

ALMA MATER STUDIORUM - UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

Corso di laurea in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia

**CARATTERIZZAZIONE DELLE NUBI E FORMAZIONE
DELLE IDROMETEORE MEDIANTE SENSORI SATELLITARI
DI ULTIMA GENERAZIONE**

Tesi di laurea di:
Alessandro Maffioli

Relatore:
Prof. Vincenzo Levizzani

Co-relatori:
Dott. Elsa Cattani
Dott. Sante Laviola

Sessione II
Anno Accademico 2009-10

*A Dio Padre,
che ha creato l'Uomo e tutto l'Universo, le gocce d'acqua di nube e gli arcobaleni,
i tramonti e le intense precipitazioni, i cristalli di neve e tutte le nubi
che insieme al sole allietano le nostre giornate ... i fenomeni elettromagnetici e le interazioni.
A Lui che ci ha donato tutto questo.*

*Ai miei genitori,
che mi hanno donato la vita.
Hanno creduto in me e mi hanno donato tutto,
perchè io potessi essere un uomo buono. A loro devo tutto.*

*Ai miei nonni e a mia zia,
con cui formiamo una piccola grande famiglia.*

Ai sacerdoti che mi hanno formato come uomo e come cristiano.

A tuuutti miei amici e le persone con cui sono cresciuto.

*Ai professori che, nel clima familiare di questo amato Corso di Laurea,
mi hanno seguito con professionalità e passione.*

A tutte le persone che mi hanno formato intellettualmente.

*Al prof. Levizzani per quello che egli è.
Ad Elsa Cattani e Sante Laviola per l'attenzione e l'impegno dimostrato nel seguirmi.*

A te per la pazienza che avrai nel leggere questo componimento.

*al tuo servizio,
Alessandro Maffioli*

INDICE

1.	Introduzione	1
2.	Caratterizzazione multi sensore delle nubi da satellite	3
2.1	Aspetti generali	4
2.2	Visibile/Infrarosso	6
2.2.1	Descrizione dei sensori nel VIS-IR	6
2.2.1.1	SEVIRI	6
2.2.1.2	AVHRR	8
2.2.1.3	MODIS	9
2.2.2	Classificazione degli scenari nuvolosi	9
2.2.2.1	Cloud Mask	10
2.2.2.2	Cloud Type	11
2.2.2.3	Principali limitazioni degli algoritmi di CMA e CT	17
2.2.2.4	Nubi precipitanti e non precipitanti	18
	Il raggio efficace	19
	Delineazione dell'area precipitante	24
	Processi di formazione della precipitazione	25
2.3	Microonde passive	29
2.3.1	Descrizione dei sensori nelle PMW	29
2.3.1.1	TRMM	29
2.3.1.2	AMSU-B e MHS	30
2.3.2	Aspetti e variabili fondamentali	31
2.3.2.1	Proprietà emissive di superficie	31
2.3.2.2	Principali effetti delle idrometeore	33
	Idrometeore "fredde"	33
	Idrometeore "calde"	33
2.3.2.3	Principali effetti in caso di precipitazione	34
2.3.2.4	Effetto longitudinale	35
2.3.3	Metodo 183-WSL	35
2.3.4	Esempi	38
2.3.5	Frontiere di ricerca	40
2.4	Cloud radar	41
2.4.1	Descrizione della strumentazione radar su satellite	41
2.4.1.1	Precipitation Radar (PR) di TRMM	41
2.4.1.2	Cloud Profiling Radar (CPR) di Cloudsat	41
2.4.2	Aspetti e variabili fondamentali	42
2.4.3	Frontiere di ricerca	44
3.	Identificazione delle nubi precipitanti	47
3.1	Caso 1: Nubi convettive	47
3.1.1	Introduzione all'analisi: i data set	47
3.1.2	Visualizzazione dei data set	48
3.1.2.1	MODIS e AMSR-E	48
3.1.2.2	AVHRR e AMSU-B	51
3.1.3	Analisi statistica	53
3.1.3.1	MODIS e AMSR-E	53
3.1.3.2	AVHRR e AMSU-B	54
3.1.4	Risultati	56
3.1.4.1	MODIS e AMSR-E	56
3.1.4.2	AVHRR e AMSU-B	57

3.1.5 Riassunto e commenti	59
3.2 Caso 2: Precipitazione stratiforme	61
3.2.1 Descrizione e visualizzazione dei data set	61
3.2.2 Alcune considerazioni	63
3.3 Caso 3: Formazione delle idrometeore	65
3.3.1 Metodo di retrieval del raggio efficace	65
3.3.2 Visualizzazione dei risultati	67
3.3.2.1 <i>Tecnica di visualizzazione RGB</i>	67
3.3.2.2 <i>Diagrammi T-reff</i>	69
3.3.3 Casi di studio	70
3.3.3.1 <i>Nubi altamente marittime</i>	70
3.3.3.2 <i>Nubi altamente continentali</i>	72
3.3.4 Riassunto e commenti	76
4. Conclusioni	78
5. Bibliografia	81
6. Acronimi	85
7. Variabili	87

Caratterizzazione delle nubi e formazione delle idrometeore mediante sensori satellitari di ultima generazione

1. Introduzione

La disponibilità di dati acquisiti da sensori posti su piattaforme satellitari ha rivoluzionato, negli ultimi decenni, il concetto di “misura sperimentale” per quanto riguarda i settori di studio meteorologici. Soltanto tramite le osservazioni dei sensori satellitari è infatti possibile monitorare il sistema terra-atmosfera globalmente e con continuità temporale, ottenendo serie temporali di dati relativi ad un'ampia gamma di campi di indagine, quali i gas costituenti dell'atmosfera, la caratterizzazione della superficie terrestre e degli oceani, l'aerosol atmosferico, le nubi e la precipitazione ed altri ancora. Oltre ai vantaggi già elencati, l'accessibilità e la disponibilità dei dati, garantiti in *near-real* time a tutti gli enti ed utenti convenzionati, a qualunque nazione essi appartengano, fanno dei prodotti satellitari qualcosa di insostituibile.

Uno dei settori che ha maggiormente beneficiato della presenza dei sensori satellitari è lo studio delle nubi. Esse svolgono un ruolo fondamentale nel bilancio energetico del sistema terra-atmosfera e sono un elemento chiave del ciclo dell'acqua in quanto sorgenti della precipitazione. Questo lavoro di tesi si pone come obiettivo di descrivere alcune tecniche rivolte alla caratterizzazione degli scenari nuvolosi ed in particolare all'identificazione delle nubi precipitanti mediante l'utilizzo dei dati di sensori satellitari di ultima generazione. Saranno prese in considerazione tecniche basate sui canali spettrali del visibile (VIS), infrarosso (IR) e microonde (MW), quest'ultime relative sia a sensori attivi che passivi. Vi sono molteplici ragioni per fare questo: innanzitutto la necessità di approfondire la conoscenza della fisica delle nubi, che non delinea più unicamente la struttura dei fenomeni a scala sinottica, ma descriva in modo soddisfacente anche i fenomeni alla mesoscala e alla scala di nube. Inoltre la conoscenza della struttura microfisica, ad esempio, del tipo di nube (calda o fredda), del tipo di aerosol disperso, dello stadio evolutivo in cui si trova la nube, permette stime molto più efficienti di dislocazione spaziale delle aree precipitanti e di conseguenza interviene positivamente sulle prestazioni degli algoritmi per la stima delle intensità di precipitazione.

Il problema principale relativamente agli algoritmi di *retrieval*, che consentono di estrarre dai dati di radianza ricevuta dai sensori satellitari informazioni relative alle strutture fisiche e ai fenomeni in atto in un determinato momento, è la determinazione delle relazioni teoriche tra dati di input e grandezze derivate: tali relazioni in alcuni casi sono fondate su basi molto solide ma in altri, data la loro natura empirica, utilizzano i dati satellitari stessi per essere scoperte o al fine di migliorarne l'attinenza alla realtà. Oltre al progresso della sensoristica, che dimostra di essere continuo, tutto il settore è quindi in continua e rapida evoluzione. Inoltre la comunità internazionale ha ancora molto da lavorare riguardo all'implementazione di metodologie unificate e che possano essere applicate su scala globale. È necessario infatti, molto spesso, far prima girare diversi modelli sullo stesso dataset per ricavare informazioni su aspetti concernenti fenomeni differenti (o differenti scale spazio-temporali) e poi unire ed automatizzare queste informazioni per ricavare dei prodotti di qualità. Ciò ha richiesto e continua a richiedere un notevole impiego di risorse umane. Ad esempio, molto spesso un modello che identifica bene zone a copertura nuvolosa di tipo stratiforme non rileva con la stessa accuratezza le zone comprendenti nubi di tipo convettivo; un problema fondamentale è che molte delle equazioni utilizzate sono relazioni empiriche, nelle quali i parametri sono settati a partire dal dataset "migliore" in modo da ottimizzare, con analisi statistiche, la qualità di un prodotto. Si precisa che non esiste una definizione univoca di "miglior" dataset, ma che ci si limita a ricercare dataset di grande estensione spazio-temporale, nei cui intervalli si siano verificati fenomeni di differente tipologia ed in gran numero di occorrenze e, soprattutto, che questi dati siano accompagnati da misure effettuate da reti terrestri quali radar o pluviometri, qualificati come *ground truth* (riferimento).

Nel presente lavoro sarà dapprima descritta la caratterizzazione multi sensore delle nubi da satellite, distinguendo le peculiarità delle differenti bande elettromagnetiche ed elencando le potenzialità di un approccio combinato. Saranno descritte le fasi necessarie alla produzione di mappe che mostrino la disposizione delle nubi nello scenario analizzato, la loro tipologia e le stime di probabilità di precipitazione utilizzando i principali metodi ad oggi in uso ed indicando le loro limitazioni. Saranno infine riportati tre casi di studio relativi a nubi convettive, nubi stratiformi e formazione delle idrometeore, mostrando l'applicazione delle metodologie introdotte ed in alcuni casi effettuando confronti tra diverse metodologie e lavori di diversi ricercatori. Durante l'esposizione verranno individuati e dettagliati alcuni aspetti importanti e ancora oggetto di ricerche, quali ad esempio la nucleazione di idrometeore al contorno di una nube convettiva o il riconoscimento delle gocce di nube in grado di trasformarsi in idrometeore precipitanti.

2. Caratterizzazione multi sensore delle nubi da satellite

In questo capitolo, dopo una breve descrizione delle tipologie di piattaforme satellitari, sono forniti vari esempi di sensori satellitari suddivisi in base alle loro caratteristiche spettrali, in modo da sottolineare le peculiarità dei canali spettrali in rapporto alle grandezze fisiche inerenti allo studio della Fisica delle nubi e contemporaneamente fornire gli elementi essenziali per la caratterizzazione delle nubi. Per ogni tipologia di sensore, si forniscono informazioni sui prodotti derivati, tenendo presente che spesso un ruolo determinante nella generazione di un prodotto di *retrieval* è assunto dal confronto stesso delle informazioni relative a diversi sensori o differenti canali dello stesso sensore. In questo capitolo sono presentate tecniche per la caratterizzazione dello scenario nuvoloso che fanno uso di dati provenienti da sensori passivi, che considerano la radiazione solare visibile riflessa e quella emessa nell'infrarosso e nelle microonde dalle nubi, dalla superficie terrestre e dall'atmosfera, ed altre che utilizzano dati dei sensori attivi, quali i *cloud radar* e i *weather radar*.

Si puntualizza l'intenzione di dare un'impostazione basata quanto più possibile sul "tipo di sensore" che non sul "sensore", in quanto la tecnologia dei sensori a bordo dei satelliti viene costantemente migliorata, ma la tipologia di sensore, intesa come lunghezze d'onda osservate, fornisce un parametro di classificazione molto più duraturo. Inoltre molti nuovi algoritmi sono proprio sviluppati in modo da essere "duttili" e adattabili a nuovi sensori purché con caratteristiche e copertura spettrale simili.

2.1 Aspetti generali

A seconda del tipo di orbita i satelliti meteorologici si suddividono in due categorie, Low Earth Orbit (LEO) e Geosynchronous Earth Orbit (GEO).

- Satelliti LEO:

si tratta di satelliti posti ad una altezza, relativamente bassa, di circa 800 km e con orbite inferiori ai 2000 km, molto spesso comprese tra 160 e 2000 km. Tali orbite, quando caratterizzate da alti angoli di inclinazione, sono generalmente chiamate "polari", in quanto le regioni alle alte latitudini sono quelle maggiormente rivisitate, poiché sono caratterizzate da una maggiore frequenza di passaggi sovrapposti. La copertura della superficie terrestre, ottenuta mediamente nell'arco delle 24 ore tramite circa 14-15 orbite, è conseguita dalla combinazione del moto del satellite con la rotazione della Terra.

- Satelliti GEO:

tali satelliti ruotano solidalmente alla rotazione terrestre (geosincronia), su orbita circolare posta sul piano dell'equatore. Ciò permette al satellite di stazionare costantemente sulla verticale di un punto fisso (*sub-satellite point*) sull'equatore ad un'altezza di circa 36000 km. Questi satelliti osservano quindi la medesima area geografica e sono caratterizzati da un'elevata frequenza di ripetizione delle misure: il satellite geostazionario esegue scansioni in un tempo legato alla percentuale di superficie terrestre da osservare, per effettuare una scansione completa, ad esempio, i satelliti Meteosat Second Generation (MSG) impiegano circa 15 minuti (intervallo di tempo comprensivo di ricalibrazione). In tal modo è possibile osservare da satellite l'evoluzione temporale dei fenomeni meteorologici. Per vari motivi, prima fra tutti l'elevata distanza dalla superficie terrestre, la risoluzione spaziale dei sensori su piattaforme geostazionarie è inferiore a quella dei sensori in orbite LEO ed essa peggiora sensibilmente per punti oltre una certa latitudine: sebbene un disco completo comprenda punti fino a 81° N/S, già per latitudini > 60° N/S le immagini risultano irrimediabilmente deformate a causa della curvatura terrestre.

Una seconda classificazione importante riguarda i sensori satellitari che possono essere di tipo passivo o attivo.

- I sensori passivi si limitano a raccogliere e misurare la radiazione proveniente dagli obiettivi osservati, sia essa radiazione emessa nell'IR o nelle MW o radiazione solare riflessa dal sistema terra-atmosfera nei canali spettrali VIS. La radianza misurata dal sensore viene

convertita in riflettività o temperatura di brillantezza a seconda del canale spettrale in cui è misurata, VIS o IR rispettivamente. Durante il giorno i sensori passivi rilevano, per quanto riguarda i contributi alla radiazione visibile, quella riflessa dal top dell'atmosfera, quella penetrata negli strati inferiori e riflessa o scatterata verso il satellite, nonché quella riflessa alla superficie, soprattutto nelle zone prive di nubi (un esempio su tutti è costituito dai ghiacciai). I sensori rilevano inoltre radiazione infrarossa (o nel vicino infrarosso, NIR) emessa dalle idrometeore e dal suolo, contributi al segnale misurato che diventano fondamentali per le scansioni che avvengono in zone del pianeta in cui sia notte, quando la componente nel VIS è completamente assente. Indipendentemente dalle condizioni di illuminazione è possibile analizzare la radiazione nelle microonde, emessa dalla superficie o dalle idrometeore, nonché i contributi di estinzione della stessa da parte dei fenomeni di scattering ed assorbimento ad opera delle idrometeore.

- I sensori attivi emettono invece radiazione e studiano l'interazione tra essa e i corpi che essa attraversa, misurando il contributo che ritorna al sensore. Un esempio molto importante di sensore attivo è il radar, che verrà descritto nel capitolo 2.4.

In molti casi bisogna fare opportune assunzioni per distinguere, nel contributo rilevato dal sensore, la radiazione proveniente dalle idrometeore nel percorso di scansione da quella invece proveniente da altre sorgenti (accade che alcune idrometeore emettano e, per i fenomeni di scattering una parte della radiazione venga sommata a quella che già segue il cammino di vista).

2.2 Visibile/Infrarosso

Iniziamo la trattazione delle metodologie di caratterizzazione multi sensore delle nubi e delle aree precipitanti presentando i metodi ed i sensori basati sulla radiazione VIS e IR.

Nello studio della radiazione elettromagnetica nel visibile ed infrarosso, ci sono alcuni aspetti importanti che, pur essendo di base, non vanno mai dimenticati: da un segnale di radianza è necessario comprendere se esso sia composto da radiazione prevalentemente emessa o riflessa/scatterata, nonché quali ne siano le principali fonti. Non è questa la sede per descrivere i problemi derivanti dalla sovrapposizione di segnali, tra cui i principali si possono risolvere limitando l'utilizzo di determinati canali ad alcune condizioni di illuminazione; non bisogna tralasciare i contributi di radiazione emessa o riflessa sotto la nube (importante per nubi sottili o frammentarie), l'effetto del sunglint, gli errori di parallasse, a causa dei quali, in casi estremi, la radianza proveniente dalle pareti laterali può essere attribuita al top della nube. Un altro aspetto molto importante è che molti algoritmi sono ritenuti affidabili soltanto per una ristretta fascia latitudinale.

2.2.1 Descrizione dei sensori nel VIS-IR

2.2.1.1 SEVIRI

Come esempio di sensore montato su piattaforma geostazionaria si è scelto di descrivere lo Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager (SEVIRI), attualmente a bordo del satellite MSG-2. Esso è dotato di 12 canali e di una *image sampling distance* di 3 km al nadir per tutti i canali, eccettuato il canale ad alta risoluzione nel visibile (High-Resolution Visible, HRV) in cui è pari a 1 km. Inoltre il tempo di ripetizione delle misure è pari a 15 minuti. In Tab. 2.2.1 sono riassunte le caratteristiche spettrali del sensore.

Numero canale	Caratteristiche della banda spettrale (μm)				Principali gas assorbenti o finestra
1	VIS0.6	0.635	0.56	0.71	Finestra
2	VIS0.8	0.81	0.74	0.88	Finestra
3	NIR1.6	1.64	1.50	1.78	Finestra
4	IR3.9	3.90	3.48	4.36	Finestra
5	WV6.2	6.25	5.35	7.15	Vapore acqueo
6	WV7.3	7.35	6.85	7.85	Vapore acqueo
7	IR8.7	8.70	8.30	9.10	Finestra
8	IR9.7	9.66	9.38	9.94	Ozono
9	IR10.8	10.90	9.80	11.80	Finestra
10	IR12.0	12.00	11.00	13.00	Finestra
11	IR13.4	13.40	12.40	14.40	Biossido di Carbonio
12	HRV	Broadband (circa 0.4-1.1)			Finestra/Vapore acqueo

Tab. 2.2.1 – Caratteristiche spettrali dei canali SEVIRI riguardanti le lunghezze d'onda centrali, massime e minime dei canali e se il canale sia in assorbimento o in finestra. (Schmetz et al., 2002)

Di seguito sono presentate le potenzialità dei vari canali del sensore (Schmetz *et al.*, 2002).

- canali VIS a 0.6 e 0.8 μm : già noti dal Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) montato sui satelliti polari della National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), sono essenziali per l'individuazione delle nubi di giorno vista la sensibilità di questi canali allo spessore ottico delle nubi, per il monitoraggio degli aerosol, della superficie terrestre e della vegetazione.
- canale NIR a 1.6 μm : permette di distinguere la neve dalle nubi e la fase termodinamica delle nubi stesse, inoltre fornisce informazioni sull'aerosol. Tali osservazioni sono disponibili, tra gli altri, dal sensore Along Track Scanning Radiometer (ATSR) a bordo di Earth Remote Sensing Satellite (ERS).
- canale IR a 3.9 μm : noto da AVHRR e prevalentemente usato per individuazione di nubi basse e nebbia. Supporta anche misure di temperatura superficiale terrestre e oceanica durante la notte e incrementa la copertura riguardante il vento ai bassi livelli. Nel caso di MSG è stata ampliata la banda per migliorare il rapporto *signal-to-noise* (S/N).
- canali IR a 6.2 e 7.3 μm : si tratta di canali nella banda di assorbimento del vapor acqueo, che estendono la missione del canale del vapor d'acqua della precedente generazione di satelliti Meteosat, con un miglioramento delle funzionalità derivante dall'aver suddiviso il precedente canale del vapor acqueo in due canali, che hanno picchi della funzione peso a differenti livelli in troposfera. Sono utilizzati per l'osservazione della distribuzione di vapore acqueo e venti. Supportano anche la caratterizzazione dell'altezza delle nubi semitrasparenti.
- canale IR a 8.7 μm : già noto da High Resolution Infrared Sounder (HIRS) a bordo dei satelliti polari NOAA, fornisce informazioni quantitative sulle nubi sottili (cirri) e aiuta nella distinzione tra nubi d'acqua e ghiacciate.
- canale IR a 9.7 μm : già noto da HIRS e dai satelliti Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES), è usato per il monitoraggio temporale dell'ozono.
- canali IR a 10.8 e 12.0 μm : si tratta dei canali della split-window già utilizzati nella AVHRR, sono canali essenziali per ricavare la temperatura superficiale, terrestre e oceanica e la temperatura del top della nube, nonché per la rilevazione di cirri (Inoue, 1987a) e ceneri vulcaniche.
- canale IR a 13.4 μm : canale di assorbimento del biossido di carbonio (CO_2), noto dal sensore Visibile Infrared Spin-Scan Radiometer (VISSR) Atmospheric Sounder (VAS) a bordo di GOES. Migliora la determinazione dell'altezza dei cirri sottili. In zone prive di nubi contribuisce a fornire informazioni sulla temperatura della bassa troposfera, che possono essere usate per stimare la instabilità statica.

In Fig. 2.2.1 é riportata la componente nell'IR termico dello spettro di emissione della terra e dell'atmosfera, con la disposizione dei canali di SEVIRI.

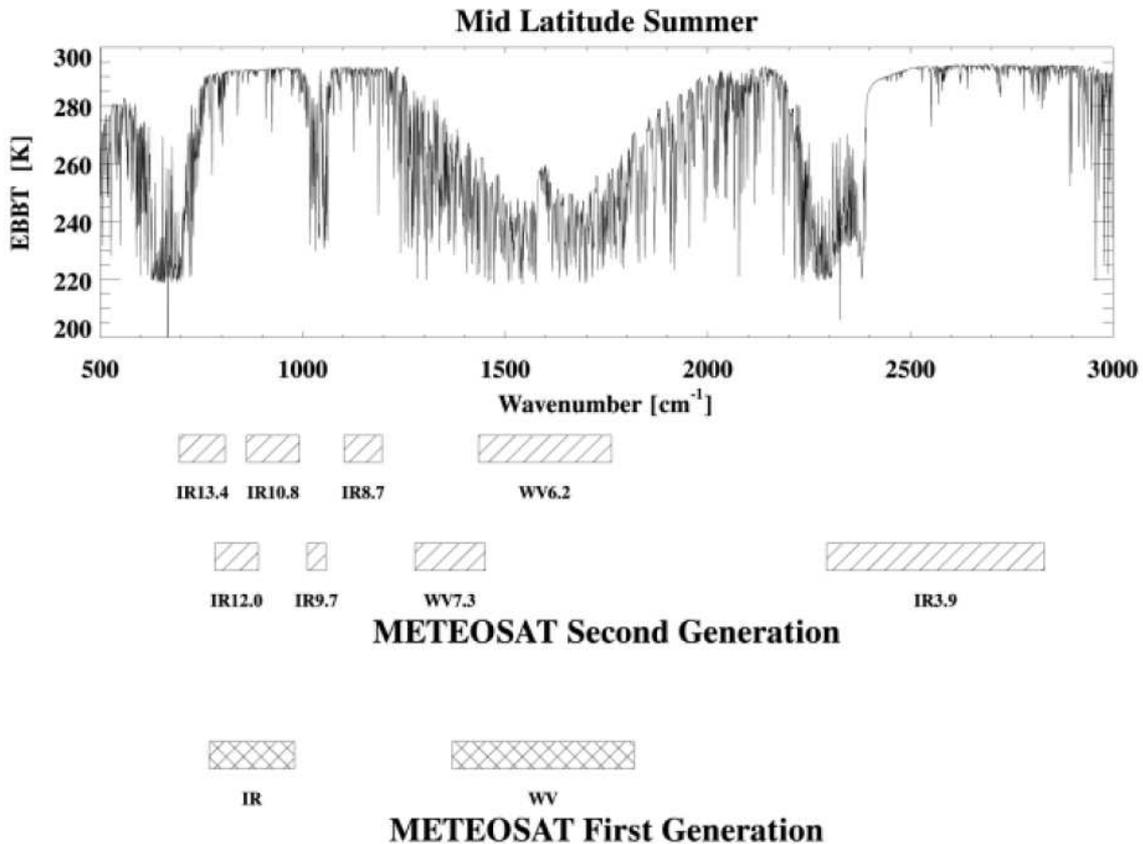


Fig. 2.2.1 – Nel pannello superiore la componente in infrarosso termico dello spettro emesso dal sistema Terra-Atmosfera, in cui le temperature di brillantezza (Equivalent Black Body Temperature, EBBT, in K) sono graficate in funzione del numero d'onda (wavenumber, in cm⁻¹). Più sotto sono riportati i canali dell'imager di MSG insieme a quelli relativi alla precedente versione della piattaforma Meteosat. (Schmetz et al., 2002)

2.2.1.2 AVHRR

Degna di nota è anche la serie di sensori posti su piattaforme polari AVHRR, di cui AVHRR/3 è il più recente. Si tratta di un *imager* a sei canali in grado di fornire informazioni su copertura nuvolosa globale e temperatura superficiale (di oceano, terra e superficie superiore delle nubi) nel VIS, NIR e IR. Esso è montato sui satelliti della serie Polar Operational Environmental Satellite (POES) NOAA, nonché sui satelliti METerological OPERational (Metop) della EUROpean organization for the exploitation of the METerological SATellites (EUMETSAT). I canali sono centrati rispettivamente sulle lunghezze d'onda 0.630 μm (Ch1), 0.865 μm (Ch2), 1.610 μm (Ch3a), 3.470 μm (Ch3b), 10.800 μm (Ch4) e 12.000 μm (Ch5). Come per SEVIRI, il canale 1 è utilizzato per stimare lo spessore ottico della nube (Arking and Childs, 1985), che è definito come l'integrale lungo la verticale del coefficiente di estinzione della nube. Il canale Ch3b, attivo solo di notte nell'attuale

versione del sensore, risulta molto sensibile alla distribuzione delle dimensioni delle gocce di nube, alla fase termodinamica e alla forma dei cristalli di ghiaccio (Arking and Childs, 1985). Tale canale ha però la complicazione della sovrapposizione delle componenti emessa e riflessa della radiazione ed il problema della frequente copertura del segnale con rumore. Il canale Ch4 fornisce la temperatura di brillanza di corpo nero del top della nube, che approssima la temperatura effettiva del top quando l'aria sopra la nube è relativamente secca e la nube è sufficientemente spessa in modo da poter trascurare la radiazione emessa dalla superficie e dall'atmosfera sottostante la nube stessa. Il quinto canale, in sinergia con il quarto, costituisce la coppia denominata *split-window* presente anche nel sensore SEVIRI, la quale fornisce informazioni sullo spessore della nube e sull'integrale verticale del contenuto di vapore acqueo presente sopra la nube (Inoue, 1987b).

2.2.1.3 MODIS

Un altro strumento di rilievo è il Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), a bordo delle piattaforme polari Earth Observing System (EOS) Terra ed Aqua. Il sensore MODIS effettua misure in 36 canali, generalmente indicati con il nome di "bande", distribuiti tra 0.415 e 14.235 μm . Le bande aventi risoluzione di 250 m sono centrate a 0.65, 0.86 μm , mentre le bande a 500 m sono centrate a 0.47, 0.56, 1.24, 1.63, 2.13 μm ; le altre 29 bande hanno risoluzione di 1 km al nadir. I prodotti ad esso correlati forniscono, tra l'altro, informazioni su temperatura, pressione ed emissività del *cloud top*, fase termodinamica della nube, parametri ottici e microfisici di nube (spessore ottico, raggio efficace, contenuto di acqua liquida e ghiacciata). Essendo posti i satelliti Terra ed Aqua ad un'altezza nominale di 705 km, ciò si traduce in un'ampiezza della *swath* del sensore di 2330 km, garantendo in tal modo la copertura dell'intero globo ogni due giorni.

2.2.2 Classificazione degli scenari nuvolosi

In questa sezione sono presentati alcuni metodi di classificazione degli scenari nuvolosi mediante l'uso dei sensori satellitari nel VIS-IR. La classificazione degli scenari nuvolosi si compone di alcuni passaggi fondamentali. Innanzitutto è necessario determinare quali sono i pixels coperti da nube totalmente o solo parzialmente e distinguere il contributo di suoli coperti da neve o ghiaccio da quello delle nubi, tutto questo in ogni condizione di illuminazione e per pixels su terra o mare. Si deve, in altre parole, produrre una *Cloud Mask* (CMA), che può essere tradotta in una mappa e fornire informazioni visive oppure essere utilizzata per le elaborazioni di successivi prodotti di nube. Essa ha il compito di definire il grado di copertura nuvolosa dell'area esaminata, compresa l'individuazione delle zone libere da nubi. Le zone libere da nubi vanno individuate poiché gli algoritmi di *retrieval* di temperatura superficiale degli oceani (*Sea Surface Temperature*, SST), estensione dei ghiacci, albedo di superficie, copertura nevosa, e di altre variabili richiedono e

assumono la assenza di nubi. Il passo successivo alle elaborazione della CMA è una classificazione più dettagliata dei pixels nuvolosi, che individui le varie tipologie di nube presenti nello scenario analizzato. Si tratta degli algoritmi di *Cloud Type* (CT), in grado di identificare svariate categorie di nube, a seconda della quota a cui si trovano o del loro spessore. Infine è possibile classificare i pixels nuvolosi in base al loro potenziale precipitante, individuando così le aree nuvolose associate ad un'alta probabilità di produrre precipitazione.

Le nubi modificano significativamente la radiazione solare entrante e la radiazione in onda lunga uscente dall'atmosfera terrestre e perciò svolgono un ruolo chiave nella determinazione del clima, pertanto è fondamentale una loro corretta rappresentazione all'interno dei modelli climatologici, ove attualmente costituiscono una delle maggiori fonti di incertezza.

2.2.2.1 Cloud Mask

In generale per produrre una CMA si possono sfruttare diversi metodi: tecniche multispettrali a soglia applicate a pixel individuali (Saunders and Kriebel, 1988; Derrien *et al.*, 1993; Stowe *et al.*, 1999), analisi dinamica dei cluster di nube basata su analisi di istogrammi (Desbois *et al.*, 1982), reti neurali artificiali (Bankert, 1994) che richiedono addestramento manuale, tecniche di riconoscimento di pattern basati sull'analisi a larga scala delle caratteristiche del pixel (Ebert, 1987).

Nel caso del sensore SEVIRI è stata scelta una tecnica multispettrale a soglie, poiché questo metodo robusto permette di sfruttare pienamente il ricco contenuto spettrale di SEVIRI e può essere facilmente applicato anche nel caso sia disponibile solo un limitato numero di canali (Derrien and Le Gléau, 2005). Per quanto riguarda la scelta delle soglie per i test multispettrali, la maggior parte delle stesse, è calcolata utilizzando dei dati supplementari, quali dati geografici, mappe climatologiche e i campi di output dei modelli numerici previsionali (NWP), basati a loro volta su modelli di trasferimento radiativo (*Radiative Transfer Models*, RTM). Ciò permette di ottenere un algoritmo di CMA applicabile in qualunque area geografica. Una prima sequenza di test è volta ad individuare la presenza di nubi e l'eventuale copertura nevosa (o ghiacciata) del suolo. I test comprendono anche informazioni sulle condizioni di illuminazione poiché per tecniche nel Visibile/Infrarosso è sostanzialmente differente un dato rilevato in condizioni diurne, notturne, di bassa luminosità (alba, crepuscolo) o con presenza del fenomeno di sunglint. Una delle ragioni del successo di questa tecnica è che la maggior parte delle soglie è determinata dinamicamente (utilizzando le "look-up tables" del satellite, con in input la geometria di visualizzazione –angoli del satellite e solare–, parametri derivanti da NWP –come ad esempio la temperatura superficiale e il contenuto totale di vapore acqueo– e i dati supplementari già elencati –quota, dati climatologici–).

Successivamente viene applicato un filtro spaziale, che permette di ri-classificare i pixel isolati con un tipo differente da quelli circostanti. Molto importante è la presenza di flag che qualificano l'affidabilità di ogni dato in output alla CMA. Può essere applicato un secondo processo, di identificazione di nubi di polveri e di cenere vulcanica.

Le Satellite Applications Facilities (SAF) di EUMETSAT hanno scelto tecniche multispettrali a soglie anche per i dati provenienti da AVHRR montato su satelliti NOAA e MetOp (Dybbroe *et al.*, 2005). Il metodo sviluppato dagli scienziati dello Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI) per AVHRR è studiato per funzionare bene alle latitudini della penisola scandinava. In tale metodo si sono migliorate le correzioni per effetti bidirezionali e atmosferici, sono state impiegate delle soglie dinamiche dipendenti dalle condizioni attuali dell'atmosfera e di illuminazione, dalla geometria di osservazione e dallo stato della superficie. Infine l'algoritmo è stato concepito in modo da essere adattabile alle future versioni del sensore AVHRR o sensori simili ad AVHRR. Per ottemperare a questi requisiti si è scelto di usare degli RTM per simulare il segnale da satellite come se fosse stato osservato in condizioni libere da nubi, ma tenendo conto delle reali condizioni dell'atmosfera, illuminazione, superficie e geometria di osservazione.

2.2.2.2 Cloud Type

Gli algoritmi CT classificano le nubi precedentemente individuate dalla CMA per permettere l'identificazione di importanti caratteristiche meteorologiche per le attività previsionali. Anche in questo caso si tratta in generale di un algoritmo multispettrale con test a soglia, applicato alla scala del pixel sulle caratteristiche spettrali e di tessitura, in base alle condizioni di illuminazione. I valori di soglia sono modificati in base all'illuminazione, alla geometria di vista, alla posizione geografica e ai dati provenienti dai modelli NWP, quali il contenuto di vapore acqueo e struttura verticale "grezza" dell'atmosfera studiata.

In particolare, l'algoritmo applicato a SEVIRI, prevede i seguenti approcci (Derrien and Le Gléau, 2005):

- le nubi vengono in primo luogo separate in due gruppi: fratte e alte nubi semi-trasparenti oppure nubi opache ai bassi/medi/alti livelli. Questi due sistemi sono distinti utilizzando le caratteristiche spettrali delle differenze di temperatura di brillantezza $T_{10.8}-T_{12.0}$, $T_{3.9}-T_{10.8}$ (solo in condizioni notturne), e della riflettanza $R_{0.6}$ e le tessiture spaziali locali calcolate da $T_{10.8}$ e $R_{0.6}$ (di giorno).
- All'interno del primo gruppo, le nubi fratte sono separate dalle alte semi-trasparenti usando principalmente le loro differenze di temperatura di brillantezza $T_{8.7}-T_{10.8}$.

- Le categorie rimanenti sono differenziate dal confronto tra le loro $T_{10.8}$ e le previsioni tramite modelli NWP delle temperatura dell'atmosfera a vari livelli di pressione (850, 700, 500 hPa e alla tropopausa).
- Una successiva distinzione tra nubi cumuliformi e stratiformi è possibile, ma attualmente non implementata.
- Attualmente non sono previsti flag per l'identificazione della fasi termodinamica delle nubi.

Di seguito si riportano nelle Fig. 2.2.2, Fig. 2.2.3, Fig. 2.2.4 tre esempi di CT ottenuti con il metodo applicato a SEVIRI e in Fig. 2.2.5 un esempio per AVHRR.

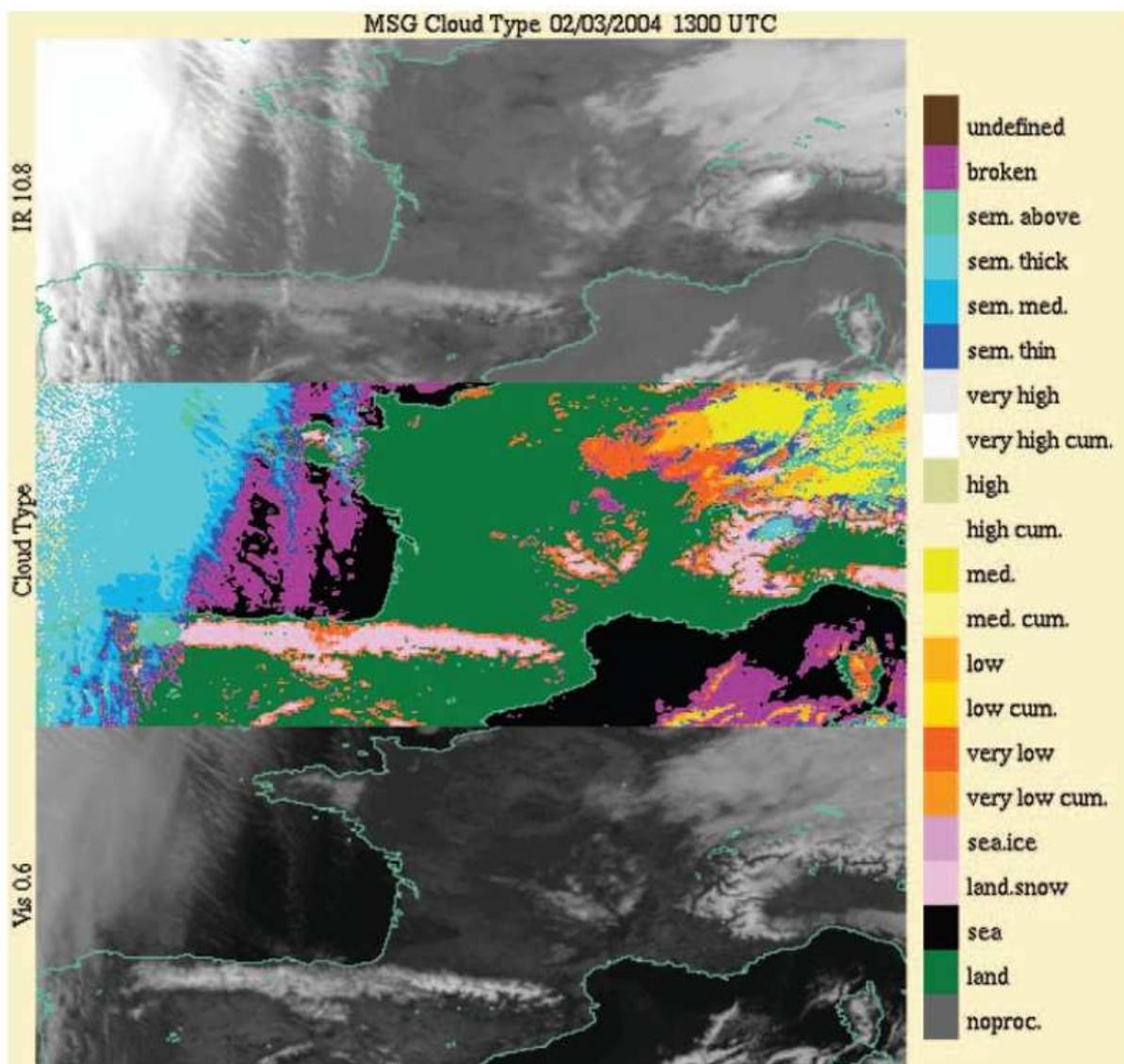


Fig. 2.2.2 - Esempio di CT sulla Francia. Rilevamento di neve durante il giorno (2 marzo 2004, 1300 UTC). (Derrien and Le Gléau, 2005)

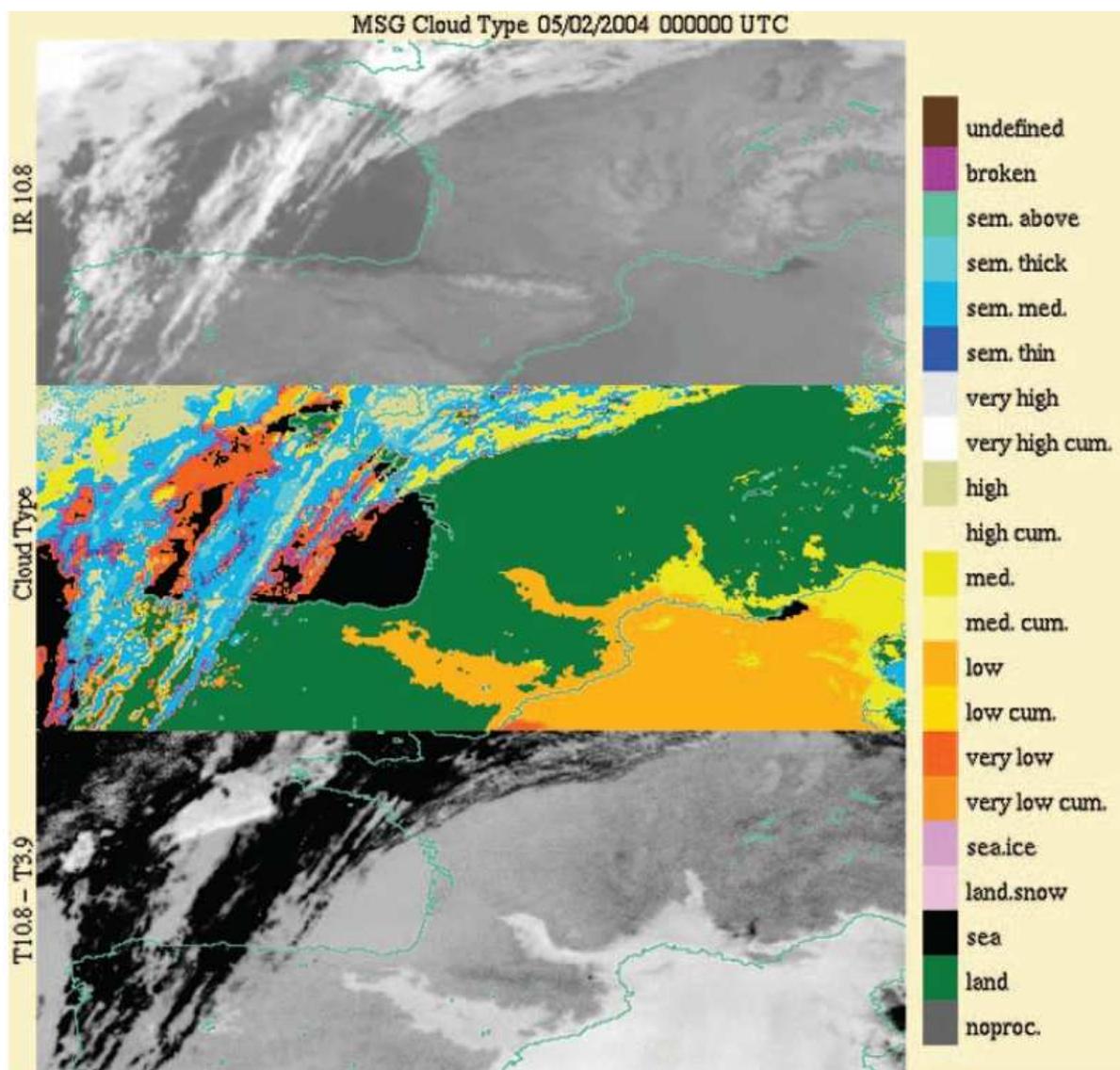


Fig. 2.2.3 - Esempio di CT sulla Francia. Rilevamento di nubi basse durante la notte (5 febbraio 2004, 0000 UTC). (Derrien and Le Gléau, 2005)

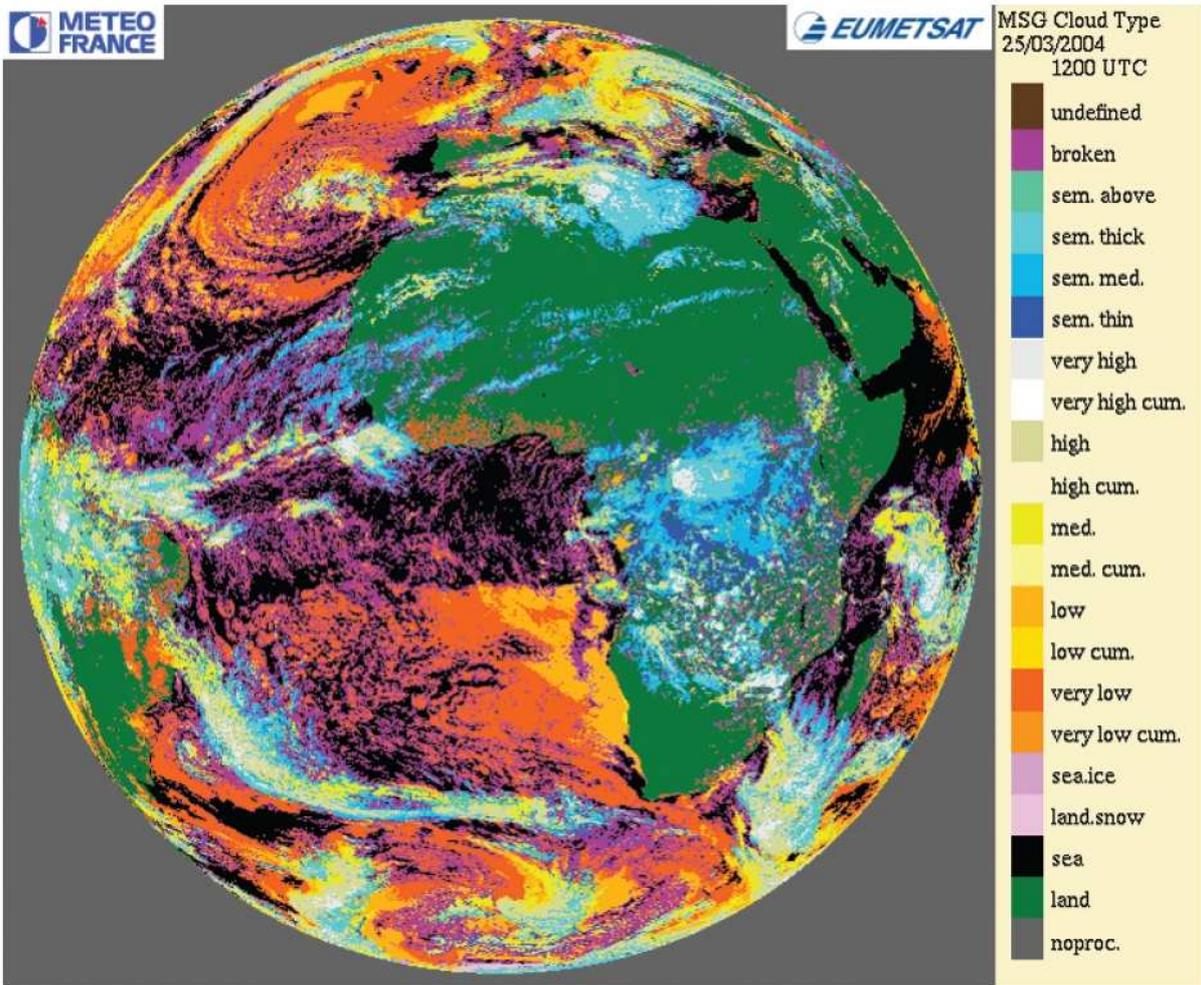


Fig. 2.2.4 - Esempio di CT applicata all'intero disco rilevato da MSG; 25 marzo 2004, 1200 UTC.
(Derrien and Le Gléau, 2005)

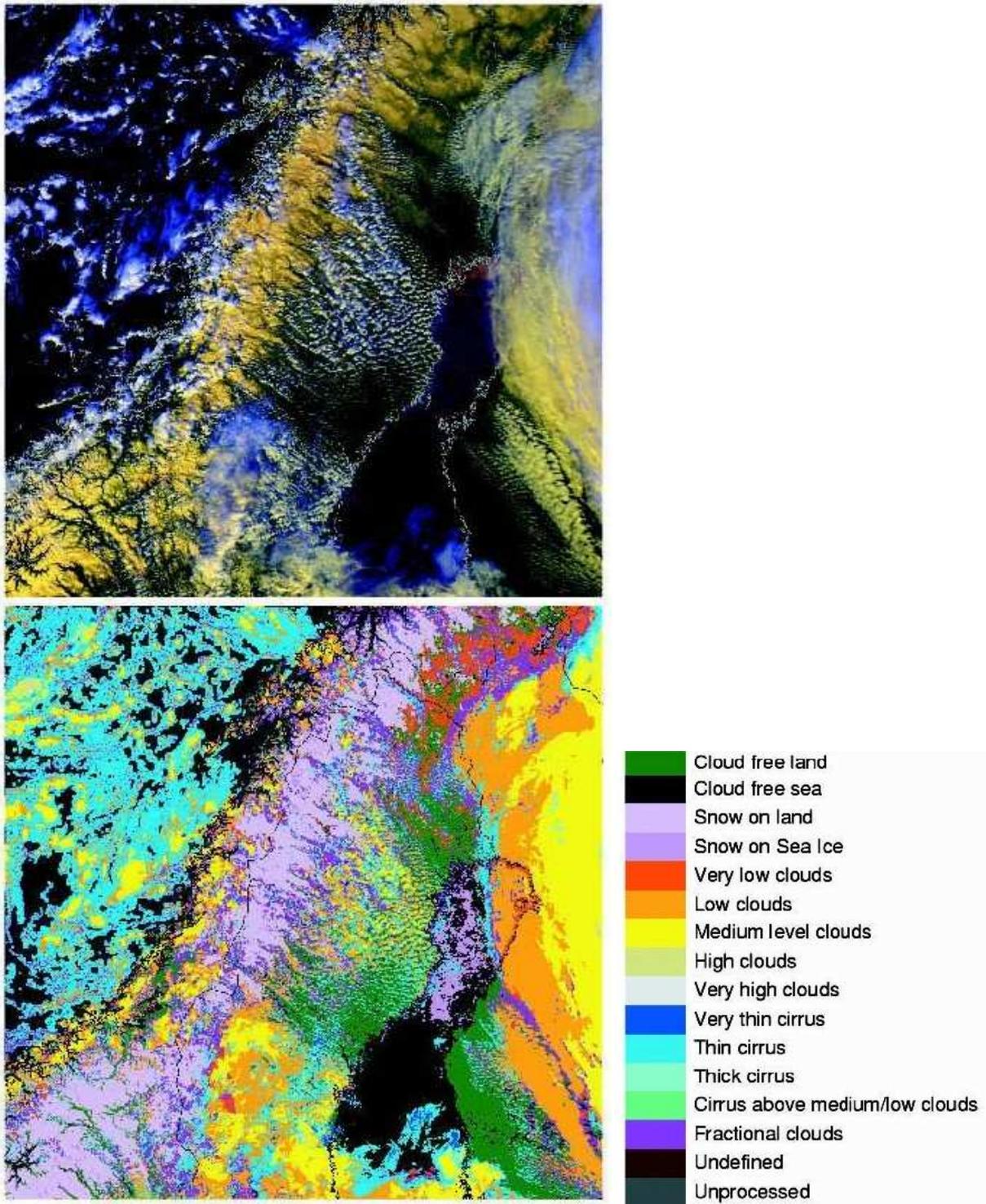


Fig. 2.2.5 – In alto la composizione RGB dei colori ricavata dai dati dei canali di AVHRR 1, 2 e 4; in basso il corrispondente prodotto CT per un passaggio di NOAA-16 (orbita 13445) sulla Scandinavia settentrionale alle 1212 UTC del 2 maggio 2003. (Dybbroe et al., 2005)

2.2.2.3 Principali limitazioni degli algoritmi di CMA e CT

Limitazioni alla maggior parte delle CMA e CT derivano dalle problematiche relative alla superficie, alla sovrapposizione di nubi di diverse caratteristiche e dal fatto che in sostanza con le tecniche VIS/IR si ricavano informazioni solo sul top della nube e non su tutta la struttura verticale.

Il fenomeno del sunglint consiste nella riflessione speculare della radiazione solare sulle superfici d'acqua. In tali condizioni le nubi, che sono facilmente individuabili sulle superfici marine in virtù dei loro elevati valori di riflettanza nel VIS-NIR, sono difficilmente identificabili poiché la riflettanza del mare può risultare maggiore di quella delle nubi. È possibile calcolare la probabilità di sunglint (Berendes *et al.*, 1999; Dybbroe *et al.*, 2005), che dipende interamente dalla geometria di vista. In caso tale probabilità superi un determinato valore, si attiva il relativo flag e si richiamano test specificamente studiati per condizioni di sunglint; tutto ciò è previsto in entrambi gli esempi riportati.

Si precisa che, per risultati soddisfacenti di una CMA, i dati stagionali e medi sono necessari, ma risulta molto più efficace poter disporre di dati dinamicamente aggiornati, che descrivano lo stato attuale dell'atmosfera, ottenuti ad esempio come output di modelli NWP. Sebbene sia possibile far girare i modelli RTM su tutti i profili atmosferici di temperatura e umidità, come fornito da un'appropriata (temporalmente vicina) previsione NWP a poche ore, Dybbroe *et al.* (2005) sollevano il problema di come sarebbe poi difficile, in tal caso, settare in maniera appropriata le soglie a posteriori; esse sarebbero sensibili alle forme dei profili e quindi allo specifico modello NWP usato. Un approccio più generale, basato sull'idea che non sempre inserire tutto l'output di NWP nella CMA migliora la qualità, approssima il profilo atmosferico con la temperatura di superficie (T_s) e l'integrale del vapore acqueo colonnare (wv). Ciò permette di ricavare soglie in infrarosso che siano funzioni di T_s , wv e dell'angolo θ_{sat} zenitale del satellite.

Un problema talvolta molto rilevante è l'identificazione delle nubi basse su superfici terrestri od oceaniche durante la notte o in condizioni di scarsa illuminazione. In Dybbroe *et al.* (2005) per i dati AVHRR viene utilizzata la differenza tra le temperature a $10.8 \mu m$ e T_s e la presenza di nubi è evidenziata da $T_{10.8}$ minori delle temperature del suolo privo di nubi. Tuttavia in condizioni di inversione termica nei bassi livelli dell'atmosfera, può capitare che il top della nube abbia una temperatura simile o addirittura più alta di quella del suolo. In questi casi viene definito un indice per riconoscere la presenza di inversione termica, $T_s - T_{950hPa}$, ove T_{950hPa} è la temperatura alla pressione di 950 hPa. Comunque sui terreni montuosi esiste un problema nel ritenere attendibili i profili prodotti dai modelli NWP nei livelli bassi dell'atmosfera, inoltre risulta fondamentale una

corretta valutazione della temperatura T_s , al fine di non classificare come nuvolosi pixel che in realtà sono privi di nube.

Un problema ancora aperto è l'individuazione di nubi sub-pixel, che risulta particolarmente complicato dalla naturale eterogeneità della superficie terrestre. In zone oceaniche mediamente omogenee (lontano dal ghiaccio e dalle condizioni di sunlint), è possibile rilevare la presenza di nubi sub-pixel tramite l'analisi della tessitura spaziale degli indicatori spettrali $T_{10.8}$, $T_{10.8} - T_{3.9}$, $R_{0.8}$ (Derrien and Le Gléau, 2005). Tuttavia superfici montuose o regioni aride caratterizzate da un'alta disomogeneità, costituiscono una seria difficoltà all'individuazione delle nubi sub-pixel.

2.2.2.4 Nubi precipitanti e non precipitanti

Un'ulteriore classificazione dello scenario nuvoloso prevede l'individuazione dei pixels coperti da nubi precipitanti o meno. Nell'ambito degli algoritmi per la delineazione delle aree precipitanti basati sulle bande del VIS-IR si riscontrano diversi metodi con differente grado di complessità, che vanno da metodi a singolo parametro, come il Goes Precipitation Index (GPI) (Arkin and Meisner, 1987), a più complesse tecniche quali la Convective-Stratiform Technique (CST) (Adler and Negri, 1988). Questi metodi assumono che le nubi con top a temperature minori di una determinata soglia producano precipitazione e che il tasso di precipitazione sia funzione del tipo di nube. Il metodo *split-window* (Inoue, 1987b) ha avuto un cospicuo successo nella classificazione delle nubi, ma non fornisce intensità di precipitazione. Tuttavia può essere usato per migliorare le prestazioni degli algoritmi di stima dell'intensità di precipitazione, eliminando le nubi non precipitanti.

Tuttavia i metodi precedentemente elencati non tengono conto delle caratteristiche microfisiche del top della nube, che possono invece essere utilmente impiegate per individuare le nubi precipitanti, in particolare nel caso di nubi precipitanti con top caldi. Tali nubi vengono infatti sistematicamente classificate come non precipitanti da test a soglia basati sulla temperatura di brillanza nell'IR. Di seguito saranno presentati i lavori di Rosenfeld and Gutman (1994), Lensky and Rosenfeld (1997) e Rosenfeld and Lensky (1998), che costituiscono un punto di riferimento nell'ambito dell'individuazione delle aree precipitanti e dei processi di formazione della precipitazione mediante l'uso delle proprietà microfisiche delle nubi, raggio efficace e temperatura del top della nube.

Il raggio efficace

Informazioni addizionali circa la struttura microfisica e i processi di precipitazione nei pressi del top della nube possono essere ricavate sfruttando la radiazione solare riflessa a 3.7 μm . La radiazione a 3.7 μm è fortemente assorbita dalle idrometeore in fase liquida e ancora di più dalle idrometeore ghiacciate. In nube, la maggior parte dell'assorbimento avviene ad opera delle particelle di grandi dimensioni, mentre quelle di minori dimensioni di norma scatteranno la radiazione in maniera molto efficace, essendo di dimensioni comparabili con la lunghezza d'onda. Questa situazione implica che:

- La distanza di estinzione in nube è molto minore per la radiazione a 3.7 μm che non per il visibile, pertanto la maggior parte delle nubi è considerata avente spessore ottico infinito a 3.7 μm .
- Nubi con piccole goccioline diffondono e riflettono molta della radianza a 3.7 μm .
- Un incremento nella dimensione delle particelle di nube e/o la presenza di grosse gocce o cristalli di ghiaccio nei pressi del top riduce la riflettanza a 3.7 μm delle nubi.
- Nubi contenenti molto ghiaccio riflettono molto poca radiazione solare a 3.7 μm , dal momento che il ghiaccio assorbe fortemente a questa lunghezza d'onda e perché i cristalli di ghiaccio sono tipicamente molto più grandi delle goccioline ordinarie.

Pertanto il top delle nubi precipitanti, ad esempio le nubi con grosse goccioline d'acqua e/o idrometeore ghiacciate, riflette molto poco la radiazione solare nella banda attorno a 3.7 μm . Naturalmente queste proprietà possono essere usate solo per le immagini acquisite in condizioni diurne. La dimensione delle gocce più grandi è la più importante per i processi di formazione della precipitazione. È noto che l'esistenza di gocce aventi raggio almeno pari a 12 μm in nube è necessaria per processi significativi di pioggia calda e per il processo di moltiplicazione del ghiaccio (Hallet and Mossop, 1974). Pertanto, il raggio efficace r_{eff} fornisce la più rilevante indicazione del potenziale precipitante nelle nubi osservate ed è definito come:

$$r_{\text{eff}} = \frac{\int_0^{\infty} r^3 n(r) dr}{\int_0^{\infty} r^2 n(r) dr}, \quad (1)$$

dove $n(r)$ è la concentrazione in numero delle particelle aventi raggio r .

La radiazione solare riflessa a 3.7 μm può essere utilmente impiegata per il calcolo del raggio efficace. Secondo la metodologia esposta in Rosenfeld and Gutman (1994) il valore di r_{eff} viene calcolato mediante il confronto tra i dati di riflettanza satellitare misurati a 3.7 μm e quelli di riflettanze a 3.7 μm calcolate mediante un RTM (Nakajima and King, 1990). Sono sottoposti al

retrieval di r_{eff} soltanto i pixel coperti da nubi otticamente spesse, selezionati in base alla riflettanza a $0.65 \mu\text{m}$, alla $T_{10.8}$ e alle $T_{10.8}-T_{12}$.

Il modello di trasferimento radiativo utilizza come input le lunghezze d'onda $0.65 \mu\text{m}$ e $3.7 \mu\text{m}$ ed effettua calcoli per entrambe, sia per acqua che per ghiaccio. Sono necessarie alcune assunzioni:

- La distribuzione dimensionale delle gocce al top è assunta log-normale, con deviazione standard σ dipendente dalla media geometrica dei raggi r_0 secondo

$$\sigma = -0.084 + 0.42 \ln r_0, \quad (2)$$

poiché fu trovato che questa relazione approssimava al meglio le distribuzioni dimensionali in casi di precipitazione convettiva in Israele, usando dati aerei.

- I top delle nubi sono assunti omogenei, di forma piatta e ricoprenti l'intero campo di vista.
- Si assume spessore ottico infinito a $3.7 \mu\text{m}$ e si scartano i pixel che deviano considerevolmente da tale assunzione.
- Si tralasciano gli strati di atmosfera sopra la nube.

Questi calcoli eseguiti con il modello di trasferimento radiativo hanno fornito informazioni molto importanti, che nel tempo sono state consolidate ed approfondite. Le riflettanze simulate a 0.65 e $3.7 \mu\text{m}$ con RTM sono state organizzate secondo una matrice quadridimensionale per ogni combinazione di lunghezza d'onda, fase termodinamica, raggio geometrico medio, angolo sole-bersaglio-sensore, che può essere riassunta in alcune mappe ad isolinee (Fig. 2.2.6, Fig. 2.2.7 e Fig. 2.2.8). Le figure descrivono le riflettanze bidirezionali a $0.65 \mu\text{m}$ e $3.7 \mu\text{m}$ in funzione del raggio efficace in μm e dell'angolo sole-bersaglio-sensore espresso in gradi.

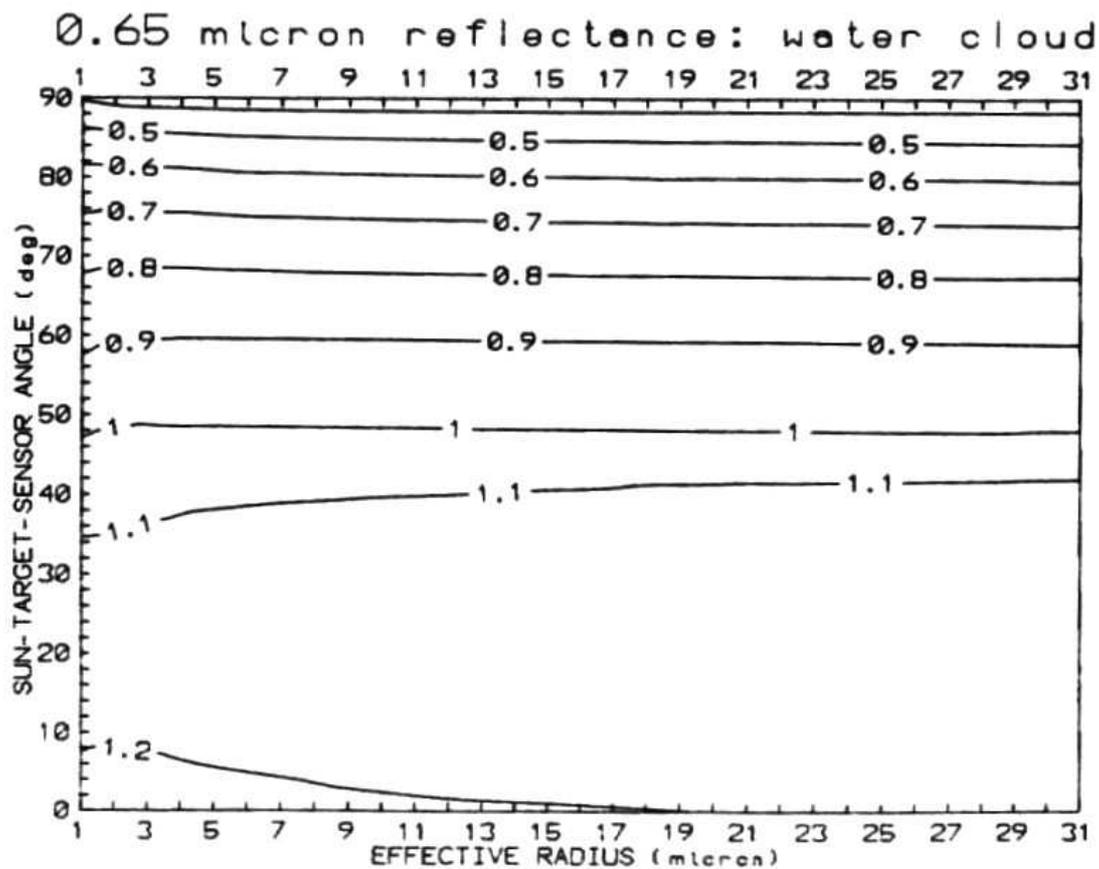


Fig. 2.2.6 – Riflettanza a 0.65 μm da una nube d'acqua di spessore infinito, in funzione del raggio efficace delle goccioline (effective radius, espresso in μm) e dell'angolo sole-bersaglio-sensore (sun-target-sensor angle, espresso in gradi). (Rosenfeld and Gutman, 1994)

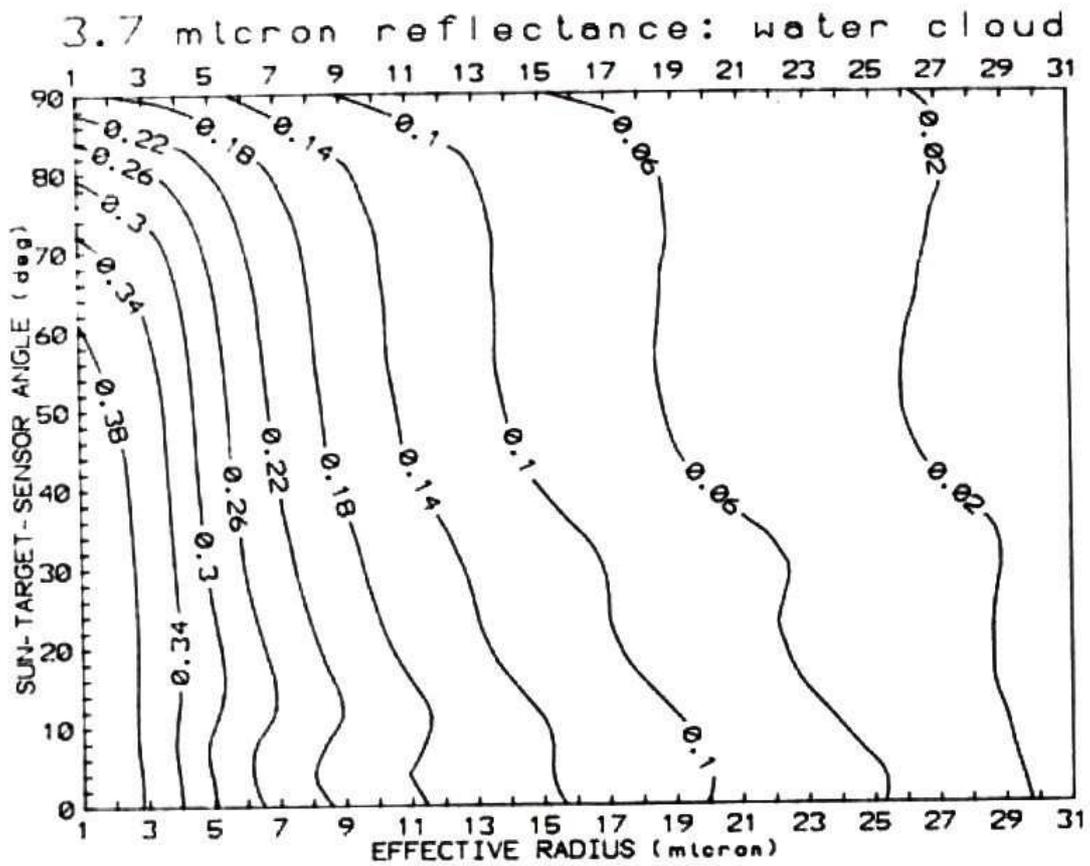


Fig. 2.2.7 – Riflettanza a 3.7 μm da una nube d'acqua di spessore infinito, in funzione del raggio efficace delle goccioline (effective radius, espresso in μm) e dell'angolo sole-bersaglio-sensore (sun-target-sensor angle, espresso in gradi). (Rosenfeld and Gutman, 1994)

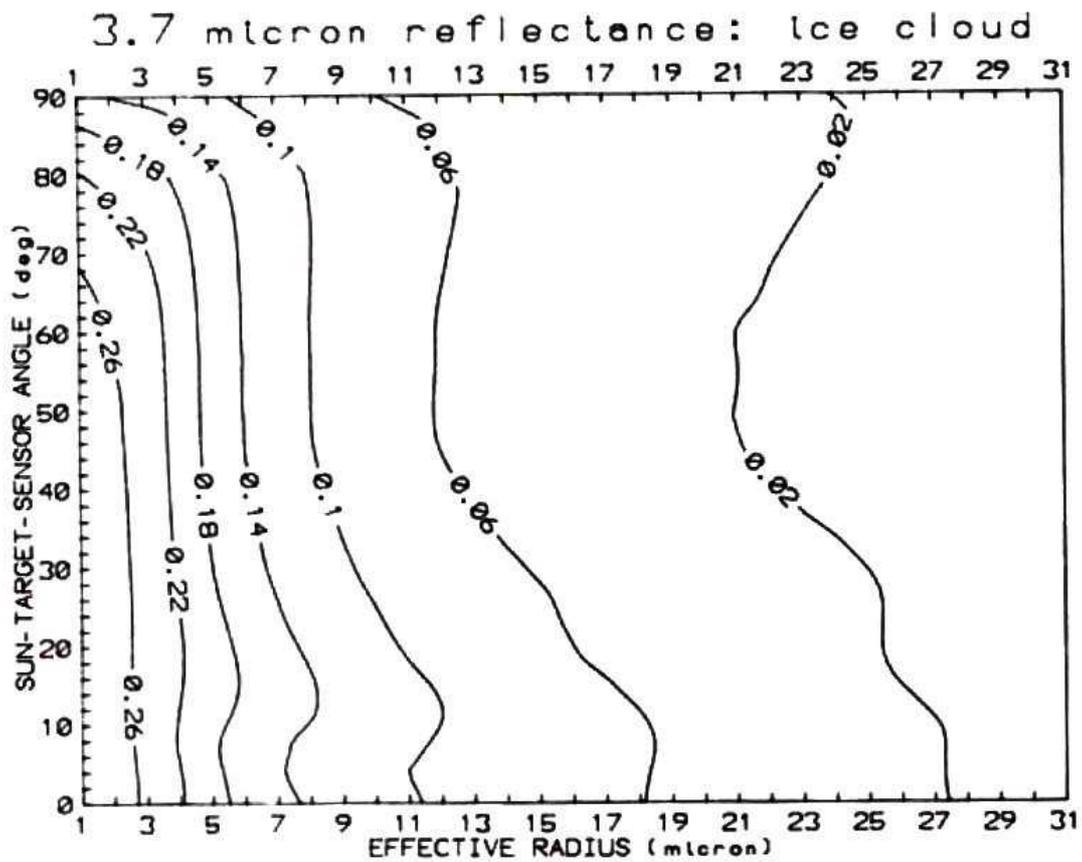


Fig. 2.2.8 – Riflettanza a 3.7 μm da una nube avente spessore infinito e formata da sfere di ghiaccio, in funzione del raggio efficace (effective radius, espresso in μm) e dell'angolo sole-bersaglio-sensore (sun-target-sensor angle, espresso in gradi). (Rosenfeld and Gutman, 1994)

Osservando la Fig. 2.2.6, si nota come la riflettanza a $0.65 \mu\text{m}$ sia indipendente dai raggi delle gocce al top, ma fortemente dipendente dalla geometria di vista. Secondo la Fig. 2.2.7, la riflettanza a $3.7 \mu\text{m}$ dipende invece fortemente dai raggi delle gocce al top e piuttosto debolmente dalla geometria: più piccolo è il raggio, maggiore è la riflettanza a $3.7 \mu\text{m}$. Per r_{eff} maggiori di circa $24 \mu\text{m}$ la riflettanza si porta a circa il 2%. Raggi maggiori producono riflettanza a $3.7 \mu\text{m}$ molto debole, interpretata semplicemente come grandi dimensioni delle idrometeore (acqua o ghiaccio). Dalle Fig. 2.2.7 e Fig. 2.2.8 si evince come la riflettanza di una nube contenente idrometeore ghiacciate sia circa pari a metà di quella di una nube composta interamente d'acqua, a parità di geometria. Peraltro, considerando la non-sfericità dei cristalli di ghiaccio, il rapporto di tali riflettanze sarebbe ancora minore. In Rosenfeld and Gutman (1994) tutte le nubi sono trattate come nubi di acqua ed il canale $0.65 \mu\text{m}$ è usato solo per selezionare le nubi otticamente spesse al fine della derivazione del raggio mediante la riflettanza a $3.7 \mu\text{m}$.

Delineazione dell'area precipitante

È comune sfruttare innanzitutto le proprietà della temperatura del top della nube e suddividere l'area di studio in box che abbiano temperature dei top pari o minori di 245 K da quelli in cui tutti i top sono più caldi di tale valore. Questo perché molto spesso, come si è detto, nubi con top "freddi" sono di per sé candidate con buona probabilità ad essere nubi precipitanti. Alcuni metodi di individuazione delle regioni precipitanti assumono infatti che le nubi aventi top più caldi di un certo valore di soglia non abbiano carattere precipitante, sebbene ciò non sia vero in tutte le situazioni. La principale ragione delle scarse performance di metodi di stima di precipitazione nel VIS-IR risiede nel fatto che essi ignorano la grande variabilità della composizione microfisica delle nubi sufficientemente calde da permettere esistenza prolungata di goccioline sopraffuse (temperature maggiori di 245 K). Un aiuto in tal senso può provenire dalla conoscenza del raggio efficace. Secondo Rosenfeld and Gutman (1994) le aree associate a precipitazione in base a dati radar in cui fossero presenti nubi con top "freddi" sono simili in dimensioni alle aree in cui sono presenti nubi aventi top con $r_{\text{eff}} > 12 \mu\text{m}$, pertanto l'informazione fornita da r_{eff} è minimale: in questi casi la temperatura del top è già sufficiente per individuare le nubi precipitanti. È stato dimostrato che vi è una buona corrispondenza con l'area precipitante individuata da radar sia per le zone individuate con la temperatura di brillanza a $11 \mu\text{m}$ che per quelle con riflettanza visibile maggiore di 70%, nel caso di nubi a top "freddo" e nubi profonde. Le informazioni ricavate dal canale a $3.7 \mu\text{m}$ sono però particolarmente utili per nubi con top più caldo di 245 K : il vantaggio di poter disporre di stime di r_{eff} si è in quei casi rivelato particolarmente rimarchevole. In particolare si è trovata una buona corrispondenza tra le aree precipitanti secondo i dati radar e quelle caratterizzate da valori di r_{eff} maggiori di $14 \mu\text{m}$.

Si precisa che l'utilità della metodologia di Rosenfeld qui presentata non viene meno con le successive versioni di AVHRR in cui il canale a 3.7 μm è stato sostituito da uno a 1.6 μm per il giorno: in quel caso è necessario simulare mediante RTM nuovi *data set* di riflettanze a 1.6 μm per eseguire il *retrieval* del raggio efficace a tale lunghezza d'onda.

Processi di formazione della precipitazione

Un approccio vincente per l'individuazione dei processi di formazione della precipitazione nelle nubi convettive è quello proposto da Rosenfeld and Lensky (1998), in cui a fronte di due sostanziali assunzioni, si ricavano molte informazioni utili. L'approccio si basa sullo studio della dipendenza del r_{eff} dalla temperatura T del *cloud top* per le nubi convettive in crescente sviluppo, poiché esso può rivelare l'evoluzione delle particelle di nube e i vari processi che portano alla formazione della precipitazione. Si è osservato che la temperatura del top delle nubi convettive decresce con l'altezza in accordo con il sondaggio atmosferico circostante. Pertanto è possibile usare T al posto dell'altezza del top per descrivere lo sviluppo verticale della nube. Dal momento che un'immagine satellitare fornisce una "istantanea", viene fatta un'analisi di cluster di nubi convettive a differenti stadi di evoluzione verticale per dedurre l'evoluzione temporale dei singoli elementi di nube. Per far questo è necessaria la seconda assunzione: che le proprietà dei *cloud top* osservati simultaneamente per più nubi, a differenti stadi di sviluppo, siano simili alle proprietà di una singola nube ai suoi diversi stadi di sviluppo nelle varie altezze (Arakawa and Schubert, 1974). In altre parole, il raggio efficace è una proprietà conservata ad una certa temperatura, finché non si sviluppi precipitazione. La conferma della validità di questa assunzione è stata dimostrata in Lensky and Rosenfeld (2006).

Si può descrivere una nube convettiva dicendo che essa assorbe aria prevalentemente attraverso la sua base e ne rilascia buona parte dal *cloud top* (Arakawa and Schubert, 1974). Si può pertanto assumere che in una data nube convettiva, la dimensione delle particelle ha un andamento monotono crescente con la quota, dalla base al top, fino al raggiungimento delle dimensioni adatte alla precipitazione, che precipitano a partire dal top della nube. Questa relazione è a volte celata dall'avvicinarsi di nubi non convettive. Le dimensioni delle particelle in strati sottili di nube sono tipicamente molto inferiori a quelle riscontrate nei top delle nubi convettive, che hanno base a quote inferiori e che crescono penetrando questi strati. L'osservazione delle dimensioni delle particelle può quindi essere utilizzata per separare un miscuglio di strati e nubi convettive (Lensky and Rosenfeld, 1997). La relazione T - r_{eff} viene calcolata per i cluster di nube, selezionati in modo da contenere elementi di nubi a vari stadi di evoluzione temporale e alcune migliaia di pixel satellitari, in modo da ottenere una distribuzione di r_{eff} per ogni intervallo di 1°C di temperatura. Di queste distribuzioni vengono calcolati alcuni significativi percentili (ad esempio 10-mo, 25-mo, 50-mo, 75-

mo, $90-m_0$) e vengono analizzate le mediane per riscontrare le differenti zone microfisiche. Le forme delle mediane, infatti, contengono molta informazione sui processi microfisici in atto in nube (Fig. 2.2.9).

È noto che le goccioline accrescono prevalentemente per diffusione a piccole distanze dalle basi di nubi convettive, mentre in quota la crescita spesso aumenta ad opera di coalescenza e ghiacciamento. Siccome la maggior parte delle goccioline sono nucleate alla base della nube e la massa del vapore acqueo in nube cresce con la profondità in maniera minore di una relazione lineare, l'incremento di r_{eff} in nubi in caso di processi diffusivi è proporzionale a D^p , ove D è la profondità della nube a partire dalla base e $p < 1/3$. Il valore $1/3$ verrebbe assunto nel caso il contenuto di acqua liquida in nube crescesse linearmente al decrescere di T , ma in realtà, esso cresce con un tasso inferiore. La profondità di nube D può essere approssimata da $T_b - T$, dove T_b è la temperatura della base (il pixel nuvoloso a temperatura maggiore $+ 2^\circ\text{C}$) pertanto $r_{\text{eff}} \propto (T_b - T)^p$. Uno scarto da tale andamento indica l'esistenza di meccanismi che amplifichino il tasso di crescita delle particelle, come coalescenza e processi di ghiacciamento e tali processi sono fondamentali per la formazione della precipitazione. Maggiori dettagli saranno forniti nella sezione 3.3.

Si elenca ora la terminologia comunemente utilizzata per riferirsi alle tipologie di processi riscontrabili in nubi convettive, o zone microfisiche; non tutti sono necessariamente presenti in ogni caso. Questa classificazione è stata derivata dall'osservazione di centinaia di nubi convettive. Esempi concreti saranno forniti nel terzo caso di studio, in cui si manterrà la seguente numerazione:

1. *Zona di crescita diffusiva.* Crescita molto lenta delle goccioline con la profondità dalla base, indicata da bassi valori di dr_{eff}/dT .
2. *Zona di crescita per coalescenza.* Grande incremento del tasso di crescita dr_{eff}/dT per T maggiori del punto di ghiacciamento, ad indicare un rapido incremento delle dimensioni. Tale rapida crescita può avvenire soltanto in caso di coalescenza.
3. *Zona di rainout.* Una zona in cui r_{eff} rimane sostanzialmente stabile tra 20 e 25 μm , probabilmente determinata dalla massima dimensione di una goccia sostenibile dall'aria in risalita vicino al *cloud top*, dove le gocce più grandi precipitano a quote inferiori e possono eventualmente cadere sotto forma di pioggia dalla base. Viene assegnato questo nome alla zona perché la crescita per coalescenza è bilanciata dalla precipitazione delle gocce più grandi dal top. Pertanto le nubi sembrano far precipitare molto del loro contenuto d'acqua in fase di crescita. Il raggio delle gocce di pioggia dalla base è molto maggiore di quello sopra indicato (20-25 μm), che è relativo al top della nube, ivi essendo alla cima della distribuzione dimensionale.

4. *Zona precipitante a fase mista.* Una zona caratterizzata da grande tasso di crescita delle goccioline, che avviene a temperature inferiori a 0°C dovuto alla coalescenza e a processi di formazione precipitazione di fase mista. Pertanto si riscontra ambiguità tra le zone di coalescenza e le zone a fase mista alle temperature di ghiacciamento. Nelle nubi continentali in sviluppo, la prima fase ghiaccio si riscontra tra 5°C e -10°C e per questo motivo le zone sono arbitrariamente separate a -10°C eccetto in casi particolari.
5. *Zona di ghiacciamento.* Una zona in cui r_{eff} è prevalentemente stabile ad un valore maggiore di quello della zona di rainout, a temperature minori di quelle di ghiacciamento. Essa è probabilmente determinata dalla massima dimensione sostenibile per un'idrometeora ghiacciata al top della nube: le particelle più grandi vengono precipitate a quote inferiori e si aggregano a formare fiocchi di neve.

L'applicazione a nubi marittime (nella connotazione microfisica del termine, ovvero di nubi aventi piccole concentrazioni di idrometeore di grandi dimensioni) mostra, dalla base al top, zone di coalescenza, rainout, una sottile regione a fase mista e ghiacciamento da -10°C o anche a temperature maggiori. Per contro, in nubi continentali, composte principalmente da idrometeore di piccole dimensioni, si rilevano profonde zone di crescita diffusiva sopra le basi, seguite da zone di coalescenza e fase mista e ghiacciamento da -15°C a -20°C. Nubi dal carattere altamente continentale hanno una zona di coalescenza molto sottile o nulla, una profonda zona di fase mista e ghiacciamento tra -20°C e -30°C. Di seguito in Fig. 2.2.9 alcuni plot teorici, che racchiudono le principali tipologie di nube.

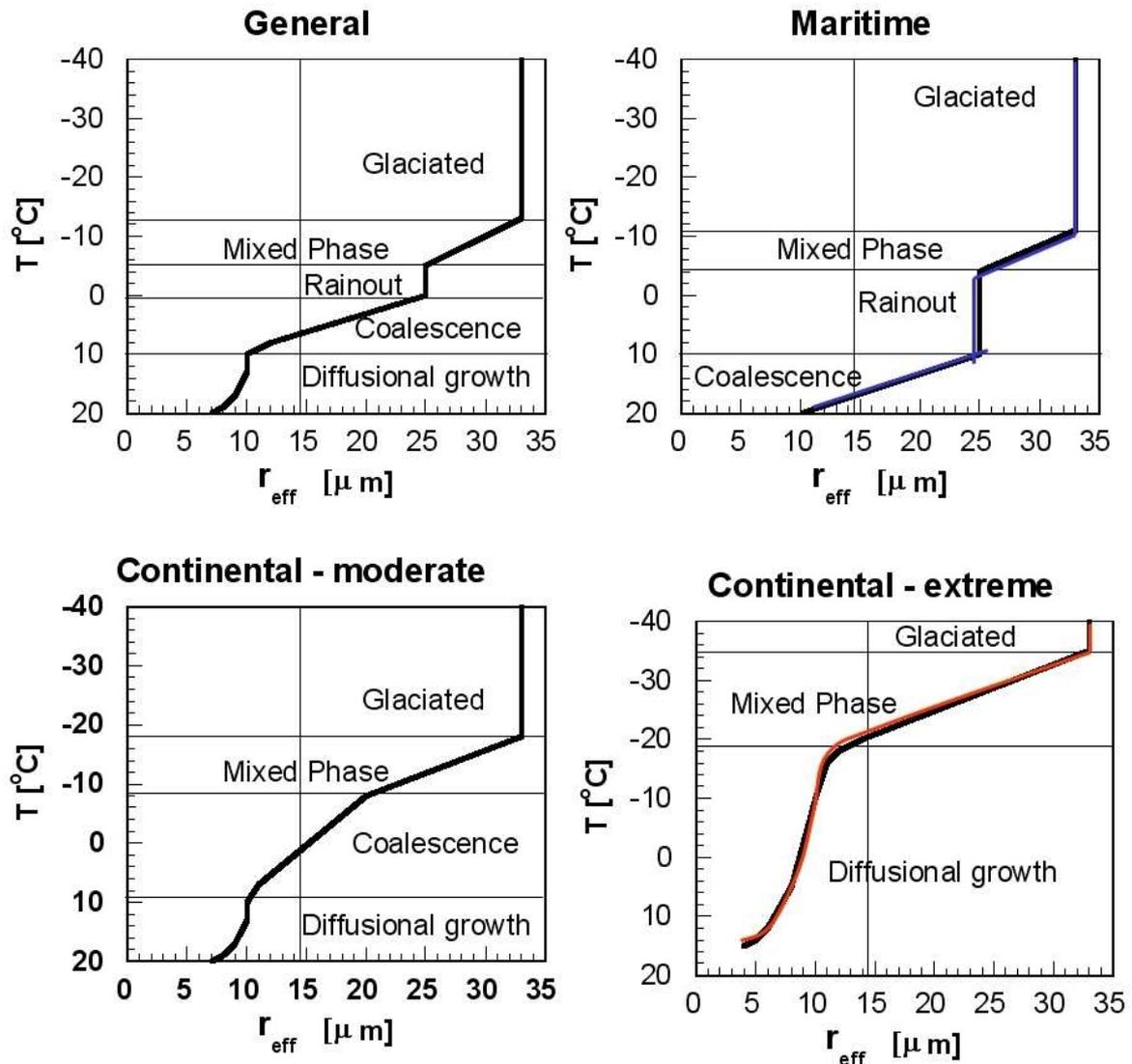


Fig. 2.2.9 – Classificazione delle nubi convettive in zone microfisiche secondo il profilo di temperatura-raggio efficace. Si noti che in condizioni continentali estreme r_{eff} è piccolo alla base della nube, la zona di coalescenza scompare e zone di fase mista iniziano a $T < -15^{\circ}\text{C}$ e il ghiacciamento può iniziare, in condizioni estreme all'altezza del ghiacciamento omogeneo (-39°C). In nubi marittime, invece, le goccioline iniziano già avendo un grande r_{eff} alla base, attraversando la soglia di precipitazione di $14 \mu\text{m}$ nei pressi della base. La zona di rainout è indicativa dell'avvenire di processi di "pioggia calda" pienamente sviluppati. Le grandi goccioline ghiacciano a temperature alte, producendo un sottile strato a fase mista e una temperatura di ghiacciamento di circa -10°C . (Rosenfeld and Lensky, 1998)

Tramite la metodologia di analisi delle nubi prima esposta è stato possibile anche valutare l'effetto indiretto degli aerosol sulle caratteristiche microfisiche delle nubi e quindi sull'efficienza dei vari processi di formazione della precipitazione. Nella sezione 3.3 verranno forniti alcuni esempi riguardo questo argomento.

2.3 Microonde passive

L'osservazione del sistema terrestre attraverso le microonde differisce da quella effettuata con metodi nel visibile o infrarosso. Se le caratteristiche della radiazione in queste lunghezze d'onda consentono di rilevare le proprietà degli strati superficiali del top di una nube misurando la radianza riflessa o emessa dai costituenti più esterni, le microonde possono sondare le proprietà intrinseche dei corpi nuvolosi potendo penetrare fino agli strati più interni dove il volume di idrometeore interagisce più direttamente col campo di radiazione elettromagnetica che raggiunge il satellite. Con queste notevoli potenzialità, i sistemi a microonde divengono uno strumento essenziale sia per l'individuazione dei sistemi precipitanti (*detection*) che per la stima delle caratteristiche della precipitazione rilevata (*retrieval*).

I sensori alle microonde passive sono spesso citati con l'acronimo PMW (Passive MicroWave). La stima di precipitazione fatta attraverso la radiazione a microonde è, in generale, meno affetta da errori per quanto riguarda la maggior parte delle nubi, almeno per lunghezze d'onda oltre il cm. Dal punto di vista del *retrieval* di precipitazione, l'osservazione a microonde ha permesso l'ideazione di tecniche dette "blended" in cui si combinano tali informazioni con quelle ricavate da sensori nel visibile/infrarosso. Tali metodi sono basati sulla calibrazione delle temperature di brillanza nell'infrarosso con dati PMW sulla precipitazione o sull'avvezione della precipitazione nelle microonde utilizzando segnali in infrarosso termico; essi sono generalmente usati per derivare stime di precipitazione in zone non coperte regolarmente da satelliti polari. La risoluzione degli strumenti operanti nelle microonde è cresciuta negli ultimi quindici anni, da qualche centinaia a poche decine di km al suolo, come anche il numero di canali disponibili. Di pari importanza la crescita del numero di satelliti, che ora concorrono a mantenere un lag temporale tra i passaggi pari a 3 ore.

Si sottolinea, per dovere al lettore, che questo lavoro non presenta la teoria rigorosa delle interazioni tra idrometeore e microonde passive, bensì presenta alcuni cenni di teoria, orientata ad interpretare e descrivere i risultati forniti dai sensori e dai modelli.

2.3.1 Descrizione dei sensori nelle PMW

2.3.1.1 TRMM

La missione Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) deriva dagli accordi tra la National Aeronautics and Space Administration (NASA) statunitense e la giapponese Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA). Questa missione satellitare ha lo scopo di osservare le variazioni spazio-temporali della precipitazione nelle regioni tropicali nel range di latitudini comprese tra 35°N e 35°S. Le misurazioni della strumentazione di bordo rappresentano un dataset unico,

dettagliato e multi-comprensivo della distribuzione dimensionale delle piogge e del calore latente in regimi praticamente prima inesplorati. Questi dati, combinati con misurazioni del budget radiativo atmosferico e delle stime del calore diabatico totale sono state realizzate per la prima volta su scala globale. Per fare tutto questo, un componente fondamentale è TMI (Trmm Microwave Imager), che misura radianze le quali sono il prodotto finale di effetti di assorbimento-emissione e scattering elettromagnetici attraverso la nube precipitante occorsi lungo il percorso osservato. La restante componentistica è formata da un radar di precipitazione (*precipitation radar*, PR), dal Visible and Infrared Radiometer System (VIRS), nonché da Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES) e Lightning Imaging System (LIS). Mentre PR verrà descritto nel capitolo 2.4.1.1, si descrive qui brevemente il resto della strumentazione: VIRS è uno spettro-radiometro a cinque canali con bande tra 0.6 e 12 μm , utile per stime di precipitazione nel VIS/IR e per correlare le precipitazioni derivate e i dati provenienti da satelliti GEO e LEO; CERES permette di effettuare bilanci radiativi dell'energia totale radiante ed è spesso usato confrontando anche i dati di calore latente; infine, LIS rileva l'attività globale di fulminazione e permette di studiare l'accoppiamento tra fulmini e precipitazione, permettendo di ampliare le nostre conoscenze di entrambi i campi.

I principali aspetti che tale missione ha contribuito a chiarire riguardano le occorrenze di intensità di precipitazione e distribuzione spaziale, la suddivisione della precipitazione nelle classi convettiva e stratiforme, la profilazione verticale delle idrometeore (compresa struttura e intensità della bright band stratiforme –e per far questo è fondamentale PR–) e l'andamento temporale degli episodi precipitativi più intensi (in particolare l'intensificazione notturna di larghi sistemi convettivi alla mesoscala su oceano e l'intensificazione diurna di sistemi forzati da orografia e da brezze di mare su terra). La missione ha permesso inoltre un grande avanzamento nello stato della parametrizzazione dei cumuli nei modelli globali di nube.

2.3.1.2 AMSU-B e MHS

Il sensore passivo nelle microonde Advanced Microwave Sounding Unit-B (AMSU-B), insieme al modulo AMSU-A, rappresenta la suite strumentale nelle microonde passive a bordo dei satelliti polari della National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Si tratta di uno scanner operante in maniera *cross-track* nel range di frequenze tra 90 e 190 GHz con una risoluzione spaziale di 16 km al nadir (Saunders *et al.*, 1995; Hewison and Saunders, 1996). In Tab. 2.3.1 si riportano le caratteristiche dei canali AMSU-B e la numerazione parte da 16 perché comprende i precedenti 15 canali del modulo AMSU-A:

Canale	Frequenza centrale (GHz)
16	89.0
17	150.0
18	183.31 ± 1.00
19	183.31 ± 3.00
20	183.31 ± 7.00

Tab. 2.3.1 – Caratteristiche spettrali dei canali AMSU-B: frequenza centrale espressa in GHz.

Il Microwave Humidity Sounder (MHS) sostituisce AMSU-B a bordo dei satelliti polari NOAA a partire da NOAA-18 ed è presente sui satelliti MetOp di EUMETSAT. Si tratta di un radiometro a cinque canali operante in maniera *cross-track* nel range $89 \div 190$ GHz, ha una risoluzione di 17 km al nadir e una swath di ± 1920 km e le sue caratteristiche spettrali sono riassunte in Tab. 2.3.2.

Canale	Frequenza centrale (GHz)
H1	89.0
H2	157.0
H3	183.311 ± 1.00
H4	183.311 ± 3.00
H5	190.311

Tab. 2.3.2 – Caratteristiche spettrali dei canali MHS: frequenza centrale espressa in GHz.

2.3.2 Aspetti e variabili fondamentali

2.3.2.1 Proprietà emissive di superficie

Alcune bande nelle PMW utilizzate in Fisica delle nubi sono molto sensibili alle caratteristiche superficiali ed è indispensabile porre attenzione a questi aspetti per comprendere le informazioni ricavate dai sensori.

A differenza dello spettro in infrarosso termico, in cui le sorgenti sono spesso ben descritte dall'approssimazione di corpo nero, nel caso delle microonde è necessario considerare la superficie emittente come un corpo grigio, avente pertanto un'emissività minore di uno.

La variabilità osservata nelle microonde per superfici terrestri omogenee è generalmente causata da variazioni nella temperatura ed emissività superficiali (rugosità, vegetazione, contenuto umido), mentre per mare aperto la si attribuisce a costituenti atmosferici quali vapore colonnare, profili di temperatura e presenza di acqua liquida di nube.

Semplificando drasticamente e considerando il contenuto in acqua di un corpo come il parametro che maggiormente influenza il valore dell'emissività superficiale, possiamo riassumere le proprietà

emissive della superficie terrestre in due intervalli: $\varepsilon_l \approx 0.80 \div 1.00$ per le terre emerse e $\varepsilon_o \approx 0.40 \div 0.60$ per il mare. Ovviamente, questi valori risultano fortemente influenzati dalla variazione delle condizioni superficiali: copertura vegetata o nevosa, ad esempio, riducono notevolmente il valore di ε . In conseguenza di ciò risultano agevolmente distinguibili le diverse caratteristiche dell'osservazione satellitare. In generale, le superfici di terra sono considerate come un oggetto "caldo" (emissività alta) mentre quelle oceaniche sono viste come oggetti freddi (emissività bassa), sono particolarmente problematiche da caratterizzare ed è spesso complesso distinguere il contributo da quelli atmosferici. L'emissività ε_o è determinata essenzialmente dalle proprietà dielettriche dell'acqua attraverso l'equazione di Fresnel e, specialmente per un'atmosfera secca, la superficie ha un grande effetto nella radianza misurata.

Per rappresentare la variabilità delle temperature di brillantezza (*Brightness Temperatures*, BT) simulate a tutte le frequenze, in funzione dell'emissività superficiale in condizioni di cielo sereno, spesso si utilizzano grafici $BT - \varepsilon$ come in Fig. 2.3.1. Nel caso presentato da Laviola and Levizzani (2010a), sono stati utilizzati un metodo RT adding/doubling (Evans *et al.*, 1995a,b) applicato alle medie latitudini e accoppiato all'approccio di Rosenkranz (2001) per il calcolo dell'assorbimento in frequenze nello spettro delle microonde.

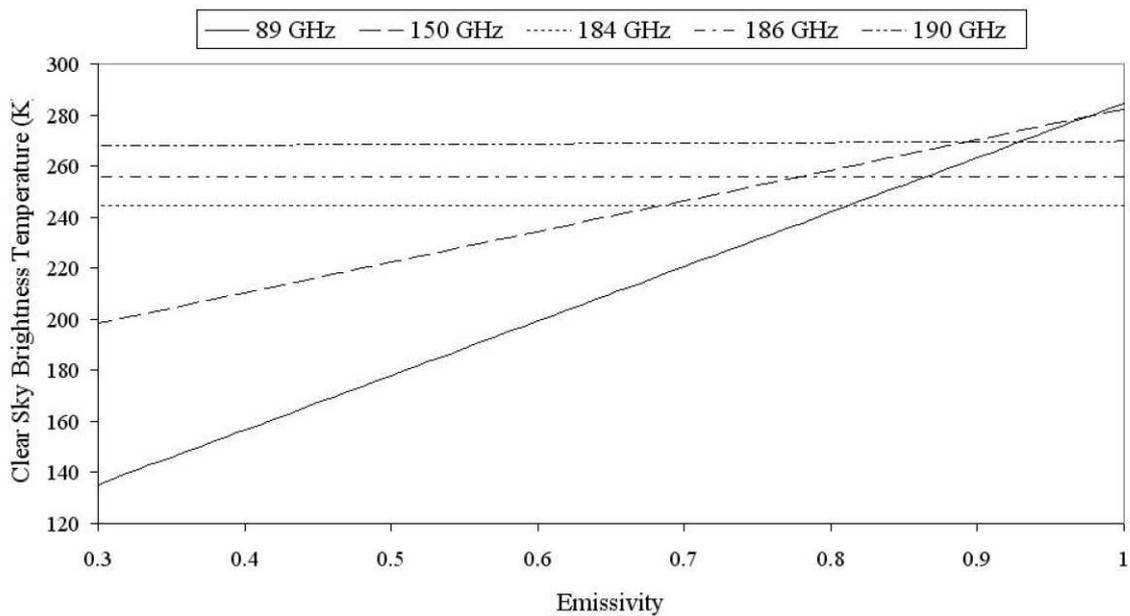


Fig. 2.3.1 – Effetti dell'emissività superficiale percepiti dai canali AMSU-B alle medie latitudini. In ascissa l'emissività (Emissivity, adimensionale) e in ordinata la temperatura di brillantezza a cielo sereno (Clear Sky Brightness Temperature, espressa in K). I due canali in finestra sono fortemente influenzati dall'emissività superficiale, mostrando un valore crescente fino a 280 K tra la superficie oceanica simulata ($\varepsilon = 0.50$) e la terraferma, secca ($\varepsilon = 1.00$). Alle frequenze del vapore acqueo, ove le funzioni peso sono maggiori che non nelle finestre, gli effetti di emissività superficiale sono irrilevanti. (Laviola and Levizzani, 2010a)

Questi risultati confermano come attorno a 89 e 150 GHz vi sia una forte dipendenza dalle proprietà di superficie, mentre a frequenze maggiori essa viene sostanzialmente a mancare. Le *BT* per 89 e 150 GHz sono osservate convergere pressoché allo stesso valore per $\varepsilon = 1$ (terra arida). È proprio il fatto di riscontrare una decrescita nella *BT* passando da terra arida a idrometeore che esalta le potenzialità di queste bande e anche le tre bande centrate a 183.31 GHz sono molto promettenti per studi su terra e su oceano, a causa della molto modesta dipendenza dall'emissività superficiale.

2.3.2.2 Principali effetti delle idrometeore

Dallo studio delle interazioni tra il volume di idrometeore e il campo di radiazione è emerso che in assenza di forti scatteratori, l'estinzione totale del segnale nelle microonde è dovuto essenzialmente all'assorbimento delle goccioline di acqua liquida per la frequenza a 89 GHz mentre allo scattering delle idrometeore ghiacciate a 150 e 190 GHz. Un esempio è rappresentato dalle formazioni stratiformi fredde dove, l'abbondanza di idrometeore in fase liquida originate in larga parte dallo scioglimento dei cristalli di ghiaccio in caduta libera nella nube, favorisce maggiormente il processo di assorbimento a 89 GHz. I cristalli di ghiaccio in accrescimento, invece, scatterano soprattutto la radiazione a 150 GHz. A seconda della presenza di diversi tipi di idrometeore e/o di eventuale contenuto precipitante, si riscontrano sostanziali differenze nel segnale ricevuto; si riportano di seguito alcune evidenze sperimentali che aiutano nella comprensione.

Idrometeore "fredde"

Un canale indicato per identificare e rilevare la presenza di idrometeore ghiacciate alle medie ed alte latitudini è posto attorno a 150 GHz (Bennartz and Bauer, 2003). Esso è estremamente sensibile al segnale di scattering dei cristalli di ghiaccio e in condizioni di cielo chiaro, risulta altresì sensibile all'assorbimento del vapor d'acqua negli strati atmosferici più vicini alla superficie terrestre. Essendo, tuttavia, una frequenza collocata in una delle finestre atmosferiche, risente anche delle variazioni dell'emissività superficiale, soprattutto quando si effettuano sondaggi su terra dove le proprietà emissive variano in un range di valori molto ampio.

In presenza di idrometeore ghiacciate di dimensioni confrontabili con la lunghezza d'onda di osservazione, l'estinzione del segnale a 150 GHz, espresso in termini di temperatura di brillantezza, risulta 2 ÷ 3 volte maggiore rispetto a quello misurato sia nel canale a 89 GHz che a 190 GHz. A 186 GHz, invece, la depressione del segnale risulta meno della metà di quello registrato a 190 GHz (Bennartz and Bauer, 2003) dal momento che la funzione peso ha un picco ad altitudini maggiori.

Idrometeore "calde"

A 150 GHz la sensibilità all'acqua presente in nube è circa 2 ÷ 2.5 volte maggiore di quella a 85-89 GHz. A 190 GHz la maggiore sensibilità al contenuto di acqua in nube è compensata

dall'assorbimento del vapore acqueo ma permane 1.5 volte maggiore rispetto a 85-89 GHz (Bennartz and Bauer, 2003). In questo caso la sensibilità della temperatura di brillanza a perturbazioni nel contenuto di idrometeore $\Delta TB/\Delta w$ è positiva poiché la risposta dello strumento è dovuta all'assorbimento ad opera delle goccioline.

2.3.2.3 Principali effetti in caso di precipitazione

Nell'approssimazione di mezzi polidispersi, i sistemi naturali quali polveri, nebbia, nubi e particelle precipitanti sono visti come misture di sostanze e/o di differenti fasi termodinamiche. Assumendo una funzione di densità delle particelle $n(r)$ descritta dalla funzione di Marshall e Palmer (funzione M-P) e una velocità terminale $V(r)$ delle gocce dipendenti dal raggio delle particelle, i tassi di precipitazione sarebbero proporzionali al quarto o terzo momento della funzione di densità delle gocce. Da un punto di vista radiativo, quando della radiazione incidente interagisce con idrometeore precipitanti, tutte le particelle presenti in un volume elementare sono totalmente irradiate e conseguentemente la radiazione incidente viene in parte estinta attraverso i processi di scattering e assorbimento. Stime PMW devono quindi considerare entrambi i tipi di segnale dalle gocce di pioggia, anche come combinazione dei due, come nel caso dell'algoritmo 183-WSL sviluppato da Laviola and Levizzani (2008, 2009b) e che sarà descritto nel capitolo 2.3.3. È però, d'altro canto, molto importante comprendere separatamente gli aspetti teorici di entrambi i fenomeni.

Nell'ipotesi di precipitazione con assenza di cristalli di ghiaccio, il meccanismo di attenuazione della radiazione elettromagnetica può essere ben approssimato dalla legge di Kirchhoff, secondo la quale la quantità di energia radiante assorbita da un corpo è interamente ceduta sotto forma di emissione nella stessa direzione della radiazione incidente. Man mano che nella nube i cristalli di ghiaccio cominciano a formarsi e ad accrescersi, la relazione di diretta proporzionalità garantita dalla legge di Kirchhoff tende a scomparire dovendo considerare nel processo di estinzione anche il contributo dello scattering che diviene via via sempre più marcato al crescere del contenuto in ghiaccio.

Il ghiaccio presente in nube ha una forte influenza sul segnale perché lo scattering in PMW ha come principali responsabili proprio le idrometeore ghiacciate, che sono situate nella parte fredda della nube bloccando il segnale di emissione delle gocce liquide collocate al di sotto dello strato di scioglimento (*melting layer*). Questo fa sì che la radianza misurata sia indirettamente legata alla massa precipitante e che le stime diventino meno correlate alla precipitazione dalla base della nube. Si può assimilare a quest'ultimo caso un fenomeno di convezione intensa, mentre il caso descritto precedentemente può essere ricondotto a sistemi stratiformi, in cui le basse intensità di

precipitazione sono generalmente dovute a processi di formazioni della pioggia di tipo collisione-coalescenza e/o allo scioglimento di piccoli aggregati ghiacciati.

La sensibilità della temperatura di brillanza a variazioni nell'intensità di precipitazione è negativa perché a queste frequenze le gocce di pioggia scatterano la radiazione incidente in maniera piuttosto efficiente. A 89 GHz tale effetto è dello stesso ordine di grandezza di quello dato dall'acqua di nube. A 150 GHz e oltre, lo strato di pioggia non è direttamente visibile, pertanto $\Delta TB/\Delta w \approx 0$ (Bennartz and Bauer, 2003).

2.3.2.4 Effetto latitudinale

Come già evidenziato in precedenza, i canali di AMSU-B sono molto sensibili alle variazioni dei parametri caratteristici dell'atmosfera, come temperatura e umidità dell'aria. Ne discende, dunque, una dipendenza diretta tra la posizione geografica della superficie osservata e il valore che la funzione peso assume in corrispondenza di un dato profilo di umidità e temperatura. Man mano che la quantità di vapor acqueo in quota tende a diminuire e a concentrarsi verso gli strati più superficiali, il picco della funzione peso dei canali opachi nella banda a 183.31 GHz, si sposta sempre più verso gli strati atmosferici più bassi. Un esempio limite è rappresentato dalle osservazioni sulle regioni polari dove, soprattutto durante la stagione invernale, i canali opachi divengono tutti molto più superficiali. La frequenza a 190 GHz, che generalmente "picca" attorno ai 2 km di quota, assume le caratteristiche di una frequenza "finestra" mentre il canale a 186 GHz, che alle medie latitudini sonda i primi 4-6 km di quota, ha un picco della funzione peso spostato verso i 2 km.

La conseguenza più immediata è che alle alte latitudini anche i canali opachi più esterni al picco centrale di assorbimento della banda a 183.31 GHz risentono delle variazioni dell'emissività superficiale spesso combinata agli effetti di scattering dovuti al suolo ghiacciato. Questi due aspetti, uniti a precipitazioni con regimi piuttosto contenuti e spesso di carattere nevoso, costituiscono un grosso limite di applicabilità dei sensori satellitari a microonde nel *retrieval* della precipitazione su aree polari.

2.3.3 Metodo 183-WSL

Il metodo di stima della precipitazione 183-WSL (Water vapor Strong Lines) sviluppato da Laviola and Levizzani (2008, 2009b), si basa sul segnale di assorbimento della radiazione elettromagnetica a 183.31 GHz indotto dal volume di idrometeore distribuito sul percorso della radiazione verso lo spazio. Tecnicamente, dunque, il metodo si classifica tra quella gamma di algoritmi di stima della precipitazione da satellite detti in "emissione", che si differenziano da quelli che lavorano

principalmente con frequenze sensibili al segnale di scattering (definiti appunto in “scattering”). Si tratta, tuttavia, di una classificazione puramente tecnica che rivela la sua natura di esistere solo in determinate situazioni caratterizzate dal fatto che le particelle ghiacciate all’interno della nube precipitante sono praticamente assenti e il contributo di assorbimento del vapor d’acqua nell’intorno dell’area di pioggia è ridotto rispetto a quello delle idrometeore liquide. Nella maggior parte dei casi accade che durante processo di estinzione della radiazione totale, il contributo dello scattering, anche in frequenze opache, non può essere trascurato, cosicché i risultati ottenuti con i due approcci tendono a sovrapporsi. Un caso in cui le *performances* degli algoritmi in emissione e in scattering risultano sostanzialmente sovrapponibili, è rappresentato dalle osservazioni fatte durante eventi di precipitazioni convettive ad elevato sviluppo verticale; in tal caso le dimensioni dei cristalli di ghiaccio della nube e lo spessore dello strato ghiacciato al top, schermano quasi totalmente la radiazione emessa dalle gocce di pioggia presenti al di sotto dello strato di scioglimento, riducendo notevolmente i caratteri distintivi dei due approcci algoritmici.

Lo schema operativo della tecnica 183-WSL prevede una prima fase trattamento dei dati del sensore AMSU-B/MHS (*ingest and processing*). In questa fase, dal volume totale dei dati vengono estratte informazioni sulla tipologia di superficie osservata (terra/mare/costa), sulla topografia e geolocalizzazione del IFOV (Instantaneous Field Of View) del satellite e vengono valutati i parametri di qualità delle radianze misurate che, ad ogni scansione sono convertite in temperatura di brillantezza. Quest’ultimo parametro è in input all’algoritmo.

Una serie di test a soglie provvedono all’identificazione e alla rimozione dalla catena computazionale dei pixel dell’immagine che sono stati classificati come *snow cover* e/o *no-rain*. In assenza di questo filtro, l’output finale conterrebbe un elevato numero di falsi segnali di precipitazione attribuibili principalmente allo scattering del suolo innevato che produce un segnale di intensità pari a quello di una nube precipitante. Inoltre, la presenza di goccioline di nube (*cloud droplets*) e di molecole di vapor d’acqua, entrambe classificate come *no-rain*, possono assorbire il segnale a 183.31 GHz in modo abbastanza simile alle formazioni stratiformi leggere, che sono spesso caratterizzate da intensità di pioggia minori di 2 mm h^{-1} .

Una rappresentazione schematica del metodo 183-WSL è riportata in Fig. 2.3.2:

2.3.4 Esempi

Un esempio di risposta del sensore NOAA AMSU-B, nel range 89-190 GHz, all'emissione congiunta di superficie e numerosi costituenti atmosferici è riportata in Fig. 2.3.3, ove un'analisi delle immagini nelle finestre a 89 GHz e 150 GHz evidenzia un netto contrasto tra terra e oceano. Poiché le superfici d'acqua nelle microonde sono "viste" fredde (basso valore di emissività), la presenza di nubi di acqua liquida su mare è messa in particolare evidenza dall'assorbimento della radiazione a 89 GHz. Sulle regioni costiere mediterranee e sul Nord Europa, sono ben visibili delle formazioni nuvolose che per contrasto col mare appaiono più calde.

Tali caratteristiche sono attenuate a 150 GHz. Essendo in questo caso la funzione peso collocata attorno al primo km di quota, si riduce l'influenza dell'emissività della superficie. Per tale ragione, le stesse formazioni nuvolose osservate a 89 GHz, mostrano un segnale confrontabile con quello del *background*. È doveroso osservare l'estesa regione in centro alla Fig. 2.3.3b, contraddistinta da una forte riduzione del segnale. Si tratta di un contributo che a 89 GHz è presente lungo Alpi e Appennini, mentre a 190 GHz si ritrova soltanto nelle cime montuose più alte. Confrontando le mappe con quella della copertura nevosa fornita dalla NOAA (Fig. 2.3.3g), si evince che tale contributo sia dovuto alla neve, che riduce fortemente l'emissività della superficie terrestre. In questi casi, il vapore acqueo dei bassi livelli è quasi completamente condensato sopra la neve, formando una zona a ridotta umidità relativa nei primi livelli di atmosfera. Conferme a questa teoria provengono anche dai radiosondaggi effettuati dalle tre stazioni rappresentate da puntini rossi in Fig. 2.3.3g. In questo caso, è necessario ricordare che la stessa funzione peso "picca" più in basso, permettendo di sondare meglio lo scattering delle particelle ghiacciate nella neve al suolo. Si riscontra quindi una definitiva riduzione della radianza su Alpi e Appennini, quantificata in $40 \div 70 K$. Bisogna inoltre osservare che l'estinzione dovuta alla neve a 150 GHz è simile a quella dello scattering di ghiaccio al top della nube, con conseguenti enormi errori di classificazione in caso di precipitazione. A 89 GHz la riduzione del segnale è distribuito su un range di valori più ampio: $20 \div 70/80 K$ a seconda della rugosità superficiale. A 190 GHz, infine, si perde quasi del tutto l'effetto dell'emissività della superficie e si rivela maggiormente l'assorbimento degli strati di vapor d'acqua intorno ai 2 km di quota e lo scattering della neve in quota.

Eccetto nei casi in cui si stabiliscano condizioni di aria molto secca nei primi livelli, in cui la funzione peso assume valori alti più in basso, come nelle regioni polari, in cui le bande a 183.31 GHz sondano i primi strati di superficie. Attraverso l'applicazione di filtri per neve, è stato ricavato un prodotto sulla copertura nevosa (Fig. 2.3.3i), comprensivo anche di modulo distinzione tra neve umida e secca; con esso sono stati ridotti sensibilmente gli errori di classificazione e si è estesa la validità dell'algoritmo anche a maggiori latitudini.

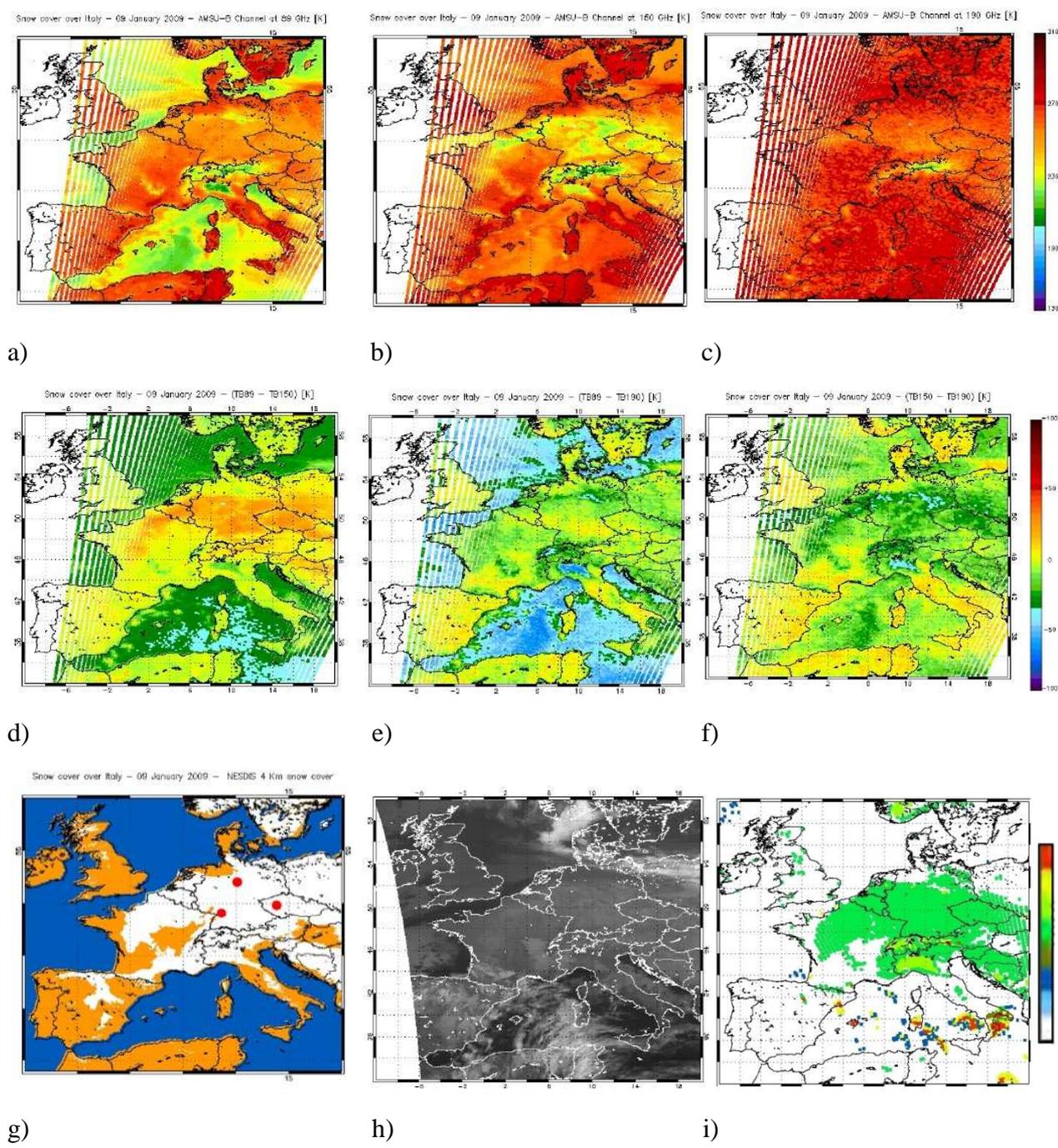


Fig. 2.3.3 – Rilevamenti AMSU-B a bordo di NOAA-16 del 9 gennaio 2009, 0520 UTC (89 GHz [a], 150 GHz [b], 190 GHz [c]) e corrispondenti immagini del sensore SEVIRI a bordo di MSG-1 10.8 μm [h]. Nella mappa a 150 GHz è più evidente la copertura nevosa rispetto ad altre frequenze, ma è possibile utilizzare per la rilevazione di neve una combinazione di questi canali. Si trova maggiore riscontro con copertura nevosa mappata indipendentemente (NESDIS, a 4km) per la soglia $BT_{89} - BT_{150}$ [d] ma dal momento che tali valori sono simili a quelli di precipitazione, è possibile usare simultaneamente anche le altre soglie $BT_{89} - BT_{190}$ [e] e $BT_{150} - BT_{190}$ [f]. In [i], il risultato della classificazione dei pixel fornito dal metodo 183-WSL, ove i colori verde, verde Chartreuse e verde limo sono indicativi di precipitazione nevosa, copertura nevosa secca e umida; blu e azzurro rappresentano il contenuto di acqua liquida e le goccioline di nube, mentre i dati mancanti sono rappresentati in bianco. (Laviola and Levizzani, 2010a)

2.3.5 Frontiere di ricerca

Sussistono tutt'ora alcuni problemi che sono stati studiati di recente e nelle cui direzioni si sono fatti molti miglioramenti, ma per i quali è necessario un ulteriore perfezionamento: si tratta della caratterizzazione dei suoli nevosi che, come si è detto, senza l'utilizzo di particolari accorgimenti, possono dare falsi segnali, e dell'estensione della validità degli algoritmi soprattutto alle alte latitudini.

Vi è però almeno un'altra area di interesse che stimola molto i ricercatori del settore e affascina anche l'autore del presente lavoro. Sebbene le frequenze centrate attorno a 183.31 GHz siano primariamente utilizzate per ricavare profili di umidità atmosferica, molti studi dimostrano la loro sensibilità a grosse idrometeore e la loro utilità nel discriminare le nubi precipitanti dalle non precipitanti. Le piccole goccioline di recente condensazione producono forte assorbimento e anche questo produce falsi segnali. In algoritmi quali ad esempio 183-WSL sono pertanto stati messi in opera alcuni accorgimenti per filtrare tali pixel, principalmente basati su confronti a soglie delle temperature di brillantezza nelle frequenze delle finestre a 89 e 150 GHz e/o derivanti da studi sulla quantità di energia persa dal segnale. Un lavoro di perfezionamento di questi aspetti è, allo stato attuale, opportuno e doveroso, nonché stimolante.

Quando le goccioline di nuova nucleazione circondano una regione precipitante in sviluppo, possono trasformarsi in piccole gocce di pioggia. A seconda della forza dell'updraft, tali goccioline possono essere trascinate nel *core* della nube contribuendo ai meccanismi di formazione della precipitazione oppure evolvere in pioggia leggera confinata ai bordi della nube principale. Il fatto che esse siano liquide e che abbiano piccole dimensioni fa sì che esse producano estinzione, prevalentemente a 183.31 GHz, principalmente per assorbimento piuttosto che per scattering. È necessario studiare in maggiore dettaglio la caratterizzazione dei pixel nei dintorni delle nubi per mezzo di riclassificazioni, analisi di probabilità, analisi a soglie.

2.4 Cloud radar

Per le sue caratteristiche, la tecnologia radar resta comunque insostituibile. I radar meteorologici e quelli di nube (*cloud radar*) forniscono preziose informazioni sulla struttura verticale di una nube, su fase e dimensioni delle idrometeore nonché sulla posizione dello strato di scioglimento in cui si ha la fusione dei cristalli, dato molto importante soprattutto per individuare la presenza di fiocchi di neve. Essi sono generalmente posizionati al suolo e inseriti in una fitta rete in modo da garantire la massima copertura possibile, anche se limitata solo ad un numero ridotto di regioni del pianeta (Moran *et al.*, 1998). Vengono utilizzati in campo di ricerca anche radar posizionati su aeromobili e su alcuni satelliti. Per quanto riguarda la tecnologia su base satellitare, si riportano qui tre esempi: Cloudsat, il Precipitation Radar (PR) di TRMM e ASCAT su MetOp.

2.4.1 Descrizione della strumentazione radar su satellite

2.4.1.1 Precipitation Radar (PR) di TRMM

La missione TRMM, già descritta nel capitolo 2.3.1.1, contiene un cloud radar, indicato con l'acronimo PR, che è stato il primo radar di precipitazione posto in orbita. Esso ha tre obiettivi principali:

1. Fornire la struttura tridimensionale della precipitazione, in particolare la distribuzione verticale
2. Ottenere una misura quantitativa su terra e su oceano della precipitazione
3. Migliorare il *retrieval* complessivo di precipitazione di TRMM, in combinazione con gli altri sensori.

PR opera a 13.8 GHz e ha sensibilità pari a circa 0.7 mm h^{-1} . Esso rileva dati nel range tra la superficie e i 15 km di altezza, alla risoluzione orizzontale di 4.3 km (al nadir) e alla risoluzione verticale di 0.25 km (al nadir), su una *swath* larga 215 km.

2.4.1.2 Cloud Profiling Radar (CPR) di Cloudsat

Il satellite Cloudsat fa parte della costellazione denominata A-Train, ove A sta per “afternoon” (pomeriggio) poiché in America fornisce informazioni in tale intervallo di tempo della giornata. La missione Cloudsat è stata selezionata sotto il programma NASA ESSP (Earth System Science Pathfinder) e contiene il primo radar operante nella lunghezza d'onda del millimetro nello spazio, chiamato Cloud Profiling Radar (CPR). Grazie alla sua sensibilità, esso permette di distinguere anche le particelle di minori dimensioni, come piccole particelle di acqua liquida e di ghiaccio e ha quindi la capacità di rilevare la maggior parte del condensato in nube entro il campo al suo nadir ed

elevate potenzialità di stima di precipitazione; esso può fornire profili di queste proprietà con una risoluzione verticale di 500m.

Il radar di Cloudsat ha un'antenna dal diametro di 1.85 m per motivi tecnici e anche la potenza in output è limitata dalla tecnologia del trasmettitore e dalla disponibilità di energia al satellite. Dall'analisi relativa ai due elementi contrastanti "riflettività di nube" e "attenuazione atmosferica" si è trovato un compromesso ottimale utilizzando la frequenza 94 GHz, che fornisce un incremento di 33 dB rispetto al radar TRMM (14 GHz). La lunghezza dell'impulso utilizzata, 3.3 μ s, fornisce informazioni sulla nube e sulla precipitazione con una risoluzione verticale di 500 m tra la superficie e 30 km. Le misurazioni radar lungo il percorso sono mediate sull'intervallo di tempo 0.32 s, producendo un Field Of View (FOV) efficace oblungo di circa 1.4x3.5 km. Per migliorare le potenzialità del sistema, le misurazioni radar sono anche campionate a 250 m e 0.16 s lungo il percorso al nadir.

2.4.2 Aspetti e variabili fondamentali

Ogni idrometeora che vari in dimensione, forma, movimento, fase termodinamica produce una variazione di proprietà sensibili del segnale radar (ampiezza, fase, polarizzazione, frequenza). Radar progettati per questo scopo (radar meteorologico, *cloud radar*, *precipitation radar*) permettono di rilevare queste informazioni a grande distanza, velocemente e con una buona accuratezza. Tale strumento è qualificato come "attivo", in quanto il trasmettitore emette un impulso, nelle microonde, che interagisce con la materia e il *retrieval* è successivamente basato sulla quantità e sulle proprietà dell'impulso che ritorna al ricevitore.

Dal momento che le nubi scatterano debolmente la radiazione nelle microonde, viene richiesta allo strumento la massima sensibilità possibile al fine di rilevare in maniera ottimale le nubi. La sensibilità è determinata principalmente dalla potenza ricevuta e dal livello di rumore ed una sua ottimizzazione coinvolge un attento bilancio tra fattori che sono in competizione e conflitto, comprese le proprietà di *backscatter* delle nubi, la risoluzione verticale, l'attenuazione atmosferica, la potenza disponibile al sistema, l'altezza dell'orbita, la tecnologia radar. La potenza ricevuta può essere accresciuta ampliando le dimensioni dell'antenna radar o la potenza in output. La riflettività delle nubi e l'attenuazione atmosferica influenzano fortemente la potenza ricevuta: la prima cresce al crescere della frequenza radar, ma l'attenuazione atmosferica diventa proibitiva alle alte frequenze. La sensibilità è legata, inoltre, alla lunghezza dell'impulso.

La potenza misurata dal ricevitore è convertita in una quantità chiamata riflettività radar ed indicata con la lettera Z.

L'attenuazione bidirezionale del segnale radar a 94 GHz deriva dall'assorbimento da parte di gas (primariamente vapore acqueo), goccioline d'acqua liquida, particelle precipitanti. Esistono tabelle che forniscono stime di attenuazione legate ai profili di concentrazione atmosferici tipici. La riflettività alla lunghezza d'onda del millimetro varia di diversi ordini di grandezza per differenti tipi di nube. Si veda ad esempio una *cross section* "tempo – altezza" (Fig. 2.4.1) ottenuta per un radar nelle lunghezze d'onda del millimetro montato su un aeromobile in volo su un complesso convettivo.

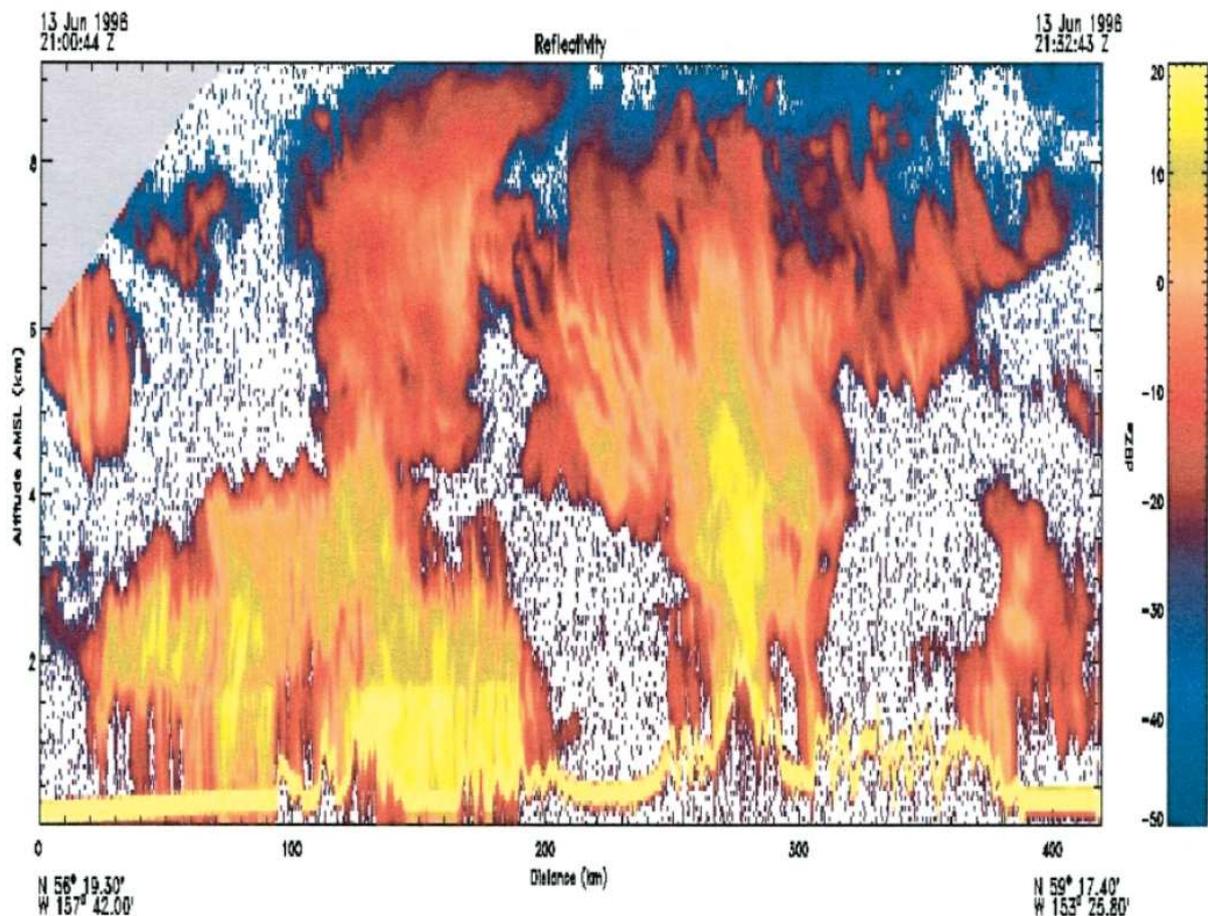


Fig. 2.4.1 – Cross section tempo-altezza di riflettività radar misurata da un radar a 94 GHz rivolto verso il basso a bordo dell'aereo di ricerca DC-8 in dotazione alla NASA. (Stephens et al., 2002)

La figura mostra la rappresentazione radar di precipitazione convettiva, stratiforme mista ad acqua liquida e gli strati di nube di ghiaccio sovrastanti. Il fattore di riflettività varia tra -30 dBZ attorno agli *edge* degli strati ghiacciati più alti a circa 20 dBZ in casi di precipitazione più intensa. Se misurazioni radar da aeromobile vengono ripetute molte volte oppure prendendo misurazioni da terra per un periodo di tempo prolungato, si ottiene un database che permette di stabilire delle caratteristiche generali di riflettività di diversi tipi di nube. Un tipo di nube che stimola la sensibilità del radar è quello degli strati sottili di contorno (*shallow boundary*).

2.4.3 Frontiere di ricerca

L'accumulo di molte ore di campagna di misurazione da aeromobile, con un radar a 94 GHz, per studiare le nubi nello strato limite ha mostrato (Fig. 2.4.2) come per una sensibilità di -28 dBZ sono rilevate solo circa il 70% delle nubi d'acqua ai bassi livelli che si trovano su oceano e forse solo il 40%, o meno, nel caso in cui queste nubi si trovino su terra (Stephens *et al.*, 2002). I risultati mostrati si applicano al radar a bordo di Cloudsat e conducono nella direzione di utilizzare anche le informazioni addizionali disponibili da altri satelliti della costellazione A-Train.

Sono state fatte delle analisi simili anche per i cirri ed esse evidenziano la peculiare natura della riflettività da parte di tali tipi di nubi. In base alle analisi presentate in Fig. 2.4.3, il limite di rilevamento da parte di un radar simile a quello di Cloudsat generalmente risiede nel range di spessori ottici compreso tra 0.1 e 0.4 sebbene esista variabilità in questo range (figura superiore).

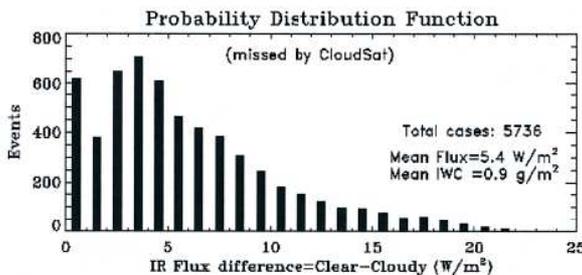
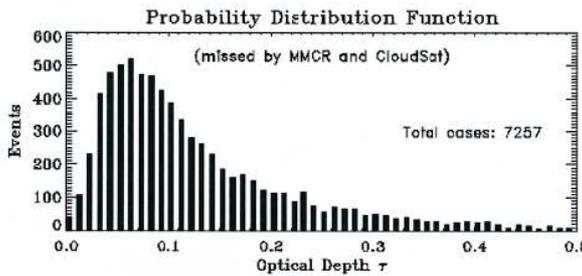
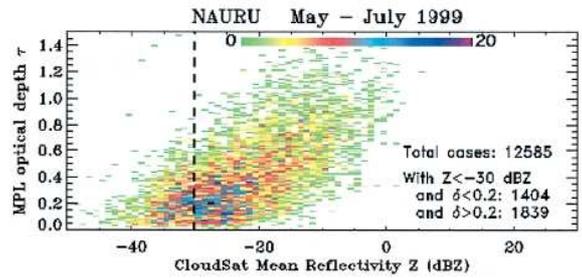
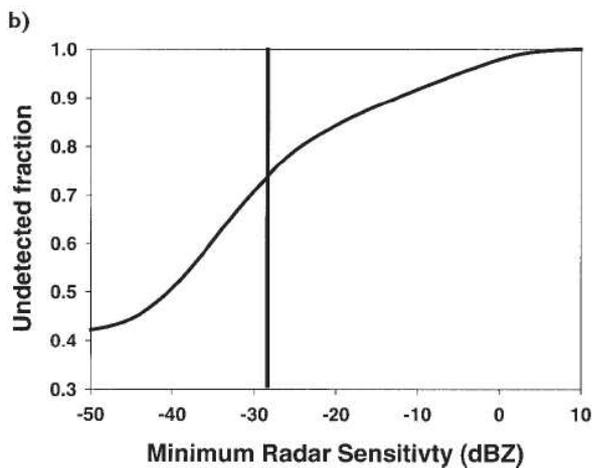
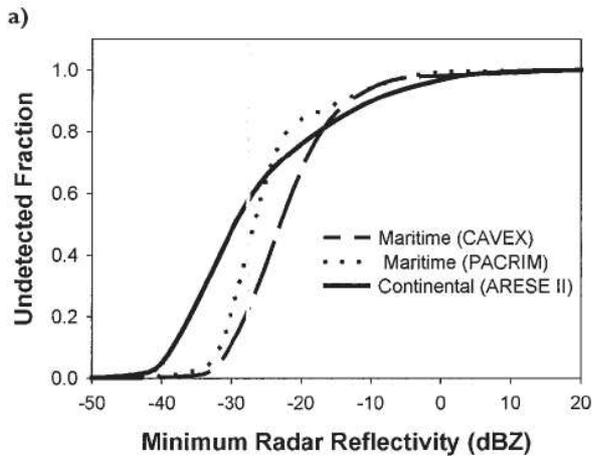


Fig. 2.4.2 (a sinistra) – [a] esempi di distribuzione cumulata di riflettività costruiti da circa 30000 profili di riflettività di strati e stratocumuli marittimi osservati al largo delle coste della California e sull'Oceano Pacifico meridionale, nei pressi della Nuova Zelanda. Per confronto è mostrata una distribuzione cumulata di riflettività simile e derivata da più di 17000 profili di nubi stratificate continentali osservate dal radar Millimeter Wavelength Cloud Radar (MMCR) sul sito Department of Energy - Atmospheric Radiation Measurement - Clouds and Radiation Testband (DOE ARM CART). [b] come in a ma per nubi d'acqua ai bassi livelli simultaneamente rilevate da un lidar al suolo e da un radar. Il rilevamento lidar è presentato in funzione della riflettività radar. I dati sono composti di 6600 ore di dati coincidenti su un periodo di 15 mesi nel Regno Unito. (Stephens et al., 2002)

Fig. 2.4.3 (a destra) – [a] Un esempio della comune statistica ottenuta da misurazioni combinate di lidar e radar per cirri esili tropicali rilevati in un periodo di 3 mesi sul sito ARM Nauru Tropical Western Pacific CART. Queste statistiche sono espresse in forma di spessore ottico dei cirri tropicali derivato da una trasmissione lidar e dalla riflettività radar mediata sullo strato di cirri. I dati non rappresentano tutti i cirri osservati durante quell'intervallo temporale ma solo i cirri esili che non attenuano il lidar sensibilmente. [b] e [c] La frazione di queste nubi non rilevate dal radar con equivalente MDS e proprietà di risoluzione verticale di Cloudsat. Tale frazione è espressa in termini di spessore ottico [b] e flusso in onda lunga uscente dal top dell'atmosfera [c]. (Stephens et al., 2002)

Riguardo alla riflettività dei differenti tipi di superficie sottostante osservati da un radar a 94 GHz posto in orbita, si conosce ancora meno. Il problema fondamentale è costituito dal fatto che il segnale di riflettività dipende in genere dal tipo di superficie e da condizioni legate alla vegetazione, all'umidità del suolo, allo spessore nevoso (su terra) o alla velocità del vento (su oceano) (Ulaby and Dobson, 1989). La caratterizzazione della riflettività superficiale a 94 GHz fornisce un promettente campo di ricerca.

Un area di interesse per studi futuri è certamente anche la transizione tra nube e nube precipitante, che è attualmente una grossa fonte di incertezza. Mentre la presenza di *drizzle* in nube come stadio iniziale dello sviluppo di precipitazione beneficia del problema del rilevamento, in particolare per le nubi nel *boundary layer*, è complicata anche la stima del contenuto di acqua liquida. Sebbene sembrerebbe ovvio e semplice identificare la pioviggine da un punto di vista di soglie di riflettività o da combinazioni di riflettività e spessore ottico di nube, il *retrieval* di informazioni quantitative riguardo al LWC in presenza di *drizzle* non è stato sviluppato. Cloudsat fornisce delle possibilità interessanti in rapporto all'uso di suoi dati radar congiunti a dati di radianza di altri sensori facenti parte dell'A-Train.

Le nubi a fase mista sollevano questioni ulteriori. L'acqua sovraraffreddata coesiste ovviamente con ghiaccio e il rilevamento di queste fasi miste rimane un problema molto importante, per non parlare di stime quantitative, sia dal punto di vista dell'osservazione che da quello della parametrizzazione di tali processi nei modelli globali. Anche qui, l'utilizzo del satellite PARASOL può aiutare.

Anche il *retrieval* di quantitativi di precipitazione inferiori ad un certo valore sono problematici in quanto risentono di forte attenuazione e problemi di ambiguità.

3. Identificazione delle nubi precipitanti

3.1 Caso 1: Nubi convettive

In questa sezione verranno descritte la metodologia e i risultati ottenuti relativamente all'identificazione delle nubi precipitanti per un caso di studio di nubi prevalentemente convettive. In particolare verrà descritta l'analisi condotta per un periodo di intensi eventi precipitativi occorsi nella regione mediterranea (35°N-52°N, 9°O-22°E) nei primi quindici giorni del giugno 2007. Tale periodo è stato caratterizzato da tempo molto instabile, in particolare sull'Italia. Gli eventi di maggior rilievo hanno avuto luogo nei primi dieci giorni del mese, in cui un sistema depressionario, collocato nell'Europa centro-meridionale e associato ad irruzioni di aria fredda ad alti livelli, ha generato un'intensa attività temporalesca nei giorni 1 e 2 giugno. Nei giorni 7, 11, 13, si è verificata una nuova intensificazione dei temporali sulla nostra penisola, con livelli di precipitazione cumulata molto alti e intensa attività di fulminazione. Il caso di studio presentato è stato analizzato in Torricella *et al.* (2008) e Cattani *et al.* (2009).

3.1.1 Introduzione all'analisi: i data set

Per l'analisi effettuata da Torricella *et al.* (2008), sono stati impiegati i dati ricevuti dal sensore MODIS e quelli del sensore Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth observing system (AMSR-E), utilizzando quindi un approccio multi-sensore per la caratterizzazione dello scenario nuvoloso, tenendo conto che entrambi i sensori sono a bordo del satellite della National Aeronautics and Space Administration (NASA) Aqua e sono quindi in grado di garantire la simultaneità delle osservazioni. In particolare si sono sfruttati i prodotti di nube di MODIS (Platnick *et al.*, 2003) per la descrizione microfisica del top delle nubi, mentre si è utilizzato AMSR-E per stimare l'intensità di precipitazione al suolo. Per la caratterizzazione degli scenari nuvolosi sono stati scelti i prodotti di fase termodinamica, r_{eff} e spessore ottico (τ) alla risoluzione spaziale di $1 \times 1 \text{ km}^2$. L'intensità di precipitazione istantanea e la tipologia di precipitazione (convettiva o stratiforme) sono state ricavate dai prodotti di base di AMSR-E, che a loro volta sono stati generati mediante l'algoritmo Goddard Space Flight Center PROFling Algorithm (GPROF) ad una risoluzione spaziale di $5.4 \times 5.4 \text{ km}^2$. Su oceano quest'ultimo si basa su uno schema Bayesiano applicato al segnale in emissione generato dalle stesse gocce di pioggia, mentre su terra consiste di una regressione del segnale di scattering a 89 GHz, dovuto a cristalli di ghiaccio della dimensione atta a produrre precipitazione e sopra il livello di congelamento, rispetto la precipitazione al suolo (Wilheit *et al.*, 2003). La varietà dell'emissività superficiale tra terra e oceano e le differenze nel contenuto informativo dei dati satellitari ricevuti rendono indispensabile l'approccio duplice appena descritto.

Essendo differenti le *swath* dei due strumenti (AMSR-E, 1445 km contro i 2330 km di MODIS), l'analisi è stata limitata alle zone coperte dal passaggio del sensore AMSR-E, avente la *swath* minore. Al momento dell'analisi i due strumenti superavano in prestazioni gli strumenti similari per quanto riguarda la risoluzione spaziale al suolo e la solidità degli algoritmi utilizzati, pertanto gli autori hanno potuto affermare di aver proposto correlazioni ottimali.

Su questo periodo di studio relativo al giugno 2007 è stata altresì svolta un'analisi parallela, riportata in Cattani *et al.* (2009). In questo caso sono stati considerati i prodotti di nube di Cloud Mask, Cloud Type, spessore ottico e raggio efficace ad una risoluzione spaziale di $4 \times 4 \text{ km}^2$, ottenuti dall'algoritmo CLOUDS from the AVHRR-eXtended algorithm (CLAVR-x), operativo presso il NOAA-National Environmental Satellites, Data and Information Service (NOAA-NESDIS) sui dati del sensore AVHRR, mentre le intensità di precipitazione sono state calcolate mediante l'algoritmo 183-WSL (al riguardo, si veda il capitolo precedente) applicato alle temperature di brillantezza del sensore AMSU-B. Per questa analisi sono stati scelti i 28 passaggi diurni del satellite NOAA-18, a bordo del quale si trovano i due sensori, in modo da garantire anche in questo caso la simultaneità delle osservazioni.

Il confronto tra le informazioni relative alla precipitazione e i parametri di nube ha permesso di individuare valori di soglia per lo spessore ottico e il raggio efficace da utilizzare per l'identificazione delle aree precipitanti.

3.1.2 Visualizzazione dei data set

3.1.2.1 MODIS e AMSR-E

Una rappresentazione qualitativa del campo di nube è stata ottenuta utilizzando la tecnica RGB (Rosenfeld and Lensky, 1998). Il metodo costituisce uno strumento relativamente semplice di elaborazione delle informazioni multispettrali del satellite per un'immediata interpretazione dello scenario meteorologico. La colorazione ottimale del composito RGB discende da un'opportuna selezione dei canali e da una corretta associazione di questi ai colori. La selezione dei canali deve fatta in base ai particolari fenomeni si vuole evidenziare nell'immagine satellitare (nubi basse o alte, polvere, fumo, ecc.). Una scelta oculata dei colori richiede altresì la conversione da radianze a temperature di brillantezza (per i canali IR) o in riflettanze (per i canali VIS / NIR), selezione del modo di raffigurazione (invertito o non invertito), l'identificazione del *range* dinamico di una variabile e le eventuali correzioni gamma per modulare il contrasto tra i colori.

Per questo caso di studio è stato utilizzato il *day-microphysical scheme* (Kerkmann *et al.*, 2005) adattandolo ai canali MODIS 16 (centrato a $0.8 \mu\text{m}$), 20 ($3.7 \mu\text{m}$), 31 ($11 \mu\text{m}$) e visualizzando

questi in modo non invertito (nero per rappresentare segnale basso e bianco per segnale alto). Questo schema RGB è particolarmente adatto all'interpretazione degli scenari nuvolosi ed è raccomandato per enfatizzare la presenza di convezione intensa durante il giorno. Secondo lo schema utilizzato, il colore rosso è associato alla riflettanza a $0.8 \mu\text{m}$ ($R_{0.8}$). Le riflettanze nel visibile aumentano con l'aumentare di r_{eff} . Le riflettanze nel NIR ($R_{3.7}$) sono associate al colore verde e dipendono da r_{eff} , diminuendo all'aumentare di esso. Le temperature di brillantezza a $10.8 \mu\text{m}$ ($T_{10.8}$) sono collegate al colore blu e sono un indicatore della temperatura superficiale o della temperatura del top della nube (T_c). Maggiori dettagli sono presenti in Tab. 3.1.1, compresi gli intervalli raccomandati per l'assegnazione delle gradazioni di colore e i valori di gamma corrispondenti. Le Fig3.1.1[a] e Fig3.1.1[d] sono state prodotte in questo modo.

Colore	canale	range	gamma
Rosso	$R_{0.8}$	[0,1]	1
Verde	$R_{3.7}$	[0, 0.25]	1.5
Blu	$T_{10.8}$	[203 , 323] [K]	1

Tab. 3.1.1 – Principali caratteristiche dello schema di visualizzazione adottato (non invertito). Si tratta di una visualizzazione RGB per scenari diurni che impiega la riflettività a $0.8 \mu\text{m}$ e $3.7 \mu\text{m}$, rispettivamente $R_{0.8}$ e $R_{3.7}$, e la temperatura di brillantezza a $11 \mu\text{m}$ ($T_{10.8}$). (Torricella et al., 2008)

In Fig. 3.1.1 è riportato un esempio di analisi relativo al giorno 11 giugno 2007, scelto tra i 22 passaggi diurni del satellite Aqua che hanno interessato la regione geografica in esame.

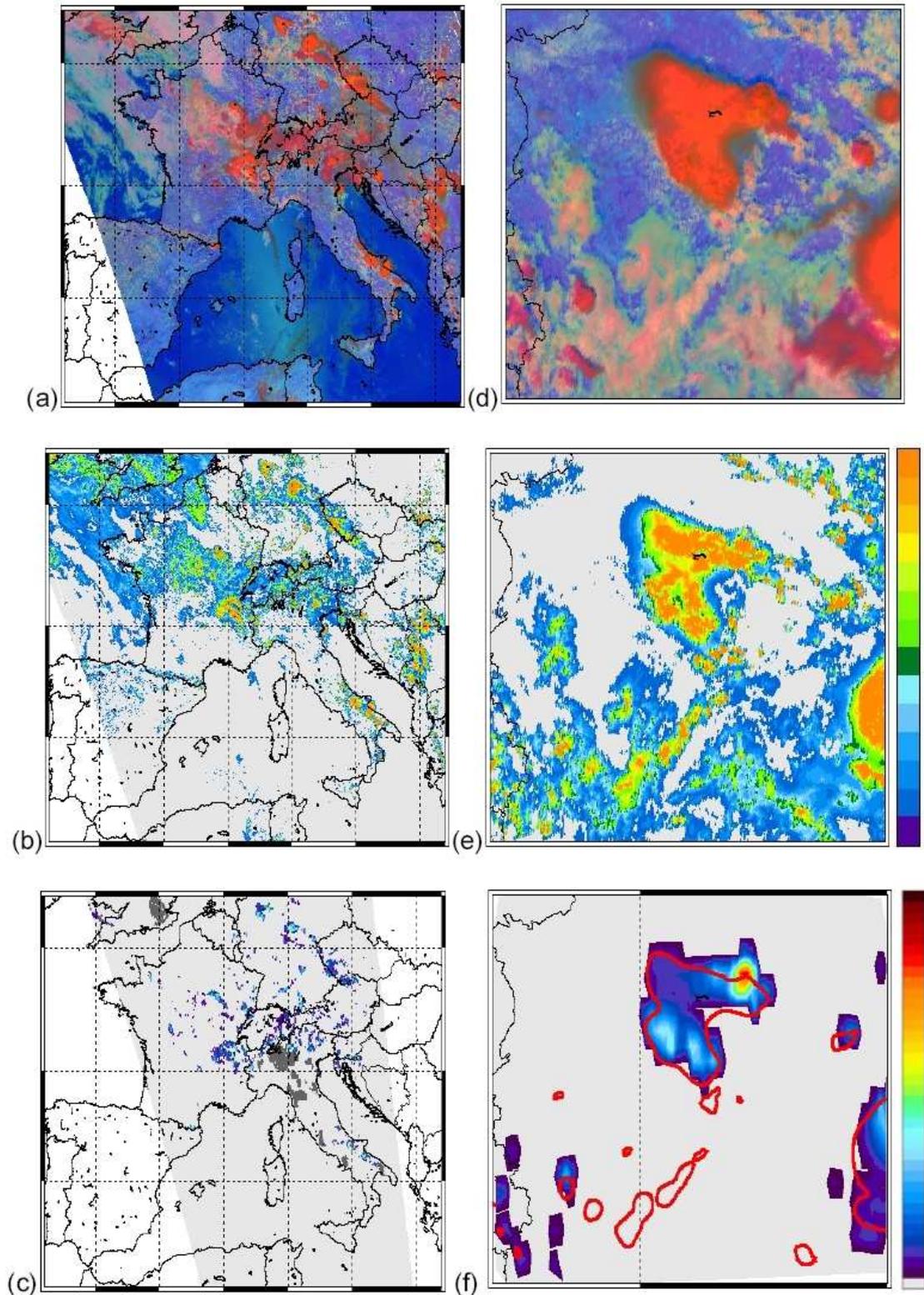


Fig. 3.1.1 – Esempio di analisi per il passaggio di Aqua del 11 giugno 2007, 1230 UTC. Nella seconda colonna un ingrandimento sopra la regione Nordrhein-Westfalen. (a) e (d): rappresentazione RGB dello scenario. (b) e (e): spessori ottici derivati da MODIS. (c) e (f): intensità di precipitazione al suolo da AMSR-E (in grigio scuro dati mancanti o non validi). Per quanto riguarda le legende di colore: $\tau \in [0,100]$, lineare e intensità di precipitazione compresa tra 0.1 e 35 mm h^{-1} , lineare. (Torricella et al., 2008)

Nonostante questo tipo di metodo richieda un'interpretazione delle gradazioni di colore, che è in un certo senso soggettiva e non quantitativa, è evidente che in questo caso possono essere rilevate molte categorie di target:

- a) le nubi spesse precipitanti in rosso brillante, caratterizzate da alti valori di τ (molto rosso), grandi idrometeore ghiacciate al top (poco verde) e valori bassi di T_c (poco blu);
- b) cirri sottili con piccole idrometeore ghiacciate o sottili nubi d'acqua sopralfusa in verde brillante (poco rosso a causa del basso τ , molto verde in virtù delle piccole dimensioni delle idrometeore e blu medio-basso a causa di valori intermedi di T_c);
- c) superfici vegetate in blu chiaro;
- d) oceano in blu scuro.

Le mappe in Fig. 3.1.1b ed e riportano i valori di τ ricavati da MODIS, interpretabili in base alla scala colori riportata a fianco con $\tau \in [0,100]$. Come sarà più dettagliatamente spiegato nella sezione 3.1.4, lo spessore ottico è il parametro che si correla maggiormente con l'intensità di precipitazione. Le Fig. 3.1.1c ed f mostrano le mappe di intensità di precipitazione ricavate dai prodotti AMSR-E e le linee rosse in Fig. 3.1.1f circoscrivono le aree in cui MODIS ha rilevato $\tau > 40$. Le mappe a sinistra in Fig. 3.1.1 comprendono l'intera area in esame, mentre la seconda colonna contiene lo zoom nella regione tedesca Nordrhein-Westfalen.

Una visione delle mappe conferma la buona correlazione tra le aree convettive, rappresentate in rosso nelle immagini RGB, ed il campo di precipitazione. La precipitazione in Fig. 3.1.1c ed f appare più localizzata e strutturata di quanto non si rilevi osservando i cumulonemi nella mappa RGB. Nubi spesse ($\tau > 40$) corrispondono bene alle aree di precipitazione significativa (intensità di precipitazione $> 2 \text{ mm h}^{-1}$).

3.1.2.2 AVHRR e AMSU-B

L'algoritmo CLAVR-x utilizza una *cloud mask* che riporta 4 livelli di probabilità (libero da nubi, probabilmente libero da nubi, probabilmente nuvoloso, nuvoloso), mentre sfrutta un modulo *cloud type* che distingue le nubi in 6 categorie (nebbia, nube d'acqua, nube con acqua sopralfusa, nubi di ghiaccio otticamente spesse, cirri, nube multistrato). Le intensità di precipitazione sono state ottenute mediante l'algoritmo 183-WSL applicato ai dati del sensore AMSU-B ed hanno una risoluzione di $16 \times 16 \text{ km}^2$. La Fig. 3.1.2 mostra un esempio dei prodotti di nube dell'AVHRR per il giorno 1 giugno 2007, 1054 UTC, mentre la Fig. 3.1.3 mostra un esempio di prodotto 183-WSL per lo stesso passaggio del satellite riportato in Fig. 3.1.2.

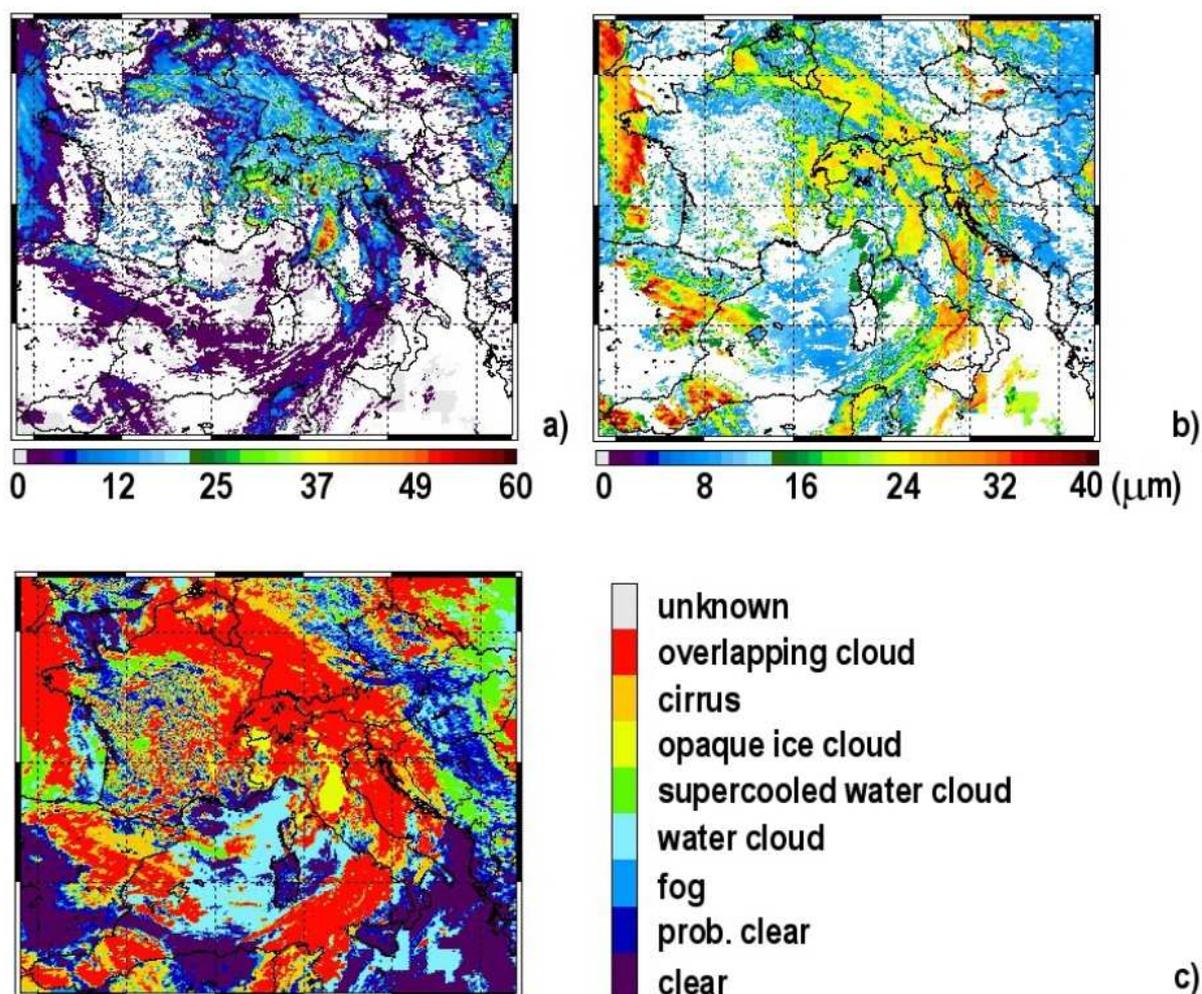


Fig. 3.1.2 – Prodotti di nube AVHRR relativi al passaggio del 1 giugno 2007, 1054 UTC, usati nell'analisi statistica: a) r_{eff} ; b) CT. (Cattani et al., 2009)

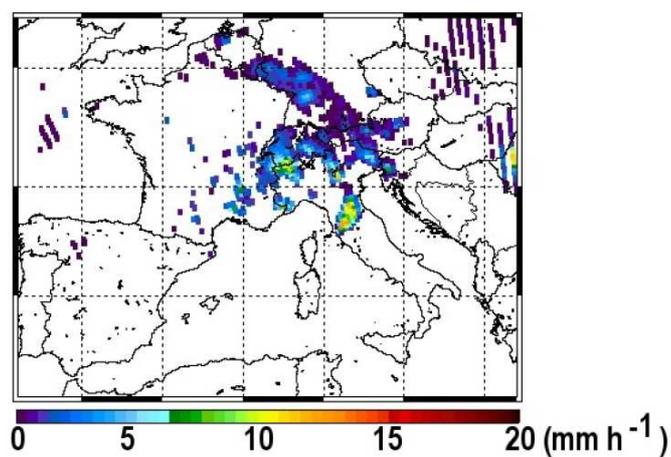


Fig. 3.1.3 – Intensità di precipitazione ricavata dall'algoritmo 183-WSL applicato a temperature di brillantezza rilevate da AMSU-B nel passaggio del 1 giugno 2007, 1054 UTC. (Cattani et al., 2009)

3.1.3 Analisi statistica

3.1.3.1 MODIS e AMSR-E

Per effettuare confronti su basi quantitative, tutti i dati dei 22 passaggi diurna di Aqua sono stati ridistribuiti su una griglia regolare in lat-lon di 0.1°x0.1° ricoprente l'area. In Tab. 3.1.2 sono riassunti i dati totali espressi in termini di numero di osservazioni (pixel) dei due strumenti.

	#pixel
MODIS	27 604 620
terra	8 031 846
oceano	3 174 185
zona costiera	84 552
nuvolosi	11 290 583
nubi di acqua	5 505 942
nubi di ghiaccio	5 784 641
AMSR-E	936 103
precipitanti	49 000
con precipitazione convettiva	36 510
pixel scartati	491 255

Tab. 3.1.2 – Numero di osservazioni (pixel) dei due strumenti durante l'intero periodo in esame (dal 1 al 15 giugno 2007). (Torricella et al., 2008)

L'aspetto più evidente è certamente l'alto numero di pixel AMSR-E scartati dall'algoritmo per la stima dell'intensità di precipitazione. Quasi tutti i pixel scartati sono su terra e pertanto sono stati probabilmente scartati durante la fase di *screening*, rendendo impossibile la prosecuzione del *retrieval* di precipitazione a causa delle caratteristiche del *target*. Tuttavia circa due terzi dei pixel scartati sono risultati privi di nubi, pertanto sono assolutamente irrilevanti nella valutazione del *retrieval* della precipitazione. Il rimanente terzo è nuvoloso e associato a spessore ottico significativo (τ medio pari a 23). In molti casi essi sono situati nelle vicinanze dei sistemi precipitanti rilevati dall'algoritmo. Infine i pixel denotati come "ambigui" dall'algoritmo di stima della precipitazione (2256) non sono stati inclusi in questa analisi perché sono associati a intensità di precipitazione negative. La precipitazione rilevata in più del 74% dei casi è giudicata essere convettiva.

In Tab. 3.1.3 sono riportate le statistiche relative le celle della griglia di 0.1° x 0.1°. Si noti che le percentuali della quarta colonna, per le ultime cinque voci, sono conteggiate solo rispetto alle celle nuvolose. In maniera similare, le percentuali delle celle con precipitazione, fornite tra parentesi, sono conteggiate rispetto al numero di celle in ciascuna categoria (esempio le celle contenenti nubi di ghiaccio sono 47316, cioè il 46% delle celle nuvolose; di queste 47316, 12861 sono precipitanti, cioè il 27%).

Classificazione	# celle della griglia		%
Totale	797 715		100
Precipitante senza nubi	4 728		0.6
Nuvoloso	102 512	(20 789)	13 (20)
<i>Su terra</i>	24 991	(3 098)	24 (12)
<i>Su oceano</i>	71 426	(12 694)	70 (18)
<i>Contaminazione costa</i>	6 080		5
<i>Fase acqua</i>	24 301	(144)	24 (0.6)
<i>Fase ghiaccio</i>	47 316	(12 861)	46 (27)

Tab. 3.1.3 – Numero delle celle della griglia analizzate. Tra parentesi è riportato il numero delle celle precipitanti per ogni categoria. (Torricella et al., 2008)

Le celle della griglia sono definite nuvolose se più del 90% dei pixel MODIS relativi a quella cella sono classificati nuvolosi. Per questo motivo, la percentuale di osservazioni nuvolose decade dal 40% alla scala spaziale dei pixel MODIS al 13% nell'analisi a griglia, in cui alla scala $0.1^\circ \times 0.1^\circ$, solo le celle quasi interamente occluse sono considerate nuvolose. Il numero di celle su terra è 2.8 volte maggiore rispetto a quello su oceano, e la precipitazione è più probabile (il 18% delle celle nuvolose contro il 12%). Le celle composte prevalentemente da nubi ghiacciate sono circa due volte più probabili delle nubi di acqua. Di rilievo il fatto, evidente in Tab. 3.1.3, che solo lo 0.6% delle nubi di acqua risulta precipitante in base all'algoritmo basato sulle PMW, mentre il 27% delle nubi di ghiaccio è precipitante. Questo risultato non è sorprendente e conferma come questo tipo di algoritmo rilevi e conteggi precipitazione solo quando le nubi hanno top ghiacciati. Questo costituisce un problema ben noto e diffuso per le nubi su terra, ma l'analisi di Torricella *et al.* (2008) mostra come tale aspetto valga anche per le nubi su oceano. Le nubi aventi top caldi (esempio quelle con fase liquida al top) hanno probabilità trascurabili di essere rilevate precipitanti dall'algoritmo AMSR-E.

3.1.3.2 AVHRR e AMSU-B

Sono stati analizzati i 28 passaggi diurni della piattaforma NOAA-18 e i numeri totali delle osservazioni analizzate provenienti dai due strumenti sono riportati in Tab. 3.1.4. Sono stati utilizzati i pixel AVHRR che alla CMA sono risultati essere classificati come “probabilmente nuvolosi” o “nuvolosi”.

	# pixel
AVHRR	899 827
Nuvoloso	543 248
<i>Su terra</i>	328 881
<i>Su oceano</i>	192 617
<i>Su costa</i>	21 750
<i>Fase acqua</i>	207 717
<i>Fase ghiaccio</i>	72 856
<i>Nubi sovrapposte</i>	262 675
AMSU-B	183 147
Precipitante	12 212

Tab. 3.1.4 – Numero di osservazioni (pixel) dei due strumenti durante il periodo in esame (1-15 giugno 2007). I dati riportati in tabella derivano dal prodotto di nube AVHRR CLAVR-x e dall’algoritmo di precipitazione 183-WSL applicato a dati AMSU-B. (Cattani et al., 2009)

La fase termodinamica delle nubi è stata determinata a partire dal prodotto CT. In particolare la fase “acqua” (207 717 pixel) è stata attribuita ai pixel di AVHRR identificati come coperti da nubi calde di acqua liquida o nubi d’acqua sovrapposte. Le nubi con fase “ghiaccio” (72 856 pixel) includono pixel identificati dal prodotto CT come coperti da nubi di ghiaccio spesse, consistenti con il verificarsi di convezione profonda, ma anche cirri. La categoria delle nubi composte da più strati sovrapposti è la più numerosa e raggiunge il 48% del numero totale dei pixel AVHRR nuvolosi. I pixel precipitanti sono soltanto il 7% del totale delle osservazioni AMSU-B.

Anche in questo caso, a causa della differente risoluzione di prodotti AVHRR ed AMSU-B, tutti i dati sono stati ri-proiettati in una griglia regolare in lat-lon $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. In media, un pixel AMSU-B è 4 di AVHRR finiscono in ciascuna cella della griglia. La Tab. 3.1.5 presenta le statistiche di questi dati derivati.

Classificazione	# celle	%	# celle precipitanti	% celle precipitanti
Totale	1 975 428	100.0		
Precipitante senza nubi	570	0.03		
Nuvoloso	89 475	4.5	11 642	13.01
<i>Su terra</i>	52 946	59.0	10 448	19.7
<i>Su oceano</i>	33 031	37.0	948	2.9
<i>Contaminazione costa</i>	3 498	3.9		
<i>Fase acqua</i>	23 435	26.2	187	0.8
<i>Fase ghiaccio</i>	4 991	5.6	1 387	27.8
<i>Nubi sovrapposte</i>	31 904	35.7	7 151	22.4

Tab. 3.1.5 – Statistiche delle celle analizzate per l’intero periodo di studio (1-15 giugno 2007). Le percentuali riportate nella seconda colonna sono calcolate rispetto al numero totale di celle nuvolose, eccezion fatta per le celle “precipitanti ma senza nubi” e “nuvolose”, per le quali la percentuale si riferisce al numero totale di celle. La percentuale delle celle precipitanti è relativa a ciascun sottoinsieme di celle nuvolose. (Cattani et al., 2009)

Si noti che le percentuali presenti nelle ultime sei righe della seconda colonna di Tab. 3.1.5 si riferiscono al numero di celle nuvolose. Una cella della griglia è qui definita nuvolosa se il 70% dei pixel AVHRR afferenti a tale cella viene classificato nuvoloso dalla CMA. È stata utilizzata la stessa soglia anche per le altre categorie (celle nuvolose su terra, oceano, costa, coperte da nubi d'acqua, di ghiaccio o da nubi sovrapposte). Le nubi su terra hanno il numero maggiore di occorrenze (59% del totale di celle nuvolose), anche a causa del maggior numero di celle su terra presenti nella regione analizzata. Esse sono anche le più precipitanti (il 19.7% delle nubi su terra sono precipitanti contro il 2.9% su oceano). Alle nubi ghiacciate corrisponde la maggiore percentuale di precipitazione (27.8%), mentre solo lo 0.8% delle nubi d'acqua produce precipitazione. Le celle classificate come precipitanti pur essendo sgombre da nubi rappresentano solo lo 0.03% del totale, a riprova della bontà dell'algoritmo 183-WSL nell'individuazione di celle non nuvolose.

3.1.4 Risultati

3.1.4.1 MODIS e AMSR-E

Uno *scatter plot* dell'intensità di precipitazione in funzione dello spessore ottico per i dati in griglia è presentato in Fig. 3.1.4a. Esso contiene solo i dati delle celle identificate come coperte da nubi ghiacciate. I dati su terra sono rappresentati dai simboli in grigio chiaro mentre quelli su oceano dai simboli in grigio scuro. Le linee spesse che uniscono i rombi rappresentano i 75-, 50-, 25-esimi percentili. Nonostante la grande dispersione dei dati, si evince una debole correlazione positiva tra le due variabili in figura. I valori 100 e 50 mm h⁻¹ sono i valori massimi rilevati per lo spessore ottico e l'intensità di precipitazione rispettivamente. Dal momento che solo pochi punti superavano i 25 mm h⁻¹, si sono rappresentati, in ordinata, i dati appartenenti all'intervallo [0,25] mm h⁻¹.

È possibile ottenere maggiori informazioni effettuando un'analisi a intervalli, ad esempio suddividendo i valori di intensità di precipitazione delle varie celle in intervalli di 1 mm h⁻¹ e calcolando il valor medio dello spessore ottico a partire dai valori di τ delle varie celle considerate. Il risultato di tale analisi è presentato in Fig. 3.1.4b. Il risultato principale è che in tal modo si evidenzia maggiormente il trend nei dati e la presenza di una soglia oltre la quale ha luogo precipitazione ($\tau = 40$). La correlazione tra intensità di precipitazione e spessore ottico di nube (qui si tratta di nubi ghiacciate) è positiva e piuttosto regolare, almeno fino a 15 mm h⁻¹, oltre cui la curva sembra tendere ad un asintoto per $\tau = 90$. Per quanto riguarda la correlazione tra r_{eff} e l'intensità di precipitazione (Fig. 3.1.4c), non sembra sussistere una correlazione chiara nei dati. Gli istogrammi di r_{eff} mostrano un ampio intervallo di valori, con valori modali più grandi per le celle su oceano che per quelle su terra ($r_{\text{eff}} = 26$ su oceano rispetto a $r_{\text{eff}} = 23$ su terra). Per quanto

riguarda le nubi d'acqua con l'analisi Torricella *et al.* (2008) non è stato possibile trarre alcuna conclusione, a causa del loro scarso numero secondo l'algoritmo di AMSR-E.

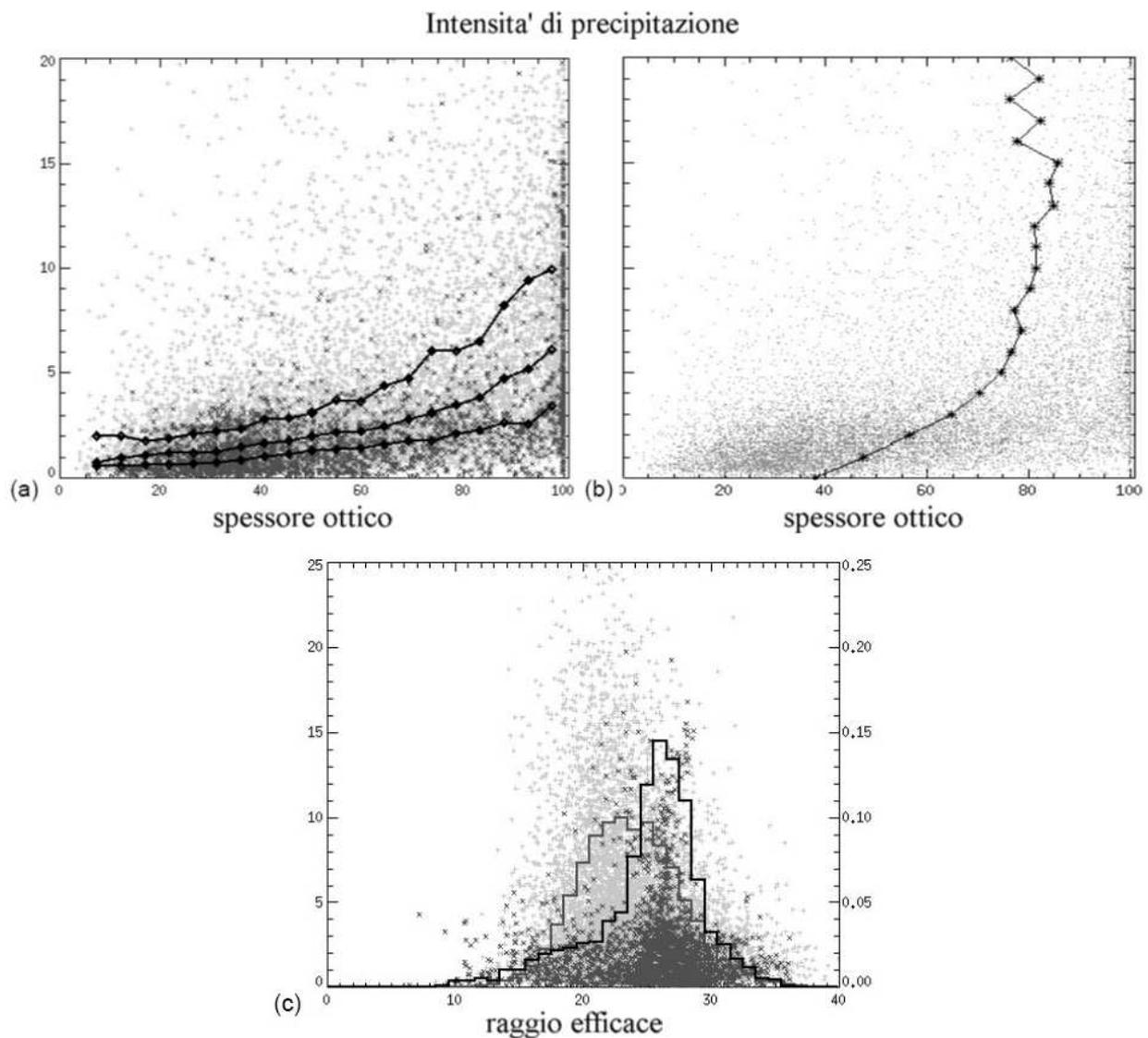


Fig. 3.1.4 – Intensità di precipitazione al suolo in funzione di τ (in a), b) ed in funzione di r_{eff} in c). L'asse Y riporta le intensità di precipitazione in $mm\ h^{-1}$ mentre l'asse X riporta gli spessori ottici (in a, b) e il raggio efficace (in c, espresso in μm). Nell'asse Y secondario della figura c) si mostra la distribuzione di frequenze. (Torricella et al., 2008)

3.1.4.2 AVHRR e AMSU-B

In Fig. 3.1.5 vengono mostrati degli *scatter plot* delle intensità di precipitazione in funzione dello spessore ottico, rispettivamente per nubi ghiacciate (a, c) e nubi sovrapposte (b, d). Analogamente all'analisi di Torricella *et al.* (2008), sono presenti i risultati dell'analisi dei dati mediati sugli intervalli di precipitazione nella seconda riga. In verde sono rappresentate le celle su terra mentre in

blu quelle su oceano; le tre spezzate di ogni plot della prima riga rappresentano i tre percentili 75-, 50-, 25-esimo.

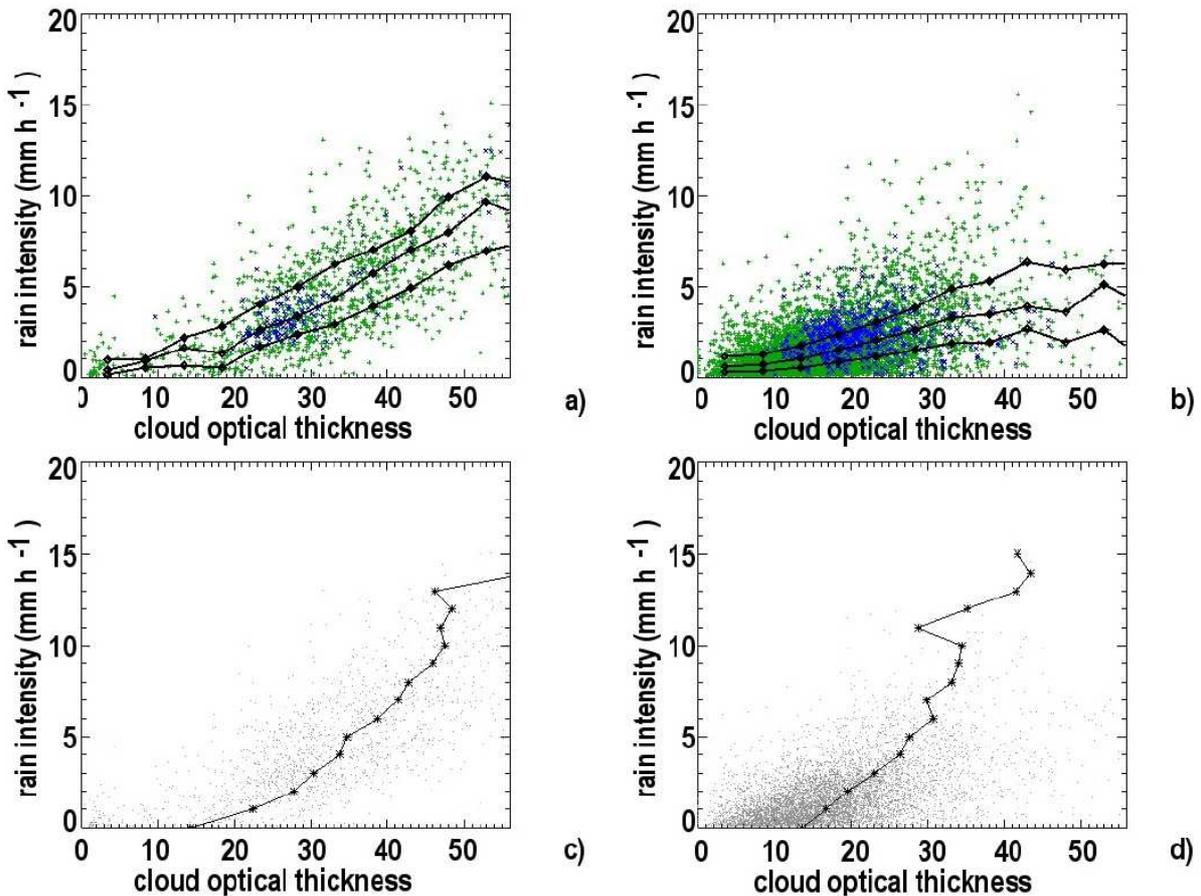


Fig. 3.1.5 – Intensità di precipitazione espressa in mm h^{-1} , in funzione dello spessore ottico di nube per celle considerate coperte da nubi di ghiaccio (a) e per celle contenenti nubi sovrapposte (b). Le celle nuvolose su terra e oceano corrispondono ai simboli verdi e blu rispettivamente. Linee spesse in (a) e (b) rappresentano il 75-, 50-, 25-esimo percentile. In (c) e (d) sono presentati i risultati dell'analisi ad intervalli, ottenuta considerando intervalli di precipitazione di 1 mm h^{-1} e mediando gli spessori ottici corrispondenti. (Cattani et al., 2009)

Si riscontra una correlazione positiva tra intensità di precipitazione (rain intensity, RI) e spessore ottico nell'intervallo di variabilità dei dati ($\tau < 60$, $RI < 20 \text{ mm h}^{-1}$). La correlazione è evidenziata dall'analisi fatta considerando gli intervalli di precipitazione di 1 mm h^{-1} , e come nella sezione 3.1.4.1 si riscontra una soglia oltre la quale ha inizio la precipitazione, ovvero $\tau \approx 15$. Le Fig. 3.1.5c e Fig. 3.1.4b (per nubi ghiacciate) si trovano in buon accordo, eccetto per la soglia di spessore ottico ($\tau \approx 40$), a causa del fatto che i dati MODIS di τ sono in generale maggiori di quelli di AVHRR. Lo spessore ottico medio per MODIS è pari a 25.11 mentre per AVHRR vale 9.38; se si scelgono le sole celle nuvolose e precipitanti si rilevano, rispettivamente, spessori ottici medi pari a 54.23 e circa 20 per MODIS e AVHRR rispettivamente.

Le relazioni tra il raggio efficace e l'intensità di precipitazione sono mostrate in Fig. 3.1.6, ove sono presentati i risultati relativi alle nubi ghiacciate (Fig. 3.1.6a) e a quelle sovrapposte (Fig. 3.1.6b).

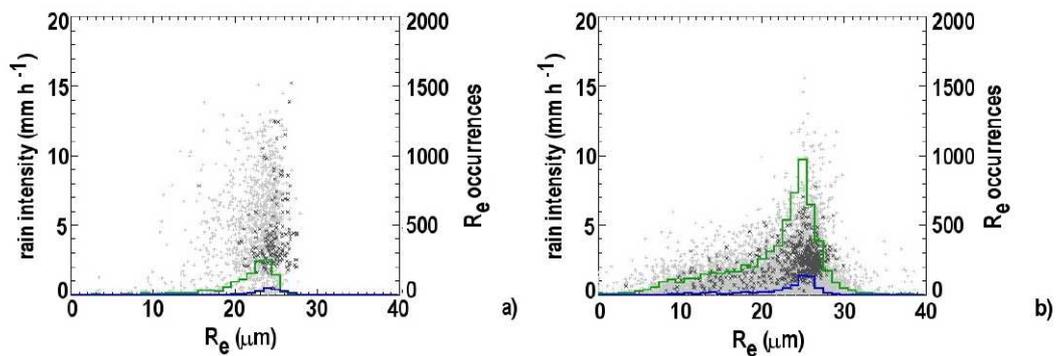


Fig. 3.1.6 – Intensità di precipitazione (asse Y di sinistra), espressa in mm h^{-1} , in funzione del raggio efficace: i simboli in grigio chiaro si riferiscono a celle nuvolose su terra, mentre i simboli in grigio scuro rappresentano quelle su oceano. I dati AVHRR / AMSU-B mostrati in a) e b) si riferiscono a nubi di ghiaccio e nubi sovrapposte, rispettivamente, e possono essere confrontati con la Fig. 3.1.4c. In verde sono rappresentati gli istogrammi per nubi su terra, mentre in blu quelle su oceano. Nell'asse Y secondario è riportato il numero di occorrenze del raggio efficace. (Cattani et al., 2009)

Dal confronto tra le Fig. 3.1.6 e Fig. 3.1.4c è evidente come i valori di intensità di precipitazione ottenuti dai dati AMSR-E siano molto maggiori dei corrispondenti ricavati dai dati di AMSU-B. Gli *scatter plot* e gli istogrammi sovrapposti mostrano tendenze molto simili: la maggior parte delle occorrenze si trova nell'intervallo di valori di r_{eff} compreso tra 20 e 30 μm ed a tale intervallo sono associate anche le maggiori intensità di precipitazione. Non è presentato uno *scatter plot* analogo per le nubi d'acqua, data la scarsità di dati sperimentali.

Si può quindi ipotizzare che un metodo per evidenziare i pixel potenzialmente precipitanti sia quello di individuare r_{eff} compreso tra 20 e 30 μm e τ maggiore di 15 (o di 40 nel caso del data set MODIS).

3.1.5 Riassunto e commenti

Il confronto dei prodotti di nube e di intensità di precipitazione utilizzati ha mostrato risultati promettenti. È stato presentato un test per discernere le nubi precipitanti da quelle non precipitanti, basato sui risultati ottenuti dall'analisi delle intensità di precipitazione in funzione di τ e r_{eff} tramite *scatter plot* e istogrammi di r_{eff} per le nubi precipitanti. Si è rilevata per i dati AVHRR / AMSU-B una chiara correlazione positiva tra τ e l'intensità di precipitazione, con una soglia di spessore ottico oltre la quale ha inizio la precipitazione ($\tau \sim 15$). La maggioranza delle nubi precipitanti è risultata caratterizzata da valori di r_{eff} compreso tra 20 e 30 μm e corrisponde a valori di intensità di

precipitazione entro i 15 mm h^{-1} . Risultati analoghi si sono riscontrati anche per dati MODIS / AMSR-E con la sola differenza del valore soglia dello spessore ottico, $\tau \sim 40$.

Il test $r_{\text{eff}} \in [20, 30]$ e $\tau \in [15, 40]$ valutato in Cattani *et al.* (2009) ha mostrato una buona capacità di individuazione delle nubi precipitanti connesse a processi convettivi e intensità di precipitazione superiori a 5 mm h^{-1} , ma è completamente inadeguato a rilevare sistemi nuvolosi stratiformi che producono intensità di precipitazione minori di 3 mm h^{-1} . L'applicabilità di utilizzo di questa metodologia per delineare le aree precipitanti deve essere considerata valida per questo particolare caso di studio: sarà necessario ulteriore lavoro per poterla estendere ad altri casi. In particolare, per i processi di pioggia calda connessi a sistemi nuvolosi d'acqua stratiformi, sarà necessario prendere in considerazione anche dati provenienti dalle regioni tropicali, ove il numero di nubi d'acqua precipitanti è sufficiente per effettuare un'analisi statistica sensata. È inoltre necessario stimare le incertezze sperimentali associate a queste analisi: in particolare per quanto riguarda i dati ricavati dai prodotti di nube e di precipitazione, gli algoritmi, le misure sperimentali e le caratteristiche dei casi di studio. Ciò è mostrato chiaramente dal fatto che, ad esempio, per questo dataset relativo al giugno 2007, la soglia di τ dipende dal particolare dataset usato. Come specificato poc'anzi, i dati di spessore ottico derivanti da MODIS sono generalmente maggiori di quelli di AVHRR e tra i dati di intensità di precipitazione di AMSR-E si conta un maggior numero di occorrenze con $RI > 15 \text{ mm h}^{-1}$ rispetto ai dati di precipitazione ricavati con 183-WSL (si confrontino le Fig. 3.1.6 e Fig. 3.1.4c). C'è, in definitiva, la necessità di conoscere le incertezze sperimentali da associare ai dati, tuttavia le difficoltà e la complessità insite nella realizzazione di procedure di validazione dei prodotti satellitari di nubi e precipitazioni, che richiedono campagne di misura dedicate ovvero dati di precipitazione provenienti da reti pluviometriche e radar affidabili, rendono spesso di difficile reperimento tali informazioni sulla stima degli errori.

3.2 Caso 2: Precipitazione stratiforme

Il caso di studio, descritto in questa mostra una situazione di precipitazione “quasi puramente” stratiforme formatasi sul Belgio il 17 gennaio del 2007. Dall’analisi riportata con maggiori dettagli in Laviola and Levizzani (2009a) e qui sintetizzata in Fig. 3.2.2, si può osservare come il sistema precipitante sia completamente stratificato con un’estensione verticale contenuta nei primi 4 km di quota.

3.2.1 Descrizione e visualizzazione dei data set

Lo studio delle perdite di energia dovute all’impatto della nube sulle frequenze di AMSU-B mostra, infatti, che solo i canali 4 e 5, (186 GHz e 190 GHz, rispettivamente), con funzioni peso collocate tra 2 e 6 km, rilevano la presenza della precipitazione. A 184 GHz (canale 3), la riduzione del segnale è sostanzialmente dovuta all’assorbimento del vapor d’acqua negli alti strati. Misure della perturbazione media a 184 e 186 GHz non troppo lontane dal 5%, che possono essere attribuite alle variazioni ordinarie della distribuzione del vapore acqueo, dimostrano come la stratificazione sia confinata nei primi 3-4 km dell’atmosfera e sia costituita prettamente da particelle liquide e ghiacciate di piccole dimensioni. L’area in rosso nella Fig. 3.2.1f a 190 GHz indica una zona di variazione di radianza di circa il 20%, coincide con il nucleo della nube e vi si riscontra forte scattering; ciò fornisce informazioni sulle idrometeore ghiacciate. Osservando i tre *scatter plot* in Fig. 3.2.2, si comprende come in questo caso per la stima di precipitazione complessiva fornita dall’algoritmo 183-WSL abbia maggior peso la frequenza 190 GHz e in secondo luogo quella a 186 GHz. Aggiungendo a queste considerazioni, quelle derivanti dalla collocazione geografica dell’evento, dalla stagionalità e dal valore dell’intensità di precipitazione rilevato con 183-WSL si può ragionevolmente concludere che il fenomeno in questione rappresenta un caso di precipitazione stratiforme con diffusa formazione di fiocchi di neve.

Si rimanda alla Tab. 2.3.3 per un riassunto delle caratteristiche dei moduli dell’algoritmo utilizzato, ciascuno avente un compito specifico. Gli output di 183-WSL, ivi schematicamente riportati, sono mostrati in Fig. 3.2.1. Nelle prime tre immagini sono presentate delle mappe di intensità di precipitazione, legate alla scala in mm h^{-1} posta a destra. In Fig. 3.2.1d si mostra la distribuzione delle piccole goccioline d’acqua di nube mentre in Fig. 3.2.1e è presentato il LWP in Kg m^{-2} che esprime il contenuto di acqua liquida in nubi otticamente spesse ma non precipitanti. La mappa in Fig. 3.2.1f mostra una caratterizzazione dei pixel e segue la legenda riportata alla destra.

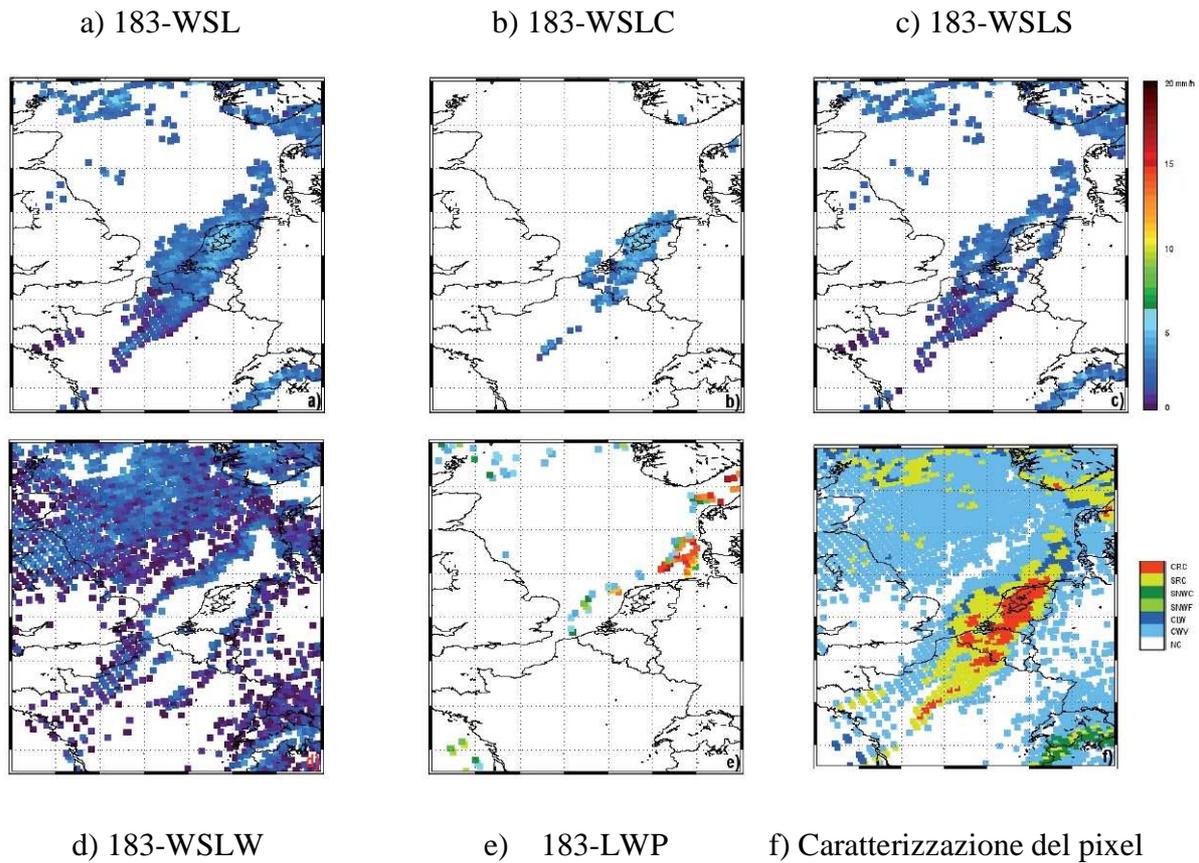


Fig. 3.2.1 – Situazione del 17 gennaio 2007, 1415 UTC. Prodotti di intensità di precipitazione dell’algoritmo 183-WSL durante un evento di precipitazione quasi puramente stratiforme occorso sul Belgio. Il sistema precipitante, protrattosi sulla Francia settentrionale e sul Belgio, ha generato pioggia leggera (183-WSL in a) classificata dallo schema di retrieval come stratiforme (183-WSLS in c). Si riscontra un numero maggiore di top scatteranti con rain rate più alti ($\approx 5 \text{ mm h}^{-1}$ rilevati da 183-WSLC in b). In d) grandi quantitativi di piccole goccioline d’acqua di nube e vapore acqueo (183-WSLW in d) sono abilmente rimossi dal filtro a soglia. In e) pochi pixel sono marcati come acqua liquida di nube (183-LWP, in cui il colore rosso indica $LWP \approx 0.5 \text{ Kg m}^{-2}$, generalmente associato all’iniziare di precipitazione). In f) la caratterizzazione dei pixel: copertura nevosa (SNWC, verde), piccole goccioline d’acqua disperse (CWV, azzurro), nubi d’acqua liquida (CLW, blu), neve precipitante (SNWF, verde chiaro), nubi convettive (CRC, rosso) e stratiformi (SRC, giallo), e pixel non classificati (NC, bianco). (Laviola and Levizzani, 2009a)

In Fig. 3.2.2 sono rappresentate le variazioni di temperatura di brillantezza a 184, 186, 190 GHz (Fig. 3.2.2a, b, c), mentre nelle Fig. 3.2.2d, e, f sono riportati gli *scatter plot* di tali temperature di brillantezza e dei valori di precipitazione forniti da 183-WSL.

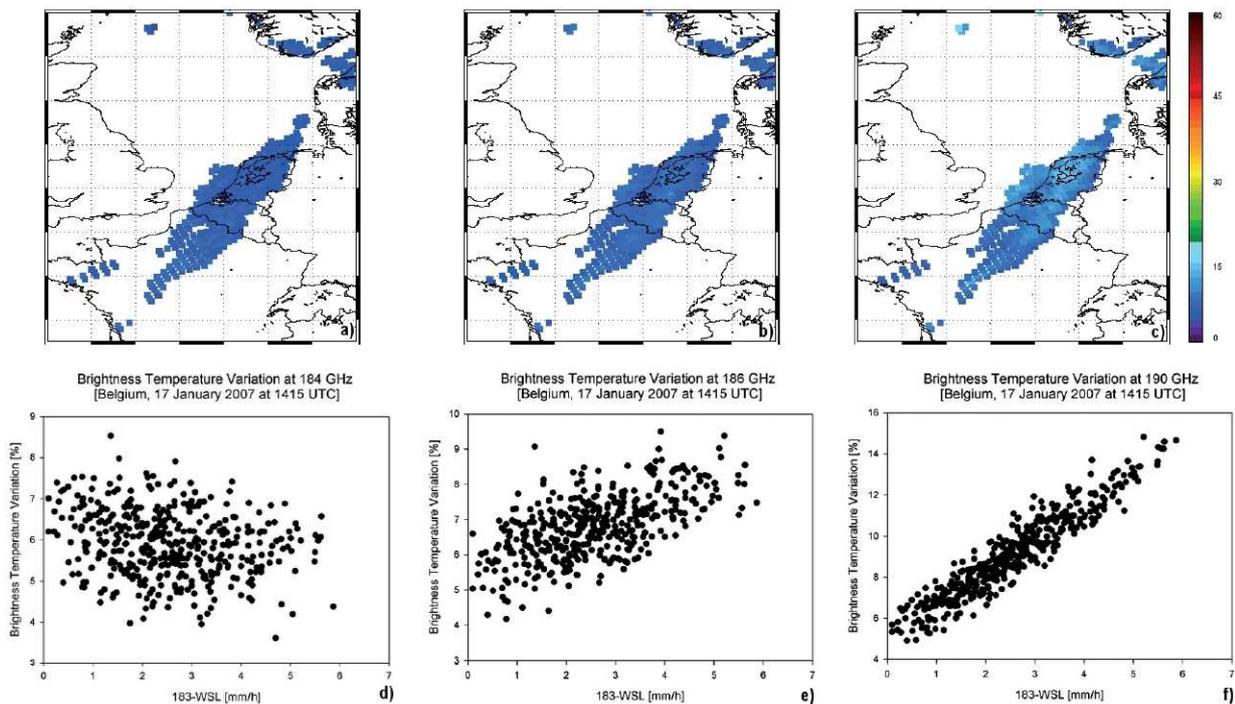


Fig. 3.2.2 – Variazioni di temperatura di brillantezza (Brightness Temperature Variation) a 184 GHz (a), 186 GHz (b), 190 GHz (c) rispetto all'intensità di precipitazione rilevata per il sistema stratiforme sul Belgio in Fig. 3.2.1. In (d), (e), (f) scatter plot delle variazioni di temperature di brillantezza percentuali in funzione delle intensità di precipitazione 183-WSL in mm h^{-1} . I valori percentuali denotano la diminuzione di segnale dovuta alla presenza di assorbitori nel percorso seguito dalla radiazione alle varie intensità di precipitazione. (Laviola and Levizzani, 2009a)

3.2.2 Alcune considerazioni

I risultati delle analisi riportate nel paragrafo precedente, mostrano come un grande quantitativo di goccioline e vapor d'acqua sia distribuito nei dintorni delle regioni interessate dalla precipitazione. In realtà, nell'intorno di un sistema precipitante, la presenza di vaste aree ad elevata umidità o di regioni dove la formazione di goccioline è già avvenuta, può provvedere ad alimentare la formazione di ulteriore precipitazione. Tipicamente, un sistema stratiforme, caratterizzato da moderati updraft (qualche cm s^{-1}), è circondato da ampie zone in cui la saturazione e la sovrasaturazione del vapor d'acqua supportano la precipitazione nel corpo principale del sistema. Queste regioni, sebbene non siano precipitanti, sono di notevole interesse nello studio della dinamica della precipitazione, poiché esse possono tanto alimentare la pioggia già in atto formandone della nuova quanto costituire delle zone di dissolvimento del sistema precipitante. Considerando, dunque, tali aree come dei “serbatoi di goccioline” atti a rinforzare la precipitazione esistente, si può pensare alla presenza di una regione di transizione nella quale avviene la condensazione del vapor d'acqua circostante e il successivo trasporto delle goccioline così formate all'interno della nube. Lo studio riportato in Laviola and Levizzani (2010b), dimostra statisticamente come regioni interessate da sistemi precipitanti a carattere fortemente convettivo

(updraft di molte decine di m s^{-1}) risultano quasi prive di queste zone di transizione, facendo supporre che il vapor d'acqua atmosferico subisce un brusco passaggio dallo stato aeriforme a quello di goccia di pioggia (*cloud drop*), saltando la fase intermedia di formazione di *cloud droplet* che risulta notevolmente accelerata tanto da far quasi scomparire le zone di transizione.

Di rilievo la valutazione del contenuto di acqua liquida in nube (CLW) in termini di *liquid water path* (LWP) integrato, come si evince dalla Fig. 3.2.1e. Alti valori di LWP, tipicamente maggiori di 0.5 kg m^{-2} , sono stimati in prossimità delle aree di precipitazione; viene anche indicata la posizione dell'acqua di nube condensata, a segnalare plausibilmente la regione in cui le gocce di nube stanno evolvendo, per accrescimento, dallo stadio di piccole goccioline di nube a quello di gocce precipitanti di piccole dimensioni.

3.3 Caso 3: Formazione delle idrometeore

In questa sezione sarà ripresa la descrizione della metodologia per dedurre i processi di formazione della precipitazione mediante l'utilizzo delle relazioni $T-r_{eff}$ (Rosenfeld and Lensky, 1998). Un'introduzione a livello generale è già stata fornita nella sezione 2.2.2.4 e qui verranno riportati solo gli aspetti essenziali. Verranno poi presentati i risultati dell'applicazione di tale metodologia a due casi di studio, il primo relativo a nubi formatesi nell'Oceano Indiano aventi caratteristiche altamente marittime ed il secondo relativo a nubi altamente continentali, in sviluppo in ambiente molto inquinato carico di aerosol prodotto dagli incendi nelle foreste in Indonesia.

3.3.1 Metodo di retrieval del raggio efficace

Rosenfeld è stato un pioniere nel presentare un metodo che derivasse da dati operazionali provenienti da satellite le informazioni sulla struttura di nube e sui processi di formazione della precipitazione. Esso è basato su visualizzazione e analisi dei dati AVHRR a bordo di satelliti meteorologici NOAA, che forniscono dati alla risoluzione di 1.1 km al nadir e provenienti da cinque canali centrati a 0.65, 0.9, 3.7, 10.8 e 12.0 μm .

La classificazione multispettrale non può prescindere dalla conoscenza del raggio efficace delle particelle (al top della nube). Esso è definito, come enunciato nella sezione 2.2.2.4, da

$$r_{eff} = \frac{\int_0^{\infty} r^3 n(r) dr}{\int_0^{\infty} r^2 n(r) dr}, \quad (1)$$

dove $n(r)$ è la concentrazione in numero delle particelle aventi raggio r . Il raggio efficace di pixel completamente coperti da nube è calcolato usando un'inversione di un modello RTM (Nakajima and King, 1990), avente come input la riflettanza di nube a 3.7 μm e la geometria di vista. Un'analisi quantitativa è possibile solo per nubi sufficientemente spesse da produrre precipitazione. I pixel nuvolosi sono identificati in base a :

- Riflettanza nel visibile (0.65 μm) maggiore di 0.4
- BTD (Brightness Temperature Difference, differenza tra le temperature di brillantezza) tra i canali 4 e 5, minore di

$$BTD_s(T) + 1^\circ\text{C} \quad (3)$$

ove il pedice s sta per saturazione. Viene calcolata l'acqua precipitabile di un'atmosfera satura PW_s all'isoterma T e per ottenere $BTD_s(T)$ viene usata la seguente equazione, segnalata da Eck and Holben (1994) per il Mali, Africa occidentale:

$$PW = 0.837 BTD \quad (4)$$

La riflettanza della nube nel NIR è calcolata assumendo che l'emissività delle nubi in IR (11 μm) sia unitaria e che la trasmittività in nube nel canale 3.7 μm sia nulla. Seguendo lo schema di Kaufman and Nakajima (1993), la radianza totale a 3.7 μm ($L_{3.7}$) e quella a 11 μm (L_{11}) sono pari a

$$L_{3.7} = t_{3.7}^0 \left(\frac{F_0 \mu_0}{\pi} \right) \rho_{3.7} + t'_{3.7} B_{3.7}(T) (1 - \rho_{3.7}) \quad (5)$$

$$L_{11} = t'_{11} B_{11}(T) \quad (6)$$

ove $t_{3.7}^0$ è la trasmittanza totale della luce solare nei due sensi sopra la nube nel canale 3.7 μm ; $t'_{3.7}$ e t'_{11} sono le trasmittanze rivolte verso lo spazio sopra la nube nei canali 3.7 μm e 11 μm . F_0 è invece il flusso solare nel canale 3.7 μm , μ_0 è il coseno dell'angolo zenitale solare e $B_i(T)$ è la funzione di Planck per la temperatura T e la frequenza i . La riflettanza della nube può essere ottenuta dalle equazioni 4 e 5:

$$\rho_{3.7} = \frac{L_{3.7} - t'_{3.7} B_{3.7}(T)}{\left(t_{3.7}^0 F_0 \mu_0 / \pi \right) - [t'_{3.7} B_{3.7}(T)]} \quad (7)$$

ove

$$T = B_{11}^{-1} \left(\frac{L_{11}}{t'_{11}} \right). \quad (8)$$

Le funzioni di trasmittanza $t_{3.7}^0$ e $t'_{3.7}$ e t'_{11} dipendono dal contenuto d'acqua precipitabile sopra la nube. Il metodo è usato in un grande intervallo di condizioni atmosferiche, pertanto è stata usata l'approssimazione seguente per il calcolo di $t_{3.7}^0$:

$$t_{3.7}^0 = e^{-\left(\frac{PW a_s}{PW_s \mu \mu_0} \right)}. \quad (9)$$

Nel nostro caso PW è calcolata usando l'eq. 4; PW_s e $a_s = 0.4$ sono rispettivamente il contenuto d'acqua precipitabile e l'assorbanza massima in atmosfera satura sopra il *cloud top* a 20°C; μ è il coseno dell'angolo zenitale satellitare. Le trasmittanze $t'_{3.7}$ e t'_{11} tendono a bilanciarsi nelle eq. 7-8, pertanto assumiamo $t_{3.7}^0 = t'_{11} = 1$. Il retrieval è poco sensibile a $t_{3.7}^0$.

Il valore massimo di r_{eff} rilevabile con questo metodo è 30 μm , perché la riflettanza a 3.7 μm decresce circa al livello di rumore dello strumento per nubi di particelle più grandi. Rosenfeld and Gutman (1994) hanno mostrato come un $r_{\text{eff}} = 14 \mu\text{m}$ sia una soglia oltre la quale la nube contiene particelle di dimensioni precipitanti rilevabili da radar meteorologici.

3.3.2 Visualizzazione dei risultati

3.3.2.1 Tecnica di visualizzazione RGB

Una visualizzazione chiara dei risultati (in termini di tipo di nube, temperatura, spessore, raggio efficace e aerosol in input) occupa un posto di rilievo in questo tipo di analisi. È possibile assegnare ad alcuni canali spettrali dei sensori satellitari una gradazione di colore e sovrapporre alcuni colori, come ad esempio nel formare la codifica RGB. In questo caso si modulano i colori nel seguente modo:

1. La riflettanza visibile modula il rosso (maggiore rosso = valori di riflettanza VIS più alti)
2. La componente di riflettanza a $3.7 \mu\text{m}$ ($R_{3.7}$), surrogato di r_{eff} in nube, modula il verde (maggiore verde = r_{eff} minore)
3. La temperatura di brillanza a $10.8 \mu\text{m}$ ($T_{10.8}$) modula il blu (più caldo = maggiore blu)

Il ghiaccio assorbe il doppio dell'acqua a $3.7 \mu\text{m}$; perciò le idrometeore ghiacciate o neve al suolo appaiono avere r_{eff} molto grandi o componente verde molto poco presente. Per lo stesso motivo, piccoli r_{eff} indicano nubi d'acqua, anche a temperature sotto 0°C , in cui si dice che la nube è composta di acqua sovraraffreddata. Tali nubi appaiono gialle in questo schema.

Di seguito vengono presentati un pannello dettagliato riguardante i colori (Fig. 3.3.1) e uno schema di classificazione delle nubi (Fig. 3.3.2).

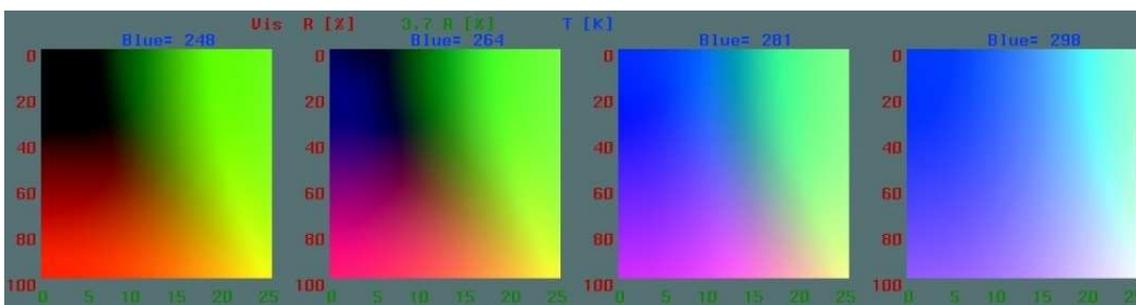


Fig. 3.3.1 – Chiave interpretativa delle Fig. 3.3.3 e Fig. 3.3.6. Quattro diagrammi relativi a diversi valori di temperatura (come mostrato dalla scritta in blu sopra ciascuno) e diverse possibili combinazioni di riflettanza nel visibile (in rosso) specificate in ordinata (%) e riflettanze a $3.7 \mu\text{m}$ (in verde) specificate in ascissa (%). I valori di intensità di colorazione variano da 0 a 100% per i colori, in questo modo: Rosso=0-100% della riflettanza visibile; Verde=0-25% della riflettanza a $3.7 \mu\text{m}$; Blu=248-298K della temperatura superficiale del cloud top. (Rosenfeld and Lensky, 1998)

color components

- Redder: Larger visible reflectance
- Greener: Smaller cloud top particles
- Bluer: Warmer tops

color compositions

- White: Low thick water or dust clouds, no precipitation.
 - High red 100%: Bright and thick clouds.
 - High green 25%: Small particles.
 - High blue: 281K: Warm tops.
- Red: Deep precipitating clouds (precipitation not necessarily reaching the ground)
 - High red 100%: Bright and thick clouds.
 - Low green 0%: Large particles.
 - Low blue 248K: Very cold tops.
- Yellow: Supercooled thick water clouds
 - High red 100%: Bright and thick clouds.
 - High green 25%: Small particles.
 - Low blue 264K: Cold tops.
- Green: Supercooled water or small ice particles thin clouds, typically altostratus, altostratus and tropical cirrus
 - Low red 30%: Thin clouds on dark surface background.
 - High green 20%: Small particles.
 - Low blue 248K: Very cold tops.
- Black: Large ice particles, thin clouds, often cirrus composed of large particles.
 - Low red 20%: Dark and thin clouds.
 - Low green 0%: Large particles.
 - Low blue: 248K: Very Cold tops.
- Dark magenta: Warm rain clouds.
 - Medium red 60%: Bright and moderately thick clouds.
 - Low green 3%: Large particles.
 - High blue 281K: Warm tops.
- Magenta: "Warm ice" precipitating clouds, or snow on the ground.
 - High red 80%: Bright and thick clouds.
 - Low green 0%: Large particles.
 - Medium blue 264K: Mild tops (0 to -10°C).
- Blue: Surface
 - Low red 10%: Low visible reflectance surface.
 - Low green 5%: Low mid IR reflectance surface.
 - High blue: 298: Warm surface.

Fig. 3.3.2 – Composizioni RGB dei colori e loro interpretazioni. In ogni “riga” è indicato un colore che si suppone possa uscire in output nelle mappe e sotto ogni intestazione ci sono i valori delle tre grandezze associate al sistema RGB che hanno contribuito a formare quel colore. I colori associati al sistema RGB sono spiegati per la figura Fig. 3.3.1 e riportati nella mini legenda in cima a questa figura. (Rosenfeld and Lensky, 1998)

3.3.2.2 Diagrammi $T - r_{eff}$

Per quanto riguarda la generazione e visualizzazione di questi diagrammi, si rimanda alla sezione 2.2.2.4 in cui è spiegata la teoria utilizzata e, come esempio, sono riportati alcuni diagrammi generali. Nella trattazione di questi casi di studio vengono riportati invece i diagrammi specifici, che pertanto possono più o meno assomigliare a quelli generali, ma spesso non contengono alcune zone oppure, in base alle peculiarità, vedono la presenza più marcata di alcune zone rispetto ad altre. Oltre alla disposizione delle zone, si ponga attenzione ai *range* di raggio efficace: alcune tipologie di nubi, già solo per loro natura, tenderanno ad assumere raggi efficaci al top delle nubi maggiori.

Si riporta qui una considerazione introduttiva riguardante le due modalità con cui può essere inteso il significato fisico delle zone microfisiche presenti nei diagrammi $T-r_{eff}$, ovvero una descrizione dell'evoluzione temporale del top di una nube in fase di crescita, oppure una descrizione della composizione verticale di una nube convettiva in un dato momento attraverso la sua estensione verticale. Rimanendo nell'assunzione cardine di questo tipo di analisi, già descritta e qui rammentata, secondo cui le proprietà dei top di nubi osservate simultaneamente, a differenti stadi di sviluppo, siano simili alle proprietà di una singola nube ai suoi diversi stadi di sviluppo nelle varie altezze, la prima alternativa per comprendere il significato fisico delle zone è sempre valida. La seconda, invece, è valida solo se non vi è precipitazione che cade attraverso la nube partendo da livelli superiori; la presenza di precipitazione, infatti, cambia la microstruttura della nube sotto la zona di generazione della precipitazione.

3.3.3 Casi di studio

3.3.3.1 Nubi altamente marittime

Nel primo caso si studiano cumulonembi e nubi cumuliformi (Fig. 3.3.3) in sviluppo in masse d'aria originariamente marittime sull'Oceano Indiano centrale (4°S e 80°E).

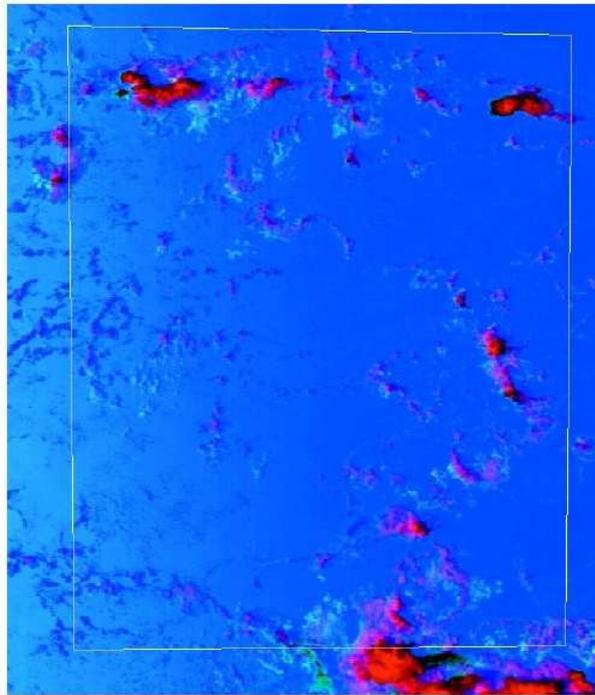


Fig. 3.3.3 – Immagine NOAA-AVHRR del 9 dicembre 1997, ore 0900 UTC, di nubi marittime equatoriali sull'Oceano Indiano centrale in un'area di 350x450 km, centrata a 3°S,80°E. Il nord è posto in alto. La rappresentazione RGB dello scenario è stata ottenuta associando al rosso la riflettanza visibile, al verde la riflettanza a 3.7 μm (che approssima r_{eff}) e al blu la temperatura di brillanza a 10.8 μm . I colori magenta e rosso dominanti delle nubi indicano che esse sono composte da particelle molto grandi, pertanto altamente marittime. Si rimanda alle Fig. 3.3.1 e Fig. 3.3.2 per maggiori dettagli sui colori. (Rosenfeld and Lensky, 1998)

Il colore rosso dominante in Fig. 3.3.3 indica forte assorbimento nel NIR causato dalle grandi particelle a tutte le altezze. I colori magenta indicano le grosse goccioline già a temperature alte o a poca distanza dalla base.

Ciò è mostrato quantitativamente in Fig. 3.3.4, ove r_{eff} cresce velocemente con la quota e supera la soglia per la formazione di precipitazione a $14 \mu\text{m}$ ai livelli più bassi osservati, suggerendo che i processi di formazione di pioggia calda (cioè quella formata dalla coalescenza delle gocce d'acqua) inizino a basse distanze dalla base della nube.

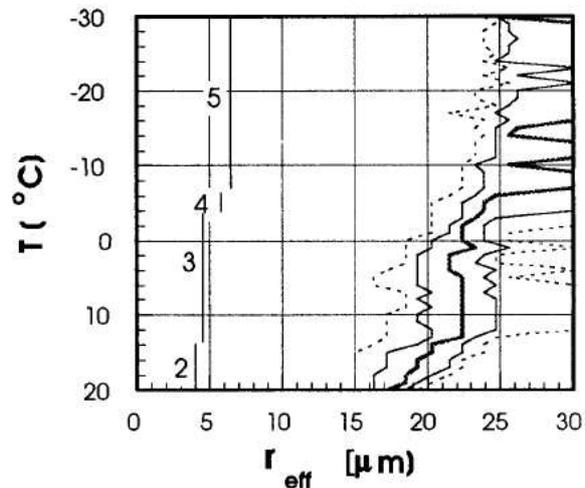


Fig. 3.3.4 – Diagramma $T-r_{\text{eff}}$ per le nubi presentate in Fig. 3.3.3. Sono mostrati i 10-, 25-, 50-, 75-, 90-mi percentili dei raggi efficaci per ogni intervallo di 1°C . La mediana è indicata dalla linea spessa. Le barre verticali denotano l'estensione verticale delle zone microfisiche, come definito e numerato nella sezione 2.2.2.4. (Rosenfeld and Lensky, 1998)

Il raggio efficace raggiunge un plateau di circa $23 \mu\text{m}$ nei pressi del livello isoterma di 13°C , indicando un pieno sviluppo dei processi di pioggia calda a quel livello. Un'ulteriore crescita di r_{eff} nei livelli ove c'è acqua sopraffusa indica la formazione di ghiaccio. Il massimo valore di r_{eff} , raggiunto a -7°C , implica pieno sviluppo della fase ghiaccio a quella temperatura. Numerose misurazioni da aereo confermano che lo sviluppo pressoché completo della glaciazione di nubi tropicali marittime si rilevi a queste temperature di ghiacciamento “non troppo basse”. Ciò implica un assottigliamento della zona a fase mista rispetto a nubi continentali, come descritto nella prossima sezione.

3.3.3.2 Nubi altamente continentali

Le nubi tropicali in crescita in una massa d'aria altamente inquinata da fumi emessi da incendi delle foreste indonesiane durante l'ottobre 1997 costituiscono un esempio diametralmente opposto a quanto riportato nel caso precedente. In Fig. 3.3.5 è mostrata una rappresentazione RGB dello scenario in esame che evidenzia la presenza di fumo.

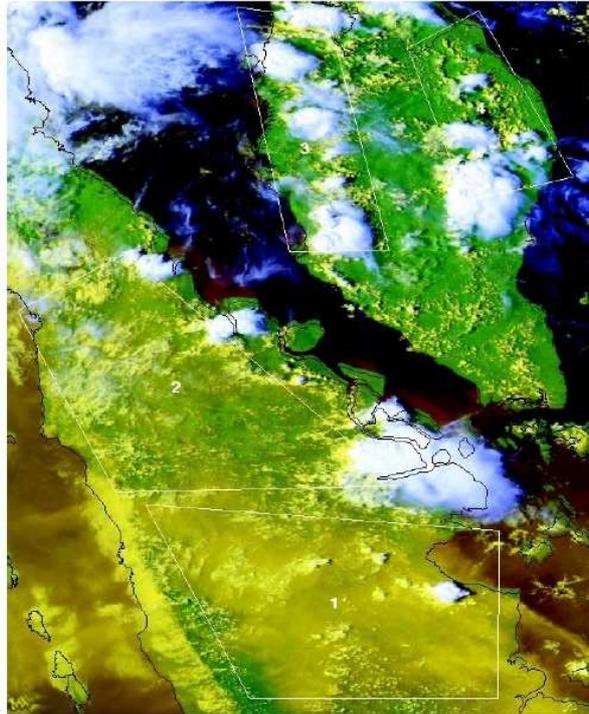


Fig. 3.3.5 – Immagine NOAA-AVHRR del 14 ottobre 1997, ore 0732 UTC, di fumo e nubi in un'area di circa 600x1000 km sulla Malesia meridionale e Sumatra centrale. Il nord è posto in alto. La rappresentazione RGB dello scenario è stata ottenuta associando la riflettanza VIS al rosso, quella a 0.9 μm al verde e la temperatura di brillanza IR al blu. Il suolo è verde, la superficie oceanica è scura e il fumo appare vagamente di color “marroncino” sull'oceano o “giallognolo” su terra, prevalentemente sulle aree 1 e 2 sopra Sumatra. Il fumo è meno intenso sulla Malesia occidentale (area 3). Non si rileva fumo sulla Malesia orientale (area 4). Le nubi sono bianche (top ghiacciati) e azzurro chiaro (cirri). (Rosenfeld and Lensky, 1998)

Gli incendi di foreste dell'Amazzonia producono un fumo che, come documentato da Kaufman and Farser (1997), comprende particelle di dimensione tipica di $(0.14 \pm 0.02) \mu\text{m}$, che formano una sorgente per numerosi nuclei di condensazione di nube (CCN, *Cloud Condensation Nuclei*). Nubi in formazione in una massa d'aria con una tale popolazione di nuclei di condensazione sono generalmente composte da molte piccole goccioline e sono perciò considerate altamente continentali da un punto di vista microfisico.

In Fig. 3.3.6 (aree 1 e 2) è presentata un'altra immagine RGB dello scenario ottenuta con la stessa associazione di colori-canali spettrali di Fig. 3.3.3: qui la colorazione delle nubi in sviluppo nell'area sopra Sumatra, che vede la presenza dei fiumi, suggerisce piccole goccioline d'acqua ai bassi livelli (indicate in bianco), piccole gocce sopraffuse più in alto (indicate in giallo e arancione chiaro) ed *anvil* ghiacciati (indicati in rosso).

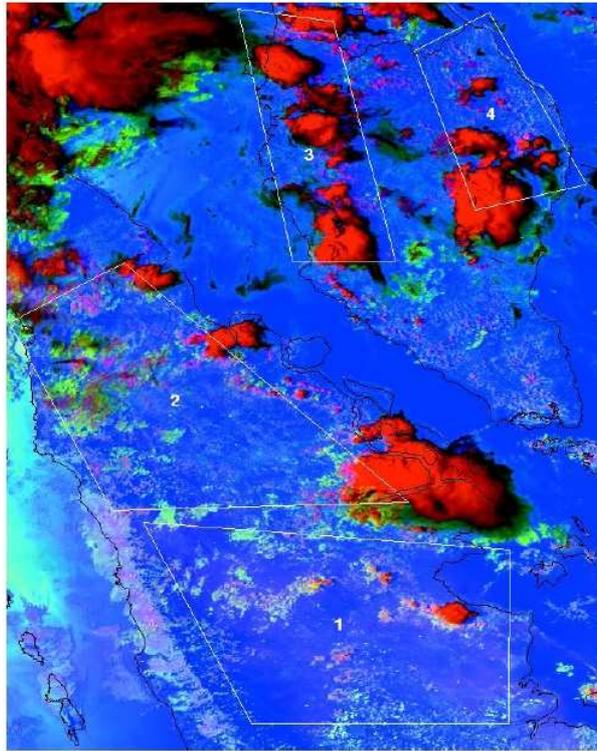


Fig. 3.3.6 – Immagine NOAA-AVHRR del 14 ottobre 1997, ore 0732 UTC, relativa alla stessa area in Fig. 3.3.5, ma con i colori composti da rosso per la riflettanza visibile, verde per la riflettanza a $3.7 \mu\text{m}$ (che approssima r_{eff}), blu per la temperatura di brillantezza a $10.8 \mu\text{m}$. Gli anvil dei cumulonembi appaiono come aree rosse ad alta saturazione. Si notino le piccole nubi poco sviluppate che variano colore dal magenta e rosa nell'area poco inquinata (4) al rosa più carico e bianco in zone più inquinate (1 e 2). Si rimanda alle Fig. 3.3.1 e Fig. 3.3.2 per maggiori dettagli sui colori. (Rosenfeld and Lensky, 1998)

Si riportano di seguito le curve $T-r_{\text{eff}}$ per le regioni sopra Sumatra e Malesia (le quattro aree in riquadro nella Fig. 3.3.6).

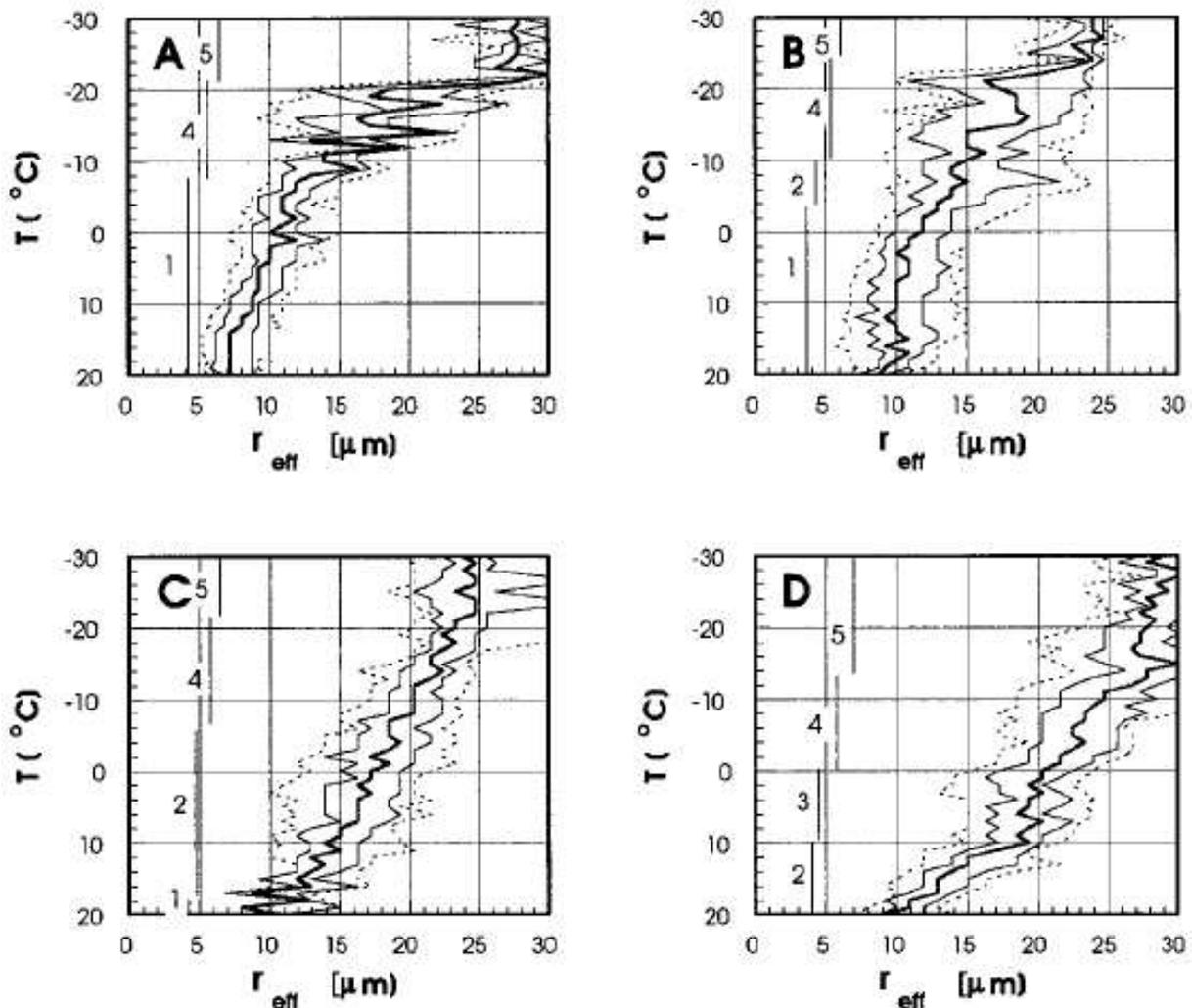


Fig. 3.3.7 – Diagramma $T-r_{\text{eff}}$ come in Fig. 3.3.4, ma relativo alle nubi sopra Sumatra e Malesia, per le quattro aree in riquadro nelle Fig. 3.3.5 e Fig. 3.3.6, ove [A]-[D] stanno ad indicare le aree 1-4. (Rosenfeld and Lensky, 1998)

Le curve $T-r_{\text{eff}}$ in Fig. 3.3.7a e Fig. 3.3.7b mostrano piccoli r_{eff} ben al di sotto della soglia di precipitazione di $14 \mu\text{m}$ fino ad una temperatura di circa -10°C , indicanti un processo di crescita di goccioline di nube prevalentemente ad opera di processi diffusivi, senza molta coalescenza. Il r_{eff} raggiunge un massimo tra -22°C e -25°C , denotando pieno sviluppo della fase ghiaccio a tali temperature. Perciò, le nubi contengono una profonda zona a fase mista e formano precipitazione prevalentemente nella fase ghiaccio come grandine, *graupel* e neve. Le relazioni $T-r_{\text{eff}}$ dei due casi sono compatibili con la descrizione classica delle nubi microfisicamente continentali o continentali estreme, rispettivamente.

Si osserva una transizione dalla massa d'aria, carica di fumo, sovrastante Sumatra (aree 1 e 2 delle Fig. 3.3.5 e Fig. 3.3.6) a masse d'aria meno cariche di fumo nelle coste orientali della Malesia (area 3) e più lontano ancora fino al raggiungimento di condizioni di aria priva di fumo nelle coste

orientali (area 4). Qualitativamente, la transizione nella microstruttura di nube è evidente nel cambiamento della colorazione delle nubi ai bassi livelli (Fig. 3.3.6). La transizione è maggiormente visibile nei diagrammi $T-r_{\text{eff}}$, in cui r_{eff} cresce gradualmente e la temperatura della glaciazione decresce in altezza (ovvero aumenta la temperatura a cui si verifica) dalla zona più inquinata a quella più pulita, come in Fig. 3.3.7a e d rispettivamente. Secondo la Fig. 3.3.7d le nubi su terra vicino alle coste sopravvento sono più simili alle nubi in origine marittime, come nel precedente caso di studio di Fig. 3.3.4, che non alle nubi in sviluppo nella zona inquinata dal fumo (Fig. 3.3.7a, b). Questi risultati sono in accordo con i risultati di Kaufman and Farser (1997), i quali ricavarono i raggi efficaci delle nubi aventi top più caldi di 270 K sopra l'Amazzonia per valutare l'impatto degli incendi alle foreste su r_{eff} . Essi mostrarono che il fumo per lo più riduce r_{eff} da 15 a 9 μm .

Di seguito alcune considerazioni sulle zone microfisiche, riguardanti i casi di studio. Gli indici utilizzati per individuare le varie zone sono i medesimi introdotti nella sezione 2.2.2.4:

1. La zona di crescita diffusiva è ben sviluppata nelle nubi continentali (Fig. 3.3.7a, b) e ridotta in quelle maggiormente marittime (Fig. 3.3.7c) fino a scomparire nelle nubi altamente marittime (Fig. 3.3.4 e Fig. 3.3.7d).
2. La zona di crescita per coalescenza è ben sviluppata a brevi distanze dalla base delle nubi marittime (Fig. 3.3.4 e Fig. 3.3.7d), ma sembra più estesa nelle nubi meno marittime (Fig. 3.3.7c) e scompare o si sovrappone alla zona a fase mista nelle nubi altamente continentali (Fig. 3.3.7a).
3. La zona di rainout può esistere solo in nubi con coalescenza ben sviluppata e che abbiano raggiunto la condizione in cui un'ulteriore crescita delle dimensioni delle gocce sia compensata dalle grandi gocce in caduta dal top. Perciò la zona di rainout è ben sviluppata nelle nubi marittime (Fig. 3.3.4), ridotta in nubi meno marittime come in Fig. 3.3.7d e completamente assente in nubi continentali (Fig. 3.3.7a-c).
4. La zona a fase mista esiste sotto la zona di ghiacciamento; spesso la zona di crescita per coalescenza e quella a fase mista si sovrappongono a formare un'area caratterizzata dalla rapida crescita di r_{eff} attraverso l'isoterma a 0°C. In tali casi la distinzione tra le zone è posta a -6°C (Fig. 3.3.7c), in accordo con le osservazioni da aereo effettuate in nubi con cospicua precipitazione dovuta a gocce d'acqua sopraffuse. La transizione dalla zona di rainout a quella di ghiacciamento (Fig. 3.3.4 e Fig. 3.3.7d) è anche definita come zona a fase mista. Tale transizione è generalmente osservata, nelle analisi satellitari, tra i -4°C e -6°C.

5. In una nube considerata “in fase ghiaccio” praticamente tutta l’acqua è in fase ghiacciata. Il ghiacciamento del *cloud top* avviene a temperature tra -5°C e -10°C per nubi che abbiano una zona di rainout ben sviluppata (tipicamente per nubi altamente marittime, Fig. 3.3.4), in accordo con l’esperimento di Hallet and Mossop (1974). Il ghiacciamento avviene tipicamente a circa -15°C per nubi meno marittime con coalescenza (Fig. 3.3.7d) o a temperature ancora minori per nubi continentali (Fig. 3.3.7a-c). Il ghiacciamento può avvenire anche attorno a -30°C per nubi estremamente continentali con base in quota (situazione non presente nei casi trattati).

Tutti questi criteri di classificazione sono stati tradotti in un algoritmo applicabile a regioni scelte dall’utente nell’immagine satellitare visualizzata a schermo. Le immagini qui mostrate sono il prodotto di tale algoritmo.

3.3.4 Riassunto e commenti

In questa analisi sono state utilizzate immagini multispettrali ed è stata ricavata l’evoluzione di particelle di nubi convettive e precipitazione. Dalla base al top delle nubi sono stati riscontrati diversi processi microfisici, in maniera differente per ogni tipologia di nube, e la nube è stata suddivisa in differenti zone, tra cui quella di crescita delle goccioline per diffusione, di crescita per coalescenza, la zona di rainout, quella con precipitazione a fase mista e quella di ghiacciamento.

Tra nubi convettive in sviluppo in ambiente marittimo e continentale sono state riscontrate con questo metodo grandi differenze. La dimensione delle goccioline per le nubi marittime cresce rapidamente sopra la base ad un tasso che implica la dominanza della coalescenza, mentre nel caso di nubi continentali le goccioline crescono molto più lentamente, in accordo con i risultati teorici per la crescita diffusiva. In nubi continentali è spesso presente la zona di crescita per coalescenza, ma a distanze variabili dalla base e comunque sopra la zona di crescita diffusionale. È possibile utilizzare la profondità di quest’ultima per intuire quanto una nube sia continentale, utilizzando la classificazione di Squires (1958).

Le gocce in nubi marittime continuano la crescita per coalescenza fino ad un valore massimo oltre il quale sembra che ulteriore crescita sia compensata dalla precipitazione delle gocce di maggiori dimensioni dal top delle nubi. Questo meccanismo di rainout è tipico delle nubi marittime con intensa coalescenza e non è osservato in nubi continentali che abbiano una profonda zona di crescita diffusiva sopra la base. La deduzione del rainout in nubi marittime tropicali è in accordo con le osservazioni di Zipser and LeMone (1980), che mostrarono come le nubi convettive studiate nel Global Atmospheric Research Program (GARP) Atlantic Tropical Experiment sull’Atlantico

all'equatore abbiano basse velocità verticali, troppo deboli per sorreggere gocce di pioggia e portarle al livello di congelamento.

Il ghiacciamento nelle nubi marittime ($-10\text{ }^{\circ}\text{C}$) avviene a temperature molto maggiori rispetto a condizioni continentali (-20 o $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ nei casi estremi). Di conseguenza, la zona a fase mista indicata nelle nubi marittime è molto meno estesa in verticale. Tale deduzione è in accordo con le osservazioni in cui nubi marittime hanno minori contenuti di acqua liquida sopraffusa, che ghiaccia a temperature maggiori di $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Black and Hallett, 1986), deboli *updraft* e basse riflettività radar sopra il livello di $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Zipser and Lutz, 1994). La sottile zona a fase mista e il minor contenuto di acqua sopraffusa a causa del processo di rainout è altresì in accordo con ciò che si osserva riguardo alla frequenza dei fulmini osservata in nubi marittime: essa è di più di un ordine di grandezza minore rispetto a quella riscontrata nelle nubi continentali (Zipser, 1994; Orville and Henderson, 1986).

4. Conclusioni

Nel presente lavoro sono state mostrate le potenzialità della analisi satellitare multi-sensore e multi-spettrale per la caratterizzazione delle nubi e della precipitazione; in particolare sono stati presentati alcuni dei metodi più performanti recentemente comparsi in letteratura.

Per quanto riguarda le tecniche nel VIS, gli algoritmi di CMA di EUMETSAT per i dati MSG-SEVIRI, NOAA-AVHRR, MetOp-AVHRR evidenziano il buon grado di dettaglio e affidabilità raggiunto. Essi, oltre ad individuare la presenza di nubi, permettono attualmente l'identificazione dei pixel con neve (o ghiaccio) al suolo e, a richiesta, anche quella di nubi di polveri e di cenere vulcanica. Recentemente si sta lavorando per estendere l'applicabilità di tali algoritmi anche alle alte latitudini.

Un indice dello stato dell'arte degli algoritmi di CT è quello per SEVIRI qui presentato, che permette di identificare 15 categorie di nubi, copertura ghiacciata in oceano, neve al suolo oltre a riconoscere le superfici oceaniche e terrestri libere da nubi. Sussistono alcune problematiche relative alla superficie, alla sovrapposizione di nubi di diverse caratteristiche e al fatto che con le tecniche VIS/IR si ricavano informazioni solo sul top della nube e non su tutta la verticale. Un fenomeno ora noto e gestibile è il sunglint, mentre un problema ancora aperto è l'individuazione di nubi sub-pixel, complicato dalla naturale eterogeneità della superficie terrestre, soprattutto in superfici montuose e regioni aride.

Per quanto riguarda la caratterizzazione delle aree precipitanti, il raggio efficace riveste un ruolo predominante poiché la dimensione delle gocce più grandi è la più importante proprietà di nube per spiegare i processi di formazione della precipitazione e poiché è noto che l'esistenza di gocce aventi raggio almeno pari a $12 \mu\text{m}$ in nube è necessaria per processi significativi di pioggia calda e per il processo di moltiplicazione del ghiaccio. Essendo noto che la radiazione a $3.7 \mu\text{m}$ è fortemente assorbita dalle idrometeore di grandi dimensioni (sia da quelle in fase liquida che, maggiormente, da quelle ghiacciate) e che le idrometeore di minori dimensioni di norma scatteranno la radiazione in maniera molto efficace, si è mostrato come lo studio della radiazione solare riflessa a $3.7 \mu\text{m}$ possa essere impiegato per il calcolo di r_{eff} . In particolare Rosenfeld and Gutman (1994) hanno mostrato come r_{eff} sia un parametro fondamentale per l'individuazione delle aree precipitanti: l'analisi combinata di dati satellitari e radar ha permesso di individuare un valore di soglia ($14 \mu\text{m}$) per l'inizio della precipitazione.

Nelle PMW, ponendo attenzione alla forte dipendenza dalle caratteristiche superficiali della radiazione a 89 e 150 GHz (soprattutto per le problematiche relative alle superfici oceaniche) e

osservando l'interazione tra le idrometeore e le bande centrate a 183.31 GHz, sono stati sviluppati diversi algoritmi promettenti. Attualmente utilizzando ad esempio l'algoritmo 183-WSL, è possibile selezionare il tipo di superficie, discriminare i pixel precipitanti e non, distinguere il vapor acqueo dal contenuto di acqua liquida, ottenere una maschera di copertura nevosa distinguendo la neve asciutta da quella bagnata, caratterizzare il tipo di nube (stratiforme o convettiva) e ricavare una stima del rain rate totale. Molti progressi sono stati fatti nella caratterizzazione dei suoli nevosi e si dovrà lavorare all'estensione della validità degli algoritmi soprattutto alle alte altitudini.

Una delle principali ed evidenti limitazioni riguardanti i dati radar è che FOV e *swath* di questi strumenti sono di gran lunga inferiori a quelli dei sensori passivi. Individuato un fenomeno da studiare, sarebbe necessario poter puntare il radar all'occorrenza su tale zona ma spesso per caratterizzare interi scenari ne servirebbero più di uno contemporaneamente: i dati radar pertanto sono più spesso utilizzati a corredo di data set forniti da altri sensori, per effettuare la validazione o per ampliare informazioni già acquisite. Promettenti campi di ricerca in questo ambito sono certamente la caratterizzazione della riflettività superficiale a 94 GHz, la transizione tra nube non-precipitante e nube precipitante, le nubi a fase mista e il *retrieval* di piogge leggere.

Nei tre casi di studio è emerso chiaramente che non esiste un algoritmo valido in ogni condizione, ma che allo stato attuale delle conoscenze, l'approccio vincente per la caratterizzazione delle nubi e lo studio della formazione delle idrometeore sia quello di conoscere a fondo le caratteristiche di ogni algoritmo utilizzato in modo da valutare i campi di più proficua applicabilità degli stessi. Ad esempio, è emerso che alcuni metodi impostati per offrire prestazioni migliori nella caratterizzazione della convezione sono spesso inadeguati a descrivere eventi precipitativi diffusi e di lieve entità (stratiformi).

Nel primo caso di studio, lo schema di rappresentazione RGB *day-microphysical* ha permesso una buona classificazione degli scenari nuvolosi, evidenziando la correlazione tra le aree convettive ed il campo di precipitazione. L'approccio multi-sensore (MODIS e AVHRR VIS-IR per la caratterizzazione dello scenario nuvoloso e stime dell'intensità di precipitazione tramite PMW di AMSR-E e AMSU-B) ha evidenziato una correlazione positiva tra lo spessore ottico delle nubi e l'intensità di precipitazione ed un valore di soglia dello spessore ottico oltre il quale ha luogo la precipitazione, differente tuttavia per i due *data set* ($\tau = 40$ per MODIS/AMSR-E e $\tau = 15$ per AVHRR/AMSU-B). Lo studio delle intensità di precipitazione in funzione dei raggi efficaci ha inoltre rivelato come la maggioranza delle nubi precipitanti e i valori più cospicui di intensità di precipitazione siano legati a valori di r_{eff} compresi tra 20 e 30 μm . Il test di caratterizzazione delle

aree precipitanti basato su queste osservazioni ha mostrato una buona capacità di individuare le aree precipitanti, soprattutto per intensità superiori a 5 mm h^{-1} .

Alcuni aspetti particolarmente interessanti sono emersi dal secondo caso di studio. Nei dintorni delle regioni interessate da precipitazione, è distribuito un grande quantitativo di goccioline e vapor d'acqua; in tali zone la presenza di vaste aree ad elevata umidità o di regioni dove la formazione di goccioline è già avvenuta, può provvedere ad alimentare la formazione di ulteriore precipitazione oppure evolvere in pioggia leggera confinata ai bordi della nube principale. L'evidenza di questo fenomeno nel caso di nubi stratiformi, suggerisce lo studio delle aree "di transizione", in cui avviene la condensazione del vapor d'acqua circostante la nube e il successivo trasporto al suo interno delle goccioline così formate. Si è visto come tali goccioline producano forte assorbimento nelle PMW (e quindi falsi segnali). Recenti analisi statistiche fanno supporre l'assenza di queste zone di transizione nei sistemi precipitanti a carattere fortemente convettivo. I risultati presentati mostrano come siano state raggiunte buone prestazioni nella maschera di rimozione dei grandi quantitativi di piccole goccioline d'acqua di nube e vapore acqueo, ma al contempo suggeriscono la necessità di ulteriore approfondimento del problema.

Di grande importanza sono i lavori pubblicati da Rosenfeld and Lensky (1998), presentati nell'ultimo caso di studio, nell'ambito della comprensione dei processi di formazione della precipitazione nelle nubi convettive. Con le due sole variabili raggio efficace e temperatura del *cloud-top* per le nubi convettive in crescente sviluppo è stato possibile suddividere la nube nelle seguenti cinque zone microfisiche, non tutte necessariamente presenti in ogni caso: quella di crescita delle goccioline per diffusione, di crescita per coalescenza, la zona di *rainout*, quella con precipitazione a fase mista e quella di ghiacciamento. Inoltre sempre tramite l'analisi dei diagrammi $T-r_{\text{eff}}$ sono state evidenziate le distinzioni nelle caratteristiche microfisiche tra nubi continentali e marittime, con ulteriori complicazioni per le nubi in transizione tra due o più zone.

Lo studio dei dati satellitari ha, in definitiva, già rivestito un ruolo fondamentale nell'ampliamento delle nostre conoscenze della fisica e microfisica delle nubi e dei processi di precipitazione, ma la sua importanza è chiaramente destinata a crescere nel prossimo futuro, date le sue innumerevoli potenzialità, che qui sono state presentate nei tratti salienti.

5. Bibliografia

- Adler, R. F., and A. J. Negri, 1988: A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *J. Appl. Meteor.*, 27, 30–51.
- Arakawa, A., and W. H. Schubert, 1974: Interaction of cumulus cloud ensemble with the largescale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, 31, 671–701.
- Arkin, P. A., and B. N. Meisner, 1987: The relationship between largescale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982–84. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 51–74.
- Arking, A., and J. D. Childs, 1985: Retrieval of cloud cover parameters from multispectral satellite images. *J. Climate Appl. Meteor.*, 24, 322–333.
- Bankert, R. L., 1994: Cloud classification of AVHRR imagery in maritime regions using a probabilistic neural network. *J. Appl. Meteor.*, 33, 909–918.
- Bennartz, R., and P. Bauer, 2003: Sensitivity of microwave radiances at 85–183 GHz to precipitating ice particles, *Radio Sci.*, 38(4), 8075, doi:10.1029/2002RS002626, 2003.
- Berendes, T., K. Kuo, A. Logar, E. Corwin, R. Welch, B. Baum, A. Petre, and R. Weger, 1999: A comparison of paired histogram, maximum likelihood, class elimination, and neural network approaches for daylight global cloud classification using AVHRR imagery. *J. Geophys. Res.*, 104, 6199–6213.
- Black, R. A., and J. Hallett, 1986: Observations of the distribution of ice in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, 43, 802–822.
- Cattani, E., F. Torricella, S. Laviola, and V. Levizzani, 2009: On the statistical relationship between cloud optical and microphysical characteristics and rainfall intensity for convective storms over the Mediterranean. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 2135–2142.
- Derrien, M. and H. Le Gléau, 2005: MSG/SEVIRI cloud mask and type from SAFNWC, *International Journal of Remote Sensing*, 26: 21, 4707 – 4732.
- Derrien, M., B. Farki, L. Harang, H. Le Gléau, A. Noyalet, D. Pochic, and A. Sairouni, 1993: Automatic cloud detection applied to NOAA-11/AVHRR imagery. *Remote Sensing of Environment*, 46, 246–267.
- Desbois, M., G. Seze, and G. Szejwach, 1982: Automatic classification of clouds on Meteosat imagery: application to high-level clouds. *J. Climate Appl. Meteor.*, 21, 141–152.

- Dybbroe A., K.-G. Karlsson, and A. Thoss, 2005: NWCSAF AVHRR Cloud Detection and Analysis Using Dynamic Thresholds and Radiative Transfer Modeling. Part I: Algorithm Description. *J. Appl. Meteor.*, 44, 39-54.
- Ebert, E., 1987: A pattern recognition technique for distinguishing surface and cloud types in the polar regions. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 1412–1427.
- Eck, T. F., and B. N. Holben, 1994: AVHRR split window temperature differences and total precipitable water over land surfaces. *Int. J. Remote Sens.*, 15, 576–582.
- Evans, F., and G. F. Stephens, 1995a: Microwave radiative transfer through clouds composed of realistically shaped ice crystal. Part I: single scattering properties, *J. Atmos. Sci.*, 52, 2041-2057.
- Evans, F., and G. F. Stephens, 1995b: Microwave radiative transfer through clouds composed of realistically shaped ice crystal. Part II: remote sensing of ice clouds, *J. Atmos. Sci.*, 52, pp. 2058-2072.
- Hallett, J., and S. C. Mossop, 1974: Production of secondary ice particles during the riming process. *Nature*, 249, 26–28.
- Hewison, T. J., and R. W. Saunders, 1996: Measurements of the AMSU-B antenna pattern. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 34, 405-412.
- Inoue, T., 1987a: A cloud type classification with NOAA-7 split-window measurements. *J. Geophys. Res.*, 92 (D4), 3991–4000.
- Inoue, T., 1987b: An instantaneous delineation of convective rainfall areas using split window data of NOAA-7 AVHRR. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 469–481.
- Kaufman, Y. J., and R. S. Farsner, 1997: The effect of smoke particles on clouds and climate forcing. *Science*, 277, 1636–1639.
- Kaufman, Y. J., and T. Nakajima, 1993: Effect of Amazon smoke on cloud microphysics and albedo— Analysis from satellite imagery. *J. Appl. Meteor.*, 32, 729–744.
- Kerkmann, J., D. Rosenfeld, and G. Bridge, 2005: MSG interpretation guide. RGB IMAGES: PART IV, RGB Composites with channels 01-11 and their interpretation, http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg_interpretation/index.html
- Laviola, S., and V. Levizzani, 2008: Rain retrieval using the 183 GHz absorption lines, *IEEE Proc. MicroRad, 10th Specialist Meeting Radiometry and Remote Sensing of Environment, Firenze*, doi:10.1109/MICRAD.2008.4579505, 11–14 March 2008a.

- Laviola, S., and V. Levizzani, 2009a: Observing precipitation by means of water vapor absorption lines: a first check of the retrieval capabilities of the 183-WSL rain retrieval method. *Rivista Italiana di Telerilevamento*, 41 (3): 39-49.
- Laviola, S., and V. Levizzani, 2009b: Observing precipitation with AMSU-B opaque channels: the 183-WSL algorithm. *Proc. 4th Workshop Int. Precipitation Working Group, Beijing, China, 13-17 October*. [available at <http://www.isac.cnr.it/~ipwg/meetings/beijing/4th-IPWG-Proceedings-web-March-2009.pdf>].
- Laviola, S., and V. Levizzani, 2010: Passive microwave remote sensing of rain from satellite sensors. In: M. Mukherjee, Editor, *Advanced Microwave and Millimeter Wave Technologies Semiconductor Devices Circuits and Systems*, INTECH549-572.
- Laviola, S., and V. Levizzani, 2010b: The 183-WSL fast rain rate retrieval algorithm. Part I: Retrieval design. *Atmos. Research*, 2010, accepted
- Lensky, I. M., and D. Rosenfeld, 1997: Estimation of Precipitation Area and Rain Intensity Based on the Microphysical Properties Retrieved from NOAA AVHRR Data. *J. Appl. Meteor.*, 36, 234-242.
- Lensky, I.M., and D. Rosenfeld, 2006: The time-space exchangeability of satellite retrieved relations between cloud top temperature and particle effective radius. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 2887-2894.
- Moran, K. P., B. E. Martner, M. J. Post, R. A. Kropfli, D. C. Welsh, and K. Widener, 1998: An unattenuated cloud-profiling radar for use in climate research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 443-455.
- Nakajima T., and M.D. King, 1990: Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part I: Theory. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1878-1893.
- Orville, R. E., and D. Henderson, 1986: Global distribution of midnight lightning: September 1977 to August 1978. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 2640-2653.
- Platnick, S., M. D. King, *Member, IEEE*, S. A. Ackerman, W. P. Menzel, B. A. Baum, J. C. Riédi, and R. A. Frey, 2003: The MODIS Cloud Products: Algorithms and Examples From Terra. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, VOL. 41, NO. 2, February 2003, 459-473.
- Rosenfeld, G., and G. Gutman, 1994: Retrieving microphysical properties near the tops of potential rain clouds by multispectral analysis of AVHRR data. *Atmospheric Research* 34 (1994), 259-283.

- Rosenfeld, D., I. M. Lensky, 1998: Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 79, 2457–2476.
- Rosenkranz, P. W., 2001: Retrieval of temperature of moisture profiles from AMSU-A and AMSU-B measurements, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39, 2429-2435.
- Saunders, R.W. and K.T. Kriebel, 1988: An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 9, 123–150.
- Saunders, R. W., T. J. Hewison, S. J. Stephen, and N. C. Atkinson, 1995: The radiometric characterization of AMSU-B, *IEEE Trans. Microwave Theory and Techniques*, 43, 760-771.
- Schmetz, J., P. Pili, S. Tjemkes, D. Just, J. Kerkmann, S. Rota, and A. Ratier, 2002: An introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 83, 977-992.
- Squires, P., 1958: The microstructure and colloidal stability of warm clouds. *Tellus*, 10, 256–271.
- Stowe, L.L., P.A. Davis, and E.P. McClain, 1999, Scientific basis and initial evaluation of the CLAVR-1 global clear/cloud classification algorithm for the Advanced Very High Resolution Radiometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16, 656–681.
- Torricella, F., E. Cattani, and V. Levizzani, 2008: Rain area delineation by means of multispectral cloud characterization from satellite. *Adv. Geosci.*, 17, 43–47.
- Ulaby, F. T., and M. C. Dobson, 1989: Handbook of Radar Scattering Statistics for Terrain. *Artech House*, 357 pp.
- Wilheit, T., C. Kummerow, and R. Ferraro, 2003: Rainfall algorithms for AMSR-E, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41, 2, 204–214.
- Zipser, E.J., and M. A. LeMone, 1980: Cumulonimbus vertical velocity events in GATE. Part II: Synthesis and model core structure. *J. Atmos. Sci.*, 37, 2458–2469.
- Zipser, E.J., and K. Lutz, 1994: The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability? *Mon. Wea. Rev.*, 122, 1751–1759.
- Zipser, E. J., 1994: Deep cumulonimbus cloud systems in the Tropics with and without lightning. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 1837–1851.

6. Acronimi

183-LWP	183-WSL – Liquid Water Path
183-WSL	Algoritmo a Water Strong Lines
183-WSLC	183-WSL – precipitazione Convettiva
183-WSLRR	183-WSL – Rainrate
183-WSLS	183-WSL – precipitazione Stratiforme
183-WSLW	183-WSL – distinzione Water Vapor/Cloud Liquid Water
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth observing system
AMSU-A	Advanced Microwave Sounding Unit-A
AMSU-B	Advanced Microwave Sounding Unit-B
ARM	Atmospheric Radiation Measurement
ASCAT	Advanced SCATterometer
ATSR	Along Track Scanning Radiometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BT	Temperatura di brillantezza, Brightness Temperature
BTD	Differenza tra le temperature di brillantezza, Brightness Temperature Difference
CART	Clouds and Radiation Testband
CCN	nuclei di condensazione di nube, Cloud Condensation Nuclei
CERES	Clouds and Earth's Radiant Energy System
CLAVR-x	CLouds from the AVhRr-eXtended algorithm
CLW	Contenuto di acqua liquida in nube, Cloud Liquid Water
CMA	Cloud Mask
CPR	Cloud Profiling Radar
CST	Convective-Stratiform Technique
CT	Cloud Type
DOE	Department of Energy
EBBT	Equivalent Black Body Temperature
EOS	Earth Observing System
ERS	Earth Remote Sensing Satellite
ESSP	Earth System Science Pathfinder
EUMETSAT	EUropean organisation for the exploitation of METeorological SATellites
FOV	Field Of View
funzione M-P	Marshall e Palmer
GARP	Global Atmospheric Research Program
GEO	Geosynchronous Earth Orbit
GHz	Giga Hertz
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GPI	GOES Precipitation Index
GPROF	Goddard space flight center PROFling Algorithm
HIRS	High Resolution Infrared Sounder
HRV	high-resolution visible
IFOV	Instantaneous Field Of View
IR	Infrarosso, InfraRed

JAXA	Japan Aerospace eXploration Agency
LEO	Low Earth Orbit
LIS	Lightning Imaging System
LWC	Liquid Water Content
LWP	Liquid Water Path
MDS	Minimum Detectable Signal
METOP	METeorological OPerational
MMCR	Millimeter Wavelength Cloud Radar
MHS	Microwave Humidity Sounder
MODIS	MODERate resolution Imaging Spectroradiometer
MSG	Meteosat Second Generation
MW	Microonde, MicroWaves
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NC	Non Classificato
NESDIS	National Environmental Satellites, Data and Information Service
NIR	Vicino infrarosso, Near InfraRed
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NWP	Numerical Weather Prediction
PARASOL	Polarization & Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences coupled with Observations from a Lidar
PMW	Microonde Passive, Passive MicroWaves
POES	Polar Operational Environmental Satellite
PR	Precipitation Radar
RGB	Red-Green-Blue
RI	Rain Intensity
RTM	modelli di trasferimento radiativo, Radiative Transfer Models
S/N	signal-to-noise
SAF	Satellite Applications Facility
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
SMHI	Swedish Meteorological and Hydrological Institute
SNWC	SNoWCover
SNWF	SNoWFall
SST	temperatura superficiale degli oceani, Sea Surface Temperature
TMI	Trmm Microwave Imager
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
UTC	Coordinated Universal Time
VAS	VISSR Atmospheric Sounder
VIRS	Visible and Infrared Radiometer System
VIS	Visibile, Visible
VISSR	Visible Infrared Spin-Scan Radiometer
WV	Water Vapor
Z	Riflettività Radar

7. Variabili

a_s	assorbanza massima in atmosfera satura sopra il <i>cloud top</i> a 20°C
$B_i(T)$	funzione di Planck per la temperatura T e la frequenza i .
BTD	differenza tra le temperature di brillantezza, <i>Brightness Temperature Difference</i> [K]
BTD _s	BTD a saturazione [K]
BT _i	temperature di brillantezza, <i>Brightness Temperature</i> [K] alla frequenza i (GHz)
Ch \square	segnale ricevuto dal canale \square di AVHRR
D	profondità di nube [km]
\square	emissività superficiale
\square_{q}	emissività superficiale su oceano
\square_{t}	emissività superficiale su terra
F ₀	flusso solare nel canale 3.7 μm
H \square	segnale ricevuto dal canale \square di MHS
IR \square	segnale ricevuto dal canale \square in infrarosso
L _i	radianza totale alla lunghezza d'onda i (μm)
μ	coseno dell'angolo zenitale satellitare
μ_0	coseno dell'angolo zenitale solare
NIR \square	segnale ricevuto dal canale \square nel vicino infrarosso
n(r)	concentrazione in numero delle particelle aventi raggio r
p	generico coefficiente di proporzionalità usato in 2.2.2.4
PW	contenuto di acqua precipitabile, <i>Precipitable Water</i>
PW _s	PW a saturazione
r	raggio (delle particelle)
r ₀	media geometrica dei raggi (delle particelle)
r _{eff}	raggio efficace (delle particelle)
RI	intensità di precipitazione, <i>Rain Intensity</i> [mm h^{-1}]
R _i	riflettanza alla lunghezza d'onda i (μm)
\square_i	componente di riflettanza alla lunghezza d'onda i (μm)
\square	deviazione standard
\square	spessore ottico (di nube)
T	(genericamente) temperatura [K]
T _b	temperatura della base della nube [K]
T _c	temperatura del top della nube [K]
T _i	temperatura di brillantezza [K] alla lunghezza d'onda i (μm)
T _s	temperatura di superficie [K]
T _{950hPa}	temperatura alla quota 950 hPa [K]
t'_i	trasmittanza rivolta verso lo spazio sopra la nube alla lunghezza d'onda i (μm)
t_i^0	trasmittanza totale della luce solare nei due sensi sopra la nube alla lunghezza d'onda i (μm)
\square_{sat}	angolo zenitale del satellite
VIS \square	segnale ricevuto dal canale \square nel visibile
V(r)	velocità terminale delle particelle
w	acqua di nube
WV \square	segnale ricevuto dal canale \square in banda legata al vapor d'acqua
wv	integrale del vapore acqueo colonnare
Z	riflettività radar [dBZ]