

Scuola di Scienze
Corso di Laurea Magistrale in Fisica del Sistema Terra

Studio di sensibilità dei
sensori MHS, ATMS, GMI, SSMIS e
sviluppo di un algoritmo
prototipale per il retrieval
del vapore acqueo

Relatore:
Prof. Vincenzo Levizzani

Presentata da:
Paolo Pettinari

Correlatori:
Dott. Sante Laviola
Dott. Alessandro Tiesi

Sessione III
Anno Accademico 2017/2018

SOMMARIO

La presente tesi affronta due tematiche differenti basandosi sulle radianze simulate dal codice di trasferimento radiativo RTTOV. Il primo studio ha lo scopo di comprendere la sensibilità nelle microonde dei radiometri satellitari MHS, ATMS, GMI e SSMIS in presenza di nubi di acqua liquida, ghiacciata e precipitazioni liquide e solide. In particolare, l'indagine è stata effettuata nelle bande spettrali con frequenze a 90, 150 GHz (o 157 o 166 a seconda del sensore) e nei canali del vapor d'acqua attorno alla frequenza di assorbimento a 183 GHz. I 25600 profili usati come input per RTTOV-SCATT, sono stati ottenuti utilizzando il modello numerico alla mesoscala WRF nel sud Italia innestato con il modello a scala locale LAPS (Local Analysis and Prediction System). Essi si riferiscono al giorno 1 febbraio 2014. Il metodo scelto per analizzare l'influenza delle goccioline liquide, cristalli di ghiaccio, pioggia e neve sulle temperature di brillanza rilevate dai sensori, è stato quello di attuare 4 diverse simulazioni per ogni strumento, ognuna delle quali eseguita azzerando il contributo di 3 idrometeorie su 4. A questo punto, è stato esaminato l'andamento delle temperature di brillanza in funzione del contenuto colonnare dell'unica tipologia di idrometeora considerata.

Nella seconda parte, l'obiettivo ha riguardato lo sviluppo di due algoritmi prototipali, su terra e su mare, per ciascuno dei 4 sensori presi in esame, in grado di stimare l'acqua precipitabile da misure satellitari di radianza. Per la fase di sviluppo sono stati utilizzati 4 dataset indipendenti, contenenti alcuni profili assimilati da ECMWF. Essi sono stati usati come input di RTTOV per generare radianze sintetiche in condizioni di cielo sereno e per calcolare i reali valori di TPW (*total precipitable water*). TPW e BT (*brightness temperature*) nei canali tra 90 e 183 GHz, sono stati messi in relazione attraverso una regressione lineare multipla, così da determinare la migliore stima per i coefficienti.

In seguito si è passati alla validazione degli algoritmi su altri profili indipendenti. I test sono stati eseguiti su 4 diversi dataset, creati da WRF, inerenti a stagioni diverse: febbraio, giugno, agosto e ottobre. Anche in questo caso, le temperature di brillanza inserite negli algoritmi sono state ottenute da simulazioni di RTTOV, a cielo sereno.

Infine è stato applicato l'algoritmo di retrieval su dati satellitari di MHS, inerenti alla data di febbraio scelta in precedenza.

Indice

1	TRASFERIMENTO RADIATIVO IN ATMOSFERA	8
1.1	LA RADIAZIONE DI CORPO NERO	8
1.2	EQ. DEL TRASFERIMENTO RADIATIVO	10
1.3	SOLUZIONE NELLE MICROONDE	12
1.4	PROPRIETÁ OTTICHE DELL'ATMOSFERA NELLE MICROONDE	15
2	MODELLO DI TRASFERIMENTO RADIATIVO RTTOV	17
2.1	CALCOLO DELLA RADIANZA CON CIELO SERENO	17
2.2	CALCOLO DELLA TRASMITTANZA	19
2.3	MODELLO DI EMISSIVITA' FASTEM	20
2.3.1	SUPERFICIE D'ACQUA	21
2.3.2	SUPERFICIE DI TERRA	23
2.4	RTTOV-SCATT	23
2.5	DISCRETE DIPOLE APPROXIMATION	26
2.6	AGGIORNAMENTI VERSIONE 12	30
3	STUDIO DI SENSIBILITA': ATMS, MHS, GMI E SSMIS	32
3.1	CARATTERISTICHE STRUMENTALI	33
3.1.1	MHS	33
3.1.2	ATMS	36
3.1.3	GMI	37
3.1.4	SSMIS	37
3.2	CARATTERISTICHE DEL PROFILO	38
3.3	SENSIBILITA' DEI SENSORI ALLA PRESENZA DI GOCCIOLINE DI NUBE	42
3.3.1	SENSORE ATMS	42
3.3.2	SENSORE MHS	44
3.3.3	SENSORE GMI	46
3.3.4	SENSORE SSMIS	48
3.4	SENSIBILITA' DEI SENSORI ALLA PRESENZA DI CRISTALLI DI GHIACCIO IN NUBE	50
3.4.1	SENSORE ATMS	50
3.4.2	SENSORE MHS	51
3.4.3	SENSORE GMI	53
3.4.4	SENSORE SSMIS	54
3.5	SENSIBILITA' DEI SENSORI ALLA PRESENZA DI PIOGGIA	56

3.5.1	SENSORE ATMS	56
3.5.2	SENSORE MHS	56
3.5.3	SENSORE GMI	57
3.5.4	SENSORE SSMIS	59
3.6	SENSIBILITA' DEI SENSORI ALLA PRESENZA DI NEVE . . .	60
3.6.1	SENSORE ATMS	60
3.6.2	SENSORE MHS	61
3.6.3	SENSORE GMI	62
3.6.4	SENSORE SSMIS	64
4	RETRIEVAL DEL VAPORE ACQUEO	65
4.1	DESCRIZIONE DEI PROFILI USATI PER CREARE GLI ALGO- RITMI	65
4.2	SVILUPPO DEGLI ALGORITMI	67
4.2.1	ATMS	68
4.2.2	MHS	70
4.2.3	GMI	72
4.2.4	SSMIS	74
4.3	TEST DI VERIFICA DEGLI ALGORITMI DI RETRIEVAL . . .	76
4.3.1	PROFILI 1 FEBBRAIO 2014	76
4.3.2	PROFILI 6 GIUGNO 2017	79
4.3.3	31 OTTOBRE 2015	81
4.3.4	12 AGOSTO 2017	83
4.4	RETRIEVAL SU DATI SATELLITARI	85
5	RISULTATI E CONCLUSIONI	86

INTRODUZIONE

Lo studio delle caratteristiche fisiche della precipitazione non ha solo un'importanza nell'ambito della previsione meteorologica, che beneficia dell'aumento di conoscenza in ambito microfisico, ma serve anche per comprendere eventuali cambiamenti nel sistema climatico a cui siamo esposti. Mutamenti nella quantità e intensità di pioggia e neve che cadono sul pianeta, possono essere un'importante informazione al fine di capire se il sistema in cui viviamo, formato da terra, oceani e atmosfera, si stia evolvendo verso un nuovo stato di equilibrio.

Queste tematiche sono strettamente connesse agli impatti sulla società e sulla vita delle persone che sono vulnerabili agli eventi estremi atmosferici. La siccità, ad esempio, è una problematica molto conosciuta in Italia, soprattutto al sud. Per quanto riguarda invece gli eventi di maltempo, sebbene l'Italia non sia interessata da uragani o da altri fenomeni estremi, come quelli tropicali, è soggetta a un gran numero di alluvioni, come quella di Livorno nel settembre 2017 oppure in Calabria e Sicilia a gennaio dello stesso anno.

I problemi idrogeologici, connessi agli eventi estremi, condizionano profondamente la progettazione urbana, ad esempio, e perciò necessitano di essere studiati a fondo per una migliore valutazione dei rischi e a scopo preventivo.

Tutto ciò è possibile se si hanno a disposizione tecniche di rilevamento che siano in grado di fornire dati in ogni zona del globo, così da eliminare eventuali fluttuazioni che caratterizzano le scale più piccole. Prima dell'avvento dei satelliti, i dati venivano ricavati esclusivamente da misure *in situ*, ad esempio dai pluviometri che pur offrendo valori abbastanza precisi, non potevano fornire una copertura veramente globale. Inoltre, oltre al fatto che i pluviometri forniscono misure a macchia di leopardo, esistono zone, come gli oceani, che rimanevano totalmente scoperte in quanto totalmente inaccessibili alle misure.

Dal momento in cui i dati satellitari sono diventati disponibili alla comunità scientifica, si è intrapresa la strada del *remote sensing*, con lo scopo di sviluppare e migliorare algoritmi per il *retrieval* di grandezze atmosferiche, come l'intensità di precipitazione o la quantità di vapore acqueo colonna. Quest'ultimo si è rivelato essere particolarmente importante, perché correlato agli eventi estremi alluvionali. Sebbene si sia parlato dell'importanza dei dati satellitari per il *remote sensing*, questo lavoro di tesi è stato sviluppato sulla base del modello di trasferimento radiativo RTTOV, in grado di simulare le risposte radiative dei sensori in orbita.

L'approccio modellistico permette di modificare o lasciare intatti alcuni parametri, in modo tale da poter comprendere gli effetti, di ciò a cui si è interessati, sul campo radiativo nelle microonde. Tuttavia si deve tenere a mente che così facendo, si è vincolati a sottostare a tutti i limiti e semplificazioni adottati dal modello che fornirà, a volte, risultati abbastanza diversi dalla realtà.

Il primo capitolo tratta la teoria del trasferimento radiativo con annesse le possibili soluzioni nelle microonde. Viene inoltre descritta l'approssimazione Delta-Eddington che permette di ricavare la radianza al top dell'atmosfera, in condizioni di scattering da parte di idrometeore in sospensione.

Nel secondo capitolo viene descritto il modello RTTOV, con annesse le parametrizzazioni che permettono il calcolo di grandezze come trasmittanza ed emissività superficiale. Viene inoltre presentata la subroutine RTTOV-SCATT che si attiva

in condizioni di cielo coperto.

Il terzo capitolo presenta uno studio di sensibilità dei sensori MHS, ATMS, GMI e SSMIS al variare del contenuto colonnare di goccoline liquide di nube, cristalli di ghiaccio, pioggia e neve. Quest'analisi è stata eseguita con RTTOV-SCATT, per i canali le cui frequenze si mantengono nell'intervallo da 90 GHz a 190 GHz. Nel quarto capitolo sono stati sviluppati diversi algoritmi per il *retrieval* del vapore d'acqua integrato verticalmente. Precisamente ne sono stati creati 8, due per ognuno dei 4 sensori elencati in precedenza, uno su terra e uno su mare. Il capitolo si conclude con alcuni test effettuati su profili indipendenti, con il fine di verificare le loro prestazioni.

L'ultimo capitolo, infine, riassume i risultati ottenuti e descrive le conclusioni tratte.

Capitolo 1

TRASFERIMENTO RADIATIVO IN ATMOSFERA

Il remote sensing è un'insieme di tecniche di misura a distanza che permettono di ricavare informazioni fisiche di un mezzo materiale sfruttando esclusivamente la propagazione di onde elettromagnetiche attraverso esso. In ambito meteorologico, il vantaggio è di riuscire a fornire dati su un'area molto vasta, al contrario di radiosondaggi o stazioni meteorologiche che attuano una misurazione puntuale. Tuttavia ci sono anche aspetti negativi: uno su tutti, per esempio, è la bassa risoluzione spaziale che caratterizza i dati nelle microonde da satellite, che si attesta intorno ai 15 km al NADIR. Ciò significa perdere informazione sui fenomeni alla micro-scala.

La propagazione di un'onda elettromagnetica è descritta dalla teoria fisica del trasferimento radiativo. In particolare, la regione spettrale delle microonde risulta essere di fondamentale importanza per un'indagine meteorologica, a causa della forte interazione presente tra idrometeorie e fotoni di tali frequenze.

Per questo motivo, il primo capitolo tratterà le equazioni del trasferimento radiativo con annesse alcune approssimazioni utili e applicabili alle microonde. Eventuali approfondimenti possono essere trovati in [1].

1.1 LA RADIAZIONE DI CORPO NERO

Ogni corpo possiede una temperatura maggiore dello zero assoluto e ciò comporta che qualsiasi oggetto emette radiazione a certe lunghezze d'onda. La quantità di radiazione emessa dipende dalla frequenza considerata, dal tipo di materiale e dalla temperatura della sorgente.

In particolare esiste una relazione che lega la radianza spettrale emessa da un corpo nero, alla frequenza e alla sua temperatura. La curva che descrive tale andamento si chiama Planckiana, ma prima di analizzare questo aspetto è importante sapere che cosa si intende per radianza e per corpo nero.

La radianza spettrale è definita come l'energia emessa da un corpo nell'unità di tempo, dall'unità di superficie, per unità di angolo solido e nell'unità di frequenza. Per ottenere l'irradianza spettrale è sufficiente integrare la radianza su tutto l'angolo solido.

Un corpo nero è definito come un perfetto assorbitore ed emettitore; ciò significa che tutta la radiazione su di esso incidente verrà assorbita e che la radianza da esso emessa sarà maggiore o uguale rispetto a quella di qualsiasi altro corpo alla sua stessa temperatura. La radianza spettrale di corpo nero è definita come:

$$B_\lambda = \frac{2hc^2}{\lambda^5(e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1)} \quad (1.1)$$

dove:

- B_λ è la radianza di corpo nero.
- h è la costante di Planck che vale $h = 6.62 * 10^{-34} Js$.
- λ è la lunghezza d'onda.
- $c = 3 * 10^8 \frac{m}{s}$ è la velocità della luce.
- $k = 1.38 * 10^{-23} \frac{J}{K}$ è la costante di Boltzmann.
- T è la temperatura del corpo nero che emette.

Tale equazione è stata scritta in funzione della lunghezza d'onda ma sarebbe stato possibile farlo anche rispetto alla frequenza. Per passare dalla B_λ alla B_ν è sufficiente tenere in considerazione che:

$$B_\lambda d\lambda = B_\nu d\nu$$

perciò

$$B_\nu = B_\lambda \frac{d\lambda}{d\nu}$$

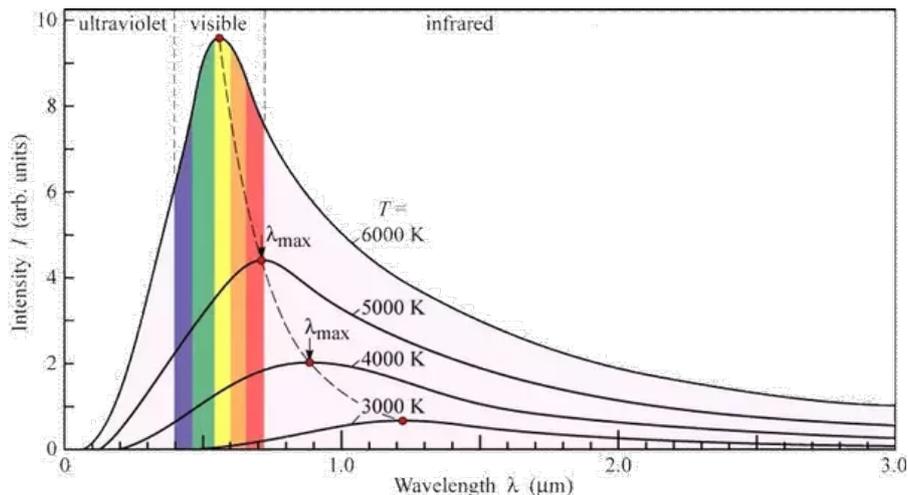


Figura 1.1: Curve di Planck per diverse temperature di emissione, in funzione della lunghezza d'onda.

La figura mostra che all'aumentare della temperatura, la quantità di energia emessa cresce, inoltre il picco di emissione si sposta sempre più verso piccole lunghezze d'onda cioè grandi frequenze. Questo spiega la ragione per cui il sole, che ha un'alta temperatura, possiede una forte emissione nel visibile mentre i normali corpi a temperatura ambiente nell'infrarosso.

1.2 EQ. DEL TRASFERIMENTO RADIATIVO

Nel paragrafo precedente è stata descritta l'emissione da parte di un corpo nero che è ben diverso da un oggetto reale. La radianza spettrale emessa da un reale corpo può essere scritta come:

$$L_\nu = \epsilon_\nu B_\nu(T)$$

dove ϵ_ν è chiamata emissività ed assume valori compresi tra 0 e 1.

L'emissività è una grandezza che varia spettralmente e dipende dal tipo di sorgente. Per definizione quindi il corpo nero ha emissività pari a 1.

La radianza misurata dai satelliti non è però uguale a quella emessa dalla terra perché i gas atmosferici sono in grado di assorbire ed emettere nuova radiazione. Risulta quindi fondamentale descrivere la propagazione dei fotoni in atmosfera.

La radianza spettrale, che raggiungerà un satellite in orbita intorno alla terra, sarà una combinazione tra emissione superficiale, attenuata dai gas, ed emissione degli strati atmosferici attenuata dagli strati sovrastanti. Ciò è sufficiente se si considerano zone spettrali in cui la radiazione solare è trascurabile, altrimenti sarebbe necessario aggiungere anche la radiazione solare riflessa dalla terra. Un altro fenomeno da descrivere è lo scattering da parte dei gas atmosferici. Esso è importante per fotoni ad alte frequenze e pressoché trascurabile nelle microonde ed infrarosso. Il fenomeno di scattering più importante nelle microonde è causato dalle idrometeorie presenti in nube.

Un'approssimazione solitamente usata per scrivere le equazioni del trasferimento radiativo è quella di atmosfera piano parallela. Risulta possibile trattare l'atmosfera come costituita da piani sovrapposti tra loro, nel caso in cui le distanze considerate siano piccole rispetto alla curvatura terrestre. Detto ciò, l'equazione del trasferimento radiativo nelle microonde, in atmosfera chiara e per un'onda che si propaga verso l'alto è la seguente:

$$-\mu \frac{dL(\chi, \mu, \phi)}{d\chi} = -L(\chi, \mu, \phi) + J(\chi, \mu, \phi) \quad (1.2)$$

- μ è il coseno dell'angolo zenitale di propagazione.
- ϕ è l'angolo azimuth di propagazione.
- $\chi(z) = \int_z^{z_{top}} \rho k dz$ è lo spessore ottico. Con tale definizione, χ è una quantità che vale zero al top dell'atmosfera ed aumenta man mano che si arriva alla superficie. Perciò la quantità $d\chi$ sarà $d\chi = -k\rho dz$.

- $L(\chi, \mu, \phi)$ è la radianza spettrale al livello di atmosfera corrispondente a χ , che si propaga verso l'alto nella direzione definita dagli angoli μ (zenith) e ϕ (azimuth).
- ρ è la densità del gas responsabile dell'estinzione a quella determinata frequenza.
- k è il coefficiente di estinzione, definito come la somma dei coefficienti di assorbimento e di scattering, $k = k_a + k_s$.

L'equazione (1.2) mostra che la variazione infinitesima di radianza lungo una precisa direzione verso l'alto è negativa a causa dell'estinzione (primo termine) e positiva grazie al termine $J(\chi, \mu, \phi)$.

$J(\chi, \mu, \phi)$ è chiamata funzione sorgente perché tiene conto di tutti i processi che creano nuova radiazione in quella direzione.

Nel nostro caso:

$$J(\chi, \mu, \phi) = (1 - \omega_0)B(T) + \frac{\omega_0}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 L(\chi, \mu', \phi') P(\mu, \phi, \mu', \phi') d\mu' d\phi' \quad (1.3)$$

Il primo termine della (1.3) è legato all'emissione dello strato infinitesimo considerato, mentre la seconda quantità rappresenta la radianza proveniente da tutte le direzioni che viene diffusa lungo la direzione considerata.

ω_0 è chiamato albedo di singolo scattering e rappresenta la frazione di radianza incidente che viene diffusa.

$\frac{P(\mu, \phi, \mu', \phi')}{4\pi}$ è il diagramma di scattering e rappresenta la frazione di radianza diffusa dalla direzione (μ', ϕ') alla direzione (μ, ϕ) .

La soluzione $L(\chi, \mu, \phi)$ delle equazioni (1.2) e (1.3), calcolata al top dell'atmosfera, rappresenta la radianza teorica che raggiunge uno strumento di misura posto su di un satellite.

Trascurando lo scattering, cioè in condizioni di cielo sereno, gli unici fenomeni importanti sono l'emissione e assorbimento. In queste condizioni l'equazione del trasferimento radiativo può essere facilmente risolta, fornendo un'espressione per la radianza $L(z_{top}, \mu, \phi)$ al top dell'atmosfera data da:

$$L(z_{top}, \mu, \phi) = L(0, \mu, \phi) e^{-\frac{1}{\mu} \int_0^{z_{top}} k\rho dz} + \frac{1}{\mu} \int_0^{z_{top}} k\rho B(T) e^{-\frac{1}{\mu} \int_z^{z_{top}} k\rho dz'} dz \quad (1.4)$$

La (1.4) mostra che in assenza di scattering la radianza al top dell'atmosfera è la somma dell'emissione superficiale modulata dalla trasmissività di tutta l'atmosfera, più l'emissione di ogni singolo strato atmosferico attenuata dai gas presenti tra la quota di emissione e il top dell'atmosfera.

Il secondo termine al secondo membro può essere scritto equivalentemente nel modo seguente:

$$\int_0^{z_{top}} B \frac{\partial \tau(z, z_{top})}{\partial z} dz$$

dove $\tau(z, z_{top})$ è la trasmissività dal livello z al top dell'atmosfera.

La derivata della trasmissività rispetto alla quota z è chiamata funzione peso in quanto la Planckiana di emissione è pesata con essa. I massimi valori della funzione peso saranno raggiunti alle quote z da cui proverranno maggiormente i fotoni che raggiungono il top dell'atmosfera.

1.3 SOLUZIONE NELLE MICROONDE

Il remote sensing è una tecnica, sempre più utilizzata, grazie al quale è possibile ricavare informazioni fisiche sull'atmosfera partendo da misure satellitari di radianza. Tale metodo rende indispensabile la capacità di simulazione poichè, avendo un modello di trasferimento radiativo è possibile capire quali sono stati i parametri atmosferici responsabili di un determinato campo radiativo.

In particolare, il modello di trasferimento radiativo (RTTOV), utilizzato per questo studio, risolve l'equazione (1.2) per mezzo dell'approssimazione Delta-Eddington. Come punto di partenza viene assunto che il termine di radiazione diffusa, nelle microonde, sia indipendente dall'angolo azimutale. Ciò risulta valido perché, in questa zona spettrale, non sono presenti sorgenti importanti, come ad esempio il sole nel visibile, in grado di creare forti disomogeneità.

Il termine di diffusione nell'equazione (1.3) diventa perciò:

$$\frac{\omega_0}{2} \int_{-1}^1 L(\chi, \mu') P(\mu, \mu') d\mu'$$

di conseguenza, l'equazione da risolvere è:

$$-\mu \frac{dL(\chi, \mu)}{d\chi} = -L(\chi, \mu) + (1 - \omega_0)B(T) + \frac{\omega_0}{2} \int_{-1}^1 L(\chi, \mu') P(\mu, \mu') d\mu' \quad (1.5)$$

Le approssimazioni di Eddington [2] per la radianza e funzione di fase sono quindi:

$$\begin{cases} L(z, \mu) = L_0(z) + \mu L_1(z) \\ P(\mu, \mu') = 1 + 3g\mu\mu' \end{cases} \quad (1.6)$$

da cui si ricava che la funzione sorgente è:

$$J(z, \mu) = (1 - \omega_0(z))B(T) + \omega_0(z)(L_0(z) + g(z)\mu L_1(z)) \quad (1.7)$$

Inserendo le (1.6) e (1.7) nella (1.2) si ottengono due equazioni per L_0 e L_1 :

$$\begin{cases} \frac{dL_0(z)}{dz} = -k(z)[1 - \omega_0(z)g(z)]L_1(z) \\ \frac{dL_1(z)}{dz} = -3k(z)[1 - \omega_0(z)][L_0(z) - B(T)] \end{cases} \quad (1.8)$$

Assumendo che k , g e ω_0 non varino verticalmente all'interno di uno strato, è possibile ottenere un'equazione per L_0 :

$$\begin{cases} \frac{d^2 L_0(z)}{dz^2} = \Lambda^2(z)[L_0(z) - B(T)] \\ \Lambda^2(z) = 3k^2(z)[1 - \omega_0(z)][1 - \omega_0(z)g(z)] \end{cases} \quad (1.9)$$

La soluzione per uno strato è la seguente:

$$L_0(z) = D^+ e^{\Lambda z} + D^- e^{-\Lambda z} + B(T_0) + B_1 \Delta z \quad (1.10)$$

dove è stata assunta una relazione lineare del tipo:

$$B(T) = B(T_0) + B_1 \Delta z \quad (1.11)$$

dove T_0 è la temperatura del limite inferiore dello strato.

I coefficienti D^+ e D^- devono essere ricavati per tutti gli strati dalle condizioni al contorno:

$$\begin{cases} (L_0 - \frac{\partial L_0}{h\partial z})_{z=z_{top}} = B(2.7K) \\ (L_0 + \frac{\partial L_0}{h\partial z})_{z=0} = \bar{\epsilon}_p B(T_{skin}) + (1 - \bar{\epsilon}_p)(L_0 - \frac{\partial L_0}{h\partial z})_{z=0} \\ (L_0 \pm \frac{\partial L_0}{h\partial z})_{z=z_i}^i = (L_0 \mp \frac{\partial L_0}{h\partial z})_{z=z_i}^{i+1} \end{cases} \quad (1.12)$$

dove h è:

$$h = 1.5k(1 - \omega_0 g). \quad (1.13)$$

- La prima condizione impone che il flusso verso il basso al top dell'atmosfera sia pari alla radiazione cosmica di fondo.
- La seconda condizione afferma che il flusso verso l'alto alla superficie è dato dall'emissione e riflessione terrestre.
- L'ultima equazione rappresenta la continuità dei flussi nei bordi intermedi tra due strati.

Poiché le condizioni al contorno sono scritte per delle densità di flussi, $\bar{\epsilon}_p$ è l'emissività emisferica polarizzata definita come:

$$\bar{\epsilon}_p = 2 \int_0^1 \epsilon_p(\mu) \mu d\mu \quad (1.14)$$

Per simulare al meglio lo scattering delle idrometeore, l'approssimazione di Eddington non risulta sufficiente, perciò viene richiesta un'approssimazione leggermente diversa chiamata Delta-Eddington [3].

$$P(\mu) \simeq P_{\delta-Eddington}(\mu) \equiv 2f\delta(1 - \mu) + (1 - f)(1 + 3g'\mu) \quad (1.15)$$

Tale approssimazione consiste nel suddividere la funzione di fase in una somma di due contributi:

- Il primo fattore rappresenta una delta di Dirac centrata in $\mu = 1$. Essa è la quantità responsabile dello scattering in avanti da parte delle idrometeore.
- Il secondo fattore viene dall'espansione troncata della funzione di fase.

Inoltre

- f rappresenta la frazione di scattering nella direzione forward ($\mu = 1$).
- g' è il fattore di asimmetria della funzione di fase troncata. Esso assume valori nell'intervallo $[-1, 1]$ e determina se lo scattering avviene prevalentemente in avanti, indietro o in modo isotropo.

Affinché sia davvero una funzione di fase, essa deve rispettare la condizione di normalizzazione, infatti:

$$\frac{1}{4\pi} \iint_{\Omega} P_{\delta-Edd}(\mu) d\Omega = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P_{\delta-Edd}(\mu) d\mu = f + (1-f) = 1 \quad (1.16)$$

E' richiesto inoltre che $P_{\delta-Edd}$ abbia lo stesso fattore di asimmetria della funzione di fase originaria e poiché tale fattore rappresenta la funzione di fase mediata rispetto all'angolo, si ha che

$$g = \frac{1}{4\pi} \iint_{\Omega} \mu P_{\delta-Edd}(\mu) d\Omega = f + (1-f)g' \quad (1.17)$$

da cui si ricava che

$$g' = \frac{g-f}{1-f} \quad (1.18)$$

Il parametro mancante f può essere calcolato imponendo che il momento secondo di $P_{\delta-Edd}$ coincida con il momento secondo della funzione di fase originaria, la quale può essere scritta tramite l'espansione di Henyey-Greenstein:

$$P_{H-G}(\mu) = \sum_{l=0}^{\infty} (2l+1)g^l P_l(\mu) \quad (1.19)$$

dove $P_l(\mu)$ sono i polinomi di Legendre.

Eguagliando i due momenti secondi si ottiene:

$$f = g^2 \quad (1.20)$$

quindi

$$g' = \frac{g}{1+g} \quad (1.21)$$

In questi passaggi abbiamo quindi visto come viene trattata la funzione di fase per simulare al meglio le proprietà di scattering delle idrometeore. L'approssimazione della radianza vista precedentemente resta ancora valida:

$$L(\mu) = L_0 + \mu L_1 \quad (1.22)$$

dove:

- L_0 rappresenta la parte isotropa della radianza.
- L_1 è invece la parte anisotropa.

Tale scomposizione deriva dall'espansione in polinomi di Legendre troncata al primo ordine.

$$L(\mu) = \sum_{l=0}^N L_l P_l(\mu) \quad (1.23)$$

1.4 PROPRIETÀ OTTICHE DELL'ATMOSFERA NELLE MICROONDE

L'atmosfera terrestre presenta alcune caratteristiche che variano a seconda della lunghezza d'onda della radiazione considerata. Nel visibile ad esempio risulta essere molto trasparente e ciò permette all'occhio umano di vedere oggetti molto lontani. L'esperienza ci insegna però che in presenza di nubi e idrometeore la radiazione visibile viene diffusa, infatti il sole scompare. Tali caratteristiche sono conseguenza del fatto che i gas presenti non hanno picchi di assorbimento a frequenze così elevate e perciò l'unica interazione può avvenire con le goccioline solide in nube. In realtà un leggero fenomeno di scattering è anche causato dalle molecole di gas ed è importante soprattutto alle frequenze più elevate del visibile. Tale scattering spiega la colorazione blu del cielo.

Andando via via a lunghezze d'onda maggiori, infrarosso o addirittura microonde, l'assorbimento dei gas come CO_2 , H_2O e O_2 diventa importante. Come è possibile

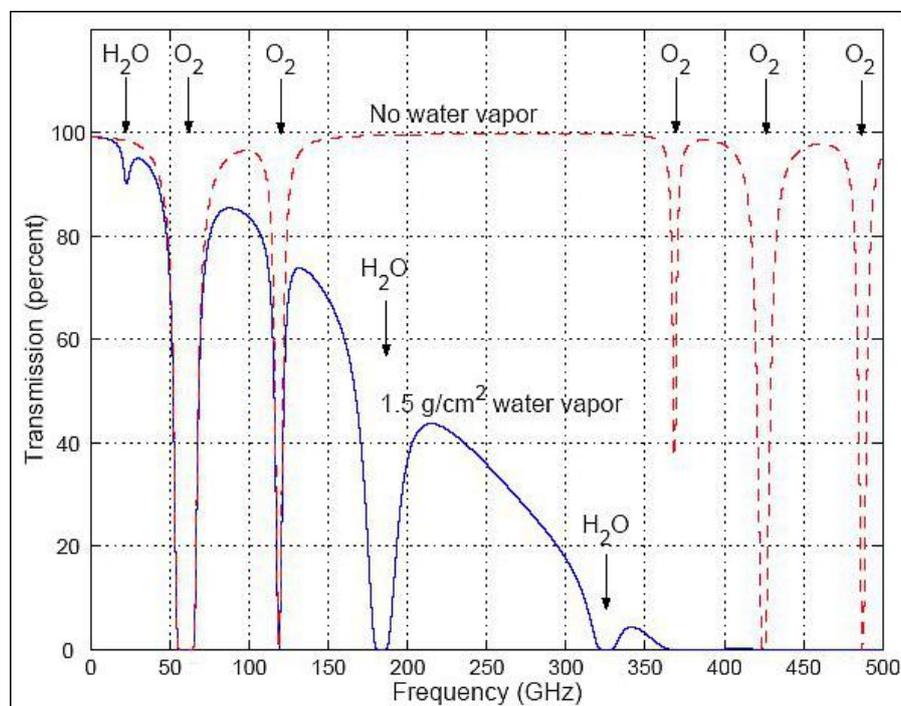


Figura 1.2: Trasmissività dell'intera atmosfera nell'intervallo spettrale delle microonde.

notare, la struttura della trasmissività atmosferica nelle microonde è principalmente influenzata dall'assorbimento attraverso due distinti modi: le linee di assorbimento dei gas e il continuo dovuto al vapore acqueo.

Le principali linee di assorbimento sono dovute all'ossigeno molecolare (O_2) e al vapore acqueo (H_2O). Le transizioni dell'ossigeno si trovano circa a $55GHz$ e $118GHz$ e sono causate dall'interazione dell'onda elettromagnetica con il suo momento di dipolo magnetico.

Le linee del vapor d'acqua sono invece provocate da transizioni rotazionali della molecola e sono posizionate a $22GHz$ e $183GHz$.

La presenza dell'acqua è però anche fondamentale nel determinare l'assorbimento di fondo che si aggiunge alle linee discusse precedentemente. Tale assorbimento, detto continuo, cresce sempre più con la frequenza, da $30GHz$ in avanti.

Il continuo è la parte dello spettro più difficile da modellare in quanto non risulta ancora compreso teoricamente. Tale mancanza porta a grandi errori nella simulazione di temperature di brillanza nei canali in finestra, fondamentali per le misure di molti parametri superficiali e di umidità atmosferica. Gli unici metodi sfruttano parametrizzazioni ricavate sperimentalmente. Per maggiori informazioni si consultino [4] e [5].

Le microonde sono in grado di interagire anche con le idrometeore in sospensione in nube. La loro lunghezza d'onda, di qualche millimetro o anche centimetro, permette un'interazione solo con particelle di pari dimensioni o più grandi. Ciò significa che grazie allo scattering nelle microonde, è possibile osservare le nubi precipitanti e discriminarle dalle altre.

Capitolo 2

MODELLO DI TRASFERIMENTO RADIATIVO RTTOV

RTTOV è un modello di trasferimento radiativo in grado di simulare la radianza misurata dagli strumenti posti su piattaforme satellitari, in tempi molto brevi. Lo scopo di questo capitolo è di mostrare le parametrizzazioni e approssimazioni fisiche che il modello utilizza per l'integrazione delle equazioni. E' bene tenere presente che ci sono diversi modi per utilizzare il software, ad esempio alcuni parametri, che possono essere forniti di default dal modello, possono anche essere inseriti come variabili di input. La descrizione del modello non coprirà quindi l'intera funzionalità del software ma sarà concentrata su ciò che è stato usato nella tesi.

Inizialmente verranno descritte le equazioni che permettono il calcolo delle radianze in caso di cielo sereno. Per tale calcolo sono però necessari altri parametri come la trasmittanza e l'emissività superficiale.

Il modello di trasmittanza viene descritto in seguito; esso necessita della concentrazione dei gas attivi alle microonde e non può prescindere dalla spettroscopia.

Il modello FASTEM fornisce l'emissività in base al tipo di superficie presente, in particolare suddivide tra terra e mare.

Infine viene presentata la subroutine RTTOV-SCATT che permette il calcolo della radianza in condizioni di copertura nuvolosa. Il funzionamento matematico del modello è descritto in [6].

2.1 CALCOLO DELLA RADIENZA CON CIELO SERENO

In caso di cielo sereno, la radianza in una certa frequenza i calcolata da RTTOV viene suddivisa in 3 contributi:

$$R_i^{cl} = R_i^s + R_i^u + R_i^d \quad (2.1)$$

dove:

- R_i^{cl} è la radianza monocromatica che raggiunge il top dell'atmosfera in condizioni di cielo sereno.

- R_i^s è la parte di emissione superficiale che attraversa tutti gli strati atmosferici.
- R_i^u è il contributo di tutti gli strati atmosferici che emettono radiazione verso l'alto.
- R_i^d è la radiazione emessa da tutti gli strati atmosferici verso il basso e riflessa dalla superficie.

La parte superficiale può essere scritta come:

$$R_i^s = \epsilon_i^s B_i(T^s) \tau_i^s \quad (2.2)$$

dove:

- ϵ_i^s è l'emissività superficiale, calcolata dal modello FASTEM che discrimina tra acqua e terra.
- $B_i(T^s)$ è la radianza alla frequenza i relativa alla Planckiana alla temperatura superficiale.
- τ_i^s è la trasmittanza dell'intera atmosfera alla frequenza i .

R_i^s è quindi la radianza emessa dalla superficie che attraversa tutta l'atmosfera. La radiazione R_i^u emessa dall'atmosfera verso l'alto è il contributo degli N strati e viene calcolata nel modo seguente:

$$R_i^u = \sum_{j=1}^N R_{ij}^u \quad (2.3)$$

dove gli R_{ij}^u sono i contributi di ogni singolo strato e sono definiti come:

$$R_{ij}^u = \frac{1}{2} [B_i(T_j) + B_i(T_{j-1})] (\tau_{i,j-1} - \tau_{i,j}) \quad (2.4)$$

In quest'ultima equazione si assume che l'emissione di uno strato coincida con l'emissione media da parte dei suoi bordi: superiore ed inferiore. La radiazione è poi ridotta dalla trasmittanza tra la parte superiore dello strato e il top dell'atmosfera. Una ulteriore approssimazione deriva dal fatto che gli integrali presenti nell'equazione del trasferimento radiativo sono sostituiti da sommatorie sui livelli atmosferici.

Infine la radiazione R_i^d emessa verso il basso dall'atmosfera e riflessa dalla superficie è scritta come:

$$R_i^d = \sum_{j=1}^N R_{ij}^d \quad (2.5)$$

dove:

$$R_{ij}^d = \frac{R_{ij}^u (1 - \epsilon_i^s) (\tau_i^s)^2}{\tau_{ij} \tau_{i,j-1}} \quad (2.6)$$

In questo caso le assunzioni fatte sono che:

- La riflessione della superficie è assunta speculare.
- La trasmittanza totale di una certa porzione di atmosfera è il prodotto delle trasmittanze delle parti che la compongono.

2.2 CALCOLO DELLA TRASMITTANZA

RTTOV è un modello di trasferimento radiativo che utilizza l'approccio line-by-line per il calcolo delle trasmittanze ([7]).

L'assorbimento dei gas atmosferici che compongono l'aria secca, come ad esempio O_2 , viene trattato separatamente da quello del vapor d'acqua. Questo perché l'umidità è una quantità fortemente variabile spazialmente mentre gli altri gas sono ben mescolati. Perciò, mentre il profilo di umidità specifica viene fornita dall'utente, viene assunto che i restanti gas rispettino una distribuzione standard presente all'interno del modello.

Per risolvere numericamente le equazioni viste nel paragrafo precedente, è necessario conoscere gli spessori ottici e quindi le trasmittanze dei vari strati atmosferici. In particolare, viene assunto che il rapporto tra gli spessori ottici di due strati adiacenti può essere scritto in polinomi che dipendono da temperatura, pressione, angolo di vista e umidità specifica.

$$\frac{d_{ij}}{d_{i,j-1}} = Y_j \sum_{k=1}^K a_{ijk} X_{kj} \quad (2.7)$$

dove:

- d_{ij} è lo spessore ottico dal livello j al top dell'atmosfera nel canale i .
- Y_j e X_{kj} sono delle funzioni che dipendono da temperatura, pressione, umidità specifica e angolo di vista considerato.
- In questa implementazione del modello K viene assunto pari a 10.

L'equazione (2.7) viene utilizzata per l'assorbimento del vapor d'acqua e dei vari gas mescolati tranne l'ozono, il cui assorbimento viene trattato nel modo seguente:

$$d_{ij}^o = \sum_{k=1}^2 \lambda_k [1 + (\sec\theta - 1) a_{ijk}] \ln \beta \quad (2.8)$$

dove:

- λ_k sono coefficienti che dipendono dalla quantità di ozono presente nell'intera colonna.
- θ è l'angolo di vista rispetto alla verticale.

Infine lo spessore ottico totale dal livello j al top dell'atmosfera nel canale i è dato dalla somma dei tre contributi del vapore acqueo, gas mescolati e ozono.

$$d_{ij} = d_{ij}^m + d_{ij}^w + d_{ij}^o \quad (2.9)$$

- L'ultima equazione è esatta solo per radiazione strettamente monocromatica.

Una pratica comune è quella di moltiplicare lo spessore ottico ottenuto, per un fattore correttivo stimato empiricamente, così da ottenere d_{ij}^c . Infine, vengono facilmente calcolate le trasmittanze:

$$\tau_{ij} = e^{-d_{ij}^c} \quad (2.10)$$

Il calcolo delle trasmittanze viene eseguito su 54 livelli standard discreti di pressione definiti in RTTOV. Tali livelli sono molto probabilmente diversi da quelli definiti dall'utente nel vettore di input. Per questo motivo, RTTOV include un modello di interpolazione [8] che rapporta tutte le variabili necessarie, agli stessi livelli di pressione. Inizialmente viene eseguita un'interpolazione sulle variabili di input necessaria al calcolo delle trasmittanze, in modo tale da ottenere il risultato finale sui livelli standard di RTTOV.

Una volta ottenuti gli spessori ottici, viene eseguita un'interpolazione inversa che li porta sui livelli definiti dall'utente. In questo modo si arriva al risultato finale, cioè ai valori di temperatura di brillantezza ricavati ai livelli definiti dall'utente.

2.3 MODELLO DI EMISSIVITA' FASTEM

Il modello FASTEM è inserito all'interno di RTTOV per il calcolo delle emissività superficiali. In particolare, la versione utilizzata in *RTTOV - 12* è FASTEM-6.

Nel momento in cui un materiale è attraversato da un campo elettrico, le sue molecole tendono a riorganizzarsi, causando il fenomeno della polarizzazione. La costante dielettrica fornisce la capacità di polarizzazione del materiale.

Un'equazione approssimata per la costante dielettrica fu proposta da Debye [9]. Trascurando le interazioni intermolecolari è possibile scrivere:

$$\epsilon = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_s - \epsilon_\infty}{1 + i2\pi\nu\tau} \quad (2.11)$$

dove

- ϵ_s e ϵ_∞ sono la costante dielettrica statica (a frequenza zero) e a frequenze infinite.
- τ è il tempo di rilassamento del materiale.
- ν è la frequenza considerata, espressa in *GHz*.

Dalla conoscenza della costante dielettrica, è possibile calcolare la riflettività del materiale utilizzando le equazioni di Fresnel:

$$R_v(\nu, \theta) = \left(\frac{-\epsilon(\nu) \cos(\theta) + \sqrt{\epsilon(\nu) - \sin^2(\theta)}}{\epsilon(\nu) + \sqrt{\epsilon(\nu) - \sin^2(\theta)}} \right)^2 \quad (2.12)$$

$$R_h(\nu, \theta) = \left(\frac{-\cos(\theta) + \sqrt{\epsilon(\nu) - \sin^2(\theta)}}{\cos(\theta) + \sqrt{\epsilon(\nu) - \sin^2(\theta)}} \right)^2 \quad (2.13)$$

Le riflettività sono scomposte nelle componenti polarizzate verticalmente e orizzontalmente rispetto alla superficie. La tecnica usata consiste nel ricavare l'emissività come valore complementare della riflettività. In seguito vengono effettuate alcune correzioni in base al tipo di terreno considerato.

2.3.1 SUPERFICIE D'ACQUA

Per superfici acquose, il modello di Debye visto precedentemente può non essere sufficiente, perché, ad alte frequenze, esistono importanti discrepanze tra i valori misurati e quelli calcolati. La permittività viene quindi calcolata per mezzo del modello doppio di Debye [10] che considera anche le interazioni intermolecolari:

$$\epsilon = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_s - \epsilon_1}{1 + if\tau_1} + \frac{\epsilon_1 - \epsilon_\infty}{1 + if\tau_2} + \frac{i\alpha}{2\pi f\epsilon_0} \quad (2.14)$$

dove:

- ϵ_1 è la permittività ad una frequenza intermedia tra i valore limite basso e alto.
- τ_1 e τ_2 sono i tempi di rilassamento tra i valori di permittività ϵ_s , ϵ_1 e ϵ_1 , ϵ_∞ , rispettivamente.
- ϵ_0 è il valore della permittività del vuoto.
- α è la conduttività ionica.

La figura 2.1 mostra chiaramente che la salinità influisce nella permittività solo a basse frequenze. Inoltre le discrepanze tra dati misurati e calcolati sono inferiori al 3 %, valore pienamente compatibile con gli errori sperimentali.

L'emissività di una superficie di acqua è variabile a seconda della sua rugosità che dipende a sua volta dal modulo del vento. Poiché l'acqua del mare è molto differente da una superficie piana, non è possibile applicare l'equazione di Fresnel al mare. Tuttavia un bacino di acqua in moto può essere assunto come se costituito da tante superfici piane con diverse orientazioni nello spazio, alle quali è possibile applicare l'equazione di Fresnel. La riflettività totale sarà una media dei valori di ogni superficie piana, pesata con la funzione di densità di probabilità della pendenza.

Le microonde hanno una lunghezza d'onda comparabile con le irregolarità esistenti in mare che devono perciò essere considerate nel calcolo dell'emissività. Le irregolarità del mare possono essere suddivise tra grande e piccola scala: su grande scala esistono le onde di gravità mentre a dimensioni minori diventano importanti le onde capillari la cui forzante è la tensione superficiale.

Per la distinzione tra grande e piccola scala viene utilizzato il criterio di Guissad e Sobieski. Le piccole scale sono definite come:

$$k\epsilon_c \ll 1 \quad (2.15)$$

$$\frac{K_c}{k} \ll 1 \quad (2.16)$$

dove:

- k è il numero d'onda della radiazione elettromagnetica incidente.
- K_c è il numero d'onda di *cutoff* che separa la rugosità superficiale di piccola scala da quella di grande scala.

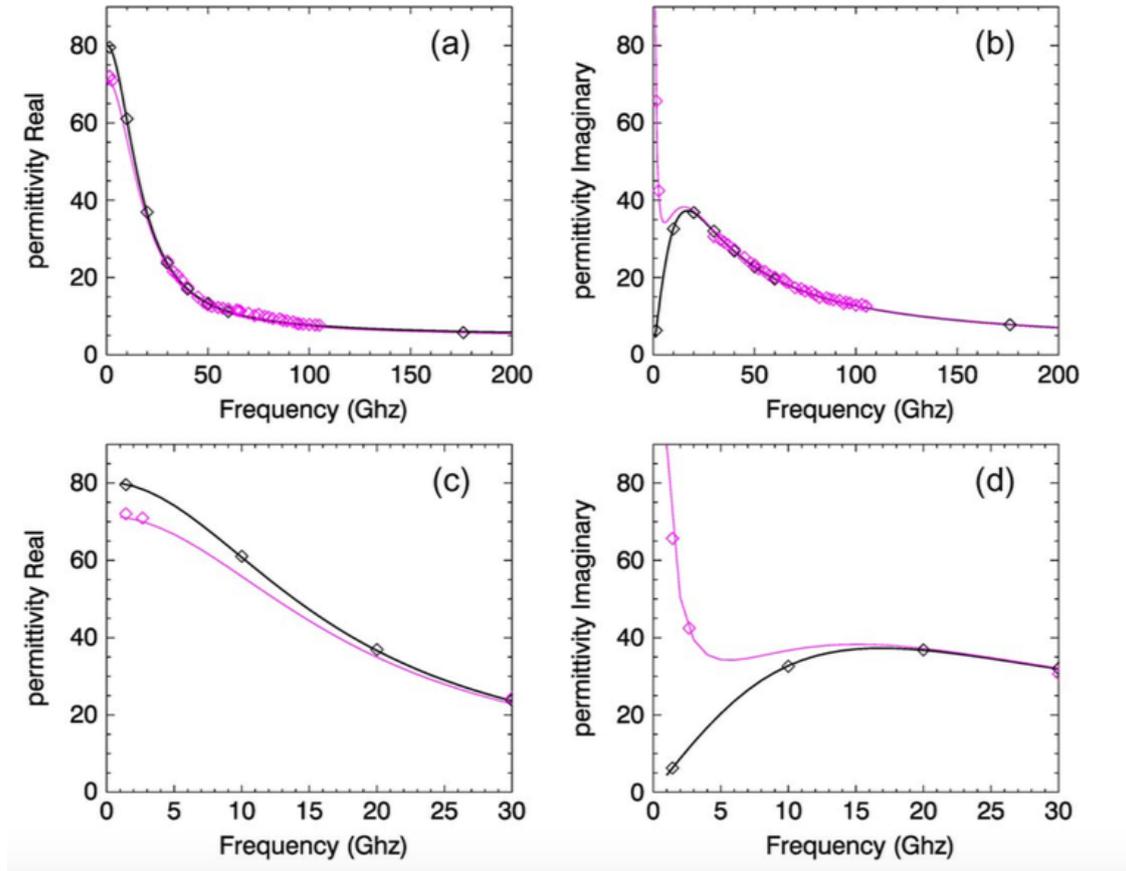


Figura 2.1: Parte reale (a) ed immaginaria (b) della permittività. Le immagini (c) e (d) sono zoom alle basse frequenze. La linea nera è per acqua dolce mentre la linea rosa per acqua salata. La temperatura dell'acqua è di 25 °C con salinità di 3.5 %. Le linee rappresentano i risultati del modello mentre i punti sono i dati sperimentali [11].

- ϵ_c è la varianza dell'altezza dovuta alle piccole increspature.

In base alle condizioni (2.15) e (2.16) è possibile ricavare K_c come:

$$\frac{K_c^2}{k^4} = \epsilon_c^2 = \int_{K_c}^{\infty} S(K) dK \quad (2.17)$$

dove $S(K)$ è lo spettro di rugosità omnidirezionale che dipende dal numero d'onda e dal vento in prossimità della superficie.

Il modello tiene anche conto del fatto che una velocità del vento superiore ad alcuni metri al secondo può portare alla formazione di schiuma. Essa è un mix di aria e acqua che ha proprietà di emissività differenti da quelle viste precedentemente per l'acqua. La copertura percentuale di schiuma può essere scritta come:

$$f_c = 7.75^{-6} \left(\frac{V}{V_0} \right)^{3.231} \quad (2.18)$$

con V velocità del vento a 10m dal suolo, espressa in metri al secondo e V_0 è una velocità costante di $1 \frac{m}{s}$.

La riflettività totale è calcolata dalla somma delle riflettività di schiuma e acqua, pesate con la loro copertura percentuale f_c e $(1 - f_c)$.

2.3.2 SUPERFICIE DI TERRA

Il calcolo dell'emissività su terra viene fatto per mezzo delle equazioni di Debye e di Fresnel [12], viste precedentemente. I parametri ϵ_s , ϵ_∞ e τ dipendono dal tipo di terreno considerato.

In seguito vengono effettuate delle correzioni che tengono conto della rugosità del terreno. In particolare, se la scala di grandezza della rugosità è piccola in confronto alla lunghezza d'onda incidente, viene aggiunto un fattore moltiplicativo derivato empiricamente, che dipende da rugosità e geometria di vista.

La rugosità a scale grandi rispetto alla lunghezza d'onda considerata provoca una riflessione di tipo speculare. In assenza di informazioni sul tipo di suolo, tutte le simulazioni di RTTOV sono state eseguite con valori tipici di default.

2.4 RTTOV-SCATT

RTTOV-SCATT è una routine del modello di trasferimento radiativo che permette di simulare la temperatura di brillantezza in condizioni di cielo coperto. Il calcolo di RTTOV-SCATT dipende fortemente dalla frazione nuvolosa (C_{tot}) presente in quel determinato pixel, infatti:

$$TB = (1 - C_{tot})TB_{clear} + C_{tot}TB_{cloudy} \quad (2.19)$$

dove:

- TB è la temperatura di brillantezza fornita in output da RTTOV per un determinato pixel.
- TB_{clear} è la temperatura di brillantezza del pixel calcolata senza lo scattering di idrometeore. Le equazioni considerate sono quelle inerenti al cielo sereno, in cui solo emissione e assorbimento di gas sono importanti.
- TB_{cloudy} è la temperatura di brillantezza simulata considerando anche lo scattering delle idrometeore in nube.
- C_{tot} è la frazione nuvolosa attribuita al pixel e rappresenta un peso per le due componenti di BT , calcolate indipendentemente.

Nei profili forniti in input ad RTTOV esiste la variabile cloud fraction C_i in ogni livello verticale del modello. Nasce quindi il problema di come ricavare il C_{tot} di un intero pixel, partendo dagli n valori di C_i inerenti allo stesso pixel.

Nell'implementazione originale di RTTOV-SCATT, C_{tot} veniva preso pari al valore massimo dei C_i .

$$C_{tot} = \max(C_i) \quad (2.20)$$

Ciò equivale a mantenere la stessa massa di idrometeore, che vengono però sparpagliate in una frazione di pixel maggiore. Questo approccio si traduceva in TB

simulate troppo elevate.

Una possibile soluzione al problema è quella fornita da:

$$C_{av} = \frac{\sum_i (l_i + i_i + r_i + s_i) \Delta z_i C_i}{\sum_i (l_i + i_i + r_i + s_i) \Delta z_i} \quad (2.21)$$

dove:

- l_i , i_i , r_i e s_i rappresentano rispettivamente le densità di acqua in nube, ghiaccio in nube, pioggia e neve misurate in $\frac{Kg}{m^3}$.
- Δz_i è lo spessore dello strato atmosferico in metri.

Questa scelta rappresenta una frazione di nube mediata sull'intero profilo e pesata dal contenuto totale di idrometeor. L'immagine 2.2 mostra che la nuova tecnica

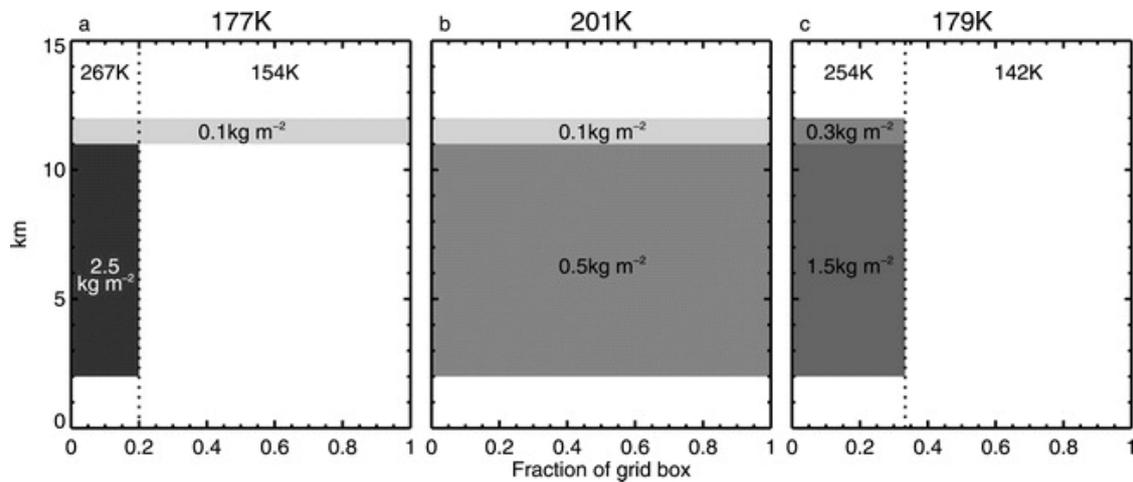


Figura 2.2: Struttura della nube presente nel pixel, in (a). In (b), schema di nube rappresentato, utilizzando il maggior valore di C_i per C_{tot} . In (c), schema di nube ottenuto con $C_{tot} = C_{av}$.

usata per valutare C_{tot} fornisce una temperatura di brillantezza molto migliore di quella riprodotta dal vecchio metodo [13].

Mentre acqua e ghiaccio in nube sono forniti ad RTTOV in $\frac{g}{m^3}$, la pioggia e la neve sono inseriti in input come flussi, cioè in $\frac{Kg}{m^2s}$. Questi ultimi necessitano quindi di una conversione per essere utilizzati nell'equazione (2.21). Assumendo distribuzioni dimensionali di tipo esponenziali è possibile ottenere che:

$$PR = a \times WC^b \quad (2.22)$$

dove:

- PR è il rate di precipitazione misurato in $\frac{mm}{hr}$.
- WC è il contenuto di acqua misurato in $\frac{g}{m^3}$.
- a e b sono dei coefficienti che assumono diversi valori a seconda se la precipitazione è piovosa o nevosa.

Una volta calcolata la frazione nuvolosa, non resta altro che ricavare le due temperature di brillantezza indipendenti: quella di cielo sereno e quella in presenza di scattering di idrometeore.

Per quanto riguarda la parte calcolata da RTTOV-SCATT, dalle equazioni descritte nel capitolo 1, ottenute sotto le approssimazioni Delta-Eddington per lo scattering, è possibile giungere ad un sistema lineare [14] della forma:

$$AD^\pm = B \quad (2.23)$$

dove, per N livelli atmosferici, A è una matrice $2N \times 2N$ e B è un vettore di dimensione $2N$, con elementi a_{mn} e b_m rispettivamente. Definendo con i l'indice relativo allo strato e con $j = 2i$, gli elementi sono:

$$\begin{cases} a_{j,j-1} = L_i^+ e^{\Lambda_i \Delta z_i} \\ a_{j,j} = L_i^- e^{-\Lambda_i \Delta z_i} \\ a_{j,j+1} = -L_i^+ \\ a_{j,j+2} = -L_i^- \\ b_j = C_j - C_i \\ a_{j+1,j-1} = L_i^- e^{\Lambda_i \Delta z_i} \\ a_{j+1,j} = L_i^+ e^{-\Lambda_i \Delta z_i} \\ a_{j+1,j+1} = -L_i^- \\ a_{j+1,j+2} = -L_i^+ \\ b_{j+1} = C_i - C_j \end{cases} \quad (2.24)$$

Al top dell'atmosfera e alla superficie si ha invece:

$$\begin{cases} a_{1,1} = L_1^- - \bar{\rho}_p L_1^+ \\ a_{1,2} = L_1^+ - \bar{\rho}_p L_1^- \\ b_1 = B(T_{skin})(\bar{\epsilon}_p + \bar{\rho}_p - 1) + C_1(\bar{\rho}_p + 1) \\ a_{2N,2N-1} = L_N^+ e^{\Lambda_N \Delta z_N} \\ a_{2N,2N} = L_N^- e^{-\Lambda_N \Delta z_N} \\ b_{2N} = B(2.7) - B(T_{N-1}) - C_N \end{cases} \quad (2.25)$$

dove $C_i = \frac{B_{1,i}}{h_i}$, $L_i^\pm = 1 \pm \frac{\Lambda_i}{h_i}$, $\bar{\rho}_p = 1 - \bar{\epsilon}_p$ e $h_i = 1.5k_i(1 - \omega_{0,i}g_i)$.

$B_{1,i}$ è il lapse rate dello strato i -esimo e $B(T_{N-1})$ è la radianza corrispondente alla temperatura tra gli strati N e $N - 1$.

La funzione sorgente (1.7) deve essere integrata sullo spessore di ciascuno strato. Questa operazione fornisce:

$$\begin{cases} J_i^+ = J_{a,i}^+ \alpha_i + J_{b,i}^+ \beta_i + J_{c,i}^+ \gamma_i + J_{d,i}^+ \delta_i \\ J_i^- = J_{a,i}^- \alpha_i + J_{b,i}^- \beta_i + J_{c,i}^- \gamma_i + J_{d,i}^- \delta_i \end{cases} \quad (2.26)$$

con

$$\begin{cases} \alpha_i = B_{0,i} - \frac{3g_i \omega_{0,i} \mu B_{1,i}}{2h_i} \\ \beta_i = B_{1,i} \\ \gamma_i = D_i^+ \omega_{0,i} (1 - \frac{g_i \mu \Lambda_i}{2h_i}) \\ \delta_i = D_i^- \omega_{0,i} (1 + \frac{g_i \mu \Lambda_i}{2h_i}) \end{cases} \quad (2.27)$$

I termini sorgente parziali sono:

$$\begin{cases} J_{a,i}^+ = 1 - \tau_i \\ J_{b,i}^+ = \Delta z_i - \frac{\mu(1-\tau_i)}{k_i} \\ J_{c,i}^+ = \frac{k_i}{k_i + \Lambda_i \mu} (e^{\Delta z_i \Lambda_i} - \tau_i) \\ J_{d,i}^+ = \frac{k_i}{k_i - \Lambda_i \mu} (e^{-\Delta z_i \Lambda_i} - \tau_i) \\ J_{a,i}^- = 1 - \tau_i \\ J_{b,i}^- = \frac{\mu}{k_i} (1 - \tau_i) - \tau_i \Delta z_i \\ J_{c,i}^- = \frac{k_i}{\Lambda_i \mu - k_i} [e^{\Delta z_i (\Lambda_i - \frac{k_i}{\mu})} - 1] \\ J_{d,i}^- = \frac{k_i}{\Lambda_i \mu + k_i} [1 - e^{-\Delta z_i \frac{k_i + \Lambda_i \mu}{\mu}}] \end{cases} \quad (2.28)$$

La radianza $B_{0,i}$ corrisponde alla temperatura all'interfaccia inferiore dello strato i e τ_i corrisponde alla trasmittanza relativa allo strato i .

Infine viene effettuata un'integrazione dei contributi di ogni singolo strato, sull'intera atmosfera:

$$\begin{cases} L_i^- = L_{i+1}^- \tau_i + J_i^- \\ L_i^+ = L_{i-1}^+ \tau_i + J_i^+ \end{cases} \quad (2.29)$$

con

$$\begin{cases} L_{N+1}^- = B(2.7) \\ L_0^+ = B(T_{skin}) \epsilon_p + (1 - \epsilon_p) L_1^- \end{cases} \quad (2.30)$$

Le proprietà ottiche delle idrometeore si trovano all'interno dei file contenenti i coefficienti specifici di ogni sensore. Il singolo scattering di una particella viene calcolato applicando la teoria di Mie per particelle sferiche. Mentre le gocce di acqua non creano ulteriori problemi, essendo sferiche, i cristalli di ghiaccio e i fiocchi di neve possono esser trattati come oggetti sferici composti da una mistura di aria e ghiaccio.

2.5 DISCRETE DIPOLE APPROXIMATION

I valori di radianza simulati con RTTOV sono molto sensibili alla presenza di idrometeore nei profili atmosferici. In particolare, si assiste ad un crollo delle temperature di brillanza in presenza di forte maltempo, a causa dello scattering. Per tale motivo, risulta di fondamentale importanza descrivere lo scattering degli aggregati nel modo migliore possibile, specialmente se lo scopo è quello di studiare gli eventi più estremi.

Una strada approssimata ma semplice che permette di risolvere il problema di interazione tra radiazione e materia analiticamente, è la teoria di Mie. Tale formulazione fornisce risultati analitici nel campo dello scattering da parte di particelle sferiche. Tuttavia, in atmosfera gli unici oggetti pressoché sferici, in grado di interagire con la radiazione nelle microonde, sono le gocce di pioggia. Poiché i cristalli di ghiaccio e fiocchi di neve hanno forme molto complesse, è conveniente considerarli come sfere di ghiaccio e aria che possiedono una costante dielettrica efficace che tiene conto della presenza delle due componenti.

Il continuo aumento di potenza di calcolo ha però favorito lo sviluppo di altri metodi, in grado di tener conto di forme geometriche più complesse. Una di queste è la *discrete dipole approximation* [15] (DDA) implementata in RTTOV per lo scattering dei cristalli di ghiaccio e fiocchi di neve [16].

Questa nuova tecnica ha permesso di migliorare l'assimilazione dati in condizioni di maltempo, rispetto alle performance ottenute con le sfere di Mie.

La teoria DDA assume che ogni particella sia rappresentata da un vettore di N particelle puntiformi polarizzabili e posizionate su un reticolo cubico. Le proprietà di scattering e assorbimento della particella possono essere descritte in termine della polarizzazione complessa dei dipoli che la costituiscono.

$$\vec{P} = \alpha \vec{E} \quad (2.31)$$

α è il tensore complesso di polarizzabilità (3×3). Poiché la polarizzabilità del ghiaccio è assunta isotropa, il tensore si contrae ad uno scalare. La polarizzazione del dipolo j -esimo può essere scritta:

$$\vec{P}_j = \alpha_j [\vec{E}_j - \sum_{k \neq j} A_{j,k} \vec{P}_k] \quad (2.32)$$

dove $A_{j,k}$ è la matrice complessa d'interazione che descrive l'accoppiamento tra i dipoli j -esimo e k -esimo e \vec{E}_j è il campo elettrico incidente sul dipolo j -esimo. Risolvendo le $3N$ equazioni con metodi iterativi, è possibile ottenere le proprietà ottiche della particella in base alla direzione di provenienza della radiazione incidente.

Esistono dei database in cui sono tabulati i risultati della DDA; ogni cristallo di ghiaccio o fiocco di neve ha sue proprietà ottiche che dipendono dalla dimensione e forma dell'aggregato. Una volta che si hanno a disposizione le proprietà di scattering di una certa particella, è necessario trovare la risposta radiativa dell'intera distribuzione dimensionale di quel tipo di aggregato. Solo a questo punto sarà possibile mettere insieme i risultati ottenuti per le distribuzioni dimensionali dei vari tipi di particelle.

Fissato il tipo di aggregato, sia che esso sia pioggia, fiocco di neve o cristallo di ghiaccio, è possibile ottenere il coefficiente di estinzione, di scattering e il fattore di asimmetria medio, partendo dalle proprietà tabulate della singola particella, nel seguente modo:

$$\beta_e = \int_0^\infty \sigma_e(D) N(D) dD \quad (2.33)$$

$$\beta_s = \int_0^\infty \sigma_s(D) N(D) dD \quad (2.34)$$

$$g_{bulk} = \frac{1}{\beta_s} \int_0^\infty \sigma_s(D) g(D) N(D) dD \quad (2.35)$$

dove:

- β_s e β_e sono i coefficienti di scattering ed estinzione relativi alla distribuzione di particelle $N(D)$.
- σ_s e σ_e sono le sezioni d'urto di scattering e di estinzione rispettivamente di una particella.

- $N(D)$ è la distribuzione dimensionale di particelle. Essa rappresenta il numero di particelle per unità di volume di aria, tra D e $D + dD$.
- g_{bulk} è il fattore di asimmetria medio relativo all'intera distribuzione di particelle, mentre $g(D)$ è relativo ad un solo aggregato di dimensione D .

Le equazioni (2.33), (2.34) e (2.35) risultano utili se si conosce a priori la distribuzione dimensionale dell'aggregato considerato. Poiché la massa di una particella di forma qualsiasi può essere scritta come:

$$m(D) = aD^b \quad (2.36)$$

in cui $b = 3$ in caso di forma sferica, è possibile mettere in relazione il contenuto d'acqua liquida con la distribuzione dimensionale interessata, nel seguente modo:

$$l = \int_0^{\infty} aD^b N(D) dD \quad (2.37)$$

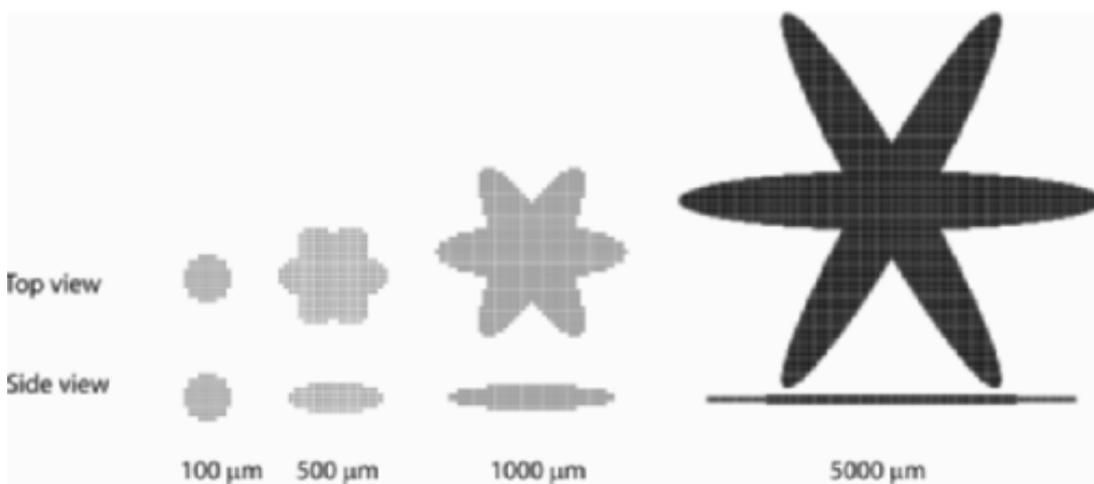
Il contenuto di acqua l è facilmente ricavabile dai dati forniti in input ad RTTOV e i parametri a e b sono noti se la forma della particella è conosciuta. A questo punto è necessario ipotizzare la forma funzionale di $N(D)$ in modo da trovare i parametri della distribuzione dimensionale a partire dal contenuto di acqua.

Nella versione 12 di RTTOV, usato per simulare le temperature di brillanza, esistono 4 diverse caratteristiche inerenti le nubi e precipitazioni: contenuto di acqua e ghiaccio in nube, pioggia e neve. Le goccioline di acqua in nube e la pioggia sono particelle sferiche, le cui proprietà di scattering vengono trattate tramite la teoria di Mie. Sebbene i cristalli di ghiaccio in nube abbiano forme più complesse, vengono anch'essi approssimati a sfere di Mie perché, avendo dimensioni molto minori dei fiocchi di neve, il loro contributo alla diffusione è in parte oscurato dalla presenza di aggregati più grandi. Questo è il motivo per cui è ragionevole trattarli come sfere di Mie. L'unica eccezione è rappresentata dai fiocchi di neve le cui proprietà radiative sono calcolate assumendo una forma *sector snowflake*. I fiocchi possono avere molteplici forme, ma recenti studi hanno evidenziato che la tipologia scelta è in grado di fornire una migliore consistenza coi dati misurati. Come è stato detto precedentemente, la forma di un certo aggregato determina le caratteristiche di scattering di una singola particella. Per ottenere le proprietà *bulk* di una data popolazione, è necessario conoscere la loro distribuzione dimensionale. RTTOV assegna una precisa forma funzionale di distribuzione dimensionale per ogni tipo di aggregato. In particolare, le goccioline di acqua e cristalli di ghiaccio che compongono le nubi sono assunti seguire una distribuzione gamma modificata [17]:

$$N(D) = N_0 D^\mu e^{-\Lambda D^\gamma} \quad (2.38)$$

Tutti i parametri sono fissati tranne N_0 che viene lasciato libero. Esso viene determinato dalla conoscenza del contenuto d'acqua secondo l'equazione (2.37). Per la precipitazione, la scelta è ricaduta sulla distribuzione di Marshall-Palmer che può essere derivata dalla Petty-Huang ponendo $\mu = 0$ e $\gamma = 1$:

$$N(D) = N_0 e^{-\Lambda D} \quad (2.39)$$


 Figura 2.3: Forma *sector snowflake*, [20].

Particella	N_0	μ	Λ	γ	densità [kgm^{-3}]
acqua di nube	libero	2	2.13×10^5	1	1000
ghiaccio di nube	libero	2	2.05×10^5	1	900
pioggia	4×10^6	0	libero	1	1000

Tabella 2.1: Parametri delle PSD utilizzati nelle simulazioni.

Alcuni studi di Geer e Baordo [19] mostrano come la miglior scelta per la neve, ricada nella distribuzione *tropical* di Field [21].

Da misurazioni effettuate negli *anvil* di sistemi convettivi tropicali, gli autori sono riusciti a determinare la distribuzione dimensionale dei fiocchi di neve riscalata:

$$\phi_{23}(x) = 152e^{12.4x} + 3.28x^{-0.78}e^{-1.94x} \quad (2.40)$$

in cui x è un parametro adimensionale definito come:

$$x = D \frac{M_2}{M_3} \quad (2.41)$$

M_2 e M_3 rappresentano i momenti secondo e terzo della PSD (*particle size distribution*) che possono essere ricavati dalla seguente parametrizzazione adottata:

$$M_n = A(n)e^{B(n)T_c} M_2^{C(n)} \quad (2.42)$$

- M_n è il momento n-esimo della PSD.
- T_c è la temperatura espressa in Celsius.
- $A(n)$, $B(n)$ e $C(n)$ sono funzioni quadratiche del solo parametro n .

Inoltre, la distribuzione riscalata è legata alla $N(D)$ nel seguente modo:

$$\phi_{23}(x) = N(D) \frac{M_3^3}{M_2^4} \quad (2.43)$$

A questo punto, per ricavare la PSD $N(D)$ è necessario conoscere i momenti secondo e terzo della distribuzione. Ora dalla relazione massa-diametro (2.36), conoscendo il contenuto di ghiaccio l , è immediato ricavare il momento b -esimo della PSD come:

$$M_b = \frac{l}{a} \quad (2.44)$$

Se $b = 2$ manca solo il momento terzo che segue dalla (2.42). Altrimenti, dalla conoscenza di M_b si ricava M_2 invertendo la (2.42) e infine si trova la M_3 .

2.6 AGGIORNAMENTI VERSIONE 12

Il software di trasferimento radiativo RTTOV è stato soggetto a continui miglioramenti nel corso degli anni e soprattutto nell'ultimo, con il passaggio dalla versione 11 alla 12, utilizzata in questo studio. Molti aggiornamenti sono stati effettuati nello scattering nel visibile e nell'infrarosso:

- Nuove opzioni sono state introdotte nell'utilizzo del metodo delle ordinate discrete, che permette di ottenere soluzioni esatte in presenza di scattering multiplo per alcuni valori discreti di angolo di osservazione.
- Nuove proprietà ottiche del ghiaccio dal database SSEC hanno rimpiazzato le vecchie forme esagonali e di aggregati.
- Le parametrizzazioni riportate in [22], per il ghiaccio, sono state estese a lunghezze d'onda del vicino infrarosso e visibile.
- Nuove grandezze in input per nubi e aerosol come ad esempio la *mass mixing ratio* (kg/kg).

Questi 4 nuovi aggiornamenti sono relativi al trasferimento radiativo nel visibile e infrarosso, perciò nessuno di essi verrà utilizzato in questo studio, che si concentra sulle microonde.

Al contrario, le prossime novità descritte riguardano l'emissività superficiale, tra cui alcune nelle microonde:

- Nuovo modello di emissività superficiale del mare nelle microonde (TESSEM2,[23]). Tale nuova parametrizzazione porta a risultati compatibili con FASTEM fino a circa 200 GHz, mentre migliora le prestazioni per frequenze più elevate [24].
- Nuovo modello di emissività superficiale marina nell'infrarosso che include la dipendenza dal vento e dalla temperatura superficiale.
- Miglioramento della trattazione della riflettanza di radiazione solare da parte della superficie marina [25].
- Atlanti di emissività superficiale aggiornati su terra, mare e superficie ghiacciata. La valutazione delle emissività è illustrata in [26].

Altri aggiornamenti sono stati effettuati come ad esempio:

- Nuovi coefficienti nel visibile e infrarosso che tengono conto di profili di CO_2 , N_2O e CH_4 .
- Correzione di alcuni errori dovuti al non-LTE (equilibrio termodinamico locale).

L'unica novità davvero importante per questo studio riguarda il nuovo modello di emissività *TESSEM2* poiché porta delle innovazioni nelle microonde. Tuttavia, come affermato in precedenza, le vere modifiche sono concentrate a frequenze superiori a 200 GHz

Capitolo 3

STUDIO DI SENSIBILITA': ATMS, MHS, GMI E SSMIS

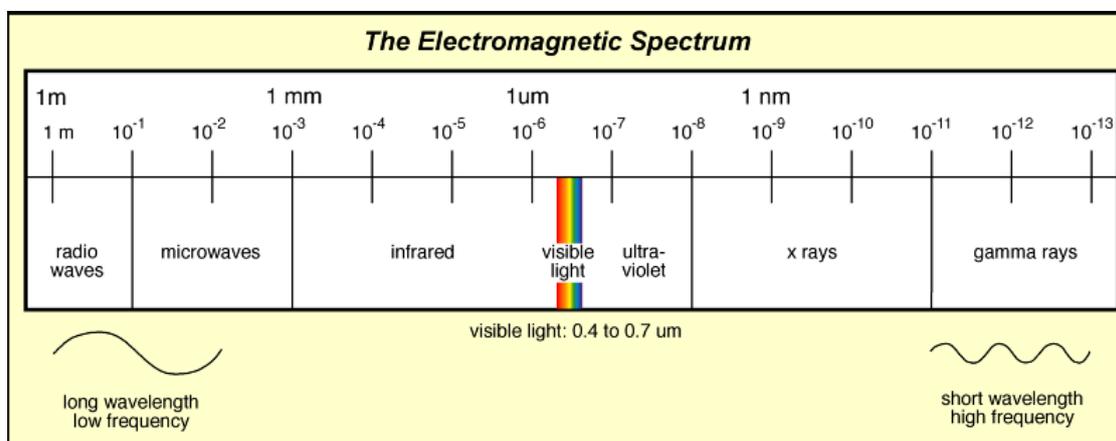


Figura 3.1: Spettro elettromagnetico.

Lo spettro delle microonde copre un range di lunghezze d'onda da circa 1 m a 1 mm, con frequenze da 300 MHz a 300 GHz circa. A tali frequenze, è possibile ricavare informazioni in molte condizioni ambientali, in quanto le onde lunghe hanno la capacità di penetrare le nubi, anche se solo quelle non precipitanti. Al contrario, in condizioni di forte maltempo, lo scattering da parte delle idrometeore ghiacciate di grosse dimensioni può essere utilizzato per ottenere stime di precipitazione o altre grandezze di carattere meteorologico.

Nelle microonde è possibile operare con misure attive, se la radiazione misurata viene inizialmente emessa dallo strumento, o con misure passive se invece la sorgente è di tipo naturale, ovvero terra più atmosfera.

Un problema comune a tutti i sensori passivi nelle microonde riguarda la risoluzione spaziale che non può essere troppo elevata. La ragione sta nel fatto che l'energia emessa dai corpi a queste frequenze e alle temperature di interesse meteorologico è bassa, perciò il campo di vista da cui vengono collezionati fotoni non potrà essere troppo piccolo, altrimenti non verrebbe misurata energia sufficiente.

In questo capitolo verranno presentate le caratteristiche dei sensori simulati con RTTOV e delle piattaforme su cui sono montati. In seguito verrà effettuato uno

studio di sensibilità di alcuni canali di ATMS, MHS, GMI e SSMIS, con lo scopo di individuare le frequenze maggiormente sensibili alla presenza dei 4 diversi tipi di idrometeora proposti da RTTOV: goccioline di nube, ghiaccio di nube, pioggia e neve.

Per fare ciò, sono stati scelti 25600 profili del sud Italia che riproducessero un evento estremo, generato dal modello di previsione WRF. In questo modo si ha la certezza che tale granulo contenga tutti i tipi di aggregati a cui siamo interessati. La data scelta è l' 1 febbraio 2014 in corrispondenza di forte maltempo nel sud Italia.

A questo punto è stato utilizzato RTTOV per simulare le temperature di brillanza viste dai 4 sensori. In particolare, per capire l'effetto di ognuno dei 4 aggregati, per ogni sensore, sono state eseguite 4 simulazioni, ognuna delle quali creata con tutte le idrometeore poste a zero tranne una. In questo modo si ha la certezza che un certo trend osservato possa essere esclusivamente provocato dall'unico tipo di particella non azzerato.

Gli angoli di vista utilizzati per la creazione delle BT sintetiche sono diversi: ATMS e MHS, che acquisiscono i dati con una scansione di tipo *cross track*, sono stati simulati al NADIR, mentre a GMI e SSMIS è stato associato un angolo zenith di 53° rispetto alla perpendicolare al terreno.

Per i primi due sensori, la scelta di un angolo di osservazione fisso, cioè al NADIR, rappresenta un'approssimazione in quanto esso varia durante la scansione. GMI e SSMIS invece, avendo una scansione conica, osservano il pianeta sempre con lo stesso angolo di vista che coincide con quello scelto per le simulazioni.

3.1 CARATTERISTICHE STRUMENTALI

3.1.1 MHS

Uno dei sensori simulati in questo studio è MHS (Microwave Humidity Sounder). Esso è un radiometro europeo a microonde che misura la radiazione, in 5 diversi canali. Lo strumento punta al NADIR e ha una scansione di tipo *cross track*. La

Channel	Central frequency (GHz)	Bandwidth (MHz)	Polarisation
1	89.0	2800	V
2	157.0	2800	V
3	183.3 ± 1.0	2×500	H
4	183.3 ± 3.0	2×1000	H
5	190.3	2200	V

Tabella 3.1: Caratteristiche dello strumento MHS [27].

scansione è quindi perpendicolare rispetto alla direzione del moto del satellite e ogni pixel sarà visto con un angolo di vista differente. Questo tipo di sensore è montato su diverse piattaforme satellitari: NOAA-18, NOAA-19, MetOp-1 e MetOp-2.

Dalla figura 3.2 è possibile capire le caratteristiche dei 5 canali. Il primo, avendo

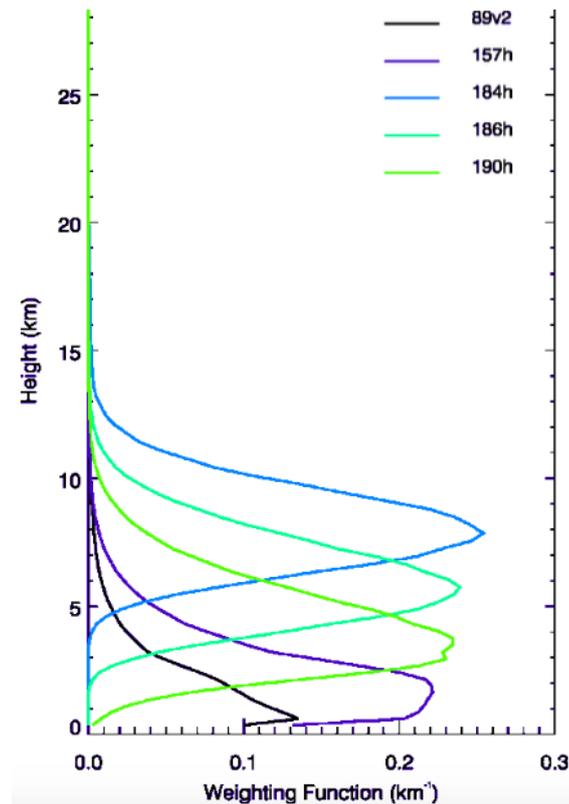


Figura 3.2: Funzioni peso dei canali MHS.

una funzione peso con picco alla superficie, è un canale finestra, sensibile quindi alle caratteristiche superficiali. La temperatura di brillantezza rivelata dipende perciò fortemente dalla temperatura del suolo e soprattutto dalla sua emissività. La figura 3.3 (a) mostra la netta distinzione tra terra e mare, conseguenza del fatto che questo canale osserva l'emissione superficiale. In particolare, le basse temperature di brillantezza misurate su mare derivano dalla minor emissività dell'acqua rispetto alla terra. Inoltre, su mare si distinguono facilmente le nubi basse associate a pioggia che provocano un incremento del segnale misurato.

Il canale a 157 GHz è considerato ancora in finestra anche se il picco della sua funzione peso è leggermente più in alto di quella del canale 1. A queste frequenze diventa molto importante lo scattering da parte di idrometeore ghiacciate che abbattano il segnale misurato dal sensore.

A differenza dei primi due canali che erano a singola banda passante, il 3 e 4 hanno una doppia banda passante posizionate simmetricamente rispetto alla frequenza centrale di 183.3 GHz. Ciò significa che il canale 3, in base alla tabella di MHS, ha la banda inferiore centrata su 182.3 GHz e quella superiore su 184.3 GHz, ciascuna con larghezza di 500 MHz. Il canale 4 ha invece banda inferiore centrata su 180.3 GHz e quella superiore su 186.3, ciascuna di larghezza di 1 GHz.

A 183.3 GHz è presente un forte assorbimento del vapor d'acqua, perciò i canali 3 e 4 avranno delle funzioni peso con picchi nella media e alta troposfera. Gli unici fenomeni precipitanti rivelabili sono quelli che si estendono ad altezze notevoli, quindi sistemi convettivi.

L'ultimo è il 190.3 GHz. Esso viene definito come canale finestra in quanto non

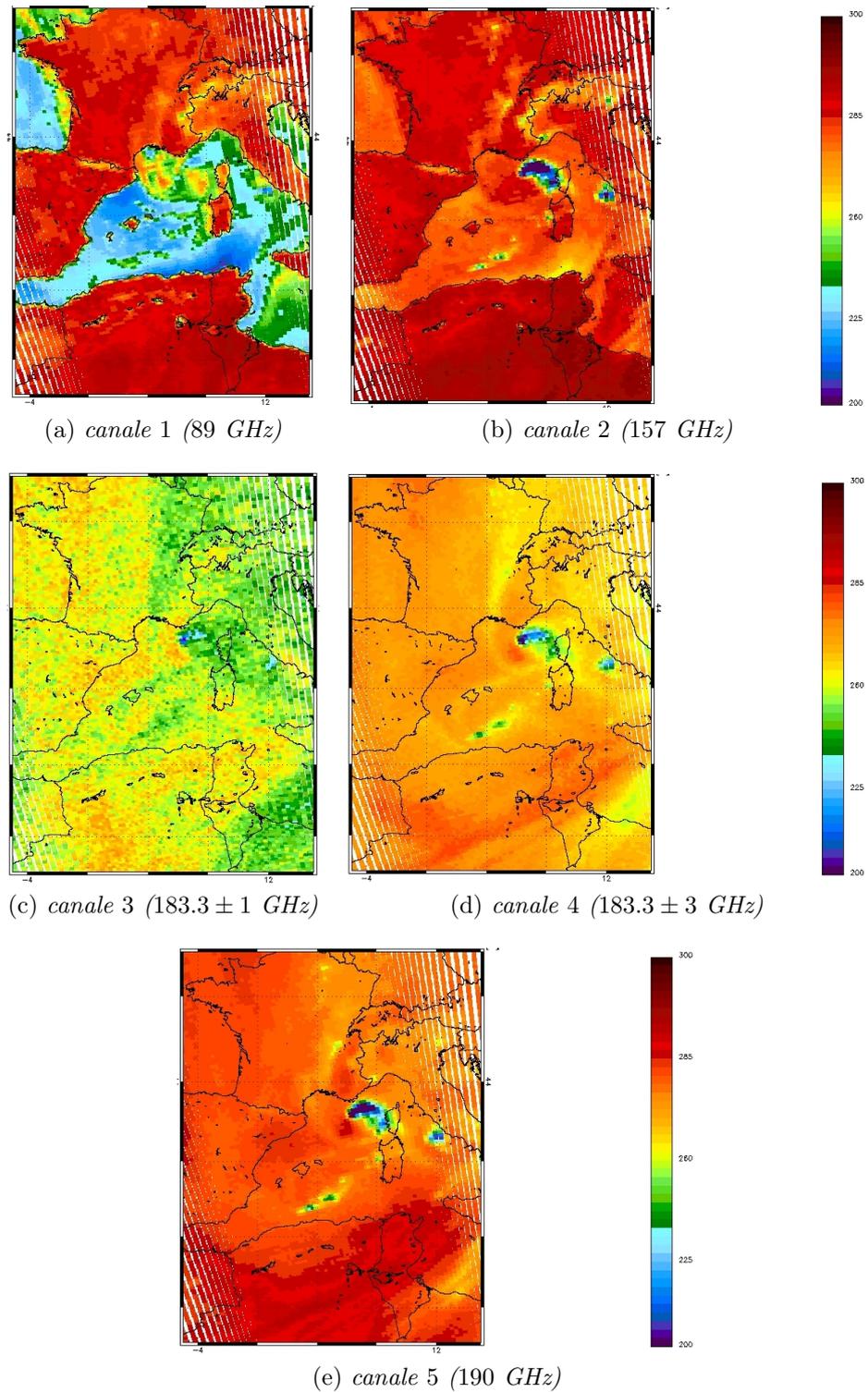


Figura 3.3: Le immagini si riferiscono a misurazioni di MHS nel giorno 8 novembre 2011 alle ore 12 : 40 UTC.

coincide con linee di assorbimento di gas; tuttavia la sua funzione peso è centrata più in alto rispetto ai primi due canali.

Ciò è dovuto ad un tipo di assorbimento nelle microonde che cresce all'aumentare della frequenza, il continuo del vapor d'acqua. La figura 1.2 mostra come, a meno dei picchi di assorbimento, la trasmissività dell'atmosfera cala con l'aumentare della frequenza.

3.1.2 ATMS

ATMS (Advanced Technology Microwave Sounder) è un radiometro a microonde che acquisisce dati in 22 diversi canali da 23.8 a 183.3 GHz. La misurazione è identica a MHS con scansione di tipo *cross track* e lo strumento si trova sulla piattaforma satellitare JPSS [28]. A differenza di MHS, ATMS include molti canali a

Channel	Central frequency (GHz)	Bandwidth (MHz)	Quasi-Polarisation
1	23.800	270	QV
2	31.400	180	QV
3	50.300	180	QH
4	51.760	400	QH
5	52.800	400	QV
6	53.596 ± 0.115	170	QH
7	54.400	400	QH
8	54.940	400	QH
9	55.500	330	QH
10	$f_0 = 57.290$	330	QH
11	$f_0 \pm 0.217$	78	QH
12	$f_0 \pm 0.322 \pm 0.048$	36	QH
13	$f_0 \pm 0.322 \pm 0.022$	16	QH
14	$f_0 \pm 0.322 \pm 0.010$	8	QH
15	$f_0 \pm 0.322 \pm 0.0045$	3	QH
16	89.5	5000	QV
17	165.5	3000	QH
18	183.3 ± 7.0	2000	QH
19	183.3 ± 4.5	2000	QH
20	183.3 ± 3.0	1000	QH
21	183.3 ± 1.8	1000	QH
22	183.3 ± 1.0	500	QH

Tabella 3.2: Caratteristiche di ATMS [29].

frequenze più basse di 89 GHz. Alcuni di essi sono canali finestra mentre quelli attorno alla frequenza centrale di 57.290 GHz si trovano su una banda di assorbimento dell'ossigeno molecolare O_2 . I restanti sono simili a quelli già visti: 89.5 GHz in finestra, 165.5 GHz molto sensibile allo scattering di idrometeore ghiacciate e 183.3 GHz caratterizzato dal forte assorbimento del vapor d'acqua. Gli ultimi 7 canali sono simili a quelli già visti per MHS, con la sola differenza che ATMS ne

fornisce una gamma più vasta attorno all'assorbimento del vapor d'acqua. Anche le funzioni peso degli ultimi canali, di maggior interesse, sono le stesse di quelle già viste per MHS. In particolare, andando avanti con i canali ovvero andando a frequenze via via più vicine al picco di assorbimento dell' H_2O , la funzione peso tende a salire.

3.1.3 GMI

GMI (GPM Microwave Imager), situato su piattaforma GPM, misura la radiazione nelle microonde in 13 diversi canali. In questo caso è stata scelta una tecnica di scanning differente da quelle viste in precedenza; l'acquisizione avviene ad un angolo zenith di 53° con uno scan conico che permette di mantenere costante l'angolo. La peculiarità di questo strumento è quella di avere alcuni canali che differiscono tra loro solo per il tipo di polarizzazione.

Channel	Central frequency (GHz)	Bandwidth (MHz)	Polarisation
1	10.65	100	V
2	10.65	100	H
3	18.70	200	V
4	18.70	200	H
5	23.80	400	V
6	36.50	1000	V
7	36.50	1000	H
8	89.0	6000	H
9	89.0	6000	V
10	166.0	4000	H
11	166.0	4000	V
12	183.31 ± 3	2000	V
13	183.31 ± 7	2000	V

Tabella 3.3: Caratteristiche di GMI [30].

3.1.4 SSMIS

SSMIS (Special Sensor Microwave Imager Sounder), situato sulla piattaforma DM-SP, misura la radianza in 24 canali spettrali con la stessa tecnica di scanning adottata da GMI. I canali meteorologicamente utili sono 6: dall'8 all'11 e il 17 e 18. Le caratteristiche e quindi le funzioni peso, per i canali di nostro interesse, sono le stesse di quelle già viste per gli altri sensori.

Channel	Central frequency (GHz)	Bandwidth (MHz)	Polarisation
1	50.3	380	V
2	52.8	389	V
3	53.6	380	V
4	54.4	383	V
5	55.5	391	V
6	57.3	330	CIRC
7	59.4	239	CIRC
8	150	1642	H
9	183.31 ± 6.6	1526	H
10	183 ± 3	1019	H
11	183 ± 1	513	H
12	19.35	355	H
13	19.35	357	V
14	22.24	401	V
15	37	1616	H
16	37	1545	V
17	92	1418	H
18	92	1411	V
19	63.3 ± 0.3	1.35	CIRC
20	60.8 ± 0.4	1.35	CIRC
21	60.8 ± 0.4 ± 0.002	1.3	CIRC
22	60.8 ± 0.4 ± 0.0055	2.6	CIRC
23	60.8 ± 0.4 ± 0.016	7.35	CIRC
24	60.8 ± 0.4 ± 0.05	26.5	CIRC

Tabella 3.4: Caratteristiche di SSMIS [31].

3.2 CARATTERISTICHE DEL PROFILO

Il profilo utilizzato si riferisce al giorno 1 febbraio 2014 alle ore 9 : 00 UTC ed è stato ottenuto da una simulazione di WRF partita alle ore 00 : 00 UTC del medesimo giorno. Le condizioni iniziali sono dati forniti dal modello di previsione globale GFS. Il risultato di tale simulazione contiene 25600 profili situati nel sud Italia, ciascuno dei quali suddiviso in 40 livelli verticali. Ogni livello contiene 9 diverse grandezze: pressione del livello, pressione intermedia tra due livelli, temperatura, umidità specifica, frazione di nube, contenuto di acqua e ghiaccio in nube, pioggia e neve.

Le 4 tipologie di idrometeore sono espresse in kg/kg (kg di acqua su kg di aria). Le figure 3.4 mostrano il contenuto dei diversi aggregati espressi in $\frac{kg}{m^2}$. Essa è una misura del contenuto dell'intera colonna verticale ed è ottenuta tramite un'integrazione verticale della grandezza fornita da WRF. Precisamente il WP (water path) si ottiene da:

$$WP = \int_0^{P_0} \frac{r}{g} dp \quad (3.1)$$

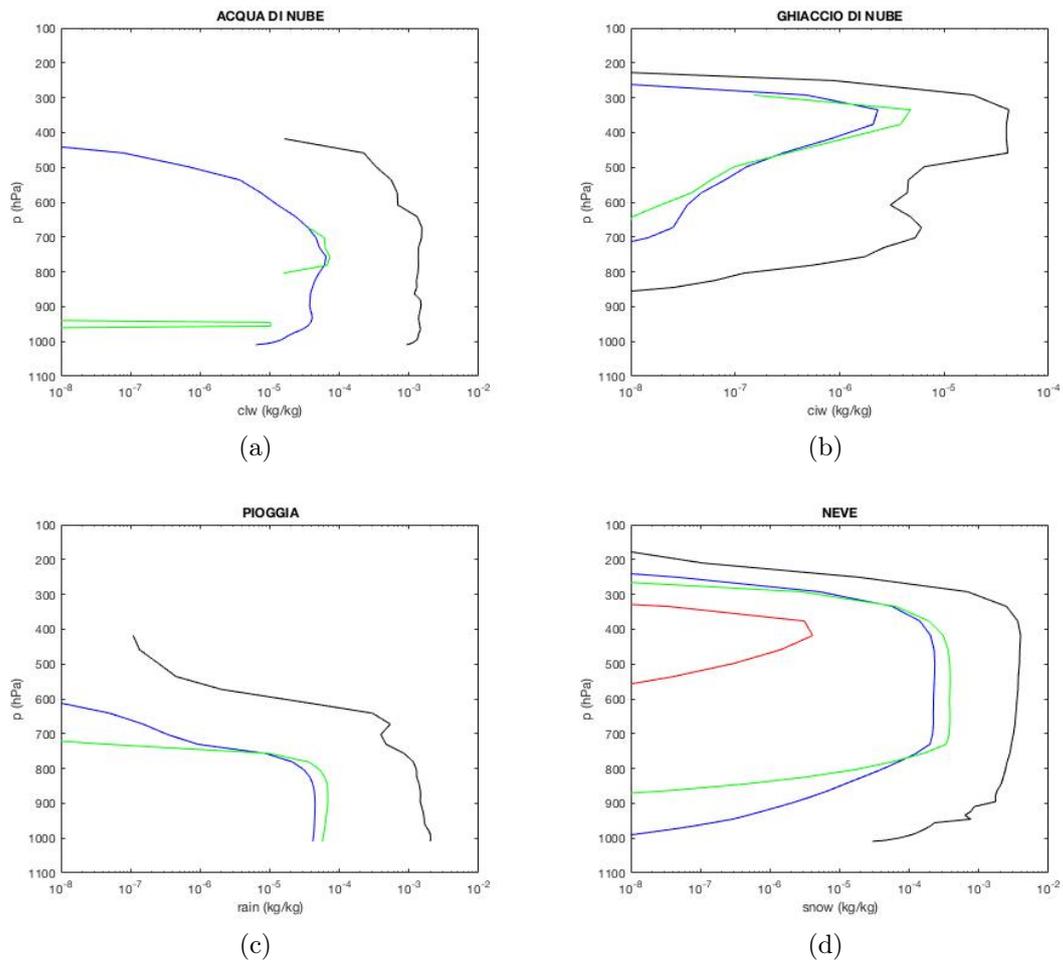


Figura 3.5: Distribuzioni verticali di clw (cloud liquid water), ciw (cloud ice water), pioggia e neve. Il blu rappresenta il profilo medio, il rosso è il ventesimo percentile, il verde è l'ottantesimo percentile, il giallo contiene i valori minimi mentre il nero quelli massimi.

circa 500 hPa e di cristalli di ghiaccio da tale quota fino alla tropopausa, con un picco tra i 300 e 400 hPa. Per quanto riguarda la precipitazione, la pioggia assume valori importanti al di sotto dei 700 hPa mentre la neve al di sopra, fino a circa 300 hPa.

Dall'immagine 3.4 (d), risulta che una delle aree più interessanti è a nord-est della Sicilia, nei pressi dello stretto di Messina. L'abbondante presenza di neve denota una zona soggetta a intensa convezione. Un'analisi più approfondita può essere fatta con l'aiuto di immagini che mostrano la sezione verticale dei parametri atmosferici.

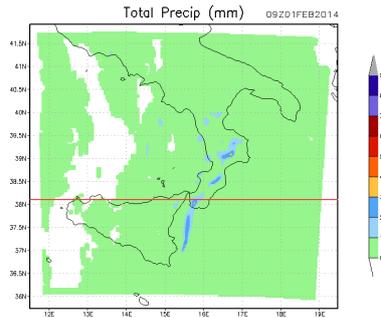


Figura 3.6: Pioggia caduta tra le 08 : 00 UTC e le 09 : 00 UTC, secondo la simulazione di WRF. La linea rossa corrisponde alla latitudine selezionata per estrarre le sezioni verticali sottostanti.

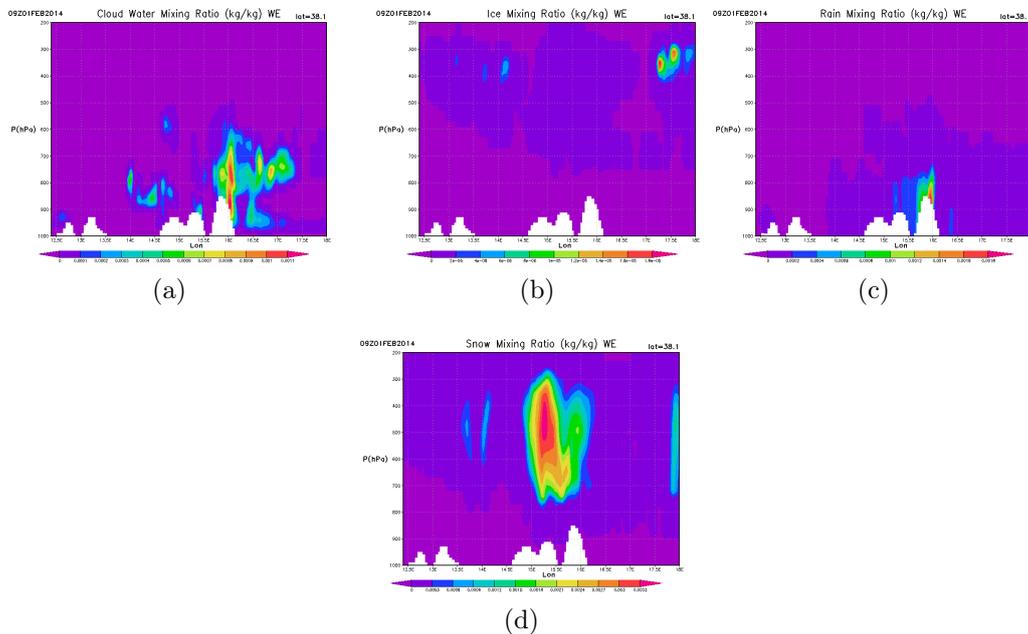
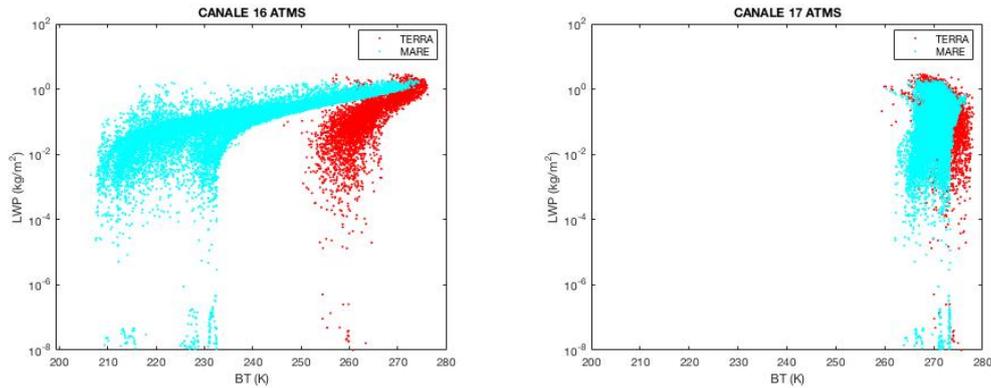


Figura 3.7: Sezione verticale dei diversi tipi di idrometeora, inerenti al transetto della figura precedente.

3.3 SENSIBILITA' DEI SENSORI ALLA PRESENZA DI GOCCIOLINE DI NUBE

3.3.1 SENSORE ATMS

ATMS è un sensore che effettua misure in 22 canali, come descritto precedentemente. Tuttavia le frequenze principali per un'indagine meteorologica nelle microonde vanno da 90 GHz circa fino a 190 GHz. Ciò significa che i canali di ATMS analizzati sono solo gli ultimi 7, dal 16 al 22. Facendo riferimento alla figura 3.8 (a)



(a) *BT in funzione di LWP a 89 GHz.*

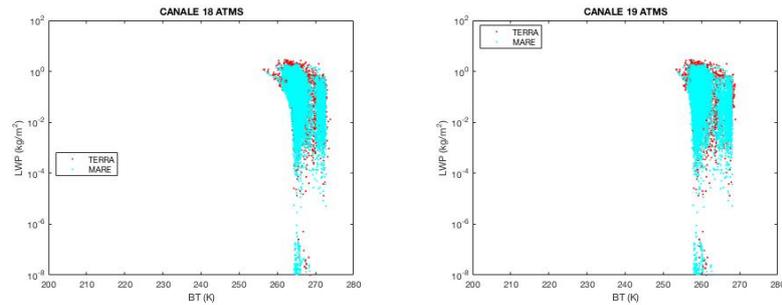
(b) *BT in funzione di LWP a 166 GHz.*

Figura 3.8: canali a 89 GHz e 166 GHz simulati con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di acqua in nube.

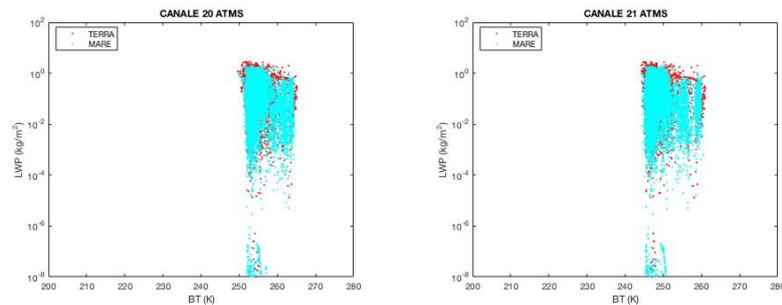
è possibile notare una netta distinzione tra i profili di terra e di mare. La ragione è che questo canale ha una funzione peso centrata alla superficie terrestre, dunque il risultato della simulazione sarà estremamente variabile a seconda della diversa emissione del suolo. Quest'ultima dipende dal parametro di emissività, in particolare, soffermandosi sui punti con bassi valori di LWP, è possibile osservare, con buona approssimazione, la radianza emessa dalla superficie. Tali differenze tra terra e mare sono dovute all'emissività che assume valori minori sul mare.

Inoltre risulta evidente che un aumento del contenuto di goccioline liquide provoca un incremento del segnale misurato dal satellite a causa dell'assorbimento e riemissione degli strati nuvolosi. Questo effetto è maggiormente visibile su background freddo, ovvero il mare.

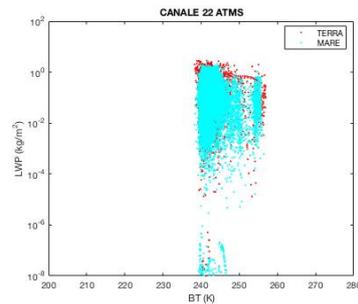
A 166 GHz la funzione peso sale leggermente, portando il suo picco in bassa troposfera e da ciò ne segue che le disomogeneità, dovute al tipo di terreno, spariscono. Tale frequenza è molto sensibile allo scattering del ghiaccio ma non di idrometeore liquide, infatti la figura 3.8 (b) mostra che il segnale rimane inalterato fino a valori di LWP di oltre $1 \frac{kg}{m^2}$. Questo risultato dimostra la capacità delle microonde, a 166 GHz, di penetrare le nubi di acqua liquida non precipitanti.



(a) *BT in funzione di LWP a 183 ± 7 GHz.* (b) *BT in funzione di LWP a 183.3 ± 4.5 GHz.*



(c) *BT in funzione di LWP a 183 ± 3 GHz.* (d) *BT in funzione di LWP a 183.3 ± 1.8 GHz.*



(e) *BT in funzione di LWP a 183 ± 1 GHz.*

Figura 3.9: I 5 canali del vapor d'acqua attorno alla frequenza di 183 GHz, simulati con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di acqua in nube.

Gli ultimi 5 canali di ATMS sono centrati attorno alla frequenza di assorbimento del vapor d'acqua (183 GHz), con doppia banda passante, in modo tale da innalzare la funzione peso andando avanti con i canali, fino ad arrivare in alta troposfera al canale 22.

Le immagini di figura 3.9 mostrano che il segnale viene leggermente attenuato alla frequenza di 183 ± 7 GHz, mentre non risente affatto del LWP in tutti gli altri 4 canali. La ragione è che la funzione peso del canale 18 è centrata in bassa troposfera, al di sotto di buona parte delle goccioline liquide, che quindi interagiranno con la radiazione emessa dall'atmosfera, diffondendola. Il motivo per cui questo canale è sensibile al LWP mentre non lo era il 166 GHz è che con l'incremento della frequenza, aumenta progressivamente la capacità di diffusione, facendo sì che le

nubi diventino sempre più opache.

Inoltre, la diminuzione di segnale viene totalmente persa nei 4 canali successivi in quanto hanno funzioni peso collocate a quote più alte rispetto alle goccioline. Il grafico 3.5 (a) mostra infatti che le gocce di nube sono collocate tra il suolo e la quota di 500 hPa circa.

3.3.2 SENSORE MHS

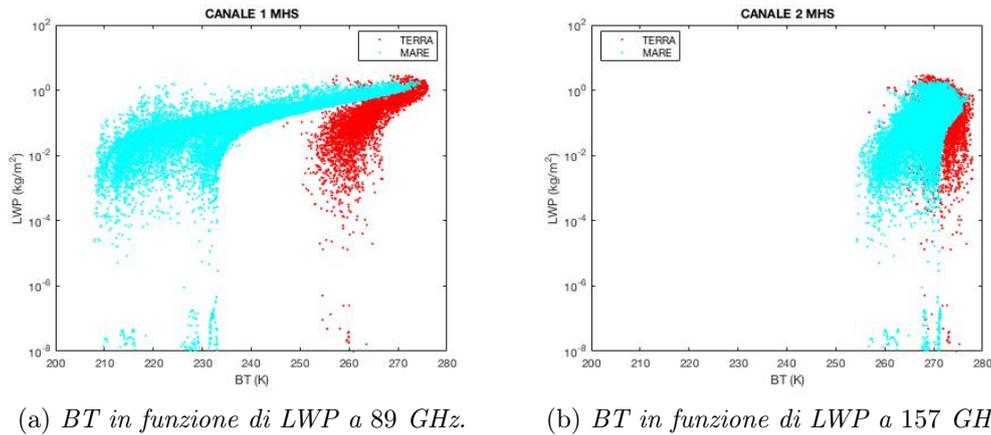


Figura 3.10: canali a 89 GHz e 157 GHz simulati con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di acqua in nube.

Il modo in cui il LWP impatta sul canale 1 di MHS è lo stesso di quello già visto per il canale 16 di ATMS, infatti entrambi i canali misurano a 89 GHz in polarizzazione verticale. Il canale 2 non risulta particolarmente sensibile alla presenza di goccioline liquide, proprio come il canale 17 a 166 GHz di ATMS. Tuttavia, su mare, sono riscontrabili lievi incrementi di temperatura di brillantezza all'aumentare del LWP. Dalle figure 3.9 (b) e 3.10 (b) è possibile notare che le differenze su mare, tra i due sensori, esistono soprattutto per bassi LWP, in cui il segnale di MHS è minore. Questo risultato è giustificato dal fatto che la funzione peso a 157 GHz sarà leggermente più bassa di quella a 166 GHz, a causa del continuo del vapor d'acqua che cresce con la frequenza, e perciò risentirà maggiormente della bassa emissione superficiale. Ciò rende quindi più evidente il fenomeno dell'assorbimento.

Il grafico in figura 3.11 mostra che le differenze a cielo sereno tra i due canali sono presenti anche su terra, seppur in maniera più lieve, e soprattutto le risposte dei canali tendono ad allontanarsi sempre di più con il diminuire del contenuto colonnare di vapore. Questo perché un'atmosfera più trasparente abbassa le funzioni peso di entrambi i canali così che quella di MHS, più bassa, si avvicini sempre più alla superficie.

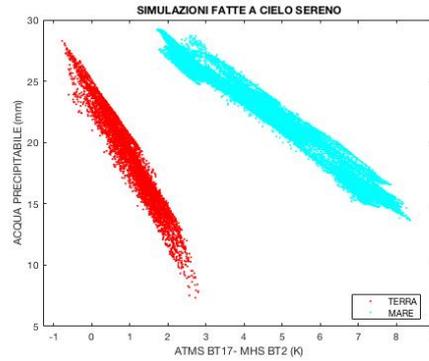
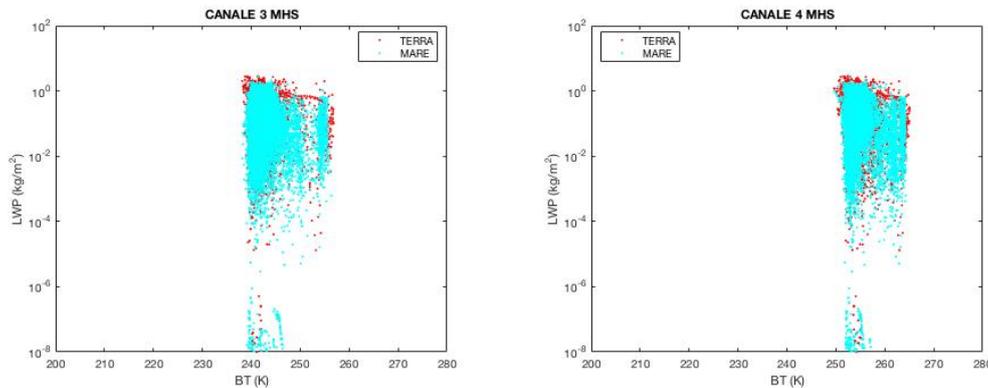


Figura 3.11: Differenza di temperatura di brillantezza tra il canale 17 di ATMS (166 GHz) e canale 2 di MHS (157 GHz) in funzione del contenuto colonnare di vapore. Le simulazioni sono state fatte a cielo sereno.

Anche i canali 3 e 4 di MHS hanno caratteristiche simili al 22 e 20 di ATMS rispettivamente. Essi infatti hanno delle funzioni peso centrate a 6 km circa per il canale 4 e 9 km circa per il 3, come risulta dalla figura 3.2. Tali altezze sono superiori a quelle popolate da goccioline liquide, ovvero non oltre i 500 hPa cioè circa 5.5 km, infatti il segnale non subisce alcuna variazione, come risulta evidente dalla figura 3.12. Il canale 5 di MHS di figura 3.13, a 190 GHz, è leggermente



(a) *BT in funzione di LWP a 183 ± 1 GHz.* (b) *BT in funzione di LWP a 183 ± 3 GHz.*

Figura 3.12: Canali a 183 ± 1 GHz e 183 ± 3 GHz simulati con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di acqua in nube.

sensibile al LWP, infatti le sue temperature di brillantezza subiscono una diminuzione di meno di 10 K per valori di LWP superiori a $1 \frac{kg}{m^2}$. Nonostante questo canale abbia una funzione peso più alta rispetto al 157, risulta più sensibile alle goccioline perché lo scattering è diventato importante a queste alte frequenze. Lo scattering è dunque osservabile anche se il numero di idrometeore sopra la funzione peso, che interagiranno con la radiazione, è minore.

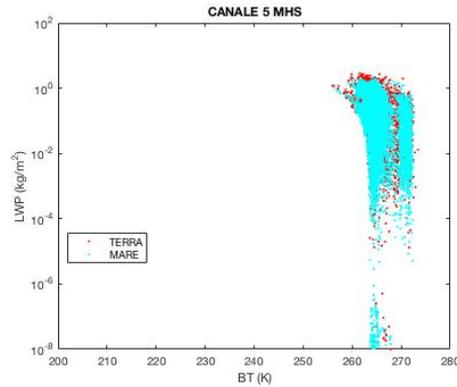
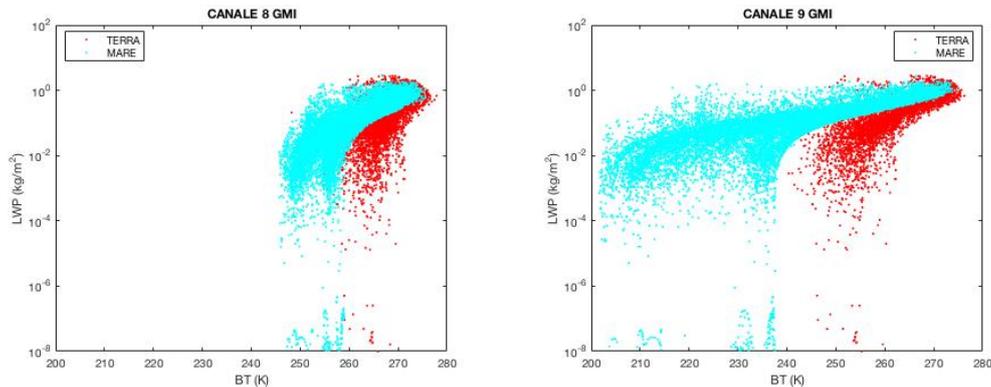


Figura 3.13: BT in funzione di LWP a 190 GHz. La simulazione è fatta con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di acqua in nube.

3.3.3 SENSORE GMI



(a) *BT in funzione di LWP a 89 GHz in polarizzazione orizzontale.* (b) *BT in funzione di LWP a 89 GHz in polarizzazione verticale.*

Figura 3.14: canali a 89 in polarizzazioni verticale e orizzontale simulati con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di acqua in nube.

GMI ha una scansione conica, diversa dai sensori visti precedentemente, che gli permette di mantenere l'angolo zenitale rispetto alla verticale al terreno ad un valore costante di 53° . Le simulazioni pertanto sono state effettuate con questa modifica.

Entrambi i canali presentano lo stesso comportamento all'aumentare del LWP, tuttavia l'aumento del segnale è più evidente nel canale 9 in polarizzazione verticale. Ciò è causato dalla minor emissione, sia del mare che della terra, che provoca un background freddo su cui viene risaltata l'emissione più calda delle nubi liquide. La figura 3.15 conferma che le differenze tra i due canali a 89 GHz sono dovute alle diverse emissioni che lo stesso terreno presenta nelle due polarizzazioni e non all'interazione con le particelle in sospensione. Questo perché il grafico è stato ottenuto a cielo sereno e perciò ogni differenza è imputabile esclusivamente all'emissione superficiale. E' interessante notare come i due canali a 166 GHz di GMI,

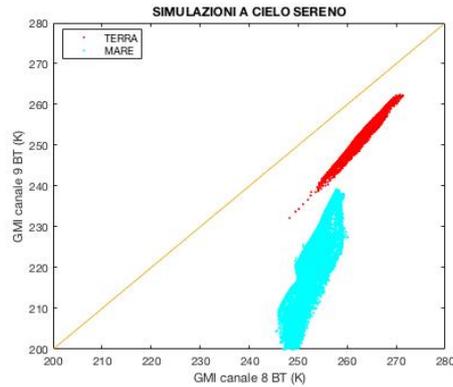
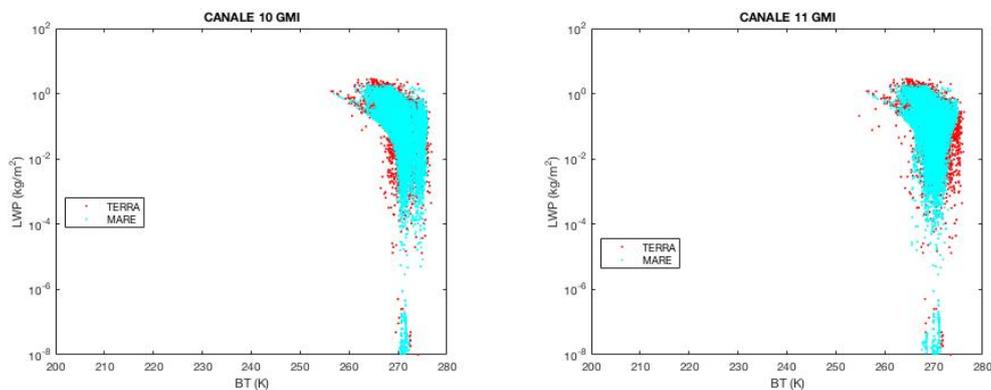


Figura 3.15: Confronto tra il canale 8 e 9 di GMI, entrambi a 89 GHz ma con diverse polarizzazioni. Le simulazioni di RTTOV sono state effettuate a cielo sereno.



(a) *BT in funzione di LWP a 166 GHz in polarizzazione orizzontale.* (b) *BT in funzione di LWP a 166 GHz in polarizzazione verticale.*

Figura 3.16: canali a 166 GHz in polarizzazioni verticale e orizzontale simulati con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di acqua in nube.

in figura 3.16, siano sensibili alla presenza di goccioline liquide mentre il canale 17 di ATMS, che misura alla stessa frequenza, non ne risente affatto. Il motivo di questa differenza risiede nel diverso angolo di vista dei due satelliti; infatti lo spessore ottico di una certa nube dipende fortemente dall'angolo di vista scelto, in particolare maggiore è l'angolo rispetto alla verticale, maggiore sarà il tragitto percorso dalla radiazione attraverso la nube e maggiore sarà la probabilità di interazione con le idrometeore.

Esistono anche lievi differenze tra i due tipi di polarizzazione, in particolare le temperature di brillantezza, soprattutto su mare, risultano superiori in polarizzazione orizzontale. Ciò dipende dal fatto che questo canale, avendo la funzione peso centrata in bassa troposfera, risente leggermente dell'emissione superficiale che come abbiamo già verificato per i canali precedenti, è maggiore in polarizzazione orizzontale con grandi differenze soprattutto su mare. Il grafico di figura 3.17 creato con simulazioni a cielo sereno, dimostra che le differenze tra le due polarizzazioni sono causate da diverse emissioni e non da fenomeni di scattering.

Gli ultimi due canali di GMI, in figura 3.18 sono quelli del vapor d'acqua e come

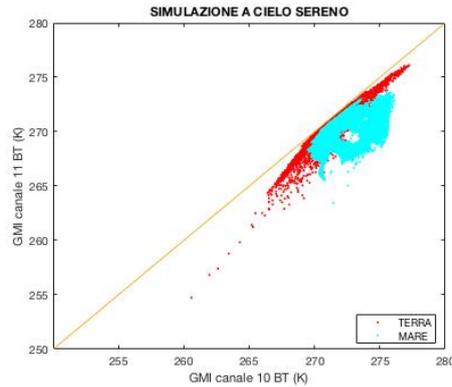
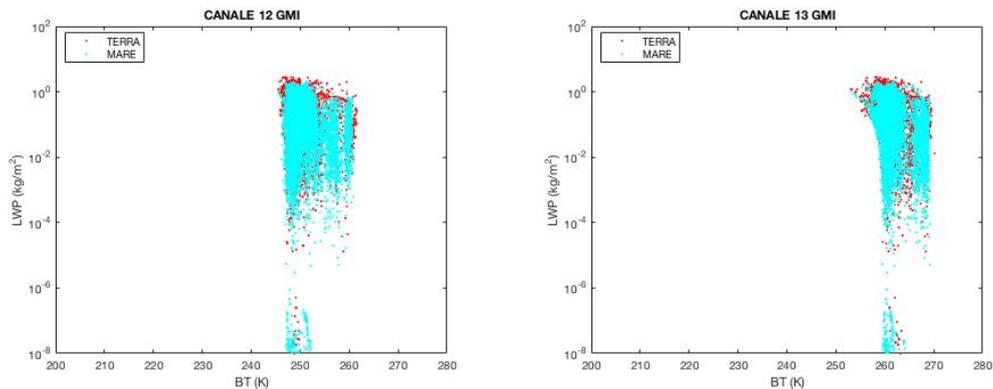


Figura 3.17: Confronto tra il canale 10 e 11 di GMI, entrambi a 166 GHz ma con diverse polarizzazioni. Le simulazioni di RTTOV sono state effettuate a cielo sereno.

è facile aspettarsi, il 12 (183 ± 3 GHz) ha la funzione peso troppo alta per essere influenzato dalle gocce liquide che si trovano al di sotto, mentre il 13 (183 ± 7 GHz) è sensibile allo scattering. Tuttavia è interessante notare che la diminuzione di segnale non è maggiore rispetto a quella del canale 18 di ATMS. Ciò contrasta apparentemente con quanto detto in precedenza riguardo ai diversi angoli di osservazioni, infatti ci dovremmo aspettare una maggior interazione in GMI piuttosto che su ATMS, a parità di frequenza. Tuttavia, è anche vero che l'innalzamento della funzione peso può rendere invisibili gli strati alla base della nube, così da fornire un effetto contrario al suo aumento di spessore ottico.



(a) *BT in funzione di LWP a 183 ± 3 GHz in polarizzazione verticale.* (b) *BT in funzione di LWP a 183 ± 7 GHz in polarizzazione verticale.*

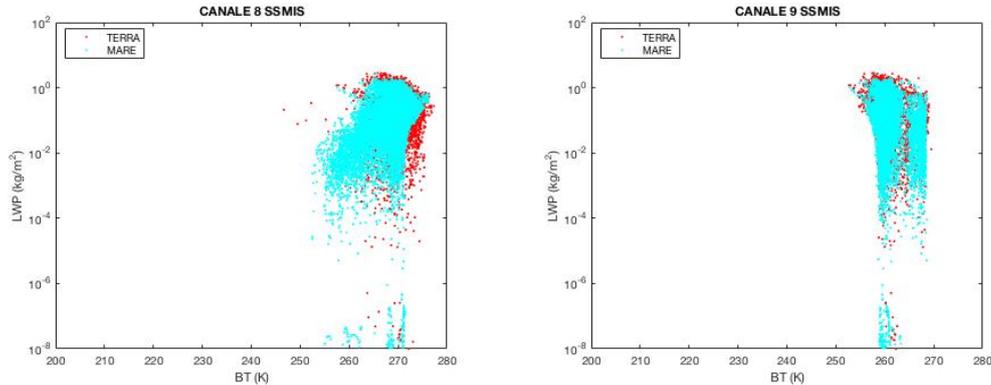
Figura 3.18: canali a 183 ± 3 GHz e 183 ± 7 in polarizzazioni verticali simulati con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di acqua in nube.

3.3.4 SENSORE SSMIS

Il sensore SSMIS ha una tecnica di scansione uguale a GMI, pertanto anche le simulazioni di questo sensore sono state effettuate con un angolo zenithale di 53°

rispetto alla verticale al terreno, inoltre i canali interessanti, che verranno analizzati sono 6.

Il canale 8, in figura 3.19, non risulta particolarmente sensibile al LWP ed il suo



(a) *BT in funzione di LWP a 150 GHz in polarizzazione orizzontale.* (b) *BT in funzione di LWP a 183 ± 7 GHz in polarizzazione orizzontale.*

Figura 3.19: canali a 150 GHz e 183 ± 7 GHz in polarizzazione orizzontale simulati con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di acqua in nube.

andamento è molto simile a quello del canale 2 di MHS a 157 GHz. Le leggere differenze presenti sono dovute ai diversi angoli di osservazione ed alle frequenze che sono lievemente diverse. In particolare, il canale di SSMIS dovrebbe avere da un lato, una funzione peso leggermente più alta per l'elevato angolo di osservazione, ma anche più bassa per il continuo del vapor d'acqua, perché la frequenza di misura è più bassa di quella del canale 2 di MHS. Questi due effetti tendono ad annullarsi così da fornire temperature di brillantezza simili tra i due diversi strumenti. Il canale 9, figura 3.19, è sensibile allo scattering delle goccioline che causano un calo del segnale di circa 5 K per valori di LWP di oltre $1 \frac{kg}{m^2}$. Tale comportamento è lo stesso del canale 13 di GMI che misura alla stessa frequenza e con stesso angolo di vista ma con diversa polarizzazione. Tale differenza non apporta modifiche nei valori delle temperature di brillantezza in quanto il canale non risente di emissione superficiale e inoltre, essendo le gocce assunte sferiche da RTTOV, le loro proprietà di scattering risultano identiche in entrambe le polarizzazioni.

Confrontando invece il canale 9 di SSMIS con il 18 di ATMS, alla stessa frequenza, si riscontra un andamento generale verso temperature di brillantezza più basse in SSMIS perché il maggiore angolo di vista provoca un innalzamento della funzione peso.

Per quanto riguarda i canali 10 (183 ± 3 GHz) e 11 (183 ± 1 GHz), i loro grafici non sono riportati perché non risultano minimamente influenzati dal LWP, in quanto le loro funzioni peso sono al di sopra delle nubi di acqua liquida. Il comportamento di questi canali è lo stesso dei 3 e 4 di MHS che misurano alle stesse frequenze. Le uniche differenze tra i segnali dei due sensori sono dovute ai diversi angoli di osservazione che influiscono sull'altezza della funzione peso, come già descritto.

Non sono presenti nemmeno i grafici dei canali 17 (89 GHz in polarizzazione orizzontale) e 18 (89 GHz in polarizzazione verticale) perché presentano lo stesso an-

damento già visto per i canali 8 e 9 di GMI. Infatti le frequenze di misura sono le stesse come anche l'angolo di osservazione. Leggerissime differenze possono sussistere esclusivamente per le diverse funzioni di risposta strumentale.

3.4 SENSIBILITA' DEI SENSORI ALLA PRESENZA DI CRISTALLI DI GHIACCIO IN NUBE

3.4.1 SENSORE ATMS

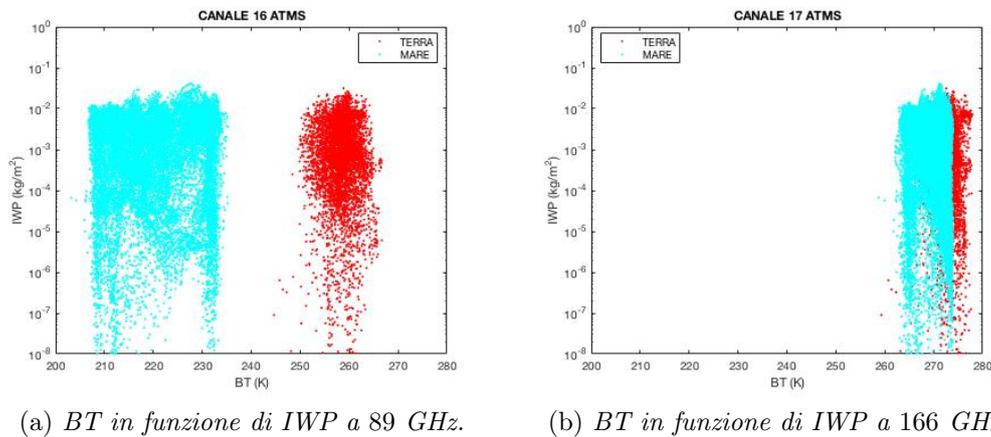
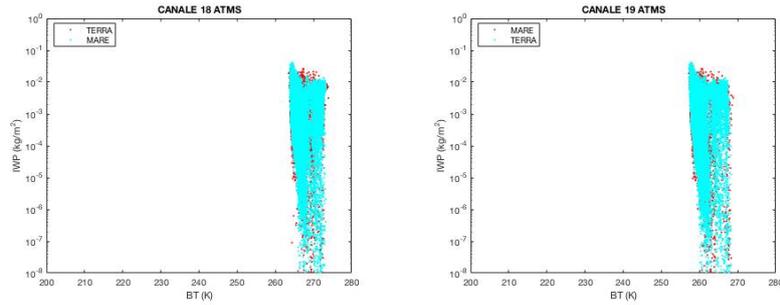


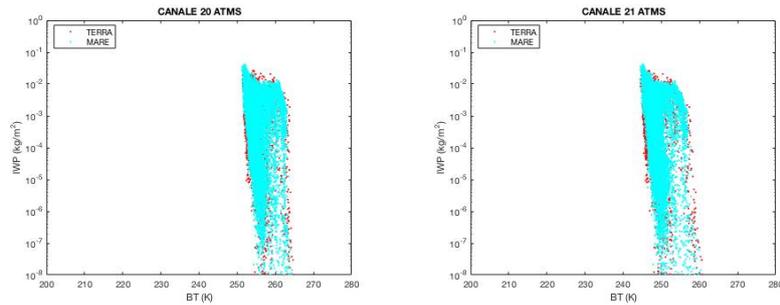
Figura 3.20: canali a 89 GHz e 166 GHz simulati con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di ghiaccio in nube.

Il canale a 89 GHz, in figura 3.20, non presenta caratteristiche importanti in funzione di IWP. E' importante notare che i valori di IWP sono più bassi del LWP visto in precedenza, infatti si mantengono al di sotto di $0.1 \frac{kg}{m^2}$. Inoltre, essendo un canale finestra, è possibile notare la netta distinzione tra i profili di terra e di mare, causata dalle diverse emissività.

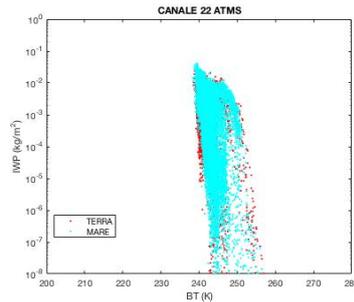
Anche il canale 17 a 166 GHz, in figura 3.20, non risente della presenza di cristalli di ghiaccio. Il segnale rivelato proviene dalla bassa troposfera e non più dalla superficie. Ciò toglie, in parte, la grande differenza che sussisteva tra terra e mare a 89 GHz. I grafici degli ultimi 5 canali di ATMS, in figura 3.21, attorno alla frequenza di assorbimento del vapor d'acqua di 183 GHz, mostrano che i punti relativi ad IWP maggiori di $10^{-2} \frac{kg}{m^2}$ circa, tendono a convergere in una zona del grafico con temperature di brillantezza leggermente più basse rispetto a tutti gli altri. Nonostante i cristalli di ghiaccio non provochino un importante calo delle temperature di brillantezza, la loro interazione è presente in tutti i canali.



(a) *BT in funzione di IWP a 183 ± 7 GHz.* (b) *BT in funzione di IWP a 183.3 ± 4.5 GHz.*



(c) *BT in funzione di IWP a 183 ± 3 GHz.* (d) *BT in funzione di IWP a 183.3 ± 1.8 GHz.*



(e) *BT in funzione di IWP a 183 ± 1 GHz.*

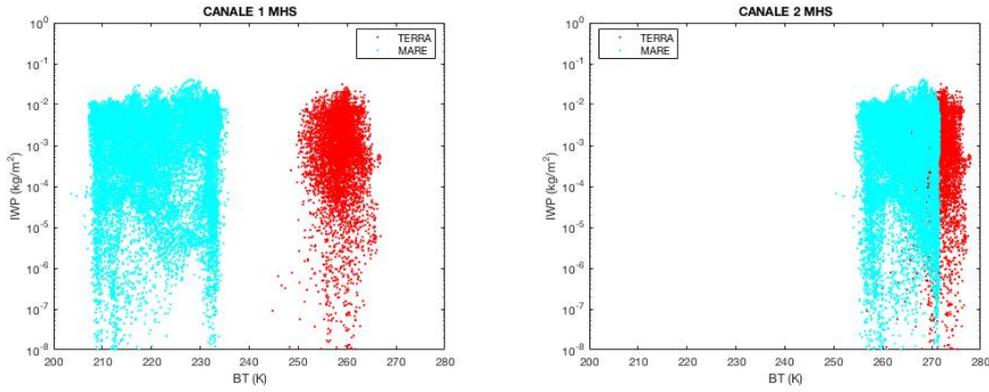
Figura 3.21: I 5 canali del vapor d'acqua attorno alla frequenza di 183 GHz, simulati con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di ghiaccio in nube.

Ciò è giustificato dal fatto che le concentrazioni di cristalli più rilevanti si trovano a quote molto elevate che vanno dai 400 hPa ai 300 hPa circa, come mostrato dai transetti in figura 3.7 e dal grafico della distribuzione verticale 3.5.

3.4.2 SENSORE MHS

Il canale 1 di MHS (figura 3.22 (a)) che misura alla frequenza di 89 GHz si comporta esattamente come il 16 di ATMS visto in precedenza, infatti frequenze, angolo di osservazione e polarizzazione (verticale) sono gli stessi. Tale frequenza, pertanto, non risulta sensibile alla presenza di ghiaccio in quanto la radiazione riesce a penetrare la nube.

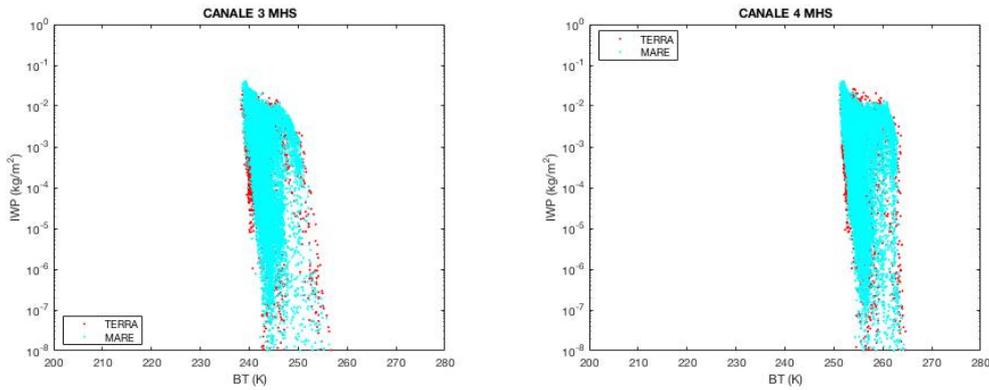
Anche il canale 2 a 157 GHz (figura 3.22 (b)) non presenta alcuna sensibilità alla



(a) *BT in funzione di IWP a 89 GHz.* (b) *BT in funzione di IWP a 157 GHz.*

Figura 3.22: canali a 89 GHz e 157 GHz simulati con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di ghiaccio in nube.

presenza di ghiaccio in nube in quanto la sua risposta radiativa è molto simile a quella del canale 17 di ATMS a 166 GHz. L'unica differenza tra il canale a 157 GHz di MHS e il 166 di ATMS è che, poiché quest'ultimo ha una funzione peso più alta, per il continuo del vapor d'acqua, risente meno dell'emissione superficiale e presenta dunque temperature di brillantezza più elevate, soprattutto su mare. Poiché



(a) *BT in funzione di IWP a 183 ± 1 GHz.* (b) *BT in funzione di IWP a 183 ± 3 GHz.*

Figura 3.23: Canali a 183 ± 1 GHz e 183 ± 3 GHz simulati con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di ghiaccio in nube.

MHS ha lo stesso metodo di scansione di ATMS, i canali 3 a 183 ± 1 GHz e 4 a 183 ± 3 GHz, in figura 3.23, presentano la stessa risposta radiativa vista nei canali alle stesse frequenze di ATMS, il 22 e il 20. Lo scattering del ghiaccio si è intensificato a tali frequenze ed interagisce con la radiazione in entrambi i canali del vapor d'acqua che hanno le funzioni peso centrate in media ed alta troposfera. Come già spiegato, ciò è dovuto al fatto che il ghiaccio è situato fino a livelli di pressione di 300 hPa che corrisponde ad altezze superiori ai 9 km. Il grafico di figura 3.24 (a)

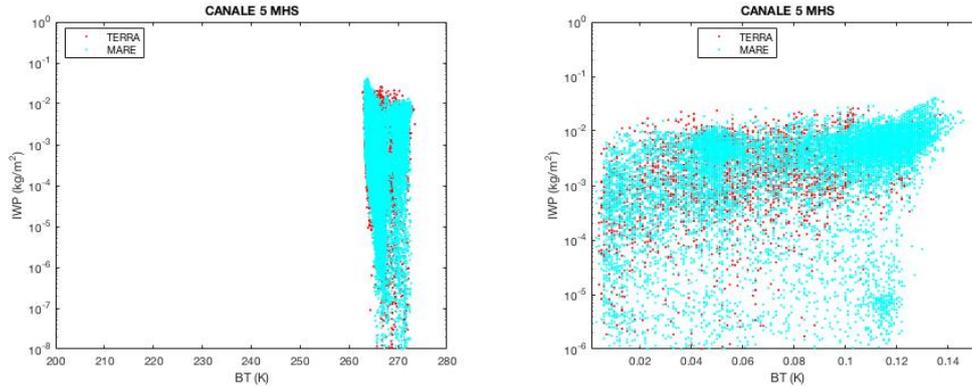
(a) *BT in funzione di IWP a 190 GHz.*(b) *Il grafico mostra la differenza tra il canale 5 di MHS a cielo sereno e lo stesso canale con la sola presenza di ghiaccio in funzione di IWP.*

Figura 3.24: Canale a 190 GHz simulato con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di ghiaccio in nube.

mostra che l'impatto del ghiaccio sul canale 5 a 190 GHz è compatibile con quanto visto per i precedenti canali del vapor d'acqua. I dati relativi a valori di IWP superiori a $10^{-2} \frac{kg}{m^2}$ tendono a convergere verso valori di temperatura di brillanza leggermente inferiori rispetto a quelli con basso contenuto di ghiaccio.

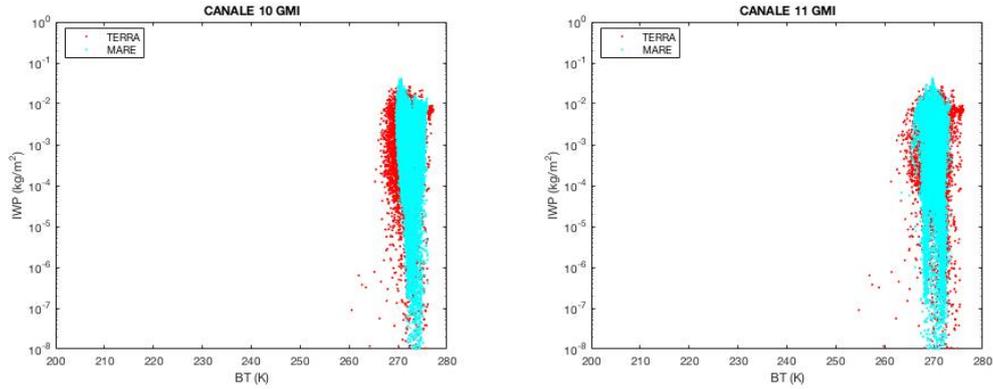
La figura 3.24 (b) conferma che la tendenza dei dati a posizionarsi verso temperature di brillanza più basse, con una forma ad uncino tipica dei grafici visti in precedenza, è causata proprio dal ghiaccio. Infatti, per valori di IWP superiori a $10^{-2} \frac{kg}{m^2}$, la differenza tra dati simulati senza scattering e quelli soggetti a scattering del ghiaccio tende ad aumentare con l'incremento dell' *ice water path*.

3.4.3 SENSORE GMI

I canali 8 e 9 di GMI a 89 GHz non risentono minimamente della presenza di cristalli di ghiaccio e questa è la ragione per cui i due grafici non sono stati riportati. Il segnale simulato è sensibile esclusivamente a temperatura ed emissività superficiali, con quest'ultimo parametro che dipende sensibilmente dal tipo di polarizzazione analizzata.

In particolare, per polarizzazione verticale, l'emissione risulta essere minore soprattutto su mare e la differenza tra le diverse superfici tende ad aumentare. Le due immagini di figura 3.25 non mostrano particolari andamenti dei segnali all'aumento dell'IWP proprio come era successo per il canale 17 di ATMS a 166 GHz. Tuttavia i due canali di GMI presentano dei valori superiori a quelli del canale 17 di ATMS a causa del diverso angolo di osservazione che provoca un innalzamento della funzione peso in GMI con una conseguente diminuzione dell'influenza superficiale sul segnale rivelato.

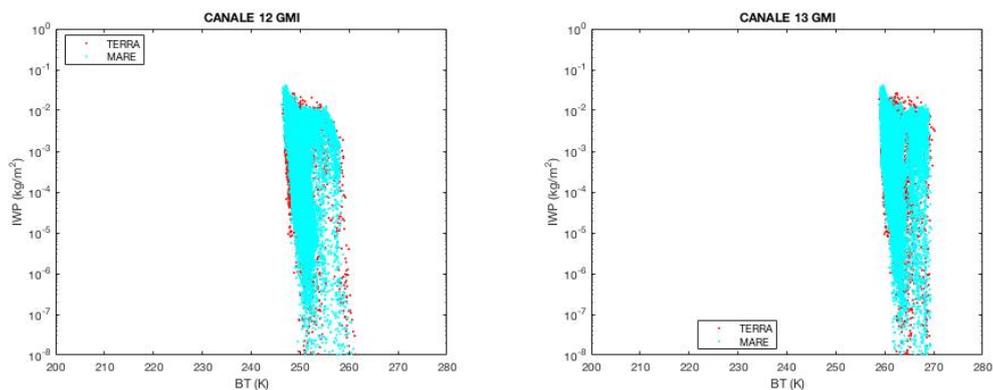
Per quanto riguarda invece le differenze che sussistono tra i due canali di GMI a diversa polarizzazione, possiamo dire che non sono causate da una diversa interazione tra radiazione e cristalli di ghiaccio, in quanto essi sono trattati da RTTOV come



(a) *BT in funzione di IWP a 166 GHz in polarizzazione orizzontale.* (b) *BT in funzione di IWP a 166 GHz in polarizzazione verticale.*

Figura 3.25: canali a 166 GHz in polarizzazioni verticale e orizzontale simulati con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di ghiaccio in nube.

sfere di Mie, privi quindi di forme asimmetriche. La causa invece è da ricercare nelle diverse emissioni superficiali. Le risposte radiative in presenza di cristalli di



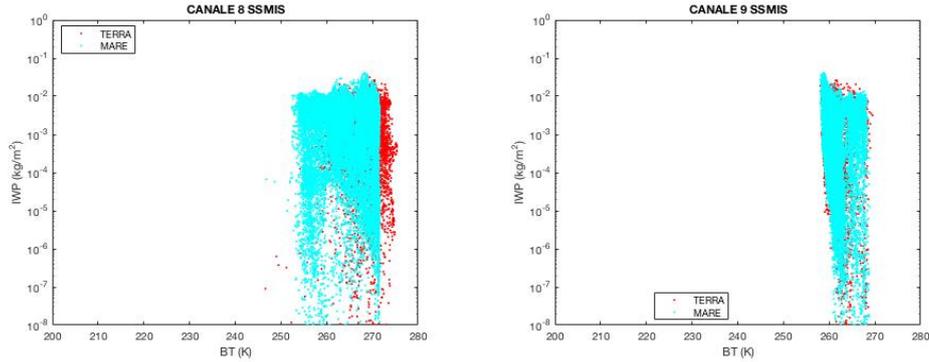
(a) *BT in funzione di IWP a 183 ± 3 GHz in polarizzazione verticale.* (b) *BT in funzione di IWP a 183 ± 7 GHz in polarizzazione verticale.*

Figura 3.26: canali a 183 ± 3 GHz e 183 ± 7 in polarizzazioni verticale simulati con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di ghiaccio in nube.

ghiaccio per i canali 12 (183 ± 3 GHz) e 13 (183 ± 7 GHz), di figura 3.26, presentano lo stesso andamento di quelle già viste in ATMS per le medesime frequenze. Anche in questo caso, l'unica particolarità è data da uno spostamento di tutti i dati verso valori più bassi rispetto a quelli di ATMS, a causa dell'angolo di osservazione di 53° .

3.4.4 SENSORE SSMIS

Il canale 8 di SSMIS a 150 GHz (figura 3.27 (a)) non è sensibile alla presenza di ghiaccio e non poteva essere altrimenti dato che non lo erano nemmeno i canali 10

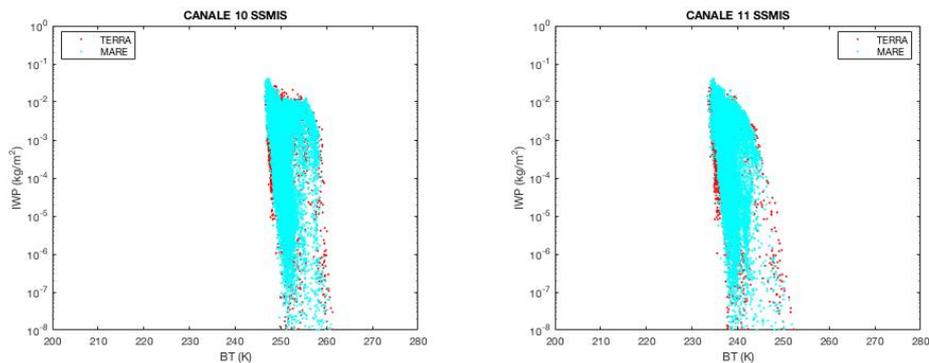


(a) *BT in funzione di IWP a 150 GHz in polarizzazione orizzontale.* (b) *BT in funzione di IWP a 183 ± 7 GHz in polarizzazione orizzontale.*

Figura 3.27: canali a 150 GHz e 183 ± 7 GHz in polarizzazione orizzontale simulati con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di ghiaccio in nube.

e 11 di GMI che misurano a frequenze maggiori (166 GHz).

Il canale 9 (183 ± 7 GHz), in figura 3.27 (b), risente della presenza di un IWP maggiore di $10^{-2} \frac{kg}{m^2}$ proprio come accadeva per GMI alla stessa frequenza. I canali



(a) *BT in funzione di IWP a 183 ± 3 GHz in polarizzazione orizzontale.* (b) *BT in funzione di IWP a 183 ± 1 GHz in polarizzazione orizzontale.*

Figura 3.28: canali a 183 ± 3 GHz e 183 ± 1 GHz in polarizzazione orizzontale simulati con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di ghiaccio in nube.

di SSMIS maggiormente influenzati dal ghiaccio sono il 10 (183 ± 3 GHz) e 11 (183 ± 1 GHz) di figura 3.28, perché le alte frequenze sono più sensibili allo scattering. Mentre il 10 ha il 12 di GMI come corrispettivo canale poiché hanno le stesse risposte radiative, lo stesso non si può dire per il canale 11. Esso infatti misura nella stessa banda spettrale dei canali 3 di MHS e 22 di ATMS, ma gli angoli di osservazione sono diversi.

I restanti canali di SSMIS 17 e 18 misurano alla frequenza di 92 GHz che, come già visto per gli altri sensori, non interagisce con i cristalli di ghiaccio. Per tale motivo, i loro grafici non sono stati riportati.

3.5 SENSIBILITA' DEI SENSORI ALLA PRESENZA DI PIOGGIA

3.5.1 SENSORE ATMS

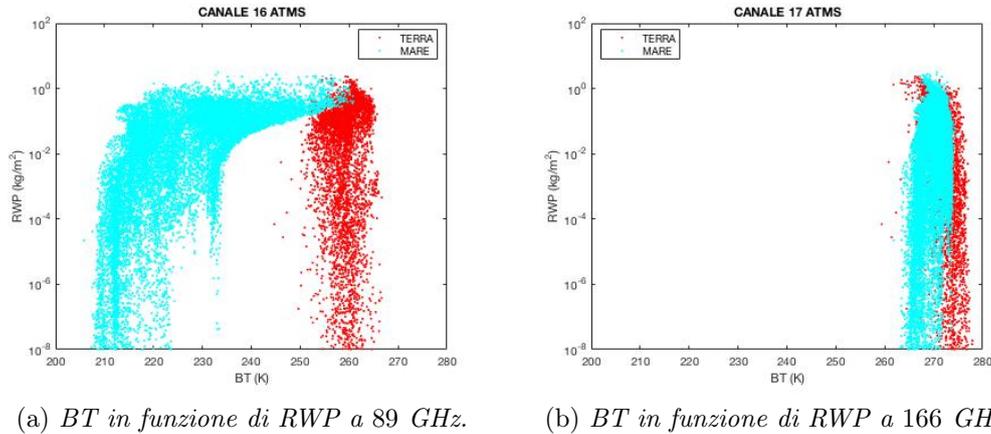


Figura 3.29: canali a 89 GHz e 166 GHz simulati con RTTOV mantenendo diversa da zero solo la pioggia.

Le gocce di pioggia provocano un aumento di segnale, esclusivamente su mare, nel canale 16 (89 GHz) di ATMS. Ciò accade perché le gocce liquide assorbono la radiazione nelle microonde e riemettono una radianza che risulta essere visibile solo su background freddo, cioè mare. Su terra, la pioggia non causa variazioni di segnale in quanto l'assorbimento ed emissione delle idrometeore si equivalgono, a causa della più elevata emissione terrestre.

Il canale 17 (166 GHz) inizia ad essere sensibile allo scattering delle gocce liquide proprio intorno ai massimi valori raggiunti di RWP, cioè oltre $1 \frac{kg}{m^2}$. E' interessante notare la differenza presente tra le figure 3.29 (b) e 3.8 (b); lo scattering della pioggia provoca una diminuzione di brillantezza più nitida di quella causata dalle goccioline di nube, poiché, a parità di frequenza, la diffusione da parte di un oggetto di maggiori dimensioni domina.

Tale differenza, tra i due tipi di idrometeore liquide, è in parte contrastata dal fatto che la pioggia, mediamente, è collocata ad altezze inferiori rispetto alle nubi di acqua come è mostrato nei grafici 3.5. Perciò, al di sotto della funzione peso, ci sarà più pioggia che gocce di nube.

I grafici dei 5 canali del vapor d'acqua non sono stati riportati perché non è stata riscontrata alcuna dipendenza dal RWP. Ciò è conseguenza del fatto che la maggior parte del contenuto di pioggia è situato ad altezze inferiori agli 800 hPa, mentre tutte le funzioni peso sono centrate al di sopra.

3.5.2 SENSORE MHS

Poiché il canale 1 (89 GHz) di MHS ha la stessa frequenza e angolo di osservazione del 16 di ATMS, anch'esso presenta un aumento della risposta radiativa con il

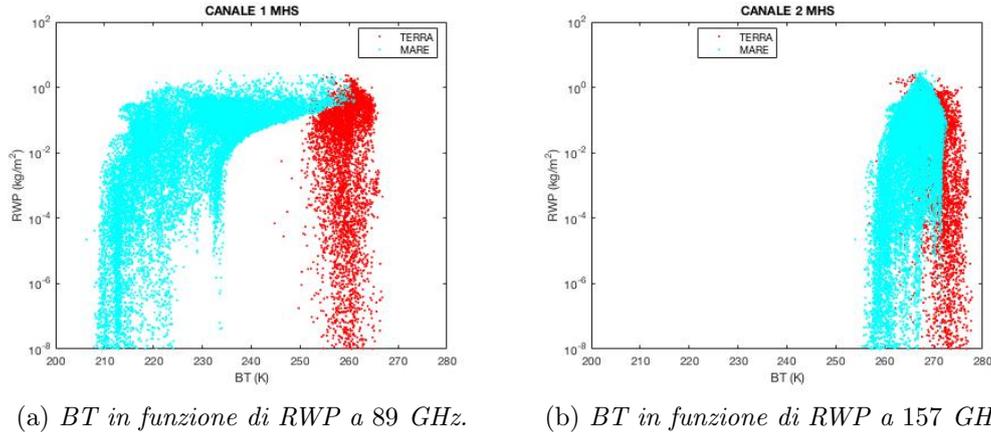


Figura 3.30: canali a 89 GHz e 157 GHz simulati con RTTOV mantenendo diversa da zero solo la pioggia.

RWP su mare.

Per quanto riguarda invece il canale 2 (157 GHz), l'immagine di figura 3.30 (b) non mostra la diminuzione di segnale che era presente nel canale a 166 GHz di ATMS, soprattutto su mare. La ragione è che la frequenza di misura di MHS è più bassa e meno sensibile allo scattering. Tuttavia, su terra, è ancora riscontrabile un calo di segnale perché l'assorbimento si somma alla diffusione.

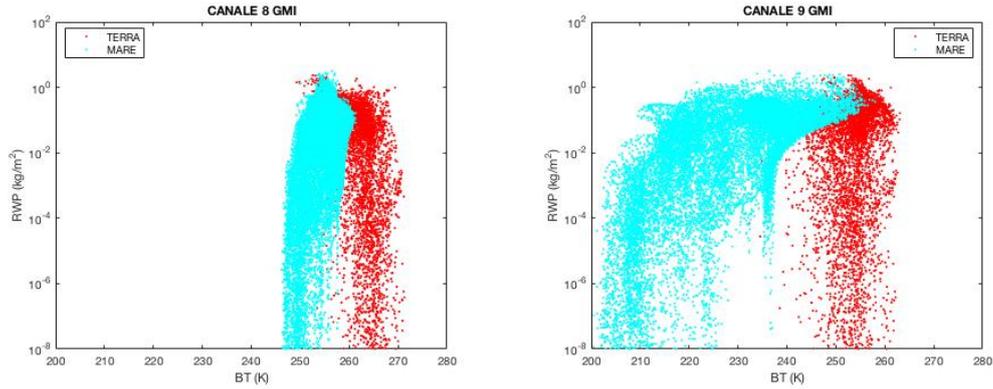
I canali 3 e 4, attorno alla frequenza di assorbimento del vapor d'acqua, hanno funzioni peso i cui picchi sono posizionati ad altezze superiori rispetto a quelle popolate dalle gocce di pioggia perciò non risentono minimamente della loro presenza e per questo motivo non sono stati riportati i loro grafici.

Dando un'occhiata alla figura 3.2, risulta evidente che la funzione peso del canale 5, a 190 GHz, ha il massimo intorno ai 3 km d'altezza (700 hPa) mentre la maggior parte delle gocce si trovano al di sotto degli 800 hPa. Tale canale dovrebbe essere il più sensibile allo scattering, tuttavia a causa del posizionamento della sua funzione peso, il segnale risulta inalterato. Per questo motivo il grafico inerente non è riportato.

3.5.3 SENSORE GMI

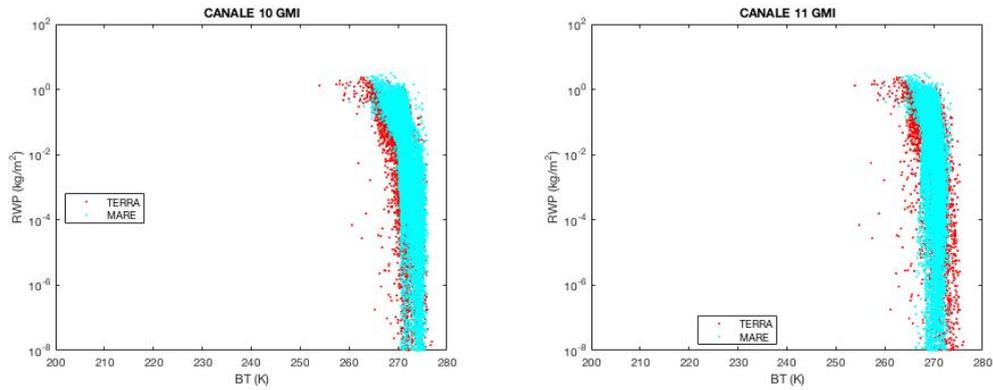
I due canali di GMI che misurano a 89 GHz (figura 3.31), si comportano in maniera diversa in presenza di pioggia, a causa delle diverse polarizzazioni che causano differenti emissioni superficiali. Rispetto alla risposta radiativa in presenza di nubi liquide in cui era dominante il fenomeno dell'assorbimento, la pioggia, di più grandi dimensioni, incrementa il ruolo dello scattering contrastando, in parte, gli effetti dell'assorbimento. Tutto ciò provoca un leggero aumento del segnale su mare e un calo su terra per il canale 8, in polarizzazione orizzontale. Il canale 9 invece è soggetto ad un aumento di segnale su mare, dove assorbimento domina su scattering, mentre le temperature di brillantezza rimangono costanti su terra.

I canali 10 e 11 di GMI a 166 GHz (figura 3.32) sono leggermente sensibili all'assorbimento e diffusione da parte delle gocce di pioggia che provocano un lieve



(a) *BT in funzione di RWP a 89 GHz in polarizzazione orizzontale.* (b) *BT in funzione di RWP a 89 GHz in polarizzazione verticale.*

Figura 3.31: canali a 89 in polarizzazioni verticale e orizzontale simulati con RTTOV mantenendo diversa da zero solo la pioggia.



(a) *BT in funzione di RWP a 166 GHz in polarizzazione orizzontale.* (b) *BT in funzione di RWP a 166 GHz in polarizzazione verticale.*

Figura 3.32: canali a 166 GHz in polarizzazioni verticale e orizzontale simulati con RTTOV mantenendo diversa da zero solo la pioggia.

calo delle temperature di brillantezza, che si attesta tra i 5 K e 10 K. E' interessante notare che questi canali hanno una maggior sensibilità alla pioggia su mare rispetto al canale 17 di ATMS alla stessa frequenza, perché le temperature di background marine risultano più elevate nei due canali di GMI, come è possibile notare dai valori simulati per bassi contenuti di RWP. Ciò è dovuto al fatto che l'angolo di osservazione di GMI alza la funzione peso e rende meno visibile l'emissione fredda superficiale rispetto a quanto accade in ATMS.

I canali 12 e 13, che misurano attorno alla banda di assorbimento del vapor d'acqua (183 GHz), hanno funzioni peso centrate troppo in alto per far sì che la loro risposta radiativa possa essere influenzata dalla presenza di gocce di pioggia; pertanto i loro grafici non sono stati riportati.

3.5.4 SENSORE SSMIS

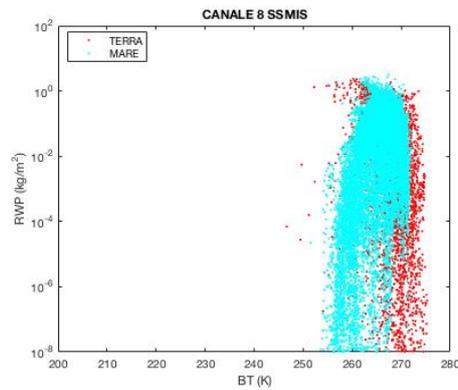
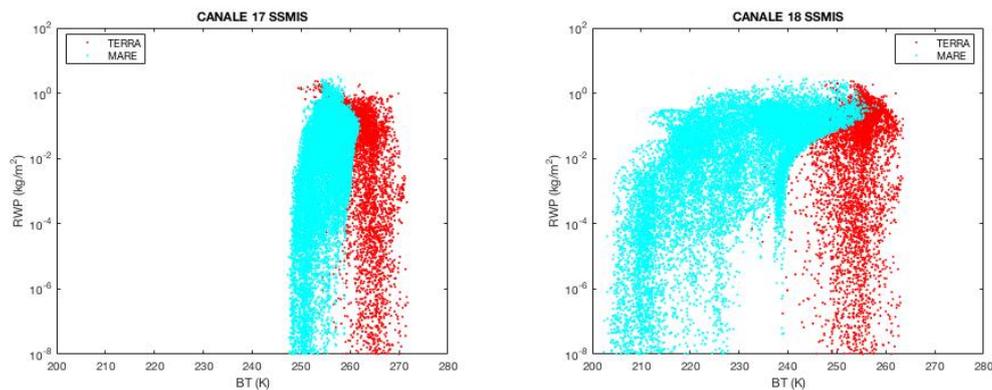


Figura 3.33: canale a 150 GHz in polarizzazione orizzontale simulato con RTTOV mantenendo diversa da zero solo la pioggia.

La figura 3.33 mostra una diminuzione del segnale per valori di RWP superiori a $1 \frac{kg}{m^2}$, sia su terra che su mare. Tuttavia su mare è meno evidente a causa della minor emissione. Nonostante il canale 2 di MHS misuri ad una frequenza più elevata rispetto all'8 di SSMIS, quest'ultimo risulta più sensibile al calo di segnale perché il grande angolo di osservazione aumenta il cammino ottico della regione piovosa. Inoltre la minor frequenza abbassa la funzione peso in modo da permettere alla radiazione di interagire con un maggior numero di gocce.

I canali 9, 10 e 11 del vapor d'acqua, come già sottolineato, non risentono di precipitazione liquida a causa della loro elevata funzione peso, e per questo non sono riportati i loro grafici.

L'andamento del segnale nei due canali 17 e 18 a 92 GHz, in figura 3.34, è del



(a) *BT in funzione di RWP a 92 GHz in polarizzazione orizzontale.* (b) *BT in funzione di RWP a 92 GHz in polarizzazione verticale.*

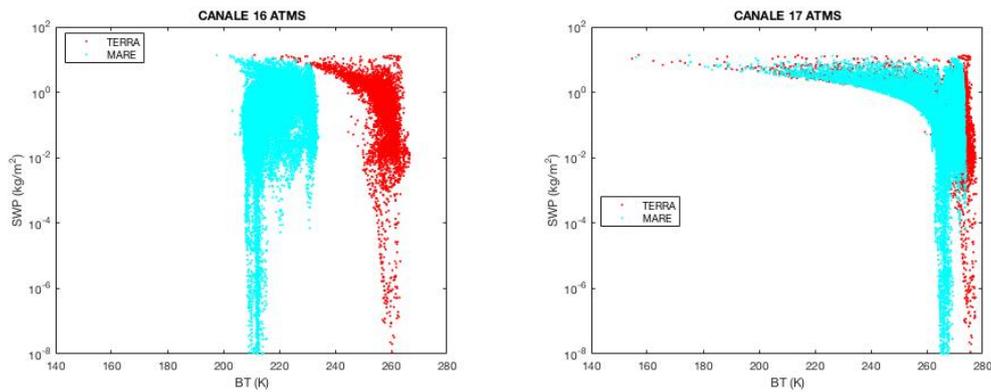
Figura 3.34: canali a 92 GHz in polarizzazioni verticale e orizzontale simulati con RTTOV mantenendo diversa da zero solo la pioggia.

tutto compatibile con quanto già visto per i canali 8 e 9 di GMI. Nel canale 17, la presenza di pioggia è riscontrabile in una diminuzione della risposta radiativa su

terra e in un leggero aumento su mare. Nel canale 18 invece, i profili su mare sono soggetti ad un sensibile aumento di temperature di brillantezza, di oltre 20 K, mentre su terra non sono riscontrate modifiche.

3.6 SENSIBILITA' DEI SENSORI ALLA PRESENZA DI NEVE

3.6.1 SENSORE ATMS



(a) *BT in funzione di SWP a 89 GHz.*

(b) *BT in funzione di SWP a 166 GHz.*

Figura 3.35: canali a 89 GHz e 166 GHz simulati con RTTOV mantenendo diversa da zero solo la neve.

La neve, tra i quattro tipi di idrometeora, è quella che possiede la più alta capacità di diffondere i fotoni nelle microonde, in quanto è ghiacciata e di grandi dimensioni. Le immagini delle figure 3.4 e 3.5 mostrano chiaramente che i suoi valori di *water path* superano i $10 \frac{kg}{m^2}$, risultando quindi la più abbondante, e che la sua collocazione verticale è ben distribuita su quasi tutta la colonna atmosferica, con un picco tra gli 800 hPa e 400 hPa.

Il canale 16 (figura 3.35 (a)), essendo ad una frequenza di 89 GHz quindi più bassa rispetto agli altri analizzati, è il meno sensibile allo scattering della neve. Tuttavia sopra $1 \frac{kg}{m^2}$ risulta evidente un importante calo di segnale di oltre 30 K, specialmente su terra. Le differenze di estinzione presenti tra terra e mare sono dovute all'assorbimento, sempre presente, dei fiocchi di neve. Infatti, a causa delle elevate BT di background su terra, l'assorbimento, insieme allo scattering, tendono ad indebolire il segnale. Accade invece il contrario su mare dove l'assorbimento, che porterebbe ad un aumento di BT, si contrappone allo scattering.

La maggior frequenza di misura da parte del canale 17 (166 GHz), in figura 3.35 (b), incrementa il ruolo della diffusione che causa un forte calo di temperatura di brillantezza di oltre 70 K per valori di *snow water path* intorno a $10 \frac{kg}{m^2}$. La sua bassa funzione peso permette inoltre alla radiazione emessa di interagire con la totalità della neve presente nella colonna verticale e questo è il motivo per cui il 17 è più sensibile a tale aggregato rispetto anche ai canali del vapor d'acqua.

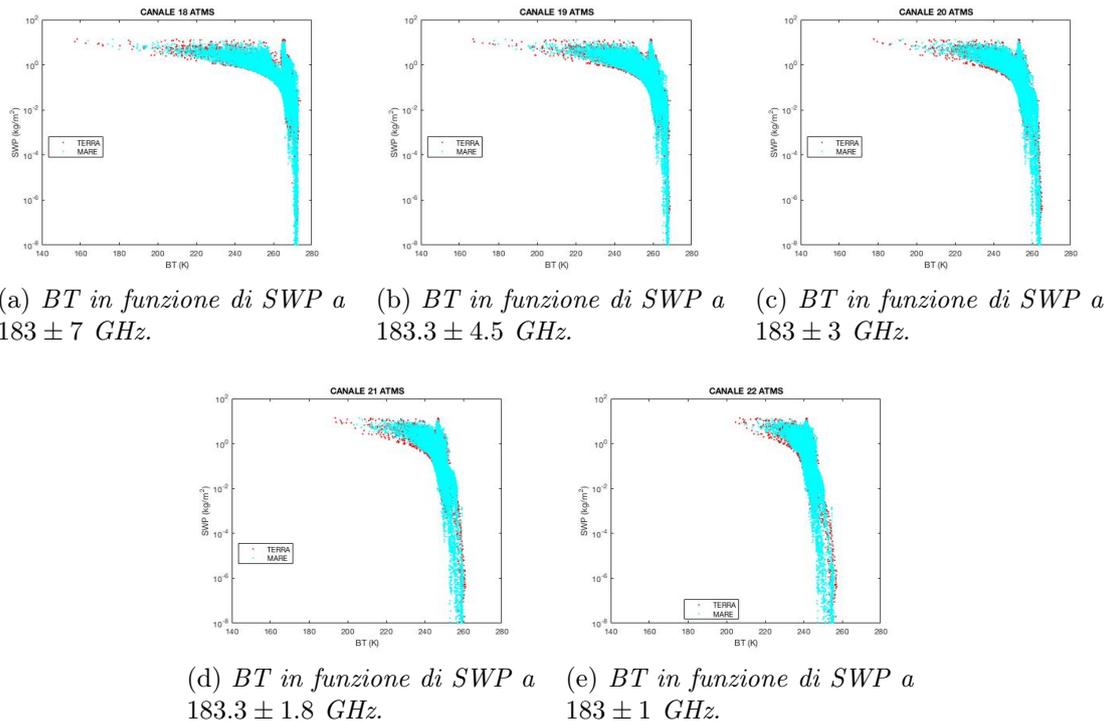


Figura 3.36: I 5 canali del vapor d'acqua attorno alla frequenza di 183 GHz, simulati con RTTOV mantenendo diverso da zero solo il contenuto di neve.

Tutti i 5 canali del vapor d'acqua di ATMS (figura 3.36) sono sensibili allo scattering della neve, ma con alcune differenze tra loro. Innanzitutto le BT non soggette allo scattering, relative a bassi valori di SWP, assumono valori sempre più bassi andando avanti con i canali. Ciò è dovuto al fatto che la frequenza misurata è sempre più vicina al picco di assorbimento del vapore e di conseguenza l'emissione proverrà da strati di atmosfera più alti, quindi più freddi.

Inoltre anche la diminuzione di segnale diventa sempre più debole perché, con l'innalzamento della funzione peso, diminuisce sempre più la quantità di neve presente tra strato di emissione e il sensore, in grado di diffondere i fotoni.

3.6.2 SENSORE MHS

Il canale 1 di MHS (figura 3.37 (a)) è influenzato dalla presenza di neve allo stesso modo del canale 16 di ATMS. Essi misurano infatti alla stessa frequenza di 89 GHz e le loro simulazioni sono state effettuate con lo stesso angolo di vista. Tale frequenza è poco sensibile allo scattering di particelle ghiacciate, infatti i loro effetti sono visibili solo per alti valori di SWP, al di sopra di $1 \frac{kg}{m^2}$ circa. Il calo di BT risulta essere più importante su terra, mentre su superficie marina è pressoché impercettibile.

Il canale 2, a 157 GHz (figura 3.37 (b)) è il più sensibile allo scattering della neve, tant'è che il segnale viene abbattuto fino a valori al di sotto di 200 K. L'andamento delle BT con il SWP è lo stesso del canale 17 di ATMS a 166 GHz anche se le due frequenze di misura sono leggermente diverse. Su MHS a 157 GHz e per bassi valori

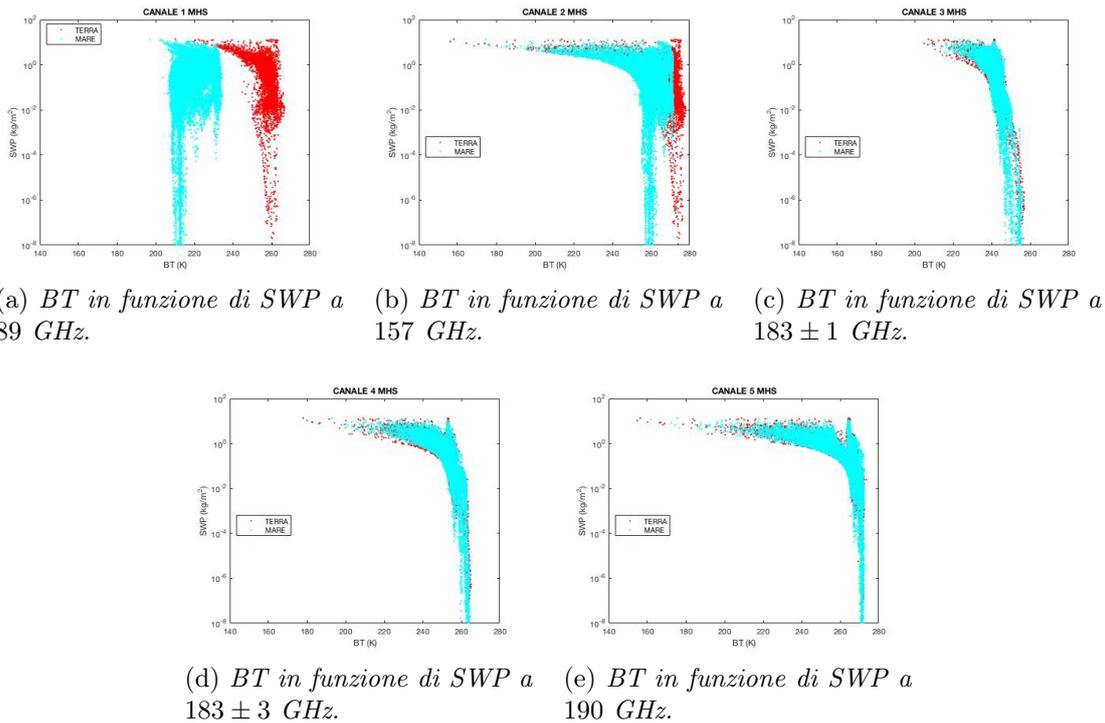


Figura 3.37: Tutti i canali di MHS simulati con RTTOV, mantenendo diversa da zero solo la neve.

di SWP, si riscontrano BT su mare leggermente più basse di quelle di ATMS a 166 GHz perché la minor frequenza provoca un abbassamento della funzione peso che rende quindi più importante la piccola emissione superficiale.

I due canali del vapor d'acqua 3 e 4 (immagini (c) e (d) di figura 3.37) misurano rispettivamente alle stesse frequenze dei canali 22 e 20 di ATMS ed infatti le conseguenze apportate dalla neve sono identiche.

Anche il canale 5 a 190 GHz (figura 3.37 (e)) risente molto della presenza di neve che causa un forte calo del segnale. La migliore analogia è quella con il canale 18 di ATMS che misura alla frequenza di 183 ± 7 GHz. In questo caso, la più alta frequenza rispetto al canale 2, rende i fotoni maggiormente soggetti allo scattering della neve, tuttavia essendo la funzione peso più alta, per l'assorbimento continuo del vapor d'acqua, i fotoni potranno interagire con una quantità ridotta di idrometeore. Questi due effetti sono contrapposti e permettono alle BT di raggiungere valori inferiori ai 200 K come accadeva a 157 GHz. Inoltre a 190 GHz sono presenti dei valori ad alti contenuti di neve ma con BT pressoché inalterate. Questi dati sono relativi a dei profili con molta neve che però è situata, per la maggior parte, al di sotto della funzione peso e ciò permette alle BT di mantenere i loro valori senza risentire dello scattering.

3.6.3 SENSORE GMI

I primi due canali misurano ad 89 GHz (immagini (a) e (b) di figura 3.38) ma con diverse polarizzazioni. Dalle immagini è possibile notare che la radianza emessa

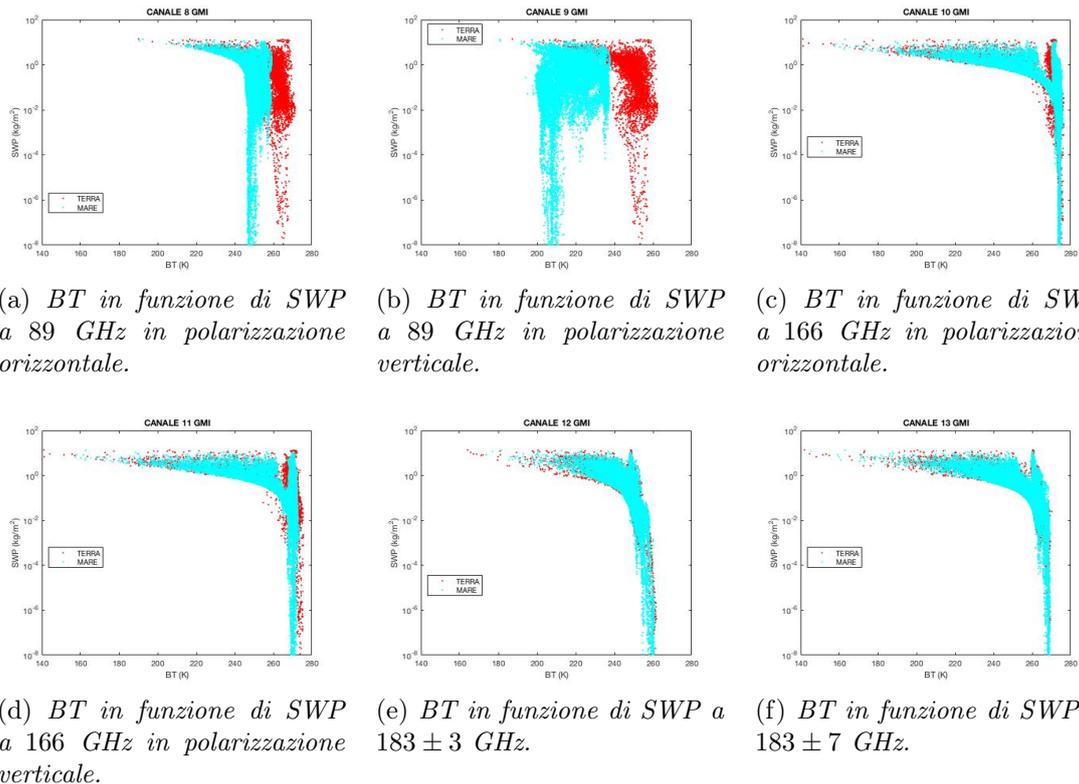


Figura 3.38: 6 canale di GMI simulati con RTTOV, mantenendo diversa da zero solo la neve.

dalla superficie, rappresentata dai valori di BT inerenti a bassi SWP e quindi non soggetti a scattering, nel canale 8 in polarizzazione orizzontale è maggiore di quella polarizzata verticalmente. Ciò rende maggiormente evidente il ruolo dell'estinzione nel canale 8, perché su background più caldo. In generale anche la terra fornisce un background più caldo rispetto al mare ed infatti i profili continentali subiscono maggiormente il calo di segnale.

I canali 10 e 11 a 166 GHz (immagini (c) e (d) di figura 3.38) sono i più sensibili allo scattering della neve e differiscono tra loro per il tipo di polarizzazione che fornisce informazioni sulla geometria ed orientazione spaziale dei bersagli diffusori. Il modello RTTOV-SCATT, che tratta i fiocchi come *sector snowflake*, considera le idrometeore orientate in modo casuale nello spazio. Per questo i due canali forniscono le medesime risposte radiative. A tale frequenza sono presenti dei valori alti di BT relativi a profili con grandi contenuti di neve, esattamente come accadeva alla frequenza di 190 GHz in MHS. Tuttavia ciò non accadeva nel canale 17 di ATMS che misura alla stessa frequenza di 166 GHz. Questo perché, come già esposto, la funzione peso di questo canale sarà leggermente più alta del canale 17 di ATMS, alla stessa frequenza, a causa del maggior angolo di vista.

Gli ultimi due canali del vapor d'acqua a 183 ± 3 GHz e 183 ± 7 GHz (immagini (e) e (f) di figura 3.38) sono molto sensibili allo scattering. La loro elevata funzione peso rende invisibile gran parte della neve situata al di sotto e limita perciò l'abbattimento del segnale.

3.6.4 SENSORE SSMIS

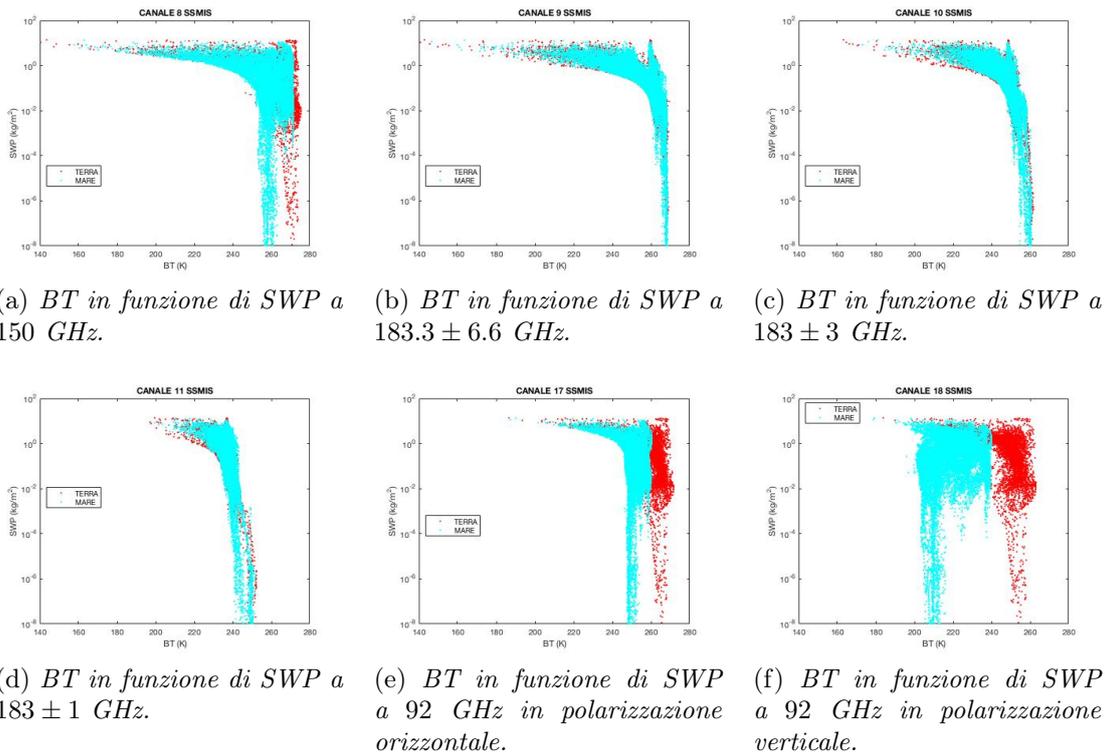


Figura 3.39: 6 canale di SSMIS simulati con RTTOV, mantenendo diversa da zero solo la neve.

Il canale 8 a 150 GHz (figura 3.39 (a)) è il più sensibile, tra i canale di SSMIS, allo scattering della neve. Rispetto ai canali 10 e 11 di GMI a 166 GHz, la funzione peso ha il massimo ad una quota inferiore e ciò permette di notare la distinzione tra il segnale di terra o marino, per bassi SWP.

I successivi 3 canali (immagini (b), (c) e (d) di figura 3.39) misurano attorno alla frequenza di assorbimento del vapor d'acqua e la loro funzione peso sale progressivamente. Le temperature di brillantezza di background, inerenti a bassi contenuti di neve, risultano sempre più basse per l'innalzamento della funzione peso verso strati atmosferici più freddi. Il calo del segnale risulta invece sempre meno marcato per la quantità di neve via via minore presente tra la quota di picco della funzione peso e il sensore.

Il comportamento dei canali 17 e 18 a 92 GHz (immagini (e) e (f) di figura 3.39) è analogo a quanto visto alla frequenza di 89 GHz in GMI. L'estinzione risulta più evidente su background caldo, perciò in generale su terra. Ciò accade però anche in polarizzazione orizzontale su mare, in quanto la sua emissione è superiore rispetto a quella polarizzata verticalmente.

Capitolo 4

RETRIEVAL DEL VAPORE ACQUEO

In questo capitolo verranno inizialmente descritte 4 diverse categorie di profili a 60 livelli, scaricabili dal sito ufficiale di RTTOV: estivi su terra, estivi su mare, invernali su terra ed invernali su mare. Essi saranno usati come input per RTTOV (non RTTOV-SCATT) con lo scopo di simulare le temperature di brillanza misurate dai sensori descritti nel capitolo precedente, in condizioni di cielo sereno. Tali simulazioni saranno poi utilizzate, per ogni sensore, per ricavare due algoritmi (su terra e su mare), in grado di fornire il contenuto colonnare di vapore acqueo da una combinazione lineare di temperature di brillanza a diversi canali. I coefficienti relativi ai canali utilizzati sono stati ricavati per mezzo di una regressione lineare multipla.

L'ultimo passo è stato infine quello di testare su altri profili gli algoritmi creati, al fine di valutare la loro validità.

4.1 DESCRIZIONE DEI PROFILI USATI PER CREARE GLI ALGORITMI

I profili scelti, per creare gli algoritmi di retrieval dell'acqua precipitabile a cielo sereno, sono scaricabili dal sito di RTTOV e si suddividono in 4 categorie: estivi e invernali su terra ed estivi e invernali su mare. Essi presentano 60 livelli verticali e contengono le stesse 9 grandezze che contraddistinguevano i profili utilizzati nel capitolo 3. In particolare, la categoria *land summer* contiene 25384 profili, *land winter* ne ha 5029, in *ocean summer* sono 9006 ed infine 9310 per *ocean winter*. I valori di *total precipitable water* (TPW) sono stati calcolati discretizzando l'integrazione verticale della seguente equazione

$$TPW = \frac{1}{\rho g} \int_0^{P_0} q dp \quad (4.1)$$

dove:

- L'integrazione è effettuata su tutta la colonna atmosferica, quindi dai livelli di pressione nulli fino a quelli al suolo (P_0).

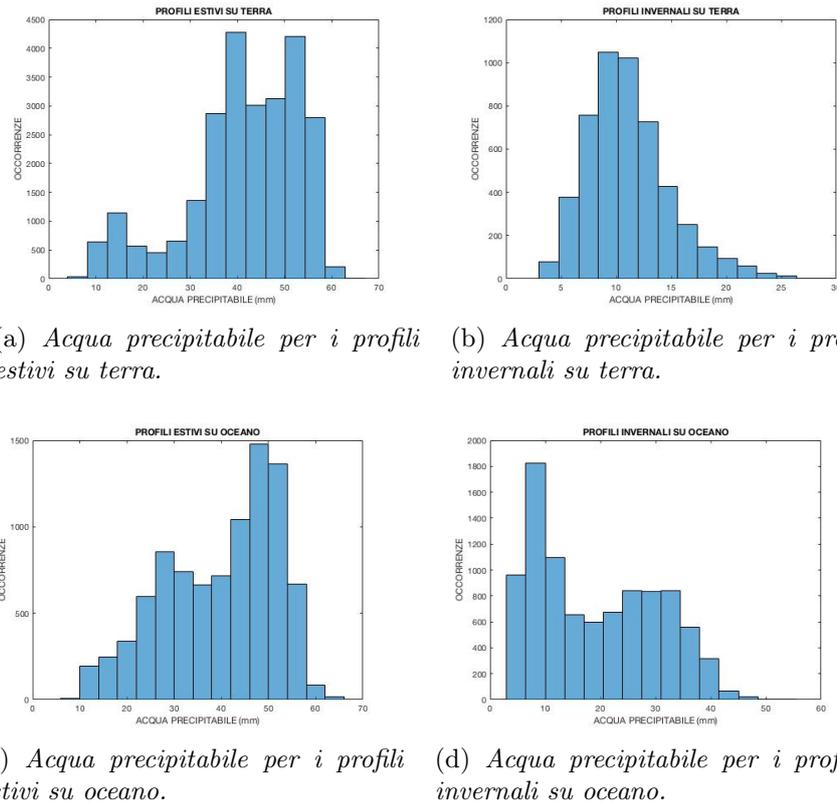


Figura 4.1: I valori di acqua precipitabile sono stati calcolati dai dati di umidità presenti nei 4 tipi di profili.

- La grandezza q rappresenta l'umidità specifica espressa in $\frac{kg}{kg}$.
- Le costanti al di fuori dell'integrale sono: l'accelerazione di gravità g e la densità dell'acqua ρ , che vale $1000 \frac{kg}{m^3}$.
- Infine, i valori di acqua precipitabile (TPW) ottenuti, utilizzando i Pascal per la pressione, sono in metri. Tuttavia nei grafici sono stati convertiti e saranno sempre espressi in mm.

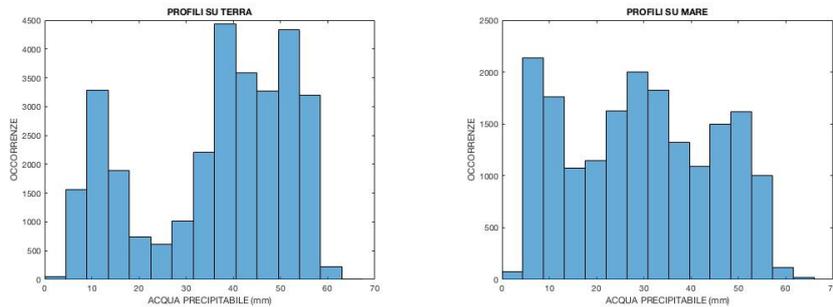
Come atteso, gli istogrammi di figura 4.1 mostrano che i più alti valori di *water vapor* integrato vengono assunti nei profili estivi piuttosto che quelli invernali.

Inizialmente l'idea era quella di ottenere, per ogni sensore, un determinato algoritmo di retrieval per ognuna delle 4 tipologie di profili. Tuttavia si è notato che la distinzione tra estate ed inverno non risultava significativa ai fini del retrieval, a differenza invece delle disomogeneità causate dai diversi tipi di superficie. Ciò ha suggerito di unire i dataset a diversa stagionalità, in modo tale da dover sviluppare due soli algoritmi per ogni sensore: uno su terra e l'altro su mare.

Questa operazione non ha solo un vantaggio pratico, infatti l'unione di due dataset ne crea uno unico che contiene un più vasto range di valori di TPW. Ciò permette lo sviluppo di un algoritmo in grado di fittare contemporaneamente bassi ed alti contenuti di TPW.

Ad esempio un eventuale algoritmo di retrieval, sviluppato per mezzo dei soli pro-

filii *land winter*, fornirà buoni risultati per valori di TPW bassi, compresi tra 5 mm e 20 mm ma non farà altrettanto con valori più alti. E' bene tenere a mente



(a) Acqua precipitabile per i profili su terra. (b) Acqua precipitabile per i profili su mare.

Figura 4.2: I valori di acqua precipitabile sono stati calcolati dai dati di umidità presenti nei 4 tipi di profili, unendo quelli inerenti alla stessa superficie.

che questi profili non sono tutti a cielo sereno, ma potrebbero essere usati per la routine RTTOV-SCATT esattamente come è stato fatto nel capitolo 3. Tuttavia le temperature di brillantezza simulate sono state ottenute imponendo a zero la frazione di nube relativa ad ogni profilo, in modo da avere un risultato finale identico a quello di cielo sereno. I due nuovi dataset sono rappresentati nei grafici di figura 4.2 e saranno quelli da cui verranno sviluppati gli algoritmi.

4.2 SVILUPPO DEGLI ALGORITMI

La regressione lineare multipla [32] è una tecnica che permette di ricavare una relazione lineare tra una variabile dipendente Y e diverse variabili indipendenti X_i , partendo da dati sperimentali. Ciò è possibile se si hanno a disposizione molte misure (N) della variabile Y e di ciascuna delle M grandezze X_i .

La relazione cercata sarà quindi del tipo:

$$Y = a_0 + \sum_{i=1}^M a_i X_i \quad (4.2)$$

dove a_i sono i coefficienti che dovranno essere ricavati.

Supponiamo a questo punto che i veri valori della variabile Y siano quelli ricavati dalla equazione 4.2 e che le misure siano distribuite in modo Gaussiano attorno al valore vero. A questo punto, la probabilità di ottenere il dato osservato Y_j sarà data da:

$$P(Y_j) \propto \frac{1}{\sigma_y} e^{-\frac{(Y_j - [a_0 + \sum_{i=1}^M a_i X_{i,j}])^2}{2\sigma_y^2}} \quad (4.3)$$

dove σ_y è la deviazione standard della misura Y_j .

La probabilità dunque di ottenere l'intero dataset costituito dalle N misure di Y_j è il prodotto delle singole probabilità, poiché le misure sono indipendenti tra loro.

$$P(Y_1, \dots, Y_N) = P(Y_1)P(Y_2)\dots P(Y_N) \propto \frac{1}{\sigma_y^N} e^{-\frac{\sum_{j=1}^N (Y_j - [a_0 + \sum_{i=1}^M a_i X_{i,j}])^2}{2\sigma_y^2}} \quad (4.4)$$

dove l'esponente è dato da:

$$\chi^2 = \sum_{j=1}^N \frac{[Y_j - (a_0 + \sum_{i=1}^M a_i X_{i,j})]^2}{\sigma_y^2} \quad (4.5)$$

A questo punto, i valori dei coefficienti a_i saranno quelli che renderanno massima la probabilità $P(Y_1, \dots, Y_N)$ oppure che minimizzeranno il χ^2 . Questa è la ragione per cui tale tecnica è anche chiamata dei minimi quadrati.

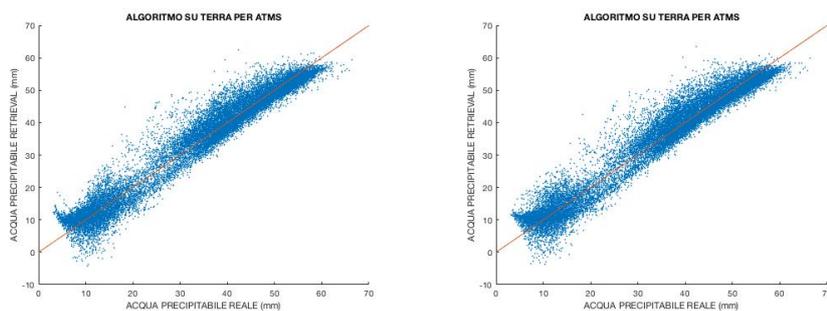
Le $M + 1$ equazioni da risolvere si otterranno quindi ponendo uguale a zero le derivate parziali del χ^2 rispetto a ciascun coefficiente a_i .

Nel caso specifico trattato in questo capitolo, la grandezza Y dipendente sarà il contenuto di vapore acqueo colonnare, chiamato anche acqua precipitabile, mentre ogni parametro indipendente X_i sarà rappresentato dalle temperature di brillanza simulate dal sensore nell' i -esimo canale spettrale.

Inoltre, come per il capitolo precedente, le simulazioni RTTOV sono state eseguite al NADIR per i sensori ATMS e MHS e ad un angolo zenitale di 53° per GMI e SSMIS. Anche in questo studio, l'emissività su terra è stata calcolata assumendo gli stessi valori standard usati nel capitolo precedente. Sia su mare che su terra, le temperature di brillanza usate per la regressione sono solo quelle dei canali posizionati tra la frequenza di 89 GHz e 190 GHz.

La strategia adottata, per ogni sensore, è stata quella di eseguire una regressione lineare multipla utilizzando tutti i canali compresi tra le frequenze stabilite precedentemente. In seguito è stata effettuata un'operazione di semplificazione dell'algoritmo, che consiste nell'eliminazione di alcuni canali che non risultano indispensabili per un buon funzionamento. Le frequenze superflue sono quelle che, se tolte, non causano differenze significative nel fit dei dati.

4.2.1 ATMS



(a) L'algoritmo di retrieval impiegato fa uso di tutti i 7 canali di ATMS, nel range specificato. $RMSE = 3.26$ mm.

(b) L'algoritmo di retrieval impiegato fa uso dei canali 16, 17 e 18 di ATMS. $RMSE = 3.34$ mm.

Figura 4.3: Scatterplot tra i valori di TPW, in ascissa, calcolati direttamente dai profili su terra, con cui si è sviluppato l'algoritmo, per mezzo dell'equazione 4.1 e i valori calcolati dall'algoritmo di retrieval in ordinata.

Le immagini di figura 4.3 e 4.4 mostrano che il fit eseguito dall' algoritmo, costituito dai soli 3 canali 16 (89 GHz), 17 (166 GHz) e 18 (183 ± 7 GHz), è pressoché identico a quello sviluppato con tutti i 7 canali. Inoltre il *root mean square error* (RMSE), che misura la distanza quadratica media tra i valori ricavati e quelli reali, subisce un incremento di soli 0.08 mm.

Tali grafici risultano utili per osservare gli effetti provocati dalla mancanza di uno o più canali, sulla regressione. Tuttavia non forniscono un' indicazione sul funzionamento generale dell' algoritmo, in quanto risulta ovvio che esso fornisca buoni risultati sui profili da cui è stato creato.

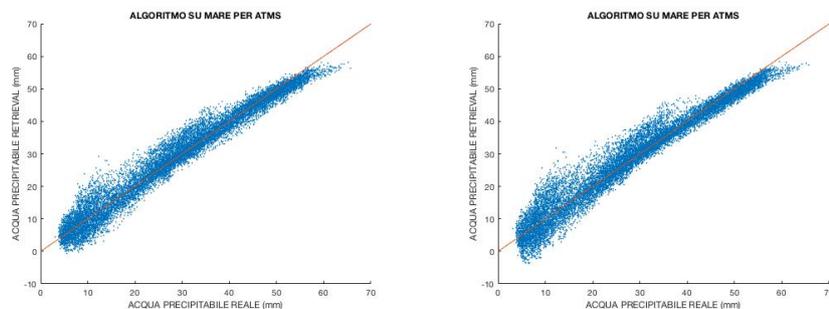
La stessa cosa è stata fatta per creare l' algoritmo su mare.

Detto ciò, gli algoritmi di retrieval dell' acqua precipitabile ricavati dalla regressione sono:

$$TPW_{TERRA} = 2.0306BT_{16} - 1.1670BT_{17} - 0.6944BT_{18} \quad (4.6)$$

$$TPW_{MARE} = 0.7565BT_{16} + 0.2941BT_{17} - 0.8302BT_{18} \quad (4.7)$$

Come è possibile vedere dalle equazioni di retrieval, i 3 canali che hanno fornito



(a) L' algoritmo di retrieval impiegato fa uso di tutti i 7 canali di ATMS, nel range specificato. $RMSE = 2.79$ mm.
 (b) L' algoritmo di retrieval impiegato fa uso dei canali 16, 17 e 18 di ATMS. $RMSE = 3.16$ mm.

Figura 4.4: Scatterplot tra i valori di TPW, in ascissa, calcolati direttamente dai profili su mare, con cui si è sviluppato l' algoritmo, per mezzo dell' equazione 4.1 e i valori calcolati dall' algoritmo di retrieval in ordinata.

le migliori stime di TPW sui profili di terra e mare sono stati: il 16, 17 e 18, le cui temperature di brillantezza sono maggiormente correlate al TPW, rispetto agli altri canali mancanti, che infatti non contribuiscono ad aumentare la precisione del fit in modo significativo. I grafici di BT, in figura 4.5, in funzione dell' acqua precipitabile mostrano quanto detto. Infatti è possibile notare un generale aumento del segnale, con il TPW, nel canale 16 a 89 GHz, che viene perso invece man mano che si sale coi canali. Fino ad arrivare al canale 22 (183 ± 1 GHz, non graficato) in cui i punti risultano molto sparpagliati e senza un evidente trend.

La ragione principale per cui ad elevati segnali corrispondo alti valori di TPW, è che l' aria più calda è in grado di contenere una maggior quantità di vapore e viceversa. Man mano che si sale con la funzione peso, cioè si prosegue con i canali, questo andamento viene perso in quanto l' umidità specifica cala con la quota e i suoi valori diventano sempre meno significativi ai fini del calcolo di TPW, ovvero alti segnali

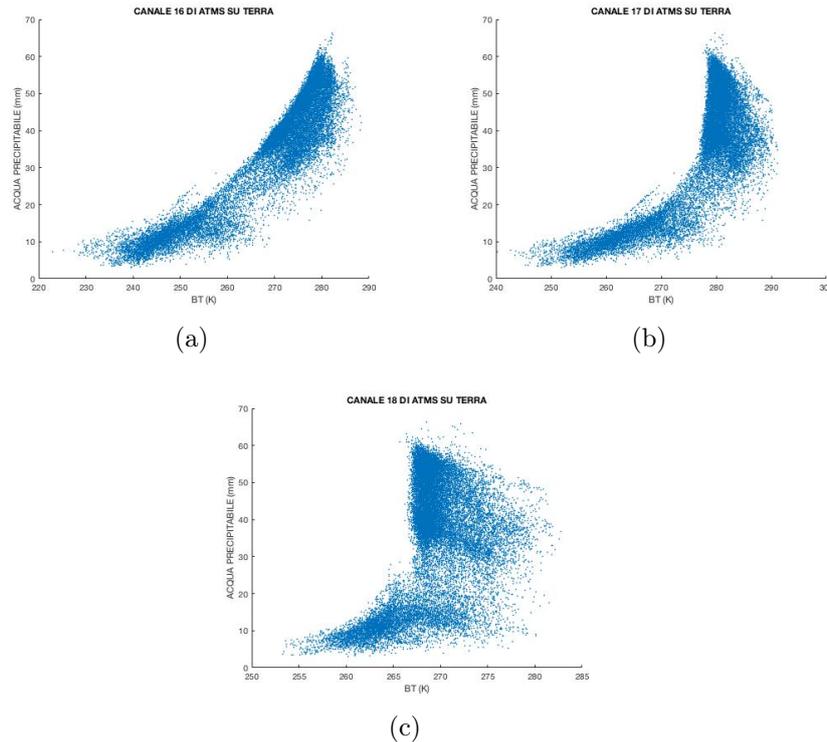


Figura 4.5: Temperature di brillantezza di cielo sereno dei 3 canali, usati nell'algoritmo, in funzione del contenuto colonnare di vapore. Le grandezze si riferiscono ai profili su terra.

continuano a corrispondere, a quella quota, a più alti contenuti di vapore, che però corrisponderanno con minor probabilità anche ad elevati TPW.

Inoltre aumentando la frequenza di misura, cresce l'assorbimento del vapore che per alti TPW provoca un innalzamento della funzione peso con conseguente calo del segnale misurato. Questo effetto si contrappone a quello precedente così da far diventare l'andamento pressoché verticale.

Anche gli scatterplot su mare, analoghi a quelli appena commentati, sono stati eseguiti. Tali grafici non sono riportati in quanto presentano le stesse caratteristiche viste su terra.

4.2.2 MHS

I canali utilizzati per la creazione dell'algoritmo di MHS sono: 1 (89 GHz), 2 (157 GHz) e il 5 (190 GHz). Essi hanno caratteristiche analoghe a quelli scelti nel caso precedente di ATMS come è possibile vedere dai grafici in figura 4.6, creati dai dati su mare. Gli stessi grafici su terra non sono riportati perché risultano avere gli stessi andamenti.

I 2 canali mancanti, centrati attorno alla frequenza di assorbimento del vapore d'acqua (183 GHz), non apportano miglioramenti nella regressione in quanto le BT non presentano alcuna correlazione con il contenuto colonnare di vapore.

I grafici di figura 4.7 e 4.8 confermano quanto detto, infatti l'algoritmo costruito

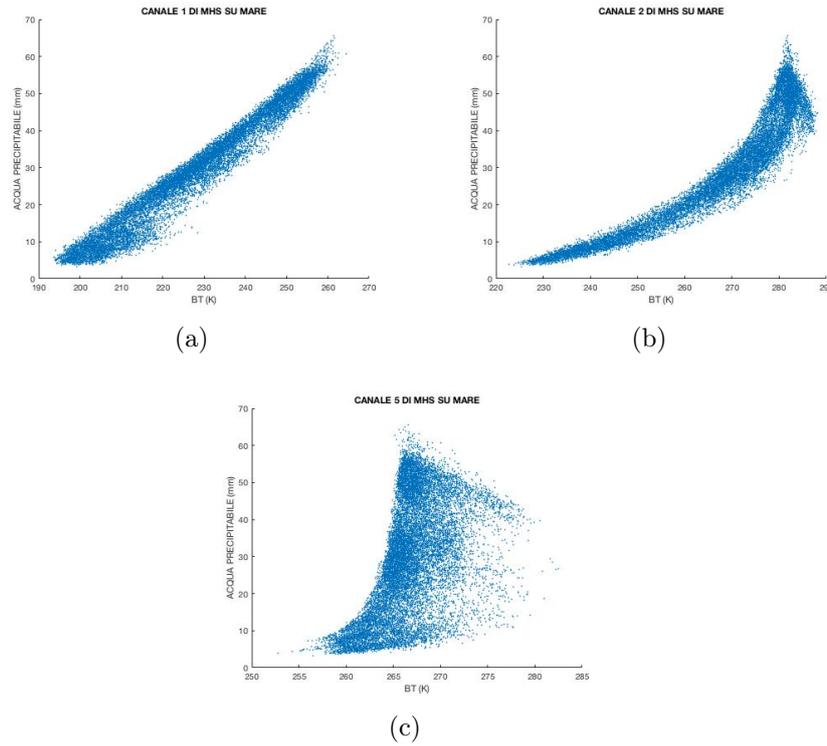
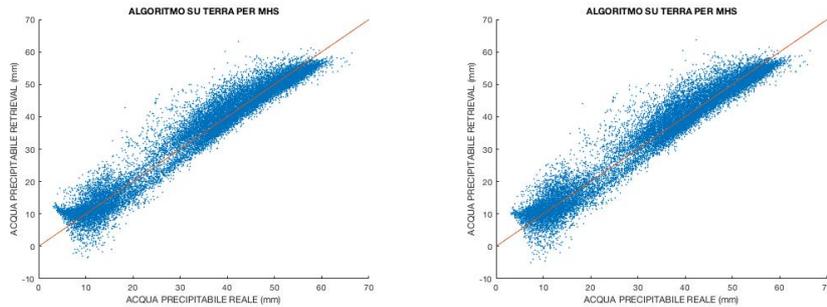


Figura 4.6: Temperature di brillantezza di cielo sereno dei 3 canali, usati nell'algoritmo, in funzione del contenuto colonnare di vapore. Le grandezze si riferiscono ai profili su mare.

con i soli 3 canali è in grado di rappresentare bene i dati, tanto quanto accade con l'utilizzo di tutti i canali. Il *root mean square error* aumenta di una quantità non significativa ai fini del retrieval ed inoltre ciò è vero tanto su terra quanto su mare. Gli algoritmi creati per MHS sono dunque:

$$TPW_{TERRA} = 2.2564BT_1 - 1.2124BT_2 - 0.8733BT_5 \quad (4.8)$$

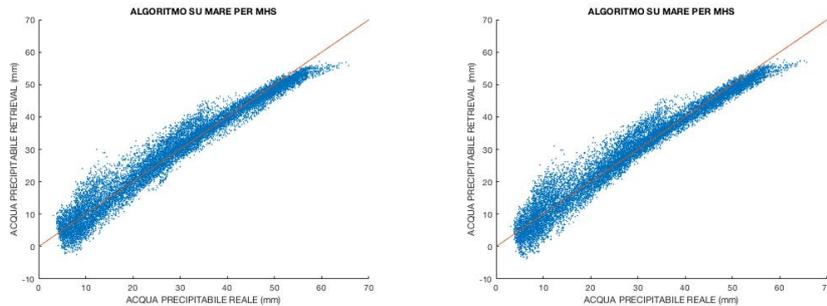
$$TPW_{MARE} = 0.6990BT_1 + 0.2634BT_2 - 0.7502BT_5 \quad (4.9)$$



(a) L'algoritmo di retrieval impiegato fa uso di tutti i 5 canali di MHS. $RMSE = 3.32$ mm.

(b) L'algoritmo di retrieval impiegato fa uso dei canali 1, 2 e 5 di MHS. $RMSE = 3.36$ mm.

Figura 4.7: Scatterplot tra i valori di TPW, in ascissa, calcolati direttamente dai profili su terra, con cui si è sviluppato l'algoritmo, per mezzo dell'equazione 4.1 e i valori calcolati dall'algoritmo di retrieval in ordinata.



(a) L'algoritmo di retrieval impiegato fa uso di tutti i 5 canali di MHS. $RMSE = 2.96$ mm.

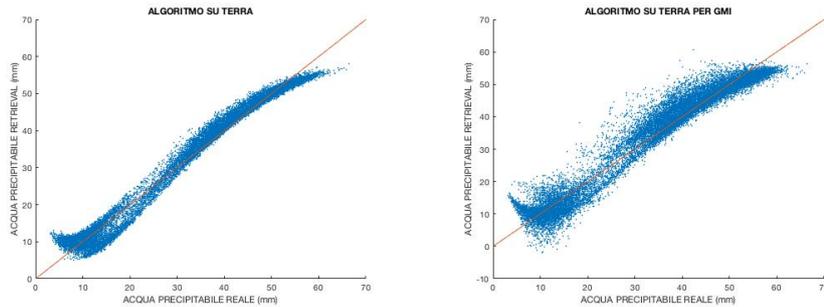
(b) L'algoritmo di retrieval impiegato fa uso dei canali 1, 2 e 5 di MHS. $RMSE = 3.09$ mm.

Figura 4.8: Scatterplot tra i valori di TPW, in ascissa, calcolati direttamente dai profili su mare, con cui si è sviluppato l'algoritmo, per mezzo dell'equazione 4.1 e i valori calcolati dall'algoritmo di retrieval in ordinata.

4.2.3 GMI

Anche per quanto riguarda il sensore GMI, la scelta dei canali è rimasta in linea con quanto fatto finora, infatti l'algoritmo sviluppato sfrutta le temperature di brillanza nei canali 8 (89 GHz in polarizzazione verticale), 10 (166 GHz in polarizzazione verticale) e 13 (183 ± 7 GHz).

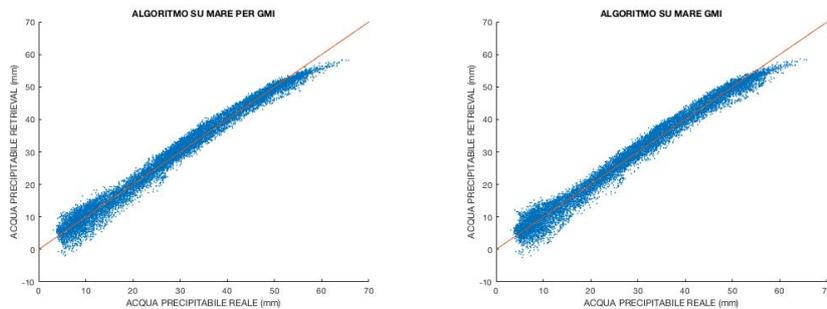
L'andamento delle BT dei 3 canali in funzione del contenuto colonnare di vapore è lo stesso di quanto già visto per gli altri due sensori precedenti, per questo motivo si è evitato di mostrare tali grafici. Come è possibile notare dai grafici su terra in figura 4.9, l'utilizzo di soli 3 canali peggiora la stima dei dati di TPW rispetto ad una regressione fatta con tutti i canali. L' $RMSE$ ad esso associato, subisce un aumento di più di 1 mm. Tuttavia ciò non accade su mare (figura 4.10), che infatti



(a) L' algoritmo di retrieval impiegato fa uso di tutti i 6 canali di GMI. $RMSE = 2.21$ mm.

(b) L' algoritmo di retrieval impiegato fa uso dei canali 8, 10 e 13 di GMI. $RMSE = 3.32$ mm.

Figura 4.9: Scatterplot tra i valori di TPW, in ascissa, calcolati direttamente dai profili su terra, con cui si è sviluppato l'algoritmo, per mezzo dell'equazione 4.1 e i valori calcolati dall'algoritmo di retrieval in ordinata.



(a) L' algoritmo di retrieval impiegato fa uso di tutti i 6 canali di GMI. $RMSE = 1.95$ mm.

(b) L' algoritmo di retrieval impiegato fa uso dei canali 8, 10 e 13 di GMI. $RMSE = 2.05$ mm.

Figura 4.10: Scatterplot tra i valori di TPW, in ascissa, calcolati direttamente dai profili su mare, con cui si è sviluppato l'algoritmo, per mezzo dell'equazione 4.1 e i valori calcolati dall'algoritmo di retrieval in ordinata.

presenta un' ottima correlazione con un RMSE pari a 2.05 mm; solo 0.1 mm in più rispetto alla regressione con tutti i canali.

In realtà su terra, esiste una diversa combinazione di canali (8, 9 e 11) in grado di fittare i valori di TPW con un RMSE ridotto a 2.31 mm. Tuttavia si è preferito usare gli stessi canali per i due algoritmi su diverse superfici, a discapito di un leggero aumento di *root mean square error*.

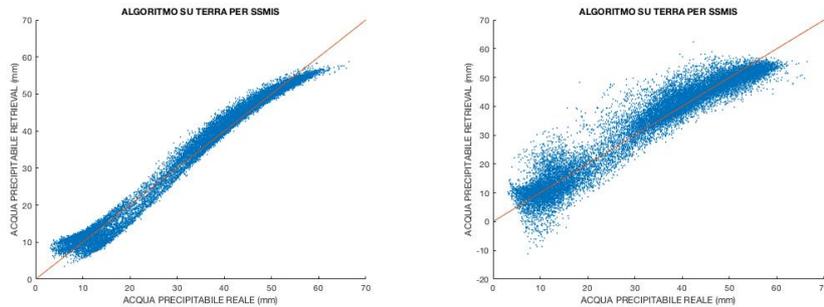
Gli algoritmi di GMI sono quindi:

$$TPW_{TERRA} = 1.9930BT_8 - 1.9276BT_{10} + 0.0712BT_{13} \quad (4.10)$$

$$TPW_{MARE} = 1.3519BT_8 - 0.6949BT_{10} - 0.4974BT_{13} \quad (4.11)$$

4.2.4 SSMIS

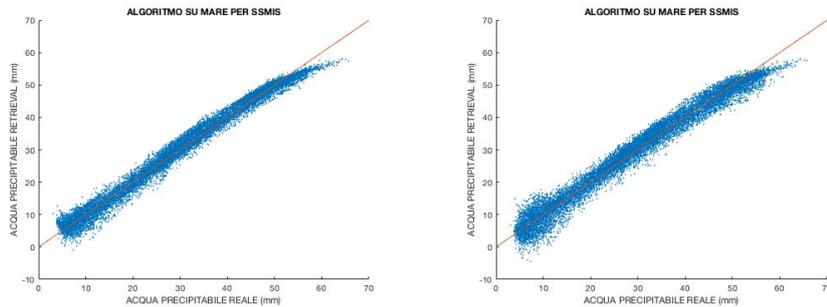
Proseguendo sulla falsa riga di quanto fatto finora, l'algoritmo per SSMIS è stato costruito sfruttando le stesse frequenze già viste. I canali corrispondenti sono: 8 (150 GHz), 9 (183 ± 7 GHz) e 17 (92 GHz). Gli scatterplot nelle figure 4.11 e



(a) *L'algoritmo di retrieval impiegato fa uso di tutti i 6 canali di SSMIS. RMSE = 2.04 mm.*

(b) *L'algoritmo di retrieval impiegato fa uso dei canali 8, 9 e 17 di SSMIS. RMSE = 3.90 mm.*

Figura 4.11: Scatterplot tra i valori di TPW, in ascissa, calcolati direttamente dai profili su terra, con cui si è sviluppato l'algoritmo, per mezzo dell'equazione 4.1 e i valori calcolati dall'algoritmo di retrieval in ordinata.



(a) *L'algoritmo di retrieval impiegato fa uso di tutti i 6 canali di SSMIS. RMSE = 1.87 mm.*

(b) *L'algoritmo di retrieval impiegato fa uso dei canali 8, 9 e 17 di SSMIS. RMSE = 2.43 mm.*

Figura 4.12: Scatterplot tra i valori di TPW, in ascissa, calcolati direttamente dai profili su mare, con cui si è sviluppato l'algoritmo, per mezzo dell'equazione 4.1 e i valori calcolati dall'algoritmo di retrieval in ordinata.

4.12 mostrano gli effetti sul fit, causati dalla diminuzione dei canali utilizzati per la regressione. L'RMSE aumenta in entrambi i casi soprattutto su terra e ciò è analogo a quanto accaduto per GMI.

La scelta di questi 3 canali sembra dunque favorire i casi marini, cosa che però non accadeva in MHS e ATMS.

Le equazioni per i due algoritmi sono:

$$TPW_{TERRA} = -0.9708BT_8 - 1.1272BT_9 + 2.1919BT_{17} \quad (4.12)$$

$$TPW_{MARE} = -0.1869BT_8 - 1.0669BT_9 + 1.3833BT_{17} \quad (4.13)$$

4.3 TEST DI VERIFICA DEGLI ALGORITMI DI RETRIEVAL

Per capire se gli algoritmi sviluppati sono in grado di fornire una stima di *total precipitable water* da misure satellitari, è necessario testarli su profili indipendenti da quelli utilizzati per le regressioni.

Tuttavia, l'approccio modellistico ci permette di lavorare ancora in un ambiente controllato. Questo perché le temperature di brillanza inserite negli algoritmi, saranno ancora una volta simulazioni di RTTOV e rispetteranno perciò tutte le parametrizzazioni con cui, implicitamente, sono stati sviluppati gli algoritmi di retrieval.

Un chiaro esempio è fornito dal fatto che tutte le equazioni utilizzano un canale finestra, alla frequenza di 90 GHz circa, che dipende perciò dall'emissività superficiale. Il problema è che tale parametro, su terra, possiede un valore standard nelle simulazioni, mentre nella realtà cambia di zona in zona, in base al tipo di terreno. Questa è una delle ragioni per cui potrebbero nascere dei problemi nel passaggio tra radianze sintetiche e misurate. Come punto di partenza verranno usati i 25600 profili dell'1 febbraio 2014, grazie ai quali è stato svolto lo studio di sensibilità del capitolo 3.

4.3.1 PROFILI 1 FEBBRAIO 2014

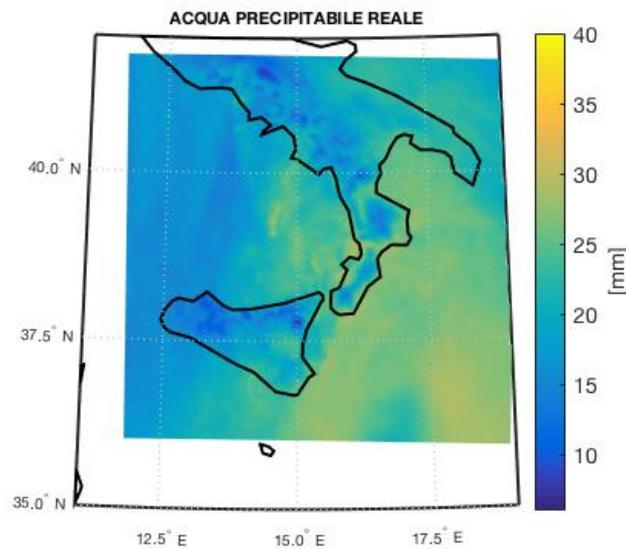
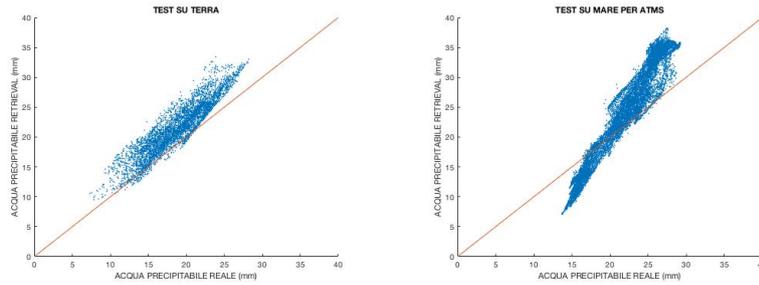


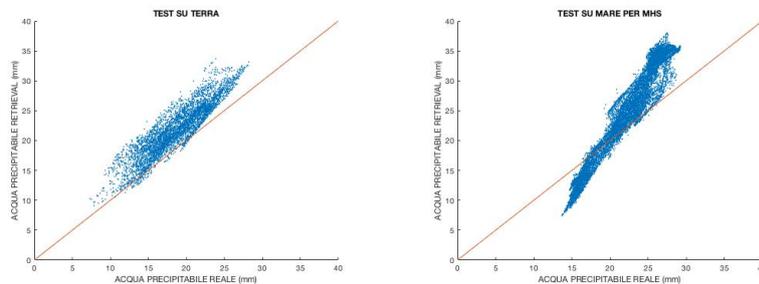
Figura 4.13: Acqua precipitabile calcolata tramite l'equazione 4.1 sui profili del 1 febbraio 2014. I valori non risultano particolarmente elevati, non superando i 30 mm, in quanto la situazione descritta è invernale.

Nel granulo scelto ci sono migliaia di profili, sia su terra che su mare, e ciò permette una verifica di tutti gli algoritmi sviluppati. I test effettuati per ATMS e MHS (figure 4.14 e 4.15) presentano tra loro caratteristiche molto simili. Entrambi forniscono buoni risultati su terra in quanto i loro RMSE si attestano tra i 3 e 4



(a) *Algoritmo su terra per ATMS.* $RMSE = 3.22 \text{ mm.}$ (b) *Algoritmo su mare per ATMS.* $RMSE = 5.04 \text{ mm.}$

Figura 4.14: Scatterplot tra i valori di TPW, in ascissa, calcolati direttamente dai profili del 1 febbraio 2014, per mezzo dell'equazione 4.1, e i valori calcolati dall'algoritmo di retrieval in ordinata.



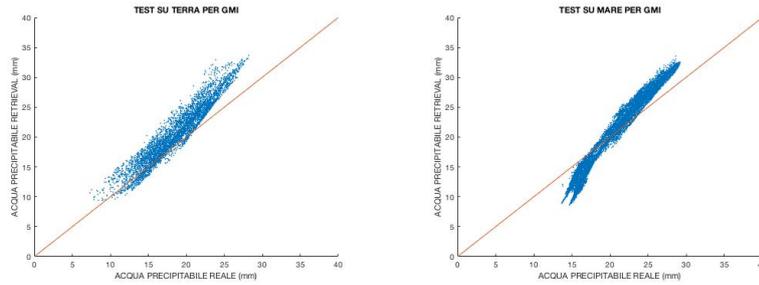
(a) *Algoritmo su terra per MHS.* $RMSE = 3.61 \text{ mm.}$ (b) *Algoritmo su mare per MHS.* $RMSE = 4.93 \text{ mm.}$

Figura 4.15: Scatterplot tra i valori di TPW, in ascissa, calcolati direttamente dai profili del 1 febbraio 2014, per mezzo dell'equazione 4.1, e i valori calcolati dall'algoritmo di retrieval in ordinata.

mm, tuttavia i valori sintetici risultano soggetti ad una generale sovrastima che si accentua leggermente per TPW elevati.

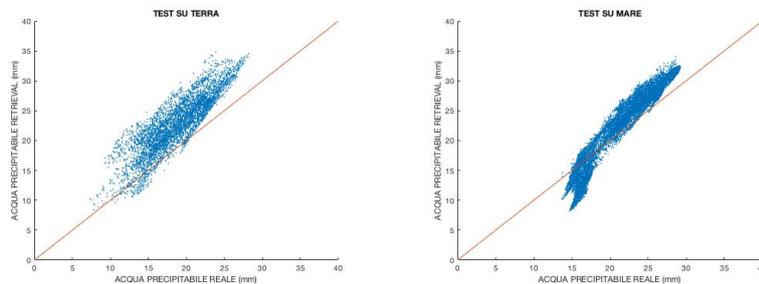
Le stime su mare subiscono un peggioramento che si riflette nel più elevato valore di RMSE di circa 5 mm. In questo caso gli algoritmi si comportano in modo differente a seconda del valore assunto dalla grandezza. Infatti, bassi TPW vengono sottostimati e il contrario accade per TPW superiori a 20 mm circa. Anche gli algoritmi per GMI e SSMIS (figure 4.16 e 4.17) forniscono ottimi risultati. Le stime su terra hanno caratteristiche simili a quelle già commentate per gli altri due sensori. Persiste una generale sovrastima che risulta però contenuta per GMI, infatti l'RMSE ad esso associato è di soli 2.63 mm, rappresentando una delle migliori stime effettuate. L'algoritmo per SSMIS su terra possiede lo stesso andamento di tutti gli altri, tuttavia le stime sono distribuite su un range di valori più vasto, causando un valore elevato di RMSE pari a 4.65 mm.

I valori ricavati su mare hanno subito un forte miglioramento rispetto ai sensori precedenti. Esiste ancora la tendenza a sottostimare i piccoli valori e viceversa, come accadeva per ATMS e MHS, tuttavia tale difetto è meno rilevante ed infatti i punti tendono a seguire maggiormente la pendenza della bisettrice. Dalle mappe



(a) *Algoritmo su terra per GMI.* $RMSE = 2.63 \text{ mm.}$ (b) *Algoritmo su mare per GMI.* $RMSE = 2.39 \text{ mm.}$

Figura 4.16: Scatterplot tra i valori di TPW, in ascissa, calcolati direttamente dai profili del 1 febbraio 2014, per mezzo dell'equazione 4.1, e i valori calcolati dall'algoritmo di retrieval in ordinata.



(a) *Algoritmo su terra per SSMIS.* $RMSE = 4.65 \text{ mm.}$ (b) *Algoritmo su mare per SSMIS.* $RMSE = 2.66 \text{ mm.}$

Figura 4.17: Scatterplot tra i valori di TPW, in ascissa, calcolati direttamente dai profili del 1 febbraio 2014, per mezzo dell'equazione 4.1, e i valori calcolati dall'algoritmo di retrieval in ordinata.

in figura 4.18 risultano evidenti i difetti discussi in precedenza. In particolare su mare, dove gli alti valori di *total precipitable water*, sul mar Ionio, sono estremizzati e i più bassi, sul mar Tirreno, sono ridotti. Come già evidenziato, ciò accade maggiormente per i sensori MHS e ATMS.

Tuttavia gli algoritmi non modificano la scena iniziale in quanto sono in grado di prevedere correttamente le zone più o meno umide.

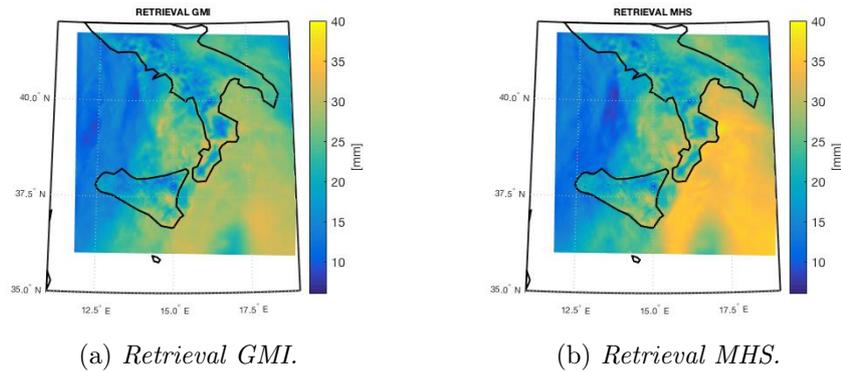


Figura 4.18: Risultati dei retrieval del vapor d'acqua colonnare, eseguiti per gli strumenti GMI e MHS.

4.3.2 PROFILI 6 GIUGNO 2017

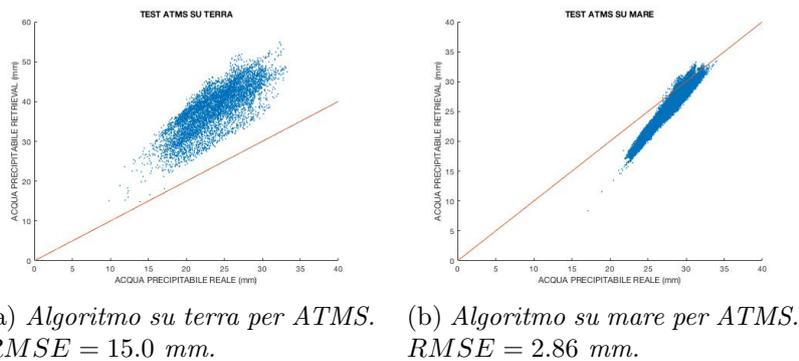


Figura 4.19: Scatterplot tra i valori di TPW, in ascissa, calcolati direttamente dai profili del 6 giugno 2017, per mezzo dell'equazione 4.1, e i valori calcolati dall'algoritmo di retrieval in ordinata.

Il granulo, inerente alla data 6 giugno 2017 alle ore 08 : 00 UTC, contiene 32375 profili del sud Italia, anche essi sviluppati dal modello WRF. Dai grafici dei retrieval (figure 4.19 e 4.22) risulta evidente che i 4 algoritmi si comportano pressoché nello stesso modo. Essi introducono una pesante sovrastima sui dati di TPW su terra. Infatti gli RMSE calcolati variano da 13.0 mm di GMI, fino a 17.6 mm di SSMIS. Ciò è causato dalla distribuzione dei valori del dataset usato per la creazione degli algoritmi di terra. Infatti l'istogramma 4.2 (a) mostra chiaramente una mancanza di dati tra i 20 e 30 mm, che si ripercuote in una difficoltà di retrieval in questo range di valori. Questo problema non è presente su mare, in quanto il dataset di figura 4.2 (b) risulta piuttosto omogeneo. Per tal motivo i retrieval su mare forniscono ottimi risultati con degli RMSE tra 2 e 3 mm. Le figure 4.20 e 4.21 mostrano quanto affermato in precedenza. I valori ricavati su mare sono compatibili con il campo reale di TPW, a meno di alcuni scostamenti che rimangono contenuti entro i 3 mm. La sovrastima presente su terra è invece di oltre 10 mm e crea discontinuità nette, che non esistono nella scena reale, tra

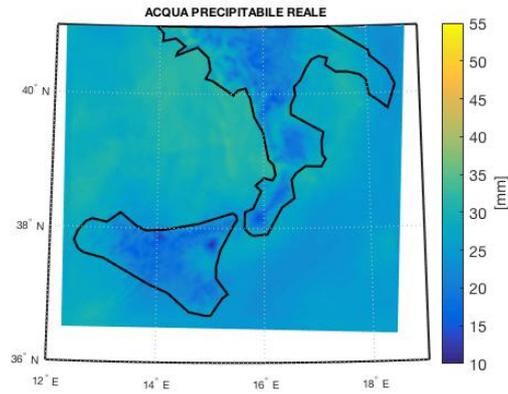


Figura 4.20: Acqua precipitabile calcolata tramite l'equazione 4.1 sui profili del 6 giugno 2017. I valori non risultano particolarmente elevati pur essendo in estate, infatti non superano i 40 mm.

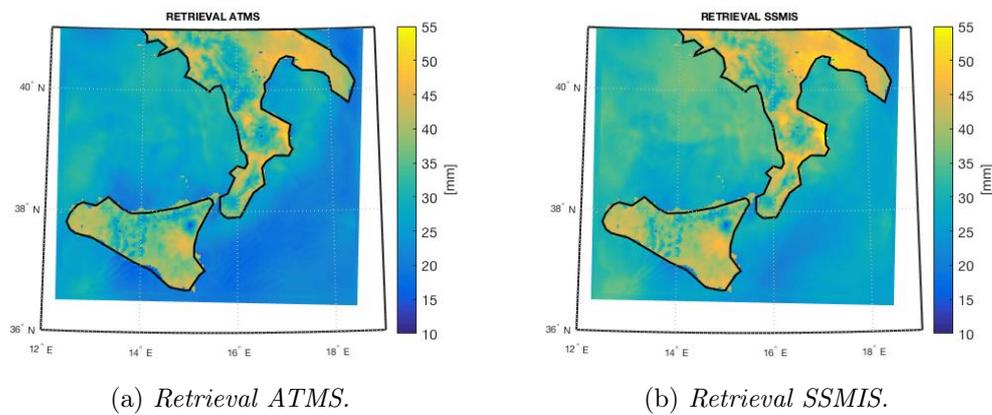


Figura 4.21: Risultati dei retrieval del vapor d'acqua colonnare, eseguiti per gli strumenti ATMS e SSMIS.

le diverse superfici. Una caratteristica degli algoritmi su mare, presente anche nei precedenti profili di febbraio, è quella di stimare un range numerico di TPW, entro cui si trovano i valori, superiore a quello reale. Tale caratteristica è evidente dal fatto che, in tutti i casi marini, i punti sugli scatterplot si distribuiscono attorno ad una retta con maggior pendenza rispetto alla bisettrice.

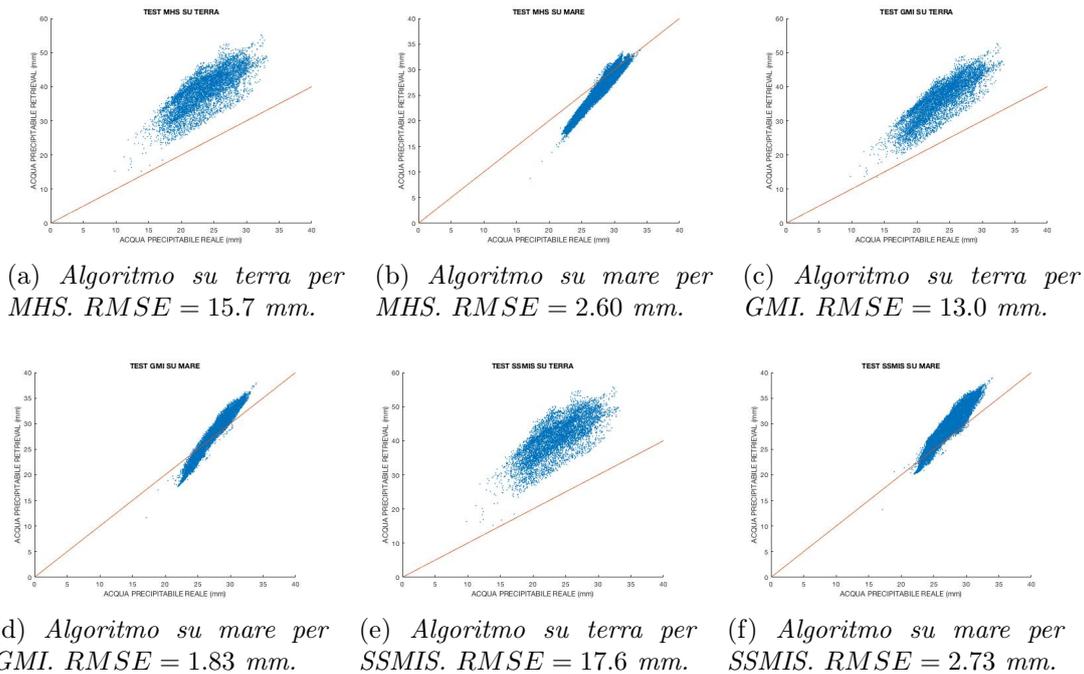


Figura 4.22: Scatterplot tra i valori di TPW, in ascissa, calcolati direttamente dai profili del 6 giugno 2017, per mezzo dell'equazione 4.1, e i valori calcolati dall'algoritmo di retrieval in ordinata.

4.3.3 31 OTTOBRE 2015

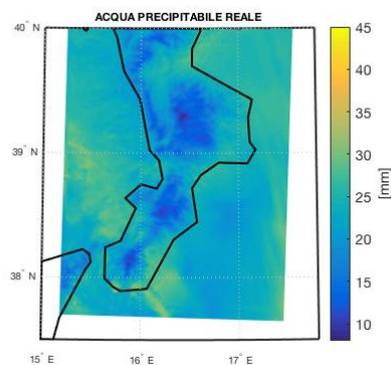
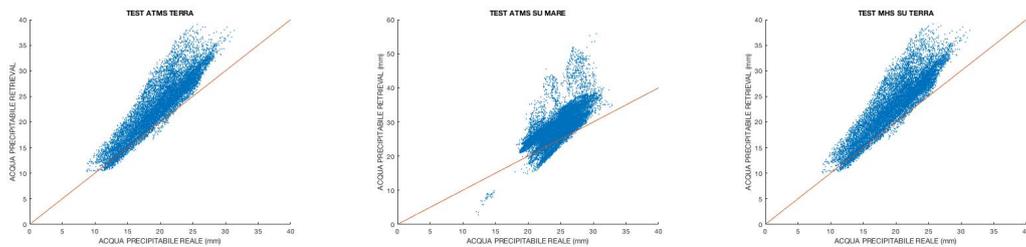


Figura 4.23: Acqua precipitabile calcolata tramite l'equazione 4.1 sui profili del 31 ottobre 2015.

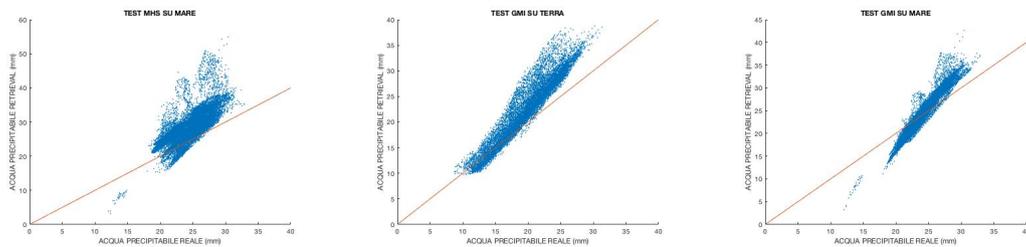
Il terzo test, dopo i primi due di tipo invernale e primaverile, è stato eseguito su 53600 profili della regione Calabria. L'evento scelto risale al 31 ottobre 2015 alle ore 11 : 00 UTC.

La figura 4.23 mostra chiaramente che le zone più secche sono situate nei pressi delle catene montuose. Ciò è dovuto al fatto che la colonna atmosferica è meno spessa e che la parte mancante, che non rientra nell'integrazione, sarebbe stata la più ricca di vapore.

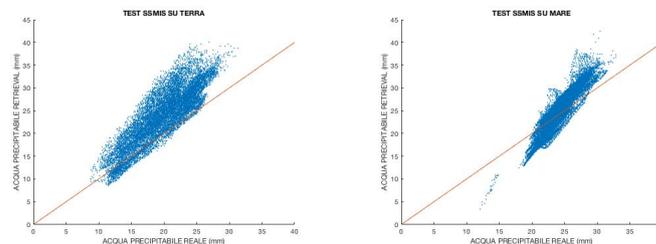
Gli scatterplot di figura 4.24 mostrano che gli RMSE di tutti gli algoritmi non superano la soglia di 5.15 mm, decretando quindi buoni i risultati di questo test. I migliori retrieval sono stati effettuati con i sensori GMI e SSMIS in mare, dove i TPW ricavati si discostano, in media, di meno di 3 mm rispetto ai reali valori. I sensori MHS e ATMS, in mare, riproducono bene la maggior parte dei profili, con una leggera sovrastima non oltre 5 mm, tuttavia esistono alcuni dati che presentano valori superiori alla realtà di 20 mm e oltre. Le 4 ricostruzioni su terra sono



(a) Algoritmo su terra per ATMS. RMSE = 4.05 mm. (b) Algoritmo su mare per ATMS. RMSE = 4.79 mm. (c) Algoritmo su terra per MHS. RMSE = 4.32 mm.



(d) Algoritmo su mare per MHS. RMSE = 4.74 mm. (e) Algoritmo su terra per GMI. RMSE = 3.75 mm. (f) Algoritmo su mare per GMI. RMSE = 2.31 mm.



(g) Algoritmo su terra per SSMIS. RMSE = 5.15 mm. (h) Algoritmo su mare per SSMIS. RMSE = 2.84 mm.

Figura 4.24: Scatterplot tra i valori di TPW, in ascissa, calcolati direttamente dai profili del 31 ottobre 2015, per mezzo dell'equazione 4.1, e i valori calcolati dall'algoritmo di retrieval in ordinata.

invece molto simili tra loro. In tutte è presente una sovrastima che tende a essere più pronunciata per alti valori di TPW, tuttavia il retrieval fornisce buoni risultati in quanto gli RMSE non superano i 5 mm circa.

In figura 4.25 sono mostrati il miglior risultato, GMI, e il peggiore di ATMS. Sebbene in entrambi siano visibili le sovrastime apportate dagli algoritmi, è importante notare che le zone più o meno umide sono correttamente geocate; infatti la striscia umida in direzione NW-SE che attraversa la Calabria, è stata riprodotta.

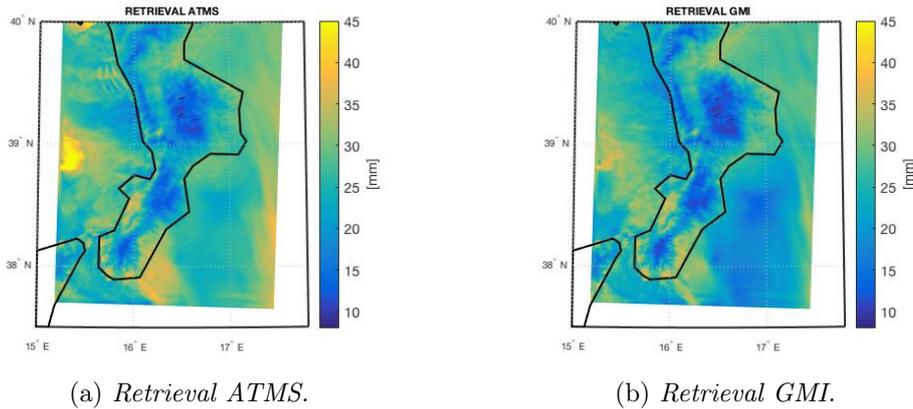


Figura 4.25: Risultati dei retrieval del vapor d'acqua colonnare, eseguiti per gli strumenti ATMS e GMI.

4.3.4 12 AGOSTO 2017

Il quarto e ultimo granulo è stato scelto in agosto per permettere la verifica degli algoritmi durante la stagione estiva. I 32375 profili sono posizionati sulla Calabria, esattamente come per l'ultimo caso studio scelto, e sono relativi alle 16 : 00 UTC. Gli scatterplot di figura 4.27 mostrano chiaramente che le prestazioni ottenute in

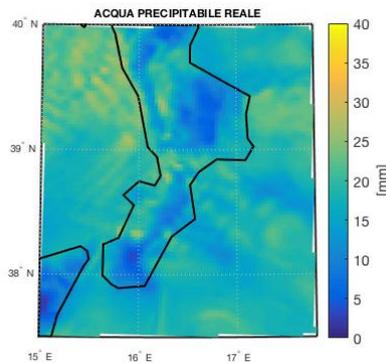


Figura 4.26: Acqua precipitabile calcolata tramite l'equazione 4.1 sui profili del 12 agosto 2017.

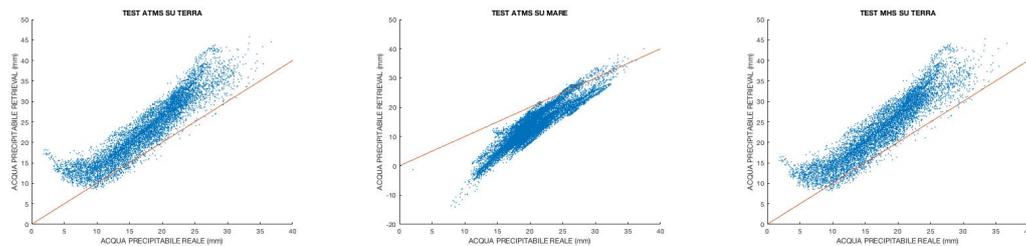
questo caso studio sono state le peggiori. Infatti tutti gli algoritmi su terra soffrono di una sovrastima che si attesta tra i 6 e 7 mm mediamente, mentre i risultati su mare risultano più bassi dei reali valori di circa 8 mm in media.

E' interessante notare inoltre che, a differenza dei casi precedenti, anche gli algoritmi su mare, i quali si erano dimostrati di maggior affidabilità, mostrano delle lacune. Ciò significa che i problemi nei retrieval non sono causati esclusivamente dalla mancanza di valori nel dataset di terra, tra 20 e 30 mm.

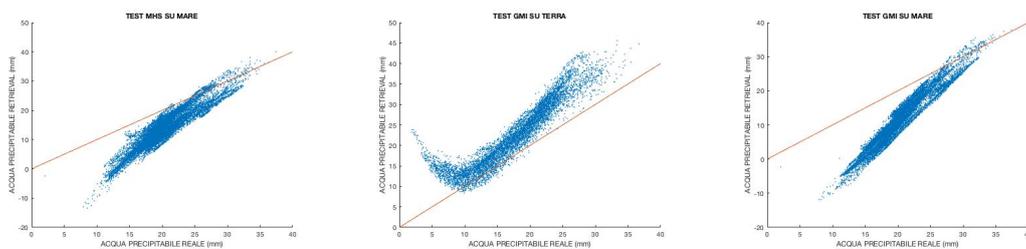
Le 4 diverse analisi hanno mostrato alcuni aspetti in comune: uno di questi è che su mare i dati sono meno sparpagliati che su terra, conseguenza del fatto che gli algoritmi marini associano a un preciso dato reale di TPW, un range di valori ricostruiti più stretto di quanto accade su terra. Inoltre, sempre su mare, i dati

degli scatterplot si distribuiscono sempre lungo una retta con pendenza maggiore della bisettrice, ovvero il range di valori reali di TPW è soggetto sempre a una dilatazione. Su terra invece la giusta pendenza è pressoché mantenuta ma, come già detto, i dati sono più sparpagliati.

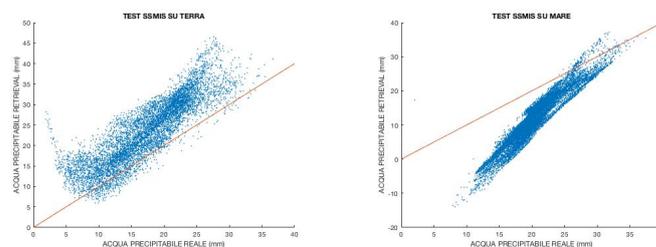
Nelle figure 4.28 sono riportati i retrieval migliore e peggiore, di MHS e SSMIS rispettivamente. Sono evidenti i difetti discussi in precedenza, in particolare risaltano le pesanti sottostime sul mar Ionio e sovrastime su terra, queste ultime soprattutto nelle zone pianeggianti con alti contenuti di vapor d'acqua colonnare.



(a) *Algoritmo su terra per ATMS. RMSE = 6.41 mm.* (b) *Algoritmo su mare per ATMS. RMSE = 7.37 mm.* (c) *Algoritmo su terra per MHS. RMSE = 6.61 mm.*



(d) *Algoritmo su mare per MHS. RMSE = 7.04 mm.* (e) *Algoritmo su terra per GMI. RMSE = 5.88 mm.* (f) *Algoritmo su mare per GMI. RMSE = 9.21 mm.*



(g) *Algoritmo su terra per SSMIS. RMSE = 7.31 mm.* (h) *Algoritmo su mare per SSMIS. RMSE = 9.15 mm.*

Figura 4.27: Scatterplot tra i valori di TPW, in ascissa, calcolati direttamente dai profili del 12 agosto 2017, per mezzo dell'equazione 4.1, e i valori calcolati dall'algoritmo di retrieval in ordinata.

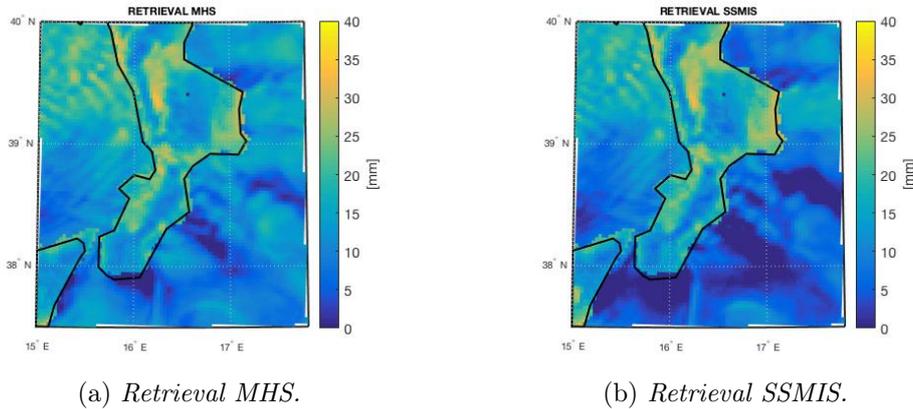


Figura 4.28: Le immagini mostrano i risultati dei retrieval del vapor d'acqua colonnare, eseguiti per gli strumenti MHS e SSMIS.

4.4 RETRIEVAL SU DATI SATELLITARI

L'ultimo punto della tesi è stato quello di utilizzare gli algoritmi di retrieval del vapore acqueo integrato, su dati satellitari. Le misure, effettuate da METOP-2, si riferiscono all'1 febbraio 2014 alle ore 08 : 50 UTC. I valori di TPW relativi a cielo nuvoloso, sono stati posti a zero. L'immagine di figura 4.29 non risulta

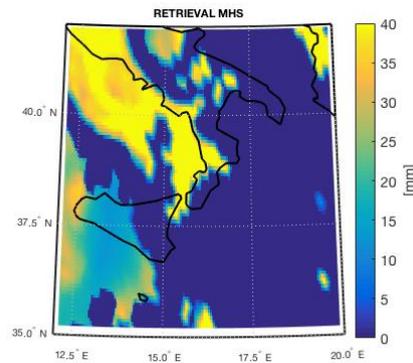


Figura 4.29: Acqua precipitabile calcolata tramite l'algoritmo per MHS METOP-2. Le misure si riferiscono al 1 febbraio 2014 alle 08 : 50 UTC.

particolarmente compatibile con quella di figura 4.13, ottenuta dai profili simulati da WRF. Un confronto di questo tipo non è infatti in grado di fornire una stima sul corretto funzionamento dell'algoritmo, in quanto esistono troppe fonti di disomogeneità. Una su tutte è la presenza di zone nuvolose che non permette il corretto utilizzo degli algoritmi su tutto il riquadro scelto. La reale sorgente di errore tuttavia, è contraddistinta dalla catena di simulazioni costituita da WRF e RTTOV, che fornisce delle BT diverse da quelle misurate. L'unica zona in cui si ha corrispondenza risulta essere la Sicilia.

Capitolo 5

RISULTATI E CONCLUSIONI

Per poter pensare di ricavare prodotti secondari da misure di BT da satellite risulta indispensabile conoscere l'effetto provocato sul campo radiativo osservato dei processi che si stanno esaminando. Ciò è possibile per mezzo del modello RTTOV, con tutte le limitazioni del caso.

I risultati dello studio di sensibilità di questa tesi hanno mostrato che:

- Le nubi di acqua liquida modificano il segnale radiativo soprattutto, nei canali finestra, alla frequenza di 90 GHz. L'incremento di LWP, valore integrato del *Cloud Liquid Water* (CLW), provoca un aumento di BT in quanto l'emissione delle goccioline liquide incrementa il campo radiativo quando si osserva su un background a bassa emissività superficiale (mare). Una leggera diminuzione è invece osservata a 190 che, avendo una funzione peso più alta, risente meno degli effetti superficiali.
- Le nubi ghiacciate, come i cirri, risultano essere sostanzialmente invisibili alle frequenze utilizzate in questo studio, come dimostrato dall'assenza di variazione di BT all'aumentare del IWP. Una leggera diminuzione, di meno di 1 K, è presente nei canali del vapor d'acqua, maggiormente sensibili allo scattering. Tuttavia non è possibile affermare con certezza che i piccoli cristalli di ghiaccio non interferiscono con la radiazione, tanto quanto le altre idrometeore. Infatti i valori di IWP non raggiungono nemmeno gli $0.1 \frac{kg}{m^2}$, valore al di sotto del quale neanche le altre idrometeore erano in grado di esercitare un'influenza sul campo radiativo.
- La pioggia presenta caratteristiche di estinzione della radiazione simili alle nubi di acqua liquida, sebbene con una componente di scattering che prevale per idrometeore di maggiori dimensioni. I canali più sensibili sono quelli in finestra, a 90 GHz, dove la pioggia provoca un sensibile aumento di segnale su mare, a causa dell'assorbimento. L'individuazione di pioggia su terra risulta essere più complicata, perché l'unico effetto è una lieve diminuzione di BT alle frequenze di 166 e 157 GHz.
- L'ultima variabile disponibile nei profili utilizzati da RTTOV è la neve. Essa risulta avere la concentrazione maggiore nei profili analizzati ed anche quella in grado di modificare maggiormente le BT. Nonostante tutte le frequenze

considerate abbiano dimostrato buona sensibilità allo scattering degli aggregati ghiacciati, i canali a 150 e 166 GHz sono quelli che, come noto, rivelano la presenza di ghiaccio in nube con maggiore efficienza.

L'analisi di sensibilità effettuata con BT sintetiche, ha permesso di valutare l'impatto di ciascuna delle variabili precedentemente elencate, seppur con le limitazioni offerte dalle parametrizzazioni utilizzate da RTTOV.

Le principali fonti di errore riscontrate in questo studio, sono di seguito.

- Tutte le simulazioni su terra sono state eseguite mantenendo fissa l'emissività superficiale a un valore standard. Ciò è chiaramente un'approssimazione forte, in quanto ϵ , è una quantità estremamente variabile su terra. Le maggiori discrepanze rispetto a misure reali, affliggono i canali finestra a 90 GHz, sensibili all'emissione superficiale.
- Mentre GMI e SSMIS sono stati simulati con i loro corretti angoli di vista, poiché sono fissi in quanto strumenti dotati di meccanismi di scansione conica, lo stesso non è stato possibile per MHS e ATMS. La loro scansione è infatti di tipo *cross track*, quindi con angolo di osservazione variabile, mentre le simulazioni sono state eseguite al NADIR.
- L'approssimazione Delta-Eddington per il calcolo della radianza in condizioni di scattering, introduce un errore sulle BT inferiore a 1 K [14].
- Le forme reali degli aggregati sono diverse da quelle usate nella DDA. Le gocce di pioggia, ad esempio, non sono perfettamente sferiche durante la caduta, a causa della resistenza dell'aria. La neve può assumere diverse forme geometriche oltre alla *sector snowflake*, utilizzata da RTTOV.
- Le temperature di brillantezza simulate sono estremamente variabili in base alla scelta del *cloud overlap* (C_{tot}).
- Un'altra fonte di errore (sistematico) è presente nei canali del vapor d'acqua, attorno alla frequenza a 183 GHz, causato dalla rappresentazione delle linee di assorbimento del continuo [33].

Per quanto riguarda il retrieval del vapore acqueo in condizioni di cielo sereno, inizialmente si è proceduto allo sviluppo degli algoritmi di *retrieval* attraverso la tecnica di regressione lineare multipla, tra acqua precipitabile totale calcolata dai profili e BT simulate da RTTOV in condizioni di cielo sereno. Tale approccio ha permesso di selezionare le frequenze più adatte e i coefficienti associati alle BT.

Le frequenze più idonee a riprodurre il campo di TPW si sono rivelate essere: 90, 150 o 166 in base al sensore e 190 GHz. Tuttavia, se l'indagine avesse tenuto in considerazione frequenze minori di 90 GHz, sarebbero state utilizzate, su oceano, anche le frequenze 23.8 e 31.4 GHz di ATMS, come suggerito in [34]. Anche SSMIS possiede alcuni canali a basse frequenze come: 19.35, 22.235, 37 GHz, utili per il *retrieval* di TPW [35].

Le migliori prestazioni su terra, fornite dagli algoritmi, hanno avuto luogo nei profili di febbraio, dove è stata rilevata una sovrastima tra i 3 e 4 mm. TPW più alti di 15 mm mediamente, rispetto ai valori veri, sono stati stimati invece nel mese di

giugno, che rappresenta infatti il peggior test su terra.

I *retrieval* su mare forniscono risultati migliori, con RMSE che si mantengono sotto i 5 mm in 3 dei 4 test. Fanno eccezione i profili di agosto dove viene ottenuta una sottostima media di 9 mm. Ottime, invece, le prestazioni nel mese di giugno dove i valori di RMSE si mantengono al di sotto di 3 mm.

In conclusione, c'è da dire che, nonostante i bassi valori del RMSE dimostrino talvolta le buone performance degli algoritmi per la stima dell'acqua precipitabile totale, l'applicazione delle equazioni a casi reali può discostarsi dai risultati presentati in questa tesi. Per tale ragione, una valutazione è stata fatta solo per il sensore MHS, utilizzando le temperature di brillanza misurate nel caso di febbraio sopra discusso. Da queste analisi si è dimostrato che:

- Sebbene tutti gli algoritmi sfruttino il canale finestra a 90 GHz, sensibile all'emissività superficiale, essi sono stati sviluppati per mezzo di simulazioni, eseguite con un valore standard di emissività su terra. Ciò potrebbe essere un problema perché i dati misurati, in finestra, dipendono dal tipo di terreno.
- Un'ulteriore fonte di errore, presente nei *retrieval* da dati osservati, affligge i sensori MHS e ATMS. Essi acquisiscono dati con una scansione *cross track*, quindi con un angolo di vista variabile, mentre gli algoritmi sono stati creati su simulazioni al NADIR.

Bibliografia

- [1] Liou K.N. (2002), *An Introduction to Atmospheric Radiation*, International geophysics series.
- [2] Wu R., Weinman J.A. (1984), *Microwave radiances for precipitating clouds containing aspherical ice, combined phase and liquid hydrometeors.*, Journal of geophysical research.
- [3] Joseph J. H., Wiscombe W. J., Weinman J. A. (1976), *The Delta-Eddington Approximation for Radiative Flux Transfer*, Journal of the atmospheric sciences.
- [4] Rosenkranz P.W. (1998), *Water vapor microwave continuum absorption: A comparison of measurements and models*, Radio science.
- [5] Payne V.H., Mlawer E.J., Cady-Pereira K.E., Moncet J. (2011), *Water Vapor Continuum Absorption in the Microwave*, IEEE transactions on geoscience and remote sensing.
- [6] Eyre J. (1991), *A fast radiative transfer model for satellite sounding systems.*, Research Department.
- [7] Rayer P.J. (2001), *Microwave transmittance models for RTTOV.*, EUMETSAT.
- [8] Hocking J. (2014), *Interpolation methods in the RTTOV radiative transfer model.*, Met Office.
- [9] Debye P. (1929), *Polar molecules*, Chemical technology and biotechnology.
- [10] Ellison W., Balana A., Delbos G., Lamkaouchi K., Eymard L., Guillou C., Prigent C. (1998), *New permittivity measurements of seawater*, Radio Science.
- [11] Liu Q., Weng F., English S.J. (2011), *An improved fast microwave water emissivity model*, IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing.
- [12] English S.J., Hewison T.J. (1998), *A fast generic millimetre-wave emissivity model*, SPIE Vol. 3503.
- [13] Geer A.J., Bauer P., O'Dell C.W. (2009), *A Revised Cloud Overlap Scheme for Fast Microwave Radiative Transfer in Rain and Cloud.*, International Precipitation Working Group.

- [14] Bauer P., Moreau E., Chevallier F., O’Keeffe U. (2005), *Multiple-scattering microwave radiative transfer for data assimilation applications.*, Royal Meteorological Society.
- [15] Purcell E., Pennypacker C. (1973), *Scattering and absorption of light by nonspherical dielectric grains*, The Astrophysical Journal.
- [16] Kim M.J., Kulie M.S., O’Dell C., Bennartz R. (2006), *Scattering of Ice Particles at Microwave Frequencies: A Physically Based Parametrization*, American Meteorological Society.
- [17] Petty G.W., Huang W. (2011), *The Modified Gamma Size Distribution Applied to Inhomogeneous and Nonspherical Particles: Key Relationships and Conversions.*, Journals online.
- [18] Liu G. (2008), *A database of microwave single-scattering properties for nonspherical ice particles.*, American Meteorological society.
- [19] Geer A.J., Baordo F. (2014), *Improved scattering radiative transfer for frozen hydrometeors at microwave frequencies.*, Atmospheric Measurement Techniques.
- [20] Liu G. (2008), *A database of microwave single-scattering properties for nonspherical ice particles.*, American Meteorological society.
- [21] Field P.R., Heymsfield A.J., Bansemmer A. (2007), *Snow Size Distribution Parametrization for Midlatitude and Tropical Ice Cloud.*, Journal of the atmospheric sciences.
- [22] Baran A.J. (2014), *A Coupled Cloud Physics-Radiation Parametrization of the Bulk Optical Properties of Cirrus and Its Impact on the Met Office Unified Global Atmosphere 5.0 Configuration*, JOURNALS ONLINE.
- [23] Prigent C., Aires F., Wang D., Fox S., Harlow C. (2016), *Sea-surface emissivity parametrization from microwaves to millimetre waves*, Journal of the royal meteorological society.
- [24] Saunders R., Hocking J., Rundle D., Rayer P., Havemann S., Matricardi M., Geer A., Lupu C., Brunel P., Vidot J. (2017), *RTTOV-12 SCIENCE AND VALIDATION REPORT*, NWP SAF.
- [25] Kazumori M., English S.J. (2014), *Use of the ocean surface wind direction signal in microwave radiance assimilation*, Journal of the Royal Meteorological Society.
- [26] Karbou F., Gerard E., Rabier F. (2006), *Microwave land emissivity and skin temperature for AMSU-A and -B assimilation over land*, Q. J. R. Meteorol. Soc.
- [27] Observing Systems Capability Analysis and Review Tool (OSCAR), instrument MHS: <https://www.wmo-sat.info/oscar/instruments/view/281>.

- [28] Baker N. (2011), *Joint Polar Satellite System (JPSS) Advanced Technology Microwave Sounder (ATMS) SDR Radiometric Calibration Algorithm Theoretical Basic Document (ATBD)*., NASA.
- [29] Observing Systems Capability Analysis and Review Tool (OSCAR), instrument ATMS: <https://www.wmo-sat.info/oscar/instruments/view/53>.
- [30] Observing Systems Capability Analysis and Review Tool (OSCAR), instrument GMI: <https://www.wmo-sat.info/oscar/instruments/view/158>.
- [31] Observing Systems Capability Analysis and Review Tool (OSCAR), instrument SSMIS: <https://www.wmo-sat.info/oscar/instruments/view/536>.
- [32] Taylor J.R. (1999), *Introduzione all'analisi degli errori*..
- [33] Brogniez H., English S., Mahfouf J.F., Behrendt A., Berg W., Boukabara S., Buehler S.A., Chambon P., Gambacorta A., Geer A., Ingram W., Kursinski E.R., Matricardi M., Odintsova T.A., Payne V.H., Thorne P.W., Tretyakov M.Y., Wang J. (2016), *A review of sources of systematic errors and uncertainties in observations and simulations at 183 GHz*., Atmospheric measurement techniques.
- [34] Grody N., Weng F., Ferraro R. (2000), *Application of AMSU for obtaining hydrological parameters*., Microw. Radiomet. Remote Sens. Earth's Surf. Atmosphere.
- [35] Wentz F.J. (1997), *A well-calibrated ocean algorithm for special sensor microwave/imager*., Journal of geophysical research.