Załącznik 4

KOREKCJA OBRAZÓW TELEDETEKCYJNYCH ZE WZGLĘDU NA ZAKŁÓCAJĄCY WPŁYW UKSZTAŁTOWANIA POWIERZCHNI TERENU.

Wielkość promieniowania elektromagnetycznego rejestrowanego za pomocą metod teledetekcyjnych zależy od wielu czynników: charakterystyki spektralnej badanego obiektu, interakcji promieniowania w atmosferze, charakterystyki sensora ale także od geometrii ujmującej kierunek oświetlenia i kierunek rejestracji. Obraz powierzchni terenu o jednolitym pokryciu oraz o urozmaiconej rzeźbie różni się od obrazu powierzchni terenu płaskiego o takim samym pokryciu. Dla potrzeb cyfrowego przetwarzania obrazu np. klasyfikacji czy matematycznego modelowania różnych zjawisk fizycznych zachodzących na powierzchni Ziemi istnieje niekiedy potrzeba wstępnej transformacji obrazów w celu usunięcia zakłócającego wpływu topografii. W wielu przypadkach bowiem różne wartości albedo czy temperatury obliczone na podstawie danych teledetekcyjnych wynikają jedynie ze zróżnicowania topografii.

Wielkość odbitej od terenu radiacji zależy od struktury powierzchni i od typu rozpraszania. Strukturę powierzchni można określić jako: gładką, szorstką i porowatą, natomiast rozpraszanie jako: dyfuzyjne, wstecz albo w przód. Spektralna charakterystyka obiektu jest opisana przez tzw. funkcję dwukierunkowego rozkładu radiacji odbitej od powierzchni obiektu, BRDF (Bidirectional Reflectance Distribution Function). Wielu autorów badało laboratoryjnie BRDF [Coulson,K.L., 1966; Hapke, B., Van Horn, H., 1963a; Kimes, D.S., Smith, J.A., Ranson, K.J., 1980; Kriebel, K.T., 1977; Richardson, A.J., 1981; Watson, R. 1972]. Powstało także kilka modeli teoretycznych opisujących różne rodzaje BRDF [Cierniewski J., 1991; Emslie, A.G., Aronson, J.R., 1972; Hapke, B., 1963b; Kimes, D.S., Kirchner, J.A., 1981; Torrance, K.E., Sparrow, E.M. 1967]. Uwzględnienie wpływu geometrii ujmującej kierunek rejestracji i kierunek oświetlenia na wielkość rejestrowanej metodami teledetekcyjnymi radiacji jest możliwe jedynie przy znajomości BRDF, a także kąta zenitalnego i azymutu Słońca oraz kąta nachylenia i ekspozycji badanej powierzchni.

Znane z literatury próby usuwania zakłócającego wpływu topografii dotyczyły zwykle jednorodnych obszarów leśnych, głównie sosnowych, charakteryzujących się znacznymi deniwelacjami terenu.

Mechanizm odbicia opisuje BDRF zgodnie z ogólną formułą [Reeves, R.G., Anson, A., Landen, D. 1975]:

$$f_r = \frac{dL_r(V_o, A_o, V_r, A_r)}{dE_o(V_o, A_o)} \qquad (1)$$

gdzie:

dL_r - natężenie gęstości powierzchniowej promieniowania odbitego w kierunku sensora,

dE_o - natężenie napromienia padającego,

V_o, A_o - kąt zenitalny i azymut kierunku oświetlenia danej powierzchni,

V_r, A_r - kąt zenitalny i azymut kierunku rejestracji.

Całkowite natężenie gęstości powierzchniowej promieniowana badanego obiektu o znanej postaci BRDF można określić następująco [Reeves, R.G., Anson, A., Landen, D. 1975]:

$$L_r = \int_{\text{półsfera}} f_r dE_o \qquad (2)$$

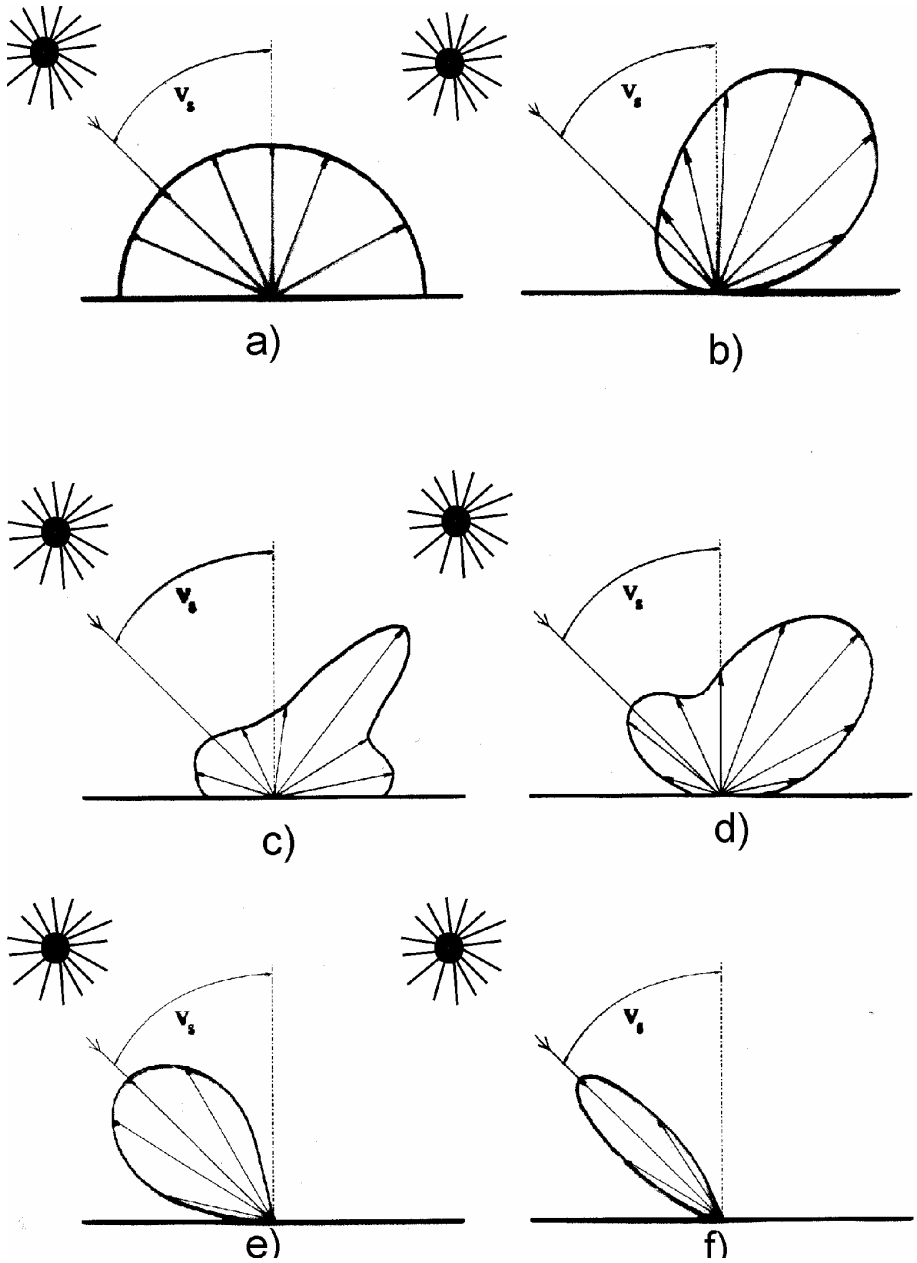
Eksperymenty laboratoryjne mające na celu określenie BRDF dla różnych obiektów, były przeprowadzane początkowo głównie w ramach badań astronomicznych [Hapke, B., Van Horn, H. 1963a]. Pozwalają one na sformułowanie następujących wniosków:

1. Powierzchnie charakteryzujące się wysokim albedo odbijają promieniowanie z reguły w sposób dyfuzyjny (Rys.1.a).

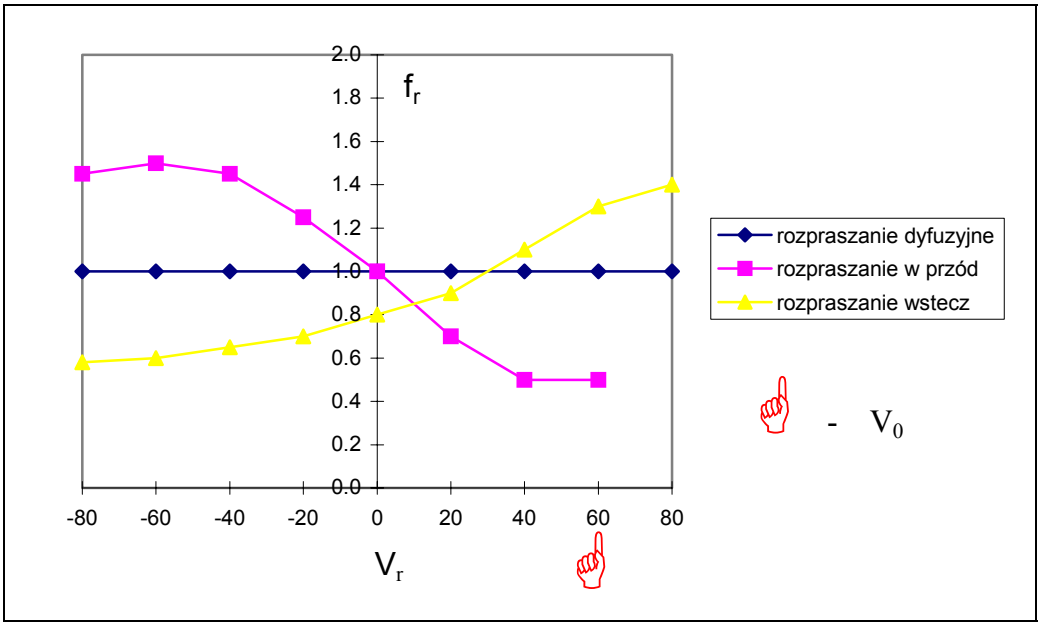
2. Powierzchnie o niskim albedo (<25 %) mogą odbijać promieniowanie w różny sposób, zależny zarówno od typu odbicia jak i struktury powierzchni:

- ciemne, gładkie powierzchnie odbijają promieniowanie w "szerokim przednim piku" (Rys.1.b),
- rozpraszanie powierzchni ciemnych i szorstkich zależy od własności rozpraszających elementów budujących powierzchnię i mogą one w efekcie odbijać do przodu, wstecznie lub dyfuzyjnie,
- ciemne, porowate powierzchnie, które są zbudowane z elementów charakteryzujące się przednim typem rozpraszania mają funkcję rozkładu promieniowania odbitego, która posiada szeroki przedni pik i dodatkowo pik wsteczny (Rys.1.d); jeśli natomiast te same powierzchnie zbudowane są z elementów odbijających dyfuzyjnie to dają one w wyniku szeroki pik wsteczny (Rys.1.e); w przypadku, gdy elementy budujące powierzchnię są

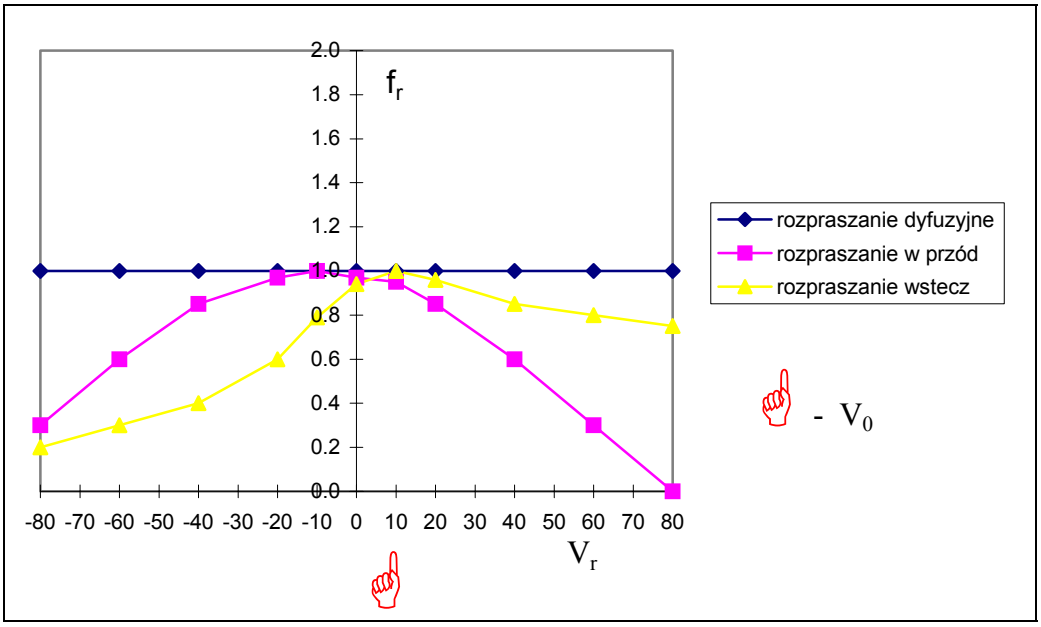
wstecznie rozpraszające to BDRF powierzchni charakteryzuje się wąskim pikiem wstecznym (Rys.1.f). Na Rys.1 i 2 przedstawiono typowe funkcje rozkładu promieniowania odbitego dla różnego rodzaju sposobów rozpraszania.



Rys.1 Ilustracja rozkładu promieniowania odbitego dla różnego rodzaju sposobów rozpraszania; a) odbicie dyfuzyjne, b) odbicie „szerokim przednim pikiem”, c) odbicie dyfuzyjne z „pikiem przednim”, d) odbicie charakteryzujące się szerokim „pikiem przednim i dodatkowo pikiem wstecznym”, e) odbicie „szerokim pikiem wstecznym”, f) odbicie wąskim „pikiem wstecznym”.



a)



b)

Rys.2 Wykres rozkładu promieniowania odbitego w płaszczyźnie promienia padającego; dla kąta iluminacji - 60 stopni; b) dla kąta iluminacji - 10 stopni, (sporządzono na podstawie Hapke, B.W. 1963b, Pettit, E., Nicholson, S.B. 1930, Torrance, K.E., Sparrow, E.M., 1967, Hugli, H., Frei, W. 1983).

Metoda korekcji zaprezentowana poniżej opiera się na założeniu, że "pożądanym" poziomem radiacji jest radiacja jaka pochodzi od powierzchni poziomej tzn., że w wyniku transformacji chcielibyśmy otrzymać obraz jaki byłby gdyby teren miał orientację horyzontalną. Dla przeprowadzenia takiej transformacji konieczna jest znajomość lokalnych parametrów oświetlenia powierzchni: azymutu i kąta kierunku oświetlenia badanej powierzchni w stosunku do jej normalnej.

Pierwszym etapem jest określenie dla każdego piksela kąta nachylenia (S) i azymutu (A) danej powierzchni, na podstawie cyfrowego modelu terenu [Reeves, R.G., Anson, A., Landen, D. 1975]:

$$\tan S = \left(\frac{\delta z}{\delta u}\right)^2 + \left(\frac{\delta z}{\delta v}\right)^2 \qquad \tan A = -\left(\frac{\delta z}{\delta u}\right) / \left(\frac{\delta z}{\delta v}\right) \qquad (3)$$

gdzie:

u,v,z - współrzędne środka piksela w topograficznym układzie współrzędnych.

$$\frac{\delta z}{\delta u} = \frac{1}{2\Delta h}\left(z_{i+1,j} - z_{i-1,j}\right) \quad ; \qquad \frac{\delta z}{\delta v} = \frac{1}{2\Delta h}\left(z_{i,j+1} - z_{i,j-1}\right) \qquad (4)$$

$$\frac{\delta z}{\delta u}\Big|_{u=0} = \frac{1}{2\Delta h}\left(-3z_{o,j} + 4z_{1,j} - z_{2,j}\right) \quad ; \qquad \frac{\delta z}{\delta u}\Big|_{u=u_n} = \frac{1}{2\Delta h}\left(z_{n-2,j} - 4z_{n-1,j} + 3z_{n,j}\right) \qquad (5)$$

gdzie:

i,j - lokalne współrzędne piksela w układzie obrazu (numer wiersza i kolumny) ,

n - ilość wierszy.

Na podstawie deklinacji i kąta godzinnego Słońca (odczytanego z tablic astronomicznych lub z wykresu [Reeves, R.G., Anson, A., Landen, D. 1975, Rys 23-1, str. 964].) oraz długości i szerokości geograficznej miejsca pomiaru można obliczyć kąt zenitalny i azymut kierunku oświetlenia płaszczyzny horyzontalnej. Azymut i kąt zenitalny kierunku oświetlenia dowolnej powierzchni o nachyleniu S i azymucie A, obliczonym z cyfrowego modelu wysokościowego (j.w) można obliczyć następująco [Reeves, R.G., Anson, A., Landen, D. 1975]:

$$\cos V_o = \cos V_s \cos S + \sin V_s \sin S \cos (A_s - A) \qquad (6)$$

$$\tan A_0 = \frac{\sin V_s \sin(A_s - A)}{\left(\sin V_s \cos S \cos(A_s - A) - \cos V_s \sin S\right)} \qquad (7)$$

gdzie:

V_S, A_S - kąt zenitalny i azymut kierunku oświetlenia płaszczyzny poziomej,

S., A , - kąt nachylenia i orientacja powierzchni w stosunku do stron świata.

Parametry oświetlenia: V_0 i A_0 są podstawą tworzenia obrazów współczynnika korekcji, który umożliwia transformację obrazu oryginalnego do takiej postaci jaka byłaby gdyby teren miał orientację horyzontalną.

Znając typ rozpraszania charakteryzujący badaną powierzchnię oraz parametry oświetlenia (V_0, A_0) można zamodelować rozkład współczynnika korekcji k i przeprowadzić transformację obrazu:

$$L_h = L_r \cdot k \qquad (8)$$

gdzie:

L_h - wielkość gęstości powierzchniowej radiacji jaka byłby gdyby badana powierzchnia była pozioma,

L_r - zarejestrowana gęstość powierzchniowa radiacji,

k - obraz korekcji (dla pow. płaskich = 1).

Rozkład współczynnika korekcji „k" jest różny dla różnego typu rozpraszania, generalnie dla obszarów o ekspozycjach południowych jest on mniejszy od 1, czyli powoduje zmniejszenie albedo lub temperatury, dla obszarów o ekspozycjach północnych jest większy od 1, czyli powoduje zwiększenie albedo lub temperatury.

Współczynnik korekcji k zależnie od sposobu rozpraszania może przyjmować np. następujące postaci [Hapke, B.W. 1963b, Pettit, E., Nicholson, S.B. 1930]:

$$k^L = \frac{\cos V_s}{\cos V_o} \qquad \text{(rozpraszanie dyfuzyjne)} \qquad (9)$$

$$k^H = \frac{\cos V_s(\cos V_o + \cos S)}{\cos V_o(1 + \cos V_s)} \qquad \text{(rozpraszanie wstecz)} \qquad (10)$$

Metody statystyczne wyznaczania współczynnika "k".

Istnieje kilka metod statystycznych, za pomocą których można korygować radiometrycznie obrazy, ze względu na zakłócający wpływ topografii. Jedna z metod wykorzystuje prostą zależność statystyczną pomiędzy oryginalnymi wartościami spektralnymi zarejestrowanymi w poszczególnych kanałach a lokalnym kątem oświetlenia powierzchni i korekcję obrazu proponuje przeprowadzić zgodnie ze wzorem [Meyer P. i in. 1993]:

$$L_h = L_r - \cos(V_o)\ m - b + L_r \qquad (11)$$

gdzie:

L_r - wartość średnia radiacji dla danego obiektu,

m,b - parametry prostej regresji.

Inną metodą statystyczną, obecnie najpopularniejszą, jest metoda wykorzystująca współczynnik Minnaerta [Civco, D.L. 1989, Colby, J.D. 1991, Smith, J.A. i in. 1980, Laungcai C., Yingehens L. 1992, Meyer P. i in. 1993]. Korekcja w tej metodzie przebiega zgodnie z formułą :

$$k^M = \frac{\cos^K V_s}{\cos^K V_o \cos^{K-1} S} \qquad (12)$$

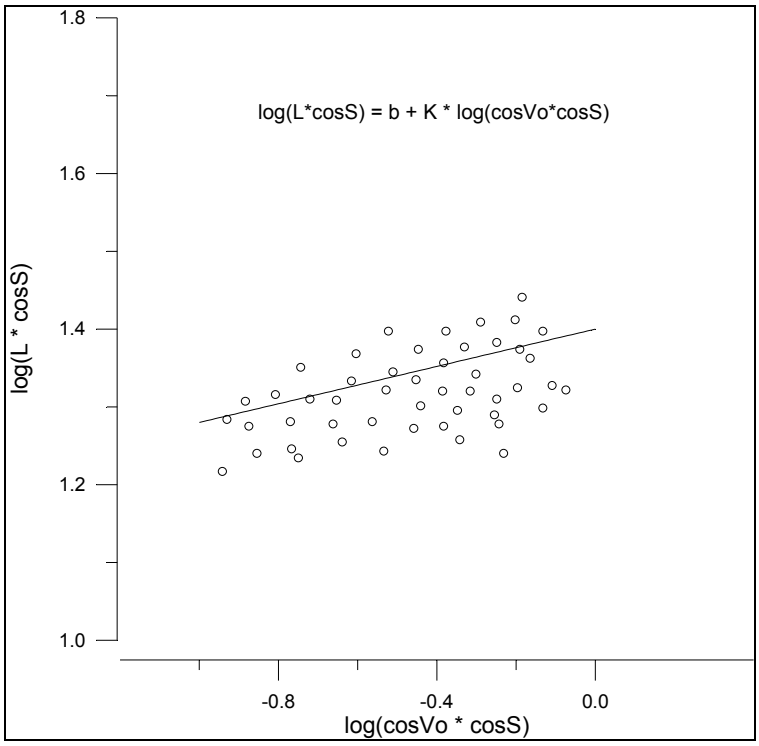
gdzie:

K - współczynnik Minnaerta charakteryzujący szorstkość powierzchni;

jeśli K=1 to powierzchnia odbija dyfuzyjnie zgodnie z prawem Lamberta ,

jeśli $K \in (0,1)$ to rozpraszanie jest kombinacją rozpraszania typu dyfuzyjnego i w przód.

Współczynnik K określa się na podstawie analizy regresji, przykładowo pokazanej na Rys.3:



Rys.3. Przykładowa zależność pomiędzy $\log(L_r \cos S)$ a $\log(\cos V_0 \cos S)$.

Ostatnio proponowana jest pewna zmodyfikowana forma prostej metody statystycznej [Meyer P. i in. 1993]:

$$L_H = L_r \left(\frac{\cos V_s + c}{\cos V_o + c} \right) \qquad (13)$$

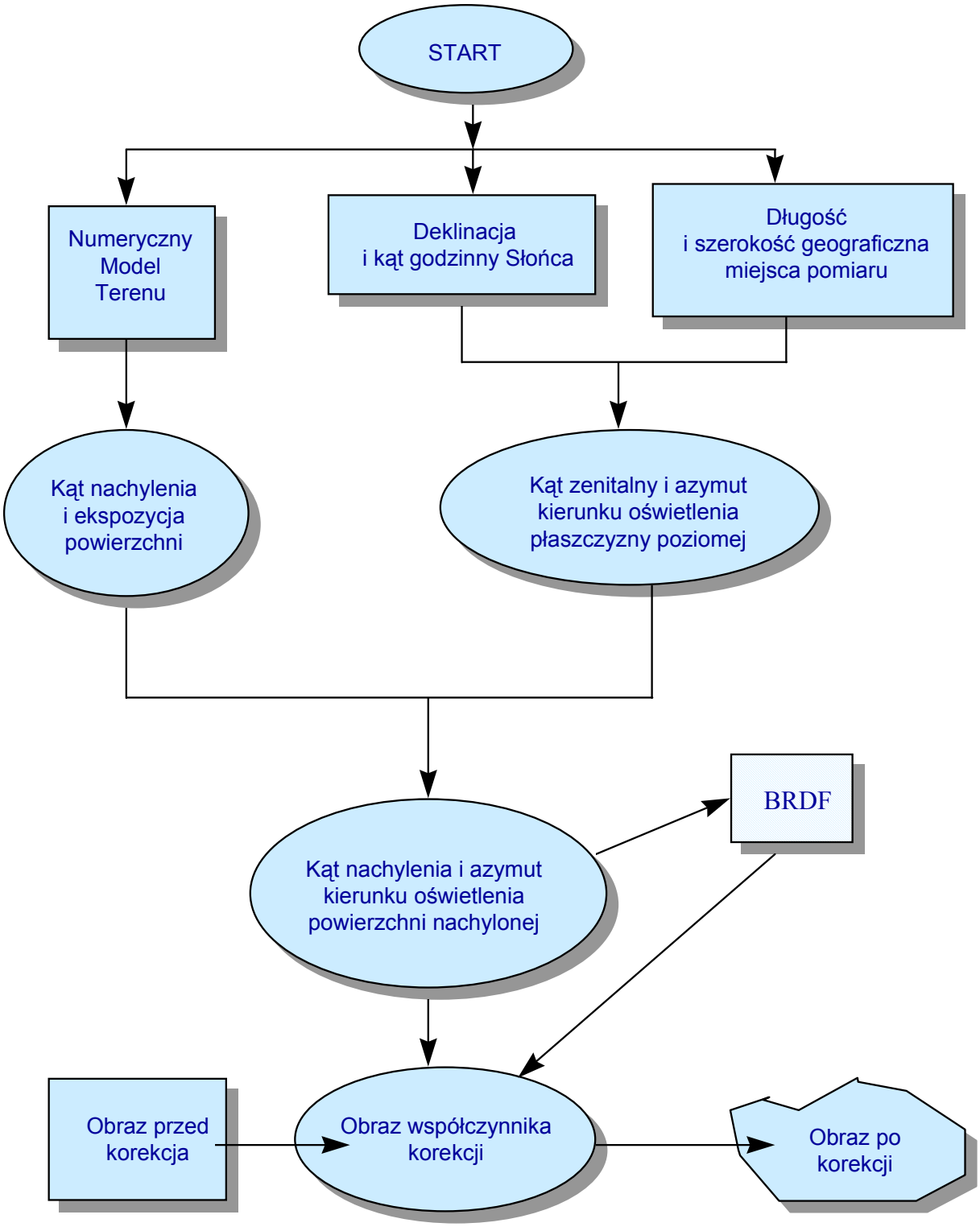
gdzie:

c =b/m.

Metody statystyczne były testowane dla korekcji lasów iglastych, głównie sosnowych. Autorzy uzyskiwali dobre korelacje pomiędzy poziomem radiacji L_r, a kosinusem kąta oświetlenia. Współczynnik Minnaerta zmieniał się prawie w całym przedziale (0,1) w zależności od kanału.

Na uwagę zasługuje ponadto fakt, że metody statystyczne nie wymagają *a' priori* znajomości BRDF.

Dla potrzeb badania zakłócającego wpływu ukształtowania terenu i możliwości minimalizacji tego zjawiska opracowałam program TOPO, którego działanie przedstawia Schemat1.



Schemat 1. Schemat blokowy programu TOPO.

Istnieje stosunkowo bogata literatura dotycząca korekcji zobrazowań wykonanych w widzialnym przedziale spektrum ze względu na zakłócający wpływ morfologii terenu. Usuwanie tego wpływu z obrazów termalnych nie jest natomiast poruszane.

Średnie wartości współczynnika korekcji, niezależnie od metody wahają się w granicach (0.6 - 1.6). Wpływ korekcji obrazów ze względu na zakłócający wpływ ukształtowania terenu na modelowanie inercji termalnej był jedynie pilotażowo sygnalizowany [Gillespie, A.R, Kahle, A.B. 1977] i to w kontekście korekcji obrazów panchromatycznych. Niwelowanie wpływu morfologii terenu na modelowaną wartość parametru inercji termalnej może mieć bardzo duże znaczenie i to w większym stopniu dla obrazów termalnych.

Dla porównania wpływu różnic w wartościach maksymalnych dobowych zmian temperatur i albedo na wielkość inercji termalnej przeprowadzono poniższe obliczenia. Jako wzorzec przyjęto przykładowo średnie zmierzone wartości dla powierzchni płaskiej: $\Delta T = 21^0C$ i A = 0.2. Jeśli założymy hipotetyczny pomiar temperatury powierzchni o ekspozycjach północnych i przyjmiemy dla nich 10% i 20% (w zależności np: od kąta nachylenia powierzchni) zmniejszenie temperatury w stosunku do temperatury zmierzonej dla powierzchni płaskiej (18.9, 16.8 ^0C) to odpowiadające im wartości parametru inercji termalnej wyniosą 3588 i 4277 ($J/m^2\ Ks^{1/2}$) (Tabela 1 a). Jeżeli podobną symulację przeprowadzimy dla ekspozycji południowych i przyjmiemy dla nich wzrost ΔT o 10% i 20% (23.1^0C i 25.1^0C) to inercja zmniejszy się do 2568 i 2176 ($J/m^2Ks^{1/2}$) (Tabela 1 a). Jeżeli podobne rozważanie przeprowadzimy dla zmieniającego się albedo o: -20, -10, +10, +20 % i stałej wartości $\Delta T = 21^0C$ to możemy otrzymać inercję termalną w granicach : 2829 - 3231 ($J/m^2\ Ks^{1/2}$).

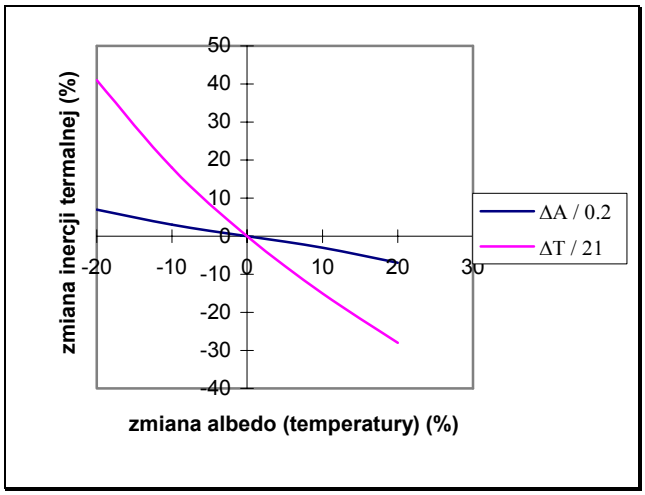
Tabela 1.

Wpływ zmiany maksymalnych dobowych różnic temperatur i albedo na wielkość inercji termalnej.

a)	**A (-)**	**Δ T (^{0}C)**				
	0.2	16.8	18.9	**21.0**	23.1	25.1
P (J/m^{2}Ks$^{1/2}$)		4277	3588	**3030**	2568	2176

b)	**Δ T(^{0}C)**	**A (-)**				
	21.0	0.16	0.18	**0.20**	0.22	0.24
P (J/m^{2}Ks$^{1/2}$)		3231	3131	**3030**	2930	2829

Na Rys.4 przedstawiono na wykresie procentowo wpływ zmiany inercji termalnej w wyniku zmiany albedo i maksymalnej dobowej różnicy temperatur. Zmniejszenie temperatury o 20 % spowodowało wzrost wartości inercji termalnej o aż 40% , podczas gdy taka sama procentowo zmiana albedo spowodowała jedynie zmniejszenie inercji termalnej 7%. Zwiększanie zarówno albedo jak i maksymalnych dobowych różnic temperatur powoduje mniejszą zmianę inercji niż zmniejszanie tych parametrów. Wynika to z samego charakteru modelu, (rozdział 2 Rys.2) krzywe inercji są zbieżne w stosunku do siebie wraz ze wzrostem albedo i maksymalnych dobowych różnic temperatur.



Rys. 4. Procentowa zmiana inercji termalnej w stosunku do zmiany albedo i maksymalnych dobowych różnic temperatur.

Powyższe rozważania miały na celu ujawnić jakie może mieć znaczenie korekcja lub jej zaniechanie obrazu panchromatycznego czy termalnego ze względu na ukształtowanie terenu. Jeśli zostałby zastosowany współczynnik korekcji odpowiednio: 0.8, 0.9, 1.1, 1.2 dla obrazu termalnego, dla którego średnie wartości różnic temperatur powierzchni o różnych ekspozycjach są jak w Tabeli 1 a) i dla obrazu albedo, dla którego średnie wartości albedo są jak w Tabeli 1 b) to dla każdego przypadku inercja termalna wyniosłaby 3030 ($J/m^2 Ks^{1/2}$). Nie przeprowadzenie korekcji powoduje, że inercja termalna może zmieniać się w granicach: 2829 - 4277 ($J/m^2 Ks^{1/2}$). Znaczenie tego faktu jest ogromne, ponieważ określonym wartościom inercji termalnej są przypisywane określone wartości wilgotności.

Wpływ ukształtowania powierzchni na naziemne zobrazowania termalne

Podczas eksperymentu I wykonano serię zobrazowań naziemnych. Zaobserwowano na przykład, że zobrazowania pola D (Rys. 5) wymagałoby korekcji ze względu na efekt topografii dla potrzeb modelowania inercji termalnej. Pole D jest nachylone 10% i ma ekspozycję północną. W obrębie pola D daję się łatwo wydzielić dwie strefy: prawą i lewą (Rys. 5). Z bezpośrednich pomiarów wilgotności wynika, że lewa strona jest wilgotna (ok. 18%) a lewa, zdecydowanie bardziej sucha (9%).

Pomiary termalne wykonane dla pola D zostały porównane z pomiarami termalnymi pola B, wybrano te fragmenty pola B i D, które miały **zbliżoną wilgotność**. Wyniki zamieszczono w Tabeli 2.

Tabela. 2.

Porównanie wielkości temperatur pomierzonych dla obszarów o zbliżonej wilgotności ale różnych ekspozycjach i kątach nachylenia, (*m - wilgotność gleby, T- temperatura pomierzona na polu B,* T_0 *- temperatura pomierzona na polu D,* T_c *- zmodyfikowana wartość temperatury dla pola D (zakładając, że powierzchnia nagrzewa się zgodnie z cosinusem kąta padania promieni* słonecznych).

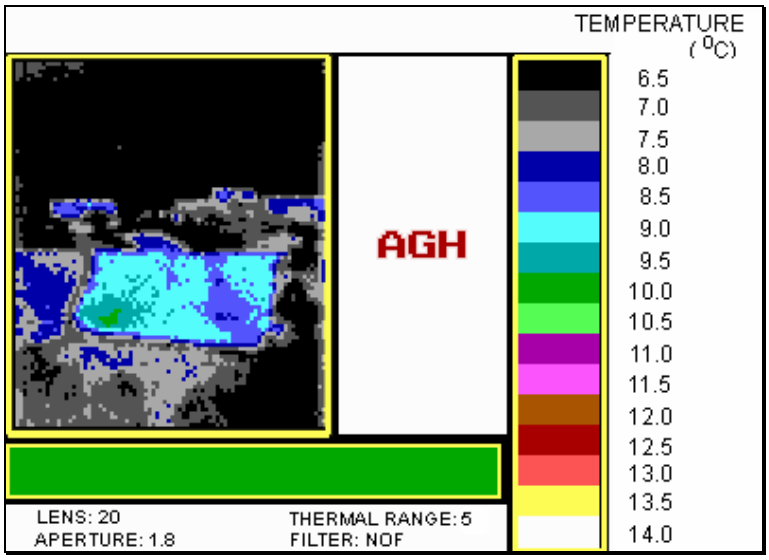
	Pole B		Pole D		
	m	T	m	T_0	T_c
1	19%	14 ^{0}C	18%	8.7 ^{0}C	14.7 ^{0}C
2	14%	16 ^{0}C	9%	10.5 ^{0}C	17.9 ^{0}C

Zmierzona zdalnie w tym samym czasie temperatura fragmentu pola B o wilgotność 14% wynosiła 16 ^{0}C, podczas gdy temperatura fragmentu pola D o zbliżonej wilgotności (9%) wynosiła 10.5 ^{0}C, czyli różnica temperatur wynosiła 5.5 ^{0}C. W przypadku fragmentu bardziej wilgotnego (19% i 18%) różnica ta była podobna : 5.3 ^{0}C.

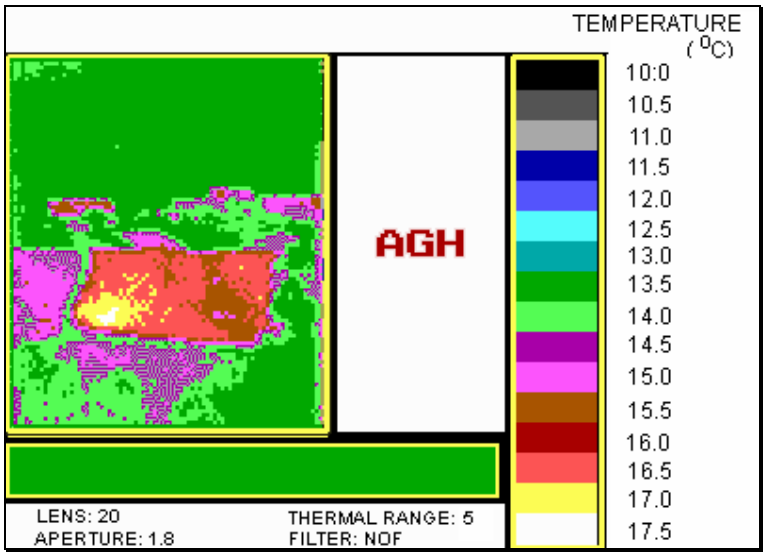
Zaproponowana metoda modyfikacji zmierzonej temperatury polegała na takiej jej zmianie, żeby otrzymać wartości temperatury jakie zostały pomierzone dla powierzchni horyzontalnej o takiej samej wilgotności.

Przykładowy obraz termogramu pola D przed i po modyfikacji zamieszczono na Rys. 5 i Rys.6.

Proponowana metoda modyfikacji obrazów termalnych mogłaby być wykorzystana dla potrzeb modelowania inercji termalnej w celu zdalnego określana wilgotności. Założenie teoretyczne dotyczące ujednolicenia wartości temperatury w obrębie takiej samej wilgotności gruntu niezależnie od morfologii terenu wydaje się być uzasadnione. Oczywiście operację tę trzeba by wykonywać oddzielnie dla różnych typów gruntu.

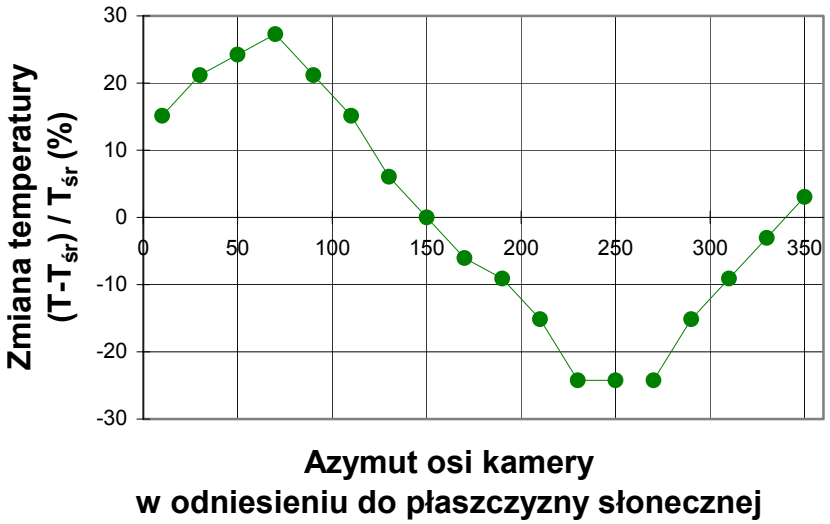


Rys.5. Zarejestrowany obraz termalny pola D.



Rys.6. Zmodyfikowany obraz termalny pola D.

W trakcie termalnych pomiarów naziemnych zauważono ponadto silny wpływ kierunku obserwacji w stosunku do głównej płaszczyzny słonecznej, poziom temperatury w znacznym stopniu zależał od położenia kamery w stosunku do Słońca (Rys. 7., Rys.8.).



Rys. 7. Procentowa zmiana temperatury w stosunku do wartości średniej w zależności od azymutu osi kamery.

Wykonane zostały dwie serie pomiarowe, a wyniki zostały przeanalizowane statystycznie. Analizowano charakter zależności pomierzonej temperatury powierzchni gruntu od azymutu kierunku obserwacji. W celu standaryzacji, czyli uniezależnienia analizy od bezwzględnego położenia Słońca azymut liczono w płaszczyźnie głównej słonecznej (0^0 - obserwacja dosłoneczna - pod Słońce, 180° - obserwacja ze Słońcem - Słońce za plecami).

Zmianę wartości temperatury ujednolicono do średniej zgodnie ze wzorem: $(T - T_{śr}) / T_{sr.}$

Przeprowadzono aproksymację krzywą sinusoidalną :

$$y = a \ [\sin (x - b)] \qquad (14)$$

gdzie:

x - procentowa zmiana temperatury,

y - azymut kierunku obserwacji w płaszczyźnie głównej słonecznej,

a, b, - aproksymowane parametry funkcji.

Otrzymano następujące wielkości parametrów:

- a = 0.235,
- b = 84.96,
- szczątkowy błąd po zakończeniu iteracji = 0.01,

współczynnik korelacji = 0.99.

Uzyskane wyniki pomimo, że jedynie z dwóch serii pozwalają na stwierdzenie, że poziom zarejestrowanej zdalnie temperatury zależy od geometrii: kierunek rejestracji - kierunek oświetlenia. Jeśli przyjąć, za referencyjną wartość średnią temperatury to można by było obliczyć ją z poniżej zaproponowanego wzoru:

$$T_{śr} = [T + T_{min} \sin (A - 90^0)] / [1+ \sin (A - 90^0)] \qquad (15)$$

Zaobserwowane zjawisko zachodzi prawdopodobnie jedynie dla szorstkich powierzchni i na pewno zależy od ich współczynnika chropowatości. Można go wytłumaczyć następująco: dokonując obserwacji ze Słońcem obserwujemy oświetlone, nagrzane części reliefu chropowatej powierzchni gruntu, wykonując obserwację dosłoneczną przeciwnie obserwujemy nieoświetlone, zimniejsze części reliefu.