



## Numeryczne modelowanie inercji termalnej gruntu dla teledetekcyjnego określania jego wilgotności.

## **ROZPRAWA DOKTORSKA**

mgr inż. Beata Hejmanowska

promotor: Prof. dr hab. inż. Zbigniew Sitek

Kraków, 1997

## Spis treści.

1. Wstęp1	
2. Model inercji termalnej gruntu	8
2.1. Parametry modelu i dane wejściowe	8
2.2. Opis programu do modelowania inercji termalnej: MODI10	0
3. Testowanie modelu inercji termalnej -test teoretyczny1	5
4. Testowanie modelu inercji termalnej - teledetekcyjny eksperyment I1	8
4.1. Metodyka1	8
4.2. Wyniki	0
4.2.1. Kalibracja modelu inercji termalnej	20
4.2.2. Modelowanie inercji termalnej gruntu w celu określenia jego	
wilgotności24	
4.3. Wnioski	30
5. Korekcja obrazów teledetekcyjnych ze względu na zakłócający wpływ ukształtowania	
Powierzchni terenu	1
5.1.Podstawy teoretyczne	1
5.1.1 . Metody statystyczne	7
5.1.2. Opis programu do korekcji zakłócającego wpływu morfologii terenu:TOPO38	8
5.2. Dyskusja	)
5.2.1. Wpływ korekcji albedo i maksymalnych dobowych różnic temperatur	
Na wartość inercji termalnej – test teoretyczny.	9
5.2.2. Modyfikacja obrazu termowizyjnego dla potrzeb modelowania	
inercji termalnej4	2
5.2.3. Zdalny naziemny pomiar temperatury przy określonym położeniu Słońca4	5
6. Modelowanie inercji termalnej gruntu w oparciu o dane teledetekcyjne skorygowane z	
powodu zakłócającego wpływu ukształtowania terenu48	3
6.1. Metodyka	3
6.1.1. Rejestracja obrazu satelitarnych systemu Landsat TM oraz NOAA AVHRR49	9
6.1.2. Rejestracja obrazów panchromatycznych i termalnych z pułapu lotniczego50	)
6.1.3. Naziemne pomiary temperatury i wilgotności gruntu	
6.2. Wyniki	

6.2.1. Wstępna analiza obrazów	54
6.2.2. Przekształcenie obrazów: panchromatycznego i termalnego na rozkład	
albedo i temperatury rzeczywistej	60
6.2.3. Modelowanie inercji termalnej w celu określenia rozkładu wilgotności	
grunt	65
6.2.3.1. Pułap lotniczy	65
6.2.3.2. Pułap satelitarny	70
7. Podsumowanie i wnioski	79
8. Bibliografia	82
Załącznik 1 - Charakterystyka badanych gleb	
Załącznik 2 - Badania funkcji dwukierunowego rozkładu emitowanej radiacji	

Załącznik 3 - Eksperyment teledetekcyjny - zdjęcia

#### 1. Wstęp

Badania nad możliwością wykorzystania technik teledetekcyjnych dla różnych celów są prowadzone pod kierownictwem prof. Z. Sitka w Zakładzie Fotogrametrii i Informatyki Teledetekcyjnej na Wydziale Geodezji i Inżynierii Środowiska AGH od wielu lat. Wykorzystanie teledetekcji, ze szczególnym uwzględnieniem technik termowizyjnych zostało zainspirowane przez dr S. Mularza, a problematyka zdalnego określania wilgotności gruntu jest przedmiotem zainteresowania naszego zespołu badawczego od lat 80-tych. Moje zainteresowania naukowe są konsekwencją pracy dyplomowej wykonanej pod kierownictwem dr S. Mularza na temat: "Termowizyjne badania laboratoryjnie preparowanych kompozycji gruntowych".

Pomiar, badania, czy wreszcie modelowanie rzeczywistych własności fizycznych powierzchni Ziemi jest zawsze zagadnieniem bardzo trudnym i wszystkie wysiłki badawcze mogą nas jedynie zbliżyć do rzeczywistości. Z tego względu, opracowanie metody określania wilgotności za pomocą danych teledetekcyjnych nie jest zagadnieniem łatwym i wymaga wielu działań w zakresie: badań laboratoryjnych, modelowych, symulacji cyfrowych, czy wreszcie pomiarów terenowych bezpośrednich i zdalnych. W latach 80-tych i początku 90-tych członkowie zespołu badawczego prowadzili w tym zakresie różne badania, zarówno samodzielne jak i wspólne, publikując na bieżąco ich wyniki [Mularz S., Hejmanowska B. 1987a, b; 1990 a, b; 1991; Hejmanowska B. 1989, '91, '92, '94, '95]. W latach 1994-96, dzięki projektowi badawczemu, kierowanemu przeze mnie, finansowanemu przez Komitet Badań Naukowych (nr 9 S605 019 06) prowadzone były badania nad wykorzystaniem modelu inercji termalnej do zdalnego określania wilgotności gruntów. Zgodnie z założeniami przedstawionymi we wniosku projektu badawczego sprawozdanie merytoryczne było podstawą opracowania niniejszej rozprawy.

Podjęcie przedmiotowych badań miało duży aspekt praktyczny. Kartowanie rozkładu wilgotności warstwy przypowierzchniowej gruntu ma bowiem zasadnicze znaczenie w różnych dziedzinach np. w rolnictwie czy w geologii inżynierskiej. Mapa wilgotności gruntu może być wykorzystana w rolnictwie dla planowania struktury upraw , gdyż zawartość wody w gruncie jest jednym z głównych czynników determinującym wielkość zbiorów. Z kolei wczesna detekcja lokalnego zwiększenia wilgotności gruntu w skarpie może mieć ogromne znaczenie dla prognozowania i kontroli stabilności skarp w kopalniach odkrywkowych. Zawartość wody w gruncie można określać na postawie różnego rodzaju pomiarów bezpośrednich, z reguły żmudnych i kosztownych. Np. metoda wagowa polega na pobraniu

próby, zważeniu jej, następnie wysuszeniu do stałej wagi w temperaturze 105 ° C i ponownemu zważeniu. Umożliwia to procentowe określenie zawartości wody w gruncie, w miejscu pobrania próby. Ponadto istnieją także specjalne przyrządy do punktowego pomiaru wilgotności. Wykorzystują one zmiany różnych własności fizycznych gruntu spowodowane zmianą jego wilgotności. Określanie wilgotności metodami bezpośrednimi oprócz niewątpliwej zalety dokładnego określenia bezwzględnej zawartości wody w gruncie ma niestety wady. Mianowicie metody te dostarczają bardzo dokładnych wyników ale jedynie w punktach, w których pobrano próby. Uzyskanie rozkładu powierzchniowego wilgotności gruntu metodą interpolacyjną wymaga w tym przypadku wielu punktów pomiaru *in situ.* Poza tym niemożliwe jest w takim przypadku kartowanie w krótkim czasie dużych powierzchni. W związku z tym byłoby celowe opracowanie zdalnej metody kartowania wilgotności gruntu.

Problem zdalnego określania wilgotności przypowierzchniowej warstwy gruntu nie jest jednak do tej pory do końca rozwiązany. Na podstawie literatury, między innymi: [Choudhury B.J., 1979; Hejmanowska B., Mularz S., 1996; Idso S.B. i in., 1975; Kimball B.A. i in., 1976; Mularz S. i in., 1984, 1987; Reginato R.J., 1979; Dabrowska - Zielińska K., 1984] można stwierdzić, że przedziałem spektralnym najkorzystniejszym dla rozróżnienia wilgotności gruntu jest obecnie podczerwień termalna, a w przyszłości prawdopodobnie mikrofale. Techniki mikrofalowe, zarówno aktywne jak i przede wszystkim pasywne wydają się być obiecujace dla monitoringu wilgotności gruntów. Z uwagi jednak na skomplikowane i nie do końca opracowane podstawy teoretyczne metod opartych na technikach mikrofalowych wymagają one jeszcze wielu prac badawczych. Z tego względu, wykorzystanie pasma widzialnego i podczerwieni termalnej wydaje się w obecnej chwili bardziej realne dla opracowania zdalnej metody określania wilgotności gruntów. Należy ponadto nadmienić, że zobrazowania w paśmie widzialnym, bliskiej podczerwieni i podczerwieni termalnej są powszechnie dostępne w komercyjnym systemie Landsat, którego skaner TM dokonuje rejestracji w 3 kanałach widzialnych, 3 kanałach podczerwonych z rozdzielczościa 30 m i 1 kanale termalnym z rozdzielczością 120 m. Ograniczeniem jest może koszt (1/4 sceny: ok. 108 x 88 km kosztuje ok. 6500 PLN; 1 piksel - 0.0007 PLN, 1 km<sup>2</sup> - 0.68 PLN) oraz w polskich warunkach rozdrobnienia pól uprawnych często rozdzielczość przestrzenna obrazów. Rozdzielczość tego systemu ma zostać jednakże w najbliższym czasie (w 1998 roku Landsat 7) zwiększona, do rzędu 15 metrów dla obrazów panchromatycznych i 60 m dla obrazów [Sitek Z. 1997]. Inne, tzw. komercyjne satelity obecnie wynoszone na termalnvch orbity będą dostarczały obrazów o rozdzielczości 1 m w zakresie panchromatycznym i 3 m

w bliskiej podczerwieni co może uczynić dane satelitarne bardzo konkurencyjnymi w stosunku do np. zdjęć lotniczych, będzie to bowiem całkowita zmiana jakościowa. W związku z tym badania nad wykorzystaniem obrazów satelitarnych wykonanych w zakresie widzialnym i podczerwieni zdają się być, szczególnie obecnie, bardzo zasadne.

Informacja zarejestrowana za pomocą zdalnych technik termalnych zależna jest od energii promieniowania docierającego do detektora, jego czułości i sposobu rejestracji. Emitowane z powierzchni Ziemi natężenie promieniowania zależy, zgodnie z prawem Stefana-Boltzmana, głównie od jej temperatury i zdolności emisyjnych.

W przypadku stosowania obu najpopularniejszych zdalnych systemów obrazujących tj. kamery termowizyjnej i skanera termalnego, standardowa procedura wstępnego przetwarzania danych pomiarowych umożliwia wyznaczenie temperatury rzeczywistej badanego obiektu przy znajomości jego zdolności emisyjnych, rodzaju wykorzystanego detektora i uwzględnieniu wpływu otoczenia na obraz termalny badanego obiektu. Prawidłowe obliczenie rzeczywistej temperatury powierzchni ciała w oparciu o zarejestrowaną wielkość promieniowania termalnego jest zagadnieniem niezwykle ważnym dla dalszych etapów numerycznego modelowania, gdzie zwykle wykorzystuje się właśnie obliczoną temperaturę rzeczywistą.

Dla określenia własności fizyczno-termalnych obiektu nie wystarczy znajomość rozkładu temperatury rzeczywistej na jego powierzchni. Interesująca jest bowiem analiza innych parametrów termalnych takich jak: pojemność cieplna, przewodność termalna, dyfuzyjność termalna czy np. inercja termalna. Inercja termalna (bezwładność cieplna) jest to wielkość charakteryzująca sposób reagowania ciała na zmiany temperatury i jest odwrotnie proporcjonalna do amplitudy zmian temperatury powierzchni ciała. Z definicji inercja termalna (P) zależy od przewodności termalnej (k), pojemności cieplnej (c) i gęstości ciała (p ):

$$P = \sqrt{kc\rho} \tag{1}$$

Istnieje wiele przesłanek wskazujących na to, że parametr inercji termalnej jest bardzo interesujący z punktu widzenia detekcji wilgotności gruntów. Z badań teoretycznych prowadzonych przez Pratta i innych (1979), wynika, że obraz powierzchniowego rozkładu inercji termalnej jest dobrym materiałem interpretacyjnym dla szacowania rozkładu wilgotności w gruncie (Rys.1). W pośrednich metodach określania wilgotności gruntu poszukiwany jest jakiś parametr, którego zmiana byłaby związana głównie ze zmianą

wilgotności, natomiast wpływ innych czynników byłby zaniedbywalny, czy niewielki. Istnieje wiele wielkości fizycznych, które są zależne od wilgotności gruntu (przewodność, pojemność cieplna, gęstość, zdolność emisyjna, albedo czy temperatura i wiele innych). Wielkości te jednak zmieniają się nie tylko ze względu na zmianę wilgotności, ale są w głównej mierze determinowane np. przez typ gruntu, czy jego granulometrię. W trakcie tworzenia teledetekcyjnej metody określania wilgotności gruntu poszukuje się takiego parametru, który byłby w głównej mierze związany z wilgotnością gruntu, przy możliwie minimalnym wpływie innych czynników, a poza tym, żeby można było wyznaczyć ten parametr zdalnie, za pomocą technik teledetekcyjnych. Parametr inercji termalnej został wybrany ze względu na to, że jest on silnie związany z wilgotnością gruntu przy niewielkim, zakłócającym wpływie składu mineralogicznego, głównie granulometrii, a poza tym można określić go zdalnie. Zależność inercji termalnej od wilgotności jest wprost proporcjonalna tzn.: wzrost zawartości wody w gruncie powoduje wzrost jego inercji termalnej. Najlepszym parametrem byłaby, zgodnie z wykresem A (Rys.1), pojemność cieplna, która zupełnie nie zależy od składu mineralogicznego. Jednak nie istnieje zdalna metoda określania parametru pojemności cieplnej. Dlatego najlepszą obecnie metodą wyznaczania wilgotności gruntu, wykorzystując techniki teledetekcyjne, jest metoda oparta na parametrze inercji termalnej.

Wykorzystanie inercji termalnej nie polega na bezpośrednim pomiarze wielkości przewodności termalnej (k), ciepła właściwego (c) i gęstości (ρ) zgodnie z równaniem (1). Rzeczywistą wielkości inercji przybliża się za pomocą modelu matematycznego, w którym jako danych wejściowych używa się danych teledetekcyjnych. Modelowanie inercji termalnej wymaga jako danych wejściowych: rozkładu albedo i maksymalnych dobowych różnic temperatur. Dodatkowo wprowadza się dane dotyczące miejsca pomiaru, pory roku i dnia oraz parametry meteorologiczne. Ilościowe określenie wilgotności zależy od odpowiedniego przekształcenia danych teledetekcyjnych do postaci wymaganej w modelu, a także od poprawności kalibracji samego modelu. Podstawy teoretyczne modelowania inercji termalnej w oparciu o dane teledetekcyjne zostały zamieszczone w podręczniku Carslawa'a i Jeager'a (1959). Od tego czasu powstały różne modele matematyczne dla modelowania inercji termalnej gruntu [np. Kahle B.A. i in. 1979; Kimball B.A. i in. 1979; Kimes D.S, Kirche J.A. 1981; Pratt i in. 1979,1980; Rosema A. 1975; Watson K. 1973].



Rys.1. Zmiana parametrów termalnych: A) pojemności cieplnej, B) przewodności termalnej,C) dyfuzyjności termalnej, D) inercji termalnej w zależności od wilgotności i procentowej zawartości gliny względem piasku w gruncie, wg. Pratta i innych (1979).

W pracy zostały przedstawione założenia modelu inercji termalnej opracowanego przez Pratta i in.(1979), który został wybrany spośród innych, znanych z literatury modeli. Model ten najlepiej opisuje bilans energetyczny na granicy powierzchnia gruntu - powietrze, co jest podstawą zdalnego modelowania inercji termalnej. W celu praktycznego wykorzystania modelu opracowałam, własny program: MODI, w języku Turbo Pascal. Przetestowałam go pod kątem zgodności wewnętrznej tzn. porównałam wyniki uzyskane za pomocą programu MODI z wynikami publikowanymi przez Pratta i in (1979). Program MODI testowałam następnie w oparciu o dane symulowane [Hejmanowska B. 1991]. W dalszej kolejności przeprowadzone zostało modelowanie inercji termalnej wykorzystując obrazy satelitarne z Landsata TM, [Mularz S., Hejmanowska B., 1990a, 1991]. Podjęte prace miały na celu zbadanie możliwości interpretacyjnych obrazu inercji termalnej . Próbę wykorzystania modelu inercji termalnej do zdalnego określania wilgotności gruntów przeprowadzono dla naziemnych zdalnych zobrazowań skarp nadkładu w kopalni Bełchatów [Mularz S. Hejmanowska B. 1990b]. Uzyskane wyniki zachęciły do dalszych badań. Na

bazie tych doświadczeń opracowałam w 1992 roku wniosek projektu badawczego, który został zgłoszony do KBN. Ostatecznie pojęta została decyzja o finansowaniu projektu w 1993 roku. Projekt był realizowany w latach 1994-96, a głównymi wykonawcami, oprócz mnie, był dr inż. Mularz S. i prof. dr hab. inż. Sitek Z. Zespół badawczy podjął decyzję o wyborze miejscowości Łazy (k. Bochnii, woj. tarnowskie) jako obszary testowego dla planowanego we wniosku projektu badawczego trójpoziomowego eksperymentu teledetekcyjnego. Zgodnie z projektem eksperyment obejmował wykonanie serii bezpośrednich pomiarów in situ oraz zobrazowań panchromatycznych i termalnych z pułapu lotniczego prowadzonych symultanicznie z rejestracją satelitarną systemu LANDSAT TM. W Łazach znajduje się Stacja Naukowa Instytutu Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie, w której są prowadzone między innymi rutynowe pomiary meteorologiczne, które dostarczyły niezbędnych danych do modelu inercji termalnej. Obszar testowy charakteryzuje się jednorodną pokrywą glebową lessową lub lessopodobną, (Zał.1). Dodatkowym atutem była ponadto przychylność kierownictwa stacji i pomoc pracowników podczas wykonywania eksperymentów. Przedmiotem prowadzonych badań było testowanie możliwości wykorzystania modelu inercji termalnej gruntu do określania jego wilgotności oraz transformacje danych teledetekcyjnych dla potrzeb modelu. Tego rodzaju eksperyment pomiarowy wykonano dwukrotnie: wiosna 1995 roku i jesienia 1996 roku. Ze względu na niekorzystne warunki meteorologiczne panujące w dniu przelotu satelity LANDSAT, po sprawdzeniu tzw. quicklook'a \*) nie zdecydowano się na zakup obrazów satelitarnych w ramach pierwszego eksperymentu.

Inne, prowadzone przez mnie, badania dotyczyły próby usuwania z danych teledetekcyjnych zakłócającego wpływu morfologii terenu. Ukształtowanie powierzchni terenu może być czynnikiem zakłócającym w przypadku wykorzystania danych teledetekcyjnych w modelach matematycznych. Określony zdalnie współczynnik odbicia, czy temperatura mogą być zniekształcone, głównie ze względu na ukształtowanie powierzchni terenu. Przeprowadziłam szerokie studia literaturowe na temat metod usuwania zakłócającego wpływu morfologii terenu z obrazów teledetekcyjnych oraz opracowałam program do korekcji: TOPO.

<sup>&</sup>lt;sup>\*)</sup> obraz przeglądowy uzyskany zaraz po zarejestrowaniu

Problematyka związana z usuwaniem wpływu ukształtowania terenu z danych teledetekcyjnych stanowi odrębne zagadnienie badawcze w stosunku do podstawowego przedmiotu badań jakim było modelowanie inercji termalnej gruntu w celu określania jego wilgotności. W związku z tym zagadnienie to nie zostało włączone do głównej treści pracy i szerzej przedstawiono je w Załączniku 4.

W celu zachowania spójności pracy również pewne inne zagadnienia nie zostały opisane w głównej części rozprawy. Zostały one natomiast szerzej przedstawione w załącznikach. W Załączniku 1 znajduje się charakterystyka glebowa obszaru testowego opracowana zarówno na podstawie literatury [Klimek M. 1995] jak i badań przeprowadzonych dla potrzeb grantu w laboratorium glebowym Zakładu Kształtowania i Ochrony Środowiska na Wydziale Geodezji i Inżynierii Środowiska AGH. Załącznik 2 zawiera wyniki pomiarów dwukierunkowego rozkładu promieniowania emitowanego przez badane próby gruntu oraz wzorca ciała czarnego i białego. W Załączniku 2 znajdują się wyniki wstępnych pomiarów termowizyjnych przeprowadzonych przez nasz zespół badawczy w pierwszej fazie realizacji grantu. Załącznik 3 składa się z paru fotografii dokumentujących przeprowadzone eksperymenty pomiarowe.

W głównej części pracy doktorskiej zaprezentowałam jedynie wybrane wyniki wcześniej prowadzonych, i już opublikowanych badań własnych [Hejmanowska B., 1989, '91, '92, '94, '95; Hejmanowska B., Borowiec M. 1994; Hejmanowska B., Mularz S., 1996 a; Hejmanowska B. i in. 1996b], natomiast główną część rozprawy stanowią rezultaty moich badań najnowszych, zamieszczonych w końcowym sprawozdaniu merytorycznym z grantu KBN i dotychczas nie publikowanych.

Przeprowadzone badania zmierzały do udowodnienia następującej tezy:

Obrazy teledetekcyjne wykorzystywane do numerycznego modelowania inercji termalnej w celu określania wilgotności przypowierzchniowej warstwy gruntu muszą być poddane wstępnej korekcji radiometrycznej, ze szczególnym uwzględnieniem, w pewnych przypadkach, zakłócającego wpływu ukształtowania terenu.

#### 2. Model inercji termalnej gruntu.

#### 2.1. Parametry modelu i dane wejściowe.

Poniżej opisane podstawy teoretyczne modelowania inercji termalnej opracowałam na podstawie publikacji Pratta D. A. i innych z 1980 roku.

Modele matematyczne do obliczania inercji termalnej są tworzone w oparciu o założenie, że energia cieplna dostarczana jest do gruntu przez radiację Słońca i przekazywana w głąb na zasadzie przewodzenia. Przewodzenie ciepła w gruncie można opisać podwójnym równaniem różniczkowym :

$$\mathbf{c} \; \frac{\partial \mathbf{T}}{\partial \mathbf{t}} = \mathbf{k} \frac{\partial^2 \mathbf{T}}{\partial \mathbf{x}^2} \tag{2}$$

gdzie: c - objętościowa pojemność cieplna, [J/m<sup>3</sup>K],

k - współczynnik przewodności termalnej, [J/smK],

T - temperatura gruntu na głębokości x i w czasie t.

Z teoretycznego punktu widzenia, rozwiązanie równania (2) wymaga przyjęcia następujących wstępnych założeń:

- grunt jest półpłaszczyzną rozciągającą się w głąb Ziemi,

- właściwości termalne gruntu nie zmieniają się w zależności od głębokości,

- rozkład mocy promieniowania Słońca w czasie cyklu dobowego jest sinusoidalny.

Równanie (2) ma nieskończenie wiele rozwiązań, które zależą od przyjętych warunków granicznych i wybranej metody rozwiązania. Istnieją trzy podstawowe metody rozwiązania tego równania:

- rozwinięcie w szereg Fouriera,

- transformacja Laplace'a,

- algorytm skończonych różnic.

Główną zaletą rozwijania w szereg Fouriera równania (2) jest dostarczenie analitycznej postaci rozwiązania. Ponadto czas rozwiązania tą metodą jest znacznie krótszy niż za pomocą zarówno transformacji Laplace'a, jak i algorytmem skończonych różnic. Wadą natomiast jest konieczność linearyzacji warunków granicznych. Carslaw i Jeager (1959) jako pierwsi zaproponowali wykorzystanie szeregu Fouriera dla rozwiązania równania przepływu ciepła. Watson (1973, 1975) rozwinął tę metodę pod kątem zastosowania w geologii, tworząc model inercji termalnej gruntu. W bilansie energetycznym uwzględnił on jako energię dostarczoną do gruntu - energię promieniowania Słońca i nieba, a jako energię oddaną - energię

emitowaną z powierzchni gruntu. Zaniedbał natomiast wpływ innych czynników np. warunków atmosferycznych.

Dalsze badania prowadzone na ten temat przez Pratta i innych (1980) umożliwiły opracowanie bardziej wszechstronnej metody. Uwzględnia ona:

- energię dostarczoną do gruntu: pochłonięte przez grunt promieniowanie termalne Słońca i nieba,
- energię oddaną przez grunt: emitowane promieniowanie termalne gruntu, turbulentny przepływ ciepła na granicy powietrze-grunt i ciepło parowania.

Według Pratta i innych (1980) energia G "netto" dostarczona do gruntu spełnia równanie:

$$-k\frac{\partial T}{\partial x} = G, \text{ przy czym:}$$
(3)

$$G = [(1 - A_s)S_0C_T + L_d] - (L_u + H + E),$$
(4)

gdzie: A<sub>s</sub> - średni współczynnik odbicia dla widzialnego przedziału spektrum,

- S<sub>0</sub> stała słoneczna,
  - C<sub>T</sub> współczynnik transmisji promieniowania widzialnego przez atmosferę,
  - L<sub>d</sub> promieniowanie cieplne nieba,
  - $\mathrm{L}_\mathrm{u}$  promieniowanie cieplne emitowane przez grunt,
  - H przepływ ciepła zależny od:
    - a) różnicy temperatur na granicy powietrze-powierzchnia gruntu,
    - b) prędkości wiatru,
    - c) stabilności atmosfery,
- E utajone ciepło parowania.

Po przekształceniach, energię G można wyrazić jako liniową funkcję temperatury powierzchni gruntu  $(T_g)$  wzorem:

$$\mathbf{G} = (\mathbf{1} - \mathbf{A}_{\mathrm{S}})\mathbf{S}_{\mathrm{0}}\mathbf{C}_{\mathrm{T}} - (\mathbf{A} + \mathbf{B}\mathbf{T}_{\mathrm{g}})$$
(5)

gdzie: A i B są parametrami, które zależą od lokalnych warunków atmosferycznych. Szczegółowy opis parametrów A i B znajduje się w źródłowej publikacji Pratta i in. (1980).

Uwzględniając powyższą postać równania (5) opisującego wielkość energii "netto' dostarczonej do gruntu można rozwiązać równanie przepływu ciepła (2), a po odpowiednich przekształceniach (Pratt D.A. i inni, 1980) otrzymać formułę określającą maksymalną dzienną różnicę temperatur powierzchni gruntu:

$$\Delta T = T_{\text{max}} - T_{\text{min}} = (1 - A_{\text{S}}) S C_{\text{T}} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{A_n \{\cos \left(n \, \varpi t_{\text{max}} - \delta_n\right) - \cos \left(t_{\text{min}} - \delta_n\right)\}}{\left(B^2 + BP\sqrt{2}\omega \, n + P^2\omega \, n\right)^{\frac{1}{2}}}$$
(6)

gdzie:  $\delta_n = \operatorname{arc} \operatorname{ctg} (1 + (2/n\omega)^{1/2} B/P),$ 

 $S = S_0(\cos\delta \cos\phi \cos\omega t + \sin\delta \sin\phi),$ 

$$A_{n} = -\frac{2\Phi}{n\pi} - \sin nx + \frac{2\theta}{\pi(n^{2}+1)} (n \cos x \sin nx + \cos nx \sin x),$$
  

$$A_{1} = \frac{2\Phi}{\pi} \sin x + \frac{\theta}{\pi} (0.5 \sin 2x + x),$$
  

$$\Phi = \cos \delta \sin \phi,$$
  

$$\theta = \cos \delta \cos \phi,$$
  

$$\phi - \text{szerokość geograficzna}$$
  

$$\delta - \text{deklinacja Słońca,}$$

J ,

 $x = \arccos(\tan\delta \tan\phi),$ 

$$\omega = 2 \pi/T$$

 $T_{max}\,i\,T_{min}$  - odpowiednio maksymalna i minimalna temperatura gruntu w czasie  $t_{max}\,i$ 

t<sub>min</sub>.

Zależność (6) jest podstawą modelowania inercji termalnej gruntu (P) w oparciu o zdalne informacje, dotyczące rozkładu współczynnika odbicia (albedo  $A_S$ ) i rozkładu maksymalnych i minimalnych temperatur na powierzchni badanego gruntu ( $T_{max}$  i  $T_{min}$ ), po uwzględnieniu danych geograficznych i warunków atmosferycznych dla rejonu pomiaru. Formuła (6) stanowi podstawę programu: MODI , opracowanego przeze mnie dla cyfrowego modelowania inercji termalnej gruntu. Poniżej został przedstawiony opis programu oraz porównano wyniki uzyskane programem MODI z wynikami publikowanymi przez Pratta i in (1980).

#### 2.1. Opis programu do modelowania inercji termalnej: MODI.

Na podstawie przedstawionych wyżej założeń teoretycznych opracowałam program: MODI (Rys. 2), za pomocą którego można modelować inercję termalną gruntu. Program został napisany w języku Turbo Pascal na mikrokomputer PC (AT). Umożliwia on numeryczne przetwarzanie obrazu w oparciu o następujące dane wejściowe zapisane w postaci cyfrowej na dysku:

- obraz rozkładu współczynnika odbicia, A<sub>s</sub>,

- obraz rozkładu maksymalnej temperatury powierzchni gruntu, T<sub>max</sub>,

- obraz rozkładu minimalnej temperatury powierzchni gruntu,  $\mathrm{T}_{\mathrm{min}},$ 

Przed przystąpieniem do przetwarzania wprowadza się współrzędne geograficzne miejsca pomiaru, dane astronomiczne związane z położeniem Słońca oraz wielkości, od których zależą parametry A i B we wzorze 5, czyli dane dotyczące warunków atmosferycznych panujących podczas pomiaru:

- deklinacja Słońca δ,
- szerokość geograficzna miejsca pomiaru φ,
- średnia temperatura powietrza T<sub>a</sub>,
- średnia prędkość wiatru u,
- wysokość sensorów pomiaru temperatury powietrza i prędkości wiatru z,
- szorstkość powierzchni z<sub>0</sub>.

Inne parametry atmosferyczne zostały przyjęte jako stałe:

- gęstość suchego powietrza ,  $\rho = 1,25 \text{ [kg/m^3]},$
- ciepło właściwe powietrza pod stałym ciśnieniem, c = 0,241 [cal/g deg] = 1000 [J/kg deg],
- utajone ciepło parowania wody, L = 2,25 [J/kg],
- stała słoneczna,  $S_0 = 1,92 \text{ [cal/cm}^2 \text{ min]} = 1340 \text{ [W/m}^2 \text{s]}.$

Wykonanie programu zależy od decyzji użytkownika, który wybiera kolejno poszczególne opcje. Po ustaleniu wielkości parametrów geograficznych i atmosferycznych dla rejonu pomiaru można przystąpić do realizacji poszczególnych sekwencji programu głównego. Główny segment programu, to proces obliczania rozkładu inercji termalnej gruntu.

Parametr inercji termalnej jest obliczany iteracyjnie dla każdego piksela zgodnie ze wzorem (6) po odczytaniu z dysku odpowiednich wartości współczynnika odbicia ( $A_S$ ), temperatury maksymalnej ( $T_{max}$ ) i temperatury minimalnej ( $T_{min}$ ). Iteracyjna metoda obliczania jest konieczna ze względu na uwikłany charakter zależności inercji termalnej od współczynnika odbicia i różnicy temperatur zapisanej wzorem (6). W programie istnieje ponadto możliwość obliczenia inercji termalnej dla wartości albedo i maksymalnych dziennych różnic temperatur wprowadzanych bezpośrednio z klawiatury. Obraz inercji termalnej jest zapisywany na dysku, a w celu wizualizacji i ewentualne dalszej obróbki może być wprowadzony do Systemów Informacji Geograficznej (GIS - Geographical Information Systems) np.: IDRISI, MGE INTERGRAPH, ERDASS, ERMAPPER, GRASS i innych.



Rys.2. Schemat blokowy programu MODI.

Jednym z przykładów dalszej obróbki obrazu inercji termalnej jest jego przekształcenie w celu uzyskania mapy rozkładu wilgotności gruntu (Rys. 3). Jest to możliwe jeśli znana jest zależność pomiędzy wartością inercji termalnej a wilgotnością.



Rys. 3. Przekształcenie obrazu inercji na mapę rozkładu wilgotności.

Program MODI został przetestowany pod kątem zgodności wewnętrznej modelu inercji termalnej gruntu, (Rys.4), [Hejmanowska B. 1989, 91]. Sprawdziłam zgodność charakteru zależności pomiędzy inercją termalną, współczynnikiem odbicia i maksymalną dzienną różnicą temperatur obliczoną za pomocą opracowanego programu z charakterem tej zależności w oryginalnej metodzie Pratta D.A. i innych (1980). Podczas obliczeń zostały zachowane takie same wartości możliwie wszystkich parametrów modelu. Porównując uzyskane wyniki (Rys.4.b) z danymi według Pratta i in. (1980) (Rys.4.a), zauważa się generalną zgodność charakteru obu diagramów. Widoczne pewne rozbieżności (Rys.4.c) mogą być spowodowane różnicami w przyjętych parametrach modelu, ponieważ Pratt podał ich bardzo niewiele, nieznana jest np.: szerokość geograficzna. W związku z tym, że rozbieżności te są niewielkie można uznać, iż obliczenie inercji termalnej gruntu za pomocą programu MODI jest poprawne i zgodne z założeniami modelu Pratta i in. (1980).



Rys 4. Zmiana inercji termalnej (P) w zależności od współczynnika odbicia (A<sub>s</sub>) i maksymalnej dobowej różnicy temperatur ( $\Delta$ T) dla przyjętych następujących wartości parametrów: prędkości wiatru = 2.5 m/s, przedziału temperatur powietrza 10 K, szorstkości powierzchni gruntu = 0.001 m.

- a) wg Pratta i in. (1980),
- b) na podstawie programu MODI,
- c) różnica pomiędzy wynikami uzyskanymi przez Pratta i in. a wynikami uzyskanymi za pomocą programu MODI.

#### 3.Testowanie modelu inercji termalnej - test teoretyczny.

Testowanie modelu inercji termalnej rozpoczęto na danych symulowanych (Rys. 5.) w celu sprawdzenia poprawności działania modelu inercji termalnej [Hejmanowska B., 1991]. Jako pole testowe przyjęto obszar jednorodny granulometrycznie o wyraźnej wizualnej dwudzielności, składający się w obrębie jednej części z czystego piasku w drugiej zaś z piasku zawęglonego, zawierającego znaczną domieszkę części organicznych. Założono ponadto strefową zmianę wilgotności tego materiału, która mogłaby powstać np. w rezultacie wzniosu kapilarnego ponad swobodnym zwierciadłem wody gruntowej. Układ taki nawiązuje do sytuacji, jaka może mieć miejsce np. na skarpie w kopalni węgla brunatnego.

Badany obszar składa się z dwóch jednostek gruntowych różniących się makroskopowo a mających podobne uziarnienie. Przyjęto dla nich wartości średnich współczynników odbicia odpowiednio: 0,40 i 0,20.

Ze względu na fakt, iż opisany obszar jest jednolity pod względem granulometrii, zmiany wilgotności zależą jedynie od wysokości w stosunku do poziomu zwierciadła wody, nie zależą natomiast od kategorii gruntu. Wzrost wilgotności powoduje zmniejszenie współczynnika odbicia w obrębie każdego z gruntów, odpowiednio od 0,40 do 0,20 (dla czystego piasku) i 0,20 do 0,10 (dla piasku zawęglonego), (Rys.5. a).

Uwzględniając zdolności absorbcyjne (emisyjne) gruntów o różnej wilgotności przyjęto zmiany maksymalnych dobowych różnic temperatur w profilu czystego gruntu piaszczystego od 23  $^{0}$ C do 15 $^{0}$ C, a w profilu gruntu z domieszką materii organicznej od 30  $^{0}$ C do 18  $^{0}$ C (Rys.5. b).

Zgodnie z powyższym schematem dokonano cyfrowej symulacji obrazów: panchromatycznego (albedo) i maksymalnych dziennych różnic temperatur. Obrazy te poddano procesowi numerycznego przetwarzania, modelując ostatecznie obraz inercji termalnej.

Porównując cyfrowe symulacje obrazów, które ilustrują to samo pole testowe, kolejno Rys. 5. a, b i c, daje się zauważyć stopniowe zmniejszanie się wpływu kategorii gruntu, a wzrost znaczenia jego wilgotności. Na Rys.5.a widać zmianę stopnia szarości, spowodowaną zmianą wilgotności, w obrębie zarówno czystego piasku jak i piasku zawęglonego. Jednak, przy takiej samej wilgotności poziom szarości (albedo) dla obu gruntów jest różny. Analizując obraz maksymalnych dobowych różnic temperatur (Rys.5.b) zauważa się, że wartości temperatury dla warstw o takiej samej wilgotności są zbliżone, ale obraz jest jeszcze dwudzielny. Natomiast na obrazie inercji termalnej (Rys.5.c) nie widać już powyższej dwudzielności, obraz jest jednorodny. Jest to zgodne z wstępnym założeniem, gdyż poszukiwano takiej metody przetwarzania obrazów, która w efekcie minimalizuje znaczenie kategorii gruntu przy maksymalnym uwypukleniu jego wilgotności.

wzros	t 0.40	0.20	
wilgotno	0.35	0.15	
	0.30	0.15	
	0.25	0.10	
+	0.20	0.10	
$\square$		а	ı)

#### czysty piasek piasek zawęglony



23	30	
21	27	
19	23	
18	21	
15	18	
		b)

Obraz maksymalnych dobowych różnic temperatur (°C)

	3270	3332	
	3877	3929	
	4518	4629	
	5336	5451	
	6267	6234	]
$\Delta$			c

Obraz inercji termalnej  $(J / m^2 K s^{1/2})$ 



Na podstawie powyższego testu teoretycznego można stwierdzić, że wzrost wilgotność powoduje wzrost inercji termalnej, przy czym inercja termalna zależy jedynie od wilgotności, a nie zależy od kategorii gruntu. Inercja termalna jest w przybliżeniu równa dla warstw o takim samej wysokości na poziomem zwierciadła wody ( takiej samej wilgotności) niezależnie od tego czy jest to piasek, czy piasek zawęglony.

Powyższy wynik odnosi się jedynie do danych symulowanych, ale dobrze ilustruje samą zasadę modelowania inercji termalnej dla potrzeb określania wilgotności gruntu. Dla oceny możliwości praktycznego wykorzystania modelu inercji termalnej do kartowania rozkładu wilgotności gruntu został przeprowadzony eksperyment pomiarowy.

#### 4. Testowanie modelu inercji termalnej - teledetekcyjny eksperyment pomiarowy I.

#### 4.1 Kalibracja modelu inercji termalnej.

W dniach 2.05 - 3.05. 1995 roku przeprowadzono eksperyment pomiarowy, finansowany przez Komitet Badań Naukowych (grant: nr 9S605 019 06). Eksperyment miał obejmować zdalną rejestrację równocześnie na dwóch poziomach: satelitarnym, lotniczym oraz wykonanie w tym czasie badań i obserwacji naziemnych. Z uwagi na niekorzystne warunki meteorologiczne panujące w momencie przelotu satelity nie udało się pozyskać przydatnych do interpretacji danych satelitarnych.

Obszar testowy znajdował się w okolicy stacji Naukowej Instytutu Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego w Łazach, 50 km na wschód od Krakowa, pomiędzy Brzeskiem, a Bochnią i obejmował powierzchnię ok. 4 x 4 km. Obszar studiów stanowił kompleks pól ornych, o podobnym typie gruntu (gleby lessowe i lessopodobne), (patrz Zał.1 ). Dla pomiarów *in situ* wybrane zostały 4 powierzchnie testowe (A, B, C, D), (Rys.4.). Zdalne zobrazowania były wykonywane z pokładu helikoptera (patrz Zał.3). Zdjęcia panchromatyczne wykonano 2.05.1995 około godziny 14<sup>00,</sup> małoobrazkową kamerą (70 x 56 mm), na filmie ILFORD HP5 PLUS. Obrazy termalne rejestrowano cyfrowo, dwukrotnie w ciągu doby (około godziny 14<sup>00</sup> i 6<sup>00</sup>) kamerą termowizyjną AGEMA 780 [Hejmanowska B., Mularz S. 1996a].



Rys.4. Obszar badań i pola testowe [Hejmanowska B., Mularz S. 1996a].

Ponadto w ramach eksperymentu pomiarowego były prowadzone następujące pomiary:

- ciągły pomiar temperatury warstwy przypowierzchniowej gruntu w 6 punktach na polu A, (odczyt co 60 sekund przez 2.5 doby),
- pomiar strumienia ciepła w jednym punkcie na polu A, (odczyt co 60 sekund przez 2.5 doby),
- standardowe pomiary meteorologiczne prowadzone w ogródku meteorologicznym: pomiar temperatury powietrza na wysokości 2.0 m npt., pomiar prędkości wiatru na 0.5m npt., pomiar promieniowania całkowitego i odbitego (średnie 10-cio minutowe z pomiaru co 60 sekund) oraz pomiar wilgotności względnej powietrza na wysokości 2.0 m npt. (wartości godzinne z higrogramu),
- pomiary *in situ* wilgotności gruntu dla wszystkich pól testowych pobrano próby na wilgotność, którą oznaczano metodą wagową (dwukrotnie w cyklu pomiarowym)
- naziemne pomiary termalne wybranych pól testowych pola: A, B, D (1x, 2x lub 3x w ciągu dnia).

Niektóre przeprowadzone pomiary są standardowo wykonywane w stacji meteorologicznej [Angiel M. 1995], niektóre były prowadzone specjalnie dla potrzeb eksperymentu, jak np. pomiar strumienia ciepła wpływającego do gruntu. Tak bogaty zestaw danych uzyskany w ramach eksperymentu pozwolił na wszechstronne testowanie modelu. Możliwym stało się między innymi oszacowanie bilansu energetycznego badanego gruntu. Na podstawie zmierzonych danych meteorologicznych można było określić, ze wzoru (4), ilość energii netto dostarczonej do gruntu oraz można było porównać tę wartość z pomierzoną wartością strumienia ciepła. W dalszej kolejności porównano ilość energii netto obliczonej ze wzoru (4) z wartością energii netto obliczonej jedynie w oparciu o modelowane, "wypadkowe"

parametry meteorologiczne (A i B) ze wzoru (5). Zbiorcze zestawienie porównawcze bilansu energetycznego przedstawiono w Tabeli 1. Dla ilustracji charakteru warunków meteorologicznych przedstawiono na Rys.5 dobowe fluktuacje temperatury warstwy powierzchniowej gruntu dla pola A, w dniu 2.05.1995 (Rys.4.a) oraz w dniu 3.05.1995 (Rys.4.b). Ponadto, zamieszczono wynik pomiaru strumienia ciepła przechodzącego przez warstwę przypowierzchniową gruntu w cyklu dobowym (Rys. 5). 2 maja 1995 roku warunki pogodowe dla prowadzenia eksperymentu były niekorzystne z uwagi przede wszystkim na postępujący wzrost zachmurzenia aż do całkowitego i stosunkowo silny wiatr do 3.7 m/s (średnio: 1.4 m/s). W związku z tym planowany i uzgodniony z firmą Dornier zakup obrazu Landsata symultanicznie pozyskanego z lotniczymi zobrazowania panchromatycznymi i termalnymi nie doszedł do skutku.



Rys.4. Zmiana temperatury warstwy powierzchniowej gruntu w cyklu dobowym (średnia z 6 termometrów),

a) 2.05.1995 - niekorzystne warunki meteorologiczne - przejściowe zachmurzenia, wiatr o prędkości średnio: 1.4 m/s (max.:3.7 m/s), max. odchylenie standardowe temperatury od wartości średniej dla pojedynczej serii pomiarowej:  $\pm 2.9$  <sup>0</sup>C, min. odchylenie standardowe:  $\pm 0.4$  <sup>0</sup>C, średnio:  $\pm 1.1$  <sup>0</sup>C,

b) 3.05.1995 - bezchmurna pogoda, wiatr o średniej prędkości: 0.8 m/s

(max.: 2.8 m/s), max. odchylenie standardowe temperatury od wartości średniej dla pojedynczej serii pomiarowej:  $\pm 3.2$  <sup>0</sup>C, min. odchylenie standardowe:  $\pm 0.9$  <sup>0</sup>C, średnio:  $\pm 1.8$  <sup>0</sup>C



Rys. 5. Zmiana strumienia ciepła przechodzącego przez warstwę przypowierzchniową gruntu w cyklu dobowym,

a) 2.05.1995,

b) 3.05.1995.

Średnia maksymalna wartość strumienia cieplnego, czyli ilość energii netto wpływającej w jednostce czasu do gruntu wynosiła dnia 2.05 ok. 140  $W/m^2$ , dnia 3.05 ok.180  $W/m^2$ .

#### Tabela 1.

### Zestawienie bilansu energetycznego.

typ obiektu		grunt	grunt	woda	woda
data		2.05	3.05	2.05	3.05
szerokość geograficzna miejsca pomiaru	φ	50	50	50	50
długość geograficzna miejsca pomiaru	δ	16	16	16	16
albedo	Α	0.3	0.3	0.01	0.01
Vs-zenit. kąt oświetlenia pow. horyzontalnej	cosVs	0.8	0.8	0.8	0.8
średnia max. temperatura powietrza (°C)	Та	10	14	10	14
średnia max. temperatura powierzchni (°C)	Tg	21	26	15	16.2
średnia dobowa temperatura powietrza (°C)	$T_{sr}(a)$	6.6	6.9	6.6	6.9
średnia dobowa temperatura obiektu (°C)	$T_{sr}(g)$	9.7	12.6	13	13.5
max. dobowa różnica temperatury powietrza (°C)	$\Delta T_a$	8.7	16	8.7	16
max. dobowa różnica temperatury obiektu ( °C)	$\Delta T_{g}$	21	25.7	4	5.2
średnia prędkość wiatru (m/s.)	u	1.4	0.8	1.4	0.8
śr. wysokość sensorów pomiaru meteorologicznego (m)	<b>Z</b> <sub>1</sub>	1.25	1.25	1.25	1.25
chropowatość powierzchni (m)	Z <sub>0</sub>	0.015	0.015	0.001	0.001
średnia wilgotność powietrza (%)	h <sub>a</sub>	55	55	55	55
średnia wilgotność gruntu (%)	hg	15	15	100	100
temperatura nieba (K)	T <sub>nieba</sub>	262.8	268.4	262.8	268.4
parametr meteorologiczny	а	0.414	0.623	2.175	3.077
parametr związany z turbulentnym przepływem ciepła	d	-14.806	-8.461	-5.696	-3.255
parametr związany z utajonym ciepłem parowania	e	-0.055	-0.031	-0.055	-0.031
zaabsorbowana energia promienista Słońca (W/m <sup>2</sup> )	L	467	467	550	550
zaabsorbowana energia promienista nieba (W/m <sup>2</sup> )	L <sub>d</sub>	189	206	268	291
wyemitowana przez obiekt energia promienista (W/m <sup>2</sup> )	L <sub>u</sub>	297	317	386	393
en. oddana przez obiekt (turbulentny przepływ) (W/m <sup>2</sup> )	Н	163	102	28	7
en. oddana przez obiekt (ciepło parowania) (W/m <sup>2</sup> )	Е	-2	-1	2	1
całkowita zaabsorbowana przez obiekt energia (W/m <sup>2</sup> )	L(+)	656	673	818	842
całkowita energia oddana przez obiekt (W/m <sup>2</sup> )	L(-)	457	417	417	401
ilość energii netto, która wpłynęła do obiektu (W/m <sup>2</sup> ) wz. 4	G1 = L(+) - L(-)	199	255	401	440
wypadkowy parametr meteorologiczny wz. (5)	В	11	4	-14	-20
wypadkowy parametr meteorologiczny wz. (5)	А	-2683	-902	4413	6142
ilość energii netto (W/m <sup>2</sup> ) obliczona ze wzoru (5)	G2	243	295	460	508
różnica pomiędzy ilością en. netto obliczoną wzorem 4 i 5	G1 - G2	-44	-39	-59	-68
pomierzona wartość energii netto (W/m²)	G0	140	180	-	-
energia netto pomierzona - śr. wartość modelowa	G0 - (G1+G2)/2	-81	-95	-	-
inercja termalna obliczona wzorem (6)	Р	2626	2584	27565	21948

Analiza zawartych w Tabeli 1 parametrów pozwala na sformułowanie następujących wniosków:

- 1. Uzyskano dobrą zgodność pomiędzy pomierzoną wartością strumienia energetycznego "netto" wpływającego do gruntu, a wartością obliczoną z wzorów opisujących fizyczne zjawiska dostarczania i oddawania ciepła przez grunt wzór (4).
- Potwierdzona została poprawność modelu, czyli wartości energii obliczone wzorem (4) są zbieżne z wynikami ze wzoru modelowego (5).

Należy zwrócić uwagę na unikalny charakter przeprowadzonych pomiarów wielkości strumienia ciepła wpływającego do gruntu, które umożliwiły zestawienie powyższego bilansu energetycznego. Pomiary te nie są rutynowo prowadzone w stacjach meteorologicznych i zostały wykonane specjalnie dla potrzeb prowadzonych badań.

Na podstawie Tabel 1 zestawiono schematycznie, dla celów poglądowych, bilans energetyczny dla gruntu o współczynniku odbicia 0.2 (Schemat 3).



Schemat 3. Przykład bilansu energetycznego dla gruntu o współczynniku odbicia 0.2.

#### 4.2. Modelowanie inercji termalnej gruntu w celu określenia jego wilgotności.

Wykonane w ramach eksperymentu panchromatyczne zdjęcia w skali: 1:9000 i 1:3000 zostały zdigitalizowane z rozdzielczością 600 dpi tak, że 1 piksel obrazu odpowiadał w

terenie 0.38 m i 0.13 m. Obrazy termalne rejestrowane były w postaci numerycznej (80 kolumn x 90 wierszy), 1 pikselowi odpowiada w terenie 1.5 m. Zarówno obrazy panchromatyczne jak i termalne były wstępnie przetwarzane w celu kalibracji do rozkładu albedo i temperatury gruntu. Założono, że albedo dla gleb lessowych i lessopodobnych zmienia się w granicach : od 0.33 dla stanu powietrzno-suchego do 0.22 dla stanu zawilgocenia [Mularz S., 1990]. Obrazy termalne kalibrowano w oparciu o gruntowe pomiary temperatury. Na Rys. 6 zamieszczono przykładowe obrazy: rozkładu albedo maksymalnych dobowych różnic temperatur, inercji termalnej i rozkładu wilgotności. Dla zilustrowania cech strukturalnych powierzchni gruntu odkrytego zamieszczono na Rys.7 naziemne zdjęcie pola B, lotnicze zdjęcie panchromatyczne i naziemne zobrazowanie termalne.

Zgromadzone dane teledetekcyjne i pomiary *in situ* przeanalizowałam statystycznie w celu określenia wzajemnych związków pomiędzy nimi.

Analizowałam wszystkie możliwe kombinacje pomiędzy następującymi wielkościami:

- wilgotność gruntu (m<sub>b</sub> górna część mikroreliefu, m<sub>u</sub> dolna cześć mikroreliefu, m<sub>s</sub> powierzchnia gruntu),
- inercja termalna (IT obliczona na podstawie modelu Pratt'a i in., wzór (6), IT<sub>0</sub> na podstawie uproszczonego wzoru (1-A<sub>s</sub>)/ΔT),
- albedo A  $_{s}$
- maksymalna dobowa różnica temperatur  $\Delta T$ .

W celu zbadania wzajemnych zależności pomiędzy powyższymi wielkościami obliczyłam korelacje pomiędzy nimi, dla punktów, w których wykonywane były pomiary bezpośrednie. Macierz korelacji dla pola B znajduje się w Tabeli 2.

	m <sub>b</sub>	mu	ms	IT	ITo	As	ΔΤ
m <sub>b</sub>	1	0,71	0,56	0,78	0,62	-0,53	-0,91
m <sub>u</sub>		1	0,45	0,90	0,87	-0,78	-0,84
ms			1	0,42	0,13	-0,23	-0,57
IT				1	0,94	-0,92	-0,89
ITo					1	-0,94	-0,72
As						1	0,63
ΔT							1

Macierz korelacji (pole B) Tabela 2. [Hejmanowska B., Mularz S. 1996a]

Dodatkowo zależność pomiędzy albedo, maksymalną dobową różnicą temperatur, inercją termalną i wilgotnością gruntu przedstawiona jest na diagramach (Rys.8)



Rys.6. Obrazy: albedo, maksymalnych dobowych różnic temperatur, inercji termalnej i wilgotności powierzchni gruntu dla pola B, [Hejmanowska B., Mularz S. 1996a].



Rys. 7 a) Naziemne zdjęcie pola B,





Rys. 7 b) Lotnicze zdjęcie panchromatyczne pola B wykonane w skali 1:3000,

Rys. 7 c) Naziemne zobrazowanie termalne pola B (widoczny mikrorelief powierzchni gruntu).



Rys.8. Zależność pomiędzy albedo, maksymalną dobową różnicą temperatur, inercją termalną i wilgotnością: a) powierzchni gruntu, b) górnej części mikroreliefu, c) dolnej części mikroreliefu. [Hejmanowska B., Mularz S. 1996a].

Na podstawie wyników z Tabeli 2 i Rys.8. można stwierdzić, że:

- Najlepszą korelację pomiędzy pomiarami zdalnymi, uzyskano dla wilgotności górnej części reliefu; najwyższa wartość korelacji: 0.90 pomiędzy IT, a m<sub>u</sub>(Tab. 2).
- Współczynnik regresji liniowej dla zależności pomiędzy wilgotnością górnej warstwy mikroreliefu, a inercją termalną wynosił: 0.76, a maksymalną dobową różnicą temperatur: 0.65, a albedo : 0.56, Rys.8.b.
- 3. Nieoczekiwanie nikłą korelację uzyskano pomiędzy wartością albedo, a wilgotnością. Jest to prawdopodobnie spowodowane metodą opróbowania gruntu na wilgotność, która nie była w pełni reprezentatywna dla zmienności albedo. Liczba próbek nie była wystarczająca dla scharakteryzowania całej różnorodności mikroreliefu.

# 5. Modelowanie inercji termalnej gruntu w oparciu o dane teledetekcyjne skorygowane z powodu zakłócającego wpływu ukształtowania terenu - teledetekcyjny eksperyment pomiarowy II.

Z uwagi na niekorzystne warunki pogodowe panujące w trakcie prowadzenia eksperymentu pomiarowego w roku 1995, wykonano w roku 1996 ponowny pomiar. Termin eksperymentu był uzależniony zarówno od daty przelotu satelity Landsat, możliwości wykonania obrazów lotniczych, bezchmurnej pogody jak i braku upraw na polach testowych. Znalezienie terminu spełniającego te wszystkie warunki jest zawsze bardzo trudnym zadaniem. Jeszcze trudniejsze było podjęcie decyzji o przeprowadzeniu eksperymentu pomiarowego ze znacznym wyprzedzeniem , gdyż taka decyzja uwarunkowana była nie zawsze do końca trafną prognozą pogody, jak i możliwością wynajęcia helikoptera. Warunki pogodowe w sezonie wiosennym, późno letnim i jesiennym były w roku 1996 skrajnie niesprzyjające. W tym okresie podejmowano jednak liczne próby skoordynowania działań i wykonania eksperymentu. Okazało się to możliwe dopiero 27 października, kiedy to sytuacja meteorologiczna była korzystna. Tego dnia panowała bezchmurna pogoda i był to szczęśliwy zbieg okoliczności, ze względu na przechodzące zarówno wcześniej jak i później fronty atmosferyczne, co dobrze dokumentuje obraz z satelity meteorologicznego NOAA (Rys.27).

Był to jeden z ostatnich możliwych terminów, dla wykonania tego rodzaju badań ze względu na zbyt małą dynamikę termiki gruntu jaka występuje w okresie późnej jesieni.

Zgodnie z programem w ramach omawianego eksperymentu teledetekcyjnego, należało pozyskać następujące dane:

- obraz satelitarny systemu Landsat TM oraz obraz satelitarny NOAA zarejestrowane w dniu 27.10.1996 roku,
- obrazy panchromatyczne i termalne wykonane z pułapu lotniczego w porach dostosowanych do rejestracji satelitarnej,
- wyniki bezpośrednich pomiarów i obserwacji (tzw. wsparcie naziemne) niezbędne dla poprawnej interpretacji danych teledetekcyjnych.

#### 5.1 Rejestracja obrazów satelitarnych systemu Landsat TM oraz NOAA.

Zgodnie z terminarzem lotu, skaner TM satelity LANDSAT dokonał rejestracji pożądanej sceny w dniu 27.10.1996r., około godz. 11<sup>00</sup> lokalnego czasu słonecznego. Na Rys. 9 przedstawiono kompozycję barwną dla obszaru części ćwiartki sceny LANDSATA, z zaznaczonym obszarem badań. Kompozycja, utworzona z danych nieprzetworzonych widzialnego zakresu spektrum (kanały: 1- niebieski, 2- zielony, 3- czerwony) stanowi rekonstrukcję barw zbliżonych do rzeczywistych.

Obecna generacja satelitów meteorologicznych z serii TIROS/NOAA dostarcza raz na dobę danych obrazowych z widzialnego zakresu spektrum oraz bliskiej podczerwieni i dwa razy w ciągu doby obrazy termalne. Dane te zbierane są za pomocą radiometru AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) w pięciu pasmach:  $0.58 - 0.68 \ \mum$ ;  $0.72 - 1.10 \ \mum$ ;  $3.55 - 3.93 \ \mum$ ;  $10.30 - 11.30 \ \mum$ ;  $11.50 - 12.50 \ \mum$ . Rozdzielczość terenowa skanera w punkcie podsatelitarnym wynosi ok. 1km i spada do około 4 km na skraju ścieżki zobrazowania. Dzięki rejestracji w paśmie widzialnym i termalnym w porach odpowiadających minimalnym i maksymalnym poziomom temperatury gruntu (około godz.  $6^{00}$  i  $14^{00}$ ) dane z satelity NOAA doskonale spełniają kryteria "surowych" danych wejściowych modelu inercji termalnej. Umożliwiają bowiem uzyskanie zarówno rozkładu albedo jak również określenie zmian amplitudy temperatury dobowej gruntu w obrębie badanego obszaru. Istotną przeszkodą w wykorzystaniu danych z NOAA do modelowania

inercji termalnej gleb stanowi zbyt mała rozdzielczość przestrzenna tych zobrazowań, zwłaszcza w odniesieniu do warunków przeciętnej struktury pól uprawnych w Polsce.



Rys.9. Lokalizacja obszaru testowego (kompozycja barwna fragmentu sceny LANDSATA TM - kanały 3, 2, 1 jako składowe RGB.

#### 5.2 Rejestracja obrazów panchromatycznych i termalnych z pułapu lotniczego.

Badany obszar testowy znajdował się, podobnie jak podczas pierwszego eksperymentu, w okolicy Stacji Naukowej Instytutu Geografii UJ w Łazach. Zdalne zobrazowania były wykonywane z pokładu helikoptera z wysokości ok. 1 km. Cyfrową rejestrację w paśmie widzialnym i podczerwieni termalnej dokonano za pomocą kamery CCD sprzężonej z kamerą termowizyjną AGEMA 880 (patrz Zał. 3). Przykładowe zobrazowanie termalne i panchromatyczne znajduje się na Rys.10.



Rys.10. Przykładowe zobrazowanie termalne i panchromatyczne.

Zobrazowania lotnicze obszaru testowego wykonano dwukrotnie; pierwszy raz około godz.  $11^{00}$ , tj. w czasie przelotu satelity LANDSAT, drugi raz około godz.  $14^{00}$  (symultanicznie z rejestracją satelity NOAA) celem uchwycenia maksymalnego poziomu temperatury dobowej powierzchni gruntu. Ogółem wykonano około 250 podwójnych zobrazowań panchromatycznych i termalnych w 8 szeregach, których usytuowanie przedstawiono na Rys.11.



Rys.11. Mapa topograficzna obszaru testowego z zaznaczonymi osiami szeregów, wzdłuż których wykonano rejestracje z pułapu lotniczego.

Na pojedynczym obrazie panchromatycznym rejestrowano obszar ok. 400 x 330 m. Obraz termalny jest mniejszy od obrazu panchromatycznego, jak widać na Rys. 10. Natomiast rozdzielczość obu obrazów jest podobna i dla zobrazowań zarejestrowanych z wysokości 1 km wynosiła ok. 1 m<sup>2</sup>. Obraz panchromatyczny i termalny są zapisywane do jednego pliku, który zajmuje ok. 350 kB.

#### 5.3 Naziemne pomiary temperatury gruntu.

Dla celów kalibracyjnych prowadzono, w obrębie pola B, pomiary temperatury powierzchni gruntu wykorzystując prototypowy termometr matrycowy CMT-1 (Rys.12), który został zaprojektowany przez zespół badawczy i wykonany w ramach badań statutowych Zakładu Fotogrametrii i Informatyki Teledetekcyjnej [Hejmanowska B. in. 1996]. Termometr został zbudowany w oparciu o mikroprocesor Intel 8051. Głowica pomiarowa zawiera matrycę pięciu czujników temperatury AD590, firmy Analog Device, umieszczonych na ruchomych elementach ceramicznych, które przemieszczając się pozwalają na dopasowanie się matrycy do profilu podłoża. Konstrukcja ta pozwala w efekcie na uzyskanie maksymalnej powierzchni styku czujnika z podłożem. Matryca obejmuje powierzchnię około 100 cm<sup>2</sup>. Zakres przemieszczania każdego czujnika wynosi 4 cm. Dodatkowo istnieje możliwość pomiaru temperatury pod powierzchnią gruntu za pomocą sondy pomiarowej wyposażonej podobnie jak głowica w czujnik AD590.

Zakres mierzonych temperatur wynosi 20÷60°C, rozdzielczość 0.1°C, a dokładność 0.5 % zakresu. Czas jednego cyklu pomiarowego wynosi 3 sekundy.



Rys.12. Termometr matrycowy w trakcie pomiaru polowego (1- głowica pomiarowa, 2rejestrator, 3- akumulator, 4-skrzynka do transportu) [Hejmanowska B. in. 1996]. Ponadto na polu B umieszczono na stałe w trakcie trwania eksperymentu 4 termometry cyfrowe dla określania zmian temperatury w przypowierzchniowej warstwie gruntu. Podczas trwania eksperymentu pobrano również próby gruntu dla oznaczenia jego wilgotności. Opróbowania dokonano w trzech seriach, z których dwie były symultaniczne z rejestracjami zdalnymi, około godz. 11<sup>00</sup> i 14<sup>00</sup>, zaś trzecią serię wykonano pośrodku tego interwału około godz. 12<sup>30</sup>. Próby pobierano w miejscach pomiaru temperatury, z przypowierzchniowej warstwy gruntu oraz w kilku miejscach również w profilu gleby do głębokości 20 cm.

Na wykresach (Rys.13) zamieszczono zmierzone, za pomocą termometru matrycowego wielkości temperatur w profilu I-I (Rys.19) na polu testowym B.



Rys.13. Zmiana temperatury rzeczywistej wzdłuż profilu I-I (pole B) - pomiar termometrem matrycowym .
#### 5.4 Wstępna analiza obrazów.

Zarejestrowane podczas eksperymentu zobrazowania zostały wstępnie opracowane. Dokonałam przede wszystkim wpasowania geometrycznego obrazów do układu 1942, a następnie przeprowadziłam ich analizę radiometryczną. Wpasowanie geometryczne obrazów lotniczych przeprowadziłam etapowo: najpierw wpasowałam archiwalne lotnicze zdjęcie fotogrametryczne w mapę topograficzną 1:25 000, a następnie do niego dopasowałam, wykonane podczas eksperymentu, zdjęcie lotnicze. Taki proces wpasowania geometrycznego był konieczny ze względu na mała ilość punktów możliwych do identyfikacji równocześnie na mapie i na pojedynczym zdjęciu lotniczym. Analiza radiometryczna natomiast miała na celu przekształcenie panchromatycznego obrazu lotniczego na obraz rozkładu albedo, a obrazu termalnego na rozkład temperatury rzeczywistej. Korekcję radiometryczną obrazów lotniczych przeprowadziłam biorac po uwagę zarówno bezpośredni pomiar temperatury jak wpływ ukształtowania powierzchni terenu. Ze względu na późna porę wykonania eksperymentu (27.10) ukształtowanie terenu wpłynęło w sposób zauważalny na zarejestrowane obrazy lotnicze (Rys.14). Analiza wpływu ukształtowania terenu jest możliwa tylko pod warunkiem, że istnieje dla danego obszaru cyfrowy model wysokościowy. W trakcie badań zaistniała możliwość bezpłatnego wykorzystania fragmentu cyfrowego modelu wysokościowego, który obejmuje obszar testowy. Cyfrowy model wysokościowy został opracowany w ramach innego projektu KBN (PB 0389/PZ/93/04) pt.: "Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego progu Karpat między Rabą a Uszwicą". Możliwość wykorzystania numerycznego modelu terenu pozwoliła na badanie wpływu morfologii terenu na poziom radiacji zarejestrowany w różnych przedziałach spektralnych i na różnych pułapach.

Wykorzystując cyfrowy model wysokościowy można obliczyć parametry oświetlenia powierzchni, czyli kąt oświetlenia i azymut kierunku padania promieni słonecznych na dowolną powierzchnię o dowolnej porze dnia i roku. Do obliczeń parametrów oświetlenia jakie występowało w momencie rejestracji: 27.10 o godz. 11<sup>00</sup> przyjęłam następujące wielkości:

- szerokość geograficzna =  $49^0 59^{\circ}$  N,
- długość geograficzna =  $20^{\circ} 30^{\circ} E$ ,
- deklinacja Słońca = 22.5<sup>°</sup>,
- kąt godzinny =  $-3^0 + 15^0 \cdot 1h = +12^0$ .

Położenie Słońca, czyli deklinację (- $22.5^{\circ}$ ) i kąt godzinny (- $3^{\circ}$ ) dnia 27.10.1996 o godz.  $12^{00}$ , odczytałam z wykresu [Reeves, R.G., Anson, A., Landen, D. 1975, Rys 23-1, str. 964]. Zenitalny kąt oświetlenia płaszczyzny horyzontalnej, obliczony ze wzorów analogicznych jak (6, 7 w Zał.4), wynosił:  $73^{\circ}$ , a azymut  $188^{\circ}$ . Parametry oświetlenia powierzchni obszaru testowego, czyli zenitalny kąt padania promieni słonecznych i azymut kierunku oświetlenia powierzchni zostały obliczone za pomocą programu TOPO zgodnie ze Schematem 1. w Zał. 4. Przykładowy obraz rozkładu zenitalnego kąta padania promieni słonecznych na powierzchnię znajduje się na Rys. 20.b.



Rys.14. Obrazy: a) panchromatyczny i b) termalny udrapowane na cyfrowym modelu wysokościowym .

Obszar testowy jest dość urozmaicony morfologicznie od 200 do 300m, nachylenie terenu zmienia się w granicach:  $0 - 40^{0}$ , a zenitalny kąt oświetlenia w momencie rejestracji wynosił:  $50 - 90^{0}$ . Ze względu na widoczny nawet wizualnie wpływ morfologii terenu na poziom zarejestrowanej radiacji elektromagnetycznej, i to zarówno w paśmie widzialnym jak i podczerwieni termalnej (Rys.14), postanowiłam zbadać wzajemne korelacje pomiędzy następującymi wielkościami:

- poziomem szarości zarejestrowanym na obrazie panchromatycznym (A<sub>S</sub>),
- poziomem radiacji zarejestrowanym w podczerwieni termalnej (T),
- zenitalnym kątem oświetlenia ( $V_0$ ) obraz otrzymany za pomocą programu TOPO,
- orientacją powierzchni w stosunku do stron świata (Az),
- kątem nachylenia powierzchni (S).

Orientację powierzchni w stosunku do stron świata (obraz  $A_z$ ) i kąt nachylenia powierzchni (obraz S.) można otrzymać za pomocą standardowych procedur programów GIS lub programem TOPO (Schemat 1. Zał.4).



Rys.15 Kompozycja barwna sceny LANDSATA TM - kanały 3, 2, 1 z zaznaczonym zasięgiem cyfrowego modelu wysokościowego .

Macierz wzajemnych korelacji pomiędzy wyżej wymienionych wielkościami została obliczona dla obrazu lotniczego (Rys.14) i satelitarnego (Rys.15), (Tab.3). Z punktu widzenia badania wpływu ukształtowania terenu na obraz panchromatyczny czy termalny szczególnie interesujące są wartości korelacji pomiędzy poziomem szarości zarejestrowanym na obrazie panchromatycznym (A<sub>s</sub>), czy poziomem radiacji zarejestrowanym w podczerwieni termalnej

(T), a zenitalnym kątem oświetlenia (V<sub>0</sub>). W przypadku kiedy informacja zarejestrowana na obrazie nie jest zakłócona wpływem morfologii terenu wartości korelacji pomiędzy albedo (A<sub>S</sub>) czy temperaturą (T), a zenitalnym kątem oświetlenia (V<sub>0</sub>) są niewielkie (bliskie zeru).

Tabela 3.

a)	As	Т	Vo	Az	<b>S.</b>
As	1	+0,53	-0,32	+0,21	+0,12
Т	+0,53	1	-0,63	+0,30	+0,24
V <sub>0</sub>	-0,32	-0,63	1	-0,49	-0,08
Az	+0,21	+0,30	-0,49	1	+0,25
S.	+0,12	+0,24	-0,08	+0,25	1

Macierz korelacji; a) pułap lotniczy, b) pułap satelitarny.

b)	Α	Т	Vo	Az	S
Α	1	+0,54	-0,57	-0,14	+0,26
Т	+0,54	1	-0,51	-0,17	-0,19
V <sub>0</sub>	-0,57	-0,51	1	-0,02	+0,24
Az	+0,14	-0,17	-0,02	1	+0,18
S.	+0,26	-0,19	+0,24	+0,18	1

Z porównania wartości korelacji (Tab.3) wynika, że:

- zarejestrowany w podczerwieni termalnej poziom radiacji (T) zależy w znacznym stopniu od kąta oświetlenia (V<sub>0</sub>) i jest to korelacja ujemna (-0.63 pułap lotniczy; -0.51 pułap satelitarny), tzn., że im większy jest kąt oświetlenia tym mniejsza jest wielkość zarejestrowanej temperatury radiacyjnej,
- poziom radiacji odbitej i zarejestrowanej w paśmie widzialnym (A<sub>S</sub>) jest skorelowany z poziomem radiacji emitowanej, zarejestrowanej w paśmie podczerwieni termalnej (T) i jest to korelacja pozytywna (+0.53 pułap lotniczy; +0.54 pułap satelitarny), tzn., że im większy współczynnik odbicia tym większa temperatura,
- wartość korelacji pomiędzy poziomem szarości zarejestrowanym na obrazie panchromatycznym (A<sub>S</sub>), a kątem oświetlenia (V<sub>0</sub>) dla obrazu lotniczego wynosi: -0.32, a dla obrazu satelitarnego: -0.57; różnica ta może wynikać z mniejszego zasięgu obrazu lotniczego w porównaniu z satelitarnym,

 pozostałe wielkości wydają się być nie skorelowane ze sobą; należy nadmienić, że badano korelację w oparciu o analizę regresji liniowej, a zatem można stwierdzić brak korelacji liniowej, co nie znaczy, że wielkości te nie są w ogóle ze sobą związane.

Warto również zwrócić uwagę na charakter zależności pomiędzy kątem oświetlenia, a kątem nachyleniem zbocza lub jego orientacją w stosunku do stron świata określonych dla danych satelitarnych (Rys.17, 18), czerwone linie oznaczają proste regresji aproksymowane na podstawie punktów zaznaczonych na wykresie.



Rys.17. Zależność kąta oświetlenia ( $V_0$ ) od orientacji powierzchni w stosunku do stron świata ( $A_z$ ); a) pułap lotniczy, b) pułap satelitarny.



Rys.18. Zależność kąta oświetlenia (V<sub>0</sub>) od nachylenia zbocza (S); a) pułap lotniczy, b) pułap satelitarny.

Na podstawie analizy wykresów, przedstawionych na Rys.17 i Rys.18 można zauważyć, że istnieje związek między kątem oświetlenia, a orientacją powierzchni w stosunku do stron świata jak i nachyleniem zboczy, przy czym nie jest to zależność liniowa, przynajmniej dla całego rozpatrywanego zakresu.

Przedstawione w Tabeli 3. wartości korelacji dotyczą całego obrazu panchromatycznego i termalnego, niezależnie od typu pokrycia terenu i świadczą o bardzo dużej ich korelacji z katem oświetlenia. Znane z literatury badania wpływu topografii prowadzone były dla jednorodnych obiektów (Zał.4) [Franklin J. I in. 1986; Egbert D.D., Aronson J.R., 1972; Lepieur C.E., Durand J.M., 1988; Smith J.A. i in. 1980], głównie lasów, a nie dla różnego pokrycia topograficznego jednocześnie. Takie podejście jest oczywiście uzasadnione, z uwagi na znaczne różnice średniego poziomu radiacji pochodzącego od różnych obiektów (lasów, gruntów ornych odkrytych lub z roślinnością, łąk, czy elementów antropogenicznych), a także odmienny sposób rozpraszania promieniowania elektromagnetycznego padającego na różne powierzchnie. Dlatego też analizę wpływu morfologii terenu na rejestrowany teledetekcyjne poziom odbicia spektralnego prowadzić należy oddzielnie, dla różnych typów pokrycia Stwierdzone dla całości obszaru testowego korelacje (albedo, temperatura i kat terenu. pomimo występującego zróżnicowania w pokryciu terenu, oświetlenia), należv prawdopodobnie wiązać z ujawnieniem się zwiększonego wpływu morfologii na wyniki zdalnych zobrazowań. Ze względu bowiem na porę zobrazowania (koniec października) i związane z tym relatywnie niskie położenie Słońca spowodowało wydatne zwiększenie efektu samozacienienia, nie tylko z tytułu makro-, a nawet mezo- i mikroreliefu powierzchni terenu. Doprowadziło to do swoistego wyrównania kontrastu spektralnego, wynikającego z różnic odbijalności np. obszarów zatrawionych i odkrytej gleby. Potwierdza to analiza wpływu kąta oświetlenia na rejestrację panchromatyczną czy termalną dla jednego typu pokrycia, (np. łąki), gdyż daje się zauważyć jeszcze wyższą korelację. Korelacja pomiędzy współczynnikiem odbicia, a kątem oświetlenia wynosi bowiem: -0.72.

# 5.5 Przekształcenie obrazów: panchromatycznego i termalnego na rozkład albedo i temperatury rzeczywistej.

Do szczegółowych analiz wybrano, jak podczas pierwszego eksperymentu, pole B. Pole B nachylone jest generalnie w kierunku wschodnim, a azymut nachylenia zmienia się w granicach: 54<sup>0</sup> - 135<sup>0</sup> (orientacja powierzchni w stosunku do stron świata : NE, E, SE), z wyjątkiem niewielkiego obszaru we wschodniej części (por. Rys.14 ), gdzie orientacja w

stosunku do stron świata zmienia się na WE. W profilu I-I określono korelacje pomiędzy: poziomem szarości, poziomem radiacji zarejestrowanej na obrazie termalnym, kątem oświetlenia, nachyleniem i orientacją powierzchni w stosunku do stron świata.

Wyniki zamieszczono w Tabeli 4.



Rys.19. Obrazy: panchromatyczny i termalny z zaznaczonymi polami testowymi oraz profilem I-I wraz z punktami bezpośredniego pomiaru temperatury.

Tabela 4.

	Α	Т	Vo	Az	<b>S.</b>
Α	1	-0,41	+0,17	-0,18	0,07
Т	-0,41	1	-0,50	+0,52	-0,25
V <sub>0</sub>	+0,17	-0,50	1	-0,95	-0,01
Az	-0,18	+0,52	-0,95	1	-0,03
S.	0,07	-0,25	-0,01	-0,03	1

Macierz korelacji dla profilu I-I.

Ze względu na zauważalny wpływ ukształtowania terenu i zarówno na obraz panchromatyczny jak i termalny podjęłam próby w celu jego minimalizacji. Do tej pory nie została opracowana metoda usuwania efektu topografii ani z obrazów panchromatycznych ani tym bardziej z obrazów termalnych (Zał.4). Z tego względu podjęłam próbę wykorzystania różnych, znanych mi z literatury, metod usuwania wpływu morfologii terenu niezależnie od tego dla jakiego przedziału spektralnego zostały opracowane. I tak przeprowadziłam korekcję w oparciu o następujące metody, szerzej opisane w Zał. 4.:

- metoda wykorzystująca dyfuzyjny model Lamberta,
- metoda oparta o współczynnik Minnaerta,
- metoda wykorzystująca model rozpraszania wstecznego,
- własna propozycja oparta na metodzie empirycznej.

Pierwsze trzy metody nie dały efektu zadowalającego poza znanymi rezultatami [Hejmanowska B., 1994, 95], tzn. model Lamberta dał bardzo dużą nadkorekcję ekspozycji północnych (zbyt duży współczynnik odbicia czy temperatura zboczy północnych), lepsze efekty uzyskano za pomocą metody Minnaerta i wykorzystującej model rozpraszania wstecz. Daje się jednak zauważyć we wszystkich tych metodach zbyt duży wpływ kąta nachylenia powierzchni terenu (S), który warunkuje wielkość współczynnika korekcji, przy jednoczesnym zbyt małym udziale orientacji zbocza w stosunku do stron świata. Wielkość współczynnika korekcji dobrałam doświadczalne porównując współczynnik odbicia czy temperaturę fragmentów obrazu o różnych orientacjach w stosunku do stron światach.

W wyniku korekcji uzyskałam ostatecznie obrazy: albedo i temperatury, na których został zminimalizowany zakłócający wpływ morfologii terenu (Rys.20 i Rys.21). Współczynniki korelacji pomiędzy odpowiedzią spektralną po korekcji, a kątem oświetlenia zmniejszyły się, w porównaniu z korelacją dotyczącą obrazów zarejestrowanych. Dla obrazu panchromatycznego korelacja zmniejszyła się z : -0.32 (Tab. 2a -  $V_0/A$ ) do 0.16 (pułap lotniczy - Rys.20 e) i z: -0.56 (Tab. 2b -  $V_0/A$ ) do 0.004 (pułap satelitarny). Natomiast dla obrazu termalnego korelacja zmalała z: -0.63 do 0.008 (pułap lotniczy - Rys. 21 e) i z: -0.51 do 0.0004 (pułap satelitarny), (por. Tabela.2). Uzyskane wyniki uznałam za zadawalające i przystąpiłam do modelowania inercji termalnej przyjmując jako obrazy wejściowe: albedo jak na Rys.20.e i temperatury Rys.21.e.



Rys. 20. Korekcja obrazu panchromatycznego:

a) zarejestrowany obraz panchromatyczny,

- b) zenitalny kąt oświetlenia (50 89<sup>0</sup>),
- c) obraz po korekcji zgodnie z prawem Lamberta
- d) obraz po korekcji zgodnie z modelem wstecznego rozpraszania
- e) obraz po korekcji w oparciu o metodę empiryczną.



2 4 6 7 9 11 13 14 16 18 20 22 23 25 27 >27

Rys.21 Korekcja obrazu termalnego.

a) Zarejestrowany obraz termalny,

- b) Obraz termalny po korekcji zgodnie z prawem Lamberta
- c) Obraz termalny po korekcji zgodnie z modelem Minnaerta
- d) Obraz termalny po korekcji zgodnie z modelem wstecznego rozpraszania
- e) Obraz termalny po korekcji w oparciu o metodę empiryczną.

5.6. Modelowanie inercji termalnej w celu określenia rozkładu wilgotności gruntu.

5.6.1. Pułap lotniczy.

Podstawą modelowania inercji termalnej były przygotowane na etapie kalibracji obrazy rozkładu współczynnika odbicia i temperatury rzeczywistej powierzchni gruntu. Dodatkowe informacje dotyczące parametrów meteorologicznych uzyskaam ze Stacji Naukowej Instytutu Geografii UJ w Łazach, niektóre z nich to:

- dobowa różnica temperatury powietrza: 12.5 °C,
- średnia temperatura powietrza: 2.8 <sup>0</sup>C,
- średnia prędkość wiatru : 1m/s.

Niestety w trakcie II eksperymentu nie wykonywano bezpośrednich pomiarów wpływającego do gruntu strumienia cieplnego, jako że nie są to standardowe pomiary meteorologiczne. Podczas pierwszego eksperymentu były one prowadzone na polu testowym specjalnie dla potrzeb grantu.

Przykładowe modelowanie inercji termalnej gruntu w celu określenia jego wilgotności przeprowadziłam dla obszaru testowego zgodnie ze Schematem 4. Zarejestrowane obrazy: panchromatyczne i termalne zostały wstępnie przeanalizowane ze szczególnym uwzględnieniem zakłócającego wpływu morfologii terenu (Rozdz. 5.4). Końcowym efektem wstępnej analizy obrazów był obraz rozkładu albedo i temperatury rzeczywistej (Rys. 20.e i Rys.21.e). Obrazy te stanowiły podstawę modelowania inercji termalnej, które przeprowadziłam programem MODI.

Do utworzenia mapy rozkładu wilgotności konieczne jest określenie zależności pomiędzy parametrem inercji termalnej, a wilgotnością gruntu. Wykorzystałam do tego celu wartości wilgotności określone metodą wagową z prób gruntowych pobranych w obrębie pola B. Zależność inercja/wilgotność przybliżyłam w najprostszy sposób: funkcją liniową, podobnie jak podczas I eksperymentu (str.27, Rys.8) :

wilgotność = 0.005422 inercja - 4.184, r = 0.95 (7)

Ostatnim etapem było przekształcenie obrazu inercji termalnej na wilgotność zgodnie z wzorem (7).



Schemat 4. Modelowanie inercji termalnej w celu określenia wilgotności - pułap lotniczy.

Generalnie, charakter zależności pomiędzy wilgotnością, a inercją termalną, w pełnym zakresie wilgotności, jest bardziej złożony i przybliżyć należałoby go funkcją nieliniową. Nie było to jednak możliwe głównie z uwagi na zakres wilgotności gruntu: 10 - 25 %, a także z niewystarczającej do tego celu ilości pobranych prób. Nieliniowy charakter zależności: inercja / wilgotność uwidacznia się szczególnie w przedziale wilgotności zbliżonych do stanu nasycenia i przeciwnie, przesuszenia, oba te przypadki nie występowały w trakcie trwania eksperymentu w obrębie wybranego obszaru testowego.

Na zakończenia przeprowadzono analizę korelacji pomiędzy wilgotnością gruntu, a wybranymi, zmierzonymi wielkościami: współczynnikiem odbicia (przed i po korekcji), temperaturą zmierzoną zdalnie (przed i po korekcji) i pomierzoną bezpośrednio, a także pomiędzy wielkością parametru modelowanego: inercją termalną.

Tabela.4.

	wilg.	albedo	temperatura	temperatura	inercja	temperatura	albedo
		(po	pomierzona	pomierzona	termalna	pomierzona	(przed
		korekcji	zdalnie	bezpośrednio		zdalnie	korekcją)
			(po korekcji)			(przed	
						korekcji)	
wilgotność	1	-0.9976	-0.83	-0.97	0.95	+0.79	-0.90
albedo (po	-0.9976	1	+0.86	+0.94	+0.95	-0.75	+0.90
korekcji							
temperatura	-0.83	+0.86	1	+0.68	-0.66	-0.33	+0.56
pomierzona							
zdalnie							
(po korekcji)							
temperatura	-0.97	+0.94	+0.68	1	-0.98	-0.92	+0.94
pomierzona							
bezpośredni							
0							
inercja	0.95	+0.95	-0.66	-0.98	1	+0.89	+0.89
termalna							
temperatura	+0.79	-0.75	-0.33	-0.92	+0.89	1	-0.89
pomierzona							
zdalnie							
(przed							
korekcji)							
albedo	-0.90	+0.90	+0.56	+0.94	+0.89	-0.89	1
(przed							
korekcją)							

Macierz korelacji.

Analizując macierz korelacji Tab.4 można stwierdzić:

- Najwyższą wartość korelacji uzyskano pomiędzy wilgotnością gruntu a wartością albedo po korekcji (-0.99). Wysoką wartość korelacji (-0.97) uzyskano również pomiędzy temperaturą pomierzona bezpośrednio a wilgotnością. Korelacja pomiędzy wilgotnością a inercją termalną obliczona na podstawie obrazów po korekcji wynosi: +0.95, wynika to z mniejszej korelacji pomiędzy wilgotnością a temperaturą pomierzoną zdalnie po korekcji: -0.83
- 2. Korekcja obrazu termalnego była konieczna ze względu na zależność pomiędzy temperaturą a wilgotnością; korelacja pomiędzy temperaturą pomierzoną zdalnie przed korekcją a wilgotnością wynosi: +0.79 (co jest sprzeczne zarówno z założeniami teoretycznymi jak i wszystkimi przeprowadzonymi do tej pory pomiarami bo oznacza, że zwiększenie zawartości wody w gruncie jest związane ze wzrostem temperatury, jest to poza tym sprzeczne z wynikami pomiarów bezpośrednich); po korekcji wartość korelacji wynosi : -0.83.
- Najwyższa wartość korelacji występuje pomiędzy wilgotnością a wartością albedo:
  0.9976. Było to spowodowane jednorodnością ośrodka gruntowego.
- Korekcja obrazu albedo spowodowała wzrost wartości korelacji pomiędzy albedo a wilgotnością : -0.90 , -0.99.

Analizując wartości korelacji z Tab.4 należy brać pod uwagę ilość pobranych prób gruntowych dla określenia wilgotności. Ogółem pobrano 22 próby, w tym 6 dla pola B.

Dla porównania przedstawiono na Rys.22 obraz inercji termalnej i wilgotności wygenerowane na podstawie obrazów nie korygowanych ze względu na wpływ morfologii terenu. Rozkład wilgotności na polu B obliczony na podstawie obrazów nie korygowanych (Rys.22b) różni się znacznie od rozkładu wilgotności na polu B obliczonego w oparciu o dane skorygowane (Schemat 4).



a) b) Rys. 22 a) Inercja termalna (J/m<sup>2</sup>Ks<sup>1/2</sup>), b) wilgotność (%) na podstawie obrazów nie korygowanych

## 5.6.2. Pułap satelitarny.

Dane teledetekcyjne zarejestrowane z pułapu lotniczego mogą być traktowane jako materiał wzorcowy dla kalibracji obrazów zarejestrowanych z pułapu satelitarnego. Praktyczne wykorzystanie obrazów satelitarnych wymaga w pierwszej kolejności korekcji geometrycznej. Wpasowanie obrazów satelitarnych zostało przeprowadzone metodą *resamplingu*<sup>\*)</sup> wykorzystując, możliwe do zidentyfikowania na obrazie, punkty dostosowania z mapy topograficznej w skali 1:25 000. Dalsze wykorzystanie zarejestrowanej informacji, w sensie ilościowym, jest możliwe po wcześniejszej ich korekcji radiometrycznej. Korekcja radiometryczna nie jest konieczna w pewnych przypadkach interpretacji jakościowej prowadzonej na jednorodnych danych i dla terenu o niezbyt urozmaiconej morfologii terenu, a także przy niewielkich zenitalnych kątach oświetlenia (w okresie minimalnego zenitalnego kąta oświetlenia , czyli na półkuli północnej w sezonie letnim, ok. 23 czerwca). Wszelkie opracowania multitemporalne czy wykorzystujące dane z różnych pułapów wymagają, z wielu powodów, korekcji radiometrycznej. Proces modelowania inercji termalnej jest przykładem konieczności przeprowadzenia takiej korekcji. Wiadomo bowiem, że wielkości radiacji zarejestrowanej z pułapu satelitarnego, z pułapu lotniczego czy w trakcie pomiarów

<sup>\*)</sup> metoda zapisu danych tego samego obszaru z układu jednej siatki do układu współrzędnych innej siatki.

naziemnych mogą znacznie różnić się od siebie, zależy to również od przedziału spektralnego, w którym dokonujemy rejestracji. W tabeli 5 zamieszczono wartości korelacji pomiędzy zenitalnym kątem oświetlenia a odpowiedzią spektralną zarejestrowaną w poszczególnych kanałach Landsata TM.

Tabela 5.

Macierz korelacji pomiędzy zenitalnym kątem oświetlenia, a odpowiedzią spektralną w poszczególnych kanałach Landsata TM.

	TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM6	TM7	NDVI	TM3/	TM4/
									TM2	TM3
$V_0$	-0.45	-0.55	-0.56	-0.38	-0.64	-0.51	-0.63	-0.08	-0.34	-0.10

Im mniejsza wartość korelacji tym lepiej, ponieważ znaczy to, że na wielkość odpowiedzi spektralnej nie wpływa ukształtowanie terenu. Wartości korelacji zostały obliczone dla całego obrazu satelitarnego, dla którego był dostępny cyfrowy model wysokościowy. Współczynnik korelacji rośnie wraz z długością fali w widzialnym przedziale spektrum, jest mniejszy w bliskiej podczerwieni, (TM4), a potem znowu rośnie, co jest zgodne z danymi znajdującymi się w literaturze [Mather P.M., 1987]. Zabieg dzielenia między kanałowego jest skuteczny pod względem usunięcia zakłócającego wpływu morfologii terenu, co również zgadza się z danymi literaturowymi. Korelacja pomiędzy standardowym obrazem indeksu wegetacji NDVI [Normalised Difference Vegetation Index = (TM4-TM3)/(TM4+TM3)] a zenitalnym kątem oświetlenia jest znikomo mała, nieco gorsza jest w przypadku dzielenia między kanałowego (spektrum widzialne). Problem polega jednak na tym, że w modelu inercji termalnej wymagany jest jako obraz wejściowy rozkład albedo, którego nie da się uzyskać bezpośrednio z obrazu indeksu wegetacji (NDVI).

Radiometryczną kalibrację obrazów teledetekcyjnych można przeprowadzić standardowo, wykorzystując dane dostarczone przez producenta, np. dane kalibracyjne kamery termalnej, czy przeprowadzając kalibrację obrazów satelitarnych systemu Landsat TM, NOAA zgodnie z procedurami dostępnymi w pakietach GIS. Założeniem tego rodzaju kalibracji jest obliczenie wielkości radiacji, w jednostkach energetycznych, jaka została zmierzona przez skaner. Nie stanowi to rozwiązania problemu związanego z tłumieniem atmosfery, interpretacją obrazów multitemporalnych tzn. wykonanych o różnej porze roku, dnia, czy z zakłócającym wpływem morfologii terenu. W takim przypadku pomocne dla kalibracji radiometrycznej mogłoby być "wsparcie etapowe" tzn. kalibracja obrazów

lotniczych w oparciu o dane naziemne, a obrazów satelitarnych w oparciu o dane lotnicze. Interpretując dane z pułapu satelitarnego można rozważyć możliwość kalibracji drobnoskalowych obrazów satelitarnych (satelity meteorologiczne np. NOAA) za pomocą wysokorozdzielczych obrazów również satelitarnych (np. Landsat, czy SPOT).

W trakcie opracowania wyników eksperymentu pomiarowego obrazy satelitarne zostały kalibrowane radiometryczne w oparciu o wcześniej skalibrowane zobrazowania lotnicze. Zasymulowane zostały obrazy albedo i temperatury, na ich podstawie zamodelowano inercję termalna, którą ostatecznie przetransformowano uzyskując mapę rozkładu wilgotności. Warunkiem koniecznym korekcji ze względu na zakłócający wpływ morfologii terenu jest znajomość cyfrowego modelu wysokościowego. Zasięg dostępnego cyfrowego modelu terenu pokrywał się w przybliżeniu z zasięgiem obszaru testowego (Rys.15) i dla niego też uwzględniono podczas korekcji również wpływ morfologii terenu (Rys.23 i 24.). Na Rys. 23 i 24 zaznaczono zrysowane z mapy topograficznej w skali 1:25 000 zasięgi lasów (kolorem zielonym), ważniejsze drogi (kolorem brązowym) i cieki wodne (kolorem niebieskim) oraz pola testowe (na Rys.23 kolorem czerwonym, a na Rys.24. białym). W celu zaprezentowania procedury określania wilgotności gruntu za pomocą modelu inercji termalnej w skali makro proces technologiczny powtórzono dla całego materiału satelitarnego: 1/4 sceny z LANDSATA i obrazów NOAA (Rys.25, 26. i Rys.27, 28). Analizując obrazy inercji termalnej i mapy rozkładu wilgotności należy nadmienić, że wilgotność została określona dla gruntów odkrytych, a zatem nie we wszystkich fragmentach obrazu interpretacja parametru wilgotności ma sens. Mapa rozkładu wilgotności powinna zostać odpowiednio wymaskowana, tak żeby obszary nie będące gruntem odkrytym zostały wyłączone z interpretacji. Na etapie badawczym nie jest to jednak konieczne.

Widoczny na obrazie LANDSATA tzw. *stripnig*, czyli zakłócające linie poziome są możliwe do usunięcia i powinny być usunięte przed sprzedażą obrazu. W związku z tym obrazy te zostały reklamowane u sprzedawcy - firmy Dornier, który ma dokonać ich korekcji.



a)



b)

Rys.23. Landsat TM - obszar testowy a) albedo, b) temperatura





Rys.24. LANDSAT TM; a) inercja termalna, b)wilgotność (%)





Rys. 25. LANDSAT TM, a) albedo (-), b) temperatura (<sup>0</sup>C).





Rys. 26. LANDSAT TM, a) inercja termalna  $(J/m^2s^{1/2}K)$ , b) wilgotność (%)



a)



Rys. 27. NOAA AVHRR - z zaznaczonym zasięgiem obrazu z Landsata TM; a) albedo (-), b) temperatura (<sup>0</sup>C).



a)



Rys.28. NOAA AVHRR; a) inercja termalna  $(J/m^2 s^{1/2} K)$ , b) wilgotność (%).

#### 6. Podsumowanie i wnioski.

W ramach prac badawczych przeprowadziłam studia literaturowe na temat możliwości zdalnej detekcji wilgotności gruntów odkrytych. Najlepszą metodą wydaje się być modelowanie inercji termalnej gruntu na podstawie zdalnych zobrazowań albedo i maksymalnych dobowych różnic temperatur. W celu praktycznego testowania wybrany został najbardziej wszechstronny model, którego założenia teoretyczne przedstawił Pratt i inni (1980). W rozprawie przedstawiłam podstawy teoretyczne modelu Pratta i in.. Opracowany przez mnie program MODI dla modelowania inercji termalnej, został przetestowany w celu porównania wyników działania programu z wynikami opublikowanymi przez Pratta i in. Po sprawdzeniu zgodności wewnętrznej modelu przeprowadzono modelowanie inercji termalnej w oparciu o dane rzeczywiste: zdalne zobrazowania *in situ* w kopalni Bełchatów, obrazy satelitarne z satelity Landsat TM okolic Frankfurtu na Menem i Krakowa.

Prowadzone wcześniej badania sugerowały konieczność zbadania wpływu geometrii: kierunek oświetlenia - kierunek rejestracji, na zobrazowania teledetekcyjne, szczególnie termalne. W związku z tym wykonana została seria bezpośrednich badań funkcji dwukierunkowego rozkładu emitowanej w podczerwieni termalnej radiacji (Zał.1). Przeprowadzone pomiary świadcza o niewatpliwym wpływie zenitalnego kata obserwacji na wielkość zarejestrowanego promieniowania. W dalszej kolejności przeprowadzone zostały dwa eksperymenty pomiarowe (I i II), w celu szczegółowego zbadania możliwości wykorzystania modelu inercji termalnej dla zdalnego szacowania wilgotności gruntów. Szczegółowa charakterystykę obszaru testowego zawiera Zał. 1. W trakcie prac skoncentrowałam się nie na doskonaleniu postaci modelu inercji termalnej zaproponowanego przez Pratta i in., ale na sposobie kalibracji danych wejściowych dla potrzeb modelu, ze szczególnym uwzględnieniem celowości usuwania efektu topografii z obrazów termalnych. W załączniku 4 zamieszczone zostały, w zarysie, wyniki moich szerokich studiów literaturowych na temat możliwości korekcji zdalnych zobrazowań ze względu na zakłócający wpływ topografii. Z literatury znane są różne modele teoretyczne, które umożliwiają usuwanie efektu topografii. Niektóre z nich wymagają a' priori znajomości sposobu rozpraszania padającego promieniowania elektromagnetycznego (Bidirectional Distribution Function -BRDF). Znane sa także wyniki badań BRDF niektórych obiektów. Wszystkie, prezentowane w literaturze badania dotyczyły jedynie korekcji zobrazowań wykonanych w widzialnym przedziale spektrum lub bliskiej podczerwieni. Nie są znane natomiast metody korekcji obrazów termalnych. W załączniku 4 przedstawiona została również próba modyfikacji obrazów termalnych dla potrzeb modelowania inercji termalnej. Zaproponowałam sposób korekcji oparty na założeniu, że temperatura tego samego typu gruntu, o takiej samej wilgotności powinna być ujednolicona niezależnie od morfologii terenu. Ponadto, w ramach pracy przeprowadzone zostały obserwacje termalne *in situ*, w trakcie których stwierdzono zależność zarejestrowanej temperatury od geometrii: kierunek rejestracji - główna płaszczyzna słoneczna. Ogólnie biorąc, minimalną temperaturę zaobserwowano dla dosłonecznego kierunku rejestracji, a maksymalną dla kierunku odsłonecznego. Maksymalna różnica temperatury wyniosła 15 <sup>o</sup>C. Zaobserwowana zależność temperatury od azymutu ma charakter sinusoidalny. Wydaje się, że większe znaczenie dla modelowania inercji termalnej dla potrzeb określania wilgotności gruntów ma korekcja obrazów termalnych (Zał. 4).

W celu opracowania zdalnej metody określania wilgotności gruntów za pomocą modelu inercji termalnej wymagane byłyby dalsze testy, dla innych typów gruntu. Interesujące byłoby także, dalsze praktyczne zbadanie zaproponowanego sposobu korekcji obrazów termalnych.

Na zakończenie można sformułować następujące wnioski:

- Rezultaty badań wcześniejszych jak i przeprowadzonych w ramach niniejszej pracy potwierdziły poprawność założeń teoretycznych modelowania inercji termalnej, (Rozdz. 2 i 3).
- 2. Istnieje możliwość zdalnego określania wilgotności gruntu w oparciu o modelowanie jego inercji termalnej co udowodniono w Rozdz. 4 i 5.
- 3. Standardowe pomiary prowadzone w stacjach meteorologicznych są wystarczające jako źródło danych dodatkowych niezbędnych w procesie modelowania inercji termalnej metodą Pratta i in.; dla określenia bilansu cieplnego gruntu wymagany jest dodatkowo bezpośredni pomiar strumienia cieplnego wpływającego do gruntu przeprowadzony przynajmniej w jednym punkcie.
- 4. Badania gleb obszaru testowego przedstawione w Załączniku 1. wykazały, że charakteryzuje się on homogeniczną pokrywą glebową wykształconą na utworach lessopodobnych, w związku z czym detekcja wilgotności w oparciu o zobrazowania zdalne i modelowanie inercji termalnej nie była zakłócona zmianami własności fizykomechanicznymi gruntu.
- 5. Przeprowadzone, w ramach II eksperymentu pomiarowego, badania potwierdziły zasadność wielopoziomowej korekcji radiometrycznej: zobrazowania lotnicze na

podstawie tzw. wsparcia naziemnego, a zobrazowania satelitarne w oparciu o zobrazowania lotnicze. Taka technologia umożliwia kartowanie dużych obszarów, wykorzystując zobrazowania satelitarne (rozdz.5).

- 6. Zauważono istotny wpływ morfologii terenu zarówno na zobrazowania lotnicze i satelitarne jak i na naziemne zobrazowania pól testowych i prób gruntowych (Zał.2). Wpływ topografii uwidacznia się na zobrazowaniach teledetekcyjnych w różny sposób, zależnie od ukształtowania terenu, pory roku jak i przedziału spektralnego, w którym prowadzona jest rejestracja. W oparciu o przeprowadzone badania można stwierdzić, że obrazy teledetekcyjne, szczególnie dla celów interpretacji ilościowej, w tym i modelowania inercji termalnej dla detekcji wilgotności powinny być, przynajmniej w pewnych przypadkach, korygowane ze względu na zakłócający wpływ topografii. Ustalono także, że w trakcie prowadzenia termalnych zobrazowań naziemnych powinno się zwracać szczególną uwagę na kierunek rejestracji w stosunku do głównej płaszczyzny słonecznej (Zał.4).
- 7. Generowanie mapy rozkładu wilgotności gruntu w oparciu o parametr inercji termalnej odbywa się na podstawie bezpośrednich pomiarów wilgotności gruntu w wybranych punktach jednego pola testowego. Zależność ta ma charakter "chwilowy", tzn. można ją wykorzystać dla zobrazowań symultanicznych, lub wykonanych w niewielkiej odległości czasowej. Dlatego należy opracować pewne uniwersalne klucze interpretacyjne (dla różnych typów gruntu i całego przedziału jego wilgotności), które stanowiłoby podstawę opracowania technologii określania wilgotności gruntu, w które funkcyjna zależność pomiędzy inercją termalną gruntu a jego wilgotnością przyjmowana byłaby z katalogu istniejących kluczy.

# Podziękowania.

Chciałabym serdecznie podziękować Panu dr inż. Stanisławowi Mularzowi, za lata wspólnej pracy, liczne rozmowy merytoryczne, a także za praktyczną pomoc i współudział w prowadzonych pomiarach terenowych, które ostatecznie doprowadziły do powstania tej rozprawy.

Dziękuję Panu prof. dr hab. inż. Zbigniewowi Sitkowi, za cierpliwe czytanie mojej pracy na różnym etapie jej powstawania, rzeczowe i krytyczne uwagi, a także mobilizację do zakończenia pracy.

## <u>Spis publikacji.</u>

- Mularz S., Hejmanowska B., 1987 , Laboratory tests of specially prepared soil samples using AGA Thermovision System", 5<sup>th</sup> Conference on Thermogrammetry and Thermal Ingineering Budapest 8-10 June, 1987, Materia<sup>3</sup>y Konferencyjne,
- Mularz S., Hejmanowska B., 1987 "Termowizyjne badania dwuskładnikowych oprób gruntowych", Materiały VII Ogólnopolskiego Sympozjum PTFoT Fotogrametria i Teledetekcja na Terenach Górniczych, Kraków 24-26 czerwca 1987, Zeszyty Naukowe AGH Geodezja 94, Kraków 1987,
- Hejmanowska B., 1989 , *Attempt for modelling of soil thermal inertia* , 6th Conference on Thermogrammetry and Thermal Ingineering, Budapest, Hungary, 31 May - 2 June June 1987,
- Mularz S., Hejmanowska B., 1989 "Wykorzystanie długofalowego promieniowania podczerwonego do badania ośrodka gruntowego" - referat na Sesję Naukową "Techniki zobrazowania w filmie naukowym, Osrodek Postępu Technicznego, Katowice 9 września 1989, Film Naukowy 2/89,
- Mularz S.C., Hejmanowska B., 1990. Digital processing of remotely sensed data for thermal inertia mapping. In International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, International Symp. Com. III of ISPRS, "Progress in data analysis", Wuhan, China, May 20-24.
- 6. Mularz S., Hejmanowska B., **1990** "*Numeryczne modelowanie inercji termalnej dla zdalnego określania wilgotności gleb*"- Akademia Rolnicza, Wrocław, Inst. Plan. i Urządz. Terenów Wiejskich, RPBR nr 21, "Urządzanie rolniczej przestrzeni produkcyjnej", z. 5 "Metody transformacji obrazów satelitarnych i fotogrametrycznych dla potrzeb gospodarki rolnej i wodnej",
- Mularz S., Hejmanowska B., 1991 , Using thermal inertia distribution for land-cover classification" 7<sup>th</sup> Conference on Thermogrammetry and Thermal Engineering, Budapest, 1991,
- 8. Hejmanowska B., **1991** "*Numeryczne modelowanie inercji termalnej gruntu*" Geodezja i Kartografia tom XL, No 2, str. 215-231,
- 9. Hejmanowska B., **1992** *Topographic correction of the remote sensing data*. XVII Congress, ISPRS Washington, Commision II, 43-51.

- 10. Hejmanowska B. 1994 "Usuwanie zakłócającego wpływu topografii z obrazów satelitarnych" Materiały na Ogólnopolskie Sympozjum Naukowe nt.: Systemy informacji terenowej GIS/LIS oraz analityczne i cyfrowe opracowania w fotogrametrii i teledeteckcji" Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teeledetekcji z.1, Kraków 1994.
- Hejmanowska B., Borowiec M., 1994 "Metoda klasyfikacji nadzorowanej próba korekcji zakłócającego wpływu topografii - uwagi praktyczne, przykłady" Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji,z.2 Kraków 1994,
- Hejmanowska B., 1995 "Beseitigung des topographisches Effektes praktisches Ergebnisse", Vortrage 15. Wissenschaftich-Technische Jahrestagung der DGPF Hannover, Deutchland, 4-6 October 1995,
- Hejmanowska B, Mularz S., Sroka R., Stencel M., 1996, "Pomiary temperatury kinetycznej powierzchni gruntu przy użyciu cyfrowego termometru matrycowego", XXVII Międzyuczelniana Konferencja Metrologów MKM'96, Politechnika Częstochowska
- Hejmanowska B., Mularz S., 1996 *"Thermal inertia modelling for soil moisture assessement based on remotely sensed data*" Int. Archives of Photogrammetry and Remote sensing XVII ISPRS Congress, Vienna, Austria,

# CHARAKTERYSTYKA BADANYCH GLEB

Do przeprowadzenia terenowych badań testowych wytypowano obszar położony w pobliżu Stacji Naukowej Instytutu Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego w Łazach. W Stacji Naukowej prowadzone są rutynowe pomiary meteorologiczne jak również różne projekty badawcze. Tereń badań był ciekawy z uwagi na położenie około 40 km na wschód od krakowskiej aglomeracji przemysłowej i podobnej odległości na zachód od tarnowskich Zakładów Chemicznych.

Wybrany obszar testowy <sup>\*)</sup> jest położony w obrębie progu Karpat, charakteryzuje się typową rzeźbą pogórską, wierzchowiny i stoki są pokryte miąższymi pokrywami lessopodobnymi, a dna dolin pyłowymi aluwiami i proaluwiami. Na wierzchowinach występują gleby płowe opadowo-glejowe, które na stokach w wyniku erozji spowodowanej uprawą roli przeobraziły się w gleby wtórnie brunatne. U podnóża erodowanych stoków, z naniesionego materiału, powstały gleby brunatno-deluwialne. Dna dolin oraz lokalne zagłębienia w kompleksach gleb płowych opadowo-glejowych zajmują gleby gruntowo-glejowe.

Pola testowe (A, B i C), na których prowadzono szczegółowe badania terenowe (tzw. wsparcie naziemne), położone są w obrębie gleb gruntowo-glejowych. (Rys.1).

Skład mechaniczny oraz ciężar objętościowy gleb głównego pola testowego (B) odpowiada profilowi 9 i 11 (Rys.1 i Tabela.1).

Ogólnie, pod względem składu mechanicznego, gleby te należą do utworów pyłowych. Zawierają one niewielką ilość piasku (1-10%), dużo frakcji pyłowej (51-70%) i frakcji iłu koloidalnego (5-18%). Udział substancji organicznej w poziomach próchniczych wynosi średnio od 0.5 do 1.8%. Odczyn badanych gleb jest kwaśny i bardzo kwaśny w całym profilu i maleje wraz z głębokością.

<sup>\*)</sup> Dane niezbędne dla charakterystyki ogólnoprzyrodniczej rejonu badań zaczerpnięto z publikacji M.Klimka " *Charakterystyka pokrywy glebowej eksperymentalnej zlewni Dworskiego Potoku (Pogórze Wielickie)*", Zeszyty Naukowe UJ MCLXII pt. "Struktura i funkcjonowanie środowiska przyrodniczego progu Karpat" pod redakcją Ludwika Kaszowskiego (1995). Dla szczegółowego scharakteryzowania pól testowych wykonano w ramach grantu oznaczenia laboratoryjne:

- składu mechanicznego (Rys.4 i Rys.5), ciężaru objętościowego, pH, zasolenia i zawartości próchnicy (Tab.2.)
- zawartości metali (Na; Mg; K; Ca; Fe; Mn; Pb; Zn; Cd; Cu; Sr; Cr ) (Tab.3). i siły ssącej pF (Tab.4., Rys. 2 i Rys.3) dla wybranych 3 prób pobranych w punktach charakteryzujących zróżnicowane makroskopowo fragmenty pola B.

Przeprowadzone pomiary laboratoryjne pozwalają stwierdzić, że badaną pokrywę glebową stanowią miąższe homogeniczne utwory lessopodobne nie wykazujące zasadniczych różnic w zakresie mierzonych własności fizycznych i chemicznych. Jest to zatem bardzo dobry materiał testowy jeśli chodzi o zdalne badanie zmian wilgotności, gdyż zobrazowania teledetekcyjne będą wolne od zakłócającego wpływu takich czynników jak własności fizyczne i chemiczne gleb.



Rys.1 Mapa gleb. Objaśnienia znaków: 1- numer odkrywki,2 - gleby płowe opadowo-glejowe 3 - gruntowo-glejowe, 4 - gleby wtórnie brunatne, 5 - gleby brunatne deluwialne, 6 zabudowania i drogi, 7 - krawędzie i wąwozy, 8 - stawy i strumienie, A, B, C - pola testowe (wg. Klimek M., 1995)

# Tabela.1 Skład mechaniczny i ciężar objętościowy stałej fazy gleb płowych opadowoglejowych. (wg. Klimek M.1995)

Profil				Wielkosc o	zesci - Pa	rticle size i	in mm < 1		Grupa	Ciezar
nr	Glebokosc	Poziom	1.0 -	0.1 -	0.05 -	0.02 -	0.006 -	< 0.002	mechaniczna	objetosciowy
Profile	Depth	Horizon	0.1	0.05	0.02	0.006	0.002		Mechanical	Bulk
No.	cm			% czesci -	% particle	size < 1 n	ım		group	density
										G*cm-3
		GLEBY P	LOWE OP/	ADOWO-G	LEJOWE	- STAGN	IC LUVIS	OL		
1	0-30	Ap	7	10	42	20	5	16	pl.il	1.63
	30-55	Eetg	10	7	48	16	4	15	pl.zw	1.56
	55-100	Btg	3	12	48	18	3	16	pl.il	1.59
	100-150	Bt/C	6	10	48	17	4	15	pl.il	1.59
2	0-35	Ap	9	11	48	19	5	8	pl.zw	1.46
	35-50	A/Eetg	8	12	44	20	8	8	pl.il	1.46
	50-100	Btg	7	9	42	20	6	16	pl.il	1.66
	85	Btg	no	no	no	no	no	no	no	1.7
	100-150	Btg/C	7	10	44	20	5	14	pl.il	1.74
3	0-30	Ap	9	11	47	18	9	6	pl.zw	1.43
	30-50	Eetg	5	13	48	21	6	7	pl.zw	1.36
	50-100	Btg	4	12	47	13	7	17	pl.il	1.62
	100-150	Btg/C	5	10	50	15	6	14	pl.zw	1.62
8	0-24	Ар	2	11	47	20	7	13	pl.il	1.6
	24-72	Eetg	2	13	46	15	7	17	pl.il	1.5
	72-132	Btg	3	11	46	16	6	18	pl.il	1.69
	132-150	Btg/C	2	11	46	17	6	18	pl.il	1.68
9	0-30	Ар	6	11	48	21	8	6	pl.zw	1.36
	30-71	Eetg	7	12	45	24	7	5	pl.il	1.31
	71-85	Btg	4	11	54	19	6	6	pl.zw	1.54
	85-102	Btg/C	3	13	52	22	5	5	pl.zw	1.68
	102-150	С	3	12	46	19	5	15	pl.il	1.58
11	0-32	Ap	7	12	44	21	8	8	pl.il	1.51
	32-88	Eetg	6	12	45	24	8	5	pl.il	1.37
	88-120	Btg	5	12	49	22	5	7	pl.zw	1.61
	120-150	Bt/C	5	12	48	16	6	13	pl.zw	1.59
13	0-30	Ap	7	15	45	18	7	8	pl.zw	no
	30-35	Ap	4	16	47	18	7	8	pl.zw	1.52
	35-48	Eetg	4	17	47	17	7	8	pl.zw	1.57
	48-94	Bt	6	13	41	15	7	18	pl.il	1.59
	94-150	C	4	19	37	24	3	13	pl.il	1.51
14	0-30	Ap	6	14	45	20	8	7	pl.zw	1.4
	30-48	Eetg	6	17	44	17	5	11	pl.zw	1.55
	48-91	Bt	5	15	43	14	5	18	pl.il	1.62
	91-150	С	3	22	48	11	4	12	pl.zw	1.51
16	0-35	Ap	7	14	45	19	8	7	pl.zw	1.39
	35-63	Eetg	6	14	46	18	7	9	pl.zw	1.42
	63-105	Bt	4	13	41	21	7	14	pl.il	1.72
	105-150	Bt/C	6	13	49	12	6	14	pl.zw	1.61

Tabela 2. Skład mechaniczny, pH, zasolenie, materia organiczna ciężar właściwy, objętościowy i porowatość (wyniki badań własnych).

nr probki			Wielkoś	ść części w m	m		pl	I	Zasolenie	Materia organicz-	Ciężar właściwy	Ciężar objętościo-	Porowa- tość
										na		wy	
	1-0.1	0.1-0.05	0.05-0.02	0.02-0.006	0.006-0.002	<0.002	H2O	KCI	mg/cm (1:5)	%	g/cm3	g/cm3	%
1	8	14	44	17	6	11	6.7	5.8	0.12	3.49	2.65	1.58	40.0
2	6	15	45	17	9	8	4.9	4.1	0.09	3.22	2.60	1.48	43.1
3	4	19	42	14	6	15	4.7	3.8	0.09	2.81	2.61	1.60	38.7
4	4	13	45	15	6	17	5.1	4.3	0.10	3.26	2.69	1.67	37.9
5	4	12	48	14	8	14	6.5	5.8	0.10	3.49	2.64	1.54	41.7
6	8	10	43	15	6	18	5.9	5.1	0.11	3.94	2.64	1.58	40.1
7	3	15	48	16	7	11	5.4	4.7	0.08	3.19	2.63	1.52	42.2
8	8	11	48	16	6	11	6.6	6.2	0.19	3.75	2.63	1.44	45.2
9	5	13	46	17	6	13	5.3	4.5	0.10	3.82	2.64	1.45	45.1
10	8	12	48	15	8	9	5.4	4.5	0.08	3.16	2.64	1.58	40.1
11	5	12	44	18	9	12	4.8	4.0	0.10	3.45	2.62	1.48	43.5
12	3	13	43	15	5	21	4.9	3.9	0.07	2.93	2.69	1.61	40.1
13	4	13	45	13	7	18	5.0	4.1	0.12	3.28	2.66	1.63	38.7
14	3	13	43	14	5	22	5.1	4.0	0.05	2.68	2.65	1.69	36.2
15	7	11	47	14	7	14	6.6	6.0	0.13	4.00	2.63	1.55	41.1
16	5	13	45	16	5	16	5.1	4.1	0.09	3.29	2.66	1.66	37.6
17	9	14	44	15	3	15	4.7	3.9	0.09	3.28	2.62	1.60	38.9
18	6	13	41	15	7	18	4.8	4.0	0.14	4.24	2.58	1.69	34.5
19	7	11	41	15	9	17	4.9	4.0	0.13	4.30	2.62	1.70	31.3
20	7	8	35	19	8	23	5.3	4.4	0.11	4.13	2.62	1.72	34.3
21	4	12	39	15	7	23	5.8	5.0	0.11	4.09	2.63	1.72	34.6
22	4	13	48	16	9	10	5.2	4.3	0.08	3.11	2.60	1.55	40.4
średnia	6	13	44	16	7	15	5.40	4.6	0.10	3.50	2.63	1.59	39.3
odch. stand.	1.9	2.1	3.3	1.4	1.6	4.5	0.7	0.8	0.03	0.47	0.03	0.09	3.59

(próby: 1, 2, 3, 15, 16 17 pobrano w obrębie	pola B)
--	---------

nr	Na	Mg	K	Ca	Fe	Mn	Pb	Zn	Cd	Cu	Sr	Cr
próbki	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
15	0.0007	0.246	0.374	0.272	3.07	549.00	17.40	59.00	0.60	12.2	5.1	30.8
16	0.0042	0.285	0.435	0.173	3.30	393.50	14.70	48.40	0.15	15.5	4.2	32.7
17	0.0031	0.256	0.377	0.144	3.01	386.00	16.70	69.70	0.45	55.2	3.6	33.7

Tabela 3. Zawartość metali ciężkich w wybranych próbach (pole B) (badania własne).

Tabela 4. Siła ssąca, (badania własne)

			Wil	lgotność	wagow	/a						Wilgo	otność ob	jętościo	owa			
nr	fi kap.	38	19	9	4.4	1.5	0.6	0.2			38.0	19.0	9.0	4.4	1.5	0.6	0.2	0.06
próbki									ciężar		1.9	2.2	2.5	2.8	3.2	3.7	4.2	max.higroskop
	pF	1.9	2.2	2.5	2.8	3.2	3.7	4.2	objętościowy									
	max	0.08	0.16	0.34	0.68	2	5	15	g/cm3	max	0.08	0.16	0.34	0.68	2.0	5.0	15.0	pF 4.7
15	39.0	30.0	29.6	28.8	26.8	25.4	24.3	21.5	1.30	50.6	39.1	38.5	37.5	34.9	33.0	31.6	27.9	4.1
16	36.8	26.6	26.0	25.0	23.7	23.1	22.2	17.0	1.34	49.5	35.7	34.9	33.7	31.7	31.0	29.9	22.9	4.6
17	39.2	26.5	25.7	25.0	24.0	22.4	22.2	18.8	1.29	50.5	34.2	33.0	32.1	30.9	28.9	24.2	24.2	3.5



Rys.2. Zależność siły ssącej (pF) od wilgotności objętościowej .



Rys.3. Zależność siły ssącej (pF) od wilgotności wagowej.



Rys. 4. Skład mechaniczny wybranych prób na polu B.



Rys.5. Skład mechaniczny wybranych prób na polu B.

Porównanie badań prowadzonych przez Klimka M. Z badaniami własnymi: Tabela 5. Porównanie składu mineralnego

a) profil 9 (wg. Klimka M.1995); b) badania własne (pole B)

	1-0.1	0.1-0.05	0.05-0.02	0.02-0.006	0.006-0.002	<0.002
a	6	12	46	21	8	7
b	6 ±2	14 ±3	44 ±2	16 ±1	6 ±2	13 ±3

Tabela 6. Porównanie pH, materii organicznej, ciężaru objętościowegoa) profil 9 (wg. Klimka M.1995);b) badania własne (poleB)

	pH w		zasolenie	materia	ciężar	cieżar wł.	porowa-
	H <sub>2</sub> 0	KCl		organiczna	właściwy	objętościowy	tość
a	6.0	5,5	-	1,6	-	1.40	-
b	5.4 ±0.94	4.6 ±1.00	$0.10 \pm 0.02$	3.4 ±0.39	2.63 ±0.02	1.58 ±0.06	40 ±1.97
## BADANIE FUNKCJI DWUKIERUNKOWEGO ROZKŁADU EMITOWANEJ RADIACJI (BRDF).

Przed przystąpieniem do przygotowania i wykonania I eksperymentu pomiarowego podjęto badania dwukierunkowego rozkładu emitowanej radiacji 3 prób: wzorca ciała białego, wzorca ciała czarnego i piasku w stanie powietrzno-suchym. Wzorcem ciała białego był metalowy krążek (o śr. 5 cm), na którego napylony był tlenek baru. Wzorcem ciała czarnego była płytka metalowa (15 x 10 cm) napylona sadzą. Próby zostały umieszczone na dachu Wydziału Geodezji AGH, gdzie były, cyklicznie w ciągu dnia, obserwowane za pomocą kamery termowizyjnej AGEMA 780 (Rys. 1).



Rys.1. Pomiar dwukierunkowego rozkładu promieniowania emitowanego przez ciało.

Obserwacje prowadzono w przybliżeniu w płaszczyźnie głównej słonecznej, przy zmienianym kącie zenitalnym kierunku rejestracji : -75 , -60, -30, -15, 0, 15, 30, 60, 75<sup>0</sup>.

Wykorzystywana do pomiarów kamera termowizyjna musiała być w trakcie pracy chłodzona ciekłym azotem. Utrudniało to pomiar, szczególne wtedy, gdy pożądane było pochylenie kamery lub wręcz pomiar płaszczyzny horyzontalnej. W takich przypadkach można wykorzystać zwierciadło. Kamerę można także nieznacznie pochylać, maksymalnie ok. 30<sup>0</sup> w stosunku do poziomu. Pośrednie kąty nachylenia uzyskiwano nachylając zarówno kamerę jak i zwierciadło.

Uzyskane wyniki poddano analizie, ze względu na zależność zarejestrowanej temperatury od kąta zenitalnego kierunku rejestracji. Ze względu na trudności w prowadzaniu pomiaru, czas jego trwania nie można było uznać za zaniedbywalny (Rys.2.). W trakcie pomiaru o godz. 12<sup>00</sup> ujawniło się zjawisko ogrzewania próby (Rys. 2.a). O godz.18<sup>00</sup> natomiast

pojawiło się zjawisko ochładzania się prób podczas pomiaru (Rys.2.c). Pomiar o godz.  $15^{\underline{00}}$  nie był zakłócony ani zjawiskiem ogrzewania ani ochładzania się prób (Rys.2. c).

Czas pomiaru był zbyt długi wziąwszy szczególnie pod uwagę małe objętości prób i związaną z tym dużą dynamikę zmian temperatury. Pomimo tego daje się zaobserwować niewątpliwy wpływ zenitalnego kąta kierunku rejestracji na wielkość rejestrowanej zdalnie temperatury (Rys.3). W prawie wszystkich przypadkach wyższą temperaturę uzyskiwano podczas rejestracji prowadzonej ze Słońcem, mając Słońce za plecami. Uzyskane wyniki, głownie z powodu opisanych niedoskonałości pomiaru nie upoważniają jednak do wyciągnięcia dalej idących wniosków.



Rys. 2. Zależność temperatury od kolejności wykonywania rejestracji ; a) godz.12<sup>00</sup>, b) godz. 15<sup>00</sup>, c) godz. 18<sup>00</sup>.













c) Rys.3. Zależność temperatury od kąta zenitalnego; a) godz.12<sup><u>00</u></sup>, b) godz. 15<sup><u>00</u></sup>, c) godz. 18<sup><u>00</u></sup>

## Załącznik 3









Rys.1. Eksperyment teledetekcyjny:

a) grupa pomiarowa, od lewej: dr S.Mularz, dr A.Wróbel, mgr B. Hejmanowska
b) helikopter sanitarny - zobrazowania termalne, wykonane przez lustro " z ręki", przy zdjętych drzwiach, c) rejestracja obrazu termalnego, d) przygotowanie kamery termalnej sprzężonej z kamerą CCD do pracy (dr inż. Andrzej Lubecki).

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

Załącznik 4

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]:

$$f_{r} = \frac{dL_{r}(V_{o}, A_{o}, V_{r}, A_{r})}{dE_{o}(V_{o}, A_{o})}$$
(1)

gdzie:

dL<sub>r</sub> - natężenie gęstości powierzchniowej promieniowania odbitego w kierunku sensora,

dE<sub>0</sub> - natężenie napromienia padającego,

V<sub>0</sub>, A<sub>0</sub> - 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]:

$$L_{r} = \int_{\text{półsfera}} f_{r} dE_{o}$$
(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)



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]:

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

gdzie:

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

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

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

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]:

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

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

gdzie:

V<sub>S</sub>, A<sub>S</sub> - 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:

$$L_{h} = L_{r} \cdot k \tag{8}$$

gdzie:

L<sub>h</sub> - wielkość gęstości powierzchniowej radiacji jaka byłby gdyby badana powierzchnia była pozioma,

Lr - 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]:

$$k^{L} = \frac{\cos V_{s}}{\cos V_{o}}$$
 (rozpraszanie dyfuzyjne) (9)

$$k^{\rm H} = \frac{\cos V_{\rm s}(\cos V_{\rm o} + \cos S)}{\cos V_{\rm o}(1 + \cos V_{\rm s})} \qquad (\text{rozpraszanie wstecz})(10)$$

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]:

$$L_h = L_r - \cos(V_0) \quad m - b + L_r \tag{11}$$

gdzie:

L<sub>T</sub> - 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 :

$$k^{M} = \frac{\cos^{K} V_{s}}{\cos^{K} V_{o} \cos^{K-1} S}$$
(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  $log(L_r cosS)$  a log ( $cosV_0 cosS$ ).

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

$$L_{\rm H} = L_{\rm r} \left( \frac{\cos V_{\rm s} + c}{\cos V_{\rm o} + c} \right)$$
(13)

gdzie:

c = b/m.

Metody statystyczne były testowane dla korekcji lasów iglastych, głównie sosnowych. Autorzy uzyskiwali dobre korelacje pomiędzy poziomem radiacji  $L_{\rm T}$ , 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:  $\Delta T = 21^{\circ}$ C 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 °C) to odpowiadające im wartości parametru inercji termalnej wyniosą 3588 i 4277 (J/m<sup>2</sup> Ks<sup>1/2</sup>) (Tabela 1 a). Jeżeli podobną symulację przeprowadzimy dla ekspozycji południowych i przyjmiemy dla nich wzrost  $\Delta T$  o 10% i 20% (23.1°C i 25.1°C) to inercja zmniejszy się do 2568 i 2176 (J/m<sup>2</sup>Ks<sup>1/2</sup>) (Tabela 1 a). Jeżeli podobnę rozważanie przeprowadzimy dla zmieniającego się albedo o: -20, -10, +10, +20 % i stałej wartości  $\Delta T = 21^{\circ}$ C to możemy otrzymać inercję termalną w granicach : 2829 - 3231 (J/m<sup>2</sup>Ks<sup>1/2</sup>).

Tabela 1.

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

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

b)	Δ T( <sup>0</sup> C)	A (-)					
	21.0	0.16	0.18	0.20	0.22	0.24	
P (J/m <sup>2</sup> Ks <sup>1/2</sup> )		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<sup>2</sup> Ks<sup>1/2</sup>). Nie przeprowadzenie korekcji powoduje, że inercja termalna może zmieniać się w granicach: 2829 - 4277 (J/m<sup>2</sup> Ks<sup>1/2</sup>). 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).

	Pol	e B	Pole D			
	m	Т	m	T <sub>0</sub>	T <sub>c</sub>	
1	19%	14 <sup>0</sup> C	18%	8.7 <sup>0</sup> C	14.7 <sup>0</sup> C	
2	14%	16 <sup>0</sup> C	9%	10.5 °C	17.9 <sup>0</sup> C	

Zmierzona zdalnie w tym samym czasie temperatura fragmentu pola B o wilgotność 14% wynosiła 16 <sup>o</sup>C, podczas gdy temperatura fragmentu pola D o zbliżonej wilgotności (9%) wynosiła 10.5 <sup>o</sup>C, czyli różnica temperatur wynosiła 5.5 <sup>o</sup>C. W przypadku fragmentu bardziej wilgotnego (19% i 18%) różnica ta była podobna : 5.3 <sup>o</sup>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 -  $T_{sr}$ ) / $T_{sr}$ . Przeprowadzono aproksymację krzywą sinusoidalną :

$$y = a [sin (x - b)]$$
 (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:

$$T_{\text{sr}} = [T + T_{\text{min}} \sin (A - 90^{0})] / [1 + \sin (A - 90^{0})]$$
(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.