

CAPITOLO 4
NEVE E MICROONDE

4.1 – INTRODUZIONE

L'utilizzo di dati a microonde, combinati ad un modello elettromagnetico che ne renda possibile una corretta interpretazione, può essere molto utile nelle aree montane dove le misure locali non sono disponibili o il tele-rilevamento da satellite nelle bande dell'ottico è impedito dalla presenza di nubi.

La presenza di acqua liquida nel manto nevoso causa rapidi cambiamenti nei cristalli di ghiaccio che lo compongono. Durante il processo di scioglimento i cristalli si trasformano in grandi grani arrotondati che crescono rapidamente fino a dimensioni di 1-2 mm. Durante la fase di rigelo notturno, che di solito interessa i primi 10 cm della copertura nevosa, i cristalli si aggregano in grani policristallini che formano croste superficiali di notevole durezza. Questa trasformazione influenza le proprietà della neve, che si modificano in accordo con i cicli giornalieri di fusione e rigelo.

Dal momento che la conversione da ghiaccio in acqua richiede calore, il processo dello scioglimento della neve è legato al flusso e all'accumulo di energia nel manto nevoso. La sorgente di energia che causa lo scioglimento include la radiazione netta ad onda lunga e corta (H_{sn} and H_{ln}), la convezione dall'aria H_s (calore sensibile), il vapore di condensazione H_l (calore latente), la conduzione dal suolo H_g e il calore di avvezione di precipitazione H_p . Questi flussi sono misurati in W/m^2 . L'equazione del bilancio energetico che descrive l'energia disponibile per la fusione della neve, H_m , può essere scritta in questa forma (Male e Granger, 1981; Ranzi e Rosso, 1991):

$$H_i + H_m = H_{sn} + H_{ln} + H_s + H_l + H_g + H_p$$

dove H_t denota le variazioni dell'energia termica accumulata dalla neve.

La capacità dei radiometri a microonde di osservare le variazioni stagionali della neve ed in particolare la sua fusione è stata oggetto di numerose ricerche sia sperimentali che teoriche (e.g. *Ulaby et al*, 1986, *Tsang et al*, 2000). Misure condotte fra 3 GHz e 90 GHz hanno messo in evidenza la sensibilità dell'emissione a microonde rispetto al tipo di neve, o alla temperatura, al contenuto in acqua liquida ed all'equivalente in acqua. A frequenze più basse l'emissione di neve asciutta è per lo più influenzata dalle condizioni del terreno e dalla stratificazione del manto. Alle frequenze più alte tuttavia, il ruolo giocato dallo scattering di volume aumenta e l'emissività appare sensibile all'equivalente in acqua della neve (*Ulaby et al*, 1986). Se la neve si scioglie, la presenza di acqua liquida nello strato superficiale determina un aumento di emissività (*Pampaloni et al*, 2001); questo è dovuto alla transizione fra scattering volumetrico e superficiale. Lo spettro medio della temperatura di brillantezza, T_b , mostra che T_b della neve asciutta e ricongelata diminuisce con la frequenza, mentre la T_b di neve umida primaverile aumenta (*Macelloni et al*, 2001).

Passerò ora in rassegna alcuni studi ed osservazioni rilevanti condotti in precedenza sull'argomento dagli studiosi Ulaby e Stiles (1980) ed altri sullo scattering, backscattering ed emissione della neve.

4.2 – MECCANISMI FISICI E MODELLI EMPIRICI

PER SCATTERING DI VOLUME

La neve asciutta è un misto di acqua e ghiaccio; di conseguenza, la sua costante

dielettrica (ϵ') è una funzione della densità ρ_s e delle relative costanti dielettriche dell'aria (unitaria) e del ghiaccio. La costante dielettrica relativa del ghiaccio puro è di $\epsilon'_i = 3.15$ ed è indipendente dalla temperatura e dalla frequenza nella regione delle microonde. Quindi, in effetti, la costante dielettrica della neve asciutta, ϵ'_{ds} , è governata dalla densità ρ_s che, sotto le condizioni dello strato nevoso naturale, di solito varia oltre il livello 0.2-0.5 g ρ m⁻³. Il livello corrispondente per ϵ'_{ds} è di 1.4-2. Se la neve contiene acqua in forma liquida, la costante dielettrica della neve diventa una funzione crescente rispetto al contenuto m_v (percentuale di volume) di acqua liquida, ma la sua grandezza raramente eccede 4 (e di solito non eccede 3) per il livello del valore di m_v comunemente incontrato sotto condizioni naturali.

In contrasto con la relativamente debole dipendenza di ϵ' da m_v , la parte immaginaria, ϵ'' , è estremamente sensibile alla presenza del liquido acqua nella neve mista, e la maggiore sensibilità di ϵ'' rispetto a m_v avviene per valori compresi tra 0 e 0.5 %. A 9.375 GHz, per esempio, Cumming (1952) trovò che ϵ'' per la neve asciutta (con densità $\rho_s = 0.38$ g ρ m⁻³) è circa $1.2 \cdot 10^{-3}$ con T = -1°C. Aumentando m_v da zero a 0.5%, ϵ'' aumenta di più di un ordine di grandezza, il che corrisponde ad una diminuzione nella profondità di penetrazione (δ_p) della stessa entità. Questa dipendenza di δ_p da m_v è illustrata dalla Figura 4.2.1 nella pagina seguente per 4, 10 e 20 GHz.

Nella stessa figura le curve mostrate sono calcolate usando, in parte, dati dielettrici misurati e, in parte, estrapolazioni di frequenza basate su dati misurati. L'uso della estrapolazione è dovuta alla disponibilità limitata dei dati sperimentali riguardanti le proprietà dielettriche della neve bagnata.

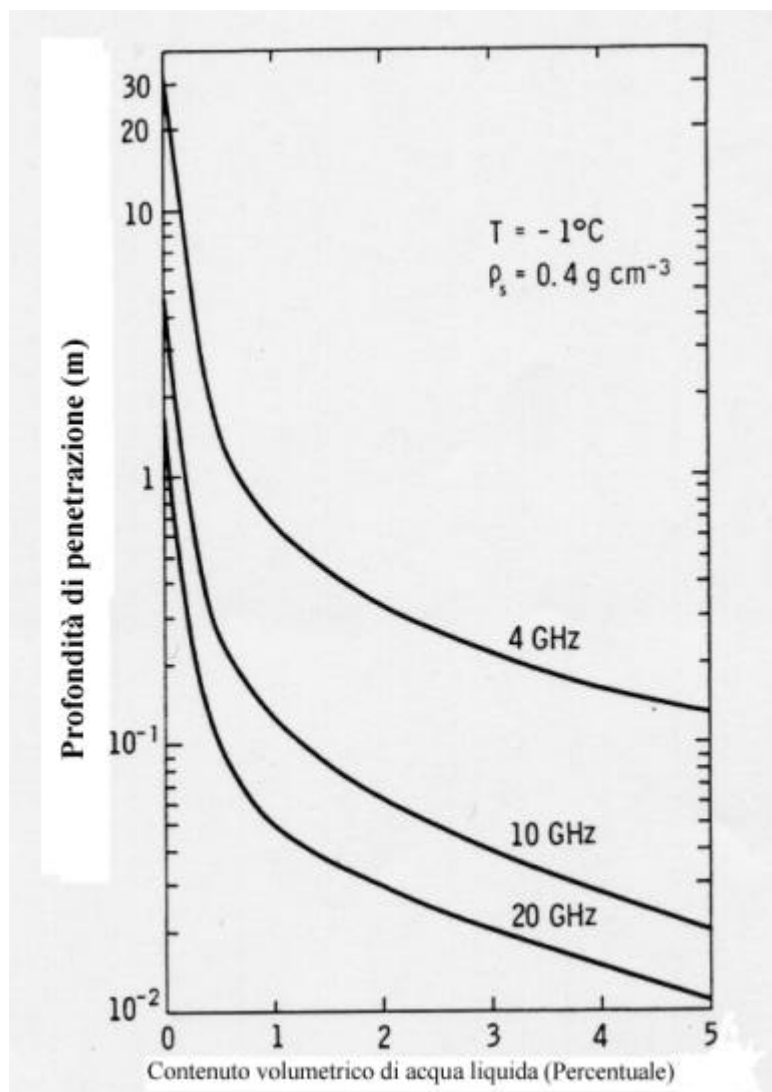


Figura 4.2.1 La profondità di penetrazione della neve δ_p decresce rapidamente all'aumentare del contenuto di acqua liquida, specialmente nelle immediate vicinanze del valore di $m_v = 0$ (Adattato da "Microwave remote sensing" Volume 1 di Fawwaz T. Ulaby, Richard K. Moore e Adrian K. Fung, 1986).

Come è stato affermato in precedenza, δ_p della neve è di solito inferiore a 3, perfino per le condizioni di neve bagnata. Questo vuol dire che la trasmissione significativa attraverso il *confine* può verificarsi al di sopra di un range ampio di angoli θ , e per entrambe le polarizzazioni orizzontale e verticale. Nel punto più basso per esempio $\delta_{as} \approx 0.98$ per la neve asciutta con $\rho_s = 0.4$ e per la neve con m_v al 5%, $\delta_{as} \approx 0.9$. La diffusione di volume entro la neve è causata principalmente

dalle particelle di ghiaccio, la cui costante dielettrica relativa è circa 3.15.

In generale sia la diffusione di superficie che di volume sono importanti: nella retro-diffusione la diffusione dovrebbe essere dominata dal confine acqua-neve o dalla superficie del terreno se la neve è sufficientemente asciutta. In angoli di più ampia incidenza dovrebbe dominare la diffusione di volume, ma la forma angolare della curva di diffusione è influenzata da altri fattori. Quando la neve è molto bagnata, al punto che la penetrazione è trascurabile, la diffusione di volume può essere ignorata.

≡≡ NEVE ASCIUTTA

La costante dielettrica relativa della neve asciutta, ϵ_{ds} , è di solito fra 1.4 e 2.0 a seconda della densità della neve. Se il suolo sottostante è ghiacciato la costante dielettrica relativa ϵ_s è di circa 3.0.

Questi valori sono essenzialmente indipendenti sia dalla temperatura (al di sotto della possibilità di congelamento) sia dalla frequenza per l'intero campo delle microonde. Il valore di ϵ_{as} è una funzione di ϵ_s , l'angolo di incidenza θ e la configurazione di polarizzazione p (v oppure h). Allo stesso modo, ϵ_{sg} è governato da ϵ_{ds} , ϵ_s , l'angolo di rifrazione nella neve, (θ') e p .

Per il valore di ϵ_s e per la gamma di valori di ϵ_{ds} indicati sopra si giunge alla seguente relazione:

$$\epsilon_{as} \epsilon_{sg} \approx 0.01 \text{ per } \theta \approx 70^\circ$$

sia per $p=v$ e sia per $p=h$.

Si noti che se il confine di superficie non è liscio la sua capacità di riflessione sarà

più piccola della sua capacità di riflessione speculare e perciò la quantità sul lato destro della disuguaglianza sopra sarà anche più piccola di 0.01. Quindi la quantità $1 - \frac{\alpha_{as}}{L^2}$, che spiega le riflessioni multiple fra confini acqua-neve e acqua-terreno può essere data uguale all'unità con un errore di meno dell'1% (ricordiamo $L \gg 1$).

Se un errore di una minore percentuale è considerato tollerabile, una maggiore semplificazione può essere fatta trascurando il fattore $\frac{\alpha_{sg}}{L}$. Questo è giustificato dal fatto che $\alpha_{sg} < 0.05$ per $\theta < 70^\circ$, e perciò $\frac{\alpha_{sg}}{L}$ è anche inferiore. Ulaby e Stiles (1980) osservarono la temperatura radiometrica apparente del suolo coperto di neve come una funzione della profondità dello strato di neve d con l'aumentare di strati orizzontali di neve in passi di circa 30-40 cm.

Nelle Figure 4.2.2 - 4.2.3 - 4.2.4 delle pagine seguenti si può osservare la variazione misurata dalla T_{AP} (temperatura apparente) rispetto al contenuto in acqua equivalente alle frequenze di 10.7, 37 e 94 GHz.

La T_{AP} è confrontata graficamente con l'equivalente in acqua della neve W piuttosto che con la profondità d per eliminare la dipendenza del coefficiente di estinzione α_e nella densità della neve ρ_s . Assumendo che α_e vari linearmente con la densità ρ_s , il prodotto $\alpha_e d$ può essere scritto per mezzo del coefficiente di estinzione della massa α_{em} nel modo seguente:

$$\alpha_e d = \alpha_{em} \rho_s d = \alpha_{em} W$$

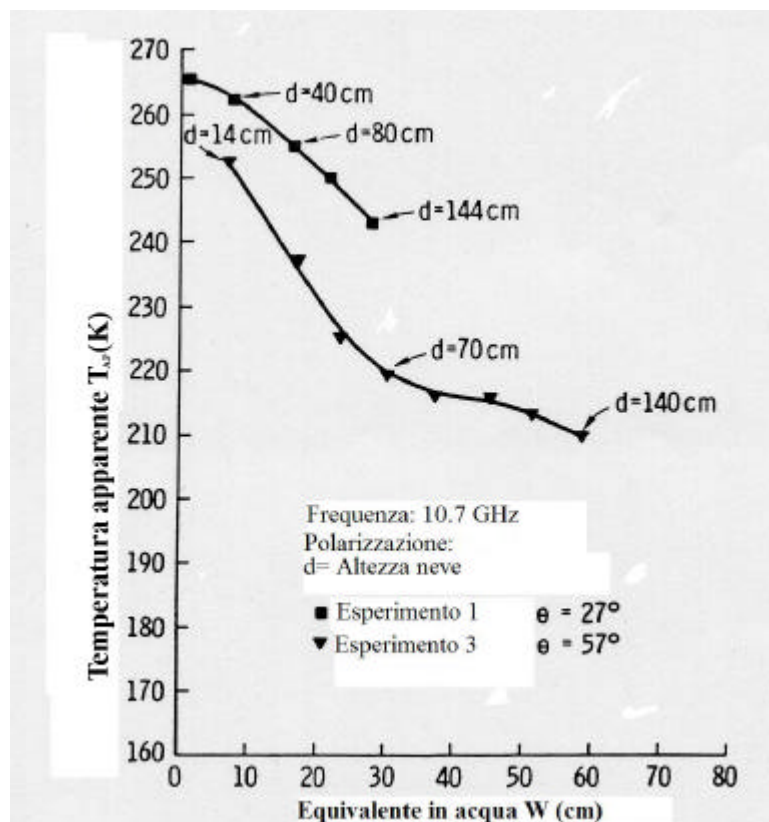


Figura 4.2.2 ? Variazioni di T_{AP} misurate in funzione dell'equivalente in acqua a 10.7 GHz e dell'angolo di incidenza (Ulaby e Stiles, 1980) (Adattato da "Microwave remote sensing" Volume 1 di Fawwaz T. Ulaby, Richard K. Moore e Adrian Fung, 1986).

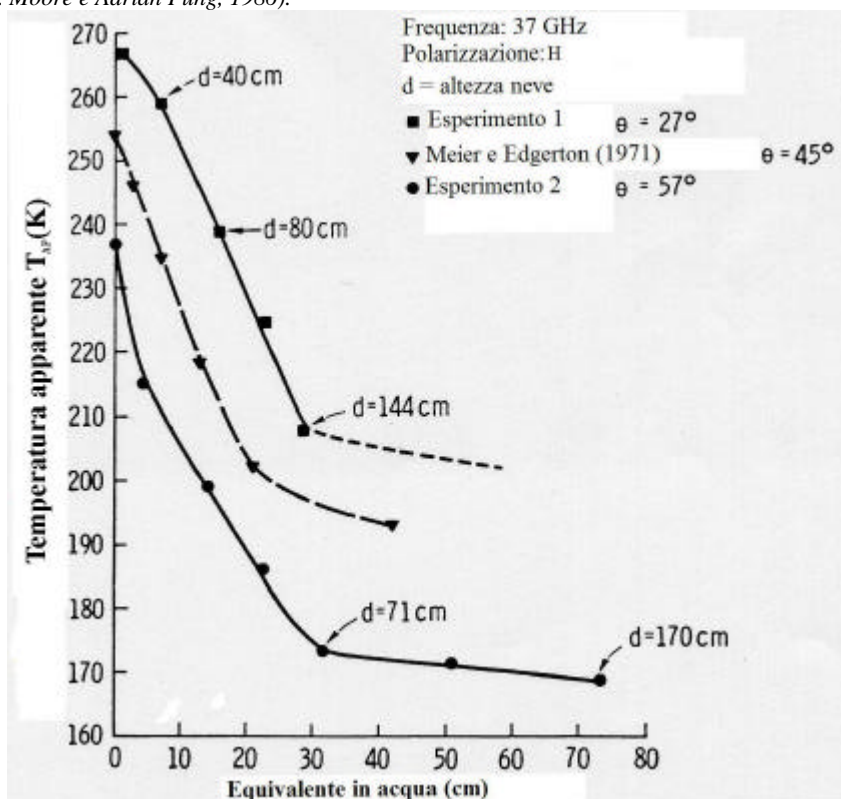


Figura 4.2.3 ? Variazioni di T_{AP} misurate in funzione del contenuto in acqua a 37 GHz (Ulaby e Stiles, 1980) (Adattato da "Microwave remote sensing" Volume 1 di Fawwaz T. Ulaby, Richard K. Moore e Adrian Fung, 1986).

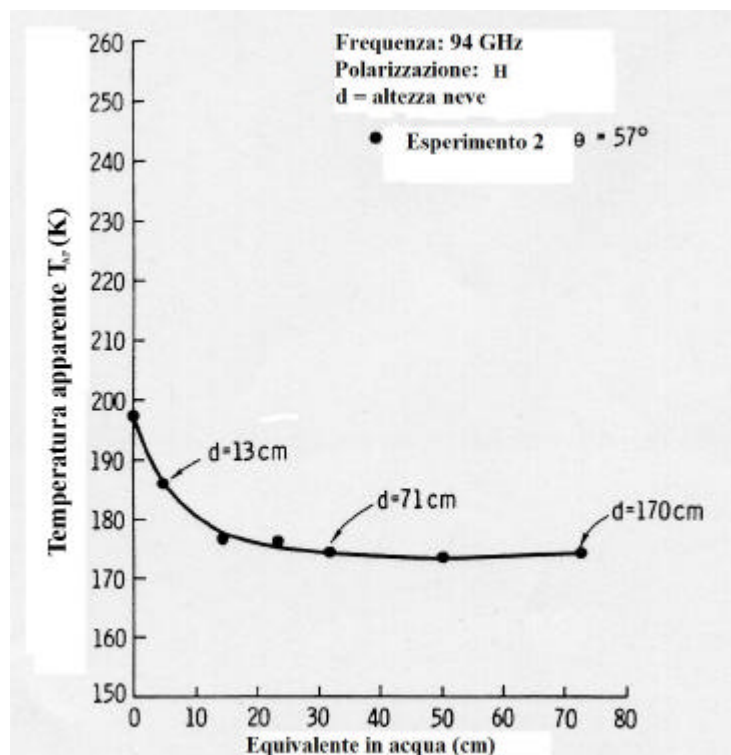


Figura 4.2.4 ? Variazioni di T_{AP} misurate in funzione del contenuto in acqua a 94 GHz (Ulaby e Stiles, 1980) (Adattato da "Microwave remote sensing" Volume 1 di Fawwaz T. Ulaby, Richard K. Moore e Adrian Fung, 1986).

A seguito della conversione delle misure del loro T_{AP} per la capacità di emissione includendo (con approssimazione) i contributi della radiazione atmosferica emessa verso il basso diffusa dalla neve entro la direzione dell'antenna radiometrica, Ulaby e Stiles (1980) ricavarono una formula per esprimere l'emissività della neve (e_{pack}). La formula è la seguente:

$$e_{pack} = A + B \exp(-\tau_{em} W \sec \theta)$$

dove $A = \tau_{as} (1 - a)$ dove A è l'albedo e τ_{as} è la trasmittività dell'interfaccia aria-neve

$$e B = \tau_{as} \tau_{sg} \tau_{a}$$

Essa fornisce un buon adeguamento ai dati della capacità di emissione derivata, come dimostrato nella Figura 4.2.5 della pagina seguente:

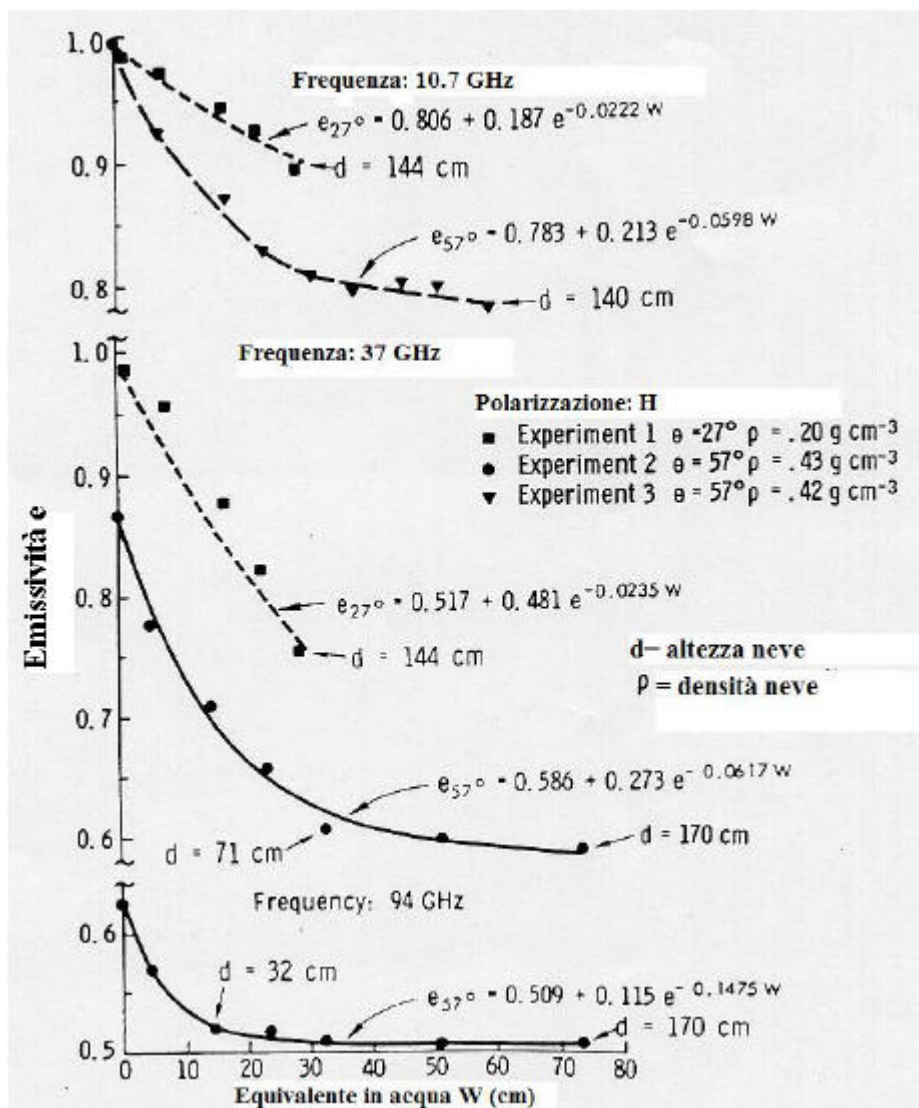


Figura 4.2.5 ? Variazioni dell'emissività della neve in funzione del contenuto in acqua a 10,7, 37 e 94 GHz (Ulaby e Stiles, 1980) (Adattato da "Microwave remote sensing" Volume 1 di Fawwaz T. Ulaby, Richard K. Moore e Adrian Fung, 1986).

NEVE BAGNATA

Si consideri uno strato di neve con una densità $\rho = 0.4 \text{ g cm}^{-3}$. Ora, si supponga che il contenuto in acqua liquida della neve m_v debba aumentare da 0% al 3% in volume. A 10 GHz la profondità di penetrazione τ_p diminuirà da circa 4.8 m per $m_v = 0$ a 4 cm per $m_v = 3\%$.

Così la presenza di una piccola quantità di acqua liquida nel volume della neve

copre effettivamente i contributi di emissione del suolo se la profondità di inclinazione della neve d_{sec} è maggiore di $3\lambda_p$, poiché in questo caso $L > 20$.

Il contenuto di acqua liquida influenza anche le grandezze della trasmissività ϵ_{as} (attraverso la costante dielettrica della neve bagnata ϵ_{ws}) e l'albedo a , data da

$$a \approx \frac{\epsilon_s}{\epsilon_a \epsilon_s}$$

Lo scattering di volume ed i coefficienti di assorbimento ϵ_s e ϵ_a sono correlati:

- I. Al valore della costante dielettrica relativa degli elementi di scattering (particelle di ghiaccio con strato superficiale di acqua) e a quelli dell'ambiente circostante (aria);
- II. Alla distribuzione della misura delle particelle (misurate in unità di lunghezza d'onda);
- III. Alla densità della neve ϵ_s .

Una differenza più significativa fra ϵ_s e ϵ_a tuttavia, è che ϵ_a è molto più sensibile ai cambiamenti di contenuto di acqua liquida di quanto non lo sia ϵ_s . Questo è dovuto al fatto che ϵ_s è influenzato, in primo luogo dalla parte reale della costante dielettrica delle particelle di scattering, mentre ϵ_a è influenzato principalmente dalla parte immaginaria; per esempio, a 10 GHz, un mutamento in m_v da 0% al 3% risulta un piccolo cambiamento (circa il 10%) in ϵ_{ws} della neve mista, mentre ϵ_{ws} cambia di due ordini di grandezza. Le esatte dipendenze di ϵ_s e ϵ_a da m_v non sono ben capite anche se è nota la distribuzione della particella media. Questo è dovuto in parte alla complessa geometria del misto acqua-neve, che può includere strati superficiali di acqua, così come sacche di acqua nello spazio tra particelle

sferiche di ghiaccio.

Sebbene sia difficile stabilire una relazione esatta tra l'albedo a ed il contenuto di acqua liquida m_v , è evidente che a dovrebbe decrescere con l'aumentare di m_v , a causa del rapido incremento di τ_a con l'aumentare di m_v . Queste considerazioni portarono Stiles ed Ulaby (1980) a modellare la variazione della temperatura apparente T_{AP} con m_v usando una espressione empirica della formula

$$T_{AP}(m_v) = A + B \exp(Cm_v)$$

dove A, B e C sono costanti per una data frequenza, per angolazione e per configurazione di polarizzazione.

Questi modelli danno utili informazioni relativamente alle tendenze che l'emissione della neve mostra come funzione dell'equivalente in acqua e del contenuto di acqua liquida, ma non forniscono dati sui livelli corretti in una scala assoluta.

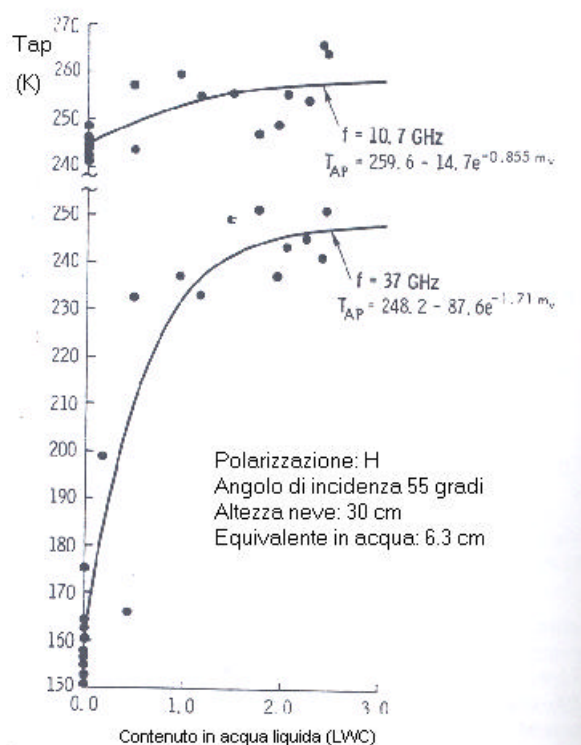


Figura 4.2.6.: Variazione di T_{ap} (temperatura apparente) in funzione di LWC (Stiles e Ulaby, 1980) (Adattato da "Microwave remote sensing" Volume 1 di Fawwaz T. Ulaby, Richard K. Moore e Adrian Fung, 1986).

In figura 4.2.6. è rappresentata la variazione della temperatura apparente (T_{ap}) in funzione del contenuto in acqua liquida (LWC).

4.3 ? COMPORTAMENTO DELL'EMISSIONE DELLA NEVE

In seguito darò una breve descrizione delle proprietà di propagazione dell'energia elettromagnetica della neve.

Uno strato di neve asciutta è un mezzo dielettrico che consiste in cristalli di ghiaccio in un ambiente circondato di aria. La neve bagnata è un mezzo in qualche modo più complicato.

Partendo dall'assunzione che le particelle di ghiaccio nella neve siano sferiche, l'assorbimento, lo scattering e lo scioglimento incrociano sezioni di ogni particella di ghiaccio.

I parametri di propagazione di un mezzo che contiene particelle di scattering sono l'assorbimento di volume ed i coefficienti di scattering τ_a e τ_s rispettivamente, la cui somma è definita come coefficiente di fusione τ_e , per cui

$$\tau_e = \tau_a + \tau_s$$

L'albedo a del mezzo è dato da:

$$a = \frac{\tau_s}{\tau_e}$$

Lo scattering sia in neve asciutta e sia in neve bagnata è attribuito alle particelle di ghiaccio nella neve. Ignorando la mutua interazione tra le particelle di ghiaccio nella neve, si può scrivere $\tau_s = \tau_{si}$ dove τ_{si} è la somma delle sezioni di incrocio

dello scattering di tutte le sfere di ghiaccio contenute in un volume unitario

$$\sigma_s = \sum_{j=1}^{N_v} \sigma_{s_j}(r_j, n),$$

dove N_v è il numero di densità delle sfere di ghiaccio.

Nel caso generale, il coefficiente di assorbimento σ_a consiste di due componenti,

$$\sigma_a = \sigma_{ai} + \sigma_{ab}$$

dove σ_{ai} spiega l'assorbimento di sfere di ghiaccio e σ_{ab} spiega l'assorbimento dell'ambiente circostante. Queste quantità sono date dalla relazione

$$\sigma_{ai} = \sum_{j=1}^{N_v} \sigma_{ai_j}(r_j, n)$$

e

$$\sigma_{ab} = 2k_0(1 - v_1)n_b'' + 2\sigma_0(1 - v_1)$$

dove $\sigma_0 = \frac{2\sigma}{\sigma_0}$ e dove v_i è la frazione di volume delle particelle di ghiaccio.

Per la neve asciutta, l'ambiente circostante è l'aria e $n_b'' = 0$.

Per la neve bagnata l'ambiente circostante è il misto acqua-neve, per cui $n_b'' \neq 0$.

Alla luce delle osservazioni precedenti, analizzando il comportamento dell'emissione della neve, si possono così individuare 3 linee di interesse:

- I. Gli aspetti teorici dell'emissione della neve;
- II. Le osservazioni sperimentali su un ampio spettro di condizioni della neve;
- III. Le osservazioni satellitari e le potenziali applicazioni.

4.4 ? IL COMPORTAMENTO DI RETRODIFFUSIONE DELLA NEVE

In generale, il coefficiente di retro-diffusione di un terreno coperto di neve può consistere nei diretti contributi che risultano da:

1. La retro-diffusione nell'interfaccia neve-aria;
2. La retro-diffusione nel volume di neve;
3. La retro-diffusione nella superficie del terreno sottostante;

e nondimeno può consistere nei contributi indiretti ricavati dall'interazione fra il volume di neve e i confini dello strato di neve.

MODELLO DI RETRODIFFUSIONE PER LA NEVE ASCIUTTA

Poiché lo squilibrio dielettrico del confine acqua-neve è limitato per la neve asciutta, il coefficiente di riflessione è altrettanto limitato, la qual cosa implica che il contributo di retro-diffusione della superficie nevosa può essere trascurato rispetto all'importanza di altri contributi, tranne quando ci si trova in condizioni di normale incidenza. Questo fatto implica che le molteplici riflessioni che coinvolgono i confini superiori ed inferiori dello strato di neve sono molto più limitate dei contributi diretti e quindi possono essere ignorate.

Dal momento che la scabrezza della superficie nevosa superiore non è significativa, un manto nevoso asciutto è di solito modellizzato come uno strato disomogeneo con un confine superiore liscio ed un confine inferiore ruvido. Questo strato è costituito da particelle di ghiaccio situate a caso, caratterizzate

dalla costante dielettrica relativa ϵ_i e dal raggio effettivo r . La densità dello strato è ρ_s , la sua profondità è d , la costante dielettrica del terreno è ϵ_g e la funzione di correlazione della superficie del terreno è $\rho(\rho)$.

MODELLO DI RETRODIFFUSIONE PER LA NEVE BAGNATA

Mentre la scabrezza della superficie nevosa esercita un effetto trascurabile sulla retro-diffusione della neve quando lo strato nevoso è asciutto, ha invece una forte influenza sul manto nevoso quando la neve è bagnata. Questo comportamento è correlato alla permittività dielettrica media della neve. La permittività relativa per la neve asciutta con una tipica densità di 0.25 g cm^{-3} è di circa 1.5, confrontato con 2.6 a 6GHz per la neve che contiene il 10% di acqua liquida. Le riflettività di Fresnel corrispondenti ad un'incidenza normale sono 0.01 per la neve asciutta e 0.06 per la neve bagnata, ossia la riflettività della neve bagnata è superiore a quella della neve asciutta di un fattore di 6. Di conseguenza, quando viene costruito un modello di retrodiffusione (backscattering) per la neve bagnata, il confine superiore di neve è trattato come una superficie ruvida, in contrasto con il caso della neve asciutta, nel quale tale confine è considerato come un'interfaccia liscia.

In aggiunta alla causa per cui aumenta la permittività dello strato di neve, la presenza di acqua liquida nel volume di neve provoca un significativo aumento nel fattore dielettrico di perdita dello strato nevoso, ϵ_s'' . A sua volta questo risulta in un ampio aumento del coefficiente di assorbimento, laddove è ridotta

l'importanza relativa del contributo del terreno. Quindi, per ridurre la complessità del modello, l'interfaccia neve-terreno è data di solito da un confine liscio. Questo modello è stato usato, unitamente al metodo di "trasferimento radiativo" per calcolare la curva solida mostrata nella Figura 4.4.1.

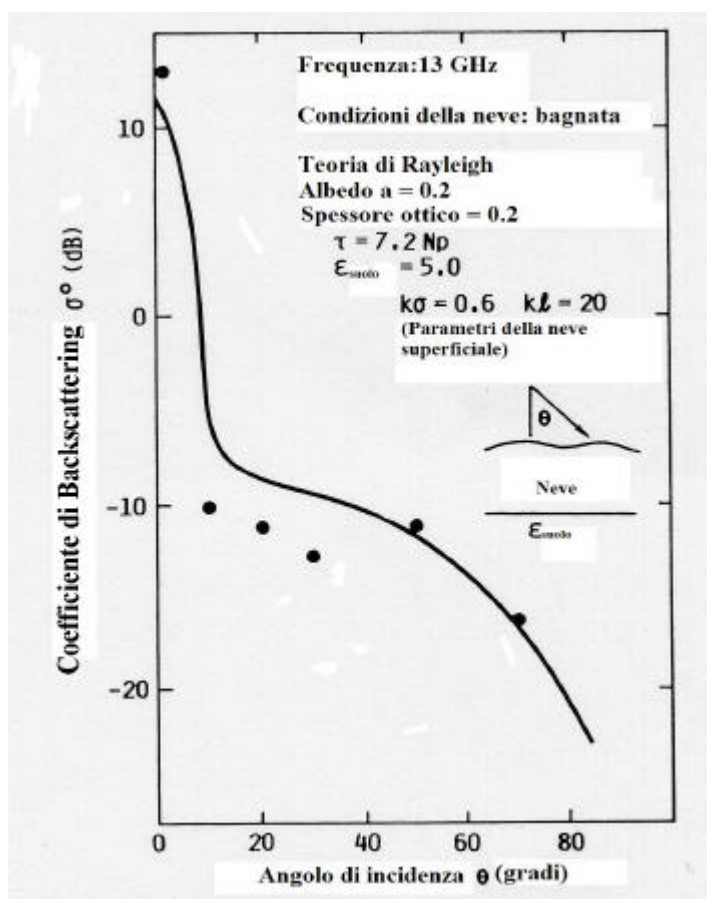


Figura 4.4.1 ? Variazioni del coefficiente di backscattering in funzione dell'angolo di incidenza (Ulaby e Stiles, 1980) (Adattato da "Microwave remote sensing" Volume 1 di Fawwaz T. Ulaby, Richard K. Moore e Adrian Fung, 1986).