



SAPIENZA
UNIVERSITÀ DI ROMA

Università degli Studi di Roma “La Sapienza”
Facoltà di Ingegneria Elettronica
Dottorato in Elettromagnetismo
XXII Ciclo: novembre 2006 – ottobre 2009

Dott. Giovanni Botta

Radar polarimetria: modelli di
diffusione e assorbimento
d'idrometeore e correzione
dell'attenuazione di percorso

Docente guida: Prof. Frank S. Marzano

to Amanda

Sommario

Introduzione	7
Capitolo 1 Radar polarimetria delle precipitazioni	9
1.1 Fisica delle precipitazioni atmosferiche e caratterizzazione delle idrometeore	9
1.2 Scattering e osservabili radar polarimetrici.....	22
Capitolo 2 Modelli avanzati di diffusione e assorbimento da idrometeore	47
2.1 Particelle sferoidali e T-Matrix	48
2.2 Forme arbitrarie approssimate tramite dipoli discreti	57
2.3 Cluster di sfere tramite metodo di Mie generalizzato	68
Capitolo 3 Correzione dell'attenuazione di percorso e classificazione a frequenze attenuanti.....	93
3.1 Classificazione Bayesiana e stima del contenuto d'acqua d'idrometeore basata su modelli teorici	95
3.2 Correzione vincolata dell'attenuazione di percorso	104
3.3 Approccio iterativo alla correzione dell'attenuazione di percorso	110
3.4 Caso di studio	128
Conclusioni	135
Bibliografia.....	137
Ringraziamenti.....	149

Introduzione

La presente tesi è frutto del lavoro di ricerca effettuato nel corso dei tre anni di Dottorato in Elettromagnetismo. Gli argomenti affrontati hanno riguardato problematiche relative ad applicazioni di radar meteorologia a microonde. Questa particolare disciplina si occupa del telerilevamento dell'atmosfera da terra o da satellite, tramite l'uso di strumenti radar. La radar meteorologia è attualmente la tecnica di telerilevamento che fornisce la maggiore quantità di informazioni sull'atmosfera, consentendo ad esempio di effettuare stime di piovosità o ottenere misure per elaborare previsioni meteorologiche a lungo (*forecasting*) o breve (*nowcasting*) termine. Sebbene le tecniche di telerilevamento e la radar meteorologia, in particolare, siano nate diverse decenni fa, il continuo avanzamento tecnologico comporta la necessità di risolvere nuovi problemi e affrontare nuove sfide, rendendo la ricerca in questo campo particolarmente fertile.

I radar meteo in doppia polarizzazione sono gli strumenti di misura più diffusi. L'uso della doppia polarizzazione aumenta i gradi di libertà del sistema di misura, fornendo potenzialmente informazioni più accurate sul volume di spazio osservato dal radar. Tuttavia, oltre ad avere una maggiore complessità dal punto di vista progettuale e operativo, i radar polarimetrici richiedono un'accurata analisi dei dati misurati per ottenere un maggior numero d'informazioni rispetto alle loro controparti in singola polarizzazione.

Il problema dell'inversione dei dati radar in doppia polarizzazione è, infatti, in parte ancora aperto. Tale problema ha una duplice natura: da una parte c'è la modellizzazione, ossia la sintesi di modelli di natura microfisica ed elettromagnetica delle idrometeore osservate dal radar (pioggia, neve, grandine); dall'altra l'elaborazione vera e propria del segnale radar per eliminare eventuali fonti di errore (attenuazione, *clutter*, bloccaggio). La modellistica è essenziale per avere un riferimento teorico con cui confrontare le misure radar, mentre l'elaborazione del segnale ne permette la validazione. L'utilizzo di diverse frequenze di operazione

(dalla banda S, per applicazioni meteorologiche di terra, alla banda W, per applicazioni satellitari) rende questo problema particolarmente delicato e comporta la necessità di utilizzare tecniche distinte secondo la banda di frequenze di lavoro.

Questa tesi è strutturata in tre capitoli principali. Il primo capitolo contiene un richiamo ad alcuni concetti fondamentali e definizioni utilizzate comunemente in radar meteorologia ed è inoltre un riferimento per i successivi. Il secondo capitolo affronta alcune problematiche riguardanti la modellistica d'idrometeore da un punto di vista elettromagnetico nella banda delle microonde (banda S, X, Ka e W in particolare). In particolare è stata affrontata la modellistica d'idrometeore in fase ghiacciata (cristalli di ghiaccio e neve) o mista (neve bagnata). La soluzione del problema di modellistica è fondamentale anche per applicazioni di telecomunicazioni satellitari (specialmente in banda W). Il terzo capitolo infine si occupa di alcuni algoritmi di elaborazione del segnale radar, con particolare attenzione alle bande S e X. Il problema della classificazione delle idrometeore, dell'inversione del segnale radar e della correzione dell'attenuazione di percorso da un punto di vista algoritmico sono affrontati in questa sede.

I risultati presentati in queste pagine sono stati pubblicati all'interno di atti di convegni e riviste internazionali. Per i dettagli si rimanda alla bibliografia, con riferimento a Botta et al., 2008, Botta et al., 2009, Marzano et al., 2009, Montopoli et al., 2009.

Capitolo 1

Radar polarimetria delle precipitazioni

Introduzione

Questo capitolo si divide in due parti. La prima contiene un richiamo dei principi fondamentali di fisica delle precipitazioni e una caratterizzazione delle idrometeore e delle grandezze utili a descriverne le caratteristiche microfisiche. La seconda contiene la definizione e descrizione, da un punto di vista fisico, degli osservabili radar polarimetrici più comunemente utilizzati e misurati.

Una corretta descrizione e modellizzazione delle caratteristiche microfisiche delle idrometeore è fondamentale per svilupparne modelli di diffusione e assorbimento da radiazione elettromagnetica. In questo modo le caratteristiche microfisiche possono essere correlate a quelle d'interazione con la radiazione elettromagnetica alle varie frequenze d'interesse.

Tramite la correlazione tra modelli teorici e misure radar e dopo un'attenta validazione tramite misure di altra natura (tasso di piovosità, misure disdrometriche e in situ) è possibile sviluppare efficienti algoritmi d'inversione (*retrieval*) di misure radar per ottenere le stime di pioggia o classificare la natura delle idrometeore.

1.1 Fisica delle precipitazioni atmosferiche e caratterizzazione delle idrometeore

Introduzione

In questo paragrafo verranno descritte le caratteristiche microfisiche delle idrometeore e verranno definite alcune grandezze utili. Le idrometeore che si osservano in natura sono composte essenzialmente d'acqua più o

meno allo stato puro in fase liquida, solida o mista (in fase di fusione). A ciascuno stato viene quindi dedicato un sottoparagrafo che descrive le caratteristiche microfisiche e dielettriche delle idrometeore corrispondenti. Segue anzitutto una breve descrizione della fisica delle precipitazioni atmosferiche in termini qualitativi.

1.1.2 Fisica delle precipitazioni

Le precipitazioni atmosferiche sono governate dal ciclo idrologico. Tale ciclo determina la formazione delle nubi e conseguentemente delle precipitazioni (Ahrens, 2004). Il processo di formazione delle nubi è complesso e articolato e di solito non è determinato da un singolo fenomeno. Uno dei primi tentativi di classificare le nubi fu fatto da Luke Howard (1772-1864; Howard, 1803), che usò una classificazione basata su nomi latini e che è alla base della moderna classificazione delle nubi (World Meteorological Organization, 1956; Pruppacher e Klett, 1997).

Le nubi sono formate da piccolissime gocce di pioggia, dell'ordine dei 10^{-2} mm. Queste sono troppo piccole per cadere a terra e rimangono sospese. I processi alla base della formazione delle precipitazioni sono sostanzialmente il processo di collisione e coalescenza e il processo dei cristalli di ghiaccio o di Bergeron. Il primo descrive la formazione di gocce di pioggia, mentre il secondo quello di cristalli di ghiaccio e aggregati (fiocchi di neve) i quali poi eventualmente possono precipitare in fase solida ovvero fondere e precipitare sotto forma di pioggia (Ahrens, 2004).

Nel seguito si farà spesso riferimento al diametro equivalente delle idrometeore, siano esse in fase liquida, ghiacciata o mista. Il diametro equivalente è definito come il diametro della sfera avente volume equivalente (sulla definizione di questo volume per ciascun tipo d'idrometeora ci si soffermerà successivamente), ovvero $D = \sqrt[3]{6/\pi V}$, dove V è il volume dell'idrometeora.

1.1.3 Fase liquida: pioggia

Le gocce di pioggia sono generalmente considerate strutture omogenee,

composte di sola acqua allo stato liquido. In presenza di particelle omogenee possono essere utilizzate formule semi-empiriche per modellizzare le proprietà dielettriche, come quelle sviluppate da Ray (1972) e che in seguito assumeremo come riferimento. Il modello di Ray copre l'intervallo di temperatura tra -20°C e $+50^{\circ}\text{C}$ e il range di frequenze tra 1 GHz e 1000 GHz. La costante dielettrica relativa dell'acqua dipende quindi sia dalla frequenza sia dalla temperatura. Questo modello è un'estensione del classico modello di Debye tramite l'aggiunta di bande di assorbimento ricavate empiricamente.

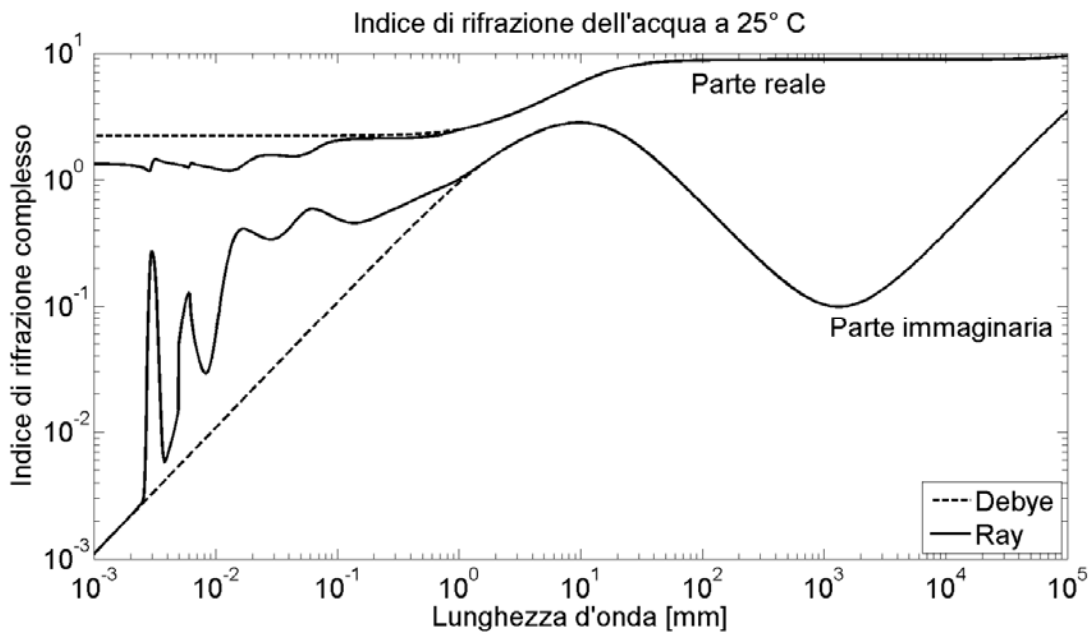


Figura 1.1 Indice di rifrazione complesso dell'acqua in funzione della lunghezza d'onda (figura adattata da Ray, 1972). È evidenziato il contributo del modello di Debye.

Gli andamenti della parte reale e immaginaria dell'indice di rifrazione dell'acqua in funzione della lunghezza d'onda sono riportati in Figura 1.1. Variazioni nel comportamento dielettrico dell'acqua a causa della presenza di sali e di acidi disciolti nella pioggia sono di solito trascurabili (Brussaard e Watson, 1995).

Misure disdrometriche e in situ, rilevazioni sperimentali in galleria del vento o modelli fisico-matematici (Pruppacher e Pitter, 1971) mostrano

tutti che la forma delle gocce di pioggia è ben approssimata da uno sferoide oblato. In particolare, le gocce di pioggia vibrano attorno ad una forma media sferoidale la cui eccentricità, o rapporto assiale (axis ratio), dipende dalle dimensioni. Il rapporto assiale è definito come il rapporto tra il semiasse minore b e il semiasse maggiore a dello sferoide. Gocce di pioggia di dimensione superiore ai 7 mm risultano instabili e tendono a scindersi in gocce più piccole (Pruppacher e Pitter, 1971), sebbene alcune gocce, stabilizzate da un nucleo ghiacciato, possano resistere anche a dimensioni maggiori. In letteratura sono riportate diverse relazioni, di tipo polinomiale, che legano il diametro equivalente al rapporto assiale. Citiamo ad esempio la relazione lineare di Pruppacher e Beard (1970):

$$\left(\frac{b}{a}\right)_{PB} = 1.03 - 0.062D \quad 1.1$$

Tale relazione è valida solamente per diametri sufficientemente grandi. Una formula di validità più generale è probabilmente quella ricavata da Beard e Chuang (1987) mediante un'interpolazione polinomiale di quarto grado:

$$\begin{aligned} \left(\frac{b}{a}\right)_{BC} &= 1.0048 + 0.00057D - 0.02628D^2 \\ &+ 0.003682D^3 - 0.0001677D^4 \end{aligned} \quad 1.2$$

Altre relazioni per il rapporto assiale sono state proposte da Andsager et al. (1999; abbreviato AB), Keenan et al. (2001; abbreviato KC), Brandes et al. (2002; abbreviato BR) e vengono elencate di seguito:

$$\begin{aligned} \left(\frac{b}{a}\right)_{AB} &= 1.0048 + 0.00057D - 0.0262822D^2 \\ &+ 0.003682D^3 - 0.0001677D^4 \end{aligned} \quad 1.3$$

$$\left(\frac{b}{a}\right)_{KC} = 0.9939 + 0.00736D - 0.018485D^2 + 0.001456D^3 \quad 1.4$$

$$\left(\frac{b}{a}\right)_{BR} = 0.9951 + 0.0251D - 0.03644D^2 + 0.00503D^3 - 0.0002492D^4 \quad 1.5$$

Nelle formule 1.1-1.5 il diametro è espresso in millimetri. In Figura 1.2 sono graficate le relazioni descritte.

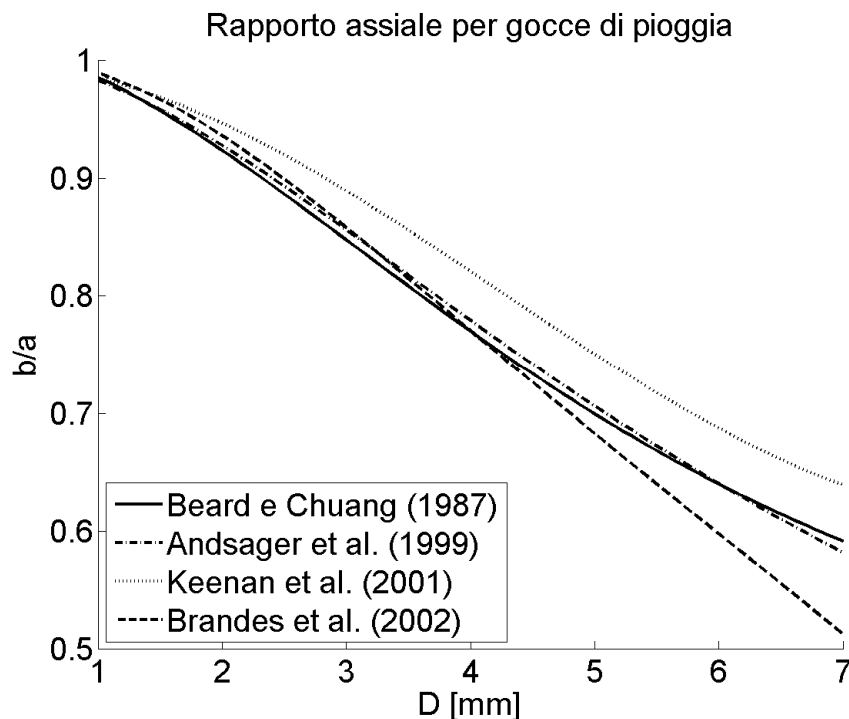


Figura 1.2 Rapporto assiale per gocce di pioggia secondo diverse relazioni presenti in letteratura.

La composizione delle forze aerodinamiche e della gravità terrestre è responsabile dell'orientazione delle gocce di pioggia. L'asse di simmetria delle particelle precipitanti sarà distribuito intorno alla direzione verticale, a meno di una componente orizzontale, dovuta al gradiente dei venti di taglio. Secondo il modello di Brussaard (1976) la direzione dell'asse di

simmetria è parallela al flusso d'aria relativo attorno alla goccia, determinato da due componenti: una verticale dovuta alla caduta e una orizzontale dovuta al gradiente della velocità dei venti di taglio. La distribuzione angolare delle gocce di pioggia dovrà quindi tenere conto di un'inclinazione dell'asse di simmetria, o *canting angle*, diversa da zero. Le distribuzioni comunemente usate per il canting angle sono quella di Fisher o quella gaussiana.

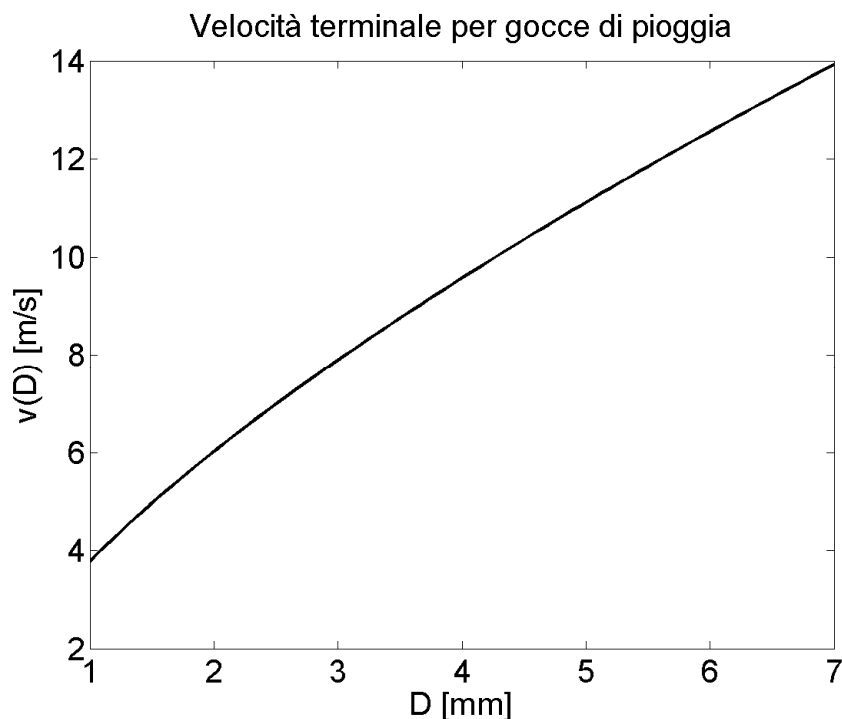


Figura 1.3 Velocità terminale per gocce di pioggia secondo la relazione di Atlas e Ulbrich (1977).

Oltre all'orientazione e alla forma è importante conoscere la velocità di caduta terminale delle gocce di pioggia. La velocità terminale è definita come velocità per cui la forza di gravità è in equilibrio con la forza di attrito viscoso dell'aria, ovvero la velocità limite di caduta di un corpo soggetto ad attrito viscoso e forza di gravità. La velocità terminale aumenta all'aumentare del diametro equivalente delle gocce di pioggia. In letteratura si trovano diversi modelli che legano la velocità terminale al diametro delle idrometeore, sviluppati a partire dai primi esperimenti di

misura realizzati da Gunn e Kinzer (1949). Tra questi modelli citiamo la relazione ricavata da Atlas e Ulbrich (1977), valida per tutto il range di dimensioni delle gocce di pioggia:

$$v(D) = 3.78D^{0.67} \quad [\text{m/s}] \quad 1.6$$

con D espresso in mm. In Figura 1.3 è riportato l'andamento della velocità terminale in funzione del diametro.

Introduciamo ora le definizioni di due tipiche grandezze utilizzate per caratterizzare la precipitazione. La prima è il tasso di precipitazione in aria ferma (R , *rain rate*), definito come il flusso di volume d'acqua per unità di superficie in condizioni stazionarie:

$$R = \int v(D)V(D)N(D)dD = \frac{\pi}{6} \int v(D)D^3 N(D)dD \quad [\text{m/s}] \quad 1.7$$

dove $v(D)$ la velocità terminale (in m/s), la quale può essere espressa in funzione del diametro D utilizzando ad esempio la 1.6. Esprimendo la velocità in mm/hr, il diametro in mm e la funzione di distribuzione $N(D)$ in $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$, considerando che un'ora è pari a 3600 secondi, si ottiene la classica formulazione di R misurata in mm/hr:

$$R = 0.6\pi \cdot 10^{-3} \int v(D)D^3 N(D)dD \quad [\text{mm/hr}] \quad 1.8$$

La seconda grandezza, indicata con W , è il contenuto d'acqua liquida della pioggia per unità di volume, definito come:

$$W = \rho_w \int V(D)N(D)dD = \frac{\pi}{6} \rho_w \int D^3 N(D)dD \quad [\text{g/m}^3] \quad 1.9$$

L'espressione è valida se il diametro D è misurato in metri e se la densità ρ_w è misurata in g/m^3 . Esprimendo D in mm e ρ_w in g/cm^3 , si ottiene:

$$W = 10^{-3} \cdot \frac{\pi}{6} \rho_w \int D^3 N(D)dD \quad [\text{g/m}^3] \quad 1.10$$

Diversi modelli della distribuzione delle dimensioni delle gocce $N(D)$ (Drop Size Distribution o DSD) sono disponibili in letteratura. Laws e Parsons (1943) ricavarono con sufficiente accuratezza delle distribuzioni medie, valide per diametri maggiori di 0.5 mm. Una distribuzione molto usata è la legge esponenziale di Marshall e Palmer (1948); in buon accordo con i risultati sperimentali di Laws e Parsons, questa tende tuttavia a sovrastimare il numero di gocce di piccole dimensioni poiché il suo diametro di validità effettiva va dagli 1.5 mm in poi. Una distribuzione che risolve questo problema, tendendo a zero al diminuire del diametro equivalente è la distribuzione Gamma, probabilmente la più utilizzata nelle applicazioni di radar meteorologia. Introdotta da Ulbrich (1983), la distribuzione Gamma ha la seguente espressione:

$$N(D) = N_0 D^\mu e^{-\Lambda D} \quad 1.11$$

μ è detto fattore di dispersione o di forma e assume tipicamente valori compresi tra -2 e 6 (Brussaard e Watson, 1995). Tale DSD può essere riformulata introducendo la grandezza D_0 , detta diametro mediano, definita dalla seguente relazione:

$$\frac{\pi}{6} \rho_w \int_0^{D_0} D^3 N(D) dD = \frac{1}{2} \frac{\pi}{6} \rho_w \int_0^{\infty} D^3 N(D) dD = \frac{1}{2} W \quad 1.12$$

Il diametro mediano è cioè tale che le gocce con diametro equivalente minore di D_0 contribuiscono per metà del contenuto di acqua liquida W . Per la distribuzione Gamma si ha $\Lambda D_0 = 3.67 + \mu$, per cui:

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp\left\{-\left(3.67 + \mu\right) \frac{D}{D_0}\right\} \quad 1.13$$

Un altro parametro caratteristico della DSD è il diametro medio pesato secondo la massa, D_m , definito sostanzialmente come rapporto tra momento del quarto e momento del terzo ordine della distribuzione. Per la distribuzione Gamma si ottiene $\Lambda D_m = 4 + \mu$: il valore è quindi prossimo a

quello del diametro mediano.

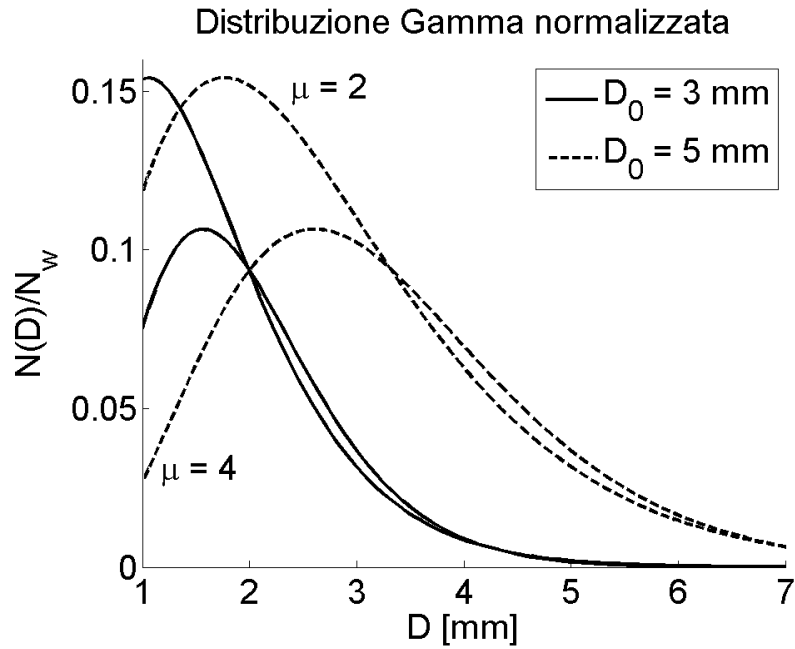


Figura 1.4 Funzione di distribuzione Gamma normalizzata rispetto al parametro N_w per diversi valori di μ e D_0 .

I parametri della distribuzione Gamma non sono fra loro indipendenti. Tenendo conto della dipendenza tra i vari parametri è possibile normalizzare tale distribuzione mantenendo il significato fisico dei tre parametri coinvolti (Illingworth e Blackman, 2002):

$$N(D) = N_w f(\mu) \left(\frac{D}{D_0} \right)^\mu \exp \left\{ - (3.67 + \mu) \frac{D}{D_0} \right\} \quad 1.14$$

N_w è il parametro di intercetta, definito come (Testud et al., 2001):

$$N_w = \frac{(3.67)^4 \cdot 10^3 \cdot W}{\pi \rho_w D_0^4} \quad [\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}] \quad 1.15$$

mentre $f(\mu)$ è una funzione definita come:

$$f(\mu) = \frac{6(3.67 + \mu)^{\mu+4}}{(3.67)^4 \Gamma(\mu + 4)} \quad 1.16$$

dove Γ è la funzione di Eulero. In Figura 1.4 è graficata la distribuzione Gamma normalizzata rispetto a N_w . Questa nuova forma della distribuzione ha il vantaggio che tenendo N_w e D_0 costanti il tasso di precipitazione R non varia sensibilmente al variare di μ (Illingworth e Blackman, 2002). In questo modo da una misura della DSD (ad esempio tramite disdrometro) si possono ricavare D_0 e W e da questi N_w .

1.1.4 Fase solida: ghiaccio

Uno degli effetti più importanti delle particelle di ghiaccio sulla propagazione delle microonde è la depolarizzazione, dovuta alla caratteristica proprietà di allineamento dei cristalli nelle nubi di ghiaccio. L'attenuazione è molto più bassa rispetto all'attenuazione da pioggia, essendo la costante dielettrica del ghiaccio notevolmente inferiore a quella dell'acqua. Modelli empirici dell'indice di rifrazione del ghiaccio, ricavati da risultati di misure di laboratorio, sono riportati da Ray (1972) e Warren (1984), dall'ultravioletto fino alle VHF. Riveste importanza per noi il comportamento alle microonde, dove il ghiaccio si presenta in pratica come un dielettrico quasi perfetto, privo di perdite. Il rilassamento avviene infatti ad una frequenza molto bassa, 7.3 KHz a 0°C, e le prime righe di assorbimento si hanno nel lontano infrarosso. I risultati sperimentali mostrano che, nel range delle microonde, la parte reale della costante dielettrica relativa è indipendente sia dalla frequenza sia dalla temperatura. In Figura 1.5 è graficato l'indice di rifrazione del ghiaccio secco secondo la relazione semi-empirica di Ray.

Un altro modello per la costante dielettrica del ghiaccio è stato proposto da Warren (1984). Il punto di forza del modello di Warren è il confronto con un gran numero di misure in un ampio spettro di frequenze, dall'ultravioletto alle microonde.

I possibili tipi d'idrometeorite che si presentano in fase ghiacciata sono cristalli di ghiaccio, fiocchi di neve, gragnola e chicchi di grandine. I

focchi di neve sono aggregati di cristalli di ghiaccio, più o meno regolari, mentre la gragnola e la grandine possono formarsi a partire da cristalli di ghiaccio o da gocce congelate.

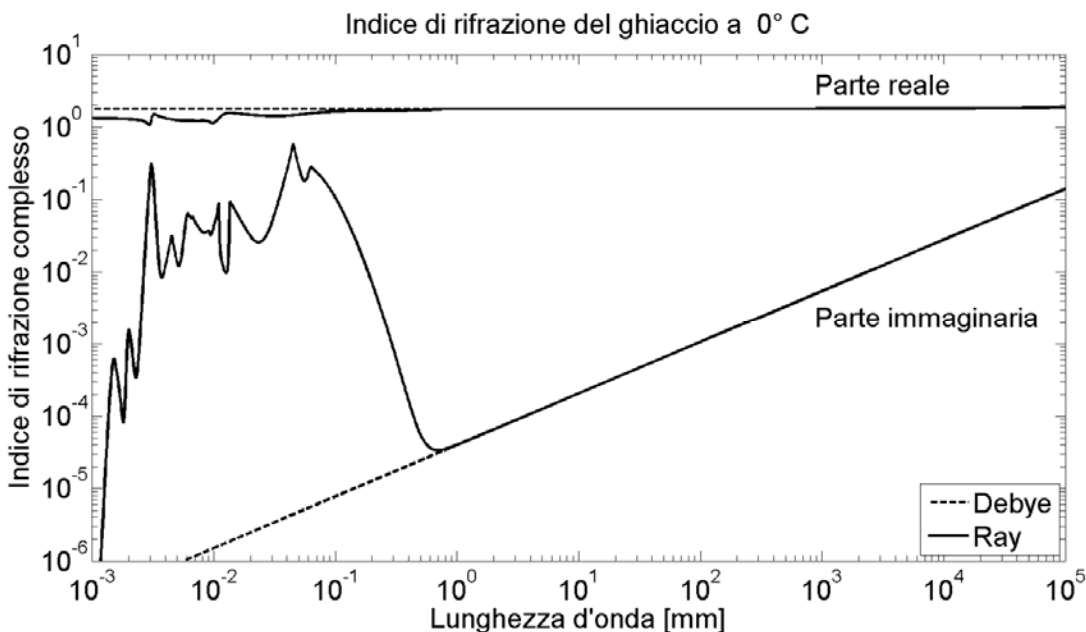


Figura 1.5 Indice di rifrazione complesso del ghiaccio in funzione della lunghezza d'onda (figura adattata da Ray, 1972). È evidenziato il contributo del modello di Debye.

Diversi studi sono stati fatti sulla forma e dimensione dei cristalli di ghiaccio. Uno dei primi è stato pubblicato da Magono e Lee (1966) e contiene una classificazione accurata di diverse classi di cristalli naturali in base alla forma, dimensione e all'intervallo di temperatura. Analisi di misure e studi sperimentali hanno posto l'attenzione su dimensioni e rapporti d'aspetto dei cristalli appartenenti alle diverse classi, fornendo anche leggi empiriche, ad esempio per il calcolo del diametro in funzione della lunghezza per cristalli aghiformi o dello spessore in funzione del diametro per cristalli planari (cfr. Auer e Veal, 1970; Heymsfield, 1972; Davis, 1974; Jayaweera e Ohtake, 1974) o per il calcolo della massa in funzione delle dimensioni (cfr. Heymsfield, 1972; Heymsfield e Kajiwara, 1987; Mitchell et al., 1990). I più semplici cristalli di ghiaccio sono solitamente molto piccoli e, a causa della bassa costante dielettrica alle

microonde, presentano una bassa attenuazione e in generale una risposta radar relativamente più bassa rispetto alle gocce di pioggia. Tuttavia possono incidere notevolmente sulla depolarizzazione dell'onda elettromagnetica incidente poiché si orientano facilmente in presenza di un campo elettromagnetico. Sotto le forze aerodinamiche e gravitazionali i cristalli planari o aghiformi tendono a orientarsi con l'asse maggiore sul piano orizzontale, ma possono assumere specifiche direzioni di orientazione in presenza di campi elettrostatici, cosa piuttosto comune nelle nubi temporalesche, di solito aventi orientazione verticale.

I fiocchi di neve si formano tipicamente tramite aggregazione di cristalli di ghiaccio più piccoli, siano essi aghiformi, planari o dendritici. La forma dei fiocchi di neve può quindi essere piuttosto irregolare e avere densità molto basse. Le dimensioni dei fiocchi di neve possono andare dai pochi millimetri a diversi centimetri. A causa della bassa densità, i fiocchi di neve tendono a cadere piuttosto lentamente finché restano ghiacciati, ma a causa della forma irregolare possono avere velocità angolari sensibilmente diverse da zero, roteando attorno ad un asse.

Come vedremo, diversi modelli tendono a schematizzare i fiocchi di neve come sferoidi composti da una miscela omogenea di aria e ghiaccio con bassissima densità. Tale ipotesi semplifica notevolmente la modellizzazione dal punto di vista elettromagnetico, al prezzo di una minore accuratezza e, come vedremo, dell'introduzione di artefatti nella risposta radar, specialmente a frequenze elevate. Tali modelli, noti come *bulk models*, utilizzano tipicamente una costante dielettrica efficace per gli sferoidi equivalenti che tenga conto della presenza nello stesso volume sia di aria sia di ghiaccio. Esistono diverse formule di mescolamento per il calcolo di tale costante dielettrica equivalente. La formula di Maxwell Garnett (Maxwell Garnett, 1904) è una delle più note, assieme a quella di Ulaby et al. (1986). Entrambe assumono la presenza di un materiale ospitante, o matrice (*host*), contenente al suo interno inclusioni sferiche di un materiale ospite (*inclusions*). Nel caso di Maxwell Garnett, la formula è valida per miscele di soli due materiali (ospitante e ospite) e nel caso in cui il rapporto volumetrico tra ospite e ospitante sia relativamente basso.

La formula di Ulaby è più generale, poiché ammette la presenza di un numero arbitrario di materiali ospiti aventi un rapporto volumetrico qualsiasi al costo di una maggiore complessità formale per misture di più di due materiali distinti.

Infine, idrometeore come la grandine si formano tipicamente da congelamento di gocce di pioggia che, spinte da correnti ascensionali, si ritrovano a temperature inferiori allo zero termico e ghiacciano. I più piccoli chicchi di grandine hanno quindi forma approssimativamente sferica, sferoidale o conica, con bassi rapporti assiali (tra 0.8 e 0.9, Straka et al., 2000), mentre all'aumentare della dimensione possono avere forme più irregolari, con protuberanze di dimensioni anche molto variabili e rapporti assiali tra 0.6 e 0.8. Anche per la grandine si possono verificare fenomeni rotatori tali da giustificare l'uso di semplici modelli sferoidali.

1.1.5 Fase mista

Oltre alle gocce di pioggia, in natura si forma una grande varietà d'idrometeore costituite, in proporzioni variabili, da aria, acqua e ghiaccio. I chicchi di grandine e i fiocchi di neve asciutta possono essere visti come miscele di aria e ghiaccio, mentre la neve e la grandine in fase di scioglimento come miscele di aria, ghiaccio e acqua. Nello strato di fusione queste miscele si presentano durante il processo di scioglimento di particelle ghiacciate (Knight, 1979; Fujiyoshi, 1986; Mitra et al., 1990; Brussaard e Watson, 1995; Oraltay and Hallet, 2005).

Il problema fondamentale, quando si ha a che fare con particelle costituite da più di un materiale, consiste nel determinare efficacemente la risposta radar al variare di forma, dimensioni e densità dei diversi materiali coinvolti. Un approccio possibile, come nel caso di neve o grandine, può essere quello dei cosiddetti *bulk models* (modelli volumetrici), che si riduce quindi al calcolo di una costante dielettrica equivalente per una miscela di aria, acqua e ghiaccio. La formula di Maxwell Garnett (applicata due volte) o la formula di Ulaby possono essere applicate anche in questo caso. Come vedremo non sempre un approccio di questo tipo può tenere conto di tutti i fattori in gioco, se non al costo di

approssimazioni più o meno accettabili.

Idrometeore in fase mista si presentano in quello che è comunemente definito lo strato di fusione, o *melting layer*. Questa particolare regione dell'atmosfera è quella in cui le idrometeore ghiacciate iniziano a sciogliersi fino a tramutarsi in gocce di pioggia. Diversi processi fisici coinvolgono lo strato di fusione: oltre al processo di fusione altri fenomeni, come aggregazione, *break down*, *riming* e aumento della velocità di caduta, concorrono a determinare complessivamente la risposta radar polarimetrica dello strato di fusione. Ad esempio, applicando la legge di conservazione della massa a una distribuzione d'idrometeore in fase di fusione descritta dalla DSD $N(D)$ si ottiene:

$$v(D)N(D) = \text{costante} \quad 1.17$$

La concentrazione delle idrometeore è quindi inversamente proporzionale alla loro velocità di caduta. La velocità di caduta aumenta all'aumentare della frazione d'acqua liquida presente, per cui la concentrazione diminuirà all'aumentare della frazione di ghiaccio fuso.

Dal punto di vista radar, vedremo come lo strato di fusione si presenta come un picco nella riflettività dovuto almeno in parte ai due fenomeni di aumento della frazione d'acqua liquida e riduzione della concentrazione. Tale picco viene indicato come *bright band* (Battan, 1973), di cui esistono innumerevoli osservazioni radar (e.g., Fabry and Zawadski, 1995; Sassen et al., 2005). Il ruolo giocato dagli altri fenomeni termodinamici e fisici coinvolti nella presenza della bright band non è ancora del tutto chiaro, almeno da un punto di vista quantitativo.

1.2 Scattering e osservabili radar polarimetrici

Introduzione

Fu durante la Seconda Guerra Mondiale che per la prima volta si pensò che un'onda elettromagnetica potesse essere irradiata, colpire un oggetto riflettente e tornare indietro a un apposito ricevitore. Era la nascita del

RADAR, acronimo di *RA*dio *DE*tectio*N* *AN*d *R*ang*IN*g. L'idea era di rivelare da lontano la presenza di aerei nemici, ma ben presto ci si rese conto che il radar era in grado di rivelare la pioggia tanto bene quanto gli aerei: nel febbraio del 1941 quindi il radar fu usato per la prima volta per osservare intenzionalmente le precipitazioni (McNoldy, 2003). Intorno alla metà degli anni Sessanta negli Stati Uniti d'America era già stato installato un sistema nazionale di radar meteorologici incoerenti. Da allora sono stati fatti enormi passi avanti nella tecnologia dei radar, e l'utilizzo in meteorologia si è molto diffuso: basta citare la rete nazionale americana di radar Doppler WSR-88D (*Weather Surveillance Radar 1988 Doppler*), i radar Doppler meteorologici installati nei terminali (TDWR) dei maggiori aeroporti americani, la rete australiana di *Weather Watch Radars*, e i radar meteo italiani operanti in banda C e X. I radar Doppler sono oggi considerati uno strumento indispensabile nella misura e nella previsione dei fenomeni atmosferici (Bringi e Chandrasekar, 2001). Al fine di comprendere il funzionamento generale di un radar Doppler polarimetrico, converrà introdurre nel prossimo paragrafo alcuni concetti d'interazione elettromagnetica a microonde.

1.2.1 Elementi di interazione elettromagnetica a microonde

Com'è noto, l'interazione tra un'onda magnetica e una particella porta sostanzialmente a due fenomeni: diffusione e assorbimento. Parte dell'energia incidente è diffusa in direzioni diverse da quella di provenienza (*scattering*) e parte di essa viene assorbita dalla particella e dissipata sotto forma di calore. Complessivamente è quindi sottratta all'onda incidente una certa quantità di energia che è considerata persa ai fini della trasmissione: si parla a tal proposito globalmente di estinzione, come combinazione di assorbimento e di scattering.

1.2.2 Singola particella

Consideriamo una particella immersa nel vuoto e un'onda piana che si propaga nella direzione \hat{i} che incida sulla particella secondo la geometria riportata in Figura 1.6. Sia \underline{E}_i il campo incidente sulla particella e \hat{i} il

versore della direzione d'incidenza. In generale, l'espressione del campo diffuso in funzione della direzione di osservazione (rappresentata dal versore \hat{s}) e della distanza r , ha la forma seguente:

$$\underline{E}_s = E_0 \frac{e^{-jkr}}{r} \underline{f}(\hat{i}, \hat{s}) \quad 1.18$$

dove \underline{f} è la funzione di scattering vettoriale (espressa in m), che tiene conto delle direzioni di incidenza e di diffusione e della costante dielettrica della particella, lasciando così in evidenza i termini di propagazione di onda sferica.

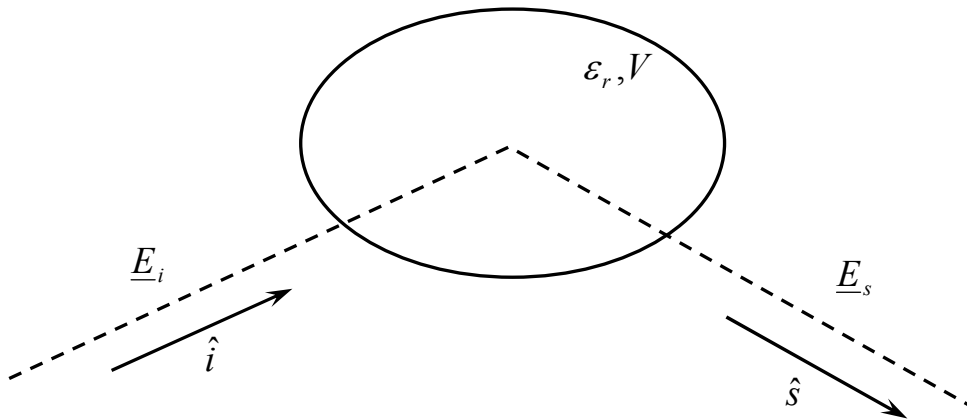


Figura 1.6 Geometria del problema di scattering da singola particella. Sono evidenziati i versori delle direzioni incidente e di scattering.

Il problema fondamentale per la risoluzione del problema di scattering si riduce alla determinazione della funzione vettoriale \underline{f} , che dipende dal campo interno alla particella generato dall'onda incidente. Una soluzione analitica nel caso di particelle sferiche è fornita dalla teoria di Mie, mentre nel caso di particelle sferoidali si può ricorrere al diffuso metodo numerico noto come metodo esteso delle condizioni al contorno o *T-Matrix* oppure al metodo degli elementi finiti (FEM).

Indicando con P_i la densità di potenza dell'onda elettromagnetica incidente sulla particella (espressa in W/m^2), si definisce sezione di scattering bistatica:

$$\sigma_s(\hat{i}, \hat{s}) = \frac{4\pi I_s(\hat{s})}{P_i(\hat{i})} \quad [\text{m}^2] \quad 1.19$$

dove $I_s(\hat{s})$ è il diagramma di radiazione in potenza (espresso in W/sr) del campo di scattering nella direzione di osservazione. La radar cross section, o sezione di backscattering, si definisce come:

$$\sigma_b = \sigma_s(\hat{i}, -\hat{i}) \quad 1.20$$

Si definisce sezione di scattering (omnidirezionale) come integrale della sezione di scattering sull'angolo solido relativo alla direzione di scattering (Ulaby et al., 1981):

$$\sigma_s = \frac{W_s}{P_i} = \frac{\int_{4\pi} I_s(\hat{s}) d\Omega_s}{P_i} = \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} \sigma_s(\hat{i}, \hat{s}) d\Omega_s \quad 1.21$$

dove W_s è la potenza totale diffusa dal bersaglio. Considerando invece la potenza W_a assorbita dal bersaglio si definisce la sezione d'assorbimento:

$$\sigma_a = \frac{W_a}{P_i} \quad 1.22$$

La somma della potenza assorbita e di quella diffusa è detta potenza estinta, ed è la potenza complessivamente persa nell'interazione dell'onda con la particella. Si definisce quindi infine la sezione di estinzione:

$$\sigma_e = \sigma_s + \sigma_a \quad 1.23$$

L'equazione radar per un bersaglio singolo è data da (Bringi e Chandrasekar, 2001):

$$W_r = C + \sigma_b - 2L - 40 \log_{10}(r) \quad 1.24$$

dove W_r è la potenza ricevuta dal radar, C è una costante che dipende dai parametri del radar (guadagno, potenza trasmessa, funzione di radiazione,

lunghezza d'onda della radiazione) ed è tipicamente determinata in fase di calibrazione del radar stesso, σ_b la sezione di backscattering, r la distanza dal bersaglio (la dipendenza dalla quarta potenza della distanza è dovuta al doppio percorso radar) e infine L tiene conto di eventuale attenuazione aggiuntiva (di quest'ultimo termine si parlerà successivamente con maggior dettaglio). Tutte le grandezze sono espresse in dB.

1.2.3 Distribuzioni di particelle e attenuazione specifica

Le relazioni ricavate nel sottoparagrafo precedente riguardano una singola particella. Quando l'onda elettromagnetica illumina una regione di pioggia o, più in generale, un volume occupato da una certa classe d'idrometeor, non si ha più a che fare con un problema di scattering singolo, ma si parla di scattering di volume, e si devono utilizzare nuove espressioni per tener conto della natura distribuita del bersaglio.

Anzitutto concentriamoci sul problema della propagazione elettromagnetica nel mezzo precipitativo, al fine di ricavare un'espressione per l'attenuazione subita dall'onda che lo attraversa. L'attenuazione del campo elettrico è legata alla parte immaginaria della costante di propagazione k . Il campo elettrico non si propaga in un mezzo omogeneo, ma più precisamente in un sistema a due fasi, aria e acqua, per cui k non è globalmente una costante.

In presenza di un volume contenente un certo numero di particelle, ciascuna avente proprietà di diffusione e assorbimento dipendenti dal diametro equivalente e con una concentrazione rappresentata da una distribuzione delle dimensioni (DSD), è possibile definire l'attenuazione specifica, in unità di dB/km, relativa al volume irradiato dalla radiazione elettromagnetica (Bringi e Chandrasekar, 2001):

$$A = 4.343 \cdot 10^3 \int_D \sigma_e(D) N(D) dD \quad [\text{dB/km}] \quad 1.25$$

dove $N(D)$ è la DSD per il volume irradiato e $\sigma_e(D)$ è la sezione di estinzione in funzione del diametro. Le unità di misura di σ_e e di $N(D)dD$ sono rispettivamente m^2 e m^{-3} . È questo un primo esempio d'attenuazione

supplementare, di cui bisogna tenere conto nell'equazione radar. La 1.25 pone due diversi problemi, entrambi di non facile soluzione: il problema elettromagnetico del calcolo della sezione d'estinzione nota la geometria e le caratteristiche dielettriche del diffusore, e quello meteorologico della stima della distribuzione di particelle in funzione del loro diametro, ovvero la valutazione di $N(D)$, la *Drop Size Distribution* (DSD). Il calcolo della sezione d'estinzione varia secondo il regime di scattering, a sua volta dipendente dalla frequenza di lavoro. Un risultato generale è che la sezione d'estinzione aumenta all'aumentare della frequenza, sia in regime di Rayleigh sia in regime risonante di Mie.

1.2.4 Polarizzazione e matrice di scattering

Prendiamo ora in considerazione un'onda piana incidente avente polarizzazione ellittica qualsiasi. Casi particolari della polarizzazione ellittica sono la polarizzazione circolare, quando asse minore e maggiore dell'ellisse coincidono, e la polarizzazione lineare, quando l'ellisse degenera in una retta. Se il vettore che rappresenta il campo elettrico in un punto dello spazio non cambia direzione in istanti successivi, allora si dice che il campo elettrico è polarizzato linearmente.

Seguendo la trattazione di Van Zyl e Ulaby come descritta da Bringi e Chandrasekar (2001), saranno ora date le definizioni delle matrici di scattering, nelle convenzioni d'allineamento di scattering in avanti (FSA: *forward scatter alignment*) e all'indietro (BSA: *back scatter alignment*). A tal scopo definiamo un sistema di coordinate locali XYZ con origine nel centro della particella. La direzione d'incidenza dell'onda piana è specificata dagli angoli sferici θ_i e φ_i , e i versori nel sistema di coordinate sferiche sono \hat{k}_i , $\hat{\theta}_i$, $\hat{\varphi}_i$, con $\hat{k}_i = \hat{\theta}_i \times \hat{\varphi}_i$. Definendo inoltre i versori orizzontale, $\hat{h}_i = \hat{\varphi}_i$, e verticale, $\hat{v}_i = \hat{\theta}_i$, la tripletta di versori può anche essere scritta in questo modo: \hat{k}_i , \hat{v}_i , \hat{h}_i , con $\hat{k}_i = \hat{v}_i \times \hat{h}_i$. L'onda piana incidente calcolata nell'origine del sistema di riferimento XYZ è data da:

$$\underline{E}^i(O) = \hat{h}_i E_i^h + \hat{v}_i E_i^v \quad 1.26$$

Si è quindi espressa l'onda piana nelle sue componenti orizzontale e verticale. Le due direzioni assumono un significato descrittivo effettivamente utile quando $\theta_i \approx 90^\circ$ e il piano XY corrisponde alla superficie terrestre: in questo caso le direzioni $\hat{v}_i = \hat{\theta}_i$ e $\hat{h}_i = \hat{\phi}_i$ diventano rispettivamente ortogonale e parallela alla superficie terrestre.

Consideriamo ora il campo di scattering della particella, assumendo un sistema di riferimento sferico definito dalla tripletta $\hat{k}_s, \hat{\theta}_s, \hat{\phi}_s$, con $\hat{k}_s = \hat{\theta}_s \times \hat{\phi}_s$. Esattamente come prima sono introdotte le direzioni verticale e orizzontale: $\hat{h}_s = \hat{\phi}_s$ e $\hat{v}_s = \hat{\theta}_s$.

Ricordando l'espressione finale del campo di scattering, data dalla 1.18, e introducendo anche per il campo scatterato la scomposizione in componenti orizzontale e verticale, si ha in definitiva:

$$\begin{bmatrix} E_h^s \\ E_v^s \end{bmatrix} = \frac{e^{-jkr}}{r} \begin{bmatrix} S_{hh} & S_{hv} \\ S_{vh} & S_{vv} \end{bmatrix}_{FSA} \begin{bmatrix} E_h^i \\ E_v^i \end{bmatrix} \quad 1.27$$

Si è qui introdotta la matrice S_{FSA} , matrice di scattering secondo la convenzione FSA (*forward scatter alignment*). In forma compatta è possibile scrivere:

$$\underline{E}^s = S_{FSA} \underline{E}^i \frac{e^{-jkr}}{r} \quad 1.28$$

La convenzione FSA dà importanza al verso di propagazione dell'onda, ed è adottata in ottica in maniera quasi esclusiva. Per le applicazioni radar è invece molto spesso utilizzata la convenzione BSA (*back scatter alignment*). Nella convenzione BSA è sempre definita una tripletta di versori $\hat{k}_r, \hat{\theta}_r, \hat{\phi}_r$, con $\hat{k}_r = \hat{\theta}_r \times \hat{\phi}_r = -\hat{k}_s$, $\hat{h}_r = -\hat{h}_s$ e $\hat{v}_r = \hat{v}_s$. La direzione orizzontale è opposta rispetto al caso FSA, mentre quella verticale rimane invariata.

La relazione che lega le componenti del campo di scattering nella convenzione BSA a quelle della convenzione FSA è quindi molto semplice:

$$\begin{bmatrix} E_h^r \\ E_v^r \end{bmatrix} = \frac{e^{-jkr}}{r} \begin{bmatrix} -1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} S_{hh} & S_{hv} \\ S_{vh} & S_{vv} \end{bmatrix}_{FSA} \begin{bmatrix} E_h^i \\ E_v^i \end{bmatrix} \quad 1.29$$

Introducendo la matrice di scattering, definita nella convenzione BSA, la relazione tra campo incidente e campo di scattering si può scrivere in forma compatta:

$$\underline{E}^r = S_{BSA} \underline{E}^i \frac{e^{-jkr}}{r} \quad 1.30$$

La relazione tra le due matrici è la seguente:

$$S_{BSA} = \begin{bmatrix} -1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} S_{FSA} \quad 1.31$$

I pedici FSA e BSA stanno a indicare la convenzione di scattering utilizzata, così come l'apice s per il campo di scattering indica l'utilizzo della convenzione FSA, mentre l'apice r di quella BSA. La convenzione BSA è particolarmente utile nel caso del radar monostatico, in quanto nella direzione di backscattering, $\theta_s = \pi - \theta_i$ e $\varphi_s = \pi + \varphi_i$, e inoltre si ha $\hat{k}_r = \hat{k}_i = -\hat{k}_s$, $\hat{v}_r = \hat{v}_i$ e $\hat{h}_r = \hat{h}_i$: le due triplette, per l'onda incidente e per l'onda di backscattering, sono quindi equivalenti. Nelle applicazioni radar quest'equivalenza è molto utile poiché la polarizzazione di un'antenna è definita come la polarizzazione dell'onda irradiata dall'antenna, anche quando il campo è in ricezione.

Si può infine dimostrare che nel caso del radar monostatico è valido un teorema di reciprocità (Bringi e Chandrasekar, 2001) che enuncia sostanzialmente la simmetria della matrice di scattering in convenzione BSA (ovvero $S_{hv} = -S_{vh}$ in convenzione FSA). Questo è un vantaggio poiché i termini di cross-polarizzazione sono identici, riducendo i gradi di

libertà della matrice.

L'interpretazione fisica del termine di cross-polarizzazione è tipicamente correlata all'orientazione della particella irradiata. È possibile dimostrare analiticamente tale correlazione per una particella sferoidale in regime di scattering Rayleigh-Gans (ovvero quando le dimensioni della particella sono molto più piccole della lunghezza d'onda incidente). In questo caso è possibile infatti dimostrare che il termine di cross-polarizzazione si annulla se le componenti orizzontale e verticale sono orientate con i due assi dello sferoide e il campo di scattering sarà maggiore lungo la direzione orientata con l'asse maggiore della particella (Bringi e Chandrasekar, 2001). Questo risultato è molto importante nel caso di pioggia irradiata a frequenze basse (ad esempio in banda S, ovvero a lunghezze d'onda dell'ordine di 10 cm, molto più grandi delle dimensioni tipiche delle gocce di pioggia, per cui l'approssimazione di Rayleigh è valida). In queste condizioni il termine di cross-polarizzazione è strettamente correlato all'orientazione della particella rispetto alle componenti orizzontale e verticale del campo irradiato e può quindi dare informazioni quantitative sull'orientazione della particella rispetto alla superficie terrestre (*canting angle*).

1.2.5 Frequenza Doppler

L'effetto Doppler è un meccanismo di propagazione delle onde ben noto in ottica, in acustica, in elettromagnetismo e di conseguenza anche nella teoria radar. Se la sorgente dell'oscillazione e/o il bersaglio sono in movimento relativo tra loro, si ha come risultato uno spostamento in frequenza del campo trasmesso (Skolnik, 1962). Questo spostamento in frequenza è il principio su cui si basano i radar d'avvistamento per il controllo del traffico aereo per rilevare gli aerei in movimento nelle zone aeroportuali: lo spostamento Doppler causato dal movimento radiale permette di rilevare i bersagli in movimento su uno sfondo costituito da clutter e bersagli fissi (Knott et al., 1993). Si vuole porre l'accento sul termine "radiale" introdotto nella frase precedente: la frequenza Doppler non è legata alla velocità assoluta dell'oggetto in movimento, ma

solamente alla componente nella direzione radiale della velocità relativa. Un bersaglio che si muove su una circonferenza intorno al radar non genererà nessun effetto Doppler. La definizione generale di frequenza Doppler bistatica prevede la possibilità di avere trasmettitore e ricevitore che osservano la particella in movimento da punti di vista diversi. Nel caso di radar monostatico (che rappresenta lo standard per applicazioni di radar meteorologia), le direzioni d'incidenza e di scattering sono opposte, semplificando la trattazione:

$$f_D = \frac{2\hat{i} \cdot \mathbf{v}}{\lambda} = \frac{2v_r}{\lambda} = 2 \frac{v_r}{c} f \quad 1.32$$

ove v_r è la velocità radiale del bersaglio rispetto al radar, f la frequenza operativa e c è la velocità della luce. Se il bersaglio è in allontanamento, la frequenza Doppler è positiva e la frequenza ricevuta, $f' = f - f_D$, è complessivamente più bassa rispetto a quella trasmessa, mentre se il bersaglio è in avvicinamento, lo spostamento Doppler è negativo e la frequenza ricevuta è più alta. Come tutti i bersagli in movimento anche una precipitazione d'idrometeore può produrre uno spostamento Doppler della frequenza del campo trasmesso. È possibile quindi, in linea di principio, capire se una cella temporalesca è in avvicinamento o in allontanamento rispetto al radar meteorologico analizzando i valori di frequenza Doppler ottenendo mappe di velocità radiale.

1.2.6 Misure polarimetriche

Per una trattazione dettagliata del segnale radar si rimanda a Bringi e Chandrasekar (2001). In questa sede saranno solo richiamate le definizioni più importanti e quelle che saranno utilizzate successivamente. Nelle ipotesi che il bersaglio illuminato dal radar non sia puntiforme, ma piuttosto distribuito, cioè costituito da un gran numero d'idrometeore distribuite all'interno del volume di risoluzione, e che il volume sia inoltre uniformemente occupato dai diffusori, si definisce la grandezza chiamata riflettività volumetrica, o *radar cross section* media per unità di volume (Bringi e Chandrasekar, 2001):

$$\eta = \frac{\sum_i \sigma_{bi}}{\Delta V} \quad [\text{mm}^2 \text{m}^{-3}] \quad 1.33$$

Nell'espressione della riflettività volumetrica la sommatoria è su tutti i diffusori situati all'interno dell'elemento di volume. Questa espressione è valida nell'ipotesi che il termine complessivo d'interazione tra i diffusori sia trascurabile. Ciò è vero fintanto che la distribuzione spaziale delle particelle all'interno del volume è casuale. La sezione di backscattering σ_{bi} è espressa in mm^2 e il volume in m^3 .

Estendendo questa definizione al caso di un insieme di diffusori caratterizzati da una distribuzione di diametri $N(D)$ si ha:

$$\eta = \frac{\sum_i \sigma_{bi}}{\Delta V} = \int_0^{\infty} \sigma_b(D)N(D)dD \quad [\text{mm}^2 \text{m}^{-3}] \quad 1.34$$

È possibile dimostrare (Bringi e Chandrasekar, 2001) che nell'approssimazione di Rayleigh, l'espressione della sezione di backscattering per una particella sferica di diametro D è pari a:

$$\sigma_b = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad \text{con } K = \frac{\epsilon_r - 1}{\epsilon_r + 2} \quad 1.35$$

dove λ è la lunghezza d'onda e $|K|^2$ è una quantità chiamata fattore dielettrico che dipende dalla costante dielettrica relativa ϵ_r e quindi tramite questa da lunghezza d'onda, temperatura e composizione della particella. Chiaramente per una particella sferica non vi è alcuna dipendenza della sezione di backscattering dalla polarizzazione.

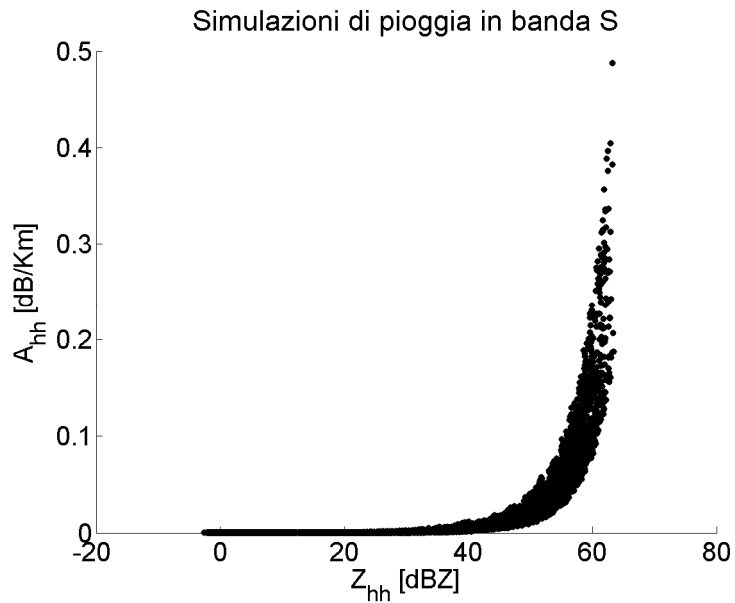


Figura 1.7 Diagramma di dispersione per simulazioni di attenuazione specifica in funzione della riflettività per pioggia in banda S (3 GHz).

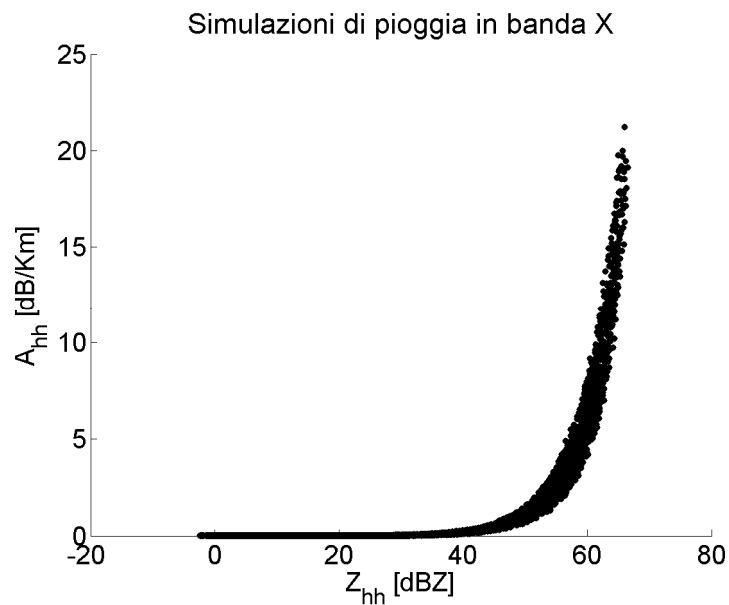


Figura 1.8 Diagramma di dispersione per simulazioni di attenuazione specifica in funzione della riflettività per pioggia in banda S (10 GHz).

Dividendo la sezione di backscattering per la sezione geometrica della sfera ($\pi D^2/4$), si ottiene l'andamento dell'efficienza di backscattering, direttamente proporzionale, secondo l'approssimazione di Rayleigh, a $(kD)^4$. Inserendo infine l'espressione di σ_b 1.35 nella 1.34 si ha:

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \int_0^\infty D^6 N(D) dD = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 Z \quad \text{con } Z = \int_0^\infty D^6 N(D) dD \quad 1.36$$

Z è detto fattore di riflettività ed è pari per definizione al momento del sesto ordine della distribuzione dei diametri equivalenti. Z ha dimensioni pari a $[\text{mm}^6 \text{m}^{-3}]$ ed è tipicamente espresso in dB, nel qual caso si parla di dBZ . Nel caso in cui l'ipotesi di Rayleigh non sia ammissibile, è possibile introdurre un fattore di riflettività equivalente Z_e :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 Z_e \quad \text{con } Z_e = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int_0^\infty \sigma_b(D) N(D) dD \quad 1.37$$

Questa è l'espressione più generale del fattore di riflettività: tiene conto della frequenza di lavoro, della costante dielettrica delle particelle, della distribuzione dei diametri equivalenti e, per particelle non sferiche, anche della polarizzazione del campo elettromagnetico. Il fattore di riflettività è una quantità misurabile tramite radar (è un osservabile radar) e in caso di radar polarimetrico è possibile misurare tale fattore per le due polarizzazioni, nel qual caso si parla di riflettività copolari.

Possiamo ricavare direttamente le definizioni delle riflettività copolari specializzando l'espressione della radar cross section per i due casi (H e V):

$$\begin{aligned}
Z_{hh} = Z_{e,hh} &= \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \eta_{hh} = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \langle \sigma_{b,hh} \rangle = \\
&= \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K|^2} \langle |S_{hh}|^2 \rangle && [\text{mm}^6 \text{m}^{-3}] \\
Z_{vv} = Z_{e,vv} &= \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \eta_{vv} = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \langle \sigma_{b,vv} \rangle = \\
&= \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K|^2} \langle |S_{vv}|^2 \rangle && [\text{mm}^6 \text{m}^{-3}]
\end{aligned}
\tag{1.38}$$

Le parentesi angolate $\langle \rangle$ indicano un'operazione di valore atteso sulla distribuzione dei diametri, sulle forme, sugli angoli d'inclinazione, sulle composizioni e costanti dielettriche delle particelle, sulle densità (Straka et al., 2000). Nelle 1.38 λ è espressa in mm e le sezioni di backscattering medie hanno le dimensioni di mm^2/m^3 . Z_{hh} e Z_{vv} sono i fattori di riflettività per le polarizzazioni orizzontale e verticale, direttamente proporzionali alle radar cross section medie delle idrometeore. Per particelle di pari dimensioni, il ghiaccio produce riflettività più basse rispetto all'acqua, sia per i diversi valori di costante dielettrica sia per la densità più bassa. È importante notare che sia Z_{hh} sia Z_{vv} sono sensibili alla calibrazione e i valori misurati dal radar sono spesso affetti dall'attenuazione di percorso (e.g. Aydin et al., 1989; Gorgucci et al., 1996; Matrosov et al., 2002;). Possono essere utilizzati, da soli o insieme ad altri osservabili radar che andremo a definire, per stimare l'intensità di pioggia e per discriminare tra le varie classi di idrometeore. Data l'escursione di valori su diversi ordini di grandezza, le riflettività sono sempre misurate in scala logaritmica, ovvero in dBZ (dB applicato alle dimensioni $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$).

Come per la riflettività, è possibile definire l'attenuazione specifica nei due casi di polarizzazione verticale o orizzontale (H e V). A tal fine occorre definire una sezione di assorbimento per ciascuna direzione di polarizzazione. Queste sono definite come il rapporto tra la potenza assorbita e la densità di potenza incidente per la polarizzazione in esame.

Di conseguenza la sezione di estinzione sarà la somma della sezione di scattering e della sezione di assorbimento e sarà indice della potenza complessivamente sottratta alla polarizzazione in esame. Da qui la definizione delle attenuazioni specifiche orizzontale e verticale:

$$\begin{aligned}
 A_{hh} &= 4.343 \cdot 10^3 \int_D \sigma_{eh}(D) N(D) dD = \\
 &= -4.343 \cdot 10^3 \frac{4\pi}{k} \int_D \text{Im} \left\{ \hat{h} \cdot \underline{f}(\hat{i}, \hat{i}, D) \right\} N(D) dD \quad [\text{dB/km}] \\
 A_{vv} &= 4.343 \cdot 10^3 \int_D \sigma_{ev}(D) N(D) dD = \\
 &= -4.343 \cdot 10^3 \frac{4\pi}{k} \int_D \text{Im} \left\{ \hat{v} \cdot \underline{f}(\hat{i}, \hat{i}, D) \right\} N(D) dD \quad [\text{dB/km}]
 \end{aligned} \tag{1.39}$$

dove $\underline{f}(\hat{i}, \hat{i}, D)$ è la funzione di scattering in avanti (cfr. 1.18) in funzione del diametro della particella e l'equivalenza tra questa e le sezioni di estinzione sono assicurate dal teorema ottico. Il fattore 10^3 tiene conto della conversione da metri a chilometri.

Nelle Figure 1.7 e 1.8 sono graficati i diagrammi di dispersione per simulazioni di attenuazione specifica in funzione della riflettività alle bande S e X rispettivamente. Da notare come il problema dell'attenuazione sia molto più sensibile in banda X rispetto alla banda S. Il rapporto tra i due fattori di riflettività è detto riflettività differenziale Z_{dr} :

$$Z_{dr} = 10 \log_{10} \left\{ \frac{Z_{hh}}{Z_{vv}} \right\} = 10 \log_{10} \left\{ \frac{\langle |S_{hh}|^2 \rangle}{\langle |S_{vv}|^2 \rangle} \right\} \quad [\text{dB}] \tag{1.40}$$

Si tratta di una quantità adimensionale, fortemente correlata al diametro equivalente e al rapporto assiale delle idrometeore (Seliga, 1976). Per le particelle sferiche i valori di riflettività differenziale sono essenzialmente nulli (0 dB), mentre particelle sferoidali con l'asse di simmetria orientato nella direzione verticale del piano di polarizzazione producono valori

diversi da zero: per gli sferoidi oblati i valori sono positivi mentre per quelli prolati sono negativi. Naturalmente, l'angolo d'inclinazione influenza il valore di Z_{dr} , modificando le lunghezze effettive dei diffusori lungo le direzioni ortogonali H e V. Essendo questo osservabile un rapporto, è poco influenzato dalla costante dielettrica, mentre è notevolmente condizionato dall'eventuale presenza, nel volume di risoluzione, di un gran numero di grosse idrometeore, caratterizzate da rapporti assiali ben diversi dall'unità. Nelle Figure 1.9 e 1.10 sono graficati i diagrammi di dispersione nel piano (Z_{hh}, Z_{dr}) per simulazioni di pioggia in banda S e X rispettivamente.

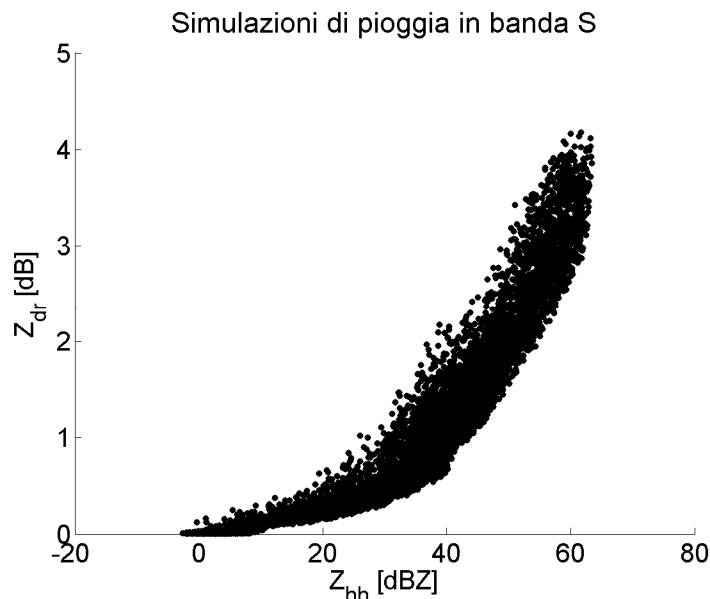


Figura 1.9 Diagramma di dispersione per simulazioni di riflettività copolare e cross-polare per pioggia in banda S (3 GHz).

La riflettività differenziale è tuttavia anch'essa affetta da attenuazione, dovuta a trasferimenti di potenza da una polarizzazione all'altra (tipicamente in presenza di particelle non allineate e aventi canting diverso da zero). Si definisce quindi l'attenuazione specifica differenziale:

$$A_{dp} = A_{hh} - A_{vv} \quad [\text{dB/km}] \quad 1.41$$

La Figura 1.11 mostra l'attenuazione specifica differenziale in funzione

dell'attenuazione specifica orizzontale simulate per pioggia in banda X.

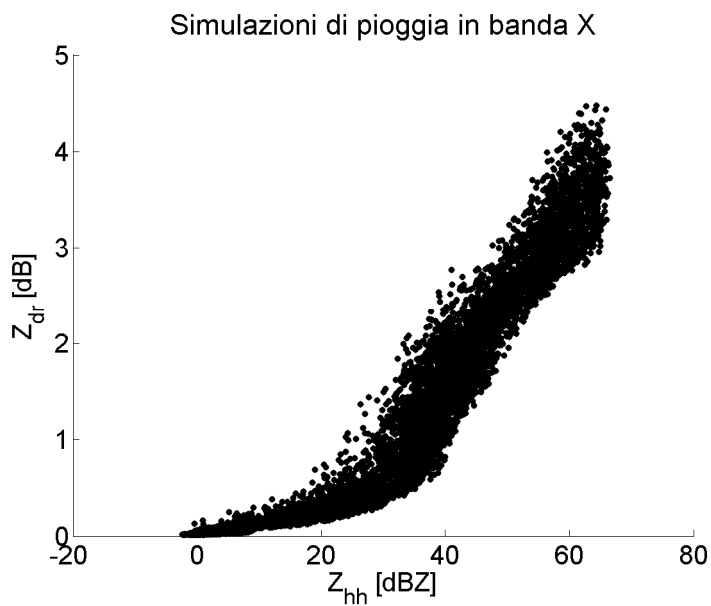


Figura 1.10 Diagramma di dispersione per simulazioni di riflettività copolare e cross-polare per pioggia in banda X (10 GHz).

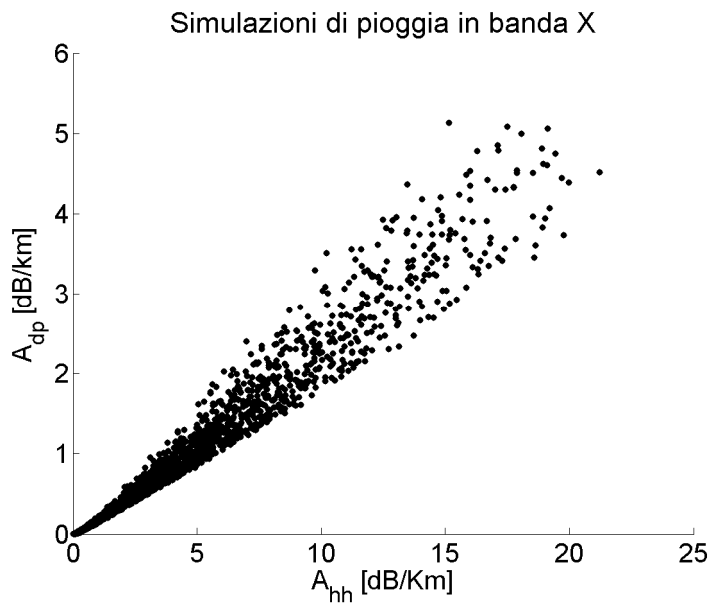


Figura 1.11 Simulazioni di A_{dp} in funzione di A_{hh} in banda X (10 GHz) per pioggia.

Analogamente al trasferimento di potenza, è possibile avere anche uno sfasamento tra le componenti orizzontale e verticale dell'onda irradiata. Tale sfasamento dà luogo ad una fase specifica differenziale, definita come:

$$K_{dp} = 10^3 \frac{180}{\pi} \lambda \int_D \operatorname{Re} \{ \hat{h} \cdot \underline{f}(\hat{i}, \hat{i}, D) - \hat{v} \cdot \underline{f}(\hat{i}, \hat{i}, D) \} N(D) dD \quad [\text{deg/km}] \quad 1.42$$

Di nuovo, il fattore 10^3 tiene conto della conversione dei metri in chilometri.

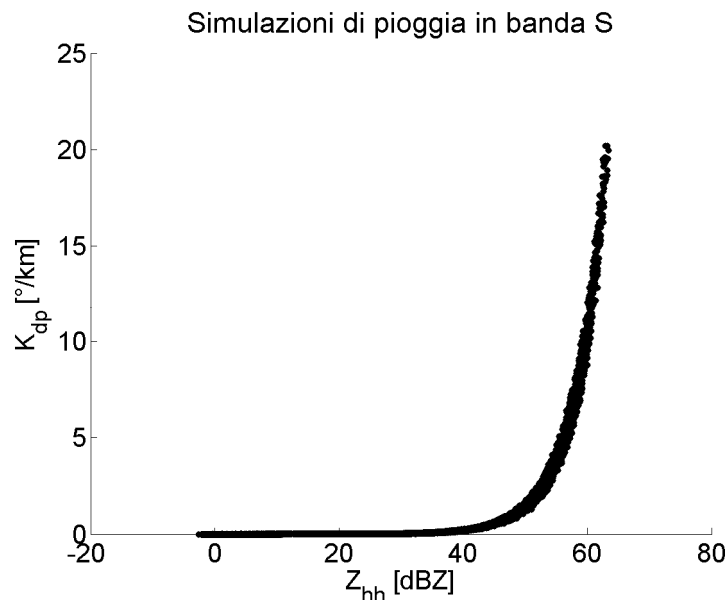


Figura 1.12 Simulazioni di K_{dp} in funzione di Z_{hh} in banda S (3 GHz) per pioggia.

Una particella sferoidale oblata presenterà un'attenuazione specifica differenziale maggiore di zero e lo stesso sarà per la fase specifica differenziale. In parole povere, l'onda sarà più attenuata e si propagerà più lentamente nella direzione in cui le particelle sono più grandi, cioè lungo l'asse maggiore; l'onda polarizzata orizzontalmente accumulerà una fase maggiore rispetto a quella polarizzata verticalmente. Dalla fase specifica differenziale si ottiene per integrazione sul doppio percorso radar la fase differenziale totale $\Delta\Phi_{dp}$ (Gorgucci, 2002):

$$\Delta\Phi_{dp} = 2 \int_{r_1}^{r_2} K_{dp}(s) ds \quad 1.43$$

La fase differenziale totale rappresenta lo sfasamento totale tra polarizzazione orizzontale e verticale subito dall'onda riflessa nel doppio percorso radar.

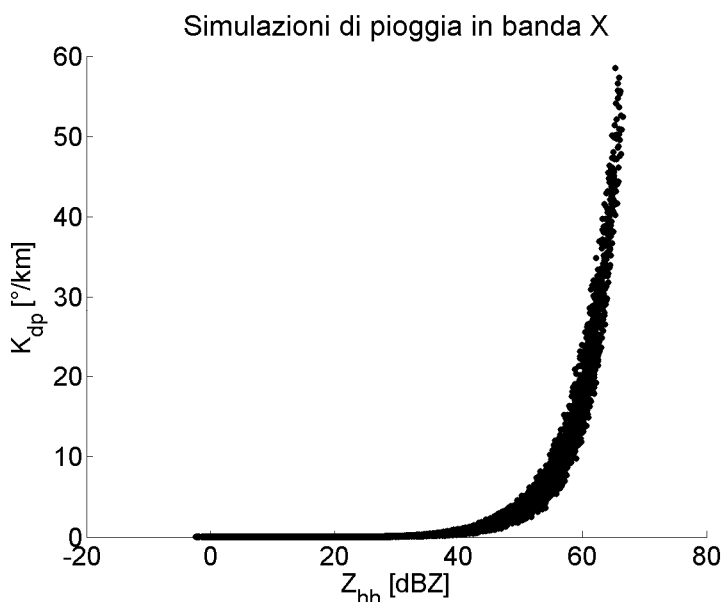


Figura 1.13 Simulazioni di K_{dp} in funzione di Z_{hh} in banda X (10 GHz) per pioggia.

La fase differenziale è l'unica variabile propagativa facile da misurare e da utilizzare. Per una regione di pioggia la fase specifica differenziale è positiva per cui la fase differenziale è di solito una funzione monotona crescente della distanza. Da essa è possibile ricavare per derivazione la fase specifica differenziale, che permette in teoria di discriminare tra idrometeore isotropiche e anisotropiche: K_{dp} cresce all'aumentare dell'oblatezza dei diffusori e della costante dielettrica. L'uso di questa variabile propagativa per ricavare l'intensità di precipitazione e per stimare l'attenuazione specifica presenta alcuni vantaggi: indipendenza dalla calibrazione e dall'attenuazione, bassa sensibilità alla DSD rispetto a Z_{hh} e Z_{vv} (in regime di Rayleigh nella formula K_{dp} compare un momento del terzo ordine della DSD, mentre nell'espressione della riflettività il

momento è del sesto ordine), insensibilità a eventuali bloccaggi parziali del fascio da parte dell'illuminatore, indipendenza dalla presenza di un'eventuale distribuzione d'idrometeore isotropiche, come ad esempio grandine orientata casualmente.

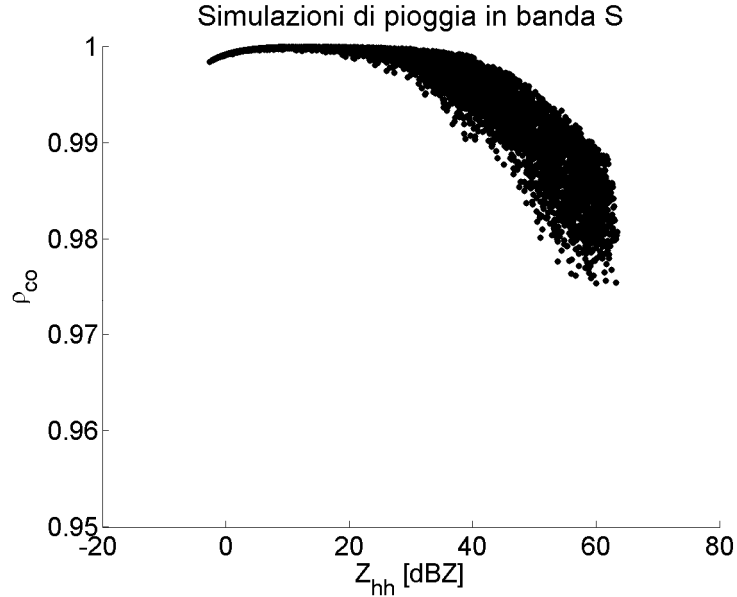


Figura 1.14 Simulazioni di ρ_{co} in funzione di Z_{hh} in banda S (3 GHz) per pioggia.

Nelle Figure 1.12 e 1.13 sono rappresentati i diagrammi di dispersione per simulazioni di K_{dp} per pioggia alle bande S e X (3 e 10 GHz rispettivamente). Come per l'attenuazione, la banda X è molto più sensibile a sfasamenti rispetto alla banda S. Questa caratteristica consentirà di sviluppare, nel Capitolo 3, algoritmi di correzione dell'attenuazione del segnale radar in banda X che fanno uso della fase differenziale totale.

La fase differenziale complessiva in realtà contiene all'interno anche un termine di fase differenziale di backscattering, δ_{co} , proveniente dalla matrice S . Ipotizzando per semplicità un angolo d'inclinazione nullo (ovvero coefficiente di cross-polarizzazione nullo):

$$S_{BSA} = \begin{bmatrix} S_{hh} & 0 \\ 0 & S_{vv} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} |S_{hh}|e^{j\delta_{hh}} & 0 \\ 0 & |S_{vv}|e^{j\delta_{vv}} \end{bmatrix} = e^{j\delta_{vv}} \begin{bmatrix} |S_{hh}|e^{j\delta_{co}} & 0 \\ 0 & |S_{vv}| \end{bmatrix} \quad 1.44$$

ossia:

$$\delta_{co} = \delta_{hh} - \delta_{vv} = \arg(S_{hh} S_{vv}^*)_{BSA} \quad 1.45$$

Questo contributo di fase di backscattering si somma alla fase differenziale fornendo:

$$\Psi_{dp} = \Phi_{dp} + \delta_{co} \quad 1.46$$

La fase di backscattering si presenta quindi come una discontinuità nell'andamento, teoricamente monotono crescente, della fase differenziale. Valori di δ_{co} non nulli indicano in generale regime di scattering risonante, o di Mie. Aydin e Giridhar (1992) hanno mostrato che solamente le idrometeore più grandi di un decimo della lunghezza d'onda possono produrre discontinuità nette di fase. Costanti dielettriche puramente reali e regime di scattering di Rayleigh non producono fase di backscattering: a una lunghezza d'onda di 10 cm le particelle più piccole (con diametro minore di 10 mm) non dovrebbero generare fasi di backscattering significative.

Un altro osservabile radar polarimetrico è il coefficiente di correlazione copolare ρ_{co} , definito in questo modo:

$$\rho_{co} = \frac{\left| \langle S_{hh} S_{vv}^* \rangle \right|}{\sqrt{\langle |S_{hh}|^2 \rangle \langle |S_{vv}|^2 \rangle}} \quad 1.47$$

Si tratta di una misura del grado di correlazione tra gli echi polarizzati orizzontalmente e quelli polarizzati verticalmente. Dipende essenzialmente dalla variabilità delle forme delle idrometeore, ma mentre la relazione è semplice in approssimazione di Rayleigh, nel caso di scattering risonante bisognerebbe considerare la fase di backscattering non nulla. ρ_{co} in generale diminuisce quando aumenta la diversità delle orientazioni e delle forme delle idrometeore, quando le particelle diventano grandi e presentano irregolarità. I valori più bassi del coefficiente di correlazione si dovrebbero avere in presenza di una

miscela di due tipi diversi di idrometeore, presenti nella stessa quantità, in particolare quando le dimensioni di una specie variano soprattutto nella direzione orizzontale e quella dell'altra specie nella direzione verticale (Straka et al., 2000). I vantaggi nell'utilizzo di quest'osservabile radar sono la non dipendenza dalla calibrazione e l'immunità agli effetti di propagazione. Simulazioni di ρ_{co} in banda S e X sono mostrate nelle Figure 1.14 e 1.15 rispettivamente.

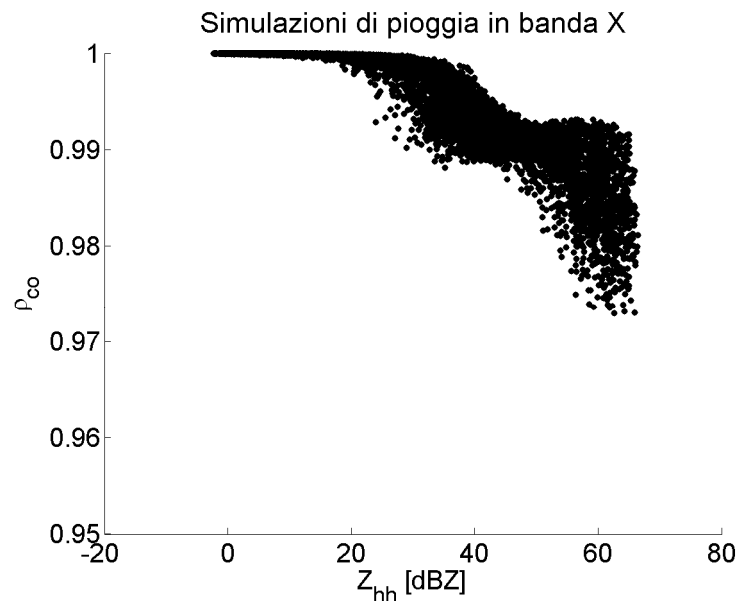


Figura 1.15 Simulazioni di ρ_{co} in funzione di Z_{hh} in banda X (10 GHz) per pioggia.

Il rapporto di depolarizzazione lineare LDR_{vh} (linear depolarization ratio) è definito come il rapporto tra le potenze ricevute crosspolare e copolare, ed è generalmente espresso in dB:

$$LDR_{hv} = 10 \log_{10} \left\{ \frac{\langle |S_{hv}|^2 \rangle}{\langle |S_{hh}|^2 \rangle} \right\} \quad [\text{dB}] \quad 1.48$$

Idrometeore sferiche non generano depolarizzazione, così come le idrometeore sferoidali con gli assi di simmetria posti in direzione orizzontale o verticale sul piano di polarizzazione: in teoria in questi casi LDR dovrebbe tendere a $-\infty$ dB. In qualsiasi altro caso ci sarà una quota

parte di potenza ricevuta in cross-polarizzazione. La depolarizzazione dipende quindi dalla forma e dalle irregolarità delle idrometeore, dalla costante dielettrica e dall'angolo di inclinazione sul piano di polarizzazione. In generale i valori di LDR sono molto bassi e spesso coperti dal rumore, in quanto i segnali di cross-polarizzazione sono di diversi ordini di grandezza inferiori a quelli copolari. LDR è indipendente dalla calibrazione del radar ma sfortunatamente dipende dagli effetti di propagazione. Per questi motivi non è un osservabile molto utilizzato nelle stime di pioggia e negli algoritmi di classificazione delle idrometeore.

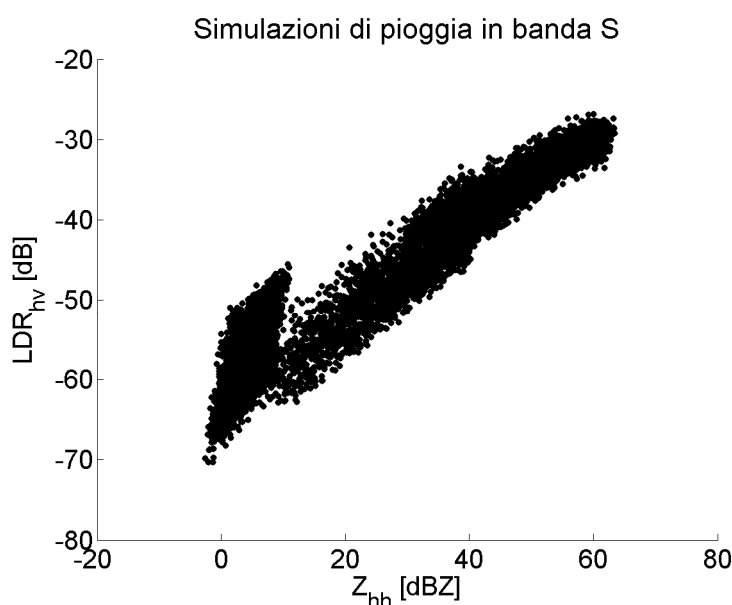


Figura 1.16 Simulazioni di LDR_{hv} in funzione di Z_{hh} in banda S (3 GHz) per pioggia.

In conclusione si può affermare che i radar a doppia polarizzazione forniscono interessanti informazioni aggiuntive, riguardo alle precipitazioni, rispetto ai sistemi a singola polarizzazione (Šálek et al., 2004). Le misure polarimetriche possono essere utilizzate per migliorare gli algoritmi di stima del tasso di precipitazione e per implementare tecniche di classificazione delle idrometeore. Inoltre, come accennato, alcune misure polarimetriche non subiscono l'effetto dell'attenuazione di percorso, essendo legate alla fase del segnale e non all'ampiezza. Ciò

nondimeno, queste grandezze sono difficili da misurare, perché i segnali in questione sono piuttosto deboli e sono spesso determinati dalla differenza tra due segnali molto intensi.

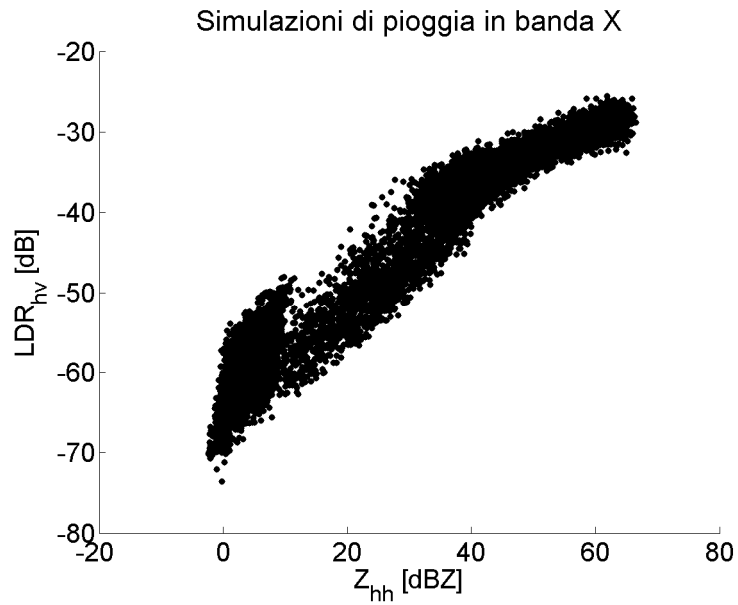


Figura 1.17 Simulazioni di LDR_{hv} in funzione di Z_{hh} in banda X (10 GHz) per pioggia.

Capitolo 2

Modelli avanzati di diffusione e assorbimento da idrometeore

Introduzione

La modellizzazione microfisica delle idrometeore è fondamentale per la comprensione dei fenomeni atmosferici e precipitativi. Misure pluviometriche, disdrometriche e in situ forniscono importanti informazioni quantitative sulle precipitazioni e misure radar forniscono informazioni aggiuntive sulle caratteristiche propagative del mezzo precipitativo. Tuttavia per comprendere il significato fisico delle misure radar, occorre stabilire dei modelli elettromagnetici oltre che microfisici delle idrometeore in modo da avere una base teorica sulla quale è possibile interpretare correttamente le misure. A tal scopo le stesse misure entrano in gioco come parametri di confronto.

In questa sezione saranno presentati dei modelli avanzati di diffusione e assorbimento da parte di alcune classi d'idrometeore. Come descritto nel Capitolo 1 la pioggia viene comunemente modellizzata come sferoidi oblati. La tecnica numerica del T-Matrix (Mishchenko et al., 2000) è particolarmente efficace per il calcolo del campo diffuso da parte di sferoidi in un ampio intervallo di frequenze ed è relativamente veloce se confrontata con altre tecniche. Per quanto riguarda cristalli di ghiaccio e neve, sia secca sia fusa, come accennato vi sono numerosi modelli che utilizzano anch'essi il T-Matrix e nelle sezioni successive ne saranno presentati alcuni. Altre tecniche numeriche saranno presentate. Il metodo dell'approssimazione da dipoli discreti o DDA (Discrete Dipole Approximation; Draine e Flatau, 1994) è stato utilizzato per simulazioni di semplici cristalli di ghiaccio (Kim, 2006; Weinman e Kim, 2006) e ne sarà descritta un'applicazione. Infine, il metodo di Mie generalizzato o

GMM (Generalized Multiparticle Mie; Xu, 1995) è stato applicato alla simulazione di aggregati di cristalli di ghiaccio o fiocchi di neve.

2.1 Particelle sferoidali e T-Matrix

Introduzione

Il metodo del T-Matrix o *Extended Boundary Condition Method* (EBCM) è molto diffuso nello studio della risposta radar polarimetrica d'idrometeore. Il T-Matrix è particolarmente efficace per simulare la diffusione da parte di sferoidi e ciò lo rende molto efficace per simulare con buona approssimazione la risposta radar polarimetrica da parte di gocce di pioggia e grandine. Inoltre, come accennato, tale tecnica è spesso impiegata nella simulazione di fiocchi di neve, cristalli di ghiaccio e idrometeore in fase mista.

La neve e le idrometeore in fase mista sono spesso approssimate tramite sferoidi omogenei aventi una costante dielettrica efficace data da una miscela di aria, acqua e ghiaccio (Fabry e Szyrmer, 1999). È possibile anche simulare sferoidi non omogenei, composti di due materiali differenti: un nucleo e un rivestimento. Questo tipo di modelli può essere molto utile per simulare grandine in fase di fusione (Aydin e Seliga, 1984).

Cristalli di ghiaccio aghiformi sono spesso rappresentati tramite sferoidi prolatti con rapporti assiali elevati mentre quelli planari tramite sferoidi oblatti con rapporti assiali molto bassi. Da un punto di vista fluidodinamico l'orientazione dei cristalli è di solito con l'asse maggiore disposto orizzontalmente (supponendo l'assenza di campi elettrostatici esterni).

2.1.1 Modelli d'idrometeore

Una serie di modelli d'idrometeore facenti uso della sola approssimazione sferoidale è stata definita da Marzano et al. (2007). Questi modelli si

inseriscono nello schema del classificatore Bayesiano (Marzano et al., 2008) che sarà presentato nel prossimo capitolo.

Tabella 2.1: Caratteristiche microfisiche e dielettriche per le 12 classi di idrometeore

Classe di idrometeora	Parametri della PSD	Costante dielettrica relativa (ϵ_r)	Rapporto assiale
	D [mm] Gamma: D_0 [mm], N_w [$\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$], μ Esponenziale: N_0 [$\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$], Λ [mm^{-1}]	Range di temperatura T [$^{\circ}\text{C}$]	Canting angle (β)
Large Drops (LD)	$0.6 \leq D \leq 8$	RM	BC
	$2 \leq D_0 \leq 4.5$, $5 \leq N_w \leq 105$ $-0.94 < \mu \leq 0.87$	$-5 \leq T \leq 35$	$\beta_{avg} = 0^{\circ}$, $\sigma_{\beta} = 5^{\circ}$
Light Rain (LR)	$0.6 \leq D \leq 7$	RM	BC
	$0.55 \leq D_0 \leq 1.4$, $10^3 \leq N_w \leq 2.1 \cdot 10^4$ $-1 < \mu \leq 4$	$0 \leq T \leq 40$	$\beta_{avg} = 0^{\circ}$, $\sigma_{\beta} = 5^{\circ}$
Medium Rain (MR)	$0.6 \leq D \leq 7$	RM	BC
	$1.4 \leq D_0 \leq 1.9$, $10^2 \leq N_w \leq 10^4$ $-1 < \mu \leq 4$	$0 \leq T \leq 40$	$\beta_{avg} = 0^{\circ}$, $\sigma_{\beta} = 5^{\circ}$
Heavy Rain (HR)	$0.6 \leq D \leq 7$ (8 con grandine)	RM	BC
	$1.85 \leq D_0 \leq 3.2$, $2 \cdot 10^3 \leq N_w \leq 9 \cdot 10^3$ $-1 < \mu \leq 4$	$0 \leq T \leq 40$	$\beta_{avg} = 0^{\circ}$, $\sigma_{\beta} = 5^{\circ}$
Drizzle Rain (DR)	$0.2 \leq D \leq 3$	RM	BC
	$0.36 \leq D_0 \leq 0.49$, $14000 \leq N_w \leq 21000$ $-1 < \mu \leq 4$	$0 \leq T \leq 40$	$\beta_{avg} = 0^{\circ}$, $\sigma_{\beta} = 5^{\circ}$
Hail (H)	$5 < D \leq 30$	WM	unif. [0.9,1], $D \leq 10$ mm
	$0.4 \leq \Lambda \leq 1$ $100 \leq N_0 \leq 300$	$-20 \leq T \leq 20$	unif. [0.6,1], $D > 10$ mm $0^{\circ} \leq \beta_{avg} \leq 90^{\circ}$, $\sigma_{\beta} = 5^{\circ}$
Dry Snow (DS)	$1 < D \leq 15$	MG	lin. tra 0.8 e 1
	$2.2 \leq \Lambda \leq 8.8$ $2380 \leq N_0 \leq 42000$	$-51 \leq T \leq 0$	$\beta_{avg} = 0^{\circ}$, $\sigma_{\beta} = 5^{\circ}$
Ice Crystals (IC)	$0.2 < D \leq 4.8$	WM	lin. tra 0.5 e 1
	$1.1 \leq \Lambda \leq 3$ $1 \leq N_0 \leq 41$	$-72.5 \leq T \leq -5.5$	$\beta_{avg} = 0^{\circ}$, $\sigma_{\beta} = 5^{\circ}$
Wet Hail (WH)	$5 \leq D \leq 30$	LM	unif. su [0.5,1]
	$0.4 \leq \Lambda \leq 1$ $100 \leq N_0 \leq 300$	$-5 \leq T \leq 20$	$\beta_{avg} = 0^{\circ}$, $\sigma_{\beta} = 10^{\circ}$
Wet Snow (WS)	$1 < D \leq 15$	LM	lin. tra 0.55 e 1
	$1.8 \leq \Lambda \leq 3.1$ $1515 \leq N_0 \leq 4800$	$-2.5 \leq T \leq 2.5$	$\beta_{avg} = 0^{\circ}$, $\sigma_{\beta} = 5^{\circ}$
Graupel/Small Hail (G/SH)	$1 < D \leq 5$	LM	lin. tra 0.6 e 1
	$0.5 \leq \Lambda \leq 1.6$ $10 \leq N_0 \leq 270$	$-50 \leq T \leq 10$	$0^{\circ} \leq \beta_{avg} \leq 90^{\circ}$, $\sigma_{\beta} = 5^{\circ}$
Wet Hail/Rain (WH/R)	Come per WH e HR	Come per WH e HR	Come per WH e HR

Nota: BC sta per Beard e Chuang (1987), RM si riferisce al modello di Ray (1972), WM a quello di Warren (1984), MG alla formula di Maxwell Garnett (1904) e LM sta per mescolamento lineare (linear mixing).

Sono state definite 12 classi principali di idrometeore. Per ciascuna classe occorre stabilire dimensioni, rapporto assiale e costante dielettrica. Per ottenere i valori degli osservabili radar è inoltre necessario definire una distribuzione delle dimensioni delle particelle o PSD (*Particle Size Distribution*), del tutto analoga alla DSD definita in precedenza. Occorre inoltre definire una distribuzione angolare che tenga conto del canting angle. Una volta definite le caratteristiche microfisiche per ciascuna classe è possibile simulare la risposta radar polarimetrica tramite un opportuno codice T-Matrix (HESS, *Hydrometeor Ensemble Scattering Simulator*). In questo modo si ottiene la cosiddetta “firma polarimetrica” per ciascuna classe, rappresentata dalla caratteristica risposta radar polarimetrica (Z_{hh} , Z_{dr} , K_{dp} , LDR_{hv} , ecc.).

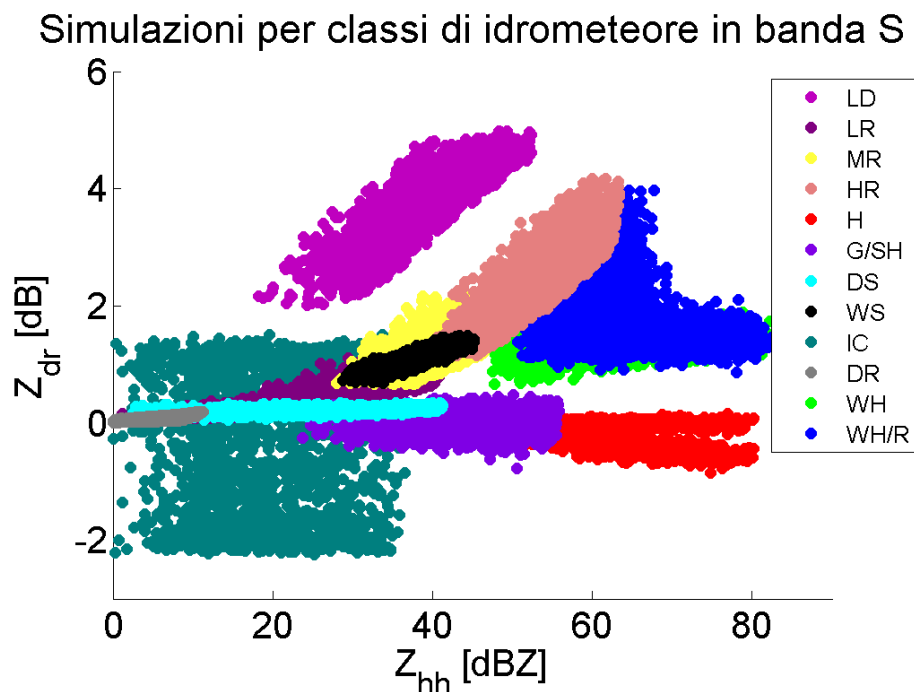


Figura 2.1 Diagramma di dispersione (Z_{hh}, Z_{dr}) per le 12 classi di idrometeore in banda S (3 GHz) simulate con codice T-Matrix.

La Tabella 2.1 schematizza i modelli microfisici per le 12 classi di idrometeore definite. Le Figure 2.1 e 2.2 mostrano i diagrammi di dispersione nel piano (Z_{hh}, Z_{dr}) per le 12 classi di idrometeore rispettivamente in banda S (3 GHz) e X (10 GHz), due bande di frequenza

molto usate per applicazioni radar meteorologiche (nel Capitolo 1 sono mostrate simulazioni di pioggia corrispondenti alle classi *LR*, *MR*, *HR* e *DR*).

Nel caso d'idrometeore in fase liquida (*drizzle*, *low*, *medium* ed *heavy rain*, *large drops*), la distribuzione utilizzata è la distribuzione Gamma normalizzata (Formola 1.14) e la relazione per il rapporto assiale è quella di Beard e Chuang (1987), sebbene sia possibile scegliere altre relazioni (Formule 1.1-1.5). Per quanto riguarda il canting angle β , è stata utilizzata una distribuzione Gaussiana a valor medio nullo e varianza pari a 5° .

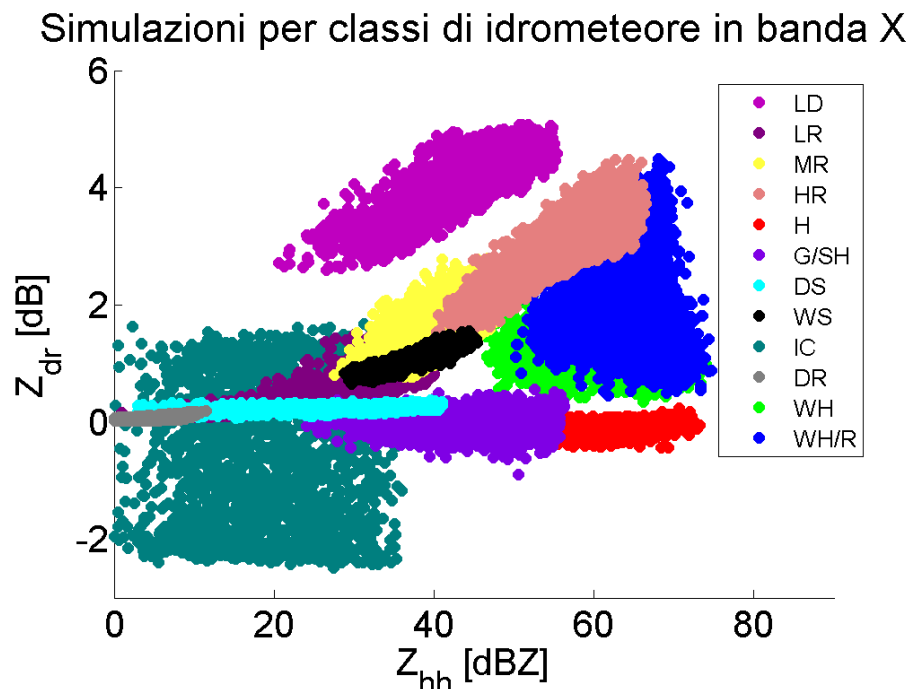


Figura 2.2 Diagramma di dispersione (Z_{hh}, Z_{dr}) per le 12 classi di idrometeore in banda X (10 GHz) simulate con codice T-Matrix.

Le classi ghiacciate che sono state definite sono grandine (*hail*), neve secca (*dry snow*) e cristalli di ghiaccio (*ice crystals*). Per tutte queste classi la distribuzione scelta è stata la distribuzione esponenziale, che può essere vista come caso particolare della distribuzione Gamma normalizzata per $\mu=0$ e che ha quindi la forma semplificata:

$$N(D) = N_0 e^{-\Lambda D}$$

2.1

Il rapporto assiale per le classi ghiacciate è supposto essere uniformemente distribuito in determinati intervalli con l'aggiunta di un valore casuale uniformemente distribuito nell'intervallo [0,0.1]. La Tabella 2.1 contiene i dettagli.

La grandine è supposta avere canting angle con valor medio variabile tra 0° e 90° e varianza 5° in modo da riprodurre il caratteristico comportamento vorticante (Straka et al., 2000). I cristalli di ghiaccio possono essere orientati sia orizzontalmente che verticalmente, per cui la distribuzione angolare può avere sia valore medio pari a 0° che 90° , con varianza pari a 5° . Infine, per quanto riguarda la neve, si ha una distribuzione gaussiana a valor medio nullo e varianza pari a 5° .

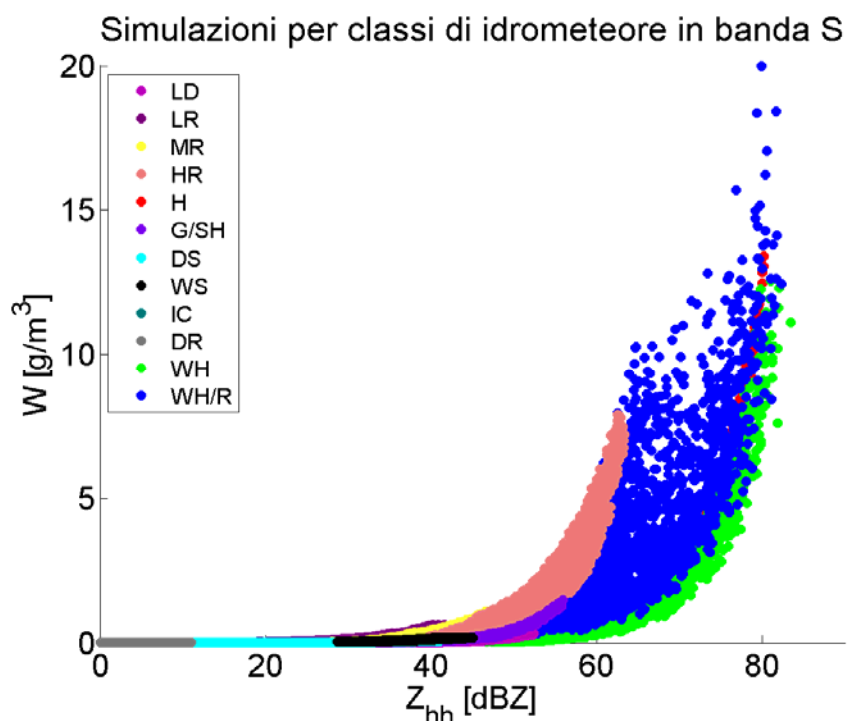


Figura 2.3 Contenuto d'acqua liquida equivalente in funzione della riflettività orizzontale simulata in banda S (3 GHz) per le 12 classi di idrometeorie definite.

Per quanto riguarda la composizione dielettrica, è stato utilizzato il modello di Warren (1984) per la costante dielettrica del ghiaccio e la

formula di Maxwell Garnett per una mistura di ghiaccio con inclusioni d'aria, con una frazione volumetrica crescente linearmente col diametro equivalente.

Infine è stato definito un insieme di classi in fase mista: grandine bagnata (*wet hail*), *graupel* (o grandine morbida) mescolata a piccola grandine (*graupel/small hail*), neve bagnata (*wet snow*) e grandine bagnata mista a pioggia (*wet hail/rain*).

Per la classe di grandine bagnata il rapporto assiale è una variabile casuale distribuita uniformemente nell'intervallo $[0.75,1]$; per *graupel*/piccola grandine e neve bagnata il rapporto assiale varia linearmente negli intervalli rispettivamente $[0.6,1]$ e $[0.55,1]$ a cui si aggiunge un valore casuale uniformemente distribuito nell'intervallo $[0,0.1]$.

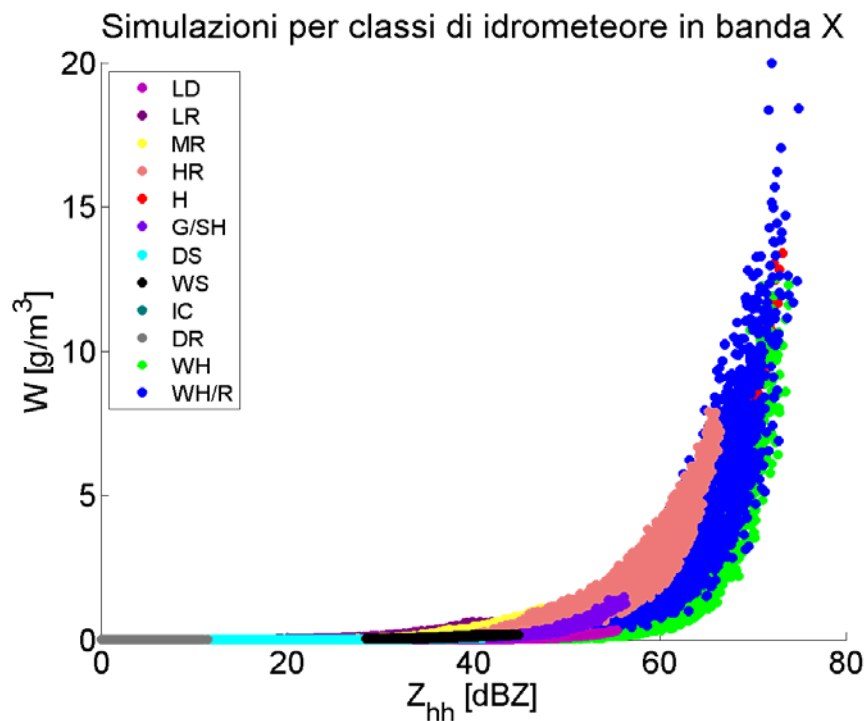


Figura 2.4 Contenuto d'acqua liquida equivalente in funzione della riflettività orizzontale simulata in banda S (3 GHz) per le 12 classi di idrometeore definite.

La grandine bagnata ha β uniformemente distribuito tra 0° e 180° (nessuna orientazione preferenziale), mentre sia *graupel*/piccola grandine

e neve bagnata hanno β con distribuzione Gaussiana a valor medio nullo e varianza pari a 5° .

La costante dielettrica delle classi in fase mista è in generale data da una formula di mescolamento tra aria, acqua e ghiaccio. La costante dielettrica dell'acqua è stata calcolata secondo il modello di Ray (1972). Le classi di graupel/piccola grandine, grandine bagnata e neve bagnata hanno una costante dielettrica data da una formula di mescolamento lineare tra acqua e ghiaccio con inclusioni d'acqua variabili casualmente tra il 20% e il 45% per le prime due e tra l'1% e il 10% per l'ultima. Infine, la classe grandine bagnata/pioggia è una mistura di grandine bagnata e di pioggia intensa (heavy rain), di cui ricalca i rispettivi modelli (rapporto assiale, canting e costante dielettrica).

Nelle Figure 2.3 e 2.4 sono mostrati i diagrammi di dispersione nel piano (Z_{hh}, W) alle bande S e X rispettivamente, dove W è il contenuto d'acqua liquida equivalente, che può essere definito nel seguente modo (cfr. Formula 1.10):

$$W = 10^{-3} \cdot \frac{\pi}{6} \rho \int D^3 N(D) dD \quad [\text{g/m}^3] \quad 2.2$$

Dove ρ è la densità dell'idrometeora presa in considerazione espressa in g/cm^3 , D è il diametro equivalente espresso in mm e il prodotto $N(D)dD$ è espresso in m^{-3} .

2.1.2 Simulazioni di pioggia da dati disdrometrici

I parametri della DSD per gocce di pioggia possono essere misurati con buona approssimazione tramite video disdrometro (Montopoli et al., 2008). Utilizzando un esteso insieme di misure video disdrometriche effettuate a differenti latitudini assieme all'uso del T-Matrix per le simulazioni di diffusione e assorbimento di onde elettromagnetiche, è stato possibile caratterizzare i parametri radar polarimetrici e radio propagativi all'interno di regioni di pioggia a diverse latitudini e in un ampio spettro di frequenze (Montopoli et al., 2009).

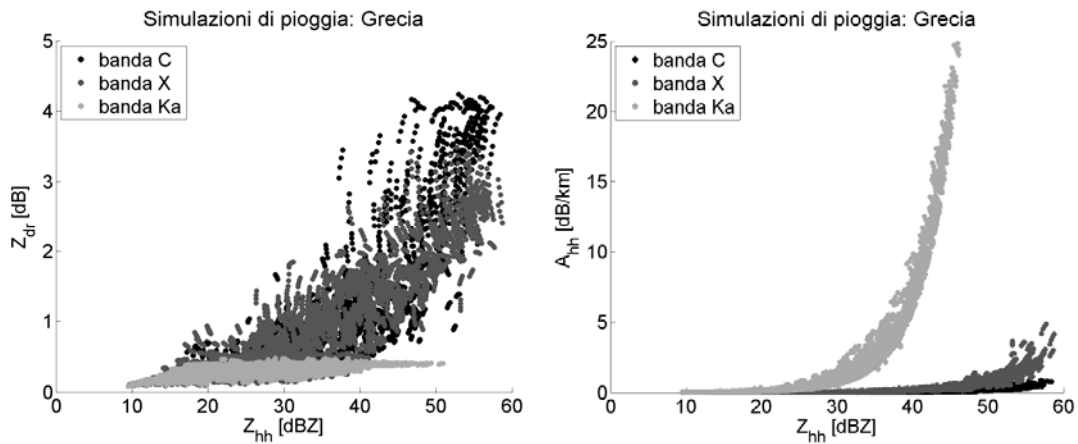


Figura 2.5 Simulazioni T-Matrix di pioggia con parametri della DSD ottenuti da dati disdrometrici nelle bande C (5.5 GHz), X (10 GHz) e Ka (39.6 GHz) per l'insieme di dati misurati ad Atene (Grecia).

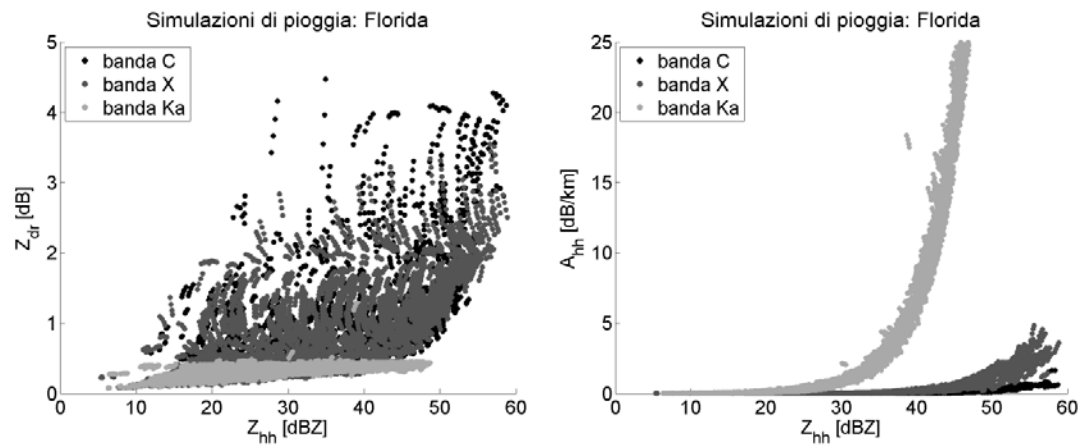


Figura 2.6 Come sopra per l'insieme di dati misurati in Florida (US).

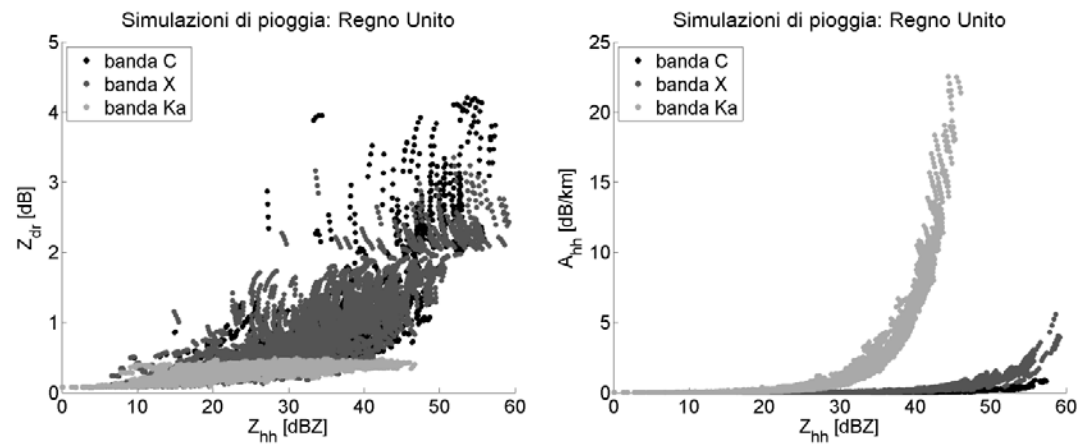


Figura 2.7 Come sopra per l'insieme di dati misurati nel Regno Unito.

I dati disdrometrici provengono da diverse campagne di misura effettuate tra il 2001 e il 2006. I dati sono stati misurati a Chibolton (UK), in Giappone (in 4 diverse località), Atene (Grecia), Iowa, Virginia e Florida (USA). La DSD è stata modellizzata con una distribuzione Gamma normalizzata di cui sono stati stimati i parametri N_w , D_m e μ con una tecnica di massima verosimiglianza (Montopoli et al., 2009).

Questa sezione non intende occuparsi dell'analisi dei dati disdrometrici e delle caratteristiche radio-propagative nelle diverse regioni studiate, ma solo presentare i risultati delle simulazioni effettuate tramite codice T-Matrix usando i parametri della DSD stimati da dati disdrometrici. Per il calcolo del rapporto assiale delle gocce di pioggia è stata utilizzata la relazione di Keenan et al. (2001). Le Figure 2.5-2.7 mostrano i risultati delle simulazioni effettuate in diverse bande di frequenza per alcuni degli insiemi di dati analizzati in Montopoli et al. (2008 e 2009).

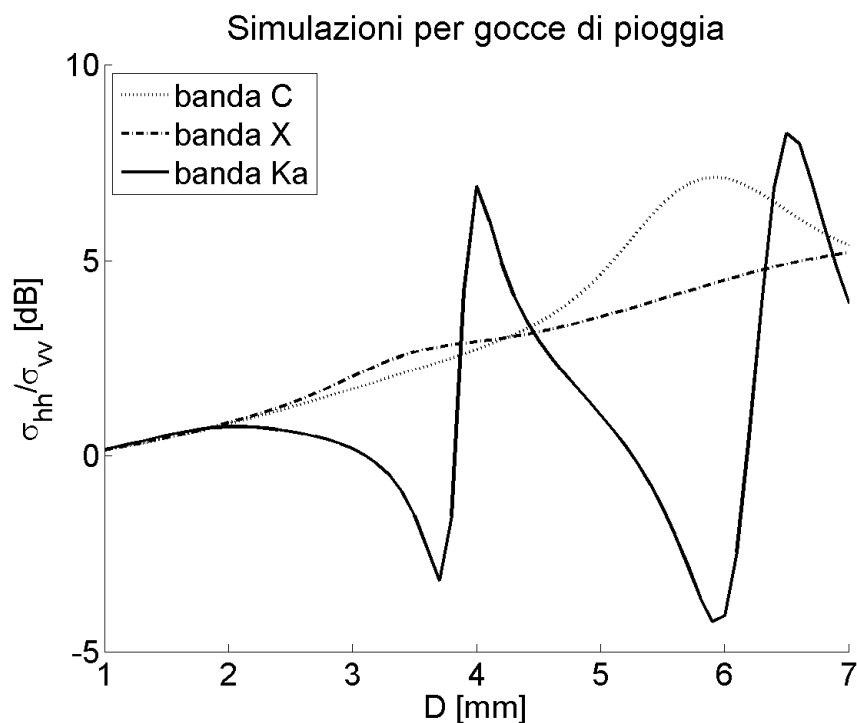


Figura 2.8 Rapporto tra sezioni di backscattering orizzontale e verticale per gocce di pioggia nelle bande C (5.5 GHz), X (10 GHz) e Ka (39.6 GHz) simulato tramite codice T-Matrix. Il rapporto assiale è stato calcolato usando la relazione di Beard e Chuang (Formola 1.2).

È interessante notare come il diagramma di dispersione (Z_{hh}, Z_{dr}) in banda Ka presenti un valore limite per la riflettività differenziale (pannelli a sinistra nelle Figure 2.5-2.7). Ciò è dovuto a risonanze nella risposta polarimetrica degli sferoidi. La lunghezza d'onda in banda Ka è dell'ordine dei 7.5 mm, per cui gli sferoidi, aventi dimensioni comparabili a metà della lunghezza d'onda, hanno una risposta radar caratterizzata da risonanze in corrispondenza di alcune lunghezze d'onda che hanno un enorme impatto sulla sezione di backscattering e sul rapporto tra sezioni di backscattering orizzontale e verticale. La Figura 2.8 mostra questo rapporto alle tre bande di frequenza: i minimi corrispondono ad una dimensione massima delle gocce di pioggia circa pari a $\lambda/2$ e λ (occorre notare che D non corrisponde alla dimensione reale dello sferoide oblato, che avrà asse maggiore in generale più grande di D).

2.2 Forme arbitrarie approssimate tramite dipoli discreti

Introduzione

Il metodo dell'approssimazione tramite dipoli discreti o DDA (Discrete Dipole Approximation) è stato sviluppato da Draine e Flatau (1994 e 2008). Questa tecnica approssima un bersaglio continuo con un insieme di punti polarizzabili disposti nello spazio arbitrariamente. Ciascun punto acquista un certo momento di dipolo dovuto al campo elettrico locale e interagisce coi dipoli adiacenti. Per questo motivo a volte ci si riferisce a DDA come approssimazione dei dipoli accoppiati. L'ipotesi di base è quindi che un allineamento di punti polarizzabili possa rappresentare accuratamente la risposta di un bersaglio continuo avente scala di lunghezza molto più grande della distanza tra i dipoli.

Questo metodo è abbastanza versatile e consente il calcolo dei parametri di diffusione e assorbimento in doppia polarizzazione per un bersaglio qualsiasi che possa essere descritto opportunamente tramite un allineamento di dipoli nello spazio. Le grandezze d'interesse sono quindi le sezioni di backscattering, assorbimento ed estinzione orizzontale e

verticale, nonché lo sfasamento accumulato tra polarizzazione orizzontale e verticale (utile per calcolare la fase specifica differenziale).

Vi sono due criteri di validità per DDA. Il primo criterio è dato da $|m|kd \ll 1$, dove d è la distanza tra i dipoli, m l'indice di rifrazione del bersaglio e $k = 2\pi/\lambda$. Tale requisito è necessario a garantire che la distanza inter-dipolare sia abbastanza piccola rispetto alla lunghezza dell'onda nel mezzo. Ciò implica la necessità di avere d il più piccolo possibile, poiché è l'unico parametro su cui si ha una certa libertà. Il secondo criterio di validità è che il numero di dipoli N deve essere abbastanza grande da descrivere il bersaglio accuratamente (di nuovo questo si tramuta nella necessità di avere d abbastanza piccolo).

Il primo criterio può essere riscritto introducendo il diametro equivalente D del bersaglio:

$$N > \pi / 6 |m|^3 (kD)^3 \quad 2.3$$

Per bersagli grandi rispetto alla lunghezza d'onda o in presenza di un indice di rifrazione molto grande, servirà un gran numero di dipoli per approssimare correttamente il bersaglio e il tempo computazionale e la memoria impiegata aumenteranno di conseguenza con N .

È più complesso formulare il secondo criterio precisamente. Tuttavia è stato notato (Draine, 1994) che anche al tendere di kd a zero, l'approssimazione per dipoli discreti commette un errore sulla polarizzazione dello strato superficiale dei dipoli che è approssimativamente proporzionale a $|m|$ che può portare ad una sovrastima significativa della sezione di assorbimento e il metodo non può più essere considerato una buona approssimazione. Ciò rende DDA poco adatto a simulazioni che coinvolgono la presenza d'acqua, che alle microonde ha valori di $|m|$ relativamente elevati.

2.2.1 Modelli di cristalli di ghiaccio

Alcuni modelli di cristalli di ghiaccio facenti uso dell'approssimazione per dipoli discreti sono stati sviluppati da Kim (2006) e Weinman e Kim

(2006). In questa sede saranno presentati nuovi modelli per alcuni tipi di cristalli di ghiaccio (Botta et al., 2008), basati sulla classificazione introdotta da Magono e Lee (1966) e in seguito utilizzata da Auer e Veal (1970), che ne descrive quantitativamente anche le caratteristiche microfisiche. Le dimensioni e i rapporti d'aspetto per i cristalli sono stati presi da Auer e Veal (1970) e Heymsfield (1972).

Le classi di cristalli prese in considerazione sono di tipo aghiforme, planare e aggregati di cristalli cilindrici. Questi ultimi, anche noti come di *bullet rosette*, sono composti, per semplicità, di un certo numero di cristalli cilindrici di uguale dimensione. Per quanto riguarda il rapporto d'aspetto per le varie classi, è possibile definire delle relazioni tra lunghezza e diametro per cristalli aghiformi o tra ampiezza e spessore per quelli planari. In Tabella 2.2 sono riassunte le caratteristiche microfisiche delle classi di cristalli prese in considerazione e il relativo codice di riferimento nella classificazione di Magono e Lee (1966). Si è indicato con d il diametro e con L la lunghezza per cristalli aghiformi, cilindrici o esagonali, con h lo spessore e con W la larghezza per cristalli planari.

Tabella 2.2: Caratteristiche microfisiche di cristalli di ghiaccio

Codice	Forma	Intervallo di temperatura T [°C]	Rapporto d'aspetto	Dimensioni massime
			L, W, h, d [mm]	L, W [mm]
N1a / N1e	Aghiforme / cilindrica	$-4.0 \leq T \leq -8.0$	$d = 0.0747 L^{0.611}$	$0.015 \leq L \leq 4.0$
C2a	Cilindrica (<i>bullet</i>)	$-18.0 \leq T \leq -20.0$	$d = 0.250 L^{0.786}$ $L \leq 0.3$ $d = 0.185 L^{0.532}$ $L > 0.3$	$0.05 \leq L \leq 1.0$
C1e	Colonna esagonale	$-18.0 \leq T \leq -20.0$ $-8.0 \leq T \leq -10.0$	$d = 0.500 L$ $L \leq 0.2$ $d = 0.197 L^{0.414}$ $L > 0.2$	$0.015 \leq L \leq 3.5$
P1a	Planare	$-17.0 \leq T \leq -20.0$ $-10.0 \leq T \leq -13.0$	$h = 0.045 W^{0.449}$	$0.015 \leq W \leq 3.5$
P1c	Planare con ramificazioni	$-13.0 \leq T \leq -17.0$	$h = 0.040 W^{0.431}$	$0.04 \leq W \leq 4.0$

In Figura 2.9 sono rappresentate le forme dei cristalli di ghiaccio modellizzati. In questo lavoro sono stati considerati alcuni esempi di aggregati che, seppur particolarmente semplici dal punto di vista geometrico, sono efficaci a rappresentare una certa varietà per aggregati di questo tipo. Le *rosette* 4-90, 6-90 e 8-90 sono aggregati composti da 4, 6 o 8 *bullet*, disposti ad angoli di 90° gli uni dagli altri, come mostrato in Figura 2.9.

Per quanto riguarda la costante dielettrica è stata utilizzata la formula di Maxwell Garnett per una matrice di ghiaccio con inclusioni d'aria in frazione volumetrica pari al 10%. La costante dielettrica del ghiaccio è stata calcolata col modello di Ray (1972).

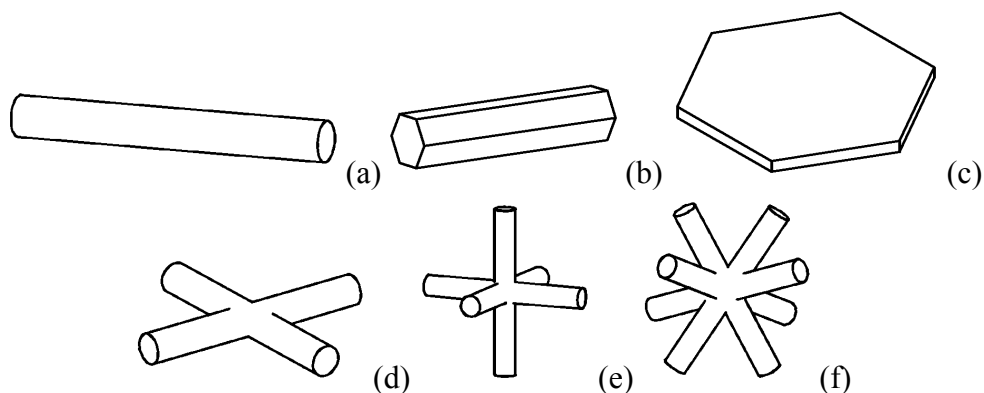


Figura 2.9 Modelli di cristalli di ghiaccio utilizzati per le simulazioni con DDSCAT. In questa figura: (a) colonne cilindriche (N1a), (b) colonne esagonali (C1e), (c) cristalli planari (P1a), (d) rosette 4-90, (e) rosette 6-90, (f) rosette 8-90 (ogni *bullet* è un cristallo cilindrico di tipo C2a).

2.2.2 Risultati numerici per cristalli

In questa sezione saranno presentati i risultati delle simulazioni effettuate con DDSCAT. Per ciascun modello ci si è assicurati che il numero di dipoli fosse sufficiente a soddisfare la 2.3 e che ciascuna dimensione fosse approssimata da un numero di dipoli appropriato, in modo da soddisfare il secondo criterio di validità del metodo. Ad esempio lo spessore dei cristalli planari va approssimato con un numero sufficiente di dipoli al fine di evitare l'introduzione di artefatti nelle simulazioni.

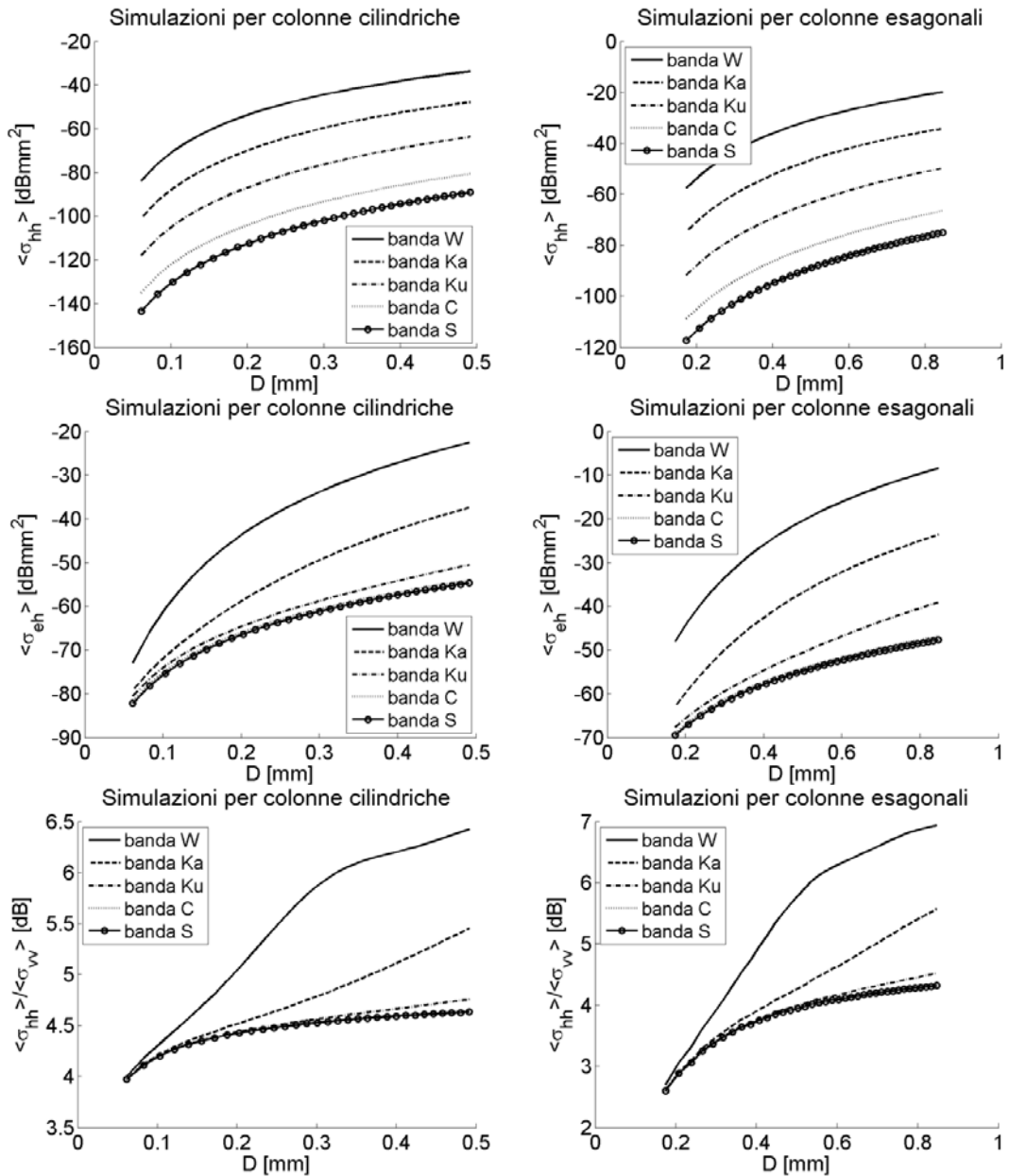


Figura 2.10 Sezione di backscattering e di estinzione orizzontali e rapporto tra sezione di backscattering orizzontale e verticale per colonne cilindriche (N1a, pannelli di sinistra) e per colonne esagonali (C1e pannelli di destra) a diverse bande di frequenza (banda S, C, Ku, Ka, W, rispettivamente 3, 5, 13, 35 e 94 GHz).

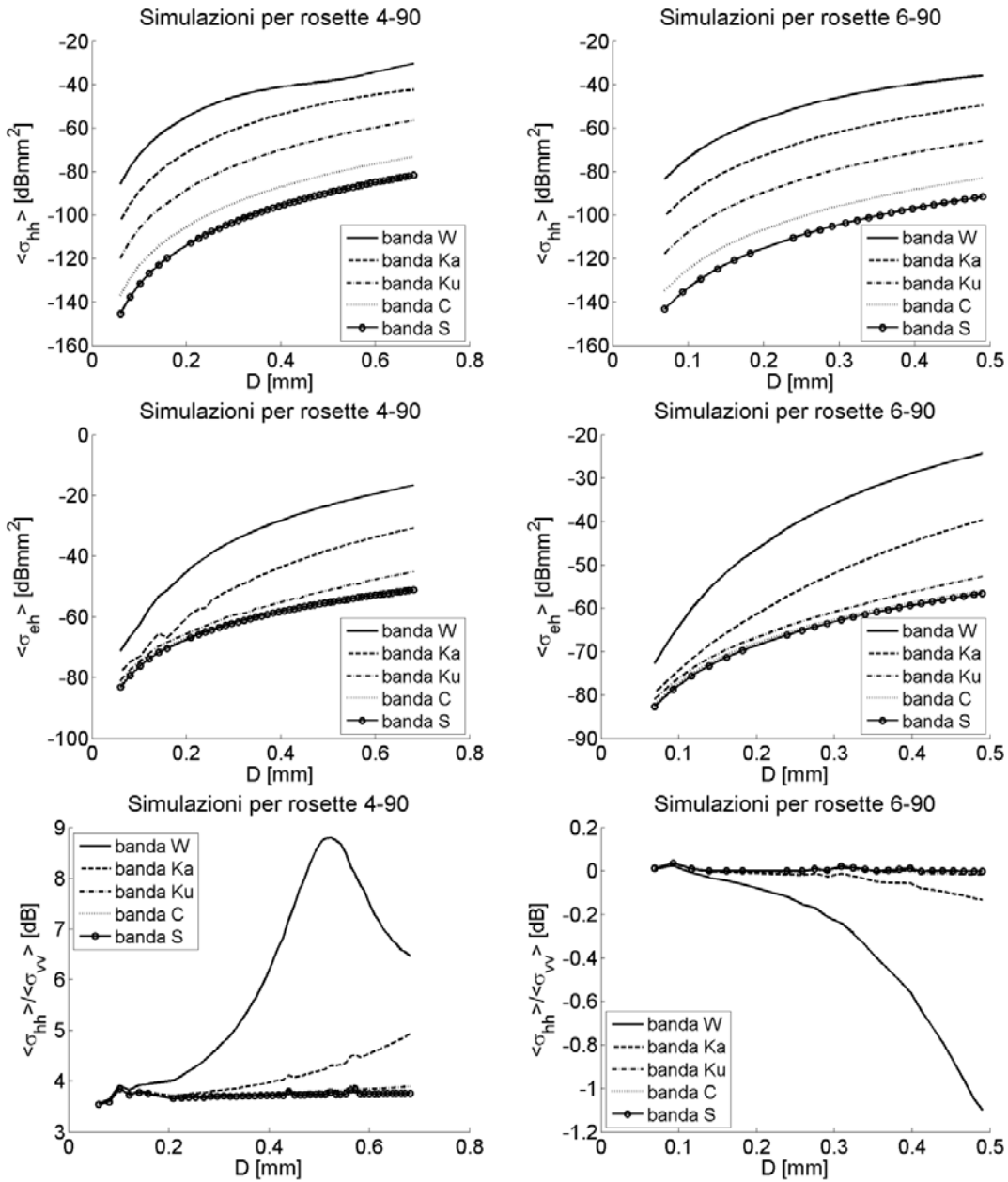


Figura 2.11 Sezione di backscattering e di estinzione orizzontali e rapporto tra sezione di backscattering orizzontale e verticale per aggregati (o *rosette*) di bullet (C2a) di tipo 4-90 (pannelli di sinistra) e 6-90 (pannelli di destra) a diverse bande di frequenza (banda S, C, Ku, Ka, W, rispettivamente 3, 5, 13, 35 e 94 GHz).

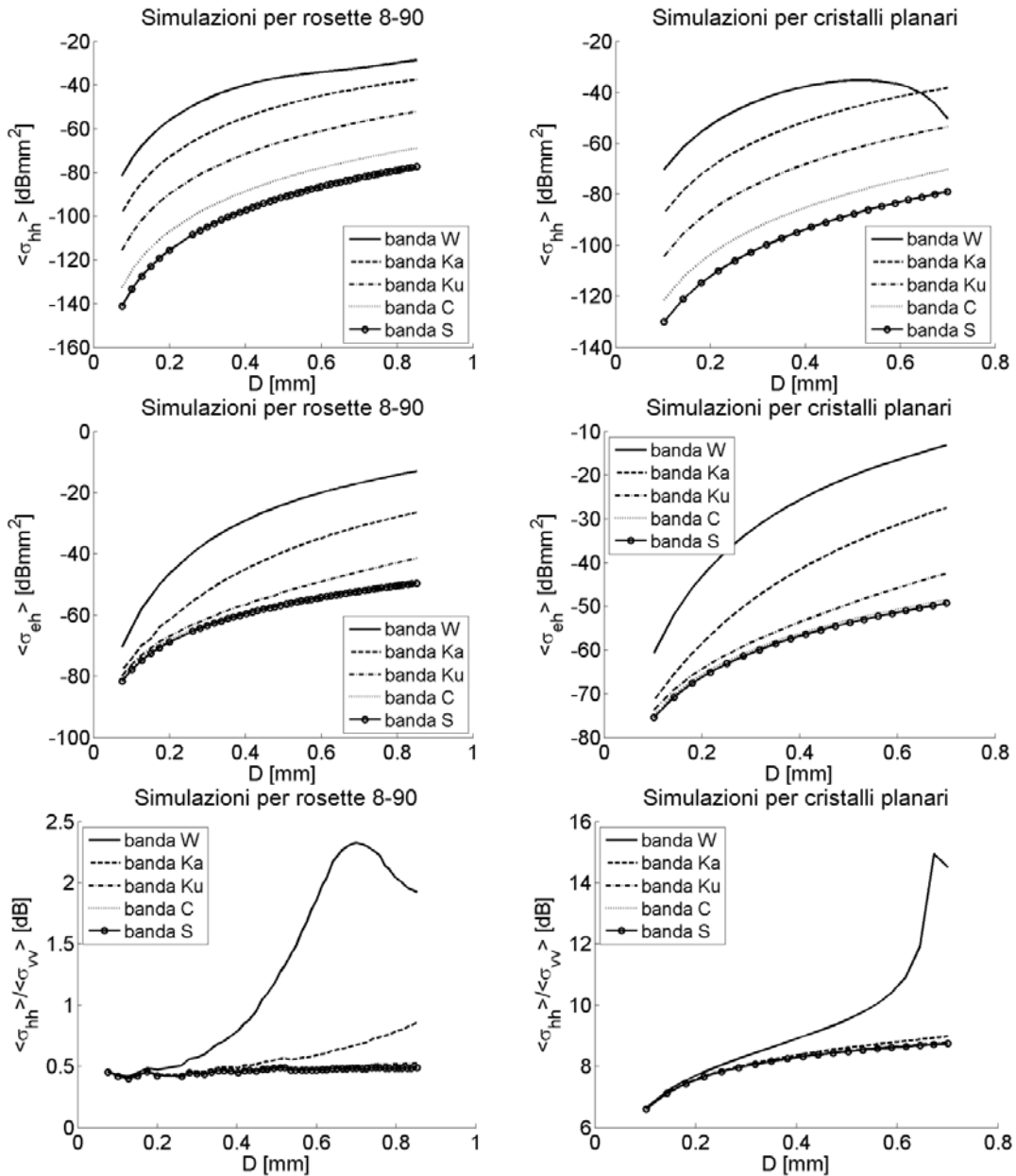


Figura 2.12 Sezione di backscattering e di estinzione orizzontali e rapporto tra sezione di backscattering orizzontale e verticale per aggregati (o *rosette*) di bullet (C2a) di tipo 8-90 (pannelli di sinistra) e per cristalli planari esagonali (pannelli di destra) a diverse bande di frequenza (banda S, C, Ku, Ka, W, rispettivamente 3, 5, 13, 35 e 94 GHz).

Le simulazioni sono state eseguite per i modelli di cristalli di ghiaccio descritti nel paragrafo precedente e i cui parametri sono stati riassunti nella Tabella 2.2. Le bande di frequenza scelte per le simulazioni sono le

seguenti: S (3 GHz), C (5 GHz), Ku (13 GHz), Ka (35 GHz), W (94 GHz). La scelta delle bande S e C rientra nelle applicazioni radar meteorologiche di terra più comuni. Le bande di frequenza superiori sono interessanti sia per applicazioni radar meteorologiche da satellite, sia per applicazioni di telecomunicazioni satellitari.

In Figura 2.10 sono graficate le sezioni di backscattering e di estinzione orizzontale e il rapporto tra sezione di backscattering orizzontale e verticale per cristalli aghiformi di tipo N1a/N1e e C1e (secondo Magono e Lee, 1966). Le colonne sono orientate orizzontalmente, nel piano individuato da \hat{k}_i e \hat{h}_i come definiti nel paragrafo 1.2.4, e le parentesi angolate $\langle \rangle$ indicano una media rispetto a rotazioni in questo piano. Si suppone cioè che non vi sia un'orientazione privilegiata dei cristalli nel piano \hat{k}_i, \hat{h}_i .

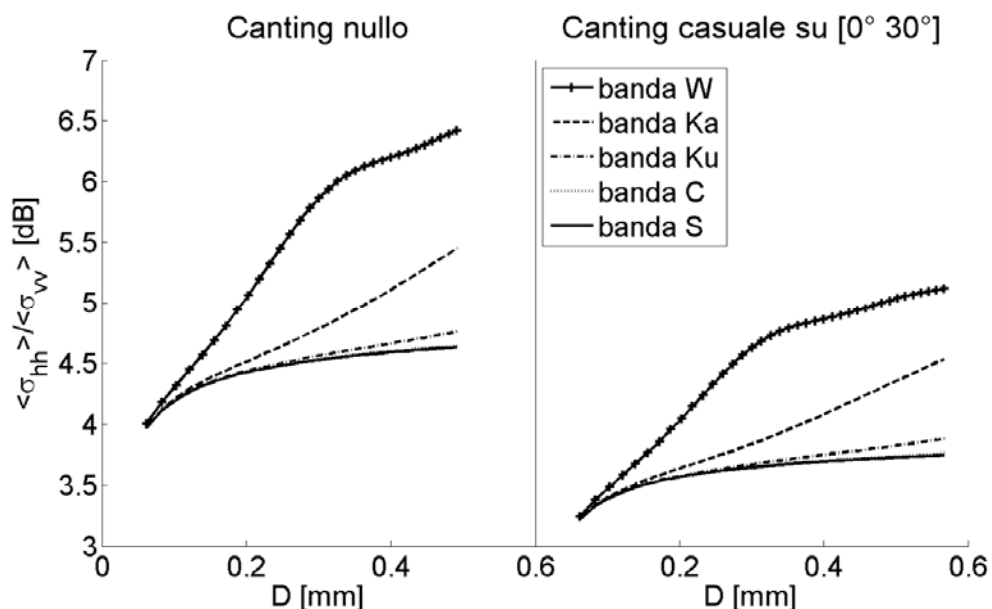


Figura 2.13 Rapporto σ_{hh}/σ_{vv} per cristalli di tipo cilindrico (N1a). Le sezioni di scattering sono mediate sul solo angolo di azimuth nel pannello di sinistra. Nel pannello di destra si è mediato anche sull'angolo di canting, supposto uniforme tra 0° e 30° . Le frequenze di lavoro sono: banda S, C, Ku, Ka, W, rispettivamente 3, 5, 13, 35 e 94 GHz.

Per gli altri tipi di cristalli, di cui sono graficati i risultati delle simulazioni nelle Figure 2.11-2.12 si è supposto che tutti giacciono nello stesso piano

\hat{k}_i, \hat{h}_i con le loro dimensioni maggiori e di nuovo l'orientazione su questo piano è supposta casuale (ovvero le sezioni di scattering ed estinzione sono una media su tutte le orientazioni nel piano orizzontale).

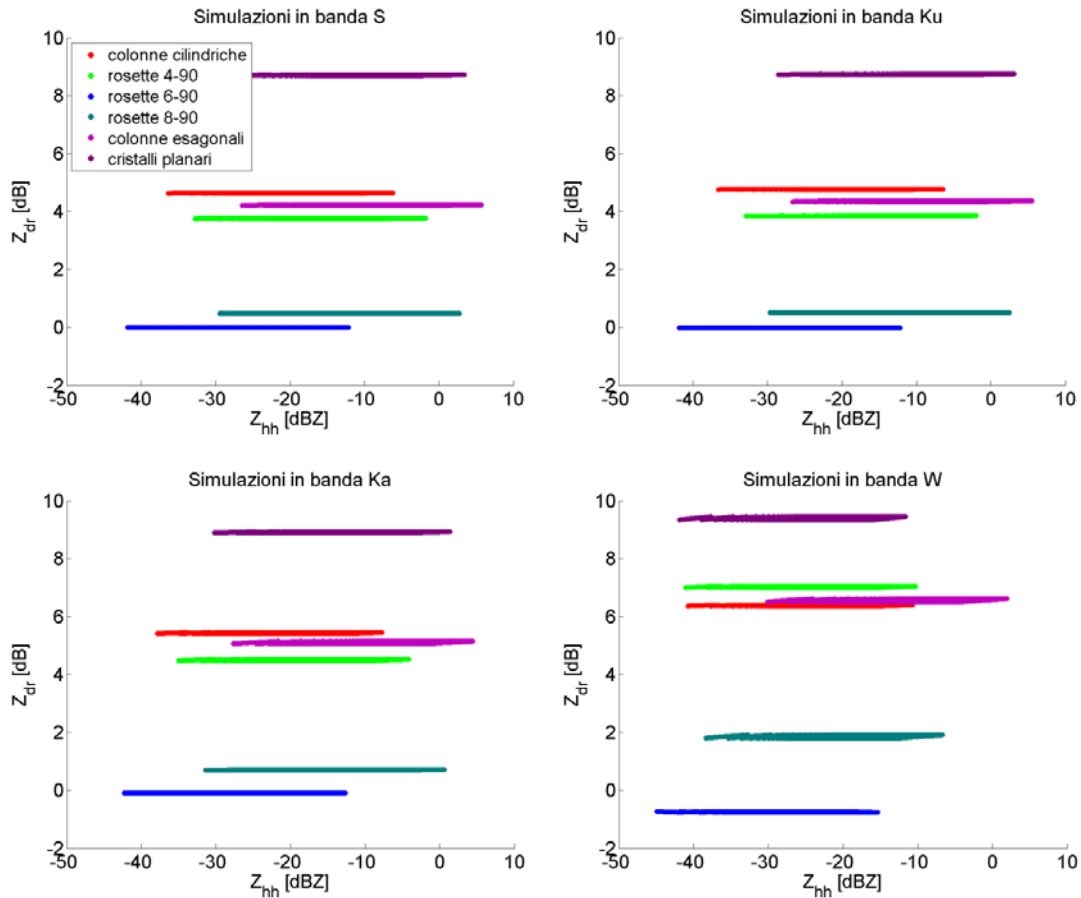


Figura 2.14 Simulazioni per cristalli di ghiaccio in banda S, Ku, Ka e W (rispettivamente 3, 13, 35 e 94 GHz).

In questa sede non è stato considerato l'effetto dell'angolo di canting. Tuttavia è possibile affermare che l'effetto di canting mediamente non nullo ha un certo impatto soprattutto nel rapporto tra sezione di scattering orizzontale e verticale. Facendo una media sull'angolo di canting tale rapporto tende infatti a diminuire. In Figura 2.13 è graficato questo rapporto per cristalli di tipo cilindrico (N1a) in presenza di canting nullo e in presenza di canting casuale tra 0° e 30° . Come affermato, l'effetto del canting per un oggetto di forma essenzialmente lineare orientato

orizzontalmente ne riduce il rapporto σ_{hh}/σ_{vv} e di conseguenza la riflettività differenziale.

Osservando la Figura 2.11 si può notare come il rapporto tra sezione di backscattering orizzontale e verticale per rosette 6-90 sia negativo per alte frequenze. Questo effetto è dovuto al fatto che si stanno trascurando gli effetti dell'angolo di canting: la media delle sezioni di backscattering rispetto a rotazioni sul piano orizzontale rende la sezione orizzontale più piccola di quella verticale, mentre ci si aspetterebbe un comportamento sostanzialmente sferico data la forma simmetrica.

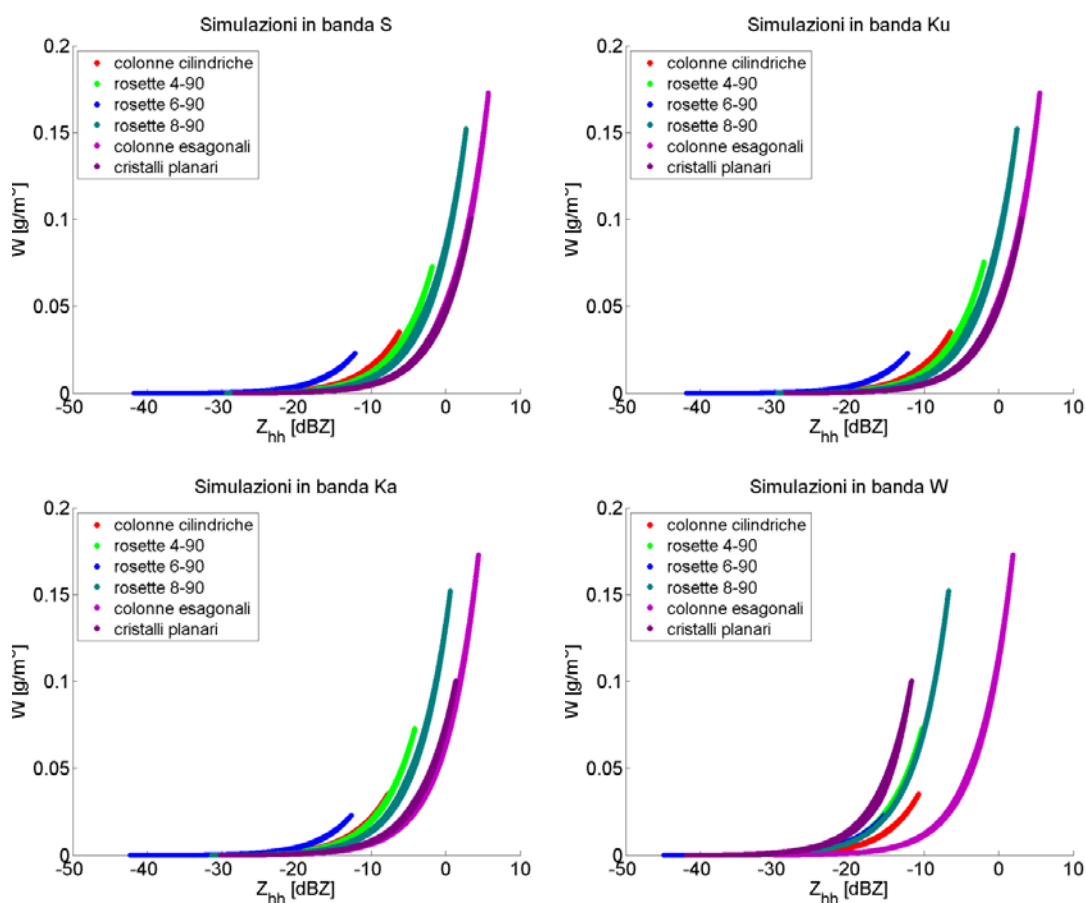


Figura 2.15 Come figura precedente.

Ai fini di una classificazione radar meteorologica d'idrometeore, è fondamentale ricavare, tramite modelli teorici e numerici, la firma radar polarimetrica per una certa classe d'idrometeore. In molti casi è sufficiente conoscere la firma radar polarimetrica in termini di riflettività

orizzontale e differenziale. La fase specifica differenziale e l'attenuazione possono essere utili soprattutto a frequenze attenuanti (a partire tipicamente dalla banda C e X).

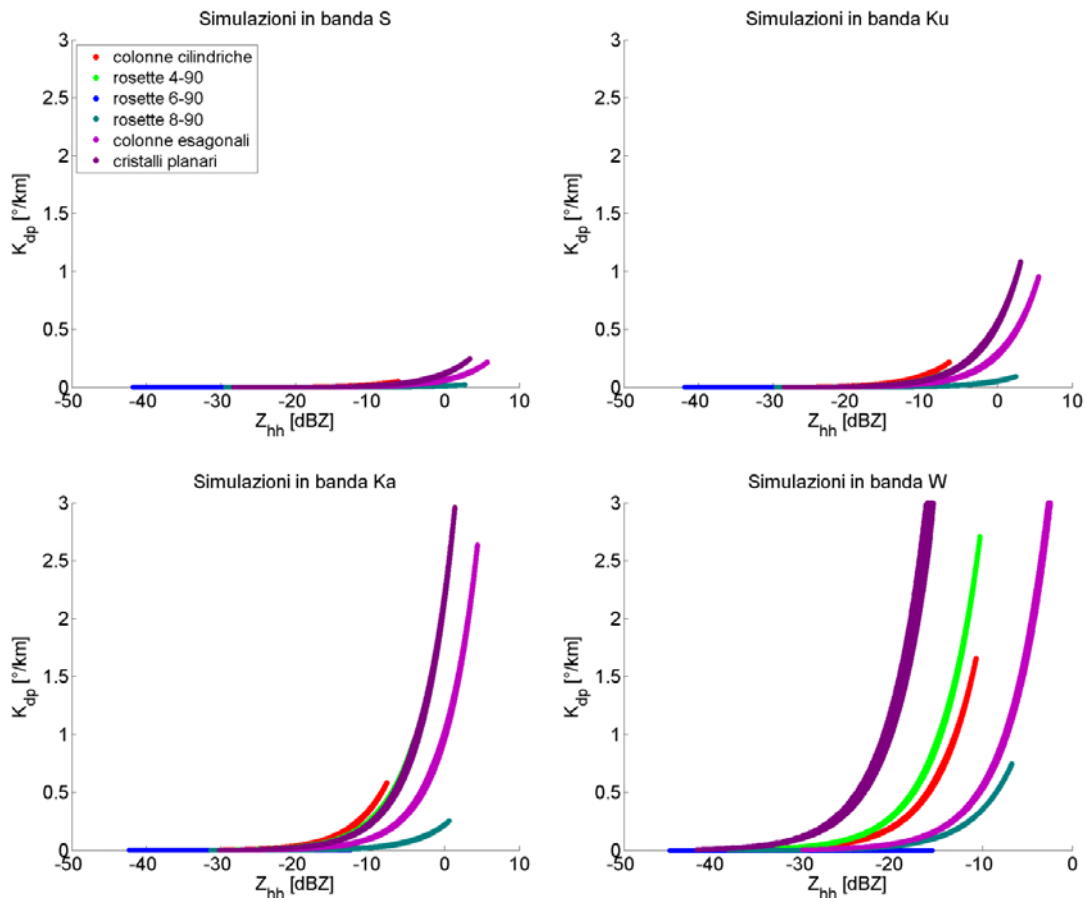


Figura 2.16 Come figura precedente.

Per calcolare la firma polarimetrica per le classi di cristalli di ghiaccio finora considerate è stata utilizzata una distribuzione esponenziale (cfr. Formula 2.1). I valori di Λ utilizzati variano da 1.1 a 3 mm^{-1} e i valori di N_0 da 10 a 4000 $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$. I valori di contenuto d'acqua liquida, riflettività, attenuazione specifica e fase specifica differenziale sono stati ricavati usando le 1.10, 1.38, 1.39 e 1.42 rispettivamente. Nelle Figure 2.14-2.16 sono graficate la riflettività differenziale, il contenuto d'acqua equivalente e la fase specifica differenziale per le classi di cristalli di ghiaccio finora considerate alle bande S, Ku, Ka e W. Come ci si aspetta da cristalli di ghiaccio, la fase specifica differenziale è trascurabile a basse

frequenze. L'attenuazione specifica è sempre trascurabile per le bande di frequenza considerate.

2.3 Cluster di sfere tramite metodo di Mie generalizzato

Introduzione

Il metodo di Mie generalizzato è una tecnica sviluppata da Xu (1995) per il calcolo dei parametri di diffusione e assorbimento di un cluster di sfere di dimensione e composizione arbitrarie. Tale metodo si è rivelato essere in ottimo accordo con i dati sperimentali (Xu e Gustafson, 2001).

In questa sezione verrà descritta brevemente la teoria alla base di tale metodo e verranno presentate alcune applicazioni relative alla simulazione di cluster di sfere approssimanti aggregati di cristalli di ghiaccio sia in fase completamente ghiacciata sia in fase di fusione. Questo lavoro si colloca all'interno del problema della modellizzazione dello strato di fusione. Esiste un numero considerevole di studi teorici e di laboratorio sulla fisica del processo di fusione di aggregati (Knight, 1979; Fujiyoshi, 1986; Mitra et al., 1990; Oraltay and Hallet, 2005) e di dati radar di osservazioni dello strato di fusione (ad esempio Fabry and Zawadski, 1995; Sassen et al., 2005). Il processo di fusione è piuttosto complesso e coinvolge diversi aspetti di natura dinamica e termodinamica, come ad esempio la variazione nella velocità terminale degli aggregati in fusione, gli effetti del riming, di aggregazione, fusione e breakup. L'utilizzo di osservazioni radar e misure in situ assieme ad un modello accurato della diffusione e assorbimento per aggregati in fase di fusione è essenziale per meglio comprendere la microfisica dello strato di fusione e i suoi effetti sulla propagazione e diffusione di onde elettromagnetiche.

L'approccio corrente nelle simulazioni della diffusione nello strato di fusione si basa essenzialmente su modelli volumetrici, o *bulk models*. Viene generata una costante dielettrica efficace per una mistura di aria, ghiaccio e aria e in alcuni casi vengono usate particelle sferiche (Fabry and Szyrmer, 1999; Sassen et al., 2005; Liao and Meneghini, 2005) o

sferoidali (Fabry and Szyrmer, 1999; Russchenberg and Ligthart, 1996) e in alcuni casi di forma conica per simulare graupel (Aydin and Seliga, 1984). La tecnica presentata in questa sezione sviluppa un approccio del tutto nuovo e più dettagliato alla modellistica di aggregati.

2.3.1 Il metodo di Mie generalizzato

Il metodo di Mie generalizzato (GMM, Generalized Multi-particle Mie) è un metodo di soluzione del problema di scattering elettromagnetico da parte di un insieme o “cluster” di sfere aventi forma, dimensione, posizione e composizione arbitraria. Il profilo dell’onda incidente è arbitrario. L’analisi è basata sulla teoria di Mie per singola sfera e sui teoremi di addizione per funzioni d’onda sferica vettoriali. Generalizzando la teoria di Mie e applicandola a tutti i costituenti sferici del cluster porta a un sistema di equazioni lineari nei coefficienti di interazione ignoti. I coefficienti d’interazione che si riferiscono a ciascuna sfera tengono conto dell’effetto d’interazione tra il campo diffuso dalla sfera in esame e il campo diffuso dalle restanti sfere.

Le equazioni di Maxwell per un mezzo isotropico, omogeneo e privo di sorgenti possono essere scritte come:

$$\nabla \times \nabla \times \underline{E} - k^2 \underline{E} = 0, \quad \nabla \times \nabla \times \underline{H} - k^2 \underline{H} = 0 \quad 2.4$$

dove $k^2 = \omega^2 \mu \epsilon$, k è il numero d’onda, $\omega = 2\pi f$ (dove f è la frequenza), μ è la permeabilità e ϵ la costante dielettrica del mezzo. In coordinate sferiche (r, θ, φ) , le soluzioni linearmente indipendenti del campo vettoriale delle equazioni d’onda vettoriale sono le funzioni sferiche vettoriali espresse dalle (cfr. Xu, 1995):

$$\begin{aligned}
\underline{M}_{mn}^{(l)} &= [\hat{\theta}j\pi_{mn}(\cos\theta) - \hat{\phi}\tau_{mn}(\cos\theta)]Z_n^{(l)}(kr)\exp(jm\varphi) \\
\underline{N}_{mn}^{(l)} &= \left\{ \hat{r}n(n+1)P_n^m(\cos\theta)\frac{Z_n^{(l)}(kr)}{kr} + \right. \\
&\quad \left. + [\hat{\theta}\tau_{mn}(\cos\theta) + \hat{\phi}j\pi_{mn}(\cos\theta)]\frac{1}{kr}\frac{d}{dr}[rZ_n^{(l)}(kr)] \right\} \exp(jm\varphi)
\end{aligned} \tag{2.5}$$

dove $Z_n^{(l)}$ rappresenta un'opportuna funzione di Bessel. In particolare a $l=1,2$ corrispondono rispettivamente le funzioni di Bessel sferiche del primo e secondo tipo (J_n ed Y_n), mentre a $l=3,4$ corrispondono le funzioni di Bessel modificate, o funzioni sferiche di Hankel, rispettivamente del primo e secondo tipo ($H_n^{(1)}$ e $H_n^{(2)}$). P_n^m è la funzione di Legendre associata del primo tipo di grado n e ordine m , con n ed m interi e τ_{mn} e π_{mn} sono definite come:

$$\begin{aligned}
\pi_{mn}(\cos\theta) &= \frac{m}{\sin\theta}P_n^m(\cos\theta) \\
\tau_{mn}(\cos\theta) &= \frac{d}{d\theta}P_n^m(\cos\theta)
\end{aligned} \tag{2.6}$$

La trattazione di Mie può essere estesa facilmente al caso di un insieme di sfere, definendo l'espansione in serie per ciascuna sfera appartenente al cluster. È possibile dimostrare (Xu, 1995) che i coefficienti dell'espansione del campo interno e di quello diffuso da ciascuna sfera nel caso generale sono il prodotto dei coefficienti di Mie per singola sfera e dei coefficienti dell'espansione del campo incidente. Questo notevole risultato mostra che la risposta radiativa di diffusione di una sfera dipende dalle sue proprietà diffusive secondo la teoria di Mie e dal profilo del fascio incidente sulla stessa. Chiaramente si è nell'ipotesi che sia possibile esprimere il campo incidente sotto forma di espansione in serie.

L'espansione del campo incidente $\underline{E}_i^{(i)}$ e di quello diffuso $\underline{E}_s^{(i)}$ sulla superficie della sfera i -esima hanno la forma:

$$\begin{aligned}\underline{E}_i^{(i)} &= -\sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n jE_{mn} \left[p_{mn}^i \underline{N}_{mn}^{(1)} + q_{mn}^i \underline{M}_{mn}^{(1)} \right] \\ \underline{H}_i^{(i)} &= -\frac{k}{\omega\mu} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n E_{mn} \left[q_{mn}^i \underline{N}_{mn}^{(1)} + p_{mn}^i \underline{M}_{mn}^{(1)} \right]\end{aligned}\tag{2.7}$$

$$\begin{aligned}\underline{E}_s^{(i)} &= \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n jE_{mn} \left[a_{mn}^i \underline{N}_{mn}^{(3)} + b_{mn}^i \underline{M}_{mn}^{(3)} \right] \\ \underline{H}_s^{(i)} &= \frac{k}{\omega\mu} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n E_{mn} \left[b_{mn}^i \underline{N}_{mn}^{(3)} + a_{mn}^i \underline{M}_{mn}^{(3)} \right]\end{aligned}\tag{2.8}$$

dove:

$$E_{mn} = |E_0| j^n (2n+1) \frac{(n-m)!}{(n+m)!}\tag{2.9}$$

e i coefficienti dell'espansione del campo diffuso da ciascuna sfera hanno l'espressione:

$$a_{mn}^i = a_n^i p_{mn}^i \quad b_{mn}^i = b_n^i q_{mn}^i\tag{2.10}$$

dove a_n^i e b_n^i sono i corrispondenti coefficienti di Mie per la sfera i -esima. Il problema si riduce quindi al calcolo dei coefficienti d'interazione p e q , ossia l'espansione del campo complessivamente incidente su ciascuna sfera. Questo può essere espresso come somma dell'originaria onda incidente e dei campi diffusi da tutte le altre sfere nel cluster. È chiaro quindi che tali coefficienti tengono conto sia dell'interazione tra l'onda incidente e il cluster di sfere, sia dell'interazione reciproca tra le sfere all'interno del cluster. La soluzione del problema di diffusione è descritta da Xu (1995), cui si rimanda per i dettagli, e si riduce alla soluzione di un sistema lineare dove le incognite sono i coefficienti di interazione per ciascuna sfera.

L'ordine massimo N dei coefficienti dell'espansione richiesto per la convergenza per il cluster è approssimativamente pari all'ordine massimo

dei coefficienti di Mie tra tutti i costituenti. Per lo scattering di una sfera questo valore è proporzionale al parametro dimensionale $x=2\pi a/\lambda$ (dove a è il raggio della sfera e λ la lunghezza d'onda della radiazione incidente), per cui basterà scegliere il valore di N corrispondente alla sfera più grande. Ad esempio $N=x+4x^{1/3}+2$, come suggerito da Bohren e Huffman (1983). Il sistema lineare che definisce i coefficienti d'interazione ha dimensione $2LN(N+1)$ in $2LN(N+1)$ incognite, dove L è il numero di sfere nel cluster, supponendo che la soluzione per il campo diffuso sia convergente per $n=N$.

Oltre a ricavare le espressioni per i campi diffusi elettrico e magnetico in presenza di onda piana incidente, Xu ricava anche le espressioni esplicite delle sezioni di scattering e di estinzione e della matrice di scattering e presenta un metodo asintotico iterativo di soluzione del sistema lineare dei coefficienti di interazione. Infine, il metodo descritto è implementato in un codice fortran sviluppato da Xu che fornisce la soluzione del problema di scattering per un cluster di sfere di forma, dimensione e composizione arbitrarie. Come si è visto, la dimensione del sistema lineare dipende linearmente dal numero di sfere nel cluster e quadraticamente dal più grande parametro dimensionale del cluster di sfere. Per uno stesso cluster un aumento della frequenza della radiazione incidente corrisponde quindi ad un aumento nella dimensione del sistema lineare dei coefficienti di interazione, ovvero, in termini pratici, ad un aumento del tempo e delle risorse di calcolo (tipicamente memoria) richieste per la sua soluzione.

2.3.2 Validità di GMM

Il grosso vantaggio nell'uso del metodo di Mie generalizzato sta nella sua grande versatilità. Tale metodo supporta sfere aventi diverse costanti dielettriche, anche nel caso in cui le stesse abbiano valori molto elevati (a differenza del DDA). Ciò consente ad esempio di poter modellizzare cluster composti allo stesso tempo da sfere di ghiaccio e d'acqua, la cui costante dielettrica alle microonde è molto elevata. Una possibile applicazione di GMM sta nella modellizzazione di aggregati di cristalli di ghiaccio (fiocchi di neve) siano essi in fase completamente ghiacciata o in

fase di fusione. Un aggregato può essere visto come una struttura ghiacciata dalla bassissima densità avente forma e dimensioni caratteristiche. Nel momento in cui gli aggregati iniziano a fondere, al ghiaccio si aggiunge una componente d'acqua.

Al fine di modellizzare gli aggregati tramite GMM, occorre anzitutto specificare un modello approssimato di aggregato che sia composto di un cluster di sfere (di ghiaccio ovvero acqua e ghiaccio in fase di fusione). A tal fine è stato sviluppato un framework in linguaggio *java* contenente le specifiche del modello e l'implementazione per la generazione degli aggregati e di altri cluster d'interesse.

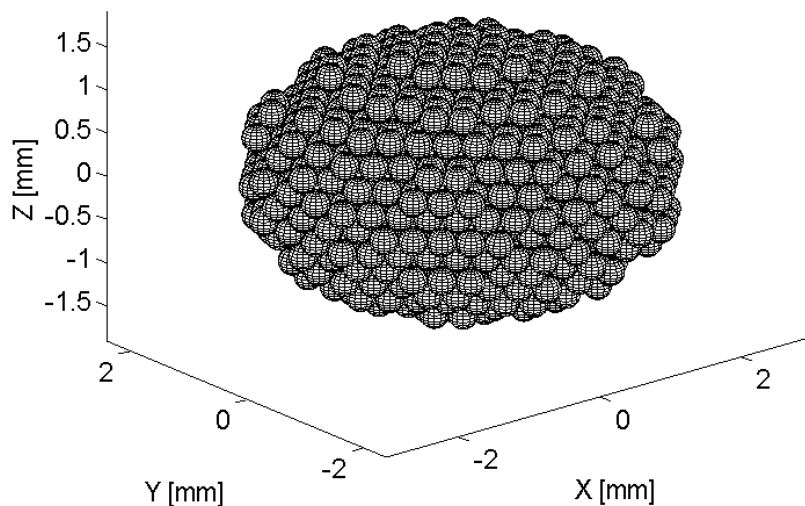


Figura 2.17 Esempio di sferoide oblato approssimato tramite un cluster di 1519 sfere identiche.

Il metodo GMM non era mai stato usato prima per la simulazione di scattering da parte di idrometeore. Per questa ragione è stato necessario elaborare un criterio di valutazione e un parametro di confronto con altre tecniche. Poiché la tecnica del T-Matrix è predominante nella simulazione d'idrometeore, è stato opportuno eseguire un confronto tra questa e GMM. A tal fine è stato generato un cluster di sfere d'acqua avente forma sferoidale. La scelta dell'acqua come materiale costituente è particolarmente significativa per effettuare i test. Le sfere nel cluster

hanno la proprietà di essere strettamente impacchettate, o *close-packed* (Conway, 1998). Questa è una particolare disposizione nello spazio di un reticolo periodico di sfere che consente il massimo fattore di impacchettamento, definito come rapporto tra il volume occupato dalle sfere in una cella del reticolo e volume totale della cella stessa. Gauss ha dimostrato che il massimo fattore d'impacchettamento è dato da $\pi/(3\sqrt{2}) \cong 0.74048$. Tale valore può essere ottenuto ad esempio tramite un reticolo cubico a facce centrate in cui ciascuna sfera tocca altre 12 sfere (Conway, 1998). Ciascun cluster sferoidale sarà quindi composto di un insieme di sfere strettamente impacchettate appartenenti al volume interno di uno sferoide centrato nell'origine. Ciò vuol dire che le coordinate del centro della sfera i -esima appartenente al cluster (x_i, y_i, z_i) soddisfano la seguente equazione:

$$\frac{x_i^2}{a^2} + \frac{y_i^2}{a^2} + \frac{z_i^2}{b^2} \leq 1 \quad 2.11$$

dove a e b sono rispettivamente l'asse orizzontale e l'asse verticale (di simmetria) dello sferoide. Il numero di sfere incluse nel volume varia secondo il diametro di ciascuna sfera e il rapporto assiale b/a dello sferoide. Un esempio di cluster di forma sferoidale è mostrato in Figura 2.17.

Utilizzando il codice sviluppato da Xu (1995), i parametri di diffusione e assorbimento per il cluster sferoidale sono stati calcolati. Per ottenere un paragone significativo col metodo T-Matrix, è necessario tenere conto dell'effettiva composizione del cluster. Uno sferoide avente medesima costante dielettrica, dimensione e rapporto d'aspetto di quello usato per GMM non rappresenta un'approssimazione accurata del cluster. Una approssimazione migliore dovrà infatti tenere conto della composizione dielettrica del cluster, che di fatto è una miscela tra acqua (le sfere) e aria (lo spazio tra le sfere). Per tenere conto di ciò è stata utilizzata una costante dielettrica efficace per lo sferoide simulato tramite T-Matrix. La formula di Maxwell Garnett (Maxwell Garnett, 1904) descrive la costante dielettrica efficace di una miscela di due materiali composta da una

matrice con inclusioni sferiche e calza perfettamente in questo quadro. Sia ε_{eff} la costante dielettrica relativa efficace, ε_b la costante dielettrica della matrice (nel nostro caso aria) e ε_i la costante dielettrica delle inclusioni (nel nostro caso acqua); sia inoltre f la frazione volumetrica d'inclusioni sferiche (nel nostro caso pari a circa 0.74 grazie alla proprietà d'impacchettamento). Si ha:

$$\varepsilon_{eff} = f_{MG}(\varepsilon_b, \varepsilon_i, f) = \varepsilon_b \left[1 + 3f \frac{\varepsilon_i - \varepsilon_b}{\varepsilon_i + 2\varepsilon_b - f(\varepsilon_i - \varepsilon_b)} \right] \quad 2.12$$

I risultati del confronto sono presentati in Figura 2.18 per un cluster sferoidale composto di un numero di sfere variabile. Le bande di frequenza scelte per il confronto vanno dalla band S (10 cm/3 GHz) alla banda Ka (8.4 mm/35.6 GHz). Tale confronto è particolarmente significativo da un punto di vista fisico. Dimostra che il metodo GMM è in buon accordo col T-Matrix nell'ipotesi di Maxwell Garnett a patto che il diametro di ciascuna sfera sia abbastanza piccolo rispetto alla lunghezza d'onda (ovvero che il numero di sfere nel cluster sia abbastanza grande all'aumentare della frequenza). Ciò ha senso visto che l'ipotesi di Maxwell Garnett è che le inclusioni sferiche siano piccole.

2.3.3 Modelli di aggregati di cristalli di ghiaccio

Come accennato, è stato sviluppato un framework per la generazione dei cluster e degli aggregati. Gli aggregati sono strutture ghiacciate a bassa densità approssimate da cluster di sfere di ghiaccio di dimensione opportuna. Essi sono generati in maniera casuale secondo semplici regole. Ciascun aggregato è pensato come composto sostanzialmente da cristalli aghiformi disposti in maniera casuale, ma interconnessi gli uni agli altri in modo da formare una struttura coerente. Il modello di riferimento di ciascun cristallo è quello rappresentato dalla classe N1e nella classificazione di Magono e Lee (1966). Seguendo tale scelta, la relazione che lega la lunghezza di ciascun cristallo, L (in mm), al diametro del cristallo, d (Jayaweera and Ohtake, 1974) è data da:

$$d = 0.129L^{0.437} \quad [\text{mm}] \quad 2.13$$

Ogni singolo cristallo è approssimato come un allineamento di sfere di diametro d e in numero pari all'intero più prossimo al rapporto L/d . I cristalli aghiformi sono quindi i mattoni con cui costruire gli aggregati.

Per prima cosa è generato un insieme di cristalli aghiformi di dimensioni e orientazioni casuali. Per ottenere un aggregato con struttura coerente la posizione di ciascun cristallo è scelta casualmente ma in modo tale da toccare uno dei cristalli già appartenenti all'aggregato stesso. In questo modo gli aggregati sono generati in modo fisicamente accettabile: nel momento in cui due o più cristalli aghiformi vengono in contatto, rimangono connessi e l'aggregato inizia a formarsi e all'aumentare dei cristalli coinvolti aumenta la dimensione complessiva.

Le dimensioni dell'aggregato sono stabilite tramite uno sferoide che circonda lo stesso. Tutte le sfere che protrudono lo sferoide sono rimosse in modo da imporre all'aggregato dimensione e rapporto assiale prossime a quelle dello sferoide. In tal modo è possibile calcolare la densità ρ dell'aggregato, definita come:

$$\rho = \frac{m_{ice}}{V_{tot}} = \rho_{ice} \frac{V_{ice}}{V_{tot}} = \rho_{ice} \frac{\sum_i d_i^3}{D^3} \quad 2.14$$

dove ρ_{ice} è la densità del ghiaccio, d_i il diametro della sfera i -esima e D il diametro equivalente dello sferoide che circonda l'aggregato. Occorre tuttavia che l'aggregato abbia una densità fisicamente significativa e non casuale. La relazione tra diametro equivalente D (in mm) e densità è data da (Mitchell, 1990):

$$\rho = 0.15D^{-1} \quad [\text{g/cm}^3] \quad 2.15$$

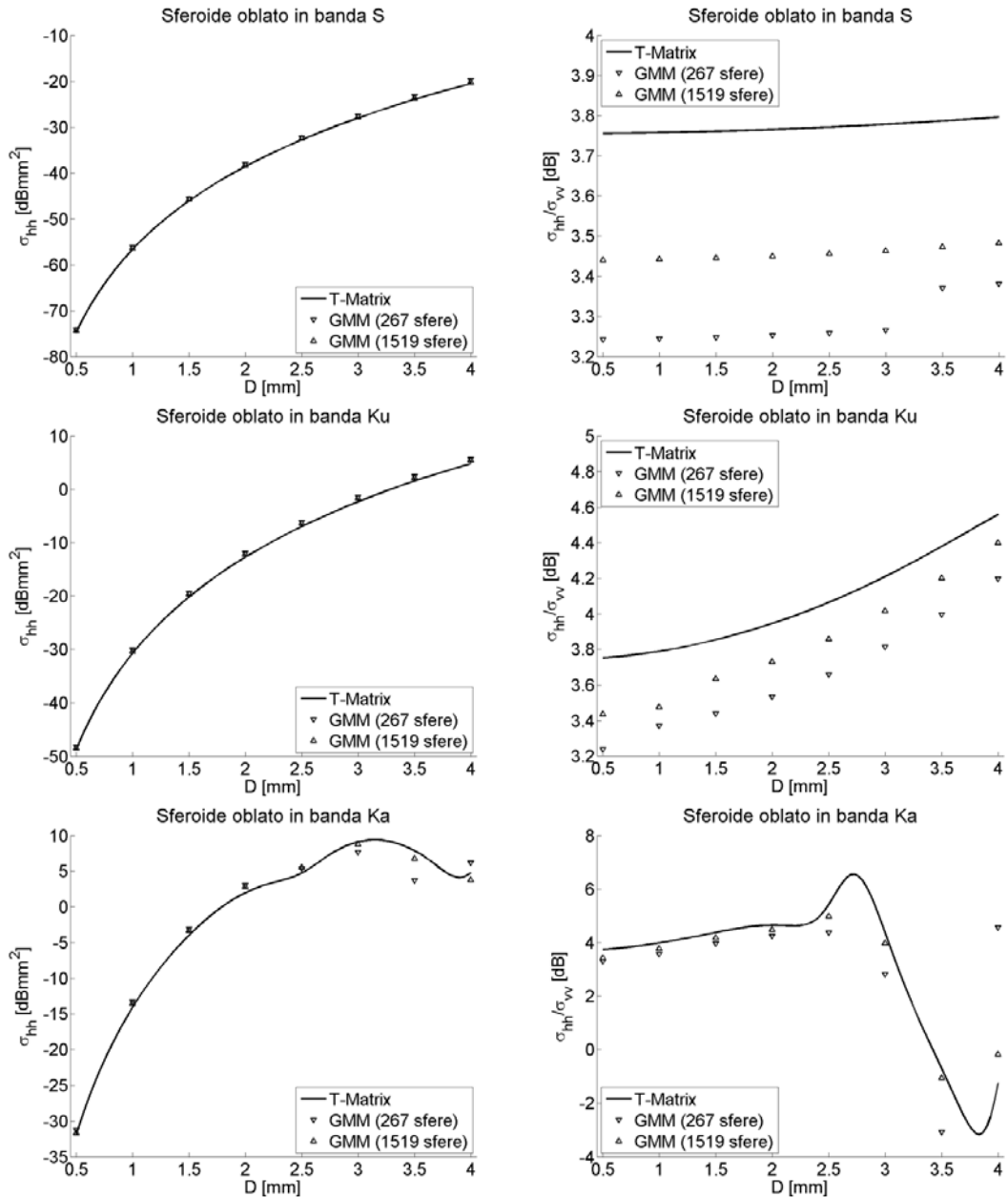


Figura 2.18 Sezione di backscattering orizzontale (pannelli di sinistra) e rapporto tra sezioni di backscattering orizzontale e verticale (pannelli di destra) per cluster di forma sferoidale oblata ($b/a=0.6$) alle bande S (3 GHz, pannelli superiori), Ku (13.4 GHz, pannelli centrali) e Ka (pannelli inferiori). Occorre notare che il modulo della differenza tra σ_{hh} calcolata con GMM e T-Matrix è inferiore a 0.3 dBZ in banda S, 0.8 dBZ in banda Ku e 1 dBZ in banda Ka; per quanto riguarda σ_{hh}/σ_{vv} , è inferiore a circa 0.3 dB in banda S e Ku e inferiore a circa 1 dB in banda Ka.

Tale relazione è la stessa usata da Fabry and Szymer (1999). Per imporre la corretta densità a ciascuna realizzazione è utilizzato un metodo iterativo nella generazione degli aggregati. Tale metodo consiste nel variare la quantità di cristalli aghiformi che vanno a formare l'aggregato fino a raggiungere la densità desiderata. Il metodo converge dopo poche iterazioni data un'opportuna scelta del numero iniziale di cristalli. In Figura 2.19 sono rappresentate alcune realizzazioni casuali di aggregati di cristalli di ghiaccio.

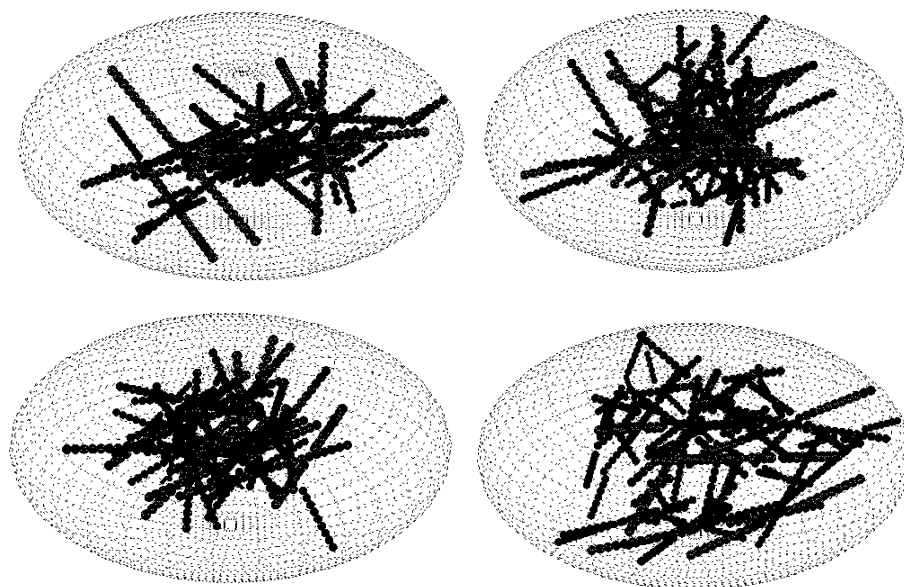


Figura 2.19 Esempi di aggregati di cristalli di ghiaccio approssimati tramite cluster di sfere. È rappresentato lo sferoide equivalente che circonda l'aggregato.

2.3.4 Modellizzazione di aggregati in fase di fusione

Le caratteristiche microfisiche del processo di fusione di aggregati di cristalli di ghiaccio sono molto complesse. Mitra et al. (1990) descrivono la fusione di aggregati (fiocchi di neve) come un processo a quattro fasi: (1) l'intensa fusione alla periferia e nella parte inferiore dell'aggregato produce piccolissime gocce della dimensione di decimi di micron alle estremità dei cristalli aghiformi; (2) l'acqua fusa confluisce verso le giunzioni tra i vari rami dell'aggregato presso cui si accumula; (3) i rami interni fondono e la densità dell'aggregato aumenta; (4) la struttura del

ghiaccio collassa improvvisamente e l'idrometeora diventa una goccia di pioggia. Ai fini del nostro studio approssimato, è stato adottato un modello semplificato di questo processo, ma che ne incorpora le caratteristiche più importanti. L'aggregato in fase di fusione è visto come una struttura ghiacciata avente bassa densità che supporta piccole gocce d'acqua che le sono attaccate. Durante il processo di fusione, l'aggregato diventa progressivamente più piccolo, anche se le goccioline aumentano di dimensione. Questo modello è consistente con altri esperimenti di laboratorio (Oraltay and Hallett, 2005) e cattura diretta (Knight, 1979; Fujiyoshi, 1986) di ghiaccio in fase di fusione, che rivelano tutti che il liquido tende a radunarsi in goccioline attorno alla struttura ghiacciata piuttosto che distribuirsi uniformemente attorno al ghiaccio.

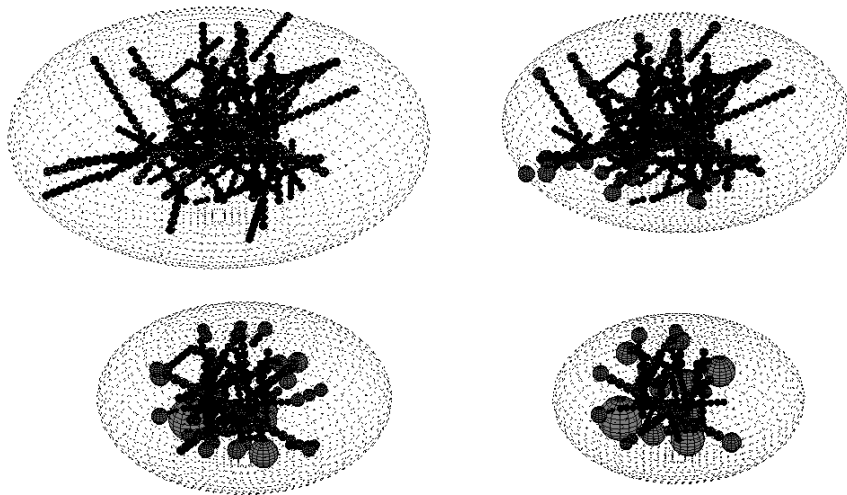


Figura 2.20 Esempio di aggregato in fase di fusione. Le sfere grigie rappresentano gocce d'acqua. Il processo di fusione procede da sinistra a destra e dall'alto verso il basso.

Il processo di fusione è stato modellizzato nell'ipotesi che gli aggregati comincino a fondere dalla parte inferiore e dai lati (Fujiyoshi, 1986 e Mitra et al., 1990). Sono stati eseguiti test per aggregati che iniziano a fondere dall'intero perimetro esterno, che però producono risultati analoghi in banda S. Il processo di fusione è schematizzato attraverso fasi distinte o *steps*. A ogni step alcune sfere di ghiaccio sono rimosse dal

cluster e sostituite da sfere d'acqua, mantenendo la massa costante durante l'intero processo. Inoltre nel caso in cui due o più sfere siano abbastanza vicine tra loro, queste sono fuse e sostituite da una singola sfera di massa equivalente attaccata alla struttura di ghiaccio. Le sfere da sostituire a ogni step sono scelte tracciando uno sferoide che circonda il cristallo: le sfere al di fuori di esso sono quelle destinate alla fusione. In questo modo è possibile scegliere se fondere l'aggregato dall'intero perimetro o dalla sola estremità inferiore scegliendo opportunamente il centro dello sferoide. Chiaramente a ogni step la dimensione dello sferoide deve diminuire in modo da fondere man mano sempre più sfere fino alla fusione completa del cristallo. Tale processo è stato implementato nello stesso framework che genera gli aggregati. Le Figure 2.20-2.22 mostrano esempi di aggregati in fase di fusione secondo lo schema descritto.

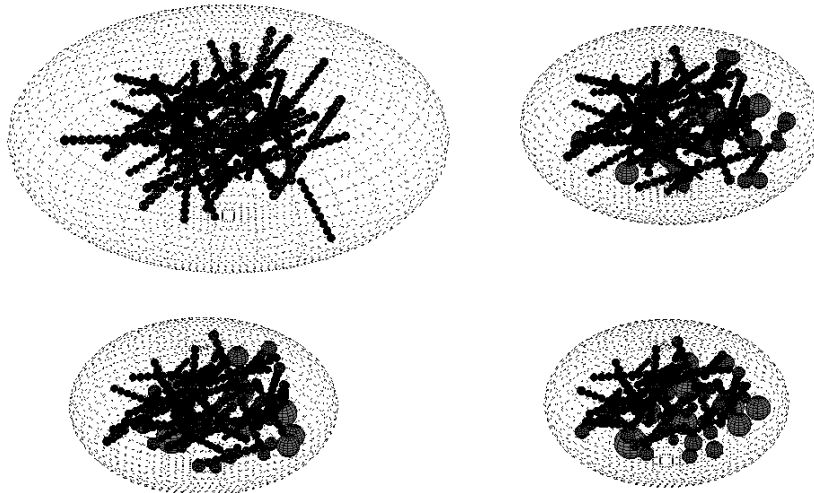


Figura 2.21 Esempio di aggregato in fase di fusione. Le sfere grigie rappresentano gocce d'acqua. Il processo di fusione procede da sinistra a destra e dall'alto verso il basso.

A ogni step, diversi parametri dell'aggregato cambiano. Supponendo di trovarsi allo step j -esimo nel processo di fusione di un aggregato, è possibile definire una frazione fusa (o *melting fraction*) f_{melt} come rapporto tra massa d'acqua e massa totale allo step j -esimo:

$$f_{melt}(j) = \frac{m_w(j)}{m_w(j) + m_i(j)} = \frac{m_w(j)}{m_i(0)} = \frac{\rho_w V_w(j)}{\rho_i V_i(0)} \quad 2.16$$

dove $m_w(j)$ e $m_i(j)$ sono rispettivamente la massa totale d'acqua e di ghiaccio allo step j -esimo, ρ_w e ρ_i le densità rispettivamente di acqua e ghiaccio, $V_w(j)$ e $V_i(j)$ i volumi complessivi delle sfere d'acqua e di ghiaccio rispettivamente (che possono essere calcolati sommando i volumi delle rispettive sfere). Il denominatore è stato sostituito con la massa complessiva dell'aggregato allo step iniziale $m_i(0)$, quando è ancora in fase ghiacciata, che corrisponde alla massa totale ($m_w(0)=0$ per definizione).

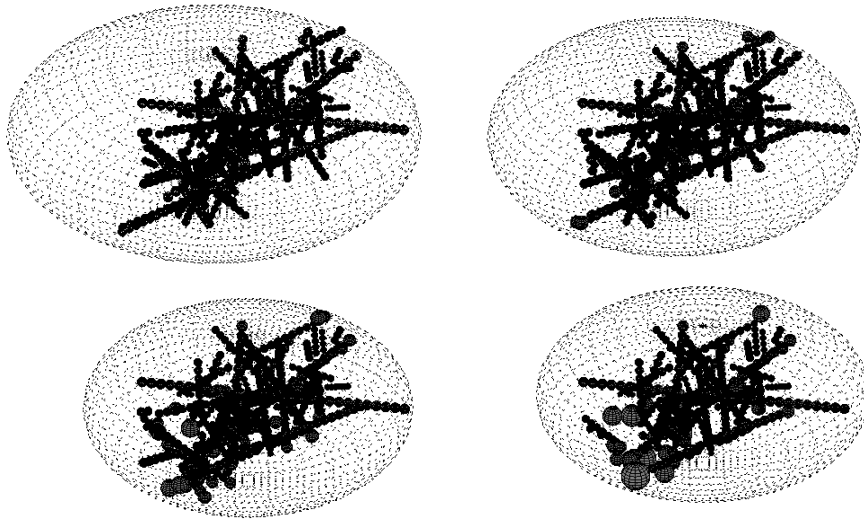


Figura 2.22 Esempio di aggregato in fase di fusione. Le sfere grigie rappresentano gocce d'acqua. Il processo di fusione procede da sinistra a destra e dall'alto verso il basso.

È importante definire anche le dimensioni dell'aggregato. Supponendo che l'aggregato possa essere racchiuso all'interno di uno sferoide oblato (cosa plausibile per com'è stato generato), occorre definire il semiasse maggiore e minore a e b . Definiamo un sistema di riferimento con origine anch'essa nel centro dell'aggregato. Siano (x_i, y_i, z_i, r_i) le coordinate del centro della sfera i -esima appartenente al cluster e il raggio della sfera i -

esima. I semiassi dello sferoide possono essere definiti nel modo seguente:

$$\begin{aligned} a &= \max_i \left(\sqrt{x_i^2 + y_i^2 + z_i^2} + r_i \right) \\ b &= \max_i (z_i + r_i) \end{aligned} \tag{2.17}$$

Quest'approccio si è rivelato essere quello che consente di approssimare meglio la dimensione e il rapporto d'aspetto effettivi del cluster. Nelle Figure 2.23 e 2.24 sono mostrati i diagrammi di dispersione del rapporto d'aspetto, diametro e frazione fusa per due diversi insiemi di realizzazioni casuali di aggregati in fase di fusione. Il diagramma mostra come la dimensione e forma di ciascun aggregato si modificano in funzione della frazione fusa.

Dopo aver generato una o più realizzazioni e i corrispondenti step del processo di fusione è possibile calcolare i parametri di diffusione e assorbimento in presenza di onda piana a doppia polarizzazione utilizzando GMM. Il codice sviluppato da Xu consente di calcolare le sezioni di backscattering copolari e cross-polari, le sezioni di estinzione e la funzione di scattering in avanti (utile per il calcolo della fase specifica differenziale). Il codice supporta inoltre rotazioni arbitrarie del cluster e media su queste ultime.

2.3.5 Modelli volumetrici equivalenti

È stato eseguito un confronto tra l'approccio GMM e i modelli volumetrici (bulk models) tipicamente usati per modellizzare da un punto di vista elettromagnetico lo stato di fusione. Tali modelli consistono sostanzialmente nell'approssimare il comportamento diffusivo di aggregati in fase di fusione con quello di sfere o sferoidi aventi una costante dielettrica efficace frutto di un'opportuna formula di mescolamento delle costanti dielettriche di aria, acqua e ghiaccio.

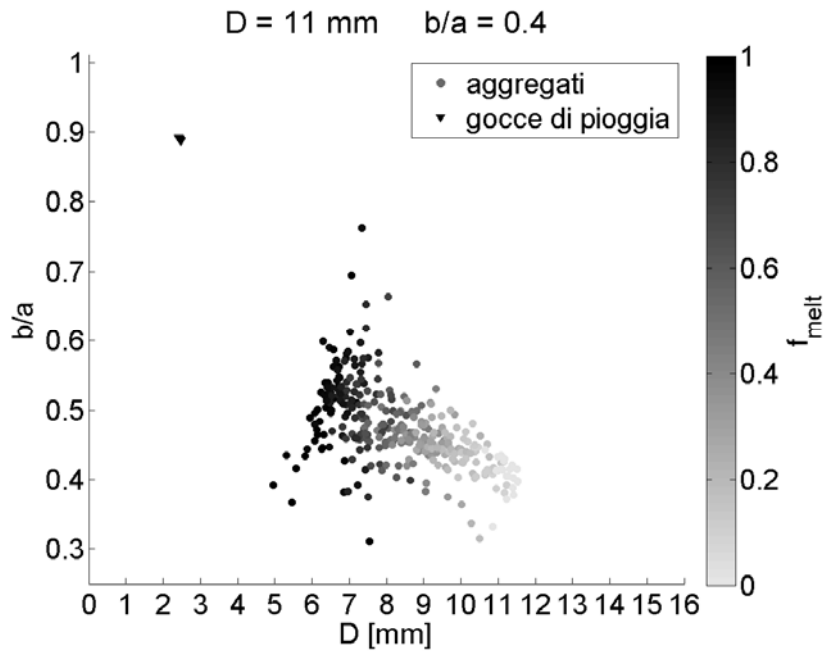


Figura 2.23 Rapporto d'aspetto, diametro equivalente e frazione fusa per un insieme di realizzazioni casuali di aggregati di diametro equivalente 11 mm e rapporto d'aspetto 0.4 e per gocce di pioggia di massa equivalente (rapporto assiale calcolato tramite la 1.2).

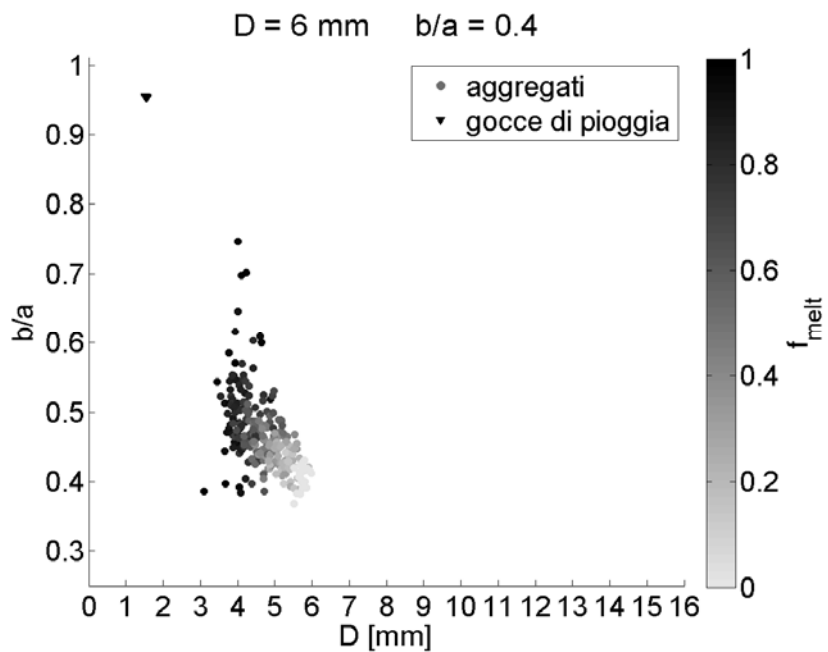


Figura 2.24 Come in figura precedente ma per diametro equivalente pari a 6 mm.

Esistono diversi bulk models utilizzando sfere o sferoidi in letteratura (Russchenberg and Ligthart, 1996; Fabry and Szyrmer, 1999; Sassen et al., 2005; Liao and Meneghini, 2005). Ai fini del nostro confronto sono stati scelti tre modelli distinti. Il primo è uno dei modelli descritti da Fabry e Szyrmer (1999), da loro definito ‘modello 3’ e che d’ora in poi sarà indicato con l’acronimo FS3. Tale modello suppone che gli aggregati siano composti di una matrice d’aria nella quale siano presenti inclusioni composte di una mistura di acqua e ghiaccio. Tale mistura sarebbe a sua volta composta di una matrice d’acqua con inclusioni di ghiaccio, nell’assunzione cioè che negli aggregati in fase di fusione l’acqua fusa ricopra interamente il ghiaccio. Un secondo modello, indicato come FS3 modificato (o FS3m) consiste in una semplice modifica di FS3: si suppone che la mistura di acqua e ghiaccio sia composta di una matrice di ghiaccio con inclusioni d’acqua. Ciò riduce sostanzialmente il contributo che la costante dielettrica dell’acqua ha nel calcolo della costante dielettrica efficace, almeno nell’ipotesi di utilizzare la formula di Maxwell Garnett (1904) per il mescolamento. Il terzo e ultimo modello fa uso della formula di mescolamento descritta in Ulaby et al. (1986) e sarà indicato dall’acronimo UMF.

La formula di mescolamento di Maxwell Garnett è data da:

$$\varepsilon_{eff} = f_{MG}(\varepsilon_h, \varepsilon, \nu) = \varepsilon_h \left[1 + 3\nu \frac{\varepsilon - \varepsilon_h}{\varepsilon + 2\varepsilon_h - \nu(\varepsilon - \varepsilon_h)} \right] \quad 2.18$$

dove ε_h e ε sono rispettivamente la costante dielettrica della matrice (host) e quella delle inclusioni e ν è la frazione volumetrica definita come rapporto tra volume occupato dalle inclusioni e volume totale.

La formula di mescolamento di Ulaby nel caso generale ha la forma:

$$\varepsilon_{eff} = f_{UMF}(\varepsilon_h, (\varepsilon_i, \nu_i)) = \varepsilon_h + \sum_i \frac{\nu_i(\varepsilon_i - \varepsilon_h)}{1 + \frac{1}{3} \left(\frac{\varepsilon_i}{\varepsilon_*(\nu_i)} - 1 \right)} \quad 2.19$$

con

$$\varepsilon_*(v_i) = \begin{cases} \varepsilon_i & \text{per } v_i \leq 0.1 \\ \varepsilon_{eff} & \text{per } v_i > 0.1 \end{cases} \quad 2.20$$

Dove ε_h è la costante dielettrica dell'host (matrice), ε_i la costante dielettrica del materiale i -esimo e v_i la frazione volumetrica i -esima, definita come rapporto tra volume occupato dalle inclusioni del materiale i -esimo e volume totale.

Le costanti dielettriche effettive per i tre modelli sono date da:

$$\varepsilon_{FS3} = f_{MG} \left(\varepsilon_{air}, f_{MG} \left(\varepsilon_{water}, \varepsilon_{ice}, \frac{V_{water}}{V_{ice} + V_{water}} \right), \frac{V_{ice} + V_{water}}{V} \right) \quad 2.21$$

$$\varepsilon_{FS3m} = f_{MG} \left(\varepsilon_{air}, f_{MG} \left(\varepsilon_{ice}, \varepsilon_{water}, \frac{V_{ice}}{V_{ice} + V_{water}} \right), \frac{V_{ice} + V_{water}}{V} \right) \quad 2.22$$

$$\varepsilon_{UMF} = f_{UMF} \left(\varepsilon_{air}, \left(\varepsilon_{water}, \frac{V_{water}}{V} \right), \left(\varepsilon_{ice}, \frac{V_{ice}}{V} \right) \right) \quad 2.23$$

V_{ice} e V_{water} sono i volumi rispettivamente di ghiaccio e d'acqua presenti nell'aggregato e V il volume equivalente dell'aggregato. ε_{air} , ε_{water} e ε_{ice} sono le costanti dielettriche rispettivamente di aria (si suppone che l'aria abbia costante dielettrica sempre unitaria), acqua e ghiaccio alle frequenze operative.

Nelle Figure 2.25 e 2.26 sono mostrate le costanti dielettriche efficaci e il fattore dielettrico in banda S e Ka per i tre modelli volumetrici fin qui discussi. In particolare il modello FS3 presenta un incremento nella parte immaginaria della costante dielettrica rispetto agli altri modelli poiché l'ipotesi principale è che la matrice sia d'acqua. Ai fini del problema di diffusione ciò implica un incremento nel fattore dielettrico a parità di altre condizioni e quindi un incremento nelle sezioni di scattering (cfr. Formula 1.35).

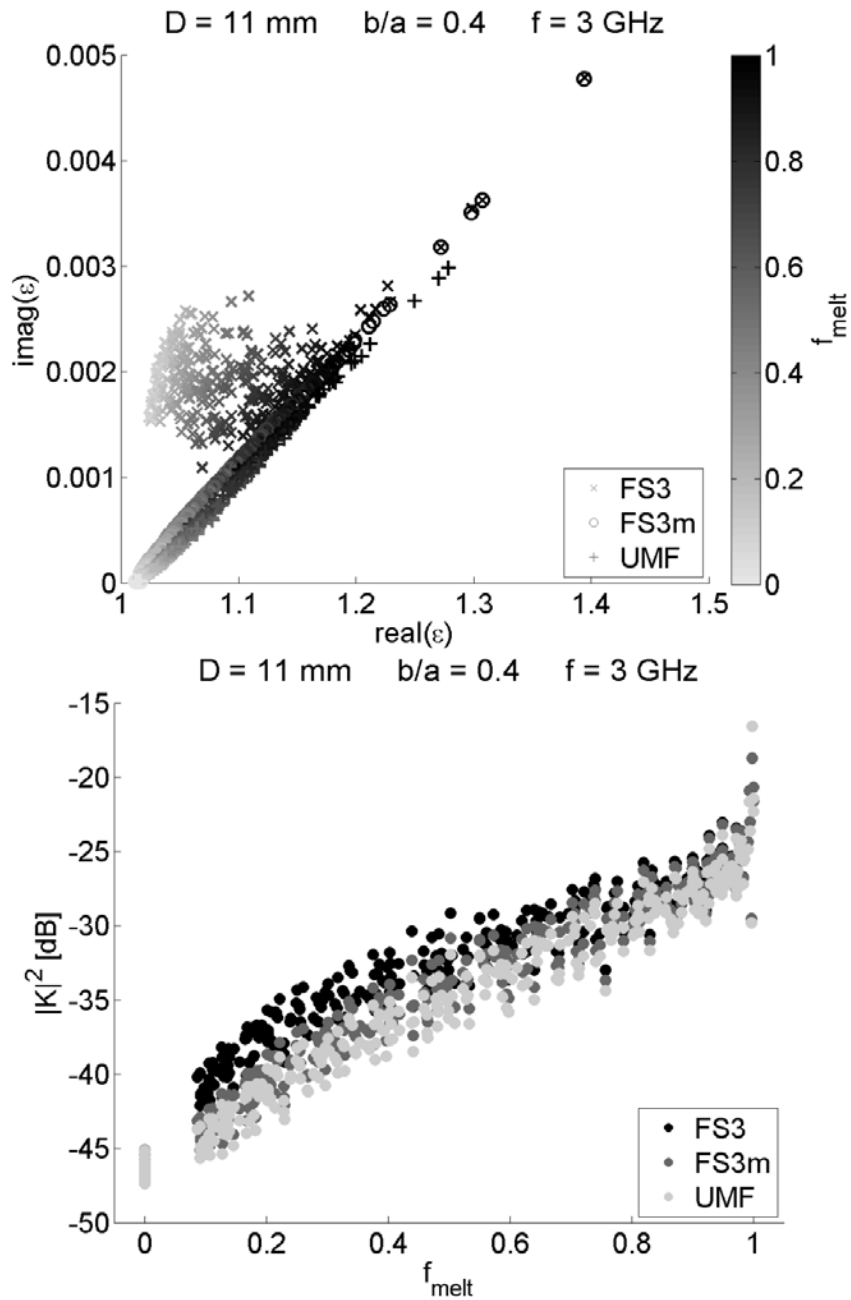


Figura 2.25 Costante dielettrica complessa (pannello superiore) e fattore dielettrico (pannello inferiore) in banda S (3 GHz) per lo stesso insieme di aggregati della figura 2.23.

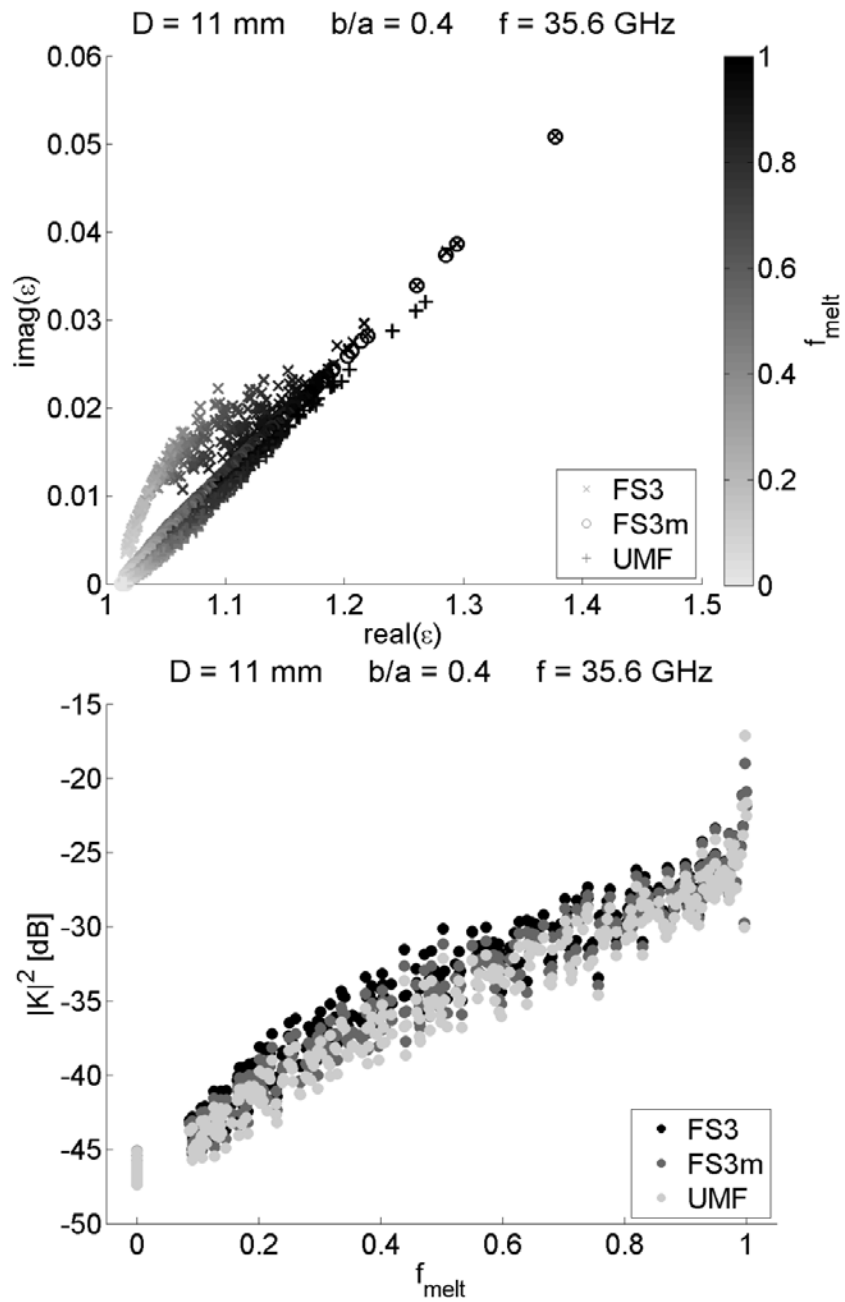


Figura 2.26 Come per la figura precedente ma in banda Ka (35.6 GHz).

2.3.6 Risultati numerici per aggregati

Il framework per la generazione di aggregati ha come parametri d'ingresso la dimensione D e il rapporto d'aspetto b/a dell'aggregato. Dati questi due valori, un certo numero di realizzazioni casuali di aggregati è generato assieme agli step del processo di fusione. Come descritto, la densità dell'aggregato e le caratteristiche dei componenti l'aggregato sono ricavate opportunamente. Nei seguenti insiemi di simulazioni, fissata la coppia di valori $(D, b/a)$, sono state generate 20 realizzazioni casuali di aggregati. Dopodiché il codice GMM sviluppato da Xu è stato eseguito per le simulazioni di scattering.

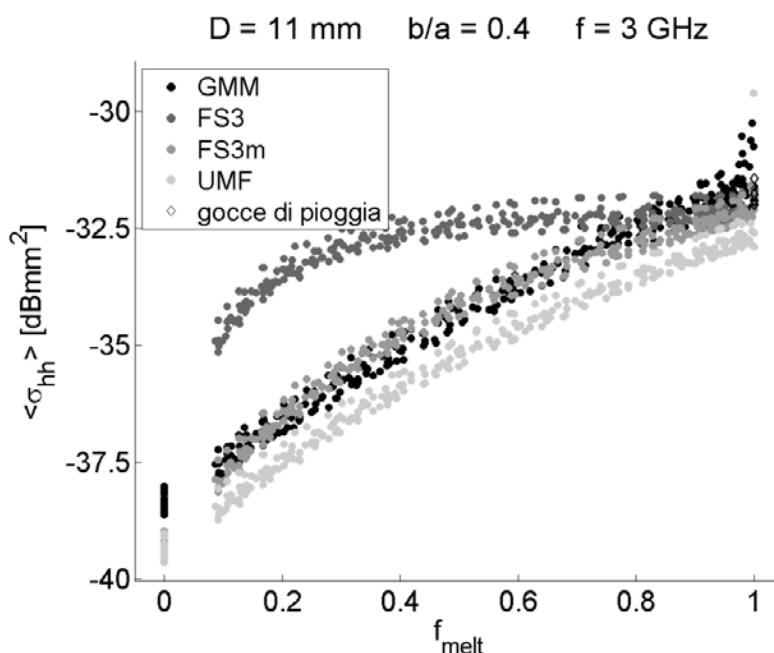


Figura 2.27 Sezione di backscattering orizzontale in funzione della frazione fusa in banda S (3 GHz) per lo stesso insieme di realizzazioni della figura 2.23. I risultati per i modelli volumetrici corrispondenti sono riportati.

I parametri di scattering sono stati integrati rispetto all'angolo che descrive la rotazione degli aggregati attorno all'asse z (azimuth), nell'ipotesi che l'orientazione rispetto a quest'asse sia casuale. Ovvero si suppone che gli aggregati siano orientati casualmente sul piano orizzontale, così come ipotizzato per i cristalli simulati tramite DDSCAT.

Per questi insiemi di simulazioni non è stato preso in considerazione l'angolo di canting, nè un'integrazione sulla concentrazione (PSD).

I parametri di scattering presi in considerazione sono sostanzialmente quelli relativi ad una singola particella con orientazione azimutale casuale. Le sezioni di backscattering orizzontale e verticale (e il rapporto tra queste) e la sezione di estinzione medie sono le grandezze d'interesse. Piuttosto che graficare queste grandezze in funzione del diametro che, pur variando col procedere del processo di fusione, non è significativo in quanto la massa rimane costante, ogni grandezza è graficata in funzione della frazione fusa per ciascun aggregato. In questo modo si tiene conto dell'evoluzione della risposta radar in funzione dello stato di avanzamento del processo di fusione.

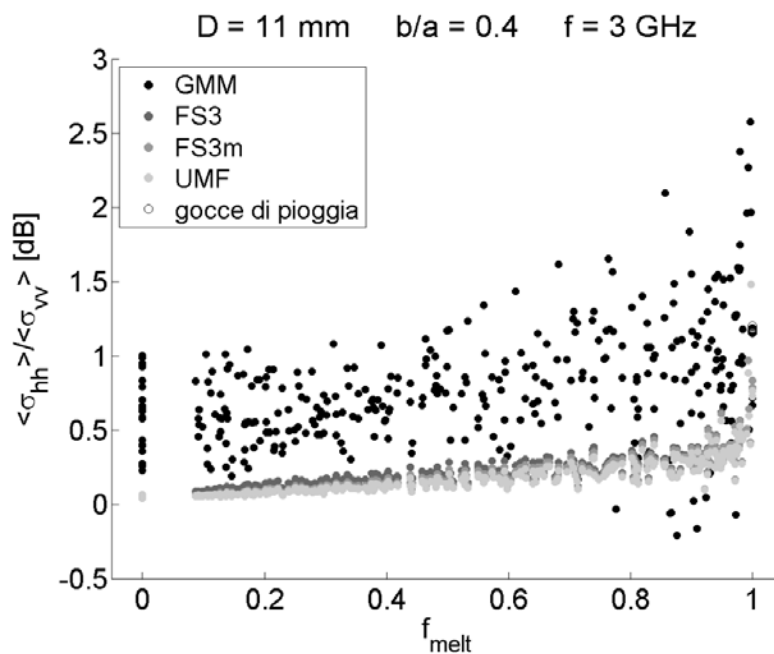


Figura 2.28 Come in Figura 2.27 ma per il rapporto tra sezione di backscattering orizzontale e verticale.

Le frequenze di lavoro alle quali sono state eseguite le simulazioni sono la banda S (3 GHz, 10 cm) e la banda Ka (35.6 GHz, 8.4 mm). La prima è molto diffusa nei radar doppler polarimetrici di terra soprattutto per la relativa indipendenza dall'attenuazione di percorso, mentre la seconda è utilizzata soprattutto per telecomunicazioni satellitari. Alcuni test in banda

Ku (usata anch'essa per telecomunicazioni satellitari) e W (usata per imaging radar a onda millimetrica per applicazioni astronomiche, di difesa e di sicurezza) sono stati eseguiti, ma non verranno presentati in questa sede.

Nelle Figure 2.27-2.29 sono mostrate la sezione di backscattering orizzontale, il rapporto tra sezioni di backscattering orizzontale e verticale e la sezione di estinzione in banda S per un insieme di realizzazioni casuali di aggregati aventi diametro pari a 11 mm e rapporto d'aspetto pari a 0.4. I grafici corrispondenti ma in banda Ka sono mostrati nelle Figure 2.30-2.32.

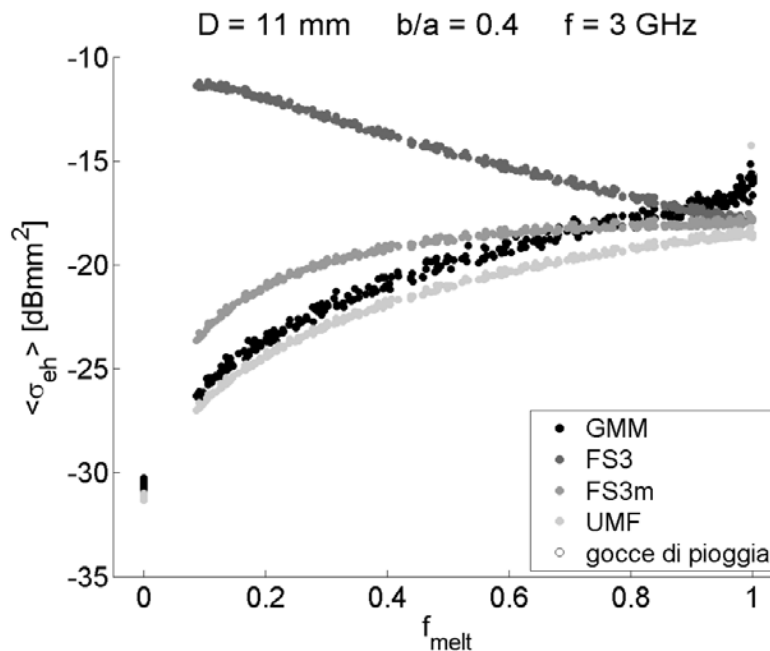


Figura 2.29 Come per la Figura 2.27 ma per la sezione di estinzione orizzontale.

È interessante notare come il rapporto tra sezioni di backscattering in banda S ottenuto tramite GMM sia sensibilmente diverso da quello ottenuto tramite modello volumetrico (T-Matrix). Inoltre, come accennato, il maggiore fattore dielettrico per il modello FS3 determina una sezione di backscattering e di estinzione notevolmente maggiori per frazioni fuse relativamente piccole.

Per quanto riguarda la banda Ka, si nota in questo caso l'effetto delle risonanze già incontrato nell'uso del T-Matrix (cfr. Figura 2.8), dovute

alla natura sferoidale dei modelli utilizzati. Tale effetto è in questo caso più evidente nelle sezioni di backscattering e di estinzione orizzontali che nel rapporto tra sezioni di backscattering e mostra chiaramente i limiti dell'approccio volumetrico alla modellistica di fiocchi di neve anche solo in fase ghiacciata. La differenza tra valori calcolati con GMM e con i modelli volumetrici arriva a superare i 10 dBmm^2 , per la sezione di backscattering e i 5 dBmm^2 per la sezione di estinzione.

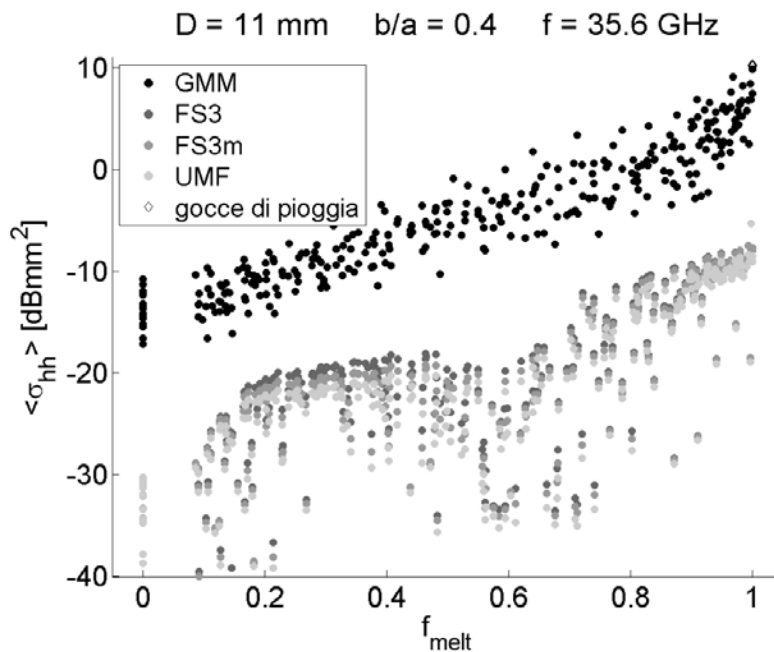


Figura 2.30 Sezione di backscattering orizzontale in funzione della frazione fusa in banda Ka (35.6 GHz) per lo stesso insieme di realizzazioni della figura 2.23. I risultati per i modelli volumetrici corrispondenti sono riportati.

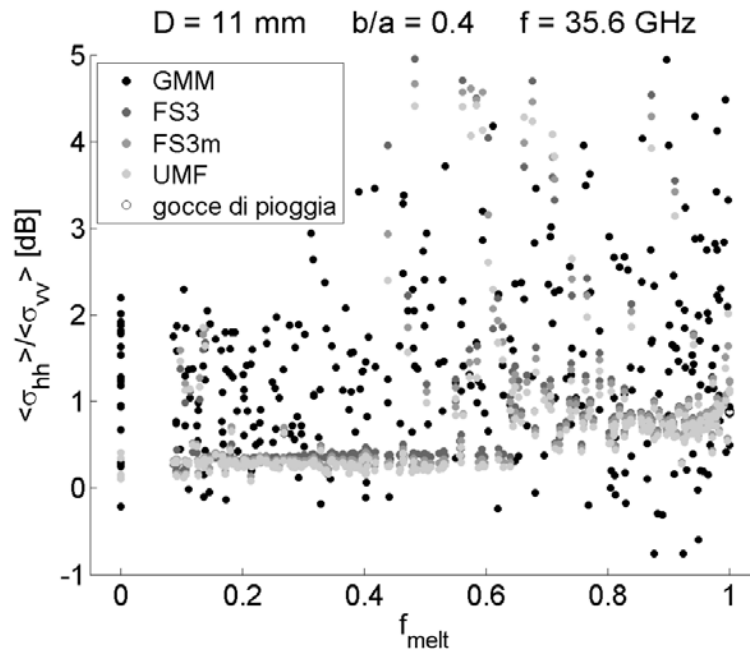


Figura 2.31 Come per la Figura 2.30 precedente ma per il rapporto tra sezioni di backscattering orizzontale e verticale.

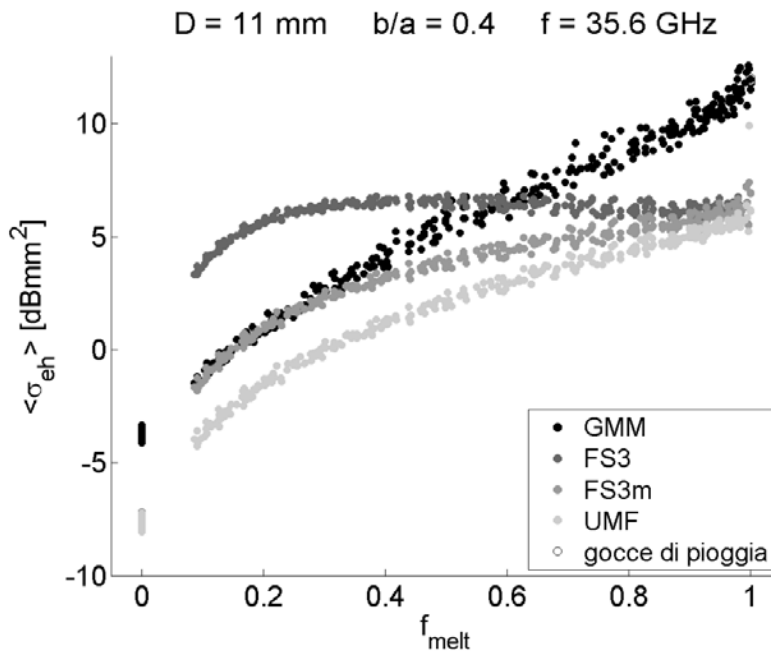


Figura 2.32 Come per la Figura 2.31 ma per la sezione di estinzione orizzontale.

Capitolo 3

Correzione dell'attenuazione di percorso e classificazione d'idrometeore a frequenze attenuanti

Introduzione

L'importanza crescente dei sistemi radar polarimetrici è dovuta principalmente al miglioramento dei dati che si ottengono tramite questi strumenti. I sistemi polarimetrici consentono di identificare echi radar non meteorologici (come ad esempio clutter di terra e di mare, insetti e uccelli), di correggere l'attenuazione grazie a misure di fase differenziale e migliorare gli algoritmi di inversione utilizzando relazioni multi-parametriche (Seliga e Bringi, 1976; Aydin et al., 1990; Chandrasekar et al., 1990; Gorgucci et al., 1992; Zrnić e Ryzhkov, 1996; Bringi et al., 2004; Ryzhkov et al., 2005; Marzano et al., 2007). Infine, l'utilizzo di radar polarimetrici ha consentito di rilevare e discernere tra diverse classi d'idrometeore all'interno della regione precipitativa osservata (Hall et al., 1984; Vivekanandan et al., 1999; Zrnić et al., 2001; Lim et al., 2005; Heinselman e Ryzhkov, 2006; Marzano et al., 2008). Molti algoritmi di inversione si concentrano sulla stima del tasso di piovosità (*rain rate*), ma è più consistente con le caratteristiche del radar eseguire una stima del contenuto d'acqua equivalente, che può anche essere estesa a classi d'idrometeore in fase ghiacciata o mista.

Come descritto nella sezione 1.2, l'equazione del radar bistatico contiene un termine di attenuazione aggiuntiva che tiene conto di effetti propagativi nel mezzo. Tra i radar doppler polarimetrici più diffusi vi sono quelli operanti nella banda di frequenze S (2-4 GHz). A queste frequenze gli effetti attenuanti del mezzo precipitativo (sia esso composto d'idrometeore in fase liquida, ghiacciata o mista) sono tipicamente

trascurabili. Com'è noto, le dimensioni del riflettore radar a parità di direttività sono quadraticamente proporzionali alla lunghezza d'onda e alle bande S e C i radar sono piuttosto voluminosi e di difficile portabilità (Doviak et al., 2000; Vulpiani et al., 2008). L'utilizzo di radar in banda C (4-8 GHz) e soprattutto X (8-12 GHz) consente di ridurre notevolmente le dimensioni del riflettore e quindi garantisce una maggiore compattezza e portabilità del sistema radar.

L'inconveniente nella scelta di frequenze più elevate è il problema dell'attenuazione aggiuntiva, che in questo caso non può essere più trascurata. Ciò limita anzitutto il raggio d'azione del radar ma soprattutto comporta un degrado del segnale radar, in particolare della riflettività copolare e differenziale, dovuto alla non trascurabile attenuazione specifica e specifica differenziale (cfr. Sezione 1.2).

L'attenuazione specifica in banda S (Figura 1.7) è relativamente bassa e è solitamente trascurata in applicazioni radar meteorologiche. Non si può dire lo stesso per la banda X, per cui l'attenuazione specifica può raggiungere diverse decine di dB/km (Figura 1.8) e l'attenuazione specifica differenziale diversi dB/km (Figura 1.11), valori non trascurabili rispetto alla dinamica di variabilità della riflettività e della riflettività differenziale. L'attenuazione degrada le misure di riflettività invalidando, di fatto, le tecniche d'inversione (*retrieval*) del segnale radar o le tecniche di classificazione delle idrometeore. I sistemi radar in banda X sono stati oggetto di diversi studi (Ryzhkov e Zrnić, 1995; Matrosov et al., 2002; Anagnostou et al., 2004; Matrosov et al., 2005). Le considerazioni sull'attenuazione sono ugualmente valide in banda C (e.g. Aydin et al., 1989).

I vantaggi offerti dai sistemi radar in banda C e X da un punto di vista di praticità hanno portato allo sviluppo di diverse tecniche di ricostruzione del segnale attenuato (Gorgucci et al., 1996; Bringi et al., 2001; Testud et al., 2002; Vulpiani et al., 2005; Park et al., 2005; Anagnostou et al., 2006; Gorgucci e Chandrasekar, 2006; Liu et al., 2006; Anagnostou et al., 2007; Hogan, 2007). Sono stati proposti alcuni approcci di tipo puramente teorico al problema della correzione del segnale radar attenuato. Tra

questi occorre citare il metodo del valore finale (Bringi e Chandrasekar, 2001).

In questo capitolo sarà presentato un sistema di classificazione bayesiano basato su modelli teorici implementati utilizzando il metodo del T-Matrix. Sarà inoltre presentato un modello di stima del contenuto d'acqua equivalente valido per le classi d'idrometeore descritte. Saranno poi introdotte alcune tecniche di correzione dell'attenuazione del segnale radar. La tecnica del valore finale è un esempio di tecnica vincolata che consente di imporre una condizione a contorno sul segnale radar ricostruito ed è una soluzione analitica del problema nelle ipotesi che saranno poi descritte. Sarà proposta e descritta una tecnica iterativa di correzione del segnale radar che fa uso del sistema di classificazione bayesiano di cui sopra. Tale tecnica si pone come un'estensione del metodo del valore finale e come vedremo, consente di imporre due condizioni al contorno sul segnale ricostruito, assicurando una maggiore convergenza del metodo.

Ai fini della validazione di questa nuova tecnica è stato scelto un caso di studio estratto dalla campagna di misure dell'International H₂O Project (IHOP) compiuta in Oklahoma. I dati radar sono stati misurati contemporaneamente a due distinte frequenze, in banda S e banda X. Ciò ha consentito di testare gli algoritmi di correzione in banda X mettendo a confronto i risultati della classificazione e di stima del contenuto d'acqua liquida ottenuti utilizzando il segnale ricostruito in banda X con quelli ottenuti utilizzando il segnale in banda S, virtualmente privo di attenuazione aggiuntiva di percorso.

3.1 Classificazione Bayesiana e stima del contenuto d'acqua d'idrometeore basata su modelli teorici

Introduzione

Lo sviluppo dei sistemi radar polarimetrici ha permesso di sviluppare tecniche d'inversione del dato radar più raffinate e che consentono di

sfruttare i gradi di libertà aggiuntivi introdotti rispetto ai sistemi a polarizzazione singola. In particolare la riflettività differenziale (Seliga e Bringi, 1976; Bringi et al., 1982 e 1984) e la fase differenziale (Chandrasekar et al., 1990; Zrnić e Ryzhkov, 1996) rappresentano informazioni preziose per l'interpretazione fisica dei dati radar. L'utilizzo di queste grandezze consente di individuare la cosiddetta "firma polarimetrica" ovvero la risposta radar caratteristica di una specifica classe d'idrometeore.

Nella sezione 2.1 è mostrato un esempio di classificazione d'idrometeore e le rispettive firme polarimetriche alle bande S e X in termini di Z_{hh} e Z_{dr} . Esistono diverse tecniche di inversione del segnale radar al fine di classificare le idrometeore presenti in un determinato volume in base alla loro risposta radar polarimetrica. Diversi studi sul problema della classificazione sono disponibili (Liu e Chandrasekar, 2000; Zrnić et al., 2001; Lim et al., 2005; Ryzhkov et al., 2005; Marzano et al., 2007; Marzano et al., 2008).

La maggior parte delle tecniche di classificazione d'idrometeore si basa su un approccio a logica fuzzy (e.g. Baldini et al., 2005; Conway et al., 2005; Ryzhkov e Zrnić, 2005; Marzano et al., 2006; Marzano et al., 2007). In questa sede sarà descritto l'approccio Bayesiano sviluppato in Marzano et al. (2008) ed esteso in Marzano et al. (2009).

Sarà inoltre descritta la metodologia per la stima del contenuto d'acqua equivalente. La stima del contenuto d'acqua equivalente è importante sia per applicazioni idro-meteorologiche sia per previsioni numeriche del tempo. Il contenuto d'acqua equivalente è una variabile atmosferica che può essere rilevata tramite sistemi radar in maniera più accurata rispetto ad esempio al tasso di precipitazione, che richiede la conoscenza della velocità terminale di caduta delle idrometeore e rappresenta un retaggio della necessità di confrontare i sistemi di telerilevamento radar con i dati ottenuti tramite pluviometro. È inoltre importante per caratterizzare la concentrazione d'idrometeore (cfr. Formula 1.15; Gorgucci et al., 2002; Brandes et al., 2002; Vulpiani et al., 2006).

3.1.1 Classificazione Bayesiana

La teoria dell'inferenza Bayesiana è molto generale e si basa sulla definizione di probabilità come grado di fiducia che un certo evento possa verificarsi. Il teorema di Bayes fornisce sostanzialmente un metodo per determinare il grado di fiducia di un determinato evento alla luce di una nuova informazione. Sia c l'ipotesi statistica (anche detta ipotesi nulla) e x una nuova osservazione. Il teorema di Bayes afferma:

$$p(c|x) = \frac{p(x|c)p(c)}{p(x)} \quad 3.1$$

Dove $p(c|x)$ è la probabilità che l'evento c si verifichi supponendo che x sia verificato, detta anche probabilità condizionale a posteriori di c dato x ; $p(x|c)$ è la funzione di verosimiglianza, ovvero la probabilità di x dato c ; infine $p(c)$ e $p(x)$ sono le probabilità a priori di c ed x , ovvero le probabilità che uno dei due eventi si verifichi senza avere alcuna altra informazione.

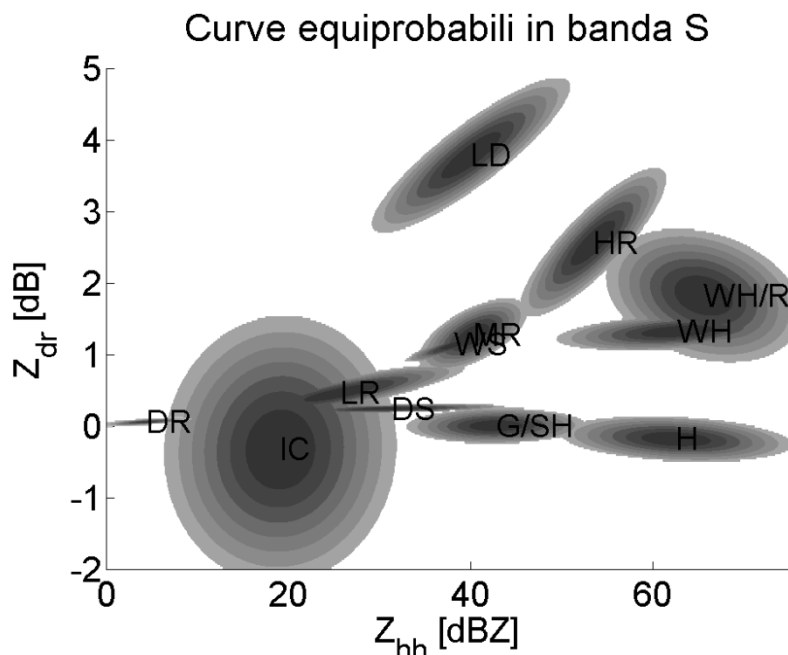


Figura 3.1 Curve equiprobabili in banda S (3 GHz) per le classi di idrometeore descritte nella sezione 2.1.1.

Per applicare la teoria Bayesiana alla classificazione d'idrometeorie occorre definire un insieme di classi d'idrometeorie. Ciascuna classe sarà indicata con c_i (con i variabile in un certo intervallo). L'insieme di osservabili radar polarimetrici per un certo volume (anche detto *bin*) sarà denotato con x . L'appartenenza di ciascun bin a una specifica classe di idrometeorie può essere formalmente formulata come:

$$x \in c_i \Leftrightarrow p(c_i | x) > p(c_j | x) \quad \forall j \neq i \quad 3.2$$

Occorre quindi valutare la probabilità condizionale a posteriori di c_i dato x . Questo valore non è noto, ma possiamo utilizzare il teorema di Bayes per riscrivere la 3.2:

$$x \in c_i \Leftrightarrow p(x | c_i)p(c_i) > p(x | c_j)p(c_j) \quad \forall j \neq i \quad 3.3$$

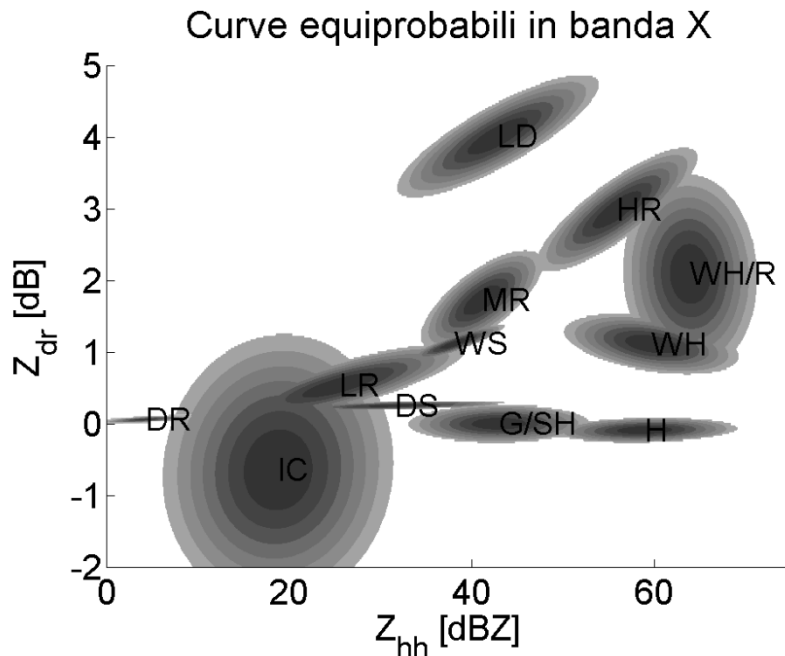


Figura 3.2 Come in Figura 3.1 ma per la banda X (10 GHz).

Questa vale in virtù del fatto che $p(x)$ è una costante. Occorre quindi valutare da un lato la funzione di verosimiglianza condizionale di x dato c_i

e dall'altro la probabilità a priori di c_i , ovvero il grado di fiducia che una certa classe di idrometeore sia presente in un certo bin. Occorre infine individuare quella classe che massimizza il prodotto tra funzione di verosimiglianza e probabilità a priori.

La funzione di verosimiglianza per ciascuna classe di idrometeore è supposta essere una distribuzione Gaussiana multivariata del tipo:

$$p(\mathbf{x} | c_i) = \frac{1}{\sqrt{(2\pi)^{N_0}} \sqrt{\det(C_i)}} \exp\left\{-\frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{m}_i)^T C_i^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{m}_i)\right\} \quad 3.4$$

dove \mathbf{x} è un vettore colonna di N_0 osservabili radar polarimetrici e \mathbf{m}_i il vettore colonna che rappresenta i valori medi degli stessi osservabili e C_i la matrice di autocovarianza ($N_0 \times N_0$) relativi alla classe i -esima. Il valori medi e la matrice di autocovarianza caratterizzano quindi completamente la distribuzione di probabilità multivariata per ciascuna classe e possono essere facilmente calcolati utilizzando il simulatore HESS descritto nella sezione 2.1.1 e utilizzato in Marzano et al. (2008).

Limitandoci ai soli due osservabili, Z_{hh} e Z_{dr} è possibile rappresentare graficamente la distribuzione sul piano (Z_{hh}, Z_{dr}) tramite curve isolivello che rappresentano probabilità equivalenti. Nelle Figure 3.1 e 3.2 sono graficate le distribuzioni di probabilità in questo piano per le 12 classi di idrometeore definite nella sezione 2.1.1 in banda S (3 GHz) e X (10 GHz). Le probabilità a priori $p(c_i)$ sono state utilizzate per discernere tra alcune classi in funzione dell'intervallo di temperatura in cui ci si trova. In questo modo è possibile escludere alcune classi d'idrometeore che si suppone non possano esistere ad alcune temperature:

$$p(c_i) \approx p(c_i | T \in \Delta T) = P_i(\Delta T) \quad 3.5$$

dove ΔT è l'intervallo di temperatura e $P_i(\Delta T)$ è la probabilità discreta della classe i -esima in funzione dell'intervallo di temperatura.

È possibile riscrivere la 3.3 utilizzando le ipotesi introdotte sotto forma delle Formule 3.4 e 3.5. Prendendo il logaritmo naturale del primo membro della 3.4 si ottiene:

$$-\frac{1}{2}N_0 \ln(2\pi) - \frac{1}{2} \ln[\det(C_i)] - \frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{m}_i)^T C_i^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{m}_i) + \ln[P_i(\Delta T)] \quad 3.6$$

Dalla 3.3 segue che tale grandezza va massimizzata al variare della classe c_i . Cambiando di segno ed eliminando le costanti, il problema della classificazione si tramuta quindi nella minimizzazione di una funzione di distanza quadratica $d(\mathbf{x}, c_i)$, nota anche come metrica o funzione discriminante, rispetto alla classe di appartenenza c_i :

$$d(\mathbf{x}, c_i) = (\mathbf{x} - \mathbf{m}_i)^T C_i^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{m}_i) + \ln[\det(C_i)] - 2 \ln[P_i(\Delta T)] \quad 3.7$$

Infine, la regola di inferenza di massima probabilità a posteriori (MAP) o di massima verosimiglianza può essere riformulata nel seguente modo:

$$\mathbf{x} \in c_i \Leftrightarrow \begin{cases} d(\mathbf{x}, c_i) < d(\mathbf{x}, c_j) & \forall j \neq i \\ d(\mathbf{x}, c_i) < d_{th} \end{cases} \quad 3.8$$

dove d_{th} è un valore di soglia, ottenuto empiricamente, necessario ad ottenere risultati fisicamente significativi. In seguito, i bin radar che non appartengono a nessuna classe, ovvero quelli per cui la funzione di discriminante è maggiore del valore di soglia, verranno indicati come non classificati (NC).

Il sistema di classificazione fin qui descritto è stato denominato BRAHC (Bayesian Radar Algorithm for Hydrometeor Classification) ed è stato implementato in banda S e X utilizzando i dati radar simulati tramite HESS (Marzano et al., 2008).

3.1.2 Stima del contenuto d'acqua equivalente

Per compiere una stima del contenuto d'acqua equivalente W è stato utilizzato un semplice modello regressivo basato sull'ipotesi che esista una relazione del tipo:

$$W \cong W_{est}(Z_{hh}) = a'Z_{hh}^{b'} \quad 3.9$$

ovvero nel caso più generale:

$$W \cong W_{est} (Z_{hh}, Z_{dr}) = a Z_{hh}^b Z_{dr}^c \quad 3.10$$

con Z_{hh} e Z_{dr} in unità mm^6m^{-3} e adimensionale (lineare) rispettivamente. Questa ipotesi è corroborata dal fatto che W è definito sostanzialmente come momento del terzo ordine della PSD (cfr. Formula 1.9) e la riflettività è correlata al momento del sesto ordine della PSD (cfr. Formula 1.36), pertanto è naturale cercare una correlazione tra momenti di ordine diverso della stessa PSD. Specificando tali relazioni per ciascuna classe di idrometeore si ottiene:

$$W_{est} (Z_{hh}) = a'_{wi} Z_{hh}^{b'_{wi}} \quad 3.11$$

$$W_{est} (Z_{hh}, Z_{dr}) = a_{wi} Z_{hh}^{b_{wi}} Z_{dr}^{c_{wi}} \quad 3.12$$

Nota quindi la classe di appartenenza e i valori di riflettività orizzontale e differenziale è possibile dare una stima del contenuto d'acqua liquido. Utilizzando un insieme di simulazioni effettuate tramite HESS per le varie classi d'idrometeore è possibile calcolare i parametri a_{wi} , b_{wi} e c_{wi} calcolando le regressioni (singola e multipla) per le relazioni seguenti:

$$\ln W \cong \ln a'_{wi} + b'_{wi} Z_{hh} \quad 3.13$$

$$\ln W \cong \ln a_{wi} + b_{wi} Z_{hh} + c_{wi} Z_{dr}$$

Si definiscono il valore quadratico medio dell'errore (*Root Mean Square Error*, RMSE) e l'errore standard frazionario (*Fractional Standard Error*, FSE):

$$RMSE = \sqrt{\langle (W - W_{est})^2 \rangle} \quad 3.14$$

$$FSE = \frac{RMSE}{\langle W \rangle}$$

dove le parentesi angolate $\langle \rangle$ indicano il valor medio sull'insieme di valori ottenuti dalle simulazioni e W_{est} il valore di W stimato con la 3.11 o

la 3.12. L'RMSE è una stima del valore assoluto, mentre l'FSE dell'errore relativo.

Tabella 3.1: Valori dei coefficienti ed errori per le relazioni $W_{est}(Z_{hh})$ e $W_{est}(Z_{hh}, Z_{dr})$ in banda S

Classe	$\ln(a'_{wi})$	b'_{wi}	RMSE	FSE	$\ln(a_{wi})$	b_{wi}	c_{wi}	RMSE	FSE
Large Drops (LD)	-9.834	0.708	0.011	17.5%	-9.660	0.973	-3.008	0.005	7.8%
Light Rain (LR)	-7.198	0.699	0.032	30.7%	-7.536	0.893	-7.620	0.023	21.7%
Medium Rain (MR)	-7.987	0.730	0.083	23.0%	-8.771	0.933	-3.776	0.031	8.5%
Heavy Rain (HR)	-6.956	0.609	0.439	19.7%	-8.647	0.851	-2.178	0.214	9.6%
Hail (H)	-11.351	0.756	0.258	16.1%	-11.342	0.754	-0.213	0.256	16.0%
Graupel/Small Hail (G/SH)	-10.438	0.836	0.026	12.1%	-10.443	0.836	-0.779	0.024	12.0%
Dry Snow (DS)	-9.391	0.757	0.006	17.5%	-9.380	0.757	0.503	0.006	17.4%
Wet Snow (WS)	-6.617	0.497	0.015	13.9%	-6.575	0.474	-1.240	0.015	13.4%
Ice Crystals (IC)	-10.010	0.754	0.001	20.6%	-10.044	0.757	-0.280	0.001	17.1%
Drizzle Rain (DR)	-5.988	0.554	0.001	17.0%	-5.838	0.702	52.278	0.001	9.2%
Wet Hail (WH)	-10.986	0.725	0.574	36.8%	-11.026	0.723	-0.510	0.570	36.6%
Wet Hail/Rain (WH/R)	-4.314	0.367	1.810	45.2%	-5.932	0.412	-5.873	1.592	39.8%

Nota: La riflettività è espressa in $mm^6 m^{-3}$, la riflettività differenziale è adimensionale e W è espresso in g/m^3 . La frequenza è pari a 3 GHz. In grigio le relazioni aventi errori maggiori.

Le Tabelle 3.1 e 3.2 mostrano i coefficienti delle leggi di potenza 3.11 e 3.12 assieme agli RMSE e FSE in banda S (3 GHz) e X (10 GHz) rispettivamente. Le tabelle mostrano chiaramente come la relazione che utilizza entrambi gli osservabili radar sia generalmente più robusta (eccetto per le classi LD e WH in banda X, per le quali tuttavia gli errori

assoluti sono comparabili) ed è stata scelta per le stime del contenuto d'acqua che saranno presentate successivamente.

Tabella 3.2: Valori dei coefficienti ed errori per le relazioni $W_{est}(Z_{hh})$ e $W_{est}(Z_{hh}, Z_{dr})$ in banda X

Classe	$\ln(a'_{wi})$	b'_{wi}	RMSE	FSE	$\ln(a_{wi})$	b_{wi}	c_{wi}	RMSE	FSE
Large Drops (LD)	-10.168	0.695	0.012	18.6%	-9.439	0.864	-2.597	0.013	20.5%
Light Rain (LR)	-7.132	0.694	0.043	40.7%	-7.527	0.866	-5.005	0.022	21.2%
Medium Rain (MR)	-7.040	0.614	0.112	31.2%	-8.393	0.935	-4.249	0.033	9.2%
Heavy Rain (HR)	-6.526	0.549	0.498	22.4%	-7.499	0.760	-2.543	0.412	18.5%
Hail (H)	-13.323	0.947	0.188	11.7%	-13.331	0.948	-0.137	0.187	11.6%
Graupel/Small Hail (G/SH)	-10.395	0.830	0.037	17.2%	-10.403	0.831	-0.870	0.035	15.9%
Dry Snow (DS)	-9.407	0.760	0.006	17.1%	-9.307	0.768	-2.877	0.006	16.6%
Wet Snow (WS)	-6.589	0.495	0.016	14.7%	-6.537	0.469	-1.433	0.015	14.2%
Ice Crystals (IC)	-10.001	0.759	0.001	19.7%	-10.028	0.761	-0.222	0.001	17.45
Drizzle Rain (DR)	-6.007	0.576	0.001	17.4%	-5.846	0.778	-29.467	0.001	5.8%
Wet Hail (WH)	-13.870	0.970	0.644	41.3%	-13.940	0.973	-0.320	0.646	41.4%
Wet Hail/Rain (WH/R)	-7.934	0.624	1.308	32.7%	-8.662	0.648	-2.106	1.172	29.3%

Nota: La riflettività è espressa in $mm^6 m^{-3}$, la riflettività differenziale è adimensionale e W è espresso in g/m^3 . La frequenza è pari a 10 GHz. In grigio le relazioni aventi errori maggiori.

Occorre notare che la classificazione delle idrometeore e le espressioni per la stima del contenuto d'acqua equivalente sono valide nel caso in cui il segnale radar non sia affetto da attenuazione. È per questo indispensabile ricostruire il segnale radar “vero” da quello misurato affetto da attenuazione aggiuntiva. Le tecniche di correzione saranno discusse nei paragrafi successivi.

3.2 Correzione vincolata dell'attenuazione di percorso

Introduzione

Il problema dell'attenuazione aggiuntiva del segnale radar (cfr. Formula 1.24) è d'importanza particolarmente rilevante nelle bande C e X (per radar di terra). Vista la diffusione di sistemi radar di questo tipo (per la loro compattezza e portabilità) l'esigenza di ricostruire il segnale radar corretto dell'attenuazione è di fondamentale importanza per una corretta stima del tasso di precipitazione e del contenuto d'acqua equivalente e per una corretta classificazione delle idrometeore.

Esistono diversi metodi di correzione dell'attenuazione basati su metodi analitici (Hitschfeld e Bordan, 1954; Meneghini et al., 1983; Meneghini e Nakamura, 1990; Marzoug e Amayenc, 1991; Iguchi e Meneghini, 1994). In questa sezione saranno presentate anzitutto alcune ipotesi nelle quali la maggior parte di questi algoritmi lavora, sotto forma di relazioni di tipo legge di potenza (come per quelle ricavate per W nella sezione precedente) tra l'attenuazione specifica e gli osservabili radar. Verranno poi descritti gli algoritmi analitici di correzione dell'attenuazione di percorso con particolare riferimento al metodo del valore finale (Marzoug e Amayenc, 1991; Iguchi e Meneghini, 1994).

3.2.1 Relazioni tra attenuazione specifica e osservabili radar

Nel seguito si indicherà con Z_{xx} e A_{xx} la riflettività e l'attenuazione specifica copolari relative alla polarizzazione xx , dove xx può essere specificato come hh o vv . Z_{xx} verrà inoltre sempre espresso in mm^6m^{-3} , se non diversamente specificato, A_{xx} in dB/km. Si farà inoltre uso della fase specifica differenziale K_{dp} , espressa in $^\circ/\text{km}$. Seguendo quanto descritto in Jameson (1992) e Iguchi e Meneghini (1994), si suppone esistano le seguenti relazioni tra osservabili radar:

$$A_{xx} = a_{xi} Z_{xx}^{b_{xi}} \tag{3.15}$$

$$A_{xx} = \gamma_{xi} K_{dp} \quad 3.16$$

$$K_{dp} = e_{xi} A_{xx}^{f_{xi}} \quad 3.17$$

dove x sta per h o v e i si riferisce alla classe di idrometeore i -esima. I coefficienti delle relazioni 3.15-3.17 possono essere ricavati tramite opportune regressioni dalle simulazioni effettuate tramite HESS come descritto nel caso di W nella sezione precedente. Analogamente a quanto effettuato nel caso di W , è possibile definire RMSE e FSE per le relazioni 3.15-3.17.

Tabella 3.3: Valori dei coefficienti ed errori per le relazioni $A_{xx}(Z_{xx})$ in banda X.

Classe	$\ln(a_h)$	b_h	RMSE	FSE	$\ln(a_v)$	b_v	RMSE	FSE
Large Drops (LD)	-10.744	0.839	0.021	11.4%	-10.407	0.848	0.011	9.7%
Medium Rain (MR)	-9.213	0.815	0.070	23.2%	-9.594	0.877	0.047	18.2%
Heavy Rain (HR)	-8.544	0.749	0.914	19.9%	-8.788	0.793	0.602	16.8%
Hail (H)	-17.037	1.179	0.314	22.1%	-17.136	1.188	0.280	18.6%
Graupel/Small Hail (G/SH)	-10.580	0.896	0.117	30.1%	-10.584	0.896	0.116	29.8%
Wet Hail (WH)	-12.631	0.984	2.569	39.1%	-12.699	0.988	2.774	39.4%
Wet Hail/Rain (WH/R)	-9.999	0.825	3.200	29.5%	-10.192	0.834	3.512	0.296

Nota: La frequenza è pari a 10 GHz. Le classi assenti da questa tabella presentano attenuazione trascurabile.

Le Tabelle 3.3-3.5 riportano i coefficienti a_{xi} e b_{xi} , γ_{xi} , e_{xi} ed f_{xi} rispettivamente e gli RMSE e FSE per le corrispondenti relazioni 3.15-3.17 in banda X.

Tabella 3.4: Valori dei coefficienti ed errori per le relazioni $A_{xx}(K_{dp})$ in banda X.

Classe	γ_h	RMSE	FSE	γ_v	RMSE	FSE
Large Drops (LD)	0.324	0.013	7.1%	0.199	0.017	14.4%
Medium Rain (MR)	0.319	0.029	9.5%	0.269	0.021	8.3%
Heavy Rain (HR)	0.349	0.556	12.1%	0.263	0.599	16.75
Hail (H)	1.595	1.935	135.7%	1.816	1.925	127.5%
Graupel/Small Hail (G/SH)	2.002	0.439	113.2%	1.994	0.440	113.4%
Wet Hail (WH)	6.224	7.541	114.7%	6.721	7.975	113.2%
Wet Hail/Rain (WH/R)	0.696	10.201	94.1%	0.792	10.794	91.1%

Nota: La frequenza è pari a 10 GHz. Le classi assenti da questa tabella presentano attenuazione trascurabile.

Tabella 3.5: Valori dei coefficienti ed errori per le relazioni $K_{dp}(A_{xx})$ in banda X.

Classe	$\ln(e_{hh})$	f_{hh}	RMSE	FSE	$\ln(e_{vv})$	f_{vv}	RMSE	FSE
Large Drops (LD)	1.124	1.001	0.039	7.5%	1.639	1.056	0.077	13.8%
Medium Rain (MR)	1.139	0.952	0.077	7.8%	1.300	0.966	0.073	7.4%
Heavy Rain (HR)	1.107	0.971	1.572	11.9%	1.299	1.000	2.204	16.6%
Hail (H)	-1.602	0.858	0.837	178.2%	-1.629	0.873	0.807	171.8%
Graupel/Small Hail (G/SH)	-2.011	0.996	0.134	158.0%	-2.010	0.996	0.134	158.2%
Wet Hail (WH)	-1.597	0.596	0.740	104.9%	-1.653	0.605	0.734	104.1%
Wet Hail/Rain (WH/R)	0.424	0.630	5.876	75.7%	0.336	0.644	5.779	74.5%

Nota: La frequenza è pari a 10 GHz. Le classi assenti da questa tabella presentano fase specifica differenziale trascurabile.

Occorre infine presentare l'equazione integrale che governa il problema dell'attenuazione di percorso. Siano $Z_{xxm}(r)$ la riflettività copolare misurata dal radar e $Z_{xx}(r)$ il valore corretto in funzione della coordinata lineare r lungo il raggio radar in polarizzazione x (h o v), si ha:

$$Z_{xxm}(r)_{dBZ} = Z_{xx}(r)_{dBZ} - 2 \int_{r_0}^r A_{xx}(s) ds \quad 3.18$$

con le riflettività espresse in dBZ e $A_{xx}(r)$ espressa in dB/km. Si è indicato con r_0 la coordinata lineare corrispondente alla prima cella radar contenente precipitazione. Riscrivendo questa equazione con le riflettività espresse in unità lineari ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$), si ottiene:

$$Z_{xx}(r) = Z_{xxm}(r) \exp \left\{ 0.46 \int_{r_0}^r A_{xx}(s) ds \right\} \quad 3.19$$

L'equazione 3.19 è l'equazione integrale cercata, valida in generale lungo tutto il raggio radar. L'attenuazione integrata di percorso (*Path Integrated Attenuation*, PIA) si definisce come:

$$PIA_{xx}(r_0, r) = \int_{r_0}^r A_{xx}(s) ds \quad [\text{dB}] \quad 3.20$$

3.2.2 Metodi analitici e il metodo del valore finale

Il metodo del valore finale rientra nella classe di metodi analitici che si propongono di risolvere l'equazione integrale 3.19 imponendo una o più condizioni. Il metodo di Hitschfeld-Bordan (1954) è uno dei primi metodi di soluzione della 3.19. Esso si basa sull'ipotesi che esista una relazione del tipo $A_{xx} = a_x Z_{xx}^{b_x}$, valida lungo tutto il raggio radar (caso particolare della 3.15 per una sola classe di idrometeore). Prendendo il logaritmo naturale della 3.19 si ottiene:

$$\ln Z_{xx}(r) = \ln Z_{xxm}(r) + 0.46 \int_{r_0}^r A_{xx}(s) ds \quad 3.21$$

Moltiplicando ambo i membri per $-b_x$ e derivando rispetto ad r e definendo $u = Z_{xx}^{-b_x}$:

$$\frac{1}{u} \frac{du}{dr} = -b_x \frac{d}{dr} (\ln Z_{xxm}(r)) - 0.46 b_x A_{xx} \quad 3.22$$

Introducendo la relazione $A_{xx} = a_x Z_{xx}^{b_x}$ si ottiene infine un'equazione differenziale lineare:

$$\frac{du}{dr} + b_x u \frac{d}{dr} (\ln Z_{xxm}(r)) + 0.46 b_x a_x = 0 \quad 3.23$$

Tale equazione ha una soluzione generale data da:

$$Z_{xx}(r) = \frac{Z_{xxm}(r)}{[C - a_x I_{xx}(r_0, r)]^{1/b_x}} \quad 3.24$$

dove C è una costante arbitraria e $I_{xx}(r_0, r)$ è definito come:

$$I_{xx}(r_0, r) = 0.46 b_x \int_{r_0}^r Z_{xxm}^{b_x}(s) ds \quad 3.25$$

Usando la legge di potenza è possibile ricavare immediatamente la soluzione per l'attenuazione specifica:

$$A_{xx}(r) = \frac{a_x Z_{xxm}^{b_x}(r)}{C - a_x I_{xx}(r_0, r)} \quad 3.26$$

La costante C può essere ricavata imponendo un'opportuna condizione al contorno. Hitschfeld e Bordan (1954) impongono che il valore di riflettività misurato nel primo bin radar sia uguale a quello corretto, supponendo quindi che il primo bin non sia affetto da attenuazione di

percorso. Tale ipotesi è fisicamente giustificata. Ciò porta a $C=1$, poiché l'integrale $I_{xx}(r_0, r_0)$ è nullo. Quest'algoritmo si comporta bene nel caso di attenuazione bassa, ma tende ad essere instabile quando l'attenuazione è elevata.

Il metodo del valore finale propone di ricavare la costante C tramite un vincolo sull'attenuazione integrata di percorso piuttosto che tramite una condizione al contorno. Nell'ipotesi che valga una relazione del tipo 3.16, si può esprimere l'attenuazione integrata di percorso in funzione della fase differenziale totale (cfr. Formula 1.43):

$$\begin{aligned} 2PIA_{xx}(r_0, r) &= 2 \int_{r_0}^r A_{xx}(s) ds = 2\gamma_{xx} \int_{r_0}^r K_{dp}(s) ds = \\ &= \gamma_{xx} \Delta\Phi_{dp}(r_0, r) \quad [\text{dB}] \end{aligned} \quad 3.27$$

Definendo il fattore di attenuazione totale L_{xx} , si ha (cfr. 3.19):

$$L_{xx}(r) = \frac{Z_{xxm}(r)}{Z_{xx}(r)} = \exp \left\{ -0.46 \int_{r_0}^r A_{xx}(s) ds \right\} = 10^{-0.12 PIA_{xx}(r_0, r)} \quad 3.28$$

Supponendo ora che r_N sia la massima coordinata lineare lungo il raggio radar e sostituendo la 3.24 nella 3.28 si ha:

$$\frac{Z_{xxm}(r_N)}{Z_{xx}(r_N)} = L_{xx}(r_N) = [C - a_x I_{xx}(r_0, r_N)]^{1/b_x} \quad 3.29$$

da cui si ottiene:

$$C = L_{xx}^{b_x}(r_N) + a_x I_{xx}(r_0, r_N) \quad 3.30$$

Si possono quindi riscrivere le 3.24 e 3.26 per la soluzione del valore finale (Final Value o FV):

$$Z_{xx}^{(FV)}(r) = \frac{Z_{xxm}(r)}{\left[L_{xx}^{b_x}(r_N) + a_x (I_{xx}(r_0, r_N) - I_{xx}(r_0, r)) \right]^{1/b_x}} \quad 3.31$$

$$A_{xx}^{(FV)}(r) = \frac{a_x Z_{xxm}^{b_x}(r)}{L_{xx}^{b_x}(r_N) + a_x (I_{xx}(r_0, r_N) - I_{xx}(r_0, r))} \quad 3.32$$

Il metodo del valore finale vincola quindi il segnale ricostruito tramite l'attenuazione totale di percorso. Ciò non assicura più che la condizione sul primo bin radar sia rispettata, ma garantisce una migliore convergenza. La costante $L_{xx}(r_N)$ può essere calcolata utilizzando misure di fase differenziale totale. Sostituendo la 3.27 nella 3.28 si ha:

$$L_{xx}(r_N) = 10^{-0.1 \cdot 2 \text{PIA}_{xx}(r_0, r_N)} = 10^{-0.1 \cdot \gamma_{xx} \Delta \Phi_{dp}(r_0, r_N)} \quad 3.33$$

Si è ottenuta quindi un'espressione che utilizza la fase differenziale totale accumulata nel doppio percorso radar. Ciò rende la 3.33 essenziale nella correzione dell'attenuazione nel caso in cui misure di fase differenziale siano disponibili.

3.3 Approccio iterativo alla correzione dell'attenuazione di percorso

Introduzione

Numerosi studi recenti sugli algoritmi di correzione del segnale radar a frequenze attenuanti (C e X ad esempio) si sono occupati di tecniche che sfruttano misure di fase differenziale totale sul doppio percorso come vincolo per ricostruire il profilo di attenuazione specifica (Bringi et al., 2001; Testud et al., 2002; Vulpiani et al., 2005; Anagnostou et al., 2006; Gorgucci e Chandrasekar, 2006; Liu et al., 2006). Questi si basano sul fatto che le misure di Φ_{dp} non sono affette da attenuazione e che esiste una relazione quasi lineare tra questa e l'attenuazione copolare integrata sul percorso radar, come espresso dalla 3.27 (Ryzhkov e Zrnić, 1995; Matrosov et al., 2002; Anagnostou et al., 2004; Matrosov et al., 2005; Park et al., 2005 [1] e [2]).

In questa sezione saranno presentati alcuni algoritmi che si avvalgono di misure di fase differenziale totale su un certo percorso radar all'interno di uno schema di classificazione bayesiano come quello presentato nel paragrafo 3.1. Tali algoritmi fanno uso di metodi di natura ricorsiva alternando la classificazione bayesiana del segnale radar alla ricostruzione dello stesso (tramite il vincolo della fase differenziale, come per il metodo del valore finale). Iterando questo processo si può ottenere un segnale ricostruito con accuratezza crescente e quindi una stima migliore dei parametri fisici (quali W , R o la classe di appartenenza). Sarà infine presentata una procedura integrata di correzione e inversione del segnale radar per la classificazione e la stima di R e W . Tale procedura è nota come IBRA (*Iterative Bayesian Retrieval of Hydrometeor*) e ne verrà fornito un esempio applicativo nel paragrafo 3.4.

3.3.1 Correzione iterativa-ricorsiva vincolata dell'attenuazione (CIRAC)

Lo schema di correzione iterativa vincolata o CIRAC (*Constrained Iterative-Recursive Attenuation Correction*) è il modello più semplice di correzione iterativa dell'attenuazione di percorso facente uso di uno schema di classificazione. Nel seguito si supporrà di utilizzare lo schema di classificazione bayesiano definito in precedenza. Utilizzando le formule 3.18 e 3.20 si ottiene:

$$Z_{xx}(r_n) = Z_{xxm}(r_n) + 2PIA_{xx}(r_0, r_n) \quad 3.34$$

Questa formula può essere utilizzata per ricostruire il segnale radar al bin n -esimo da una stima dell'attenuazione integrata di percorso su tutto il percorso radar fino a quel punto. Per ottenere la stima della PIA si può usare la seguente formula ricorsiva "all'indietro" (ovvero valida dal bin più lontano al precedente):

$$PIA_{xx}(r_0, r_{n-1}) = PIA_{xx}(r_0, r_n) - A_{xx}(r_n)\Delta r \quad 3.35$$

dove Δr è la distanza tra ciascun bin. Occorre notare che la PIA deve essere necessariamente positiva, per cui la 3.35 dovrà essere troncata a zero per valori negativi.

Supponendo sia definito un certo insieme di classi d'idrometeore e per ciascuna delle quali valga la formula 3.16, si può generalizzare la formula 3.27 per il calcolo della PIA:

$$\begin{aligned}
 PIA_{xx}(r_0, r_N) &= \int_{r_0}^{r_N} A_{xx}(s) ds = \frac{1}{2} \sum_{i=0}^N \gamma_{xxi} \int_{r_{i-1}}^{r_i} K_{dp}(s) ds = \\
 &= \frac{1}{2} \sum_{i=0}^N \gamma_{xxi} \Delta\Phi_{dp}(r_0, r_i) \quad [\text{dB}]
 \end{aligned} \tag{3.36}$$

dove r_i rappresenta la distanza del bin i -esimo dal radar. Per un radar polarimetrico la misura di fase per ciascun bin è disponibile. Ciò consente di calcolare le differenze $\Delta\Phi_{dp}$ nella 3.36 e quindi di stimare il valore iniziale della PIA. Calcolando l'attenuazione specifica tramite la 3.15, è possibile riscrivere la formula 3.35 come:

$$PIA_{xx}(r_0, r_{n-1}) = PIA_{xx}(r_0, r_n) - a_{xi} Z_{xx}^{b_{xi}}(r_n) \Delta r \tag{3.37}$$

È quindi evidente dalla Formula 3.37 che l'algoritmo CIRAC effettua una ricostruzione all'indietro del segnale radar (dal bin più lontano al più vicino). Occorre inoltre notare che la 3.37 utilizza il segnale radar corretto, non quello misurato. Come accennato all'inizio del capitolo, la classificazione del segnale radar presuppone che questo non sia affetto da attenuazione aggiuntiva o che questa sia corretta. Si compie quindi un certo errore nella stima della PIA con le Formule 3.36 e 3.37, in quanto i coefficienti a_{xi} , b_{xi} , γ_{xxi} dipendono dalla classificazione. Per ovviare a questo errore si può iterare questo schema di correzione riapplicando la classificazione bayesiana al segnale corretto e calcolando nuovamente la PIA tramite le Formule 3.36 e 3.37. In questo modo l'errore nella classificazione sarà progressivamente più piccolo fino a convergere a un valore limite. L'algoritmo nel suo insieme richiede una condizione di uscita dal ciclo delle iterazioni. Questa può essere ottenuta confrontando il

valore di fase differenziale misurata (riferimento) col valore ricostruito nel modo seguente (cfr. formula 3.17):

$$\begin{aligned}\Delta\tilde{\Phi}_{dp}(r_0, r_N) &= \int_{r_0}^{r_N} K_{dp}(s)ds = \sum_{i=1}^N \int_{r_{i-1}}^{r_i} K_{dp}(s)ds \\ &= \sum_{i=1}^N K_{dp}(r_i)\Delta r = \sum_{i=1}^N e_{xi} A_{xx}^{f_{xi}}(r_i)\Delta r\end{aligned}\tag{3.38}$$

dove, come di consueto, r_i rappresenta la posizione del bin i -esimo e l'attenuazione specifica A_{xx} è stimata nuovamente tramite la 3.15. La condizione di uscita dell'algoritmo, e in generale di tutti gli algoritmi iterativi vincolati, può essere espressa tramite minimizzazione della differenza tra fase misurata e ricostruita tramite la 3.38. Stabilita empiricamente una soglia δ_{th} per l'errore, la condizione di uscita si può scrivere come:

$$d^2(r_0, r_N) = \frac{|\Delta\Phi_{dp}(r_0, r_N) - \Delta\tilde{\Phi}_{dp}(r_0, r_N)|^2}{\sigma_{\Delta\Phi}^2(r_0, r_N)} < \delta_{th}^2\tag{3.39}$$

dove $\sigma_{\Delta\Phi}$ è la deviazione standard del valore di fase differenziale complessiva sul percorso radar che va da r_0 a r_N .

Infine, il valore iniziale della classificazione può essere ottenuto in vari modi. Il più immediato è di classificare il segnale radar misurato, ottenendo quindi un errore che aumenta all'aumentare della distanza dal radar stesso. Un altro approccio è di formulare un'ipotesi sul profilo di classi che ci si aspetta tenendo conto, ad esempio, di una stima di temperatura lungo il raggio radar. È ragionevole supporre che a temperature maggiori di zero sia presente pioggia (MR o HR) e a temperature minori di zero neve (DS). In Figura 3.3 è rappresentato uno schema a blocchi riassuntivo per l'algoritmo CIRAC.

La Figura 3.4 mostra un semplice esempio applicativo del CIRAC a un segnale radar sintetico in banda X con rumore e attenuazione. Il segnale radar sintetizzato ha la forma di una doppia parabola a simulare due nubi

di pioggia. Per semplicità si è supposto che la classe d'idrometeore sia uniforme e corrisponda alla classe MR. L'attenuazione specifica orizzontale è stata calcolata utilizzando la formula 3.15 con il segnale non rumoroso. La fase differenziale è stata calcolata per integrazione della fase specifica differenziale ottenuta utilizzando la formula 3.17. Rumore uniforme additivo a valor medio nullo è stato aggiunto sia alla fase differenziale (in gradi) che alla riflettività orizzontale (in dBZ). Il valore assoluto massimo per il rumore è di 3 gradi per la fase differenziale e 1 dBZ per la riflettività orizzontale. In questa situazione semplificata l'algoritmo CIRAC si comporta in modo molto simile al metodo del valore finale.

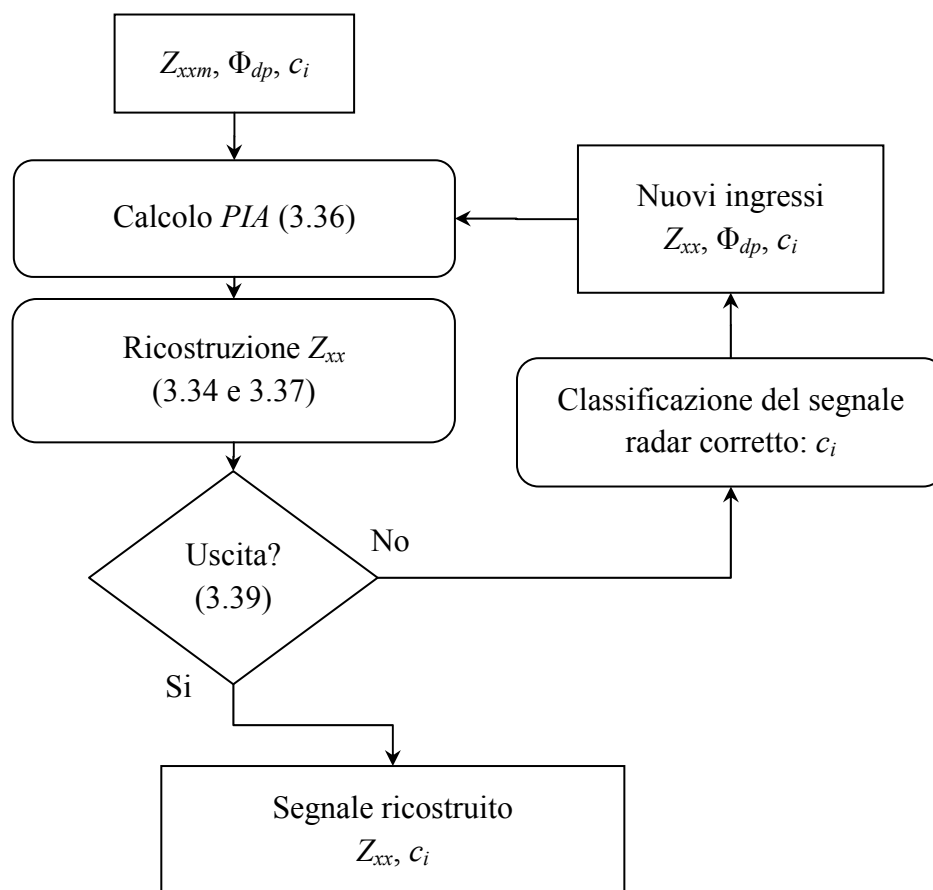


Figura 3.3 Schema a blocchi per l'algoritmo di correzione CIRAC (Constrained Iterative-Recursive Attenuation Correction).

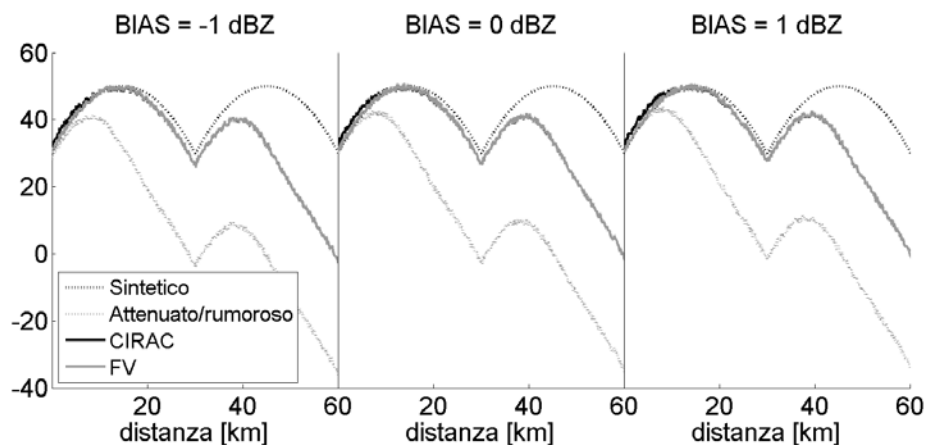


Figura 3.4 Test su dati sintetici per l’algoritmo CIRAC in banda X. Dopo circa 10 step, l’algoritmo converge. Al segnale sintetico di riflettività (in dBZ) è stata sottratta la PIA e aggiunto rumore uniforme additivo con valore assoluto massimo pari ad 1 dBZ e BIAS variabile. Anche al segnale di fase specifica differenziale è stato aggiunto un rumore uniforme con valore assoluto massimo pari a 3 gradi.

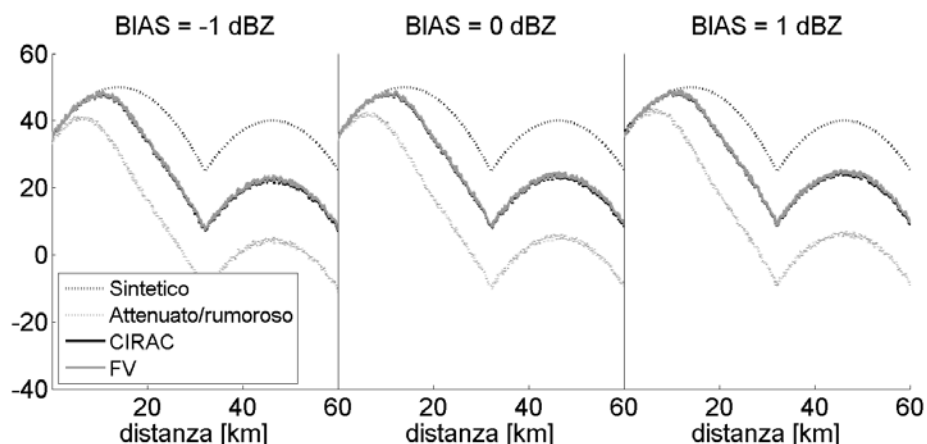


Figura 3.5 Come in Figura 3.4 ma tenendo in considerazione la presenza di pioggia e neve. Per semplicità si è supposto che lo zero termico sia esattamente nel punto di incontro delle due parabole e che il classificatore non commetta errori.

In Figura 3.5 è presentato un altro esempio delle prestazioni del CIRAC su segnale radar sintetico che simula la risposta di pioggia (MR) e neve (DS). Per semplicità si è supposto che la prima parabola corrisponda a

pioggia e la seconda a neve e che il classificatore classifichi correttamente. In queste ipotesi semplificate CIRAC e FV hanno ancora prestazioni comparabili.

L'algoritmo CIRAC tenta quindi di rendere più efficiente la ricostruzione del segnale radar e rimuove l'ipotesi di omogeneità della classe d'idrometeore osservata (come nel caso dell'FV). Ciò può rivelarsi un aspetto importante specialmente in presenza di un mezzo non omogeneo (pioggia, neve, strato di fusione), come è il caso di angoli di elevazione del radar sensibilmente diversi da zero. Nella Sezione 3.4 sarà mostrato come il metodo CIRAC non sia adeguato nel caso di misure radar reali. I limiti di quest'approccio stanno nel fatto che si sta sfruttando un unico vincolo (quello sulla fase differenziale totale) e che l'algoritmo tende a divergere in quei casi per cui la formula 3.34 porta a valori di riflettività elevati dovuti a una sovrastima della PIA. Da questo punto di vista la scelta del valore di soglia nella 3.39 è critica e può essere efficace limitare a priori il numero di iterazioni fornendo una condizione di uscita nel caso in cui la 3.39 non possa essere mai soddisfatta.

3.3.2 Metodo del valore finale partizionato (PFV)

Il metodo del valore finale ha il grande vantaggio di derivare da una soluzione analitica ed essere molto stabile qualunque sia il segnale da processare. Come già notato in precedenza, l'FV non tiene conto della varietà di idrometeore e non sfrutta nessuno schema di classificazione di idrometeore (come quello bayesiano presentato in precedenza). In particolare le formule 3.31 e 3.32 si basano sull'ipotesi fondamentale che relazioni del tipo 3.15 e 3.16 siano valide per tutto il raggio radar con i coefficienti a_x , b_x e γ_x costanti e conseguentemente siano valide le 3.25, 3.27 e 3.33. Nella Sezione 3.2.1 si è mostrato come sia possibile definire un insieme di classi d'idrometeore distinte, ciascuna con una firma polarimetrica caratteristica. Ciò porta a valori dei coefficienti nelle formule 3.15-3.17 distinti per ciascuna classe e quindi alla necessità di ridefinire il metodo del valore finale in modo da tenere conto di questa varietà.

Per semplicità si supporrà di essere in presenza di due sole classi di idrometeore, pioggia e neve. Questa ipotesi è accettabile e comporta già un miglioramento nella performance del metodo del valore finale. Inoltre può essere facilmente implementata in un caso reale tramite una stima di temperatura (empirica o semiempirica): i bin radar a temperatura maggiore di zero si supporranno in fase liquida, mentre quelli a temperatura minore di zero, ghiacciata. Formulata questa ipotesi, si può notare come le 3.23-3.25 siano ancora valide nei due tratti individuati dallo zero termico. Ad esempio la Formula 3.24 nel caso di polarizzazione orizzontale può essere riscritta come:

$$Z_{hh}(r) = \frac{Z_{hhm}(r)}{[C_r - a_{hr} I_{hhr}(r_0, r)]^{1/b_{hr}}} \quad r \leq r_{fl} \quad 3.40$$

$$Z_{hh}(r) = \frac{Z_{hhm}(r)}{[C_s - a_{hs} I_{hhs}(r_{fl}, r)]^{1/b_{hs}}} \quad r > r_{fl} \quad 3.41$$

dove r_{fl} è il valore della coordinata lineare lungo il raggio radar alla quale la temperatura è 0° C (*freezing level*), a_{hr} , b_{hr} , a_{hs} e b_{hs} sono i coefficienti della Formula 3.15 per pioggia (*rain*) e neve (*snow*) rispettivamente e si ha inoltre (cfr. Formula 3.25):

$$I_{hhr}(r_0, r) = 0.46 b_{hr} \int_{r_0}^r Z_{hhm}^{b_{hr}}(s) ds \quad 3.42$$

$$I_{hhs}(r_{fl}, r) = 0.46 b_{hs} \int_{r_{fl}}^r Z_{hhm}^{b_{hs}}(s) ds \quad 3.43$$

La soluzione della 3.23 assume quindi due forme separate nei due tratti identificati dalle due distinte classi di idrometeore. Per quanto riguarda la condizione al contorno, ovvero il calcolo delle costanti C_r e C_s , il risultato è leggermente diverso in quanto si deve tener conto della PIA su tutto il raggio radar. Utilizzando la 3.29 assieme alle 3.40 e 3.41 si ottengono:

$$L_{hh}(r_{fl}) = \frac{Z_{hhm}(r_{fl})}{Z_{hh}(r_{fl})} = [C_r - a_{hr} I_{hhr}(r_0, r_{fl})]^{1/b_{hr}} \quad 3.44$$

$$L_{hh}(r_N) = \frac{Z_{hhm}(r_N)}{Z_{hh}(r_N)} = [C_s - a_{hs} I_{hhs}(r_{fl}, r_N)]^{1/b_{hs}} \quad 3.45$$

da cui si calcolano le due costanti:

$$C_r = L_{hh}^{b_{hr}}(r_{fl}) + a_{hr} I_{hhr}(r_0, r_{fl}) \quad 3.46$$

$$C_s = L_{hh}^{b_{hs}}(r_N) + a_{hs} I_{hhs}(r_{fl}, r_N) \quad 3.47$$

ed infine le formule 3.40 e 3.41 possono essere riscritte come:

$$Z_{hh}(r) = \frac{Z_{hhm}(r)}{[L_{hh}^{b_{hr}}(r_{fl}) + a_{hr} (I_{hhr}(r_0, r_{fl}) - I_{hhr}(r_0, r))]^{1/b_{hr}}} \quad r \leq r_{fl} \quad 3.48$$

$$Z_{hh}(r) = \frac{Z_{hhm}(r)}{[L_{hh}^{b_{hs}}(r_N) + a_{hs} (I_{hhs}(r_{fl}, r_N) - I_{hhs}(r_{fl}, r))]^{1/b_{hs}}} \quad r > r_{fl} \quad 3.49$$

Occorre infine notare che il fattore di attenuazione totale $L_{hh}(r)$ è definito dalla 3.28 e la PIA è definita dalla 3.36, che in questo caso può essere riscritta come:

$$PIA_{hh}(r_0, r_{fl}) = \frac{1}{2} \gamma_{hr} \Delta\Phi(r_0, r_{fl}) \quad 3.50$$

$$PIA_{hh}(r_0, r_N) = \frac{1}{2} \gamma_{hr} \Delta\Phi(r_0, r_{fl}) + \frac{1}{2} \gamma_{hs} \Delta\Phi(r_{fl}, r_N) \quad 3.51$$

dove γ_{hr} e γ_{hs} sono i coefficienti della 3.16 per pioggia e neve rispettivamente. Va notato come la condizione al contorno tenga conto

dell'attenuazione integrata di percorso su tutto il tratto considerato lungo il raggio radar, includendo quindi le due sezioni composte da diverse classi di idrometeore.

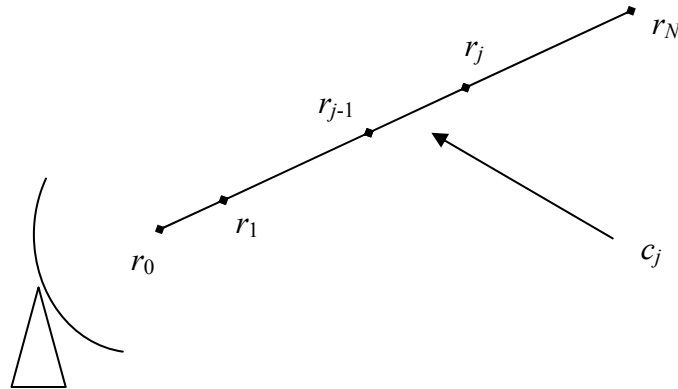


Figura 3.6 Metodo del valore finale partizionato (PFV): schema della distribuzione di classi di idrometeore rispetto alla coordinata lineare r lungo il raggio radar. Il sub-intervallo j -esimo, compreso tra r_{j-1} e r_j , è composto da una sola classe di idrometeore, c_j .

Il metodo del valore finale partizionato a due sole classi (FV2), fin qui descritto ha una performance mediamente superiore al metodo del valore finale semplice (come sarà mostrato nella Sezione 3.4). È possibile estendere questa tecnica al caso in cui siano presenti un certo numero di classi di idrometeore, distribuite in modo arbitrario lungo il raggio radar. Si parla in questo caso in senso più proprio di metodo del valore finale partizionato (PFV).

La Figura 3.6 schematizza le ipotesi alla base del PFV: si suppone che il raggio radar possa essere suddiviso in sub-intervalli di lunghezza arbitraria, ciascuno appartenente ad una singola classe di idrometeore (pioggia, neve, grandine, neve fusa, ecc.). Il sub-intervallo j -esimo è compreso tra le coordinate lineari r_{j-1} e r_j e si suppone sia composto dalla sola classe c_j . Supponendo che la classificazione lungo l'intero raggio radar sia nota, è possibile estendere le 3.42, 3.43 e 3.48-3.51 nel modo seguente:

$$Z_{hh}^{(j)}(r) = \frac{Z_{hhm}(r)}{\left[L_{hh}^{b_{hj}}(r_j) + a_{hj} (I_{hhj}(r_{j-1}, r_j) - I_{hhj}(r_{j-1}, r)) \right]^{1/b_{hj}}} \quad r_{j-1} \leq r \leq r_j \quad 3.52$$

$$I_{hhj}(r_{j-1}, r_j) = 0.46 b_{hj} \int_{r_{j-1}}^{r_j} Z_{hhm}^{b_{hj}}(s) ds \quad 3.53$$

$$L_{hh}(r_j) = 10^{-0.1 \cdot 2 \cdot PIA_{hh}(r_0, r_j)} \quad 3.54$$

$$PIA_{hh}(r_0, r_j) = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^j \gamma_{hi} \Delta \Phi(r_{i-1}, r_i) \quad 3.55$$

dove i coefficienti a_{hj} , b_{hj} e γ_{hj} sono i coefficienti delle relazioni 3.15 e 3.16 relativi alla classe c_j . Anche in questo caso, come nel caso dell'FV2, si può notare dalla 3.55 che è la condizione a contorno a determinare il peso che la classificazione dell'intero raggio ha sulla soluzione finale, ovvero la stima dell'attenuazione integrata di percorso. È interessante notare come per classi di idrometeorie non attenuanti (come ad esempio neve o grandine secca) i coefficienti a_{hj} e b_{hj} non sono definiti e quindi le 3.52 e 3.53 non sono ben definite. In questi casi particolari si può affermare che $a_{hj}=0$ e b_{hj} non è definito. Al fine di ottenere comunque una soluzione corretta, conviene ragionare in termini di attenuazione specifica piuttosto che in termini di riflettività. Si può infatti calcolare l'attenuazione utilizzando la formula:

$$A_{hh}^{(j)}(r) = \begin{cases} \frac{a_{hj} Z_{hhm}^{b_{hj}}(r)}{L_{hh}^{b_{hj}}(r_j) + a_{hj} (I_{hhj}(r_{j-1}, r_j) - I_{hhj}(r_{j-1}, r))} & a_{hj} \neq 0 \\ 0 & a_{hj} = 0 \end{cases} \quad 3.56$$

$$r_{j-1} \leq r \leq r_j$$

Dopodiché è possibile ricostruire la riflettività utilizzando lo stesso approccio usato nell'algoritmo CIAC, ovvero con un metodo ricorsivo all'indietro utilizzando le 3.34 e 3.37. La scelta di questo metodo è dovuta al fatto che la formula diretta 3.52 non è definita per classi non attenuanti e, sebbene l'attenuazione specifica per queste classi sia trascurabile, i sub-intervalli ad esse corrispondenti sono comunque affetti dall'attenuazione integrata di percorso complessiva. Il discorso è analogo nel caso in cui non sia presente precipitazione all'interno di un sub-intervallo (ovvero sia non classificato, *NC*). In entrambi i casi, si deduce dalle 3.34 e 3.37 che la riflettività viene corretta, ma la PIA rimane invariata poiché l'attenuazione è nulla.

3.3.3 Procedura IBRA di correzione, classificazione e inversione del segnale radar a frequenze attenuanti

Uno dei nodi centrali del metodo PFV è l'ipotesi che la classificazione del raggio radar sia nota a priori. Tale ipotesi non può essere tipicamente verificata per misure a frequenze attenuanti, poiché gli algoritmi di classificazione si basano sull'assunto che il segnale radar da processare sia non attenuato. Ci troviamo dunque in un circolo vizioso, per cui ricostruire il segnale radar presuppone di averlo classificato correttamente e viceversa. Per risolvere questo problema si può utilizzare ancora una volta un approccio iterativo. Il metodo PFV può essere cioè iterato così come fatto col CIRAC imponendo la condizione di uscita espressa dalla 3.39 e ottenendo quindi una soluzione convergente e sempre più accurata. Il problema si sposta nuovamente alla scelta del valore iniziale per la classificazione del segnale radar. La scelta preferenziale è quella di suddividere il raggio radar in due sezioni, al di sopra e al di sotto dello zero termico, in base ad una stima di temperatura, così come fatto in precedenza. In questo modo il primo passo delle iterazioni dell'algoritmo corrisponde sostanzialmente all'FV2. Questo metodo sarà indicato come IPFV (Iterative Partitioned Final Value) ed è stato schematizzato in Figura 3.7. Come per il CIRAC, tale procedura può essere applicata sia alla polarizzazione orizzontale che a quella verticale.

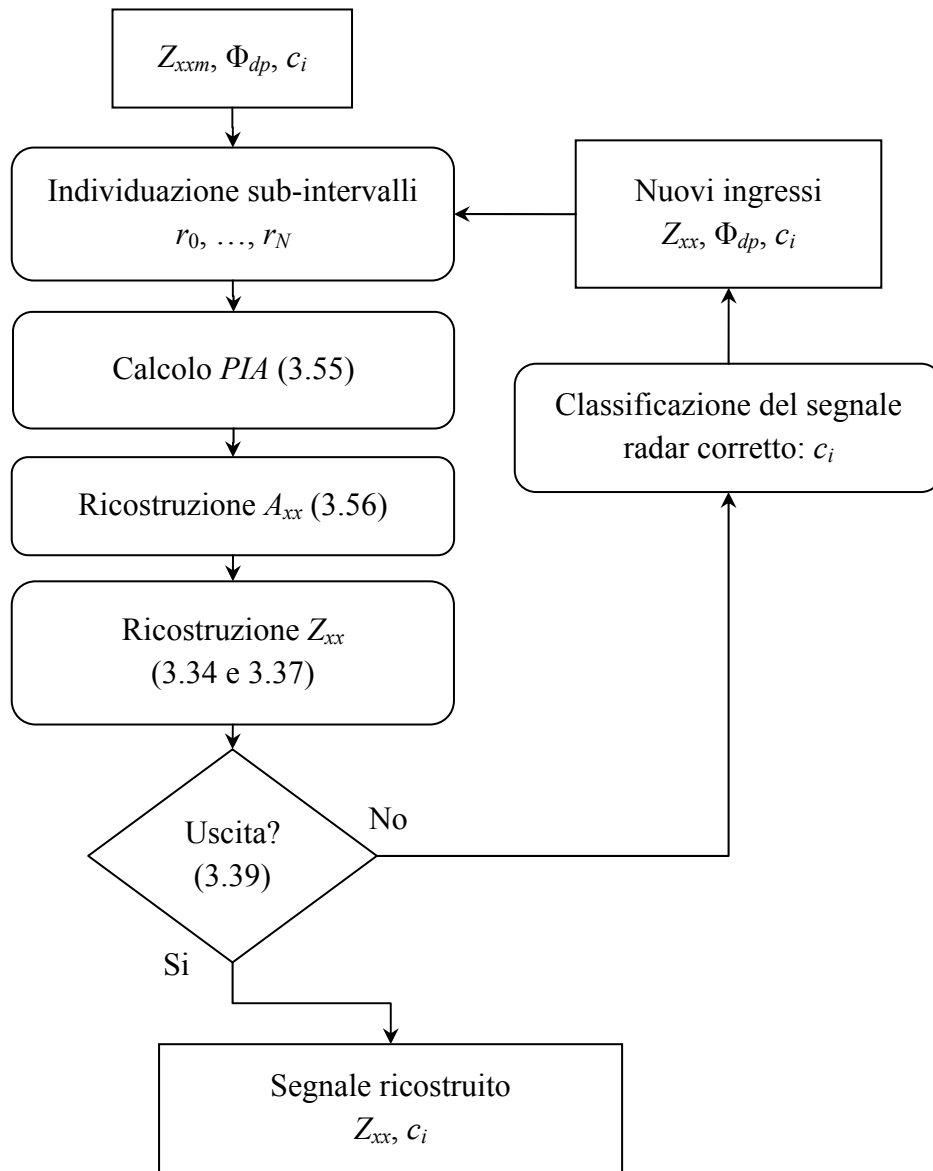


Figura 3.7 Schema a blocchi del metodo del valore finale partizionato iterativo (IPFV). Tale schema è valido sia per la polarizzazione orizzontale che per quella verticale.

La procedura complessiva di ricostruzione e classificazione del segnale radar tramite IPFV e classificatore bayesiano assieme agli algoritmi d'inversione (stima del contenuto d'acqua equivalente) è stata denominata IBRA (*Iterative Bayesian Retrieval Algorithm*). Il prodotto finale di

questa procedura è da un lato la classificazione e dall'altro l'inversione (*retrieval*) del segnale radar, al fine di ottenere una stima di alcune grandezze fisicamente rilevanti come il tasso di precipitazione o il contenuto d'acqua equivalente. Quest'algoritmo consiste semplicemente nell'uso di IPFV per la ricostruzione del segnale attenuato accoppiata alla classificazione bayesiana ed in cascata ad esso l'uso di una delle leggi di potenza empiriche per il calcolo del contenuto d'acqua equivalente o del tasso di precipitazione. D'ora in poi ci si concentrerà sulla stima del contenuto d'acqua equivalente a due osservabili radar (formula 3.12 con coefficienti dati nelle Tabelle 3.1 e 3.2).

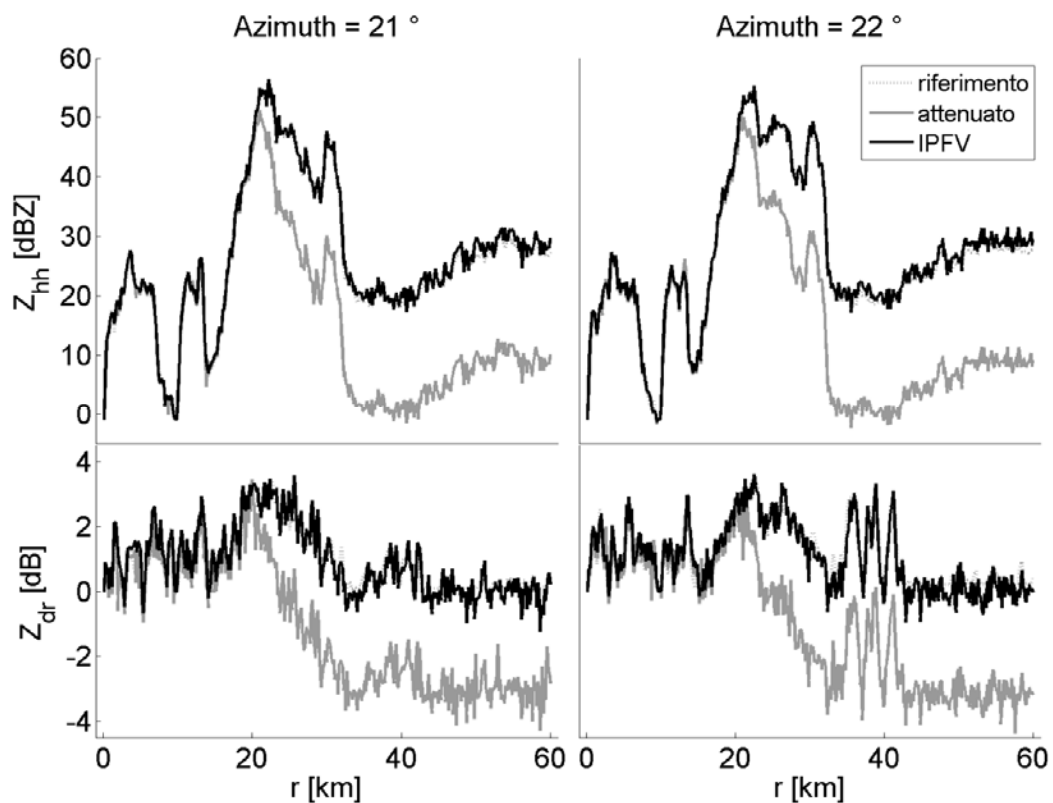


Figura 3.8 Segnale radar sintetico ricavato direttamente da misure in banda X ricostruite. Al segnale di riferimento (linea tratteggiata) vengono aggiunti attenuazione e rumore (in grigio). È infine mostrato il segnale ricostruito tramite algoritmo IPFV.

Al fine di testarne la bontà, è stato compiuto uno studio di sensibilità per la procedura integrata IBRA. I risultati ottenuti tramite IBRA sono stati confrontati con altri tipi di approcci alla ricostruzione del segnale radar, in

particolare FV e ZPHI. Come segnale di test è stato utilizzato un segnale radar in banda X corretto (riflettività orizzontale e verticale e fase differenziale) che si è preso come riferimento. La classificazione del segnale di test, e dei segnali ricostruiti, è stata ricavata tramite BRAHC, mentre la stima di W è stata ottenuta tramite la 3.12. L'attenuazione specifica è stata ricavata tramite la 3.15 (per entrambe le polarizzazioni). La PIA è stata poi calcolata tramite le 3.55 e 3.34 e opportunamente sottratta al segnale di riferimento (cfr. formula 3.37). Infine è stato aggiunto rumore gaussiano alla riflettività orizzontale e a quella differenziale. La varianza del rumore per la riflettività orizzontale è sempre pari a 1 dBZ, mentre per il valor medio sono stati scelti i valori -1, 0 e 1 dBZ. Per la riflettività differenziale il valor medio è sempre nullo, mentre per la varianza sono stati scelti i valori 0.2, 0.3, 0.4 e 0.5 dB.

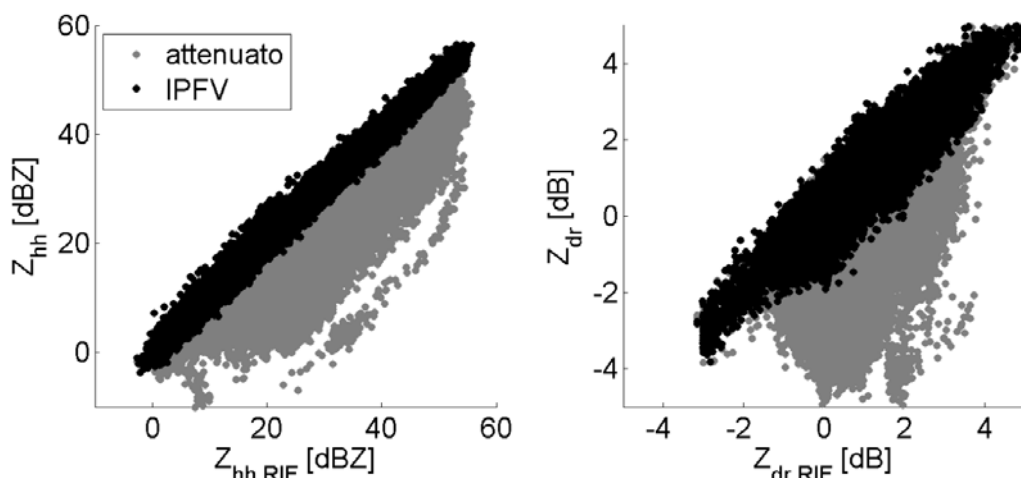


Figura 3.9 Diagramma di dispersione per le riflettività orizzontale e differenziale (banda X) attenuate/rumorose (in grigio) e ricostruite tramite IPFV graficate rispetto al valore di riferimento.

Come vedremo, IBRA si è rivelato l'algoritmo più robusto rispetto al rumore. La Figura 3.8 presenta due esempi sintetici di riflettività orizzontale e differenziale con il corrispondente segnale attenuato e ricostruito (tramite IPFV). La Figura 3.9 mostra il diagramma di dispersione per i valori di riflettività attenuato e ricostruito tramite IPFV rispetto al valore di riflettività di riferimento. Il segnale corretto alla

perfezione è idealmente quello che giace sulla bisettrice del primo quadrante.

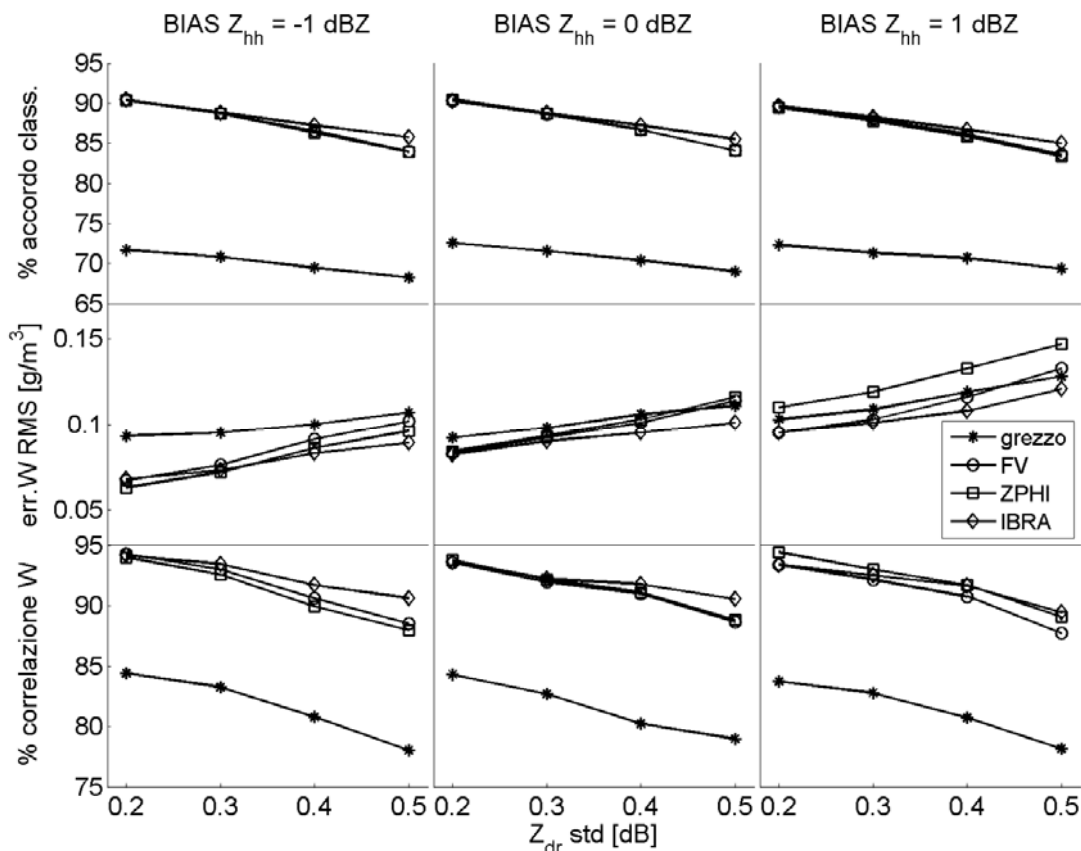


Figura 3.10 Valori dei tre parametri d'errore al variare della distribuzione dell'errore sulla riflettività orizzontale e differenziale: percentuale di accordo in classificazione, errore RMS su W e correlazione su W . Il confronto si intende sempre fatto rispetto al segnale di riferimento. Sono mostrati i valori ricavati per il dato non corretto ("grezzo") e su quello ricostruito tramite FV, ZPHI e IPFV.

Da un punto di vista più quantitativo, il confronto tra i vari algoritmi si è concentrato su tre parametri fondamentali: percentuale di accordo nella classificazione, errore RMS e percentuale di correlazione nella stima del contenuto d'acqua equivalente tra valore di riferimento e valore corretto. La scelta di questi tre parametri piuttosto che dei valori di riflettività sarà chiara nella sezione successiva, quando il segnale in banda X corretto sarà confrontato con quello in banda S (per cui non ha senso confrontare i valori di riflettività a due bande di frequenza distinte). Basti per ora

riflettere sul fatto che classificazione e inversione del segnale radar sono più rilevanti dal punto di vista fisico, almeno all'interno degli obiettivi di questo lavoro.

La percentuale di accordo in classificazione per un segnale radar è definita come la percentuale di bin radar per cui la classificazione coincide con quella del segnale di riferimento. L'errore RMS per la stima di W per un segnale radar è definito come valore RMS della differenza tra la stima calcolata utilizzando il segnale radar in esame e quella calcolata tramite segnale di riferimento. Infine, il coefficiente di correlazione per W per un certo segnale radar è definito come coefficiente di cross-correlazione tra stima di W ottenuta tramite il segnale radar in esame e quella ottenuta tramite il segnale di riferimento. Come affermato in precedenza, per questo studio di sensibilità il segnale di riferimento è quello sintetico.

Tabella 3.6: Studio di sensibilità – percentuale di accordo in classificazione

Varianza errore su Z_{dr} (dB)	BIAS su Z_{hh} (dBZ)	Dato grezzo	FV	ZPHI	IBRA
0.2	-1	71.71	90.41	90.39	90.40
	0	72.59	90.30	90.47	90.30
	1	72.35	89.66	89.43	89.66
0.3	-1	70.84	88.68	88.70	88.80
	0	71.58	88.61	88.70	88.75
	1	71.32	88.05	87.77	88.24
0.4	-1	69.49	86.54	86.33	87.24
	0	70.40	86.63	86.69	87.23
	1	70.70	86.14	85.88	86.70
0.5	-1	68.26	84.02	83.89	85.71
	0	69.02	84.08	84.12	85.50
	1	69.34	83.63	83.35	85.01

Tabella 3.7: Studio di sensibilità – errore RMS su W (g/m^3)

Varianza errore su Z_{dr} (dB)	BIAS su Z_{hh} (dBZ)	Dato grezzo	FV	ZPHI	IBRA
0.2	-1	0.093	0.067	0.063	0.068
	0	0.092	0.083	0.084	0.082
	1	0.103	0.095	0.110	0.095
0.3	-1	0.095	0.076	0.072	0.073
	0	0.098	0.092	0.093	0.090
	1	0.109	0.103	0.119	0.101
0.4	-1	0.100	0.091	0.086	0.083
	0	0.106	0.101	0.103	0.095
	1	0.119	0.116	0.133	0.108
0.5	-1	0.107	0.102	0.096	0.089
	0	0.111	0.114	0.116	0.101
	1	0.128	0.133	0.147	0.121

Tabella 3.8: Studio di sensibilità – percentuale correlazione su W

Varianza errore su Z_{dr} (dB)	BIAS su Z_{hh} (dBZ)	Dato grezzo	FV	ZPHI	IBRA
0.2	-1	84.40	94.28	94.01	94.17
	0	84.32	93.58	93.79	93.63
	1	83.72	93.39	94.42	93.39
0.3	-1	83.26	93.00	92.55	93.46
	0	82.69	91.95	92.17	92.23
	1	82.78	92.17	92.99	92.49
0.4	-1	80.77	90.61	89.96	91.70
	0	80.24	91.00	91.13	91.78
	1	80.72	90.75	91.71	91.65
0.5	-1	78.02	88.55	87.95	90.64
	0	78.97	88.62	88.86	90.54
	1	78.17	87.73	89.10	89.45

La Figura 3.10 mostra i valori di questi tre parametri in funzione della varianza dell'errore su Z_{dr} e del BIAS su Z_{hh} . È evidente come l'algoritmo IPFV sia più robusto rispetto al rumore sulla riflettività differenziale, mentre la performance di FV e ZPHI tende a decrescere all'aumentare della varianza dell'errore su Z_{dr} . Le Tabelle 3.6-3.8 riportano per completezza questi stessi valori.

3.4 Caso di studio

Introduzione

Il Progetto Internazionale H₂O (IHOP) ha avuto durata di due mesi, da maggio a luglio 2002 e ha consentito di osservare un gran numero di eventi precipitativi di varia intensità e struttura (Weckwerth et al., 2004). Durante questa campagna di misure due diversi sistemi radar in banda S e X sono stati posti in Oklahoma (Anagnostou et al., 2006) e messi in operazione in sincrono in modo da avere misure contemporanee alle due bande. Diversi PPI (Plan Position Indicator) in doppia polarizzazione sono stati misurati utilizzando il radar polarimetrico mobile in banda X (XPOL) dell'osservatorio nazionale di Atene (NOA, National Observatory of Athens) assieme al radar polarimetrico in banda S (SPOL) del National Center for Atmospheric Research (NCAR) (Anagnostou et al., 2007).

Com'è noto, la banda S ha attenuazione supplementare tipicamente trascurabile, per cui il segnale radar in banda S sarà preso come riferimento per la classificazione e inversione dei dati radar. Il classificatore BRAHC a 12 classi e la Formula 3.12 (assieme ai coefficienti nella Tabella 3.1) sono stati utilizzati per ottenere la classificazione del segnale radar in banda S e il contenuto d'acqua equivalente stimato. Data la natura attenuante della banda X, è stato necessario ricostruire il segnale radar ("dato grezzo") prima di poter eseguire la classificazione e stima del contenuto d'acqua. Diverse metodologie di ricostruzione del segnale radar sono state adottate e

confrontate. In questa sezione saranno utilizzati e confrontati gli algoritmi FV, ZPHI (e successiva classificazione e inversione) e IBRA.

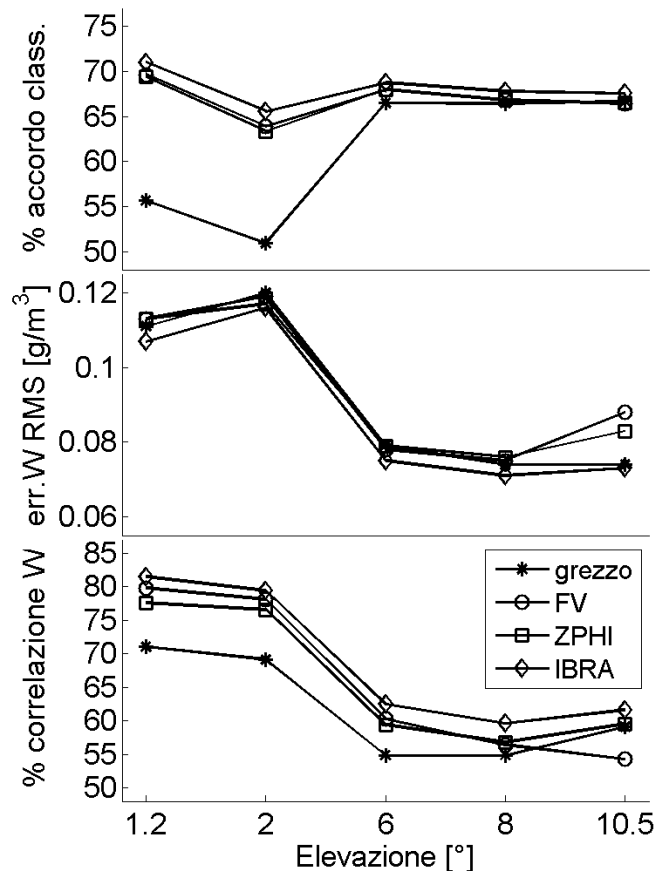


Figura 3.11 Parametri d'errore per i dati in banda X misurati durante la campagna IHOP. Il segnale di riferimento è in questo caso il segnale in banda S (ovvero i corrispondenti prodotti).

È stato preso in esame un evento precipitativo convettivo relativamente intenso avvenuto nella notte tra il 15 e il 16 giugno 2002 (Anagnostou et al., 2006). Si è stimato che la temperatura al suolo fosse di circa 20° C con un gradiente termico verticale di circa 7°/km, per cui lo zero termico era attorno ai 3 km di quota. La stima di temperatura è fondamentale per due motivi: da un lato è stata utilizzata per definire le probabilità a priori delle varie classi d'idrometeore come descritto nella Sezione 3.1.1 (Formula 3.5), dall'altra è stata utilizzata nell'ambito del metodo IPFV all'interno di IBRA per fornire un valore iniziale per la classificazione del

raggio radar (pioggia e neve a seconda della temperatura) come descritto nella Sezione 3.3.3.

Gli stessi parametri presi in considerazione nello studio di sensibilità sono stati utilizzati per confrontare le prestazioni dei vari algoritmi nel caso di misure sincronizzate in banda X e S. In questo caso però il valore preso come riferimento è il segnale radar in banda S. La Figura 3.11 e le Tabelle 3.9-3.11 mostrano i valori di questi tre parametri per l'evento preso in considerazione per diversi angoli di elevazione del radar. Anche in un caso concreto la procedura IBRA è più efficace e più robusta degli altri approcci considerati. Occorre inoltre notare che a elevazioni relativamente grandi il segnale radar è molto meno attenuato, poiché lo zero termico s'incontra relativamente presto nel percorso radar e quindi le classi d'idrometeorie prevalenti sono quelle ghiacciate, che presentano attenuazione trascurabile anche in banda X.

Tabella 3.9: Percentuale di accordo in classificazione tra segnale in banda S e in banda X

Elevazione	Dato grezzo	FV	ZPHI	IBRA
1.2°	55.64	69.64	69.37	70.98
2°	50.91	63.91	63.37	65.56
6°	66.48	67.98	68.00	68.78
8°	66.46	66.81	66.87	67.81
10.5°	66.67	66.43	66.48	67.57

Tabella 3.10: Come sopra ma per l'errore RMS (g/m^3) per le stime di W

Elevazione	Dato grezzo	FV	ZPHI	IBRA
1.2°	0.111	0.113	0.113	0.107
2°	0.120	0.119	0.117	0.116
6°	0.079	0.078	0.079	0.075
8°	0.074	0.075	0.076	0.071
10.5°	0.074	0.088	0.083	0.073

Tabella 3.11: Come sopra ma per la percentuale di correlazione delle stime di W

Elevazione	Dato grezzo	FV	ZPHI	IBRA
1.2°	71.05	79.80	77.59	81.50
2°	69.13	78.13	76.59	79.43
6°	54.88	60.33	59.40	62.46
8°	54.88	56.44	56.81	59.60
10.5°	59.13	54.26	59.55	61.63

La Figura 3.12 mostra i PPI della riflettività orizzontale misurate in modo sincronizzato in banda S e X assieme al segnale in banda X corretto tramite l'algoritmo IPFV. I valori di riflettività in banda S e X non sono due grandezze fisicamente comparabili poiché la riflettività dipende dalla frequenza. Tuttavia da un punto di vista empirico la riflettività per idrometeore assume valori tipicamente confrontabili alle due bande ed è quindi utile fare un confronto anche solo qualitativo tra le due. Come accennato, è ora evidente come l'attenuazione in banda X per elevazioni superiori a 6° sia molto bassa e il segnale relativamente poco degradato rispetto a quello in banda S. In Figura 3.13 sono mostrati i PPI della riflettività differenziale per le sole elevazioni 1.2° e 6°. Per la riflettività differenziale valgono le medesime considerazioni poiché l'attenuazione specifica differenziale è tipicamente maggiore di zero (ovvero l'attenuazione orizzontale è di solito più grande di quella verticale). Infine le Figure 3.14 e 3.15 mostrano rispettivamente i PPI della classificazione del segnale radar e la stima del contenuto d'acqua equivalente in banda S e X. La classificazione è effettuata tramite il classificatore BRAHC a 12 osservabili definito nella Sezione 3.1.1. La stima del contenuto d'acqua equivalente è stata compiuta utilizzando due osservabili: riflettività orizzontale e differenziale. Per la banda X è stato utilizzato sia il dato grezzo sia quello ricostruito tramite IBRA.

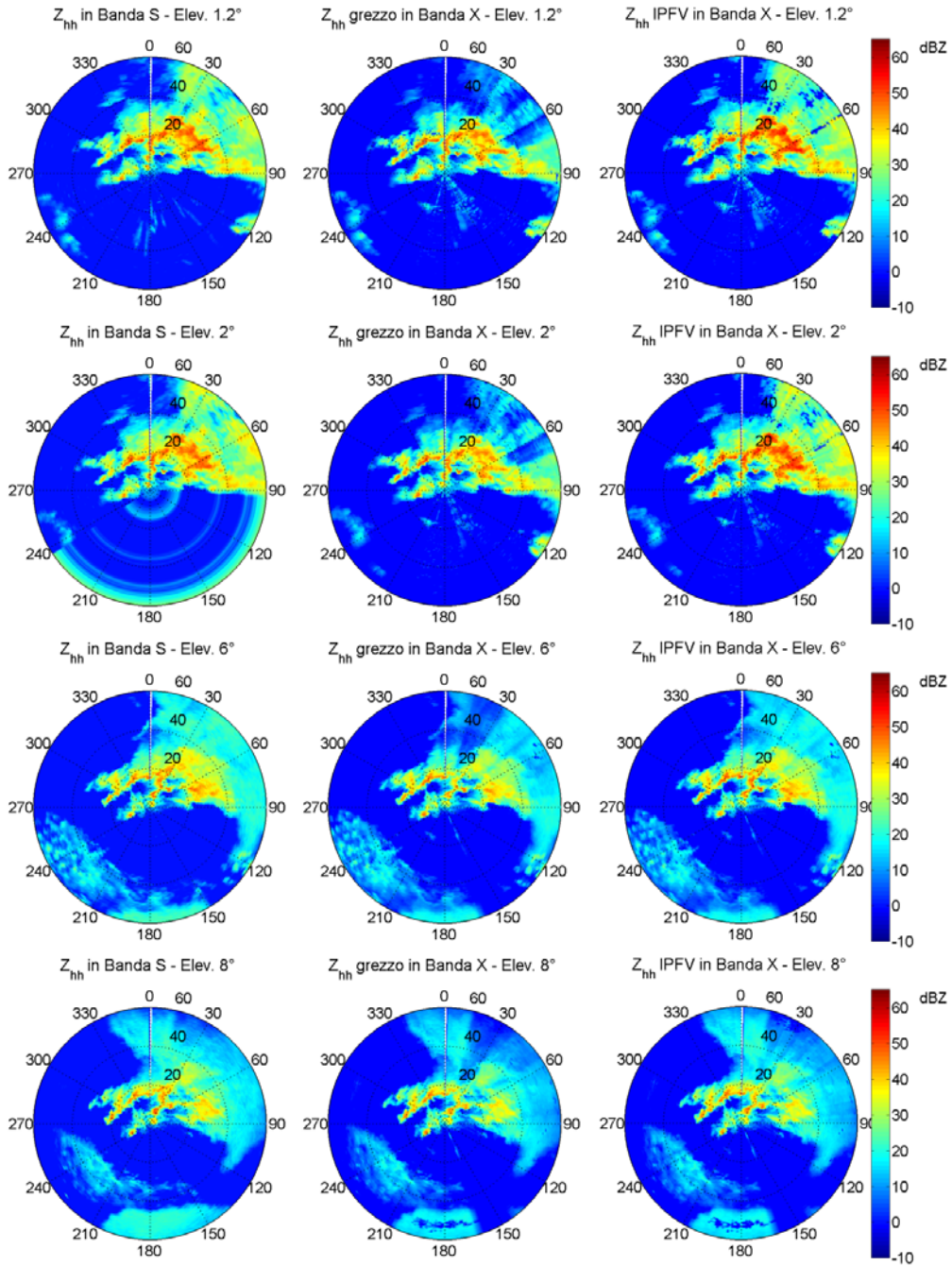


Figura 3.12 PPI a diverse elevazioni della riflettività orizzontale in banda S e in banda X per l'evento convettivo del 15-16 giugno 2002. Per quanto riguarda la banda X, sono mostrati il segnale grezzo e il segnale corretto tramite IPFV.

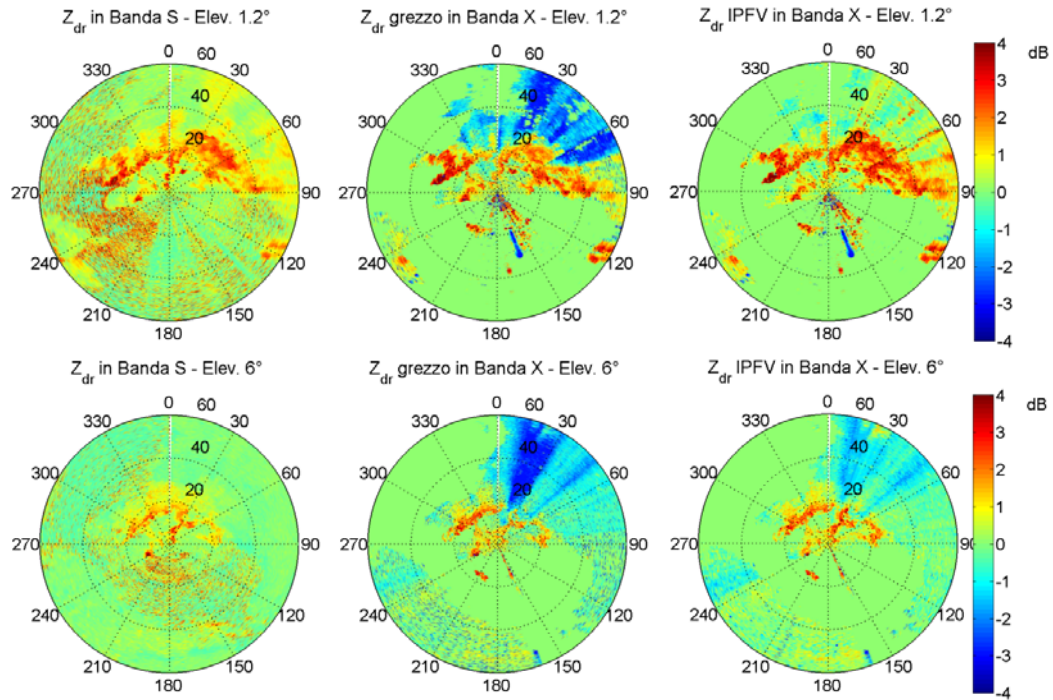


Figura 3.13 Come in Figura 3.12 ma per la riflettività differenziale.

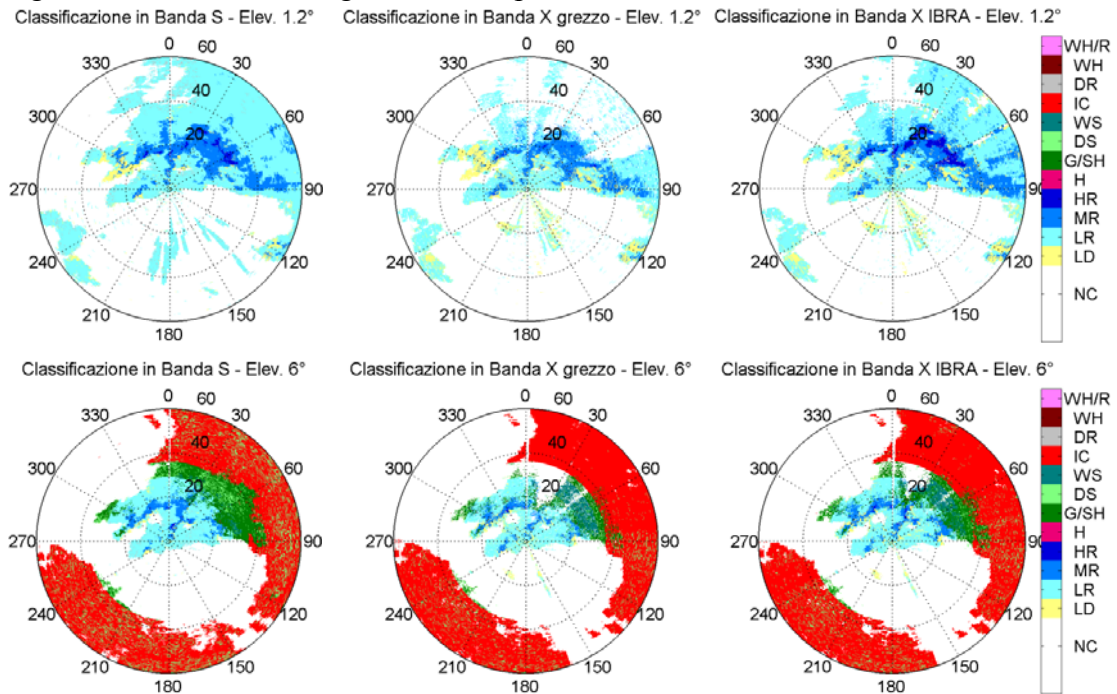


Figura 3.14 Classificazione a 12 classi (BRAHC) del segnale radar in banda S e banda X.

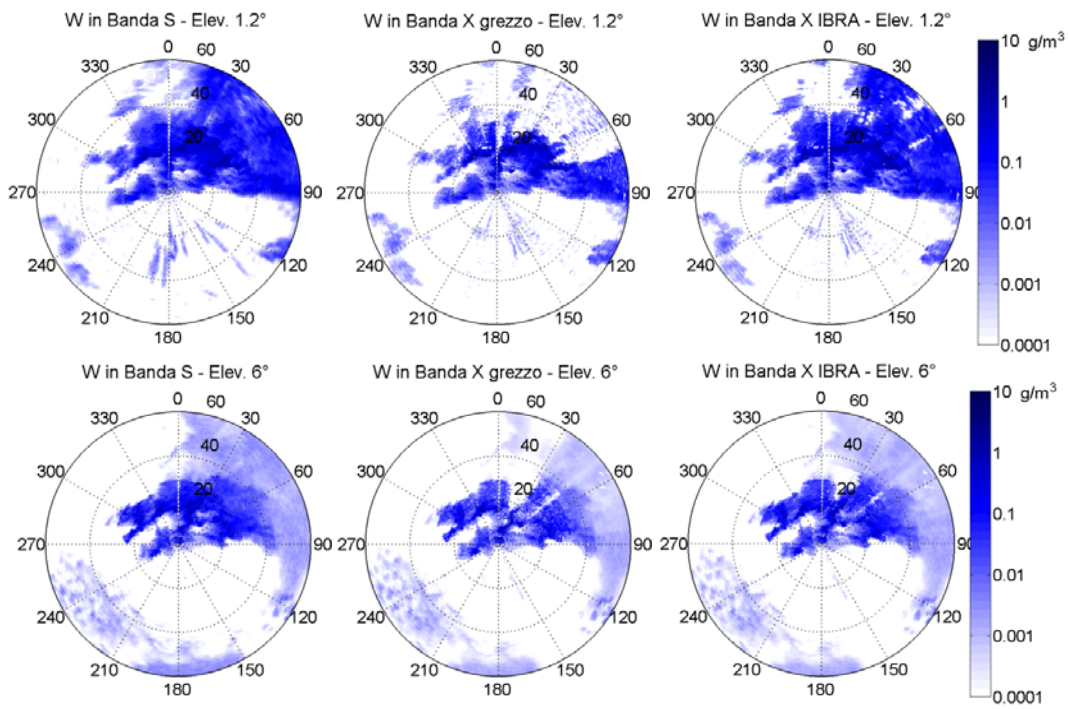


Figura 3.15 Stima del contenuto d'acqua equivalente per il segnale radar in banda S e X.

Conclusioni

Il lavoro di ricerca è caratterizzato da un continuo approfondimento di tecniche note e dalla scoperta di nuove prospettive. Pertanto questa tesi può rappresentare da una parte un punto fermo nel processo di ricerca e dall'altra un punto di partenza per nuovi sviluppi. Vi si affrontano, infatti, problematiche d'interesse generale nel campo del telerilevamento a microonde, con particolare riferimento alla radar meteorologia, e nel campo delle telecomunicazioni satellitari.

In questa sede è stato affrontato il problema della modellizzazione d'idrometeore, nodo cruciale ai fini dell'elaborazione e inversione del segnale radar a microonde e del dimensionamento di canali di telecomunicazione a microonde che, come quelli satellitari, possono subire gli effetti della trasmissione all'interno di un mezzo composto d'idrometeore. In quest'ambito è stato necessario consolidare tecniche già esistenti e diffuse e sviluppare nuove tecniche per creare punti di vista diversi. L'altro argomento affrontato riguarda l'elaborazione del segnale radar a microonde. Anche in questo caso, partendo da metodologie ben consolidate si è cercato di innovare e inventare tecniche più efficaci e all'avanguardia, avvalendosi, tra l'altro, di moderni algoritmi di classificazione d'idrometeore.

Per quanto riguarda la modellizzazione, un esempio di utilizzo di tecniche ben note in maniera estensiva e complessa è il simulatore d'idrometeore HESS (*hydrometeor ensemble scattering simulator*), che si trova a un livello di sviluppo avanzato ma che sicuramente si presta a continui miglioramenti. Sono state inoltre proposte nuove tecniche di simulazione d'idrometeore (facenti uso dei metodi DDA e GMM) che mostrano i limiti delle altre tecniche e la necessità di ulteriore approfondimento, prestandosi a numerosi sviluppi futuri. In particolare la modellizzazione tramite GMM si presta a simulare intere distribuzioni d'idrometeore, sia in fase ghiacciata sia mista (fiocchi di neve). È evidente che tali simulazioni mostrano differenze sensibili rispetto a quanto ottenuto

tramite il T-Matrix (*bulk model*), specialmente ad alte frequenze, richiedendo approfondite verifiche, ad esempio attraverso la simulazione di un'intera distribuzione d'idrometeore ghiacciate e della banda brillante (*bright band*) a frequenze multiple. Infine, confrontando i risultati ottenuti con misure sperimentali, sarà possibile determinare la bontà della tecnica utilizzata e i limiti dell'approccio a *bulk model*. Ciò consentirà di migliorare la nostra conoscenza, non solo sull'interpretazione del segnale radar a microonde, ma anche sulla microfisica alla base del processo di fusione d'idrometeore ghiacciate, di cui tuttora s'ignorano numerosi dettagli.

L'altro aspetto del lavoro riguarda alcune tecniche di *processing* e inversione del segnale radar a microonde, che sono fondamentali per ottenere informazioni rilevanti sulla cella precipitativa osservata: nel caso di bande di frequenza attenuanti (come la banda X), il segnale radar deve essere accuratamente ricostruito e, data la complessità del problema, inversione e ricostruzione vanno eseguite allo stesso tempo per ottenere risultati coerenti. La metodologia proposta in questa tesi (IBRA) va proprio in questa direzione, fornendo una procedura integrata di ricostruzione e inversione del segnale radar che si avvale di un sistema di classificazione bayesiano d'idrometeore. Data la complessità della procedura presentata, vi sono numerosi punti che possono essere migliorati. La parte di modellistica può essere migliorata affiancando al T-Matrix le altre tecniche descritte, la performance del classificatore bayesiano può essere ulteriormente affinata e il classificatore stesso può essere sostituito da uno a logica fuzzy. Le modifiche fin qui descritte vanno accuratamente studiate e validate come per la metodologia descritta.

Bibliografia

- Anagnostou, E.N., Anagnostou, M.N., Krajewski, W.F., Kruger, A. e Miriovsky, B.J., 2004: High-Resolution Rainfall Estimation from X-Band Polarimetric Radar Measurements. *Journal of Hydrometeorology*, 5, 1, 110–128.
- Anagnostou, M.N., Anagnostou, E.N. e Vivekanandan, J., 2006: Correction for rain path specific and differential attenuation of X-band dual polarization observations, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 9, 2470–2480.
- Anagnostou, M.N., Anagnostou, E.N., Vivekanandan, J. e Ogden, F.L., 2007: Comparison of Raindrop Size Distribution Estimates From X-Band and S-Band Polarimetric Observations. *IEEE Geosci. Rem. Sens. Lett.*, 4, 4, 601-605.
- Anagnostou, M.N., Anagnostou, E.N., Vulpiani, G., Montopoli, M., Marzano, F.S. e Vivekanandan, J., 2008: Evaluation of X-band polarimetric radar estimates of drop size distributions from coincident S-band polarimetric estimates and measured raindrop spectra. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sensing*, 46, 3067-3075.
- Andsager, K., Beard, K.V. e Laird, N.F., 1999: Laboratory Measurements of Axis Ratios for Large Raindrops. *J. Atmos. Sci.*, 56, 2673-2683.
- Auer, A. H., e Veal, D. L., 1970: The dimensions of ice crystals in natural clouds, *J. Atmos. Sci.* 27, 919-926.
- Aydin, K. e Seliga, T. A., 1984: Radar polarimetric backscattering properties of conical graupel. *J. Atmos. Sci.*, 41, 1887-1892.
- Aydin, K. e Walsh, T.M., 1999: Millimeter wave scattering from spatial and planar bullet rosettes. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 37, 2, 1138-1150.
- Aydin, K., Zhao, Y. e Seliga, T.A., 1989: Rain-induced attenuation effects on C-band dual-polarization meteorological radar. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 27, 57-66.

- Aydin, K., Zhao, Y. e Seliga, T.A., 1990: A differential reflectivity radar hail measurements technique: observations during the Denver hailstorm of 13 June 1984. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 7, 104-113.
- Baldini, L., Gorgucci, E., Chandrasekar, V. e Peterson, W., 2005: Implementation of CSU hydrometeor classification scheme for C-band polarimetric radars. *Proc. 32nd Conf. Radar Meteor.*, P11R4.
- Battan, L. J., 1973: *Radar Observation of the Atmosphere*. University of Chicago Press, 324 pp.
- Beard, K.V. e Chuang, C., 1987: A new model for the equilibrium shape of raindrops. *J. Atmos. Sci.*, 44, 1509-1524.
- Bellon, A., Zawadzki, I. e Fabry, F., 1997: Measurements of melting layer attenuation at X-band frequencies. *Radio Sci.*, 32, 943-955.
- Bernardo, J.M. e Smith, A.F.M., 2000: *Bayesian theory*. John Wiley & Sons Ltd, New York (NY, USA).
- Blossey, P.N., Bretherton, C. S., Cetrone, J. e Khairoutdinov, M., 2007: Cloud-resolving model simulations of KWAJEX: Model sensitivities and comparisons with satellite and radar observations. *J. Atmos. Sci.*, 64, 1488-1508.
- Bohren, C. F. e Battan, L. J., 1980: Radar backscattering by inhomogeneous precipitation particles. *J. Atmos. Sci.*, 37, 1821-1827.
- Botta, G., Aydin, K. e Verlinde, J., 2009: Modeling of Microwave Scattering From Cloud Ice Crystal Aggregates and Melting Aggregates: A New Approach. *IEEE Geosci. Rem. Sens. Lett.*, in attesa di pubblicazione.
- Botta, G., Scaranari, D., Montopoli, M. e Marzano, F.S., 2008: Backscattering modeling for polarimetric radar observation of ice crystals and aggregates from C to Ka band. *Proc. ERAD 2008 – The Fifth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*.

- Brandes, E. A., Zhang, G., and Vivekanandan, J., 2002: Experiments in rainfall estimation with a polarimetric radar in a subtropical environment. *J. Appl. Meteor.*, 41, 674-685.
- Bringi, V.N. e Chandrasekar, V., 2002: *Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications*. Cambridge University Press.
- Bringi, V.N., Keenan, T.D. e Chandrasekar, V., 2001: Correcting C-band radar reflectivity and differential reflectivity data for rain attenuation: a self-consistent method with constraints. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 39, 1906-1915.
- Bringi, V.N., Seliga, T.A., Aydin, K., 1984: Hail Detection with a Differential Reflectivity Radar. *Science*, 225, 4667, 1145-1147.
- Bringi, V.N., Seliga, T.A., Mueller, E.A., 1982: First Comparisons of Rainfall Rates Derived from Radar Differential Reflectivity and Disdrometer Measurements. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 20, 2, 201-204.
- Bringi, V.N., Tang, T. e Chandrasekar, V., 2004: Evaluation of a New Polarimetrically Based Z-R Relation. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 21, 612-623.
- Chandrasekar, V., Bringi, V.N., Balakrishnan, N. e Zrnić, D., 1990: Error structure of multiparameter radar and surface measurements of rainfall. part III: specific differential phase. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 7, 621-629.
- Conway, J. H. e Sloane, N. J. A., 1998: *Sphere Packings, Lattices and Groups, 3rd Edition*. Springer-Verlag, New York.
- Conway, J.W., Nealson, D., Stagliano, J.J., Ryzhkov, A.V., Venkatramani, L. e Zrnić, D. S., 2005: A new C-band polarimetric radar with simultaneous transmission for hydrometeor classification and rainfall measurement. *Proc. 32nd Conf. Radar Meteor.*, P12R14.
- Doviak, R.J., Bringi, V., Ryzhkov, A., Zahrai, A. e Zrnić, S.S., 2000: Considerations for polarimetric upgrades to operational WSR-88D radars. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 17, 257-278.

- Draine, B.T. e Flatau, P.J., 1994: Discrete dipole approximation for scattering calculation, *J. Opt. Soc. Am. A*, 11, 4, 1491-1499.
- Draine, B.T., e Flatau, P.J., 2008: *User Guide to the Discrete Dipole Approximation Code DDSCAT 7.0*, <http://arxiv.org/abs/0809.0337v5>
- Fabry, F. e Szyrmer, W., 1999: Modeling of the Melting Layer. Part II: Electromagnetic. *J. Atmos. Sci.*, 56, 3593-3600.
- Fabry, F. e Zawadski, I., 1995: Long-Term Radar Observations of the Melting Layer of Precipitation and Their Interpretation. *J. Atmos. Sci.*, 52, 838-851.
- Fujiyoshi, Y., 1986: Melting Snowflakes. *J. Atmos. Sci.*, 43-3, 307-311.
- Garvert, M.F., Woods, C. P., Colle, B. A., Mass, C. F., Hobbs, P. V., Stoelinga, M. T. e Wolfe, J. B., 2005: The 13-14 December 2001 IMPROVE-2 event. Part II: Comparison of MM5 model simulations of clouds and precipitation with observations. *J. Atmos. Sci.*, 62, 3520-3534.
- Gorgucci, E. e Chandrasekar, V., 2006: Evaluation of attenuation correction methodology for dual-polarization radars: Application to X-band systems. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 22, 1195–1206.
- Gorgucci, E., Chandrasekar, V., Bringi, V. N. e Scarchilli, G., 2002: Estimation of raindrop size distribution parameters from polarimetric radar measurements. *J. Atmos. Sci.*, 59, 2373-2384.
- Gorgucci, E., Scarchilli, G. e Chandrasekar, V., 1992: Calibration of radars using polarimetric techniques. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 30, 853-858.
- Gorgucci, E., Scarchilli, G. e Chandrasekar, V., 1996: Error structure of radar rainfall measurement at C-band frequencies with dual-polarization algorithm for attenuation correction. *J. Geophys. Res.*, 101, 26461-26471.
- Gourley, J.J., Tabary, P. e Parent du Chatelet, J., 2005: Classification of hydrometeors and non-hydrometeors using

polarimetric C-band radar. *Proc. 32nd Conf. Radar Meteor.*, P11R4.

- Haase, G. e Crewell, S., 2001: Simulation of radar reflectivities using a mesoscale weather forecastmodel. *Water Resources Research*, 36, 2221-2230.
- Hall, M.P.M., Goddard, J.W.F. e Cherry, S.M., 1984: Identification of hydrometeors and other targets by dual-polarization radar. *Radio Sci.*, 19, 132-140.
- Heinselman, P.L. e Ryzhkov, A.V., 2006: Validation of Polarimetric Hail Detection. *Weather and Forecasting*, 21, 839-850.
- Heymsfield, A. J., 1972: Ice crystal terminal velocities. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1348–1357
- Heymsfield, A. J., e Kajikawa, M., 1987: An Improved Approach to Calculating Terminal Velocities of Plate-like Crystals and Graupel. *J. Atmos. Sci.*, 44, 1088-1099.
- Hitschfeld, W. e Bordan, J., 1954: Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths. *J. Meteor.*, 11, 58-67.
- Hobbs, P.V. e Scott, W.D., 1965: A theoretical study of the variation of ice crystal habit with temperature. *J. Geophys. Res.*, 70, 5025-5034.
- Hobbs, P.V., Chang, S. and Locatelli, J., 1974: The dimensions and aggregation of ice crystals in natural clouds. *J. Geophys Res.*, 79, 15, 2199-2206.
- Hogan, R. J., 2007: A variational scheme for retrieving rainfall rate and hail reflectivity fraction from polarization radar. *J. Appl. Meteor. Climatology*, 46, 1544-1564.
- Howard, L., 1803: *On the Modifications of Clouds*. J. Taylor, London.
- Iguchi, T. e Meneghini, R., 1994: Intercomparison of single-frequency methods for retrieving a vertical rain profile from

airborne or spaceborne radar data. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 11, 12, 1507-1516.

- Jameson, A. R., 1992: The effect of temperature on attenuation-correction schemes in rain using polarization propagation differential phase shift. *J. Appl. Meteor.*, 31, 9, 1106-1118.
- Jayaweera, K. O. L. F., and Ohtake, T., 1974: Properties of Columnar Ice Crystals Precipitating from Layer Clouds. *J. Atmos. Sci.*, 31, 280-286.
- Keenan, T.D., Carey, L.D., Zrnić, D.S., May, P.T., 2001: Sensitivity of 5-cm Wavelength Polarimetric Radar Variables to Raindrop Axial Ratio and Drop Size Distribution. *J. Appl. Meteor.*, 40, 526-545.
- Kim, M.J., 2006: Single scattering parameters of randomly oriented snow particles at microwave frequencies. *J. Geophys. Res.*, 111, D14201.
- Knight, C.A., 1979: Observations of the morphology of melting snow. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1123-1130.
- Koizu, T., Awaka, J., Fukuchi, H. e Nakamura, K., 1988: Rain attenuation ratios on 30/20- and 14/12-Ghz satellite-to-Earth paths. *Radio Sci.*, 23, 409-418.
- Liao, L. e Meneghini, R., 2005: On modeling air/spaceborne radar returns in the melting layer. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 43, 2799-2809.
- Lim, S., Chandrasekar, V. e Bringi, V.N., 2005: Hydrometeor classification system using dual-polarization radar measurements: model improvements and in situ verification. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 43, 4, 792-801.
- Liu, H. e Chandrasekar, V., 2000: Classification of hydrometeors based on polarimetric radar measurements: Development of fuzzy logic and neurofuzzy systems, and in situ verification. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 17, 2, 140-164.
- Liu, Y., Bringi, V.N. e Maki, M., 2006: Improved rain attenuation correction algorithms for radar reflectivity and differential

reflectivity with adaptation to drop shape model variation. *Proc. IGARSS 2006*, 0-7803-9510-7/06, 1910-1913.

- Magono, C. e Lee, C. W., 1966: Meteorological classification of natural snow crystals. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. 7-2, 321-362.
- Marzano, F.S., Botta, G. e Montopoli, M., 2009: Iterative Bayesian Retrieval of Hydrometeor Content from X-band Polarimetric Weather Radar. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, in attesa di pubblicazione.
- Marzano, F.S., Roberti, L., Di Michele, S., Tassa, A. e Mugnai, A., 2003: Modeling of apparent radar reflectivity due to convective clouds at attenuating wavelengths. *Radio Sci.*, 38, 1, 1002.
- Marzano, F.S., Scaranari, D. and Vulpiani, G., 2007: Supervised fuzzy logic classification of hydrometeors using C-band dual-polarized weather radars. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 45, 11, 3784-3799.
- Marzano, F.S., Scaranari, D., Celano, M., Alberoni, P.P., Vulpiani, G. e Montopoli, M., 2006: Hydrometeor classification from dual-polarized weather radar: Extending fuzzy logic from S-band to C-band data. *Adv. Geosci.*, 7, 109-114.
- Marzano, F.S., Scaranari, D., Vulpiani, G. e Montopoli, M., 2008: Supervised classification and estimation of hydrometeors using C-band dual-polarized radars: a Bayesian approach. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 46, 85-98.
- Marzoug, M. e Amayenc, P., 1991: Improved range-profiling algorithm of rainfall rate from a spaceborne radar with path-integrated attenuation constraint. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 29, 584-592.
- Matrosov, S. Y., Kingsmill, D. E., Martner, B. E. e Ralph, F. M., 2005: The utility of X-Band polarimetric radar for continuous quantitative estimates of rainfall parameters. *J. Hydrometeorol.*, 6, 248-262.

- Matrosov, S.Y., Clark, K.A., Martner, B.E. e Tokay, A., 2002: X-Band Polarimetric Radar Measurements of Rainfall. *J. Appl. Meteor.*, 41, 941-952.
- Maxwell Garnett., J. C., 1904: Colours in metal glasses and metal films. *Philos. Trans. R. Soc. London*, Sect. A, Vol. 3, 385-420.
- Meneghini, R. e Nakamura, K., 1990: Range profiling of the rain rate by an airborne weather radar. *Rem. Sens. Environment*, 31, 193-209.
- Meneghini, R., Eckerman, J. e Atlas, D., 1983: Determination of rain rate from a space-borne radar using measurement of total attenuation. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 21, 34-43.
- Mishchenko, M. I., Travis, L. D. e Macke, A., 2000: *T-matrix method and its applications, in Light Scattering by Nonspherical Particles*. Edited by M. I. Mishchenko, J.W. Hovenier and L. D. Travis: Academic Press, 147-172.
- Mitchell, D. L., Zhang, R. e Pitter, R. L., 1990: Mass-Dimensional Relationships for Ice Particles and the Influence of Riming on Snowfall Rates. *J. Appl. Meteor.*, 29, 153-163.
- Mitra, S.K., Vohl, O., Ahr, M. e Pruppacher, H.R., 1990: A Wind Tunnel and Theoretical Study of the Melting Behavior of Atmospheric Ice Particles. Part IV: Experiment and Theory for Snow Flakes. *J. Atmos. Sci.*, 47-5, 584-591.
- Montopoli, M., Botta, G. e Marzano, F.S., 2009: Modeling polarimetric microwave propagation parameters from globally distributed raindrop size distribution measurements. *Proceedings of EuCAP 2009 3rd European Conference on Antennas and Propagation - 23-27 March 2009 in Berlin, Germany*.
- Montopoli, M., Marzano, F.S. e Vulpiani, G., 2008: Analysis and Synthesis of Raindrop Size Distribution Time Series From Disdrometer Data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 46, 2, 466-478.
- Olson, W. S., Bauer, P., Viltard, N. F., Johnson, D. E., Tao, W.-K., Meneghini, R. e Liao, L., 2001: A melting-layer model for

- passive/active microwave remote sensing applications. Part I: Model formulation and comparison with observations. *J. Appl. Meteor.*, 40, 1145–1163.
- Oraltay, R.G. e Hallett, J., 2005: The melting layer: A laboratory investigation of ice particle melt and evaporation near 0 C. *J. Appl. Meteor.*, 44, 206-220.
 - Park, S.-G., Bringi, V. N., Chandrasekar, V., Maki, M. e Iwanami, K., 2005 [1]: Correction of radar reflectivity and differential reflectivity for rain attenuation at X band. Part I: Theoretical and empirical basis. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 22, 11, 1621-1632.
 - Park, S.-G., Maki, M., Iwanami, K., Bringi, V. N. e Chandrasekar, V., 2005 [2]: Correction of radar reflectivity and differential reflectivity for rain attenuation at X band. Part II: evaluation and application, *J Atmos. and Ocean. Tech.*, 22, 11, 1633-1655.
 - Pruppacher, H.R. e Klett, J.D., 1997: *Microphysics of Clouds and Precipitation, Second Edition*. Kluwer Academic Publisher.
 - Ray, P.S., 1972: Broadband Complex Refractive Indices of Ice and Water. *Appl. Opt.*, 11-8, 1836-1844.
 - Russchenberg, H. W. J., and Ligthart, L. P., 1996: Backscattering by and propagation through the melting layer of precipitation: A new polarimetric model. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 34, 3-14.
 - Ryzhkov, A., Zhang, P., Hudak, D., Alford, J., Knight, M. e Conway, J., 2007: Validation of polarimetric methods for attenuation correction at C band. *33rd Conf. on Radar Meteorology, Cairns (Australia)*, P11B.2.
 - Ryzhkov, A.V. e Zrníc, D.S., 1995: Precipitation and attenuation measurements at a 10-cm wavelength. *J. Appl. Meteorol.*, 34, 2121–2134.
 - Ryzhkov, A.V. e Zrníc, D.S., 2005: Radar polarimetry at S, C and X bands, comparative analysis and operational implications. *Proc. 32nd Conf. Radar Meteor.*, P9R3.

- Ryzhkov, A.V., Giangrande, S.E. e Schuur, T.J., 2005: Rainfall estimation with a polarimetric prototype of WSR-88D. *J. Appl. Meteor.*, 44, 502-515.
- Ryzhkov, A.V., Schuur, T.J., Burgess, D.W., Heinselman, P.L., Giangrande, S.E. e Zrnić, D.S., 2005: The joint polarization experiment: Polarimetric rainfall measurements and hydrometeor classification, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 86, 6, 809-824.
- Sassen, K., Campbell, J. R., Zhu, J., Kollias, P., Shupe, M. e Williams, C., 2005: Lidar and triple-wavelength Doppler radar measurements of the melting layer: A revised model for dark- and bright-band phenomena. *J. Appl. Meteor.*, 44, 301-312.
- Seliga, T. A. e V. N. Bringi, 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteor.*, 15, 69-76.
- Staelin, D.H. e Surussavadee, C., 2006: Comparison of AMSU millimeterwave satellite observations, MM5/TBSCAT predicted radiances and electromagnetic models for hydrometeors. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 44, 10, 2667-2678.
- Straka, J.M., Zrnić, D. S. e Ryzhkov, A. V., 2000: Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: synthesis of relations. *J. Appl. Meteor.*, 39, 8, 1341-1372.
- Testud, J., Le Bouar, E., Obligis, E. e Ali-Mehenni, M., 2002: The Rain Profiling Algorithm Applied to Polarimetric Weather Radar. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 17, 332-356.
- Ulaby, F.T., Moore, R. K. e Fung, A. K., 1986: *Microwave Remote Sensing: Active and Passive, Vol. 3*. Artech House, 2162 pp.
- Vivekanandan, J., Zrnić, D.S., Ellis, S.M., Oye, R., Ryzhkov, A.V. e Straka, J., 1999: Cloud microphysics retrieval using S-band dual-polarization radar measurements. *Bull. Am. Meteo. Soc.*, 80, 3, 381-388.
- Vulpiani, G., Marzano, F. S., Chandrasekar, V. e Lim, S., 2005: Constrained iterative technique with embedded neural network for

- dual-polarization radar correction of rain path attenuation. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 43, 10, 2305-2314.
- Vulpiani, G., Marzano, F. S., Chandrasekar, V., Berne, A. e Uijlenhoet, R., 2006: Polarimetric weather radar retrieval of raindrop size distribution by means of a regularized artificial neural network. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 3262-3275.
 - Vulpiani, G., Tabary, P., Parent Du Chatelet, J. e Marzano, F.S., 2008: Comparison of Advanced Radar Polarimetric Techniques for Operational Attenuation Correction at C Band. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 25, 1118-1135.
 - Warren, S.G., 1984: Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave. *Appl. Opt.*, 23, 8, 1206-1225.
 - Weckwerth, T.M., Parsons, D.B., Koch, S.E., Moore, J.A., LeMone, M.A., Demoz, B.B., Flamant, C., Geerts, B., Wang, J. e Feltz, W.F., 2004: An overview of the International H2O Project (IHOP 2002) and some preliminary highlights. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85, 253–277.
 - Weinman, J.A. and Kim, M.J., 2006: A simple model of the millimeter wave scattering parameters of randomly oriented aggregates of finite cylindrical ice hydrometeors. *J. Atmos. Sci.*, 64, 634-644.
 - World Meteorological Organization, 1956: *International Cloud Atlas, Volumes I and II*.
 - Xu, Y.-l. e Gustafson, B.Å.S., 2001: A generalized multiparticle Mie-solution: Further experimental verification. *J. Quant. Spect. Rad. Tr.*, 70, 395-419.
 - Xu, Y.-l., 1995: Electromagnetic scattering by an aggregate of spheres. *J. Appl. Opt.*, 34, 4573-4588.
 - Zrnić, D.S. e Ryzhkov, A.V., 1996: Advantages of rain measurements using specific differential phase. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 13, 454-464.

- Zrnić, D.S., Ryzhkov, A.V., Straka, J., Liu, Y. e Vivekanandan, J., 2001: Testing a procedure for automatic classification of hydrometeor types. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 18, 6, 892–913.