

ALMA MATER STUDIORUM - UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

Corso di laurea in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia

STIMA DI PRECIPITAZIONE NEVOSA DA SATELLITE

Tesi di laurea di:
Massimo Valeri

Relatore:
Prof. Vincenzo Levizzani

Co-relatore:
Dott. Sante Laviola

Sessione II
Anno Accademico 2010-11

Sommario

1	INTRODUZIONE	1
2	INTERAZIONE DELLA RADIAZIONE CON I CRISTALLI DI GHIACCIO E GLI AGGREGATI IN NUBE	3
2.1	Equazione di trasferimento radiativo	4
2.2	Interazione della radiazione con particelle di ghiaccio e neve.....	8
3	METODOLOGIE DI OSSERVAZIONE DELLA NEVE IN ATMOSFERA DA SATELLITE 11	
3.1	Microonde passive.....	11
3.2	Radar meteorologico	16
3.3	Cloud Profiling Radar	17
4	IL MODELLO 183-Water Strong Lines	21
4.1	Interazione tra precipitazione e misure alle microonde	21
4.2	Base fisica e del modello 183-WSL	22
4.3	Schematizzazione del modello 183-WSL	23
4.4	Copertura nevosa e snowfall nel modello 183-WSL	25
5	CASI DI STUDIO	32
5.1	5-6 marzo 2001, New England.....	33
5.2	25 gennaio 2004, sud-est degli Stati Uniti	37
6	CONCLUSIONI	41
7	ACRONIMI	46

1 INTRODUZIONE

Nel corso dell'ultimo decennio, uno dei principali campi di ricerca nell'ambito della fisica delle nubi da satellite è lo studio delle proprietà dei cristalli di ghiaccio in nube per giungere ad una stima quantitativa della precipitazione nevosa finora mai affrontata. In corrispondenza con il progresso scientifico nella materia, la letteratura scientifica si è accresciuta di una serie nutrita di articoli a dimostrazione di quanto questo argomento sia di attualità e di notevole interesse. L'importanza della tematica deriva principalmente dal fatto che la precipitazione nevosa è una componente fondamentale della precipitazione complessiva alle medio - alte latitudini e, di conseguenza, la sua stima, nonché la sua previsione, risulta cruciale per il miglioramento dei modelli previsionali, per lo studio del ciclo idrologico e dell'impatto a livello meteorologico e climatico di eventi legati a tale tipo di fenomeno.

Le metodologie utilizzate negli studi prevedono una fase di acquisizione dei dati e una fase di elaborazione degli stessi. Nella prima fase vengono acquistati dei dati forniti da particolari sensori. In questa tesi ci soffermeremo in particolare sull'utilizzo della banda spettrale delle microonde vista la particolare sensibilità di questo range di frequenze al vapore acqueo presente in atmosfera e la disponibilità dei sensori Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU).

L'elaborazione dei dati avviene mediante algoritmi appositamente studiati per la ricerca e le applicazioni operative. Con l'aumento della disponibilità e della qualità dei dati sono stati sviluppati una serie di modelli molto accurati per l'identificazione delle aree precipitanti e la stima dell'intensità della precipitazione. Tali algoritmi si basano essenzialmente su due tipi di approcci: l'assorbimento e lo scattering. I primi ricavano i parametri microfisici delle particelle in nube attraverso l'emissione termica delle idrometeore stesse in corrispondenza delle bande di assorbimento di ossigeno e vapore acqueo. I secondi invece sfruttano le proprietà diffusive delle idrometeore ghiacciate al top della nube.

Bisogna considerare che gli sforzi fatti fino a pochi anni fa si sono concentrati sull'identificazione e la stima di fenomeni di precipitazione liquida (Levizzani et al. 2007). Nonostante l'importanza della precipitazione nevosa solo negli ultimi anni si è cercato di sviluppare algoritmi per il retrieval degli eventi di snowfall cercando di superare le limitazioni tecniche che ne avevano impedito lo sviluppo precedentemente. Questo ritardo è stato causato principalmente da due motivi:

- le particelle ghiacciate e liquide risultano indistinguibili se si utilizzano lunghezze d'onda nel visibile e nell'infrarosso; se invece si utilizzano frequenze superiori ai 100 GHz questo problema viene, almeno in parte, ovviato;

- le proprietà emissive delle particelle di ghiaccio sono ben più complicate rispetto a quelle in fase liquida a causa della loro non sfericità. A questo proposito sono state sviluppate una serie di approssimazioni con lo scopo di semplificare la teoria (es. Liu, 2004).

Il primo ostacolo è stato superato con l'utilizzo dei sensori alle microonde e con la disponibilità sempre maggiore di dati.

Per quanto riguarda la seconda problematica, essa viene trattata nel secondo capitolo, introducendo l'equazione di trasferimento radiativo ed esponendo alcune approssimazioni e semplificazioni per utilizzarla anche in presenza di idrometeore ghiacciate.

Superate queste iniziali difficoltà ci si è concentrati su come utilizzare i dati alle microonde sviluppando diversi metodi. In uno dei primi lavori riguardanti l'analisi di snowfall Kongoli et al. (2003) hanno mostrato come attraverso l'utilizzo di combinazioni lineari di diverse frequenze, corrispondenti alle bande di assorbimento dell'ossigeno e del vapore acqueo, sia possibile definire schemi di retrieval degli eventi di precipitazione nevosa. Un approccio più statistico, basato sul teorema di Bayes (Noh et al., 2006) prevede un database che connette le temperature di brillantezza (brightness temperature, BT), ricavate con l'utilizzo delle microonde, all'intensità di precipitazione nevosa. Nel corso di questa tesi, più precisamente nel terzo capitolo, presentiamo anche un ulteriore metodo per il retrieval dello snowfall basato sull'utilizzo del radar, in particolare del Cloud Profiling Radar (CPR) lanciato a bordo del satellite CloudSat (Liu, 2008).

Il range spettrale delle microonde è stato variamente e largamente utilizzato nella stima della precipitazione, ma praticamente mai per l'analisi di precipitazioni nevose. Gli sforzi fatti si sono generalmente soffermati sulla definizione delle distribuzioni dimensionali delle particelle di ghiaccio (Bennartz and Petty, 2001; Weng and Grody, 2000), sulla stima dell'ice water path (IWP) (Zhao et al., 2002), sull'analisi della copertura nevosa e quindi dello snow water equivalent e dello snow depth (Kongoli et al., 2004, 2007).

Il tema centrale di questo lavoro però rimane l'utilizzo delle microonde passive per l'analisi e la stima dello snowfall. Proprio per questo nel quarto capitolo illustriamo il modello Water Strong Lines at 183 GHz (183-WSL), algoritmo concepito da Laviola and Levizzani (2008, 2009) inizialmente per la stima dei rain rate attraverso l'utilizzo delle microonde, ma in seguito ulteriormente sviluppato per la stima degli snow rate e di altri prodotti che vedremo nel prosieguo. Nello stesso capitolo saranno esposti anche alcuni esempi rilevanti su come il modello venga utilizzato, analizzeremo i risultati in uscita dall'algoritmo e li confronteremo con altri metodi per il retrieval degli eventi di snowfall allo scopo di capire la qualità dei dati in uscita dal modello e le reali possibilità di utilizzo del 183-WSL.

2 INTERAZIONE DELLA RADIAZIONE CON I CRISTALLI DI GHIACCIO E GLI AGGREGATI IN NUBE

Il processo fondamentale per il trasferimento di energia in atmosfera è l'interazione tra la radiazione elettromagnetica e i costituenti atmosferici. I gas e le particelle aerodisperse in atmosfera interagiscono con la radiazione elettromagnetica modificandone le caratteristiche fisiche (ampiezza, fase, lunghezza d'onda), a seconda della loro struttura e peculiarità, assorbendola o diffondendola in tutte le direzioni. I vari metodi di remote sensing (capitolo 3) sfruttano l'estinzione del segnale iniziale (segnale sorgente) da parte di questi costituenti, nel nostro caso le varie idrometeore, per misurare le proprietà del mezzo attraversato dal segnale. Il remote sensing si basa sul principio che ad ogni lunghezza d'onda a cui si ha assorbimento di radiazione corrisponde l'emissione di radiazione elettromagnetica, in accordo con la legge di Kirckhoff. La legge di Kirckhoff stabilisce che, in condizioni locali di equilibrio termodinamico (LTE), ad ogni lunghezza d'onda (o frequenza) in cui si ha assorbimento si ha anche emissione di radiazione elettromagnetica, per cui vale l'uguaglianza tra i coefficienti di assorbimento ed emissione ($a = \epsilon$).

La radianza misurata dipende dalla temperatura e dalla distribuzione dei gas nella porzione di atmosfera osservata quindi, conoscendo tale dipendenza, si vanno a misurare proprio tali grandezze.

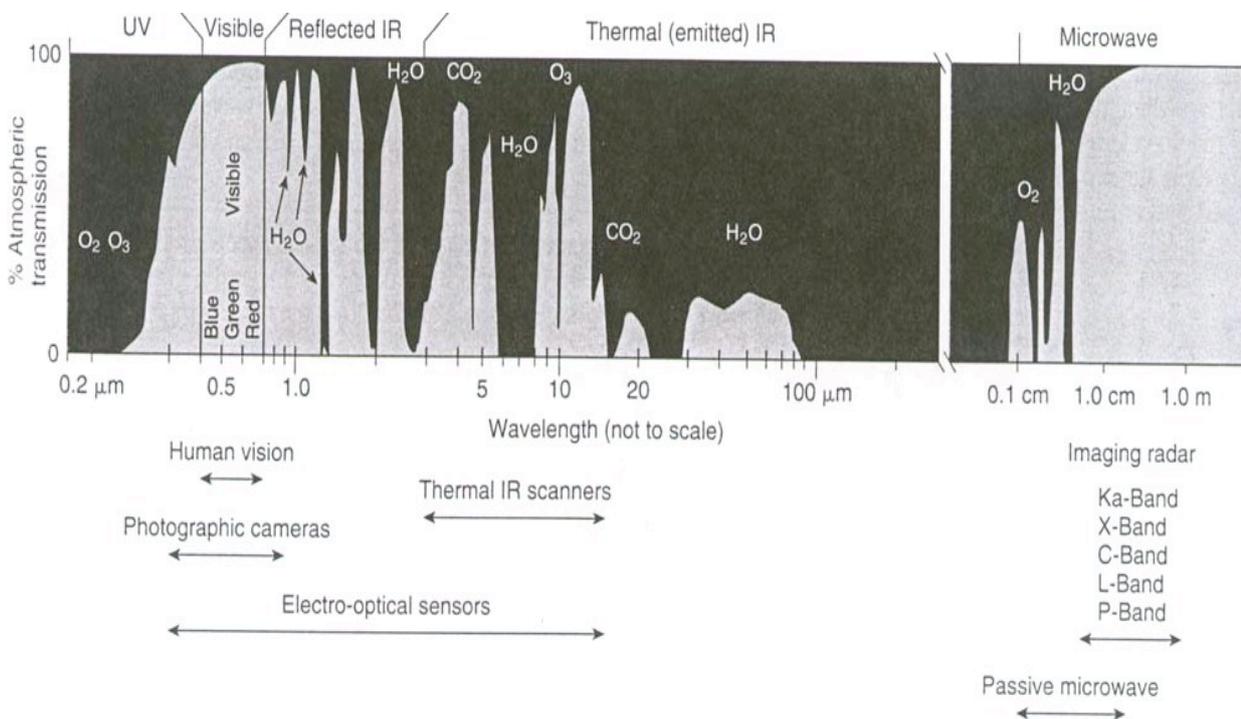


Figura 2.1 Spettro di assorbimento atmosferico.

2.1 Equazione di trasferimento radiativo

L'equazione di trasferimento radiativo descrive la distribuzione spazio-angolare dell'intensità di radiazione I_ν ad una data frequenza ν ed a un dato istante t , la quale si propaga in un mezzo attraverso la sezione A nella direzione di osservazione Ω lungo un certo percorso s .

Risulta intuitivo capire che l'intensità della radiazione diminuisce con il propagarsi del fascio nel mezzo; questa diminuzione è causata dalla contemporanea presenza di due fenomeni, uno è l'assorbimento da parte del mezzo di parte della radiazione, mentre l'altro è la diffusione, cioè la deviazione di parte della radiazione dalla sua direzione originaria.

Nel nostro ambito questa trattazione matematica è molto importante per valutare come i mezzi assorbenti e diffusivi naturali presenti in atmosfera (nubi, precipitazione, ecc.) incidano sull'estinzione di parte dell'emissione terrestre.

Nel proseguo di questa tesi verrà trattato anche il modello 183-WSL, che utilizza l'equazione di trasferimento radiativo per quantificare questa estinzione in termini di temperatura di brillantezza (Laviola and Levizzani, 2008, 2009).

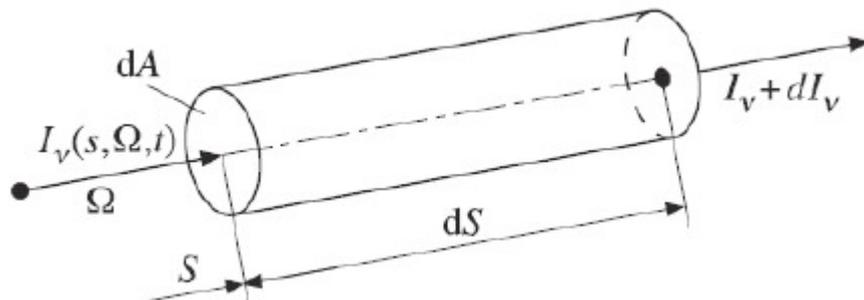


Figura 2.2 Rappresentazione della semplice geometria cilindrica utilizzata per descrivere la trasformazione dell'energia totale dall'intensità iniziale I_ν a quella finale $I_\nu + dI_\nu$.

Consideriamo ora un volume cilindrico infinitesimo $dA ds$ la cui asse principale coincida con il percorso s della radiazione; possiamo indicare la variazione di intensità del flusso della radiazione incidente nel seguente modo:

$$dI_\nu(s, \Omega) dA d\Omega d\nu dt \quad (2.1)$$

con dA superficie infinitesima attraversata, $d\Omega$ angolo solido infinitesimo della direzione di propagazione, dv intervallo della banda di frequenza attorno a ν e dt intervallo di tempo infinitesimo. Se chiamiamo W_ν l'incremento della radiazione I_ν , allora possiamo esprimere l'incremento di energia del fascio incidente nel volumetto considerato come

$$W_\nu dA ds d\Omega dv dt \quad (2.2)$$

La grandezza W_ν risulta essere molto importante per i nostri scopi; a livello matematico può essere espressa come la derivata dell'intensità di radiazione rispetto all'unità di percorso

$$W_\nu = \frac{dI_\nu(s, \Omega)}{ds} \quad (2.3)$$

ma assume una rilevanza maggiore se esplicitata attraverso i diversi elementi rappresentativi dei meccanismi di interazione tra materia e radiazione.

Prendiamo in esame un mezzo assorbente, emittente e diffusivo, avremo:

$$W_\nu = W_E - W_A + W_{IS} - W_{AS} \quad (2.4)$$

Attraverso questa formulazione possiamo valutare i diversi contributi (positivi e negativi) alla variazione di radiazione.

Valuteremo ora i diversi termini dell'equazione 2.4, il loro diverso contributo ed eventuali approssimazioni che ci permettano di semplificare il ragionamento.

Il termine W_E indica l'incremento di energia di radiazione causata dall'emissione di radiazione da parte del mezzo attraversato; in condizioni di LTE (equilibrio termico locale) possiamo esprimere tale grandezza nel seguente modo

$$W_E = \gamma_\nu(r) I_\nu(\nu, T(r)) = \gamma_\nu(r) \left[\frac{2h\nu^3 n^2}{c^2} \frac{1}{\left[\exp\left(\frac{h\nu}{kT}\right) - 1 \right]} \right] \quad (2.5)$$

dove $\gamma_\nu(r)$ rappresenta il coefficiente di assorbimento spettrale per unità di percorso, mentre il termine tra parentesi quadre descrive la funzione di Planck in termini di frequenza per una sostanza con indice di rifrazione n ad una temperatura T .

Possiamo ora proseguire il ragionamento facendo una semplificazione; utilizziamo l'approssimazione di Rayleigh-Jeans che può essere utilizzata nel caso in cui

$$\frac{h\nu}{kT} \ll 1 \quad (2.6)$$

e tale condizione risulta verificata ai nostri fini pratici visto che utilizziamo frequenze abbastanza basse.

Sviluppiamo in serie di Taylor il termine esponenziale e riscriviamo l'intensità di radiazione come

$$I_\nu(\nu, T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\left[\left(1 + \frac{h\nu}{kT} + \dots\right) - 1 \right]} \approx \frac{2n\nu^2}{c^2} kT \quad (2.7)$$

così da calcolare il trasferimento radiativo in termini di temperatura di brillantezza.

Il secondo termine della 2.4 rappresenta la frazione di energia persa a causa dell'assorbimento della radiazione da parte del mezzo che, per unità di frequenza, angolo solido e tempo ed in condizioni di LTE possiamo scrivere come

$$W_A = \gamma_\nu(s) I_\nu(s, \Omega) \quad (2.8)$$

Gli ultimi due termini indicano il bilancio in energia della radiazione diffusa in tutte le direzioni, in particolare W_{IS} indica la quantità di radiazione che viene diffusa dal mezzo nella direzione dell'osservatore, mentre W_{AS} rappresenta la componente di radiazione diffusa in tutte le altre direzioni (compresa la direzione Ω).

$$W_{IS} = \frac{1}{4\pi} \sigma_\nu(s) \iint_{4\pi} I_\nu(s, \Omega') p_\nu(\Omega') d\Omega' \quad (2.9)$$

$$W_{AS} = \sigma_\nu(s) I_\nu(s, \Omega) \quad (2.10)$$

con $\sigma_v(s)$ coefficiente di diffusione spettrale e $p_v(\Omega')$ funzione di fase spettrale normalizzata all'unità.

Sostituiamo ora le grandezze esplicitate nella relazione 2.4

$$\frac{dI_v(s, \Omega)}{ds} + [\gamma_v(s) + \sigma_v(s)]I_v(s, \Omega) = \gamma_v(s)I_v[T(s)] + \frac{1}{4\pi} \sigma_v(s) \iint_{\Omega'=4\pi} I_v(s, \Omega') p_v(\Omega') d\Omega' \quad (2.11)$$

che possiamo esprimere in maniera più compatta come

$$\frac{1}{\beta_v(T)} \frac{dI_v(s, \Omega)}{ds} + I_v(s, \Omega) = S_v(s) \quad (2.12)$$

con

$$S_v(s) = (1 - \omega_v)I_v(T(s)) + \frac{1}{4\pi} \sigma_v(s) \iint_{\Omega'=4\pi} I_v(s, \Omega') p_v(\Omega') d\Omega' \quad \text{funzione sorgente} \quad (2.13)$$

$$\beta_v(s) = \gamma_v(s) + \sigma_v(s) \quad \text{coefficiente di estinzione spettrale} \quad (2.14)$$

$$\omega_v = \frac{\sigma_v(s)}{\gamma_v(s) + \sigma_v(s)} \quad \text{albedo spettrale} \quad (2.15)$$

È molto importante innanzitutto capire che molti aspetti di questa teoria vengono da noi trascurati, o comunque fortemente semplificati per soffermarci maggiormente sui fini pratici di nostro interesse; vediamo ora un paio di esempi rappresentativi di alcune situazioni particolari.

Nel nostro primo esempio la radiazione interagisce con un mezzo completamente diffusivo, cioè essa non viene né assorbita né emessa (top delle nubi fredde). In queste condizioni $\omega_v(s) = 1$ e ciò fa sì che il termine di emissione di Planck sia nullo e il coefficiente di emissione spettrale sia $\beta_v(s) = \sigma_v(s)$ dando così un'ulteriore formulazione della 2.12

$$\frac{1}{\sigma_v(s)} \frac{dI_v(s, \Omega)}{ds} + I_v(s, \Omega) = \frac{1}{4\pi} \sigma_v(s) \iint_{\Omega'=4\pi} T_v(s, \Omega') p_v(\Omega') d\Omega' \quad (2.16)$$

Prendiamo in considerazione ora un altro esempio, rappresentativo della situazione opposta a quella vista nel primo esempio; esaminiamo un mezzo assorbente/emittente, cioè un mezzo che assorbe la radiazione incidente e la riemette completamente nella stessa direzione, senza quindi effetti dovuti alla diffusione. In questo caso $\omega_v(s) = 0$ e la 2.12 diventa

$$\frac{1}{\beta_v(s)} \frac{dI_v(s, \Omega)}{ds} + I_v(s, \Omega) = I_{vB}(T(s)) \quad (2.17)$$

che espressa in termini di $I_v(s, \Omega)$ diventa

$$I_v(s, \Omega) = I_0 \exp(-\beta s) + \int_0^s I_{vB}(T(s')) \exp(-\beta s') ds' \quad (2.18)$$

dove si può facilmente notare la diminuzione di tipo esponenziale della radiazione incidente nel mezzo.

2.2 Interazione della radiazione con particelle di ghiaccio e neve

Per i nostri scopi merita un approfondimento l'interazione che la radiazione incidente ha con le particelle di ghiaccio e neve. All'aumentare dei dati da satellite disponibili, principalmente quelli alle microonde, sono aumentati anche i modelli in grado di stimare grandezze come il ice water path e lo snow rate, grandezze legate chiaramente alle particelle di ghiaccio e di neve. Le difficoltà maggiori in questo ambito sono legate al modello di trasferimento radiativo presente all'interno di questi modelli e in particolare alle parametrizzazioni necessarie per semplificarlo.

La principale parametrizzazione è legata alla forma delle idrometeore ghiacciate in quanto esse non hanno una forma sferica e pertanto lo studio dei fenomeni di scattering risulta piuttosto complicato. Si è pensato quindi, per semplificare la teoria, di approssimare la forma di queste particelle. Nel corso degli anni sono state sviluppate una serie di approssimazioni descritte da Mishchenko et al. (2000) nella loro review. Quella forse più generale e di conseguenza più utilizzata va sotto il nome di Discrete Dipole Approximation (DDA) (Draine, 2000). In maniera molto concisa, questo metodo trasforma oggetti continui, le idrometeore nel nostro caso, in un array di dipoli. Questo metodo è stato inizialmente utilizzato solo per oggetti di forma sferica o cilindrica ma è stato in seguito

sviluppato e ora il suo principale vantaggio è quello di poter essere utilizzato con particelle di qualsiasi forma. Un altro metodo spesso utilizzato è quello delle sfere di massa equivalente (equal-mass sphere) (Grenfell and Warren, 1999). In questa approssimazione si crea una sfera equivalente con la stessa massa della particella ghiacciata non sferica e che abbia una densità compresa tra quella del ghiaccio (solid sphere) e quella dell'acqua (soft sphere). Esistono poi dei metodi più matematici che prevedono di esprimere le proprietà di scattering attraverso delle distribuzioni dimensionali conosciute, rappresentate da funzioni note, ad esempio una forma polinomiale (Liu, 2004).

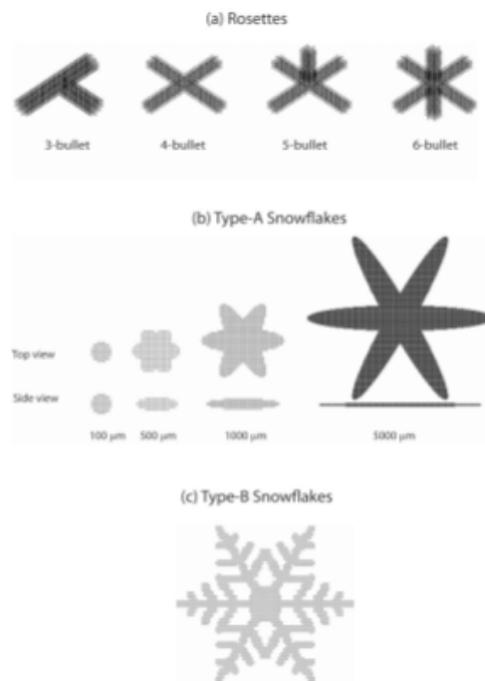


Figura 2.3 Classificazione della forma delle particelle di ghiaccio.

È importante osservare che la bontà delle approssimazioni dipende anche dalla frequenza a cui vengono effettuate le misurazioni. Proprio a questo proposito, risulta di notevole interesse uno studio di Skofronick-Jackson et al. (2002) che ha lo scopo principale di osservare come le parametrizzazioni influenzino le misure alle microonde, in particolare i valori di temperatura di brillanza. In questo lavoro si sono utilizzate una vasta gamma di parametrizzazioni, dal tipo di particelle in un nube, alle dimensioni di tali particelle e alla loro fase per ottenere profili di densità, temperatura e umidità per ogni tipo di idrometeora; si è poi andati ad osservare i loro effetti su di uno spettro di frequenze molto ampio. Ciò che si evince da questo studio è che la qualità delle approssimazioni è sempre maggiore e di conseguenza i risultati ottenuti tramite le approssimazioni

sono sempre più in accordo con i valori reali. Rimane comunque da sottolineare come le approssimazioni siano studiate ad hoc per ogni tipo di fenomeno, quindi la cosa davvero importante e necessaria è quella di effettuare un tuning con lo scopo di trovare un buono risultato medio che funzioni in situazioni di diverso tipo e quindi facilmente utilizzabile su scala globale.

3 METODOLOGIE DI OSSERVAZIONE DELLA NEVE IN ATMOSFERA DA SATELLITE

3.1 Microonde passive

In atmosfera chiara, l'estinzione delle microonde è causata principalmente dall'assorbimento in alcune bande caratteristiche comprese in un intervallo che va da 22.235 e 325 GHz. I principali mezzi assorbenti sono l'ossigeno, che ha i suoi picchi a 60 e 118 GHz, e il vapore acqueo, con picchi a 22.235, 183.31 e 325 GHz. L'utilizzo delle microonde per la stima di alcuni dei parametri fisici delle nubi è quindi del tutto giustificato vista l'elevata sensibilità che hanno tali lunghezze d'onda alle variazioni del contenuto di vapore acqueo in atmosfera.

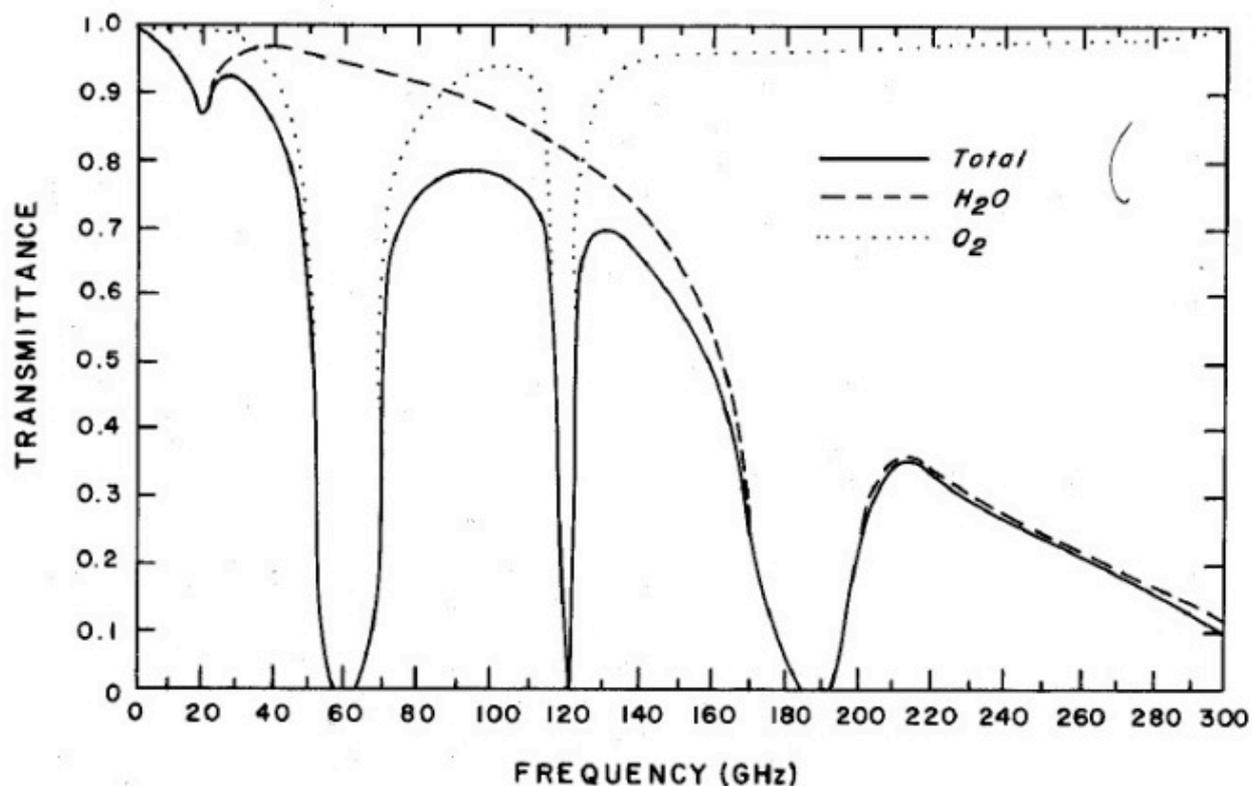


Figura 3.1 Spettro di assorbimento atmosferico nelle microonde.

Dalla figura 3.1 si evince l'importanza della frequenza a 183.31 GHz, che vedremo nel corso di questo lavoro di tesi essere fondamentale per i nostri scopi. A questa frequenza la trasmittanza

atmosfera, in particolare quella dell'acqua, si annulla completamente rendendo la frequenza notevolmente sensibile al contenuto di acqua in atmosfera.

I principali sensori cui si fa riferimento per dati alla frequenza delle microonde sono i sensori AMSU ospitati a bordo dei satelliti della National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) 15, 16 e 17, che forniscono una copertura globale aggiornata circa ogni quattro ore. Il primo satellite NOAA equipaggiato con un sensore AMSU ha iniziato le operazioni nel maggio 1998. La strumentazione AMSU prevede due moduli: AMSU-A e AMSU-B. Tali sensori combinati coprono una banda di frequenze che va da 23 a 183 GHz divisa in 20 canali, con il modulo A che copre la banda 23-89 GHz e il modulo B quella 89-183 GHz.

CARATTERISTICHE	AMSU-A	AMSU-B
Risoluzione angolare	3.3°	1.1°
Campo di vista al nadir (km)	50×50	20×16
Campo di vista al bordo della scansione (km)	150×80	64×52
Canali (GHz)	23.8	89±0.9
	31.4	150±0.9
	50.3	183.3±1

Tabella 3.1 Caratteristiche dei sensori satellitari AMSU-A e AMSU-B.

()La notazione $a \pm b \pm c$ indica che la frequenza centrale a non è scansionata, ma sono scansionate due bande di larghezza c con centro a distanza b da a .*

L'importanza di queste frequenze, e quindi di questi sensori, è evidente osservando figura 3.2. L'immagine mostra l'opacità atmosferica dovuta a ossigeno e vapore acqueo dei diversi canali AMSU; quindi in base ai nostri scopi ci possiamo concentrare sull'utilizzo di alcune frequenze fondamentali.

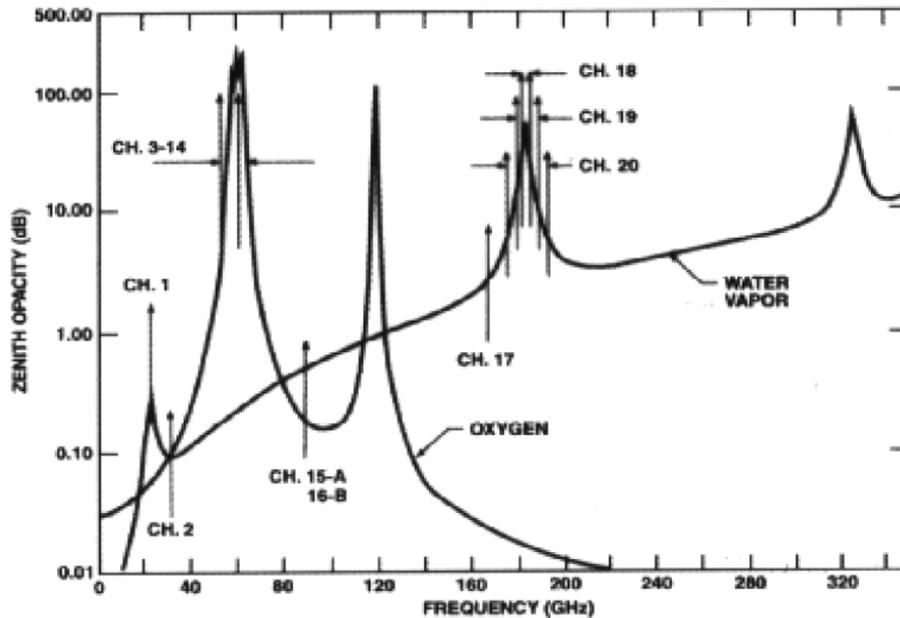


Figura 3.2 Distribuzione spettrale dei canali AMSU rispetto all'opacità atmosferica dovuta all'ossigeno ed al vapore acqueo.

Gli studi da noi presi in considerazione utilizzano esclusivamente i canali del sensore AMSU-B che sono poi quelli maggiormente sensibili al contenuto di acqua in atmosfera e, di conseguenza, quelli più sensibili alle variazioni dei parametri fisici in nube ed ai fenomeni di precipitazione. Non a caso il sensore AMSU-B è stato concepito per misurare profili verticali di vapore acqueo atmosferico (si veda ad es. Kakar, 1983).

Prendiamo in considerazione momentaneamente un profilo verticale del vapore acqueo secondo il modello di atmosfera standard. Aiutandoci con la figura 3.3 è evidente come la risposta di ogni canale utilizzato dall'AMSU-B vada a "piccare" ad una ben definita quota dell'atmosfera. Queste funzioni peso, utilizzate nell'equazione di trasferimento radiativo, indicano l'andamento dell'estinzione per un determinato elemento assorbente a una determinata frequenza. Dalla figura si vede come i canali C3, C4 e C5 corrispondenti alle frequenze 184, 186 e 190 GHz hanno massimi ben definiti, rispettivamente a 6–8, 4–6 e 2–4 km. Le frequenze più basse, 89 (C1) e 150 GHz (C2) hanno picchi negli strati inferiori dell'atmosfera (tra 0 e 2 km).

È importante sottolineare come la procedura appena esposta sia del tutto generica vista la notevole variabilità verticale e orizzontale della distribuzione del vapore acqueo in atmosfera. Va però ricordato che conoscendo il profilo di temperatura l'utilizzo dei vari canali per sondare diverse porzioni di atmosfera è del tutto giustificato.

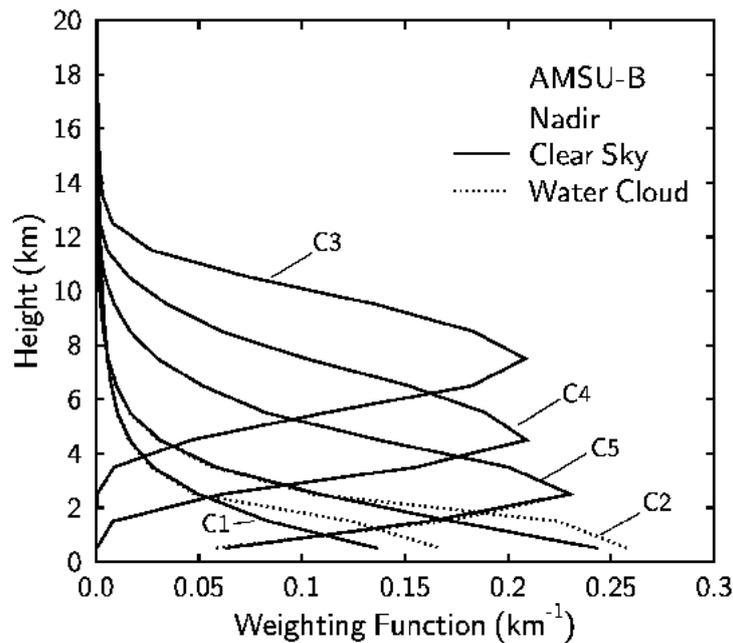


Figura 3.3 Funzioni peso dei canali AMSU-B.

La banda spettrale delle microonde, oltre che per studiare porzioni di atmosfera, può essere utilizzata per osservare le proprietà emissive delle diverse superfici (Grody, 1988; Grody et al., 2000). Alcuni studi hanno dimostrato come i diversi tipi di suolo abbiano una notevole influenza su queste frequenze, in particolare su quelle a 89 e 150 GHz. Questa dipendenza deriva dalla diversa emissività ϵ delle superfici e possiamo notare in figura 3.4 come i diversi canali AMSU-B risentano delle variazioni di tale grandezza. La separazione più netta per quanto riguarda le tipologie di superficie va fatta tra suolo e mare, a cui corrispondono valori di emissività rispettivamente di 0.8–1.0 e 0.4–0.6. Per quanto riguarda il suolo le variazioni di emissività all'interno dell'intervallo caratteristico dipendono da diversi fattori, tra cui la vegetazione e il contenuto di acqua nel suolo e variano con estrema rapidità sia sulla scala temporale sia su quella spaziale. Il discorso rimane un po' meno complesso per il mare vista la minore variabilità spatio-temporale delle caratteristiche fisiche della superficie marina. Il notevole impatto che hanno i diversi tipi di superficie sul retrieval dei profili di temperatura e umidità è stato studiato da English (1999).

Viste le caratteristiche principali delle microonde e i vantaggi che queste introducono per lo studio del vapore acqueo e le nubi e precipitazioni, la NOAA ed altri enti hanno sviluppato una serie di prodotti che utilizzano i canali AMSU e diverse combinazioni di essi per stimare una serie di parametri atmosferici. A questo riguardo una serie di prodotti molto utilizzati, soprattutto dal punto di vista idrologico, sono stati presentati da Ferraro et al. (2005) in un articolo che espone in maniera molto dettagliata l'utilizzo dei sensori AMSU e come i loro dati vengano utilizzati.

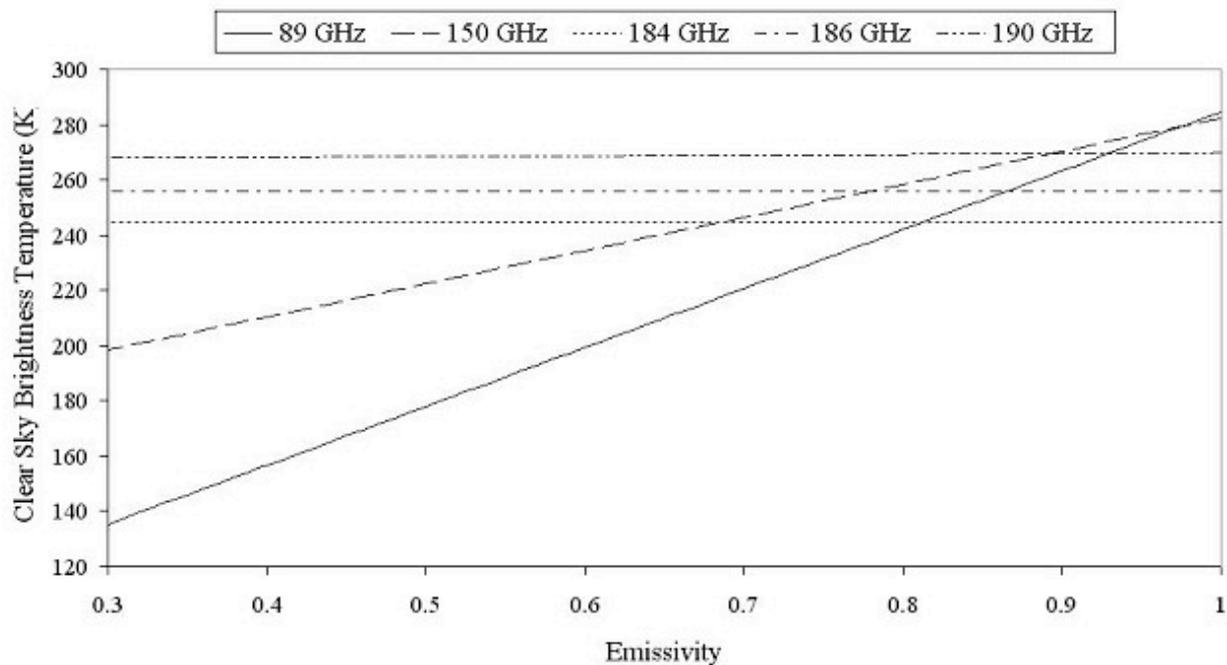


Figura 3.4 Effetti dell'emissività della superficie sulle frequenze AMSU-B (medie latitudini).

PRODUCT	SURFACE TYPE
TPW (Total Precipitable Water)	Ocean
CLW (Cloud Liquid Water)	Ocean
Rain Rate	Land & Ocean
IWP (Ice Water Path)	Land & Ocean
Snow Cover	Land
Sea Ice Concentration	Ocean
Surface Temperature	Land
Surface Emissivity	Land

Tabella 3.2 Suite corrente dei prodotti sviluppati dal NOAA.

Tutti i prodotti sviluppati dalla NOAA che utilizzano le microonde vengono organizzati in una suite chiamata Microwave Surface and Precipitation Products System (MSPPS), al cui interno vengono implementati una serie di algoritmi. Nella tabella 3.2 viene mostrato lo stato attuale della suite operativa. Risulta subito evidente la suddivisione per tipo di superficie, che mostra ancora una

volta come le microonde, e nel nostro caso i sensori AMSU, possano venire utilizzate sia per sondare porzioni di atmosfera, sia per studiare le proprietà emissive delle superfici.

Nei primi studi che usufruivano di tali lunghezze d'onda per osservare fenomeni di precipitazione nevosa e quindi calcolare gli snow rate (Noh et al., 2006) ci si è accorti come in caso di idrometeore ghiacciate le frequenze maggiormente sensibili siano quelle attorno a 183 GHz.

Nel capitolo 4 illustreremo un modello che utilizza proprio tali lunghezze d'onda per identificare i fenomeni di snowfall (Laviola and Levizzani, 2008, 2009, 2010).

3.2 Radar meteorologico

Uno degli strumenti più potenti per lo studio dei sistemi nuvolosi e dei fenomeni precipitanti è il radar meteorologico. La funzione principale dello strumento è di misurare la distanza (range) e il potere di backscattering degli oggetti presenti in atmosfera. La potenza ricevuta dopo lo scattering può essere collegata al fattore di riflettività Z , che a sua volta può essere collegato al rain-rate attraverso la seguente equazione

$$Z = aR^b \quad (3.1)$$

con a e b parametri dipendenti dal tipo di precipitazione e dalla posizione geografica. Con l'evolversi della tecnologia si è arrivati a utilizzare radar polarimetrici che permettono lo studio delle proprietà del segnale radar, quali ampiezza, polarizzazione e fase, che possono venir utilizzate per ricavare forma, dimensioni e fase delle idrometeore presenti nella porzione di atmosfera illuminata dal radar. Ora con l'avvento dei radar Doppler siamo in grado di ricavare anche la velocità radiale delle idrometeore e quindi intensità e direzione del vento.

In questa tesi abbiamo utilizzato i dati della rete Next-Generation Weather System Radar (NEXRAD) americana composta da 159 radar di tipo Weather Surveillance Radar-1988 Doppler (WSR-88D), situati più o meno in modo omogeneo su tutto il territorio statunitense (figura 3.5). I radar scansionano l'atmosfera fornendo dati su riflettività e velocità radiale ogni 5 minuti in precipitation mode (situazione in cui sono presenti fenomeni precipitanti) e ogni 10 minuti in situazione di clear air mode (atmosfera chiara). I dati di ciascun radar vengono poi utilizzati per creare un unico mosaico che copra tutto il territorio degli Stati Uniti.

COMPLETED WSR-88D INSTALLATIONS WITHIN THE CONTIGUOUS U.S.

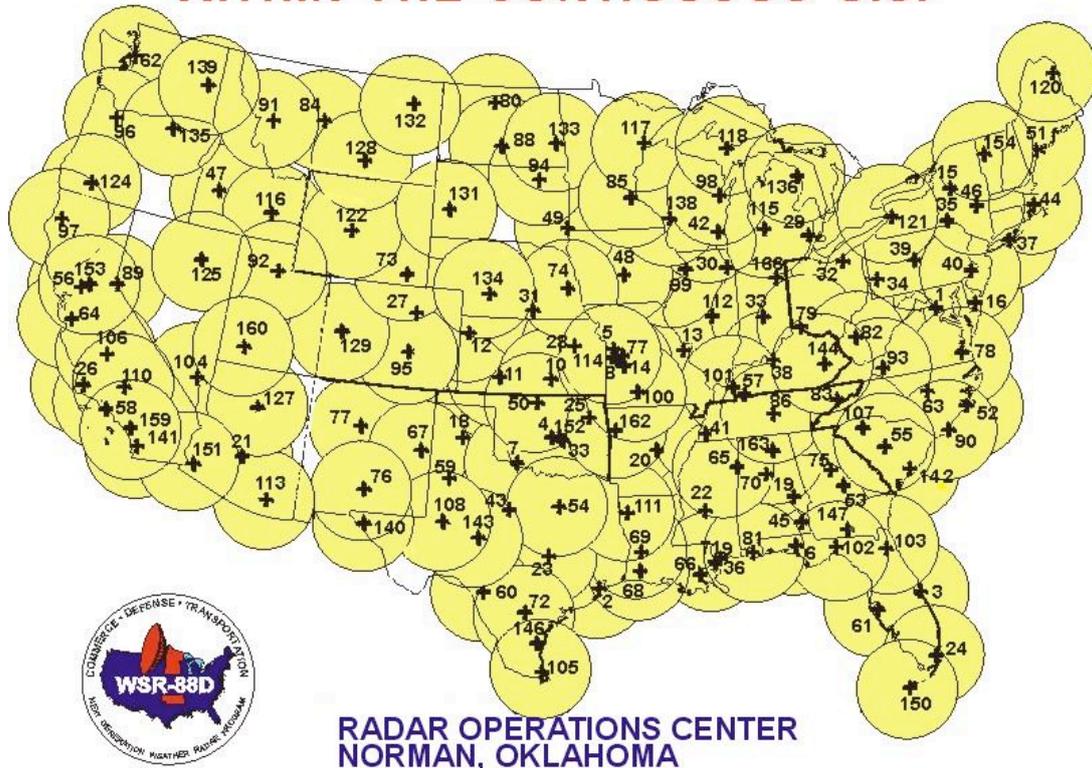


Figura 3.5 Distribuzione sul territorio continentale degli Stati Uniti d'America dei radar della rete NEXRAD.

Il radar è chiaramente molto utile come integrazione ai dati alle microonde, ma anche come strumento primario di validazione o a scopo di sorveglianza operativa. La maggior limitazione del radar è sempre stata la sua limitata portata e, quindi, per disporre di dati su scala globale è stato necessario disporre di un notevole numero di radar in luoghi a relativamente breve distanza. Si sono venute così a creare reti di radar in cui i dati di ciascun radar vengono integrati con quelli degli altri (vedi il sopraccitato NEXRAD). Rimane comunque il problema di estese aree scoperte a causa delle difficoltà o impossibilità nell'installare radar in tali zone, pensiamo ad esempio all'oceano.

3.3 Cloud Profiling Radar

Fino a questo punto abbiamo visto come i radiometri alle microonde (in particolare il sensore AMSU) vengono utilizzati per identificare i fenomeni di snowfall e sono in grado di definire snow-rate con una precisione sempre maggiore.

Onde iniziare ad ovviare alle limitazioni esistenti relative alla conoscenza della struttura orizzontale e, soprattutto, verticale della nube nell'aprile 2006 è stato lanciato in orbita il satellite CloudSat che ospita a bordo il Cloud Profiling Radar (CPR). Il CPR permette per la prima volta di stimare distribuzioni di snowfall sia verticalmente sia orizzontalmente.

Il CPR è un radar a 94 GHz (vedi tabella 3.3) che misura la potenza del segnale scatterata dalle nubi e dalle precipitazioni come funzione della distanza tra il sistema nuvoloso e il radar. Lo snow-rate viene misurato in seguito attraverso la relazione Z-S.

Nominal Frequency	94 GHz
Pulse Width	3.3 μ sec
PRF	4300 Hz
Minimum Detectable Z*	< -29 dBZ
Data Window	0-25 km
Antenna Size	1.85 m
Dynamic Range	70 dB
Integration Time	0.16 sec
Nadir Angle (since 15 Aug 2006***)	0.16°
Vertical Resolution	500 m
Cross-track Resolution	1.4 km
Along-track Resolution**	1.7 km
Data Rate	20 kbps

*Equivalent radar reflectivity that gives a mean power equal to the standard deviation after integration and noise subtraction. Atmospheric attenuation is not included.

**The along-track resolution is based on averaging the instantaneous footprint over the integration time. Based on purely geometric arguments, the along-track resolution would be approximately 2.5 km. However, a more rigorous convolution calculation gives an along-track resolution of 1.7 km, as shown in the table.

***Nadir angles were changed from approx. 1.71° to 0.0° on 7 July 2006 and from 0.0° to 0.16° on 15 August 2006

Tabella 3.3 Principali caratteristiche tecniche del CPR.

Il problema fondamentale è quello di discriminare la precipitazione liquida da quella solida. Questo passaggio avviene attraverso l'ausilio di profili di temperatura forniti dall'European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF) acquisiti da stazioni a terra.

Per ricavare la relazione Z-S (Liu, 2008) si è fatto riferimento a studi precedenti (Liu, 2004) sulle distribuzioni dimensionali delle particelle di ghiaccio in nube e sono state fatte alcune assunzioni sulla forma delle particelle ghiacciate, arrivando alla seguente relazione

$$Z = 11.5S^{1.25} \quad (3.2)$$

con i coefficienti a e b ricavati sperimentalmente.

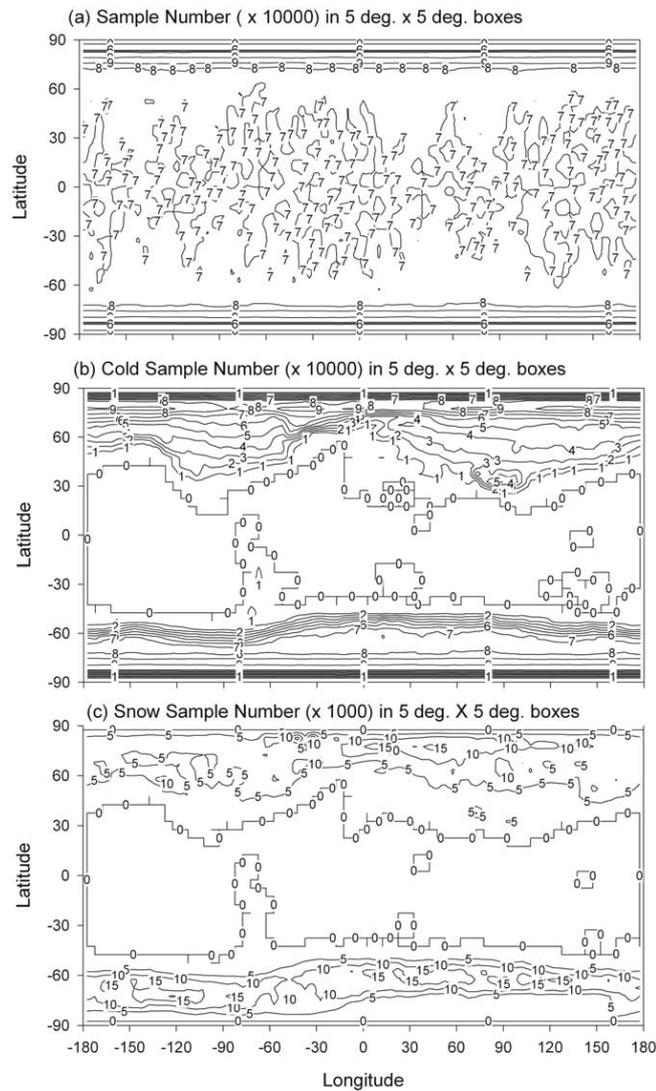


Figura 3.6 Numero di osservazione del CPR dal 1 luglio 2006 al 30 giugno 2007 utilizzando una griglia 5°×5° per (a) tutti i casi, (b) per i casi freddi (temperatura dell'aria a 2m minore di 2°C), e (c) per i casi con neve al suolo.

Lo studio cui facciamo riferimento è solo una presentazione di questo nuovo strumento e dei prodotti ad esso correlati. È però evidente come tale metodo nel corso degli anni diverrà uno dei principali strumenti per l'analisi di eventi precipitanti in vista di future applicazioni operative di nuova generazione basate su una migliore conoscenza della struttura delle nubi e delle precipitazioni. Attualmente la limitazione principale del CPR a bordo di CloudSat è la scarsa copertura spazio-temporale (figura 3.6) dovuta al fatto di disporre di un solo satellite e con una limitata swath al suolo.

4 IL MODELLO 183-Water Strong Lines

Descriviamo ora un nuovo metodo di retrieval delle precipitazioni denominato 183-WSL, il quale si basa sull'utilizzo delle microonde, in particolare sui dati forniti dal sensore AMSU-B. Il fine principale di questo modello è di stimare l'intensità di precipitazione in diverse situazioni meteorologiche. In tal senso viene sfruttata principalmente la sensibilità della banda di assorbimento del vapore acqueo a 183 GHz. L'algoritmo è basato essenzialmente su due passaggi distinti. Il primo prevede l'applicazione di una serie di soglie di temperatura di brillanza (TB) per rilevare i pixel precipitanti e quelli non precipitanti mentre il secondo, utilizzando altre soglie di TB, discrimina il tipo di precipitazione dividendola in stratiforme (183-WSLS) e convettiva (183-WSLC). Questa discriminazione rappresenta solo il primo e fondamentale risultato del modello; nel corso del tempo il modello è stato sempre più perfezionato e sono stati aggiunti altri prodotti che verranno presentati di seguito.

4.1 *Interazione tra precipitazione e misure alle microonde*

Abbiamo già trattato come la radiazione interagisca con le idrometeore precipitanti (capitolo 2) e si è capito come, in una situazione del tutto generica, la radiazione incidente venga estinta a causa dei processi di assorbimento e di diffusione. La conoscenza di questi due fenomeni ha permesso di mettere a punto metodi per la stima delle precipitazioni basati su di essi.

I fenomeni diffusivi sono chiaramente legati allo scattering e di conseguenza alla presenza di idrometeore in fase ghiaccio o di particelle di dimensioni notevoli. Al contrario, i fenomeni di assorbimento possono avvenire in svariate condizioni; essi sono legati linearmente alle dimensioni delle particelle precipitanti e forniscono quindi stime d'intensità di precipitazione dirette. Chiaramente questi due fenomeni coesistono ma si verificano situazioni in cui uno ha la prevalenza sull'altro o altre in cui uno dei due è trascurabile. Nella situazione di "pioggia calda" la stima di precipitazione viene effettuata utilizzando esclusivamente il metodo emissivo dato che la diffusione è praticamente nulla non essendoci presenza di idrometeore ghiacciate. Abbiamo quindi una relazione lineare tra la radianza alle microonde e l'intensità di precipitazione.

Analizziamo ora la situazione più generica possibile, una precipitazione con presenza contemporanea di idrometeore in fase liquida e ghiacciata in una situazione di carattere convettivo. In questa situazione avremo idrometeore che vengono trasportate verso l'alto dai forti updraft fino a

raggiungere lo stato solido. Quindi al top della nube il fenomeno predominante sarà la diffusione che tenderà a “schermare” i segnali emessi dalla precipitazione liquida, il cui contributo diminuirà all’aumentare della componente ghiacciata. Possiamo così ricavare la componente liquida in maniera indiretta, ma le stime avranno un maggiore carattere probabilistico e saranno fortemente legate alla distribuzione dimensionale utilizzata e ad alcune assunzioni necessarie.

È importante soffermarsi su un aspetto in particolare di questa suddivisione tra sistemi precipitanti: la risposta in termini di TB risulta essere ben diversa nei due casi ed è proprio questa la base fisica del modello 183-WSL.

4.2 Base fisica e del modello 183-WSL

In atmosfera chiara, l’estinzione della radiazione nelle microonde è dominata principalmente da quattro bande di assorbimento, due dell’ossigeno a 22.235 e 325 GHz e due del vapore acqueo a 183.31 e 325 GHz. L’algoritmo 183-WSL si basa sulle proprietà di sensibilità della banda a 183.31 GHz alla presenza di vapore acqueo in atmosfera e quindi la sua idoneità per l’identificazione dei fenomeni precipitanti. Bisogna notare che uno degli obiettivi di questo modello è quello di individuare zone in cui è in corso la precipitazione e di distinguerle da quelle in cui è presente solo vapore acqueo senza fenomeni precipitanti attraverso l’impiego di soglie per discriminare le diverse zone. Queste soglie sono basate sulla differenza di TB alle frequenze 89 e 150 GHz (entrambe finestre per quanto riguarda l’assorbimento da parte del vapore acqueo in atmosfera) e tale differenza viene utilizzata in seguito per classificare il tipo di precipitazione, stratiforme (183-WSLS) o convettiva (183-WSLC).

$$\Delta T = T_{89} - T_{150} \quad (4.1)$$

Tenendo presente la diversa emissività delle superfici, in particolare la differenza tra terra e mare, sono state utilizzate diverse soglie nei due casi (tabella 4.1). Come mostrato nella tabella, se $\Delta T < 3$ K, sulla terra, e < 0 K, sul mare, i pixel vengono indicati come piccole goccioline di nube e/o molecole di vapore acqueo. Se invece $\Delta T > 10$ K per entrambe le situazioni, il pixel viene classificato a carattere convettivo, quindi come relativo ad un sistema nuvoloso ad elevato sviluppo verticale e con fenomeni precipitanti intensi. Se poi, infine, $3 < \Delta T < 10$ K per la terra e $0 < \Delta T <$

10 K per il mare, il pixel viene indicato come stratiforme, con precipitazioni leggere e prolungate e nubi a sviluppo prevalentemente orizzontale.

Classificazione	Terra (K)	Mare (K)
Goccioline e vapore acqueo	$\Delta T < 3$	$\Delta T < 0$
Pioggia stratiforme	$3 < \Delta T < 10$	$0 < \Delta T < 10$
Pioggia convettiva	$\Delta T > 10$	$\Delta T > 10$

Tabella 4.1 Classificazione dei pixel basata sull'indice di scattering ΔT .

4.3 Schematizzazione del modello 183-WSL

Il primo passaggio del modello è rappresentato dalla fase di input che comprende l'assimilazione di tutte le informazioni necessarie. In particolare, vengono acquisiti i dati di TB e di tipologia del terreno (mare, terra) forniti dal sensore AMSU-B.

Il secondo modulo è il cosiddetto 183-WSLW, cioè il passaggio in cui avviene la discriminazione tra i pixel precipitanti e quelli non precipitanti.

Il passo successivo è la classificazione dei pixel in cui è stata individuata precipitazione in convettivi e stratiformi (183 WSLC/S).

Lo step finale è la stima da parte dell'algoritmo dell'intensità di precipitazione in mm h^{-1} . Per arrivare a questo risultato si utilizza una combinazione lineare delle temperature di brillanza dei tre canali AMSU-B attorno alla frequenza 183 GHz (Laviola and Levizzani, 2008, 2009, 2010)

$$rr = a + b(BT_{190} - BT_{184}) + cBT_{186} \quad (4.2)$$

con a , b e c parametri calcolati sperimentalmente e dipendenti dal tipo di suolo come da tabella 4.2.

L'output finale è composto da diversi file:

1. TB per ogni canale;
2. Varie combinazioni lineari dei cinque canali (vedi tabella 4.3);
3. 183-WSL rain-rate;
4. 183-WSL pixel type classification (vedi tabella 4.4).

PARAMETRI	TERRA	MARE
a	19.12475	9.6653
b	-0.206044	-0.3826
c	-0.0565935	-0.01316

Tabella 4.2 Parametri del 183-WSL per pixel su mare e su terra.

Nei casi di studio successivi saranno mostrati tutti i file in output e ci soffermeremo su vari esempi. La figura 4.1 riporta in maniera schematica la struttura del modello.

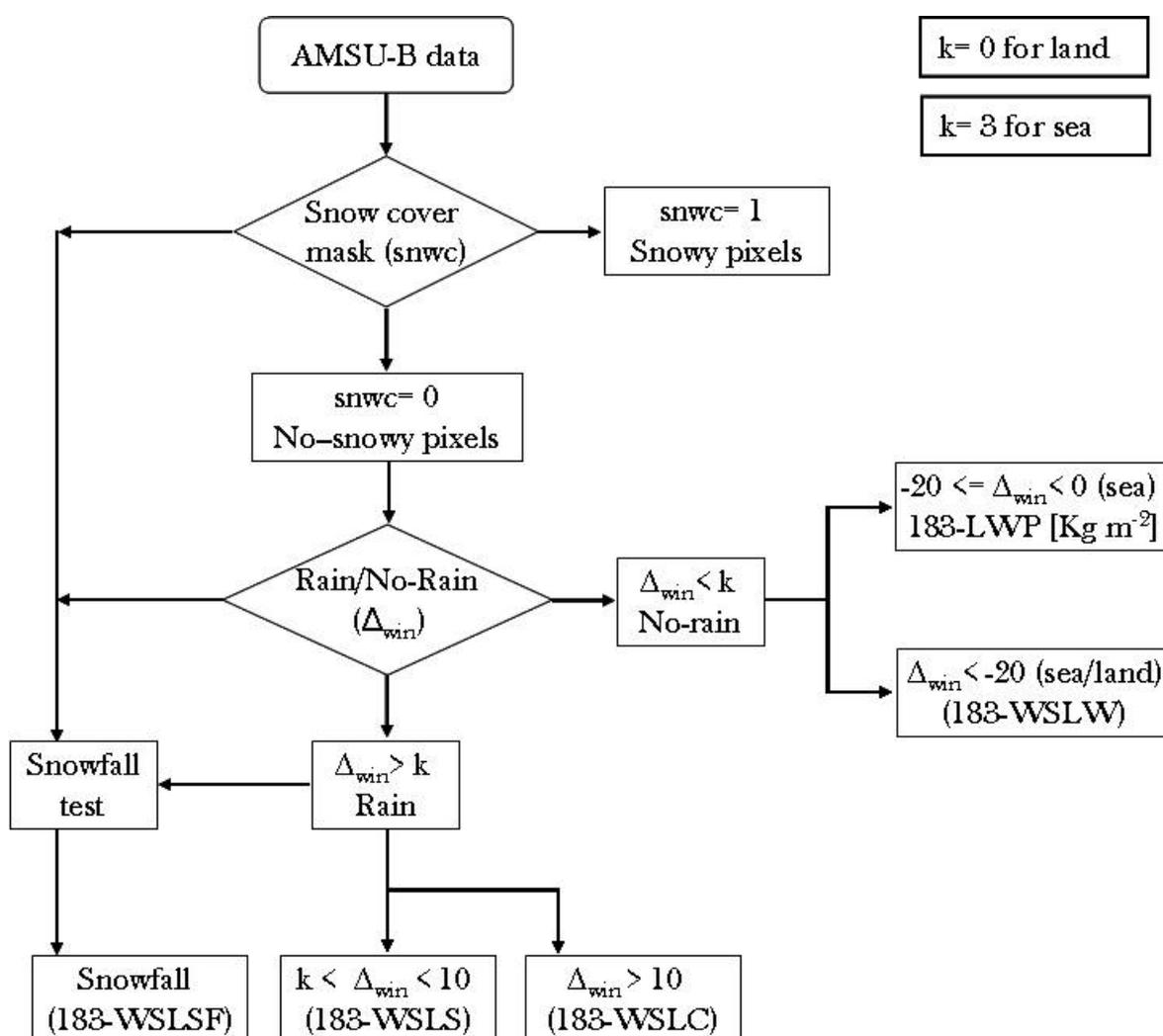


Figura 4.1 Diagramma del funzionamento dell'algorithmo 183-WSL suddiviso in 4 step.

Nome delta	Differenza tra frequenze (GHz)
delta 190_1	150-190
delta 190	89-190
deltab	89-150
deltaWV_1	190-186
deltaWV_2	190-184
deltaWV_3	186-184

Tabella 4.3 Definizione delle differenze tra frequenze in uscita dal modello 183-WSL.

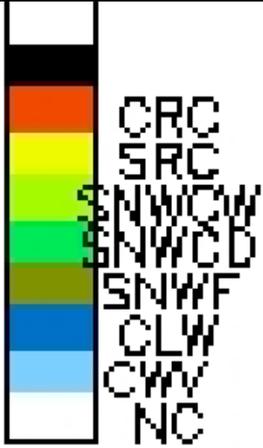
	CRC	Convective Rain Cloud
	SRC	Stratiform Rain Cloud
	SNWCW	Snow Cover Wet
	SNWCD	Snow Cover Dry
	SNWF	Snowfall
	CLW	Cloud Liquid Water
	CWV	Small Cloud Droplets and Water Vapour
	NC	Not Classified

Tabella 4.4 Classificazione dei pixel nel modello 183-WSL.

4.4 Copertura nevosa e snowfall nel modello 183-WSL

Nell'algoritmo è stata prevista anche la costruzione di una maschera di copertura nevosa. Una prima discriminazione avviene attraverso l'applicazione di una serie di filtri basati sulla quota a diverse latitudini (tabella 4.5) che distinguono in maniera netta i pixel attribuibili a snow cover.

NEVE	
Lat $\leq 60^\circ$	Alt $\geq 2000\text{m}$
$60^\circ < \text{Lat} \leq 70^\circ$	Alt $\geq 1500\text{m}$
Lat $> 70^\circ$	Alt $\geq 500\text{m}$

Tabella 4.5 Parametri del filtro statico per l'individuazione dei pixel di snow cover.

Oltre a questo metodo, che non sempre è rappresentativo della situazione reale, vengono utilizzate una serie di soglie basate sui canali a 89, 150 e 190 GHz.

$$\Delta_{\text{win}} = (T_{89} - T_{150}) \quad \Delta_{190} = (T_{89} - T_{190}) \quad \Delta_{190_1} = (T_{150} - T_{190})$$

Per capire meglio come vengono utilizzate queste soglie riportiamo un esempio soffermandoci principalmente sulle proprietà emissive della superficie e dei primissimi strati di atmosfera. In figura 4.2 vengono riportati i canali AMSU-B, le soglie sopra citate, un'immagine della copertura nevosa elaborata dell'Ice Mapping System (IMS) del National Environmental Satellite, Data, and Information Service (NESDIS) della NOAA, un'immagine del METEOSAT nell'infrarosso. La maschera di copertura nevosa prodotta dal modello 183-WSL attraverso la classificazione dei pixel è riportata in figura 4.3.

Innanzitutto notiamo dalle immagini a 89 e 150 GHz, il forte contrasto tra la terra ed il mare aperto, riconosciuto numericamente da una discrepanza nella TB superiore a 50 K nel canale a 89 GHz. Inoltre, lo sfondo più freddo a 89 GHz evidenzia meglio la presenza di acqua liquida di nube vicino alle coste spagnole, italiane e del nord Europa.

Questa capacità di rilevamento si attenua a 150 GHz, i cui picchi della funzione peso si trovano a circa 1 km dalla superficie, e quindi gli strati atmosferici più caldi sono mascherati parzialmente dalle tracce liquide di nube. Un aspetto interessante evidenziato dalla figura 4.2 è legato alle differenze di emissività del suolo. Osservando il canale a 150 GHz si nota bene come una struttura più chiara è ampiamente distribuita al centro dell'immagine (tra Germania, Polonia e Repubblica Ceca, fino a scendere sull'Austria e sulla regione Alpina). Nella stessa posizione, ma a 89 GHz, la regione più chiara si concentra solo alle Alpi e Appennino settentrionale, mentre a 190 GHz è quasi

del tutto scomparsa, ad eccezione delle cime più alte nelle Alpi. La struttura molto simile tra le immagini satellitari e le mappe quotidiane di copertura nevosa ci suggerisce che il terreno innevato è il principale responsabile della riduzione significativa dell'emissività della Terra.

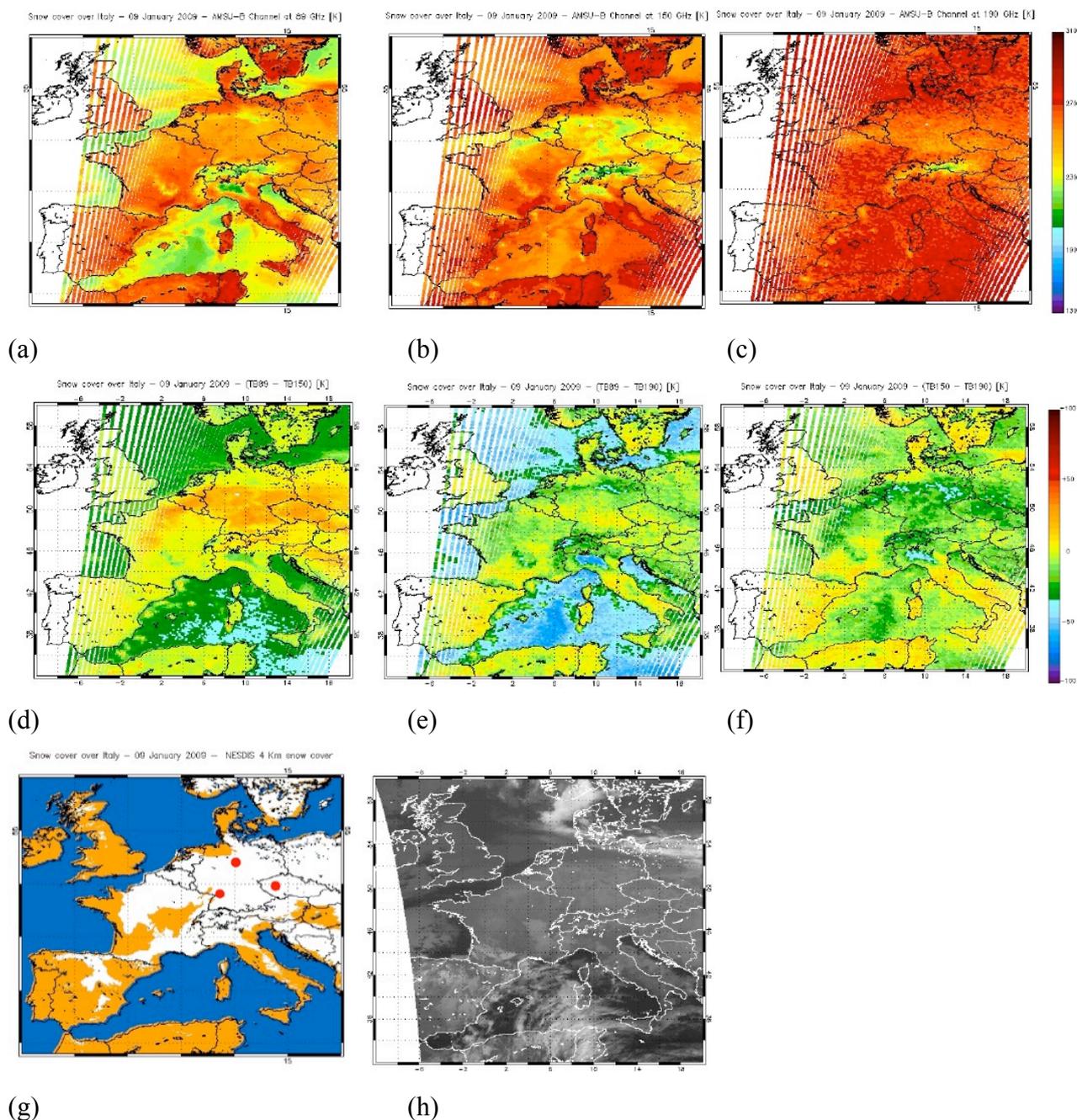


Figura 4.2 Sondaggi del NOAA-16 / AMSU-B del 9 gennaio 2009, ore 0520 UTC: 89, 150 2 190 GHz (a-b-c), TB89-TB150 (d), TB89-TB190 (e), TB150-TB190 (f), prodotto di copertura nevosa NESDIS (g) e immagine Meteosat IR a 10.8 μm (h).

A causa del congelamento della superficie il vapore acqueo nei bassissimi strati dell'atmosfera si concentra sopra il manto nevoso, andando a creare uno strato secco al di sopra del suolo. Attraverso misurazioni al suolo (puntini rossi in figura 4.2-g) quanto appena detto viene nuovamente confermato. Questo fenomeno ha l'effetto di abbassare il picco delle funzioni peso delle frequenze di nostro interesse. Tutto ciò fa sì che i valori di TB sopra le zone innevate registrino una diminuzione compresa tra 40 e 80 K, maggiormente evidente su Alpi e Appennini.

Per il canale a 89 GHz l'abbattimento in termini di temperatura di brillantezza è maggiore perché questa frequenza è quella più sensibile al contributo dal suolo e come tale risente anche delle asperità del terreno. A 150 GHz bisogna notare che l'estinzione superficiale causa effetti molto simili a quelli causati dalle idrometeore di ghiaccio al top della nube, creando così alcuni errori soprattutto in fase di classificazione dei pixel. Infine osserviamo come il canale a 190 GHz, avente il picco della funzione peso a 2 km di quota, sia quello tra i tre meno influenzato dalle proprietà emissive del suolo, notando però che con l'abbassamento dei picchi delle funzioni peso gli effetti della superficie su tale frequenza aumentano notevolmente.

Le soglie viste sopra (Laviola and Levizzani 2008, 2009, 2010) hanno lo scopo di migliorare l'individuazione dei pixel nevosi e in particolare di ridurre i falsi segnali dovuti a pioggia.

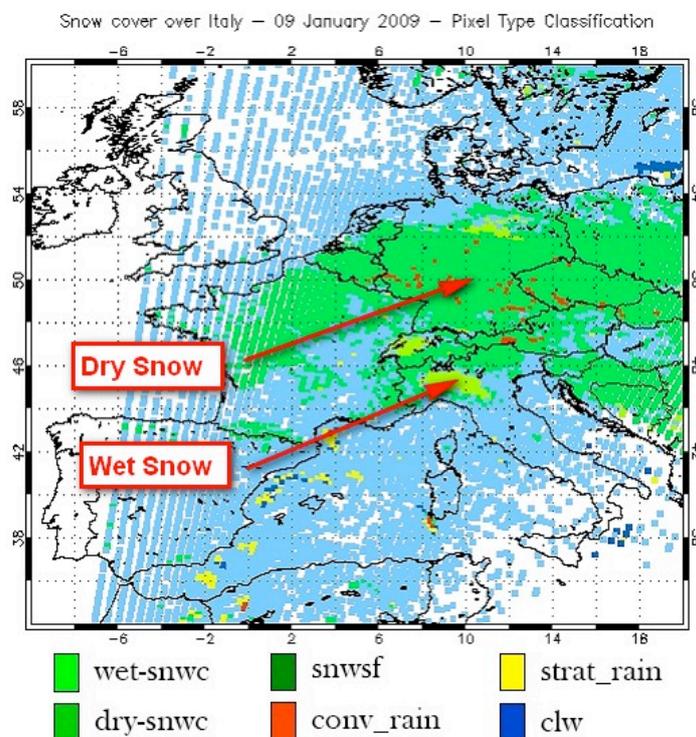


Figura 4.3 Maschera di copertura nevosa sull'Italia del modello 183-WSL con classificazione dei pixel il 9 gennaio 2009.

La figura 4.3 mostra un esempio della pixel type classification, uno dei file in output dal modello 183-WSL. Per il momento ci soffermiamo sull'analisi di ciò che riguarda la neve: in verde e in verde acceso abbiamo rispettivamente la copertura nevosa di neve secca e quella di neve bagnata (fresca), poi in verde scuro è indicata la precipitazione nevosa.

La copertura nevosa è facilmente individuabile utilizzando la soglia TB89-TB150 ma, dal momento che in alcuni casi possiamo avere dei riscontri simili a quelli della pioggia, utilizziamo due soglie simultaneamente, TB89-TB190 e TB150-TB190, per dividere i pixel piovosi da quelli di snow cover.

Abbiamo appena accennato alla suddivisione tra i pixel di snow cover bagnata e quelli di snow cover secca. Tale discriminazione deriva dalla diversa emissività dei due tipi di copertura, che a sua volta dipende dal contenuto di acqua liquida nel suolo: maggior contenuto d'acqua corrisponde a valori minori del parametro di emissività e viceversa.

Per poter definire un pixel di copertura nevosa come neve bagnata devono verificarsi simultaneamente le seguenti condizioni

$$TB_{89}-TB_{190} \leq -30 \text{ K} \quad \text{e} \quad TB_{150}-TB_{190} \leq -30 \text{ K}$$

È utile soffermarci sull'analisi di alcuni fenomeni dovuti alla presenza di un manto nevoso, in particolare sull'effetto che ha tale copertura sui canali a 150 e 190 GHz, cercando di capire perchè siano così utili in queste condizioni. Consideriamo innanzitutto la riduzione della radiazione verso l'alto causata dallo scattering da parte dai cristalli di ghiaccio; nelle frequenze sopracitate l'effetto dello scattering è quello di attenuare la TB di diverse decine di K in funzione della distribuzione dimensionale e delle forme delle idrometeore ghiacciate. Notiamo inoltre come la presenza di suoli ghiacciati determini particolari condizioni per le quali il grado di umidità atmosferica risulta maggiore negli strati a contatto con la superficie. Tale fenomeno, dovuto al raffreddamento dei primissimi strati di atmosfera, che raggiungono così più facilmente la saturazione, comporta anche un'inversione termica alla superficie che si traduce in uno strato piuttosto stabile. Da questa stabilità, deriva un minore assorbimento della radiazione emessa dal suolo nelle frequenze a 150 e 190 GHz. Tali frequenze, non essendo presente molto vapore acqueo, risentono principalmente dello scattering del suolo. Questi due effetti combinati ci permettono quindi di dire che in situazioni di copertura nevosa al suolo i contributi dati dalle frequenze a 150 e 190 GHz dipendono quasi esclusivamente dalla neve al suolo.

Vediamo ora come si arriva a definire i pixel di snowfall attraverso l'utilizzo di combinazioni lineari delle TB dei vari canali, oltre che alle soglie caratteristiche del modello 183-WSL.

Una volta rilevata una situazione di pioggia stratiforme (vedere paragrafo 4.2) utilizziamo l'algoritmo snowfall processor, che, oltre alle soglie caratteristiche della snow cover, utilizza le differenze $T_{B190}-T_{B186}$, $T_{B150}-T_{B184}$ e $T_{B186}-T_{B184}$. In base al contemporaneo verificarsi di alcune condizioni l'algoritmo definirà se in un determinato pixel è in corso un fenomeno di snowfall (output = 1) oppure no (output = 0). Le condizioni sono schematizzate in figura 4.4 dove è mostrato il processore di snowfall (183-WSLSF) del modello.

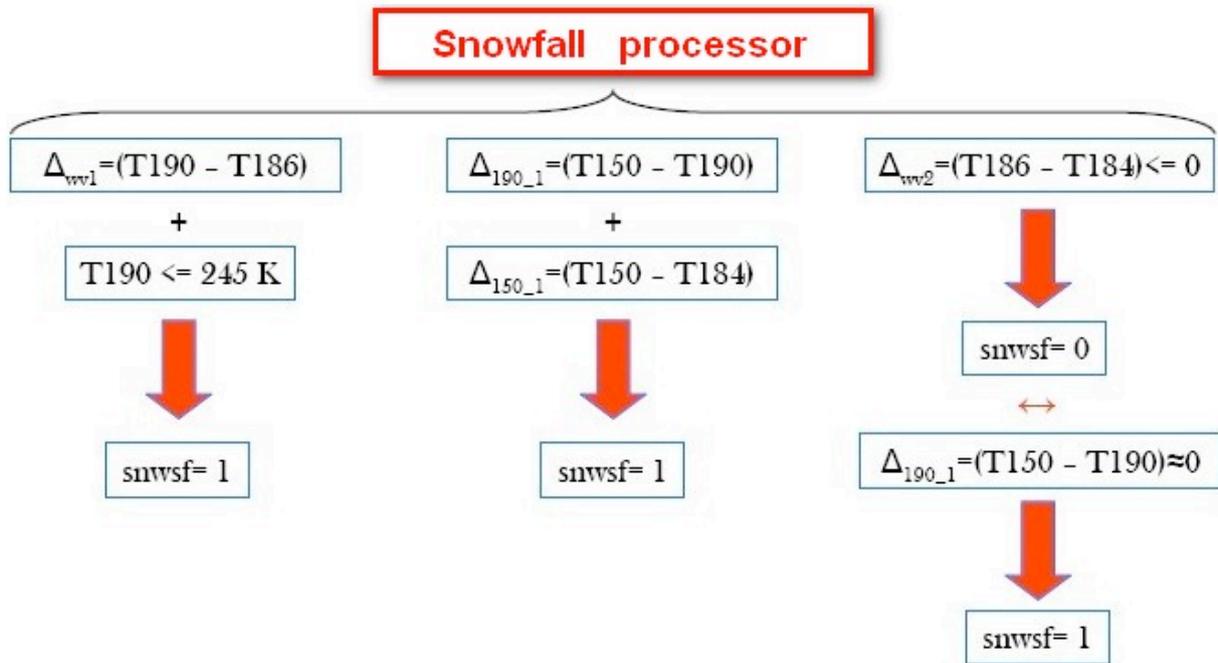


Figura 4.4 Diagramma di flusso per il rilevamento della nevicata, 183-WSLSF.

Come per la copertura nevosa applichiamo quanto appena visto ad un caso reale. Dalla figura 4.5 possiamo notare la copertura nevosa al suolo a sinistra del fenomeno precipitante e come ci sia una buona coerenza tra i dati IMS della NOAA e quelli forniti dal nostro modello (i dati IMS si riferiscono tuttavia ad una cumulata giornaliera mentre quelli del 183-WSLSF sono istantanei). Notiamo inoltre come l'algoritmo 183-WSL discrimini i pixel di snowfall da quelli a carattere convettivo e stratiforme con presenza di precipitazione liquida, riuscendo così a dettagliare accuratamente le caratteristiche del fenomeno che stiamo osservando.

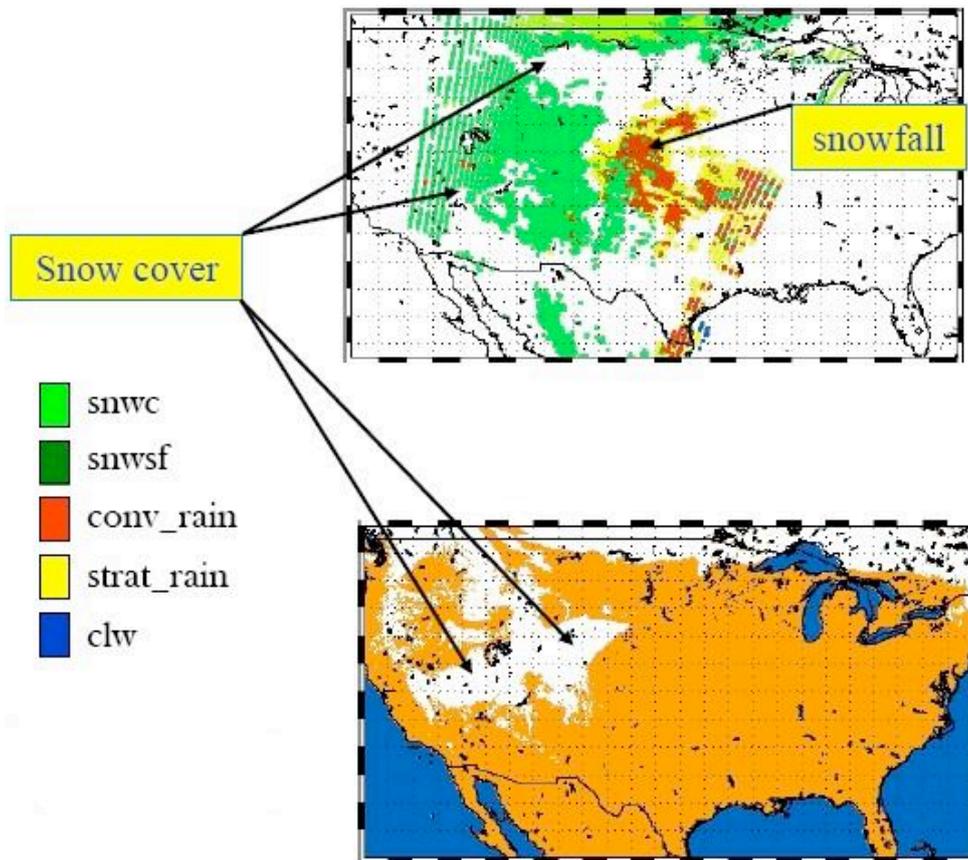


Figura 4.5 Neve al suolo con nevicata in atto vista dal 183-WLSLF confrontata con la mappa di copertura nevosa IMS per il nord America.

5 CASI DI STUDIO

Al fine di verificare nella pratica il funzionamento del metodo discusso ricorriamo ora ad alcuni esempi. Ci soffermeremo in particolare su due situazioni (figura 5.1) relative a intense nevicate che hanno colpito il territorio degli Stati Uniti: la prima si riferisce al 5-6 marzo 2001 nel New England, mentre la seconda ha colpito vari stati del sud-est degli Stati Uniti il 25 gennaio 2004. Premettiamo subito che nelle situazioni in cui il suolo è coperto da grossi quantitativi di neve è molto utile l'utilizzo delle alte frequenze ($\nu > 100$ GHz) poiché la neve depositata modifica le proprietà emissive del suolo. È quindi molto appropriato ricorrere ai dati dei sensori AMSU per il retrieval dello snow rate.

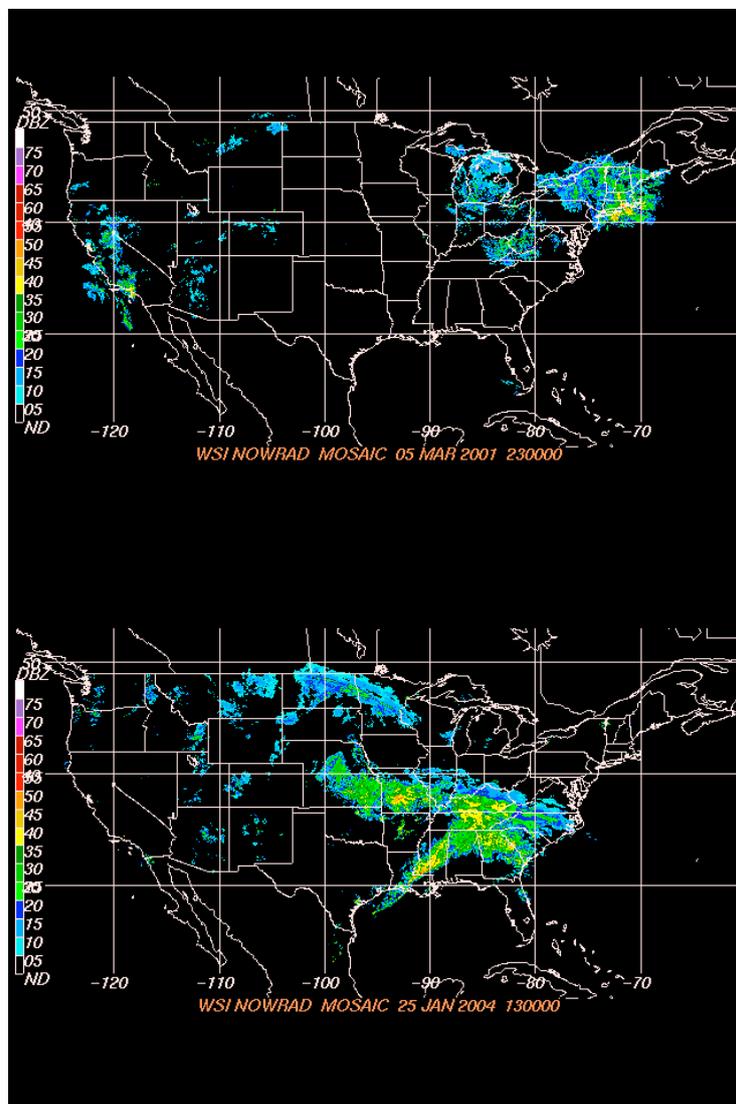


Figura 5.1 Immagini NEXRAD riferite al 5 marzo 2003 2300 UTC (sopra) e al 25 gennaio 2004 1300 UTC (sotto).

5.1 5-6 marzo 2001, New England

L'evento che ha colpito gli stati della costa atlantica degli Stati Uniti nel marzo 2001 è uno dei fenomeni più intensi degli ultimi anni. Questa nevicata ha depositato al suolo grosse quantità di neve, in alcuni punti fino a 70 cm. La temperatura media in questi due giorni era di -5°C e la massima non ha mai superato i -2°C .

Andiamo subito ad analizzare la riflettività radar attraverso i dati NEXRAD e la confrontiamo con i dati di TB_{150} di AMSU-B.

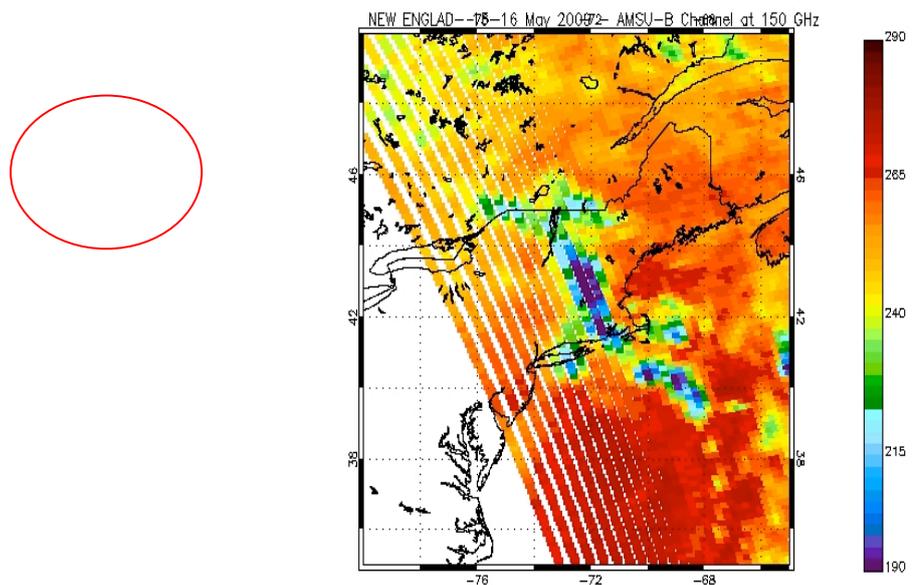


Figura 5.2 Particolare dell'immagine NEXRAD riferita al 5 marzo 2001 2300 UTC (sinistra) e dati di TB_{150} del sensore AMSU-B riferita alle 2252 UTC (destra).

Proprio com'era lecito aspettarsi, osservando figura 5.2 notiamo che le strutture sono del tutto simili, con una peculiare forma ad "X" in coincidenza dei punti di massima intensità della nevicata. Questa rilevante somiglianza nelle strutture sta a dimostrare come il canale a 150 GHz sia particolarmente sensibile allo snowfall.

Possiamo anche confrontare la TB_{150} con quelle degli altri canali del sensore AMSU-B, ritrovando la tipica forma a "X" solo nel canale a 190 GHz. È importante ricordare che il nostro fine è quello di indicare i pixel in cui abbiamo snowfall, quindi l'utilizzo di tutti gli altri canali e di alcune loro combinazioni è necessario per escludere pixel in cui c'è solo presenza di goccioline di nube.

Figura 5.3 Dati AMSU-B di TB_{89} (alto- sinistra), TB_{150} (alto - destra), TB_{184} (mezzo - sinistra), TB_{186} (mezzo - destra) e TB_{190} (sotto) del 5 marzo 2001 2252 UTC.

Figura 5.4 Dati di TB delle combinazioni lineari delta 190_1 ($TB_{150}-TB_{190}$, alto - sinistra), delta 190 ($TB_{89}-TB_{190}$, alto - destra), deltab ($TB_{89}-TB_{150}$, mezzo - sinistra), delta WV_1 ($TB_{190}-TB_{186}$, mezzo - destra), delta WV_2 ($TB_{186}-TB_{184}$, sotto - sinistra) e delta WV_3 ($TB_{190}-TB_{184}$, basso - destra) riferiti al 5 marzo 2001 2252 UTC.

Vista la sua importanza, questo fenomeno è stato studiato anche da Skofronick-Jackson et al. (2004) il cui modello è di tipo fisico basato sulla distribuzione verticale della neve, la temperatura e l'umidità relativa ricavati dal Mesoscale Model di quinta generazione (MM5) della Pennsylvania State University.

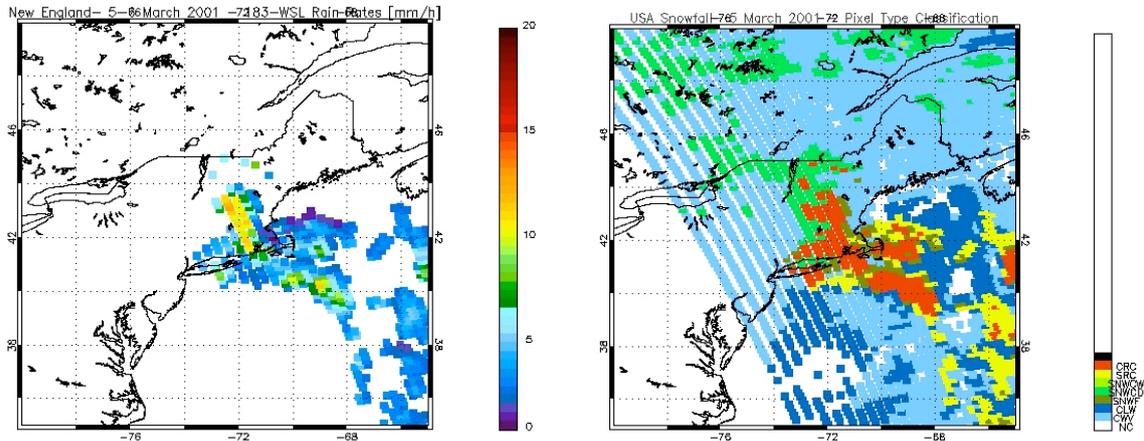


Figura 5.5 Rain rate (sinistra) e classificazione dei pixel (destra) dal modello 183-WSL il 5 marzo 2001 2252 UTC.

Dal confronto delle immagini in figura 5.5 notiamo come la massima intensità di precipitazione coincida in buona parte con i pixel descritti come snowfall. Possiamo anche osservare come alla maggior parte della precipitazione venga attribuito un carattere convettivo. Si noti come a nord del fenomeno siano presenti estesi settori in cui i pixel vengono descritti come snow cover. Per definire la copertura nevosa si possono utilizzare anche le prime due combinazioni lineari in figura 5.4; in esse vediamo come i minimi di TB nella parte alta dell'immagine coincidano con i pixel indicati come snow cover. È importante sottolineare un altro aspetto: i pixel indicati come contenenti piccole goccioline di nube e vapore acqueo corrispondono a pixel con valori nulli di rain rate. Questo mostra ancora una volta la consistenza del modello 183-WSL.

5.2 25 gennaio 2004, sud-est degli Stati Uniti

Il fenomeno è molto simile a quello nel primo caso: siamo in presenza di un'intensa nevicata con suolo coperto da neve. Come avvenuto nel caso precedente andiamo ad osservare i canali AMSU-B e confrontiamo subito i dati a 150 GHz con quelli del sistema NEXRAD, aspettandoci come in precedenza una struttura simile (figura 5.6).

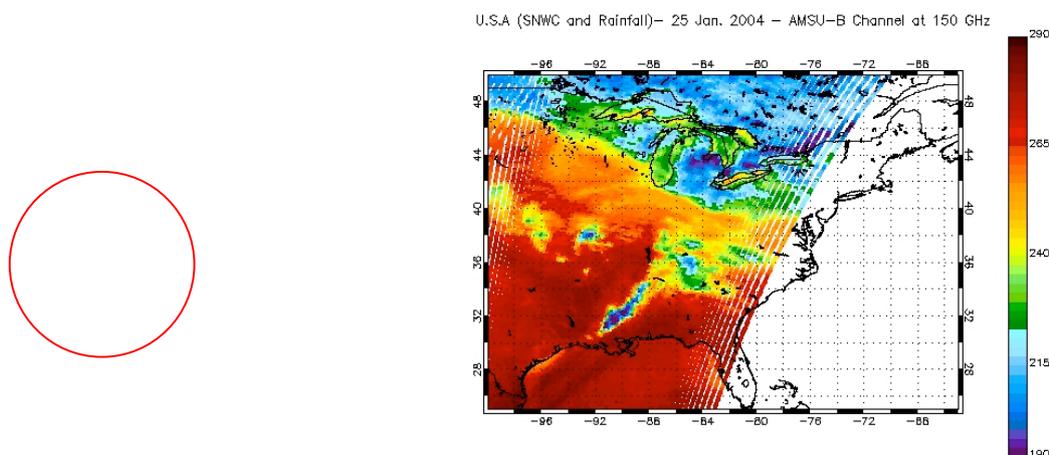


Figura 5.6 Particolare dell'immagine NEXRAD del 25 gennaio 2004 1300 UTC (sinistra) e dati di TB_{150} del sensore AMSU-B delle 1249 UTC (destra).

Analizziamo il comportamento dei vari canali (figura 5.7). Il canale 89 GHz essendo una “finestra” non è molto utile a distinguere la neve al suolo con la neve precipitante, per cui andremo ad utilizzare canali a frequenze maggiori. Anche il 150 GHz è un canale superficiale, ma è molto sensibile allo scattering dovuto a idrometeore ghiacciate e pertanto risulterà essere importante per investigare la struttura della precipitazione. I canali a 184, 186 e 190 GHz ricevono il segnale da porzioni dell'atmosfera a diverse quote così da darci una struttura verticale del nostro sistema.

In particolare, andremo ad utilizzare principalmente i canali a 190 e 186 (oltre che a 150) GHz perché, come sappiamo da recenti studi (Matrosov et al., 2009), le difficoltà nel distinguere la precipitazione nevosa da quella piovosa ci porta ad assumere che la neve sia confinata nei primi 5 km di atmosfera e che in sua presenza scompaia la componente liquida della precipitazione.

Come nel caso precedente andiamo poi ad analizzare combinazioni lineari dei canali AMSU-B (figura 5.8) per studiare i punti in cui siamo in presenza esclusivamente di vapore acqueo e goccioline di nube.

Figura 5.7 Dati AMSU-B di TB_{89} (alto- sinistra), TB_{150} (alto - destra), TB_{184} (mezzo - sinistra), TB_{186} (mezzo - destra) e TB_{190} (sotto) del 25 gennaio 2004 1249 UTC.

Figura 5.8 Dati di TB delle combinazioni lineari delta 190_1 (alto - sinistra), delta 190 (alto - destra), deltab (mezzo - sinistra), delta WV_1 (mezzo - destra), delta WV_2 (sotto - sinistra) e delta WV_3 (basso - destra) del 25 gennaio 2004 12.49 UTC (per il significato degli acronimi delle combinazioni dei canali si veda figura 5.4).

Prendiamo ora in esame i risultati del modello 183-WSL, soffermandoci principalmente sulla classificazione dei pixel in cui abbiamo snowfall.

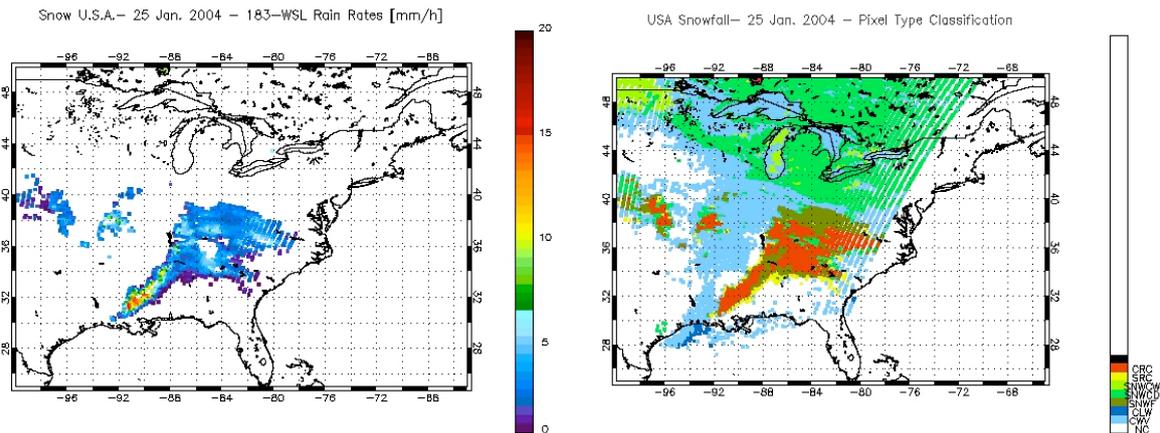


Figura 5.9 Rain rate (sinistra) e classificazione dei pixel (destra) del modello 183-WSL il 25 gennaio 2004 1249 UTC.

L'output del 183-WSL mostra come negli stati sud orientali degli Stati Uniti sia in corso un intenso fenomeno precipitante (figura 5.9). Osserviamo subito che, come visto nell'esempio precedente, i canali più sensibili alla precipitazione nevosa sono quelli a 150 e 190 GHz, che mostrano un abbattimento della TB in corrispondenza dei massimi della precipitazione. Anche in questo caso la maggior parte della precipitazione viene caratterizzata come convettiva, ma notiamo come, all'interno del fenomeno, siano presenti pixel descritti come snowfall. In questa situazione è ancora più evidente la snow cover presente a nord degli Stati Uniti. La copertura è facilmente evidenziabile utilizzando i due canali superficiali dell'AMSU-B (89 e 150 GHz), ma ancora meglio definibile con le prime due combinazioni lineari in figura 5.8.

6 CONCLUSIONI

Dalla comparazione tra diversi metodi di telerilevamento abbiamo osservato come l'utilizzo delle microonde passive stia mostrando sempre maggiori potenzialità per l'analisi di fenomeni precipitanti. Introducendo i principali aspetti dell'interazione tra la radiazione e la materia, nel nostro caso le idrometeore, abbiamo notato come la notevole sensibilità di questa parte dello spettro elettromagnetico alla presenza in atmosfera di vapore acqueo e ossigeno costituisca la base per il massiccio utilizzo delle microonde passive nel telerilevamento delle precipitazioni. Questo fatto fisico ha permesso infatti di sviluppare algoritmi che ci permettono di ricavare una serie di informazioni sulla precipitazione e sulle proprietà fisiche delle nubi.

Per questa tesi ci siamo soffermati sul modello 183-WSL (Laviola and Levizzani, 2008, 2009, 2010) che sfrutta i canali del sensore AMSU-B e le loro combinazioni lineari per definire soglie in grado di definire una stima del rain rate e discriminare i diversi tipi di precipitazione.

Abbiamo esaminato le caratteristiche dei diversi canali spettrali e come questi ci diano la possibilità di osservare diverse porzioni di atmosfera. Ci siamo soffermati in particolare sui canali a 89, 150 e 190 GHz, le cui funzioni peso "piccano" in prossimità del suolo e nei bassi strati dell'atmosfera.

L'interesse per osservare il comportamento delle microonde nei bassi strati deriva dalla necessità di capire come la superficie, con le sue proprietà emissive, influisca sulle misure del vapore acqueo in atmosfera. Abbiamo così analizzato le caratteristiche emissive di diversi tipi di superficie, sottolineando in particolare la sostanziale differenza tra suolo e mare.

Abbiamo inoltre trattato il caso in cui la superficie sia coperta da neve, cercando di utilizzare le microonde anche per definire una maschera di copertura nevosa al suolo. Il modello 183-WSL nella fase di classificazione dei pixel prevede proprio l'identificazione della neve al suolo, suddividendola in neve fresca o asciutta. La creazione di una maschera di snow cover avviene attraverso l'utilizzo di alcune soglie ottenute combinando diversi canali del sensore AMSU-B.

Lo scopo di questo lavoro di tesi è quello di studiare come avviene l'utilizzo delle microonde per il retrieval della precipitazione nevosa. Si è per questo passati all'utilizzo simultaneo di diverse combinazioni lineari delle frequenze AMSU-B per andare a studiare i fenomeni di snowfall. Prima dell'utilizzo delle microonde ad alta frequenza tali eventi erano difficili da interpretare perché a frequenze minori di 100 GHz è difficile distinguere la precipitazione solida da quella liquida e perché la teoria della scattering per particelle non sferiche risulta molto più complicata di quella per particelle standard (sferiche). Ora invece attraverso i canali AMSU-B possiamo effettuare un retrieval delle zone in cui abbiamo fenomeni di snowfall e stimare un'intensità di precipitazione

corrispondente. Utilizzando i metodi esposti abbiamo analizzato due esempi in cui siamo in presenza di precipitazione nevosa. Il primo si riferisce ad un'intensa nevicata avvenuta nel New England la notte tra il 5 ed il 6 marzo 2001. Come primo passaggio abbiamo confrontato i valori di temperatura di brillanza a 150 GHz con i valori di riflettività dei radar della rete NEXRAD, osservando un notevole accordo tra i risultati dell'analisi radar e satellite. Attraverso l'utilizzo dei canali a 89, 150 e 190 GHz e di alcune loro combinazioni lineari abbiamo notato la copertura nevosa nella zona interessata, a dimostrazione di come il fenomeno avesse scaricato al suolo in alcuni punti fino a 70 cm di neve. Abbiamo quindi analizzato la pixel classification, andando a osservare come il modello 183-WSL discrimini con ottimi riscontri i fenomeni precipitanti suddividendoli in convettivi, stratiformi e a carattere nevoso, indicando anche in maniera diversa i pixel in cui siamo in presenza solo di goccioline di nube senza nessun fenomeno precipitante.

Il secondo caso osservato tratta un evento precipitante del 25 gennaio 2004 che ha interessato gli stati sud orientali degli Stati Uniti. Attraverso il confronto tra TB_{150} e riflettività radar osserviamo la struttura di un notevole fenomeno a carattere convettivo. Dall'analisi dei canali superficiali del sensore AMSU-B possiamo osservare una vasta copertura nevosa nel nord degli Stati Uniti. Osservando la pixel classification notiamo inoltre come tra i pixel rappresentativi del fenomeno precipitante ce ne siano una notevole parte indicati come snowfall.

Possiamo affermare che l'utilizzo delle microonde passive per il telerilevamento è in forte evoluzione. Il modello 183-WSL rappresenta un passo avanti nell'utilizzo di questa banda di frequenze, ma la tecnica è di recente concezione a causa della relativamente recente disponibilità di sensori a microonde ad alte frequenze. Nell'ultimo decennio con l'avvento dei sensori AMSU i dati disponibili sono aumentati in maniera notevole e hanno permesso continui sviluppi nell'utilizzo delle microonde. Si può quindi pensare a miglioramenti delle tecniche di retrieval, soprattutto in sinergia con l'aumento delle conoscenze sulla struttura verticale delle nubi da sensori attivi come il Cloud Profiling Radar su CloudSat (es. Todini et al., 2009). Questo anche in vista di sempre più precisi retrieval dei fenomeni di snowfall che, vista l'importanza della precipitazione solida in campo idrologico, atmosferico e climatico, faranno registrare sviluppi applicativi di notevole spessore. Occorre infine sottolineare come l'utilizzo dei sensori AMSU-B, ma più in generale di tutti i metodi di remote sensing, permetta un'analisi degli eventi precipitanti su scala globale che non ha rivali negli altri metodi, aumentando così la disponibilità di dati e la conoscenza dei fenomeni atmosferici. Pertanto, è ragionevole immaginare come questi metodi rappresentino sempre di più il futuro dell'analisi scientifica ed operativa di nubi e precipitazioni.

BIBLIOGRAFIA

- Bennartz, R., and G. W. Petty, 2001: The sensitivity of microwave remote sensing observations of precipitation to ice particle size distributions. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 345-364.
- Draine, B. T., 2000: User guide for the discrete dipole approximation code DDSCAT (version 5°10). Princeton University Observatory, 1-42.
- English, S. J., 1999: Estimation of temperature and humidity profile information from microwave radiances over different surface types. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 1526-1541.
- Ferraro, R. R., F. Weng, N. C. Grody, L. Zhao, H. Meng, C. Kongoli, P. Pellegrino, S. Qiu, and C. Dean, 2005: NOAA operational hydrological products derived from the Advanced Microwave Sounding Unit. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **43**, 1036-1049.
- Grenfell, T. C., and S. G. Warren, 1999: Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation. *J. Geophys. Res.*, **104**, 31 697-31 709.
- Grody, N. C., 1988: Surface identification using satellite microwave radiometers. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **26**, 850-859.
- Grody, N. C., F. Weng, and R. R. Ferraro, 2000: Application of AMSU for obtaining hydrological parameters, In: *Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Earth's Surface and Atmosphere*, P. Pampaloni and S. Paloscia, Eds., USP Int. Science Publishers, Utrecht, 339-352.
- Kakar, R. K., 1983: Retrieval of clear sky moisture profiles using the 183 GHz water vapor line. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **22**, 1282-1289.
- Kongoli, C., N. C. Grody, and R. R. Ferraro, 2004: Interpretation of AMSU microwave measurements for the retrievals of snow water equivalent and snow depth. *J. Geophys. Res.*, **109**, D24111, doi:24110.21029/22004JD004836.
- Kongoli, C., C. A. Dean, S. R. Helfrich, and R. R. Ferraro, 2007: Evaluating the potential of a blended passive microwave-interactive multi-sensor product for improved mapping of snow cover and estimations of snow water equivalent. *Hydrol. Process.*, **21**, 1597-1607.

- Kongoli, C., P. Pellegrino, R. Ferraro, N. Grody, and H. Meng, 2003: A new snowfall detection algorithm over land using measurements from the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2003GL017177.
- Laviola, S., and V. Levizzani, 2008: Rain retrieval using 183 GHz absorption lines. *IEEE Proc. Microrad 2008, 10th Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment*, Firenze, 11-14 March.
- Laviola, S., and V. Levizzani, 2009: Observing precipitation by means of water vapor absorption lines: a first check of the retrieval capabilities of the 183-WSL rain retrieval method. *Italian J. Remote Sens.*, **41**, 39-49.
- Laviola, S., and V. Levizzani, 2010: The 183-WSL fast rainrate retrieval algorithm. Part I: Retrieval design. Submitted to *Atmos. Res.*
- Levizzani, V., P. Bauer, and F. J. Turk, Eds., 2007: *Measuring precipitation from space - EURAINSAT and the future*. Advances in Global Change Research, 28, Springer, Dordrecht, 722 pp.
- Liu, G., 2004: Approximation of single scattering properties of ice and snow particles for high microwave frequencies. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2441-2456.
- Liu, G., 2008: Deriving snow cloud characteristics from CloudSat observations. *J. Geophys. Res.*, **113**, D00A09, doi:10.1029/2007JD009766.
- Matrosov, S. Y., C. Campbell, D. Kingsmill, and E. Sukovich, 2009: Assessing dry snowfall rates from X-band radar reflectivity measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 2324-2339.
- Mishchenko, M. I., W. J. Wiscombe, J. W. Hovnir, and L. D. Travis, 2000: Overview of scattering by nonspherical particles. In: *Light Scattering by Nonspherical Particles: Theory, Measurements, and Applications*. M. I. Mishchenko, J. W. Hovnir, and L. D. Travis, Eds., Academic Press, 29-60.
- Noh, Y.-J., G. Liu, E.-K. Seo, J. R. Wang, and K. Aonashi, 2006: Development of a snowfall retrieval algorithm at high microwave frequencies. *J. Geophys. Res.*, **111**, D22216, doi:10.1029/2005JD006826.

- Skofronick-Jackson, G. M., A. J. Gasiewski, and J. R. Wang, 2002: Influence of microphysical cloud parameterizations on microwave brightness temperature. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **40**, 187-196.
- Skofronick-Jackson, G. M., J. A. Weinman, and D.-E. Chang, 2004: A physical model to determine snowfall over land by microwave radiometry. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **42**, 1047-1058.
- Todini, G., R. Rizzi, and E. Todini, 2009: Detecting precipitating clouds over snow and ice using a multiple sensors approach. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **48**, 1858-1867.
- Weng, F., and N. C. Grody, 2000: Retrieval of ice cloud parameters using a microwave imaging radiometer. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1069–1081.
- Zhao, L., and F. Weng, 2002: Retrieval of ice cloud parameters using the Advanced Microwave Sounding Unit. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 384-395.

7 ACRONIMI

183-WSL	183-Water Strong Lines
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit
BT	Brightness Temperature
CLW	Cloud Liquid Water
CPR	Cloud Profiling Radar
DDA	Discrete Dipole Approximation
ECMWF	European Centre for Medium-range Weather Forecasts
IMS	Ice Mapping System
IR	Infrared
IWP	Ice Water Path
LTE	Local Thermodynamic Equilibrium
MM5	Mesoscale Model di quinta generazione
MSPPS	Microwave Surface and Precipitation Products System
NESDIS	National Environmental Satellite, Data, and Information Service
NEXRAD	Next-Generation Weather System Radar
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
TB	Temperatura di brillantezza
TPW	Total Precipitable Water
UTC	Universal Time Coordinated
WSLC	Water Strong Lines Convective
WSLS	Water Strong Lines Stratiform
WSLW	Water Strong Lines Water
WSR-88D	Weather Surveillance Radar-1988 Doppler