

FOTOINTERPRETACJA W GEOGRAFII

23



MIROŚLAW RATAJ*

TELEDETEKCJA MIKROFALOWA — PODSTAWY I POMIAR WILGOTNOŚCI GLEB**

MICROWAVE REMOTE SENSING — BACKGROUND,
MEASUREMENT OF SOIL MOISTURE

WSTĘP

Wykorzystanie zakresu mikrofalowego dla potrzeb teledetekcji notujemy od wczesnych lat pięćdziesiątych. Rozwój przyrządów mikrofalowych był i jest przede wszystkim stymulowany przez potrzeby wojskowe. Szczególnie szybki rozwój rozmaitych technik radarowych nastąpił podczas II wojny światowej. W ostatnich latach obserwujemy skok technologiczny w przyrządach mikrofalowych, który wywołany jest miniaturyzacją i wysokim stopniem integracji układów.

Pierwsze systematyczne prace z wykorzystaniem radarów były prowadzone w roku 1950, przez stanowy Uniwersytet w Ohio. Grupa naukowców

* Dr inż. Mirosław Rataj, Centrum Badań Kosmicznych Polskiej Akademii Nauk, ul. Bartycka 18a, 00-716 Warszawa

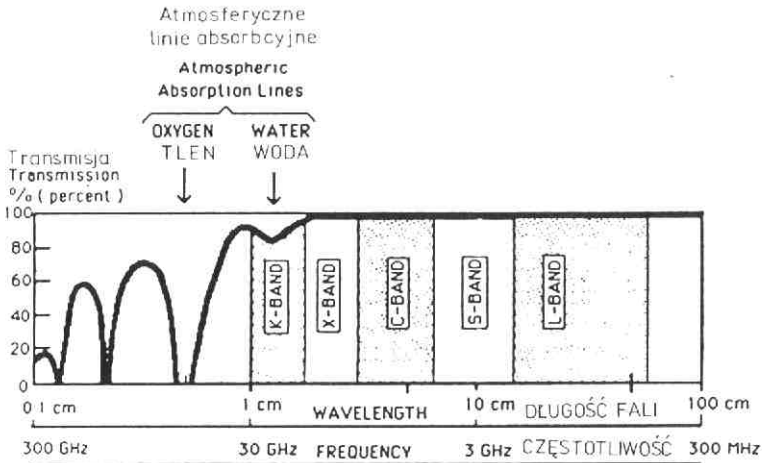
** Poniżej przedstawione rozważania oparte są na opracowaniach niżej wymienionych autorów: Carver K.R., Elachi Ch., Ulaby F.T., 1985; Engman E.T., 1991; Gardiol F.E., 1984; Jackson T.J., Schmugge T.J., 1991; Jackson, T.J., Schmugge T.J., Wang J.R., 1982; Paloscia S., Pampaloni P., 1992; Schmugge T.J., 1983; Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K., 1981, 1982, 1986.

z tego Uniwersytetu badała stan agrotechniczny upraw rolnych. Dalsze lata przyniosły rozwój aktywnych metod radarowych, które przy prowadzeniu obserwacji z poziomu lotniczego i satelitarnego znalazły szerokie zastosowanie w wielu dziedzinach, a między innymi w geologii, meteorologii, hydrologii, rolnictwie.

Podstawowa zaleta użytkowania zakresu mikrofalowego i jego wyższość nad zakresami optycznymi, polega na możliwości uzyskiwania danych obserwacyjnych niezależnie od warunków atmosferycznych, co ma szczególne znaczenie dla monitorowania środowiska, oceny i prognozowania stanu agrotechnicznego upraw. Drugą zaletą technik mikrofalowych w tym zakresie częstotliwości jest możliwość uzyskiwania przestrzennego zobrazowania obserwowanego obiektu. Lista możliwych zastosowań jest bardzo długa o czym świadczy rozległość zadań realizowanych przez satelity ERS-1 (ESA) i MIR mikrofalowymi technikami radarowymi. Są to techniki aktywne wykorzystujące metodę syntezy apertury antenowej SAR (*synthetic aperture radar*). Kolejne serie obrazów uzyskiwanych z satelity uwidaczniają zmiany własności pochłaniania, odbijania i zmiany polaryzacji fal elektromagnetycznych. Niosą one w sobie informacje o dynamice zmian zachodzących na obserwowanym obszarze. Poszerzenie ich interpretacji o przypisanie badanym obszarom wartości bezwzględnych wymaga jednak kalibracji, przynajmniej niektórych obrazów, drogą obserwacji naziemnej. Należy obserwować wilgotność gleby i roślinności, zawartość pary wodnej i ich korelacji z własnościami pochłaniania i odbijania mikrofal w paśmie radaru obserwującego z pokładu satelity, na konkretnym wycinku terenu i w czasie możliwie bliskim momentowi wykonywanego, a potem interpretowanego, obrazu. Możliwości tej techniki stymulowały w istotny sposób rozwój naziemnej teledetekcji mikrofalowej i badań podstawowych z wykorzystaniem tej aparatury. Teledetekcja mikrofalowa wykorzystuje zakres spektralny od 500 MHz do 100 GHz, zarówno dla metod aktywnych jak i pasywnych. Rozpatrując ten zakres z punktu widzenia pomiarów dokonywanych z poziomu lotniczego i satelitarnego musimy wziąć pod uwagę transmisję atmosfery. Poniżej prezentowany jest przykładowy wykres transmisji w funkcji częstości. Kształt krzywej zależy od zawartości pary wodnej w atmosferze, ryc. 1.

Ze względu na wysoką transmisję sygnału w paśmie 1-20 GHz, zakres ten jest głównie wykorzystywany do badań powierzchni Ziemi z poziomu satelitarnego. Zakres powyżej 20 GHz jest wykorzystywany do badań atmosfery — szczególnie pary wodnej, która ma pik absorpcji przy częstotliwości około 22 GHz, czy też zawartości tlenu atomowego, wykorzystując jego pasma absorpcyjne w tym zakresie. Porównując metody mikrofalowe z technikami optycznymi (w zakresie widzialnym i termalnym) należy stwierdzić, że są one szczególnie czułe na geometrię badanej powierzchni i obecność wody. Silna zależność od geometrycznych cech powierzchni, struktury upraw rolnych i naturalnego pokrycia (rozmiary korony drzew,

gałęzi, liści) oraz zawartości wilgoci wykazuje wsteczne rozpraszanie (*backscattering*) fal radarowych. Czułość tych metod na wodę wynika z tego, że woda jest silnie spolaryzowaną molekułą o wysokiej stałej dielektrycznej, około 80, w niskich rejonach spektrum mikrofalowego. Znaczący to, że odbicie od wody jest wysokie, a emisja niska. Dla radarów wzrastająca obecność wody w glebie lub roślinności powoduje wzrost wstecznego rozpraszania, natomiast dla radiometrów (metody bierne) powoduje spadek temperatury jasności (*brightness temperature*) obiektu.



Ryc. 1. Procentowa transmisja atmosfery w funkcji częstotliwości dla różnych mikrofalowych pasm. Według: Carwer, Elachi, Ulaby, 1985

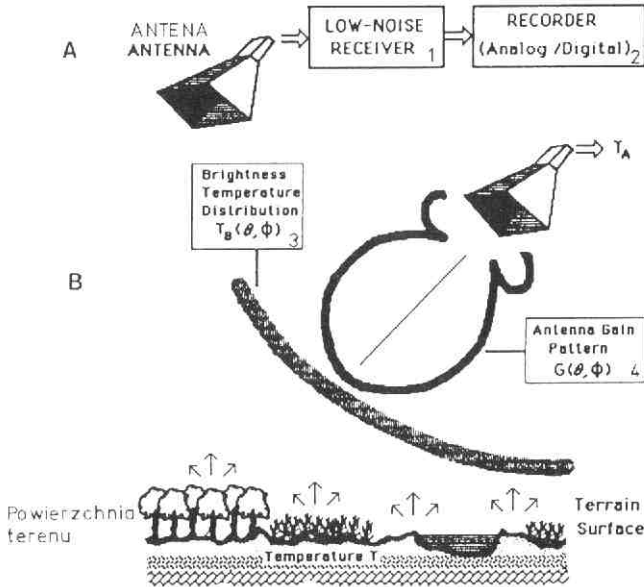
Fig. 1. Atmospheric transmission coefficient (percent) versus frequency at zenith with several microwave bands. From: Carwer, Elachi, Ulaby, 1985

PODSTAWY PASYWNEJ I AKTYWNEJ TELEDETEKCJI MIKROFALOWEJ

Pasywna teledetekcja mikrofalowa

Wszystkie obiekty mające temperaturę wyższą od 0 K emitują energię w postaci promieniowania elektromagnetycznego, która jest rezultatem termicznie wzbudzonych, przypadkowo poruszających się elektronów i protonów. Ta emisja jest w formie szumu elektromagnetycznego, w całym zakresie częstotliwości. Ponadto kierunki emisji jak i polaryzacja są zupełnie przypadkowe. Dla obiektów, których temperatura jest bliska otoczeniu na powierzchni Ziemi, to jest 300 K, termiczne promieniowanie ma maksimum w termalnym zakresie widma około 10 μm . Ten termalny szum jest o 6 rzędów słabszy w zakresie mikrofalowym, ale może być łatwo detekowany

przez radiometry mikrofalowe. Mikrofalowy radiometr składa się z trzech podstawowych zespołów funkcjonalnych: anteny, niskoszumowego odbiornika oraz zespołu przetwarzania i pamięci danych. Przedmiotem pomiaru jest termiczny szum emitowany z powierzchni Ziemi lub atmosfery, ryc. 2.



Ryc. 2. A — Schemat prostego radiometru mikrofalowego składającego się z anteny, niskoszumowego odbiornika (1) oraz układu przetwarzania i zapisu danych (2). B — Schemat pomiaru promieniowania mikrofalowego: 3 — rozkład temperatury jasności $T_B(\theta, \phi)$ emitowanej przez powierzchnię terenu, 4 — przestrzenna charakterystyka wzmocnienia anteny $G(\theta, \phi)$. T — Temperatura jasności powierzchni terenu; T_A — Temperatura jasności powierzchni terenu odebrana przez antenę. Według: Carwer, Elachi, Ulaby, 1985

Fig. 2. A — Simple microwave radiometer showing antenna, reciver, and recording device. B — Schematic diagram measurement of microwave radiation. From: Carwer, Elachi, Ulaby, 1985

Jeżeli antena zostanie zinterpretowana jako zastępczy rezystor generujący szumy dla temperatury (T), wówczas moc szumów otrzymana z anteny może być opisana wzorem $P = B \times T \times \Delta f$, gdzie $B = 1,23 \cdot 10^{-23} J \cdot K^{-1}$ (stała Boltzmanna), Δf — szerokość pasma odbiornika. W istocie na wyjściu skalibrowanego radiometru mikrofalowego otrzymujemy tak zwaną temperaturę anteny (T_A), która jest proporcjonalna do całkowitej mocy szumów otrzymanych z termicznych promieniowania padającego na antenę. Temperaturę anteny możemy opisać wzorem:

$$T_A = \frac{1}{4\pi} \iint_{4\pi} T_B(\theta, \phi) G(\theta, \phi) d\Omega ;$$

gdzie $G(\theta, \phi)$ jest wzmocnieniem anteny w funkcji rozkładu przestrzennego we współrzędnych kątowych — θ i ϕ , $T_B(\theta, \phi)$ — rozkład temperatury jasności (radiacyjnej) padającej na antenę. Temperatura anteny jest sumą antenowych rozkładów ważonych od rozkładów temperatury jasności dla wszystkich wartości kątowych. Temperatura jasności (T_B) jest terminem używanym do wskazania intensywności promieniowania termicznego pochodzącego z powierzchni Ziemi lub atmosfery. Jeżeli obiekt doskonale wypromieniowuje lub absorbuje energię elektromagnetyczną (czyli jest ciałem doskonale czarnym), wówczas temperatura jasności jest równa temperaturze absolutnej obiektu. Ponieważ nie istnieją ciała doskonale czarne, temperatura jasności jest zawsze mniejsza od temperatury promieniującego obiektu. Celem oceny obiektu, z punktu widzenia podobieństwa do ciała doskonale czarnego, wprowadzono pojęcie emisyjności, która równa się $e(\theta, \phi) = T_B/T$ (T — temperatura absolutna). Emisyjność zależy od składu materiału, jego kształtu geometrycznego, częstości obserwacyjnej oraz polaryzacji. Rozpatrując pomiar temperatury z poziomu satelitarneho musimy pamiętać, że zawiera on nie tylko wkład od temperatury obiektu, ale i od emisji atmosfery oraz promieniowania w niej rozproszonego i zawróconego w kierunku anteny. Tych problemów nie mamy, jeżeli rozpatrujemy zakres częstotliwości 1-10 GHz, w którym wpływ emisji i absorpcji w atmosferze jest pomijalnie mały. Dla tych częstotliwości temperatura jasności obiektu wyrazi się wzorem:

$$T_B = e_i(\theta, \phi) T;$$

gdzie e — oznacza emisyjność obiektu, i — kierunek polaryzacji (horyzontalny lub wertykalny), T — fizyczną temperaturę obiektu. W przypadku pasma X (patrz ryc.1) i wyższych częstości wpływ atmosfery musi być uwzględniany.

Temperatura jasności terenu

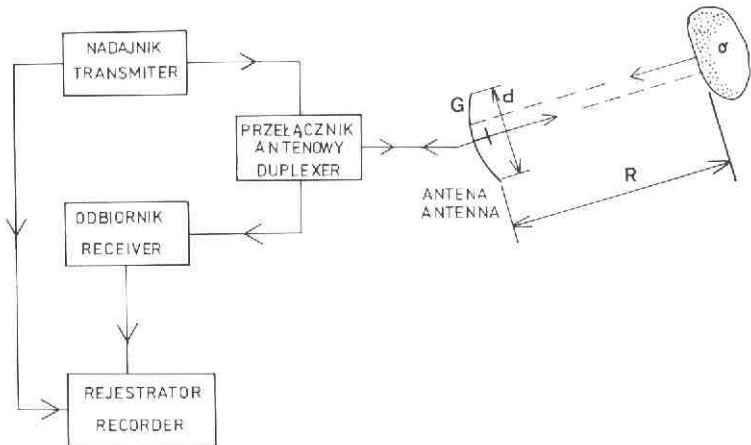
Emisyjność odkrytego gruntu zależy przede wszystkim od jego zbrylenia i wilgotności jak również od parametrów obserwacyjnych takich jak częstotliwość, polaryzacja i kąt padania. Dla niskich częstości (tj. 1-4 GHz) zmiany wilgotności gleby wyraźnie odbijają się na temperaturze jasności. Silna zależność emisyjności gleby od zawartości wilgoci jest wynikiem wysokiej wartości stałej dielektrycznej wody (około 80). Dla porównania sucha gleba ma stałą dielektryczną około 3-4. Powoduje to, że na przykład dla częstości 1,4 GHz współczynnik emisyjności dla suchej gleby (przy zawartości wody poniżej $0,1 \text{ g/cm}^3$) wynosi 0,95 i spada do 0,6 dla gleby wilgotnej (przy zawartości wody około $0,3 \text{ g/cm}^3$). Dodatkową przeszkodą w analizowaniu wilgotności gleby jest szata roślinna oraz nierówności terenu, co ma szczególny wpływ na badania z poziomu satelitarneho. Dla przykładu odkryta gleba o jednorodnej zawartości wilgoci (około $0,34 \text{ g/cm}^3$) z nierównościami średniokwadratowymi gleby rzędu 4 cm ma współczynnik emisyjności około 0,55, natomiast ta sama gleba z nierównościami rzędu 0,8 cm

ma współczynnik 0,8. Emisyjność terenu pokrytego roślinnością zależy od trzech czynników: emisji gleby leżącej pod roślinnością; emisji z warstwy roślinności; emisji z warstwy roślinności odbitej przez glebę i osłabionej przez warstwę roślinności. W rezultacie obecność roślinności redukuje czułość radiometryczną na wilgotność gleby, w porównaniu z odkrytą glebą. Redukcja czułości pomiaru wilgotności w paśmie L (patrz ryc. 1) dla metod radiometrycznych, dla traw i zbóż sięga od 15% do 60%, a dla terenów leśnych do 80%. Świadczy to o skali problemu jaki trzeba rozwiązać przy pomiarach satelitarnych i konieczności wspierania tych pomiarów badaniami naziemnymi.

Aktywna teledetekcja mikrofalowa

Podstawowym instrumentem metod aktywnych jest radar (*R*Adio *D*etection *A*nd *R*anging) analizujący echo odbitej wiązki od obiektu zlokalizowanego na drodze emitowanej fali elektromagnetycznej. Standardowym rozwiązaniem ideowym radaru jest wspólna antena dla części nadawczej i odbiorczej. Blokowy schemat radaru prezentuje ryc. 3. Zwykle radary mierzą czas potrzebny na przebycie drogi do obiektu i z powrotem oraz pole w odległości — R .

Antena emituje w przestrzeń strumień energii zgodnie z przestrzenną charakterystyką wzmocnienia anteny G o mocy P_f . Kierunkiem uprzywilejowanym jest kierunek o największym wzmocnieniu anteny. Inten-



Ryc. 3. Schemat blokowy radaru. G — wzmocnienie anteny (zysk anteny), d — średnica anteny, R — odległość anteny od obiektu, σ — współczynnik rozpraszania wstecznego

Fig. 3. Block diagram of a radar. G — antenna gain, d — diameter of antenna, R — distance between the antenna and the object, σ — coefficient of backscattering

swynosc promieniowania spada z kwadratem odleglosci od anteny zgodnie z czynnikiem $1/(4\pi R^2)$. Czesc sygnalu, ktory osiagnie obiekt jest odbijana w kierunku anteny. Wielkoscia charakteryzujaca obiekt jest efektywny przekroj poprzeczny rozpraszania wstecznego (σ). Definiowany jest jako stosunek mocy odbitej w kierunku radaru do mocy padajacej na obiekt. Antena przechwyci tylko czesc sygnalu odbitego od obiektu. Wielkosc tego sygnalu zalezy od efektywnej powierzchni odbioru $A = G \lambda^2 / (4\pi)$, gdzie λ — jest dlugoscia fali. Oznaczajac przez P_r moc odebrana przez antene otrzymamy uproszczone rownanie radaru opisujace stosunek mocy odebranej do emitowanej:

$$\frac{P_r}{P_f} = G \times \frac{1}{4\pi R^2} \times \sigma \times \frac{1}{4\pi R^2} \times \frac{G \lambda^2}{(4\pi)} = \frac{G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 R^4}.$$

Wzór ten zaniedbuje wpływ atmosfery oraz słuszny jest dla obiektów będących w polu dalekim anteny.

Dla potrzeb zastosowań w teledetekcji wyróżniamy dwa rodzaje systemów radarowych: obrazujące i nieobrazujące.

Do systemów nieobrazujących zaliczamy skaterometri, które mierzą rozpraszające własności obiektu oraz altimetry mierzące odległość (wysokość) radaru od powierzchni terenu, czy też innego obiektu. Skaterometri zwykle mierzą odległość od rozpraszającego obiektu — R , w celu obliczenia współczynnika wstecznego rozproszenia (σ) z detekowanej mocy — P . Altimetry są podobne koncepcyjnie do skaterometrów, ale ich rola ogranicza się głównie do pomiaru odległości od obiektu. Wśród radarów obrazujących stosowanych w teledetekcji najliczniejszą grupę stanowią radary bocznego wybierania (SLAR) i ich odmiana — systemy typu SAR. Szczególnie te ostatnie odgrywają znaczącą rolę w badaniach z pułapu satelitarnego, ze względu na uzyskiwane duże rozdzielczości przestrzenne.

Intensywność sygnału docierającego do radaru zależy w głównej mierze od współczynnika wstecznego rozpraszania (σ), którego wartość i rozkład przestrzenny jest funkcją własności obiektu. Podstawowymi czynnikami wpływającymi na wielkość współczynnika rozpraszania wstecznego (σ) są: kąt padania fali, jej częstotliwość i polaryzacja oraz stała dielektryczna ośrodka i jego geometryczne kształty. Większość naturalnych obiektów jest częściowo przepuszczalna dla zakresu mikrofalowego. Promieniowanie padające na powierzchnię gruntu jest częściowo rozpraszane, a pozostała jego część jest transmitowana przez warstwy terenu. Jeżeli mamy do czynienia z ośrodkiem niejednorodnym wówczas ma miejsce rozpraszanie na niejednorodnościach w całej objętości obiektu. Daje ono również swój wkład w sygnał osiągający radar. Celem oceny wielkości wejścia sygnału w ośrodek, wprowadzono pojęcie głębokości penetracji (δ) rozumianej jako głębokość, na której nastąpił spadek intensywności sygnału wejściowego do wartości $(1/e)$, wartości początkowej. Głębokość penetracji jest zależna głównie od strat absorpcyjnych oraz od strat pochodzących od rozpraszania objętościowego.

Wielkość absorpcji jest łatwa do obliczenia, ponieważ zależy jedynie od średnich stałych materiałowych (ϵ , μ) dla danego ośrodka. Natomiast obliczenie strat związanych z rozpraszaniem jest znacznie trudniejsze, ponieważ jest ono funkcją kształtu, rozmiaru i stałych materiałowych rozpraszającego elementu. Jednak dla oszacowania głębokości penetracji ignorujemy straty pochodzące od rozpraszania, uznając, że główny wkład pochodzi od strat absorpcyjnych. Współczynnik absorpcji naturalnych obiektów zależy od dwóch czynników: długości fali penetrującej obiekt oraz zawartości wody w ośrodku. Wzrost długości fali powoduje zwiększenie głębokości penetracji gruntu według funkcji proporcjonalnej do $\lambda^2 \div \lambda^3$. Wzrost zawartości wody w ośrodku powoduje wzrost absorpcji i tym samym spadek głębokości penetracji gruntu. Chropowatość (zbrzylenie), gruntu ma podstawowe znaczenie dla fal rozpraszanych na granicy ośrodków. Obiekt gładki w porównaniu z długością fali wykazuje silną zależność kierunkowego rozpraszania od kąta padania. W miarę wzrostu chropowatości efekt ten słabnie. Istotną własnością dającą się wykorzystywać w badaniach teledetekcyjnych jest częściowa zmiana polaryzacji fali padającej na granicy ośrodków. Dysponując anteną mającą możliwość analizy stanu polaryzacji możemy powiększyć zasób informacji o obiekcie.

Zastosowanie teledetekcyjnych metod mikrofalowych do pomiarów wilgotności gruntu

Wśród teledetekcyjnych technik pomiarowych wilgotności gleb, techniki mikrofalowe, zarówno pasywne jak i aktywne, uznaje się za najdokładniejsze. Wynika to z wysokiej stałej dielektrycznej wody, co powoduje znaczne różnice w sygnale dla różnych poziomów jej zawartości. Zmiana stałej dielektrycznej powoduje zmianę emisyjności gruntu. Poniżej prezentowana jest zależność stałej dielektrycznej gruntu od wilgotności dla wybranych mikrofalowych częstotliwości, ryc. 4.

Metody pasywne polegają na radiometrycznym pomiarze intensywności emisji z powierzchni gleby. Emisja ta jest proporcjonalna do temperatury powierzchni i powierzchniowej emisji, co jest równoważne temperaturze jasności obiektu. Temperatura jasności T_B może być wyrażona w sposób następujący:

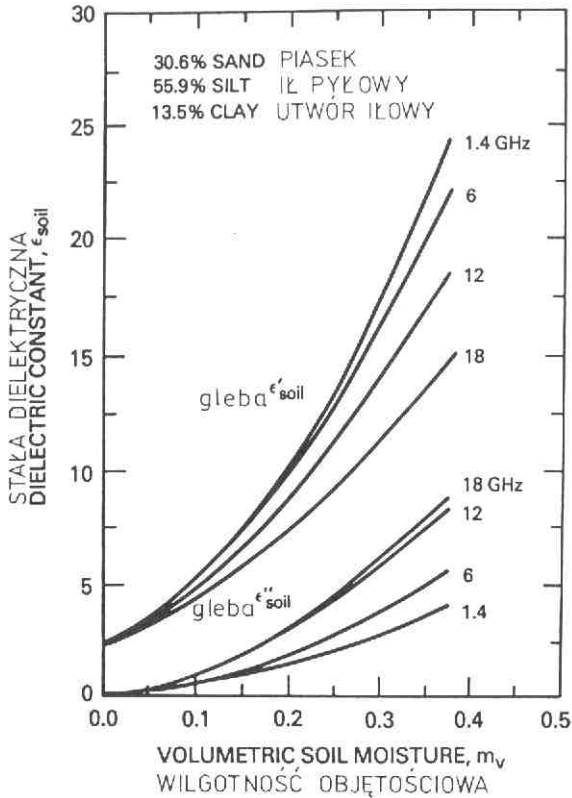
$$T_B = t(H) \cdot [rT_{sky} + (1 - r)T_{soil}] + T_{atm};$$

gdzie $t(H)$ — jest transmisją atmosfery dla radiometru wykonującego pomiary z wysokości H nad gruntem, r — jest współczynnikiem odbicia gładkiego gruntu, T_{soil} — jest temperaturą gleby, T_{atm} — jest średnią temperaturą powietrza, T_{sky} — jest wkładem od odbitego promieniowania nieba.

Wówczas gdy w pomiarach teledetekcyjnych używane są fale o długości większej niż 3 cm (najlepsze do pomiarów wilgotności gruntu), transmisja atmosfery wynosi około 99%. Ponieważ sumaryczna temperatura nieba

Ryc. 4. Wykresy rzeczywistej (ϵ') i urojonej (ϵ'') części stałej dielektrycznej w funkcji wilgotności objętościowej dla gleby ilastej dla czterech różnych częstotliwości. Według: Ulaby, Moore, Fung, 1986

Fig. 4. An illustration of the real (ϵ') and imaginary (ϵ'') part of the dielectric constant as a function of volumetric moisture content for a loamy soil measured at four frequencies. From: Ulaby, Moore, Fung, 1986



i atmosfery wynosi około 5 K, to w porównaniu do temperatury gleby są one do zaniedbania i ostateczny wzór przybierze postać:

$$T_B = (1 - r) T_{\text{soil}} = e T_{\text{soil}};$$

gdzie $e = (1 - r)$ jest emisyjnością i zależy od składu gruntu, jego zbrzylenia (nierówności) i obecności pokrycia roślinnego. Jest to wzór podstawowy dla wstępnych porównań pomiarowych radiometrycznych z innymi pomiarami eksperymentalnymi.

Metody aktywne dają nam informacje o zawartości wilgoci w ośrodku na podstawie pomiaru radarowego współczynnika wstecznego rozpraszania (σ). Na jego wartość wpływają dwa czynniki: rozproszenie wsteczne pochodzące od roślinności (σ_v) oraz rozproszenie wsteczne pochodzące od gleby (σ_s), tłumione o wartość L (absorpcja gruntu), przez pokrywę roślinną.

Relację tę możemy zapisać w następujący sposób:

$$\sigma = \sigma_v + \sigma_s / L.$$

Rozpraszanie fali padającej na glebę w funkcji zawartości wilgoci może być opisane przez równanie:

$$\sigma_s = R \alpha M;$$

gdzie R jest chropowatością terenu, α — czułością (podatnością) ośrodka na wilgotność, M — jest objętościową zawartością wilgoci w glebie. R i α są funkcjami częstotliwości, polaryzacji i kąta padania. Niestety nie ma dotychczas modelu teoretycznego niezbędnego do niezależnego oszacowania tych czynników. Wymaga to empirycznej oceny wpływu R i α na podstawie naziemnych badań, dla znalezienia relacji między rozpraszaniem a wilgotnością gleby. Na szczęście dla obu metod mikrofalowych (aktywnej i pasywnej) wsteczne rozpraszanie i temperatura jasności są funkcją liniową wilgotności. Ułatwia to analizę innych czynników wpływających na sygnał, z których cztery podstawowe omówimy dokładniej.

Chropowatość (zbrzylenie) gruntu

Mikrofalową emisyjność (e) gruntu w tym przypadku rozważamy, odnosząc się głównie do współczynnika odbicia (r), dzięki zależności $e = 1 - r$. Dla gruntów o powierzchni gładkiej możemy współczynnik odbicia obliczać na podstawie wzorów Fresnela. Problemy w ocenie tego zjawiska następują, gdy mamy do czynienia z nierównościami gruntu znacznie większymi od długości fali. B.J. Choudhury i in. (1979) zaproponowali opisanie współczynnika odbicia dla tego typu sytuacji wzorem uzyskanym i potwierdzonym na drodze empirycznej w warunkach laboratoryjnych:

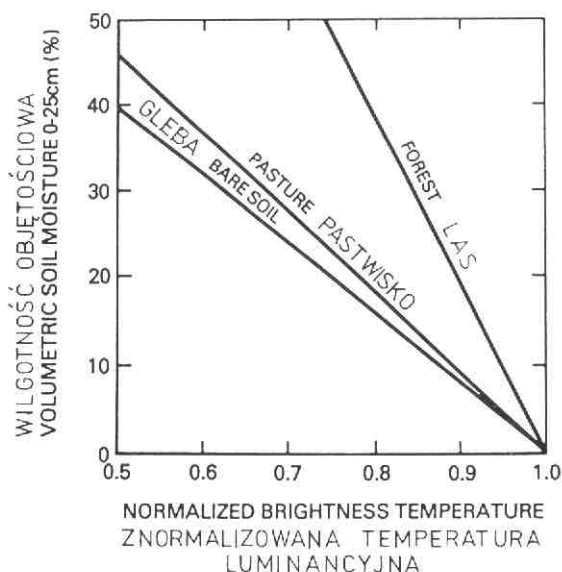
$$r = r_o \exp(-h\theta);$$

gdzie r_o — jest współczynnikiem odbicia dla powierzchni gładkiej, h — jest średnim kwadratowym odchyleniem nierówności gruntu, θ — jest kątem padania fali. Ponieważ w wielu wypadkach mamy do czynienia z przypadkowo ustawioną strukturą nierówności, wówczas równanie to jest niezależne od kąta padania fali. Przechodząc do wpływu nierówności na pomiar wilgotności, należy stwierdzić, że nierówności powodują wzrost emisyjności gruntu i tym samym powodują spadek czułości na pomiar wilgotności obiektu, dając zwiększony wkład do mierzonego sygnału. Wpływ chropowatości terenu na sygnał docierający do radaru był omawiany w poprzednim rozdziale. Doświadczenia wykazały, że można zminimalizować ten wpływ, jeżeli kąt padania wiązki radarowej będzie mieścił się w zakresie 15° - 20° .

Pokrycie roślinne

Efekt pokrycia roślinnego na pomiar wilgotności gruntu ma charakter najbardziej złożony i trudny w wielu przypadkach do oszacowania. Wielu

autorów proponowało szereg modeli traktujących roślinność jako warstwę absorbującą, a czynniki uzupełniające matematyczny opis tego modelu uzyskiwano na drodze empirycznej. Niestety, w większości przypadków w modelach tych musiano uwzględniać parametry aparaturowe dla precyzyjnych oszacowań, co przy modelach empirycznych jest dosyć częstą sytuacją. Jednak, dla wstępnych oszacowań modele proponowane w literaturze dawały dobre rezultaty. Poniżej prezentowany wykres przedstawia efekty pokrycia roślinnego na znormalizowaną temperaturę jasności, ryc. 5.



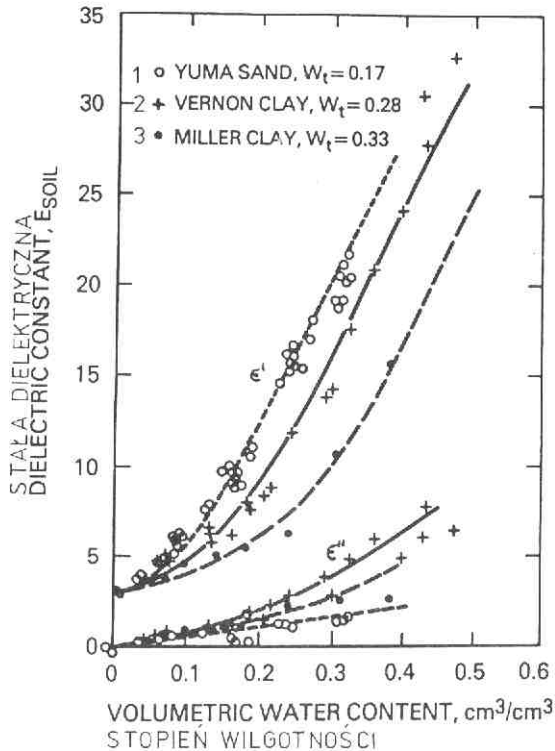
Ryc. 5. Wykresy zależności między znormalizowaną temperaturą luminacyjną (jasności), a wilgotnością objętościową gleby dla gleby odkrytej oraz pokrytej różnego typu roślinnością. Według: Jackson, 1982

Fig. 5. An illustration of the relationships between normalized brightness temperature and soil moisture for bare soil and different types of vegetation. From: Jackson, 1982

Skład gruntu

Wpływ składu gruntu na emisyjność w zakresie mikrofalowym wydaje się być oczywisty, ponieważ zawartość gliny, piasku, kamieni, czy też innych osadów, decyduje o utrzymaniu się wody w wierzchnich warstwach gruntu i tym samym decyduje o emisyjności obiektu. Stąd też wyższą wilgotność mierzymy w glebach o charakterze gliniastym, niż piaszczystym. Dla metod aktywnych skład gruntu będzie miał wpływ na głębokość penetracji fali, jak i na wielkość sygnału odbitego na granicy ośrodków powietrze — grunt.

Poniżej prezentowane są wykresy obrazujące te efekty, uzyskane empirycznie w warunkach laboratoryjnych przez J.R. Wang a i T.J. Sch mug ge (1980), ryc. 6.



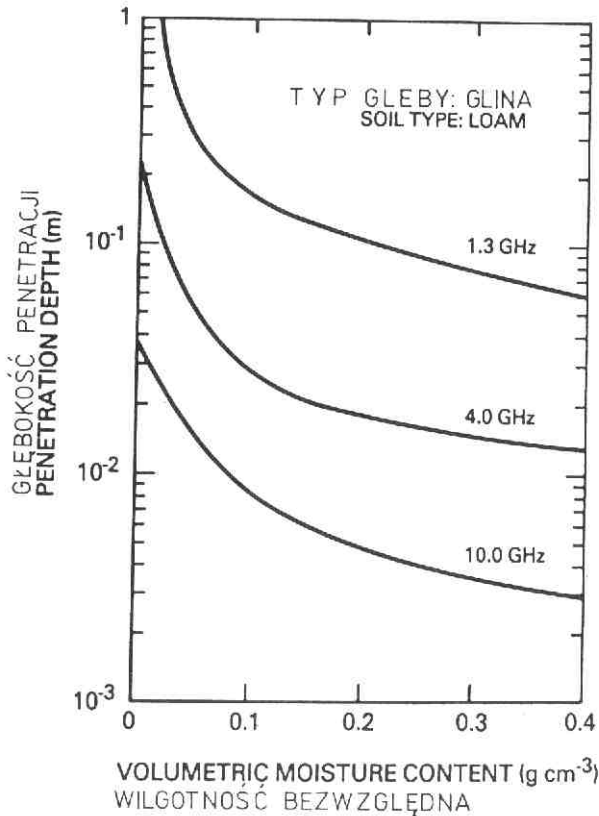
Ryc. 6. Porównanie laboratoryjnych pomiarów rzeczywistej (ϵ') i urojonej (ϵ'') części stałej dielektrycznej i założonego modelu (krzywa gładka) dla trzech typów gleb (1 — piaski Yuma, 2 — utwór pyłowy Vernon, 3 — utwór pyłowy Miller) w funkcji stopnia wilgotności, dla długości fali 21 cm. Według: Wang, Sch mug ge, 1980

Fig. 6. A comparison of laboratory measurements of the real (ϵ') and imaginary (ϵ'') parts of the dielectric constant and model predictions (smooth curves) for three soils as a functions of moisture content at a wavelength of 21 cm. From: Wang and Sch mug ge, 1980

Głębokość penetracji mikrofal

Głębokość penetracji mikrofal w grunt jest przede wszystkim funkcją zawartości wilgoci oraz częstotliwości. Charakter tej funkcji ma postać złożoną i przebiegi krzywych uzyskuje się głównie na drodze doświadczalnej. Ponieważ pomiary laboratoryjne wykazują dość dobrą powtarzalność, można przyjąć, w rozważaniach ogólnych, dane z literatury jako bazę do oceny

wplywu głąbokości penetracji mikrofal na określenie zawartości wody w gruntach. Zwykle interesuje nas pytanie z jak grubej warstwy otrzymano sygnał, co jest podstawą do rozważań problemów agrotechnicznych i hydrologicznych. Ponadto, do odpowiednio postawionego zadania dobieramy długość fali. Poniżej prezentowane są typowe charakterystyki głąbokości penetracji w funkcji wilgotności dla trzech częstotliwości, ryc. 7.



Ryc. 7. Wykres głąbokości penetracji w funkcji wilgotności bezwzględnej dla trzech różnych częstotliwości dla gleby gliniastej. Według: Ulaby, Moore, Fung, 1982

Fig. 7. An illustration of penetration depth as a function of moisture content for three frequencies. From: Ulaby Moore, Fung, 1982

WNIOSKI

Na podstawie analizy czterech wyżej wymienionych czynników (chropowatości, szaty roślinnej, składu mechanicznego gruntu i głąbokości penetracji mikrofal) należy stwierdzić, że dla prawidłowej oceny ich wplywu

na określenie zawartości wilgoci w glebie na drodze pomiarów mikrofalowych, pomiary powinny być wykonywane w kilku zakresach długości fal, przy różnych warunkach pomiarowych. Z wyżej wymienionych czynników najtrudniejszym do interpretacji jest wpływ pokrycia roślinnego. Oszacowaniu tego wpływu należy poświęcać najwięcej uwagi w badaniach i modelowaniu empirycznym.

LITERATURA

- Carver K.R., Elachi Ch., Ulaby F.T., 1985: *Microwave Remote Sensing from Space*. Proceedings of the Institute of Electrical and Electronics Engineers, Inc. (IEEE), Vol.73, No.6, ss. 970-996.
- Choudhury B.J., Chang A.T.C., Salomonson V.V., Schmugge T.J., Wang J.R., 1979: *Preliminary Results of SAR Soil Moisture Experiment, November 1975*. National Aeronautics and Space Administration Technical Paper 1404, Washington DC.
- Engman E.T., 1991: *Applications of Remote Sensing of Soil Moisture for Water Resources and Agriculture*. Remote Sensing of Environment, Vol. 35, ss. 213-226.
- Gardiol F.E., 1984: *Introduction to Microwaves*. Artech House, Dedham, Massachusetts.
- Jackson T.J., Schmugge T.J., 1991: *Vegetation Effects on the Microwave Emission of Soils*. Remote Sensing of Environment, Vol. 36, ss. 203-212.
- Jackson, T.J., Schmugge T.J., Wang J.R., 1982: *Passive microwave remote sensing of soil moisture under vegetation canopies*. Water Resources Research, No.18, ss. 1137-1142.
- Paloscia S., Pampaloni P., 1992: *Microwave Vegetation Index for Detecting Biomass and Water Conditions of Agricultural Crops*. Remote Sensing of Environment, Vol. 40, ss. 15-26.
- Schmugge T.J., 1983: *Remote sensing of soil moisture: Recent advances*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, GE-21, No.3, ss. 336-344.
- Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K., 1981: *Microwave remote sensing*, Vol.1. Artech House, Dedham, Massachusetts.
- Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K., 1982: *Microwave remote sensing*, Vol.2. Artech House, Dedham, Massachusetts.
- Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K., 1986: *Microwave remote sensing*, Vol.3. Artech House, Dedham, Massachusetts.
- Wang J.R., Schmugge T.J., 1980: *An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content*. IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, vol. 18, str. 288-295.

Summary

This paper presents a basic information on microwave remote sensing. Physical background and working principles of microwave devices for active and passive methods are described in the first part of this paper. Applications for measurement of the soil moisture are shown in the second part.

Maszynopis złożono w redakcji: 1993.04.30