c) TM4

Ryc. 11. Effect of slope and exposition on reflectance of alpine forests: a) topographic map, b) TM1, c) TM4

— P.M. Teillet i inni (1982): C-korekcja (współczynnik C modelujący promieniowanie rozproszone, obliczany na podstawie regresji w metodzie statystyczno-empirycznej).

W przypadku niemożności przeprowadzenia korekcji topograficznej (np. brak numerycznego modelu terenu) stosuje się często podział prób treningowych dla danej klasy pokrycia terenu na szereg mniejszych klas, zróżnicowanych pod względem oświetlenia (ekspozycji i nachylenia stoku). Metoda ta jest jednak żmudna i nie daje zadowalających rezultatów. Niektórzy autorzy rezygnują w takich przypadkach z kanałów najbardziej podatnych na rozpraszanie i wpływ topografii, przeprowadzając klasyfikację jedynie na kanałach z zakresu średniej podczerwieni. Powoduje to jednak znaczne ograniczenie możliwości identyfikacji obiektów.

Podsumowanie

Pomimo że opracowano wiele metod korekcji radiometrycznej obrazów satelitarnych, nadal prowadzone są badania w tym zakresie, co świadczy o wadze tego problemu w teledetekcji. Jest to związane również z faktem wprowadzania na orbity satelitarne coraz większej liczby systemów obrazujących Ziemię o różnych charakterystykach detektorów, dla których prowadzi się kalibracje bezwzględne i względne (pomiędzy detektorami). Pomimo prób zachowywania kompatybilności przy konstrukcji nowych sensorów (np. LANDSAT-5 TM i LANDSAT-7 ETM+), każdy nowy detektor ma lepszy parametr, co sprawia, że zestawienia różnych danych teledetekcyjnych wymagają co najmniej względnej korekcji radiometrycznej. Najnowsze badania wskazują na to, że dobre wyniki, przy jednocześnie niewielkich nakładach pracy i kosztów, daje łączenie technik, w których parametry charakteryzujące stan atmosfery obliczane są na podstawie obrazu satelitarnego oraz prostych pomiarów terenowych. Istnieją też metody, które opracowano w celu zastosowania do konkretnych detektorów: np. metoda Tasseled Cap (w założeniach zbliżona do Analizy Składowych Głównych) opracowana m.in. dla

LANDSAT MSS i TM. Algorytm tej metody opracowano na drodze empirycznej (Lavreau, 1991; Crist i inni, 1986; Crist, Kauth, 1986). Trwają również badania nad metodami korekcji, które modelują odbicie promieniowania dla konkretnych obiektów terenowych, np. pokrywy roślinnej (Gu, Giellespe, 1998) lub glebowej. Wyniki opracowań porównujących różne metody korekcji wskazują na to, że najdokładniejsze z nich to modelowanie atmosfery technikami RTC (ang. *Radiative Transfer Code*). Jednak porównanie wszystkich metod na tym samym zestawie danych nie jest możliwe, toteż nie ma zaleceń co do stosowania jednej, konkretnej metody korekcji atmosferycznej. Wybór zależy w takim przypadku od dostępnych danych na temat stanu atmosfery w dniu zobrazowania i charakterystyki detektora, a także przeznaczenia korygowanych materiałów.

W niniejszym opracowaniu nie określono jednoznacznie, która z metod absolutnych powinna być stosowana. Proste metody niwelowania wpływu atmosfery, opierające się wyłącznie na wartościach pikseli (metody DOS i COST), mogą być wykorzystywane w sytuacjach, gdy brak jest innych danych lub gdy nie jest wymagane dokładne oszacowanie efektów rozpraszania i pochłaniania promieniowania w atmosferze. Ich prostota oraz małe wymagania sprawiają, że są dość powszechnie stosowane. Biorąc pod uwagę fakt niedoszacowania współczynnika odbicia metodą DOS i przeszacowania metodą COST, modelowanie atmosfery za pomocą programu 6S wydaje się jednak dużo lepszym rozwiązaniem. Niewielka liczba parametrów wejściowych definiowanych przez użytkownika, przy jednoczesnym, precyzyjnym modelowaniu (kategoryzacji) atmosfery sprawiają, że model 6S wydaje się optymalnym narzędziem do absolutnej korekcji atmosferycznej. Jednocześnie stosunkowo prosta obsługa programu, wyczerpująca dokumentacja techniczna i merytoryczna, jak również jego dostępność (model 6S dostępny jest pod URL: <http://www.ltid.inpe.br/dsr/mauro/6s>) sprawiają, że jest on wart polecenia. Największym mankamentem programu wydaje się brak możliwości wprowadzenia numerycznego modelu terenu, który pozwoliłby na przestrzenne określenie

udziałów promieniowania bezpośredniego i rozproszonego oraz korekcję iluminacji terenu. Jednak, jak zapewniają twórcy programu (Ouaidrari, Vermote, 1999), włączenie NMT do modelu jest przewidywane w następnej jego wersji.

Jakość metod względnych wykorzystujących pomiary terenowe jest silnie związana z wyborem, ilością i jakością pomiarów terenowych, toteż bardziej złożone metody regresji są dokładniejsze od proporcjonalnych, opracowanych na podstawie charakterystyki spektralnej jednego obiektu. Najtrudniejsza korekcja radiometryczna związana jest z analizą danych wieloczasowych, gdyż na efekty atmosferyczne nakładają się tam cały wachlarz dodatkowych czynników wpływających na różnice zobrazowań badanego obszaru.

W przypadku gdy współczynnik odbicia obliczony w procesie korekcji radiometrycznej nie musi być wyrażony wartością absolutną (jak w przypadku pracy z bibliotekami spektralnymi), jakość metody korekcji nie musi wyrażać się bezwzględną precyzją obliczeń. Istotą korekcji, jako wstępnego procesu przetwarzania, jest przygotowanie danych do zasadniczego etapu cyfrowego przetwarzania. Przydatność danej metody korekcji wyraża się więc poprzez stwierdzenie, czy korekcja poprawia wyniki zasadniczego etapu przetwarzania (np. klasyfikacji, analizy zmian). Przeważająca liczba opracowań określa wpływ korekcji radiometrycznej na dokładność klasyfikacji i analizy zmian jako pozytywny. Mając to na uwadze, jak również różnorodność dostępnych danych teledetekcyjnych należy stwierdzić, że korekcja radiometryczna jest bardzo ważnym etapem cyfrowego przetwarzania obrazów. Warto więc włączyć (odpowiednią) metodę korekcji radiometrycznej do kanonu wstępnego przetwarzania obrazów satelitarnych.

Podziękowania. Autorzy dziękują dr. Mirosławowi Ratajowi oraz prof. Andrzejowi Ciołkoszowi za pomoc w uzgodnieniu polskiej terminologii oraz dyskusję dotyczącą fizykalnych aspektów teledetekcji.

Publikacja częściowo finansowana w ramach grantu KBN 6 PO4E 01821.

Literatura

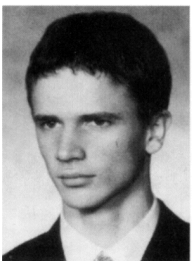
- Berk A., Bernstein L.S., Robertson D.C., 1989: MODTRAN: A Moderate Resolution Model for LOWTRAN 7, US Air Force Geophysics Laboratory, No. GL-TR-89-0122.
- Chavez P. S. Jr., 1988: An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data, Remote Sensing of Environment, nr 24, 459–479.
- Chavez P.S. Jr., 1996: Image-based atmospheric corrections — revisited and revised, Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, nr 62(9), 1025–1036.
- Cierniewski J., 2001: Model kierunkowego odbicia spektralnego od gleb uprawnych uwzględniający obecność agregatów glebowych oraz mikroreliefu powierzchni gleby, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Crist, E.P., i inni, 1986: *Vegetation and Soils Information Contained in Transformed Thematic Mapper Data*, Proceedings of IGARSS '86 Symposium, ESA Publications Division, ESA SP-254.
- Crist E.P., Kauth R.J., 1986, *The Tasseled Cap De-Mystified*, Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, nr 52(1), 81–86.
- EOSAT, 1993: *Fast Format Document*, Lanham, Maryland, EOSAT.
- Fung T., LeDrew E., 1987: *Application of principle components analysis to change detection*, Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, nr 53(12), 1649–1658.
- Gu D., Gillespie A., 1998: *Topographic Normalization of LANDSAT TM Images of Forest Based on Subpixel Sun-Canopy-Sensor Geometry*, Remote Sensing of Environment, nr 64, 166–175.
- Itten K.I., Meyer P., Kellenberger T., Leu R., Sandmeier St., Bitter P., Seidel K., 1992: *Correction of the Impact of Topography and Atmosphere and LANDSAT-TM Forest Mapping of Alpine Regions*, Remote Sensing Series, vol. 18, Department of Geography, University of Zurich.
- Jakomulska A., 1999: *Przystosowania a spektralna charakterystyka gatunków wysokogórskich: Juncus trifidus, Luzula spadiacea i Calamagrostis villosa. Oszacowanie możliwości zdalnej identyfikacji roślinności wysokogórskiej*, [w:] Kotarba A., Kozłowska A. (red.), *Badania geoeologiczne w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, Prace Geograficzne, nr 174, 45–61.
- Kaufman Y.J., Wald A., Remer L.A., Gao B., Li R., Flynn L., 1997: *The MODIS 2.1 mm channel — correlation with visible reflectance for use in remote sensing of aerosol*, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, nr 9, 1357–1381.
- Kneizys F. X. i inni, 1988: *Users Guide to LOWTRAN 7*, Hanscom AFG, Massachusetts: Air Force Geophysics Laboratory.
- Lavreau J., 1991: *De-Hazing LANDSAT Thematic Mapper Images*, Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, nr 57(10), 1297–1302.
- Markham B.L., Barker J.L., 1986: *LANDSAT MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at-satellite temperatures*, EOSAT Technical Notes, August 1986.
- McDonald A. J., Gemmell F. M., Lewis P. E., 1998: *Investigation of the utility of spectral vegetation indices for determining information on coniferous forests*, Remote Sensing of Environment, nr 66, 250–272.
- Moran M.S., Jackson R.D., Slater P.N., Teillet Ph. M., 1992: *Evaluation of Simplified Procedures for Retrieval of Land Surface Reflectance Factors from Satellite Sensor Output*, Remote Sensing of Environment, nr 41, 169–184.
- Moran M.S., Jackson R.D., Clarke T.R., Qi J., Cabot F., Thome K. J., Markham B. L., 1995: *Reflectance Factor Retrieval from LANDSAT TM and SPOT HRV Data for Bright and Dark Targets*, Remote Sensing of Environment, nr 52, 218–230.
- Moran M.S., Bryant R., Thome K.J., Ni W., Nouvellon Y., Gonzalez-Dugo M.P., Qi J. Clarke T.R., 2001: *A refined empirical line approach for reflectance factor retrieval from LANDSAT-5 TM and LANDSAT-7 ETM+*, Remote Sensing of Environment, nr 78, 71–82.
- Myneni R.B., Asrar G., 1994: *Atmospheric effects and spectral vegetation indices*, Remote Sensing of Environment, nr 47, 390–402.
- Ouaidrari H., Vermote E.F., 1999: *Operational Atmospheric Correction of LANDSAT TM Data*, Remote Sensing of Environment, nr 70, 4–15.
- Parlow E., 1996: *Correction of terrain controlled illumination*

- effects in satellite data, [w:] Parlow E. (ed.), *Progress in Environmental Remote Sensing Research and Applications*, Balkema, Rotterdam.
- Paszyński J., 1995: *Influence of air pollution upon the radiation balance in urban and industrial areas*, [w:] *Climatology and air pollution. Resúmenes*, Universidad Nacional de Cuyo, Facultad de Filosofía y Letras, 13–27 VIII 1995, Mendoza, República Argentina, 179–189.
- Paszyński J., Miara K., Skoczek J., 1999: *Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowania topoklimatycznego*, Dokumentacja Geograficzna, nr 1, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Perrin de Brichambaut Ch., 1963: *Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels*, Gautier-Villars, Paris.
- Qi J., Moran M.S., Cabot F., Dedieu G., 1995: *Normalization of Sun/View Angle Effects Using Spectral Albedo-Based Vegetation Indices*, Remote Sensing of Environment, nr 52, 207–217.
- Schowengerdt R.A., 1997: *Remote Sensing, Models and Methods for Image Processing*, Academic Press, San Diego.
- Skole D., Tucker C., 1993: *Tropical deforestation and habitat fragmentation in the Amazon: satellite data from 1978 to 1988*, Science, nr 260, 1905–1910.
- Smith J.A., Lin T.L., Ranson K.J., 1980: *The Lambertian assumption and LANDSAT data*, Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, nr 46, 1183–1189.
- Song C., Woodcock C.E., Seto K.C., Lenney M.P., Macomber S., 2000: *Classification and Change Detection Using LANDSAT TM Data: When and How to Correct Atmospheric Effects?*, Remote Sensing of Environment, nr 75, 230–244.
- Spanner M.A., Pierce L.L., Peterson D.L., Running S.W., 1990: *Remote sensing of temperate coniferous forest Leaf Area Index: the influence of canopy closure, understory vegetation and background reflectance*, International Journal of Remote Sensing, nr 11(1), 95–111.
- Teillet P.M., Fedosejevs G., 1995: *On the dark target approach to atmospheric correction of remotely sensed data*, Canadian Journal of Remote Sensing, nr 21(4), 374–387.
- Teillet P.M., Guindon B., Goodenough D.G., 1982: *On the slope-aspect correction of multispectral scanner data*, Canadian J. of Remote Sensing, nr 8(2), 84–106.
- Thome K., Markham B., Barker J., Slater P., Biggar S., 1997: *Radiometric Calibration of LANDSAT*, Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, nr 63(7), 853–858.
- Vermote E.F., Tanre D., Deuze J.L., Herman M., Morcrette J.J., 1997: *Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: an overview*, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, nr 35(3), 675–686.



Dr Anna Jakomulska jest absolwentką Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego. Studia magisterskie ukończyła w Zakładzie Geoekologii, natomiast Studium Doktoranckie WGiSR — w Zakładzie Teledetekcji Środowiska. W latach 1992/1993 stypendystka programu TEMPUS na University of Greenwich School of Environmental Sciences w Londynie. W latach 1999/2000 stypendystka Fundacji Fulbrighta w National Center of Geographic Information and Analysis, University of California, Santa Barbara, w ramach którego współpracowała również z National Center for Ecological Analysis and Synthesis. W roku 2001 uzyskała stypendium dla młodych nau-

ukowców Fundacji Nauki Polskiej. Interesuje się zagadnieniami metodyki analizy struktury środowiska technikami cyfrowego przetwarzania obrazów. Specjalizuje się w interdyscyplinarnych metodach kartowania roślinności z wykorzystaniem teledetekcji, SIG, geostatystyki terenowych badań biometrycznych oraz fizjologii roślin. Obecnie prowadzi badania nad cyfrowymi metodami analizy tekstury zdjęć satelitarnych z zastosowaniem geostatystyki oraz wykorzystaniem tekstury w klasyfikacji zdjęć. Interesuje się również problematyką skali i generalizacji w ekologii i geografii. Jej pasją są środowiska wysokogórskie. Zakład Teledetekcji Środowiska, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa, tel. (22) 55 20 634, fax 55 21 521 e-mail: Anna.Jakomulska@mercury.ci.uw.edu.pl



Marcin Sobczak jest studentem V roku Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego w Zakładzie Teledetekcji Środowiska, w ramach Międzywydziałowych Indywidualnych Studiów Matematyczno-Przyrodniczych. Laureat Wojewódzkiego Konkursu

Przedmiotowego w Dziedzinie Matematyki w roku 1993. Liceum Handlowe ukończył z wyróżnieniem. Na rok 2002 uzyskał stypendium programu SOCRATES-ERASMUS na Universidad Complutense de Madrid. Zajmuje się wykorzystaniem Systemów Informacji Geograficznej i nowoczesnych technik przetwarzania obrazów w badaniach zróżnicowania krajobrazu obszarów wysokogórskich; e-mail: msobczak@ds2.uw.edu.pl