

ALMA MATER STUDIORUM – UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

Corso di laurea in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia

**LA CLASSIFICAZIONE DELLE NUBI TRA PASSATO,
PRESENTE E FUTURO**

Tesi di laurea di:
Daniele D'Alessandro

Relatore:
Prof. Vincenzo Levizzani

Sessione II
Anno Accademico 2012/2013

INDICE

1 INTRODUZIONE.....	1
2 LA CLASSIFICAZIONE WMO.....	2
2.1 NUBI ALTE: CIRRI, CIRROSTRATI E CIRROCUMULI.....	3
2.1.1 Cirri.....	4
2.1.2 Cirrostrati.....	5
2.1.3 Cirrocumuli.....	6
2.2 NUBI MEDIE: ALTOCUMULI, ALTOSTRATI E NIMBOSTRATI.....	7
2.2.1 Altocumuli	7
2.2.2 Altostrati	8
2.2.3 Nimbostrati.....	9
2.3 NUBI BASSE: STRATI E STRATOCUMULI.....	10
2.3.1 Strati.....	10
2.3.2 Stratocumuli.....	11
2.4 NUBI BASSE A SVILUPPO VERTICALE: CUMULI E CUMULONEMBI.....	12
2.4.1 Cumuli.....	13
2.4.2 Cumulonembi.....	15
2.5 NUBI “SPECIALI”	17
2.6 OSSERVAZIONE NOTTURNA DELLE NUBI.....	18
2.7 CARATTERISTICHE DISTINTIVE DEI TIPI DI NUBE.....	19
3 CLASSIFICAZIONE DELLE NUBI DA SATELLITE.....	22
3.1 SENSORI NEL VISIBILE E NELL'INFRAROSSO.....	24
3.1.1 SEVIRI.....	24
3.1.2 AVHRR.....	31
3.2 CLOUDSAT E CALIPSO.....	37
3.3 STRUMENTI DA TERRA: I CIELOMETRI.....	45
3.3.1 <i>L'importanza dei cielometri nella costruzione del campo di nubi.....</i>	<i>47</i>
3.3.2 <i>I cielometri come strumento di validazione dei cloud mask: il caso finlandese.....</i>	<i>54</i>
3.3.2.1 Gli strumenti.....	57
3.3.2.2 I metodi.....	58
3.3.2.3 Validazione dei dati.....	59
3.3.2.4 Calcolo degli intervalli di confidenza.....	61
3.3.2.5 Mappe di frequenza di nubi da satellite.....	62
3.3.2.6 Mappe di frequenza di nubi da cielometro.....	63
3.3.2.7 Confronto MPEF e SAFNWC/MSG.....	66
3.3.2.8 Discussione.....	68
4 CONCLUSIONI.....	71
5 BIBLIOGRAFIA.....	74
6 SITI WEB.....	76
7 ACRONIMI.....	77

1 INTRODUZIONE

La definizione del ruolo delle nubi nel ciclo idrogeologico e nel bilancio energetico globale è uno degli obiettivi più importanti nell'ambito della ricerca climatica e non solo. Sin dagli albori della pratica meteorologica si è tentato di sviluppare metodi adeguati alla classificazione delle nubi per meglio descriverne gli effetti sul tempo. I primi passi si mossero all'inizio del XIX secolo, quando gli scienziati cominciarono a classificare le nubi attribuendo loro nomi specifici che fossero di aiuto nella loro osservazione. Nel 1803 un farmacista londinese, Luke Howard, pubblicò un articolo che costituisce a tutt'oggi il primo tentativo sistematico di classificazione delle nubi.

Con il progresso tecnologico, un gran numero di satelliti meteorologici e ambientali è stato immesso in orbita per la raccolta di una grande quantità di immagini giornaliere dei campi di nube sul nostro pianeta. Le informazioni estrapolate dai dati satellitari vengono oggi integrate con le osservazioni effettuate da terra da parte di ceilometri e lidar.

È intuitivo che ottenere informazioni sui campi di nube da questi dati usando un'interpretazione manuale costituisce un lavoro poco affidabile e per di più, i risultati sono, in qualche misura, dipendenti dall'operatore. Dunque, sono necessari schemi di classificazione altamente efficienti e robusti per il processamento il più possibile automatico dell'ampia gamma di dati in nostro possesso.

Lo scopo del lavoro di tesi è di descrivere l'evoluzione nel tempo dei vari criteri di catalogazione mettendo in risalto le differenze sostanziali tra di essi. Nel capitolo 2 viene discussa la classificazione delle nubi fornita dall'organizzazione meteorologica mondiale (WMO). Nel capitolo 3 l'attenzione è diretta sulla classificazione da satellite, con particolare riguardo ai vari tipi di sensori adottati. Nel capitolo 4 infine, viene fatto il punto della situazione tracciando una linea guida per il futuro.

2 LA CLASSIFICAZIONE WMO

Sebbene le nubi siano in continuo cambiamento e appaiono in un'infinita varietà di forme, è possibile definire un numero limitato di forme caratteristiche in cui le nubi possono essere sommariamente raggruppate. L'organizzazione meteorologica mondiale (WMO) ha elaborato una catalogazione basata sull'aspetto visuale di queste forme caratteristiche per consentire a un osservatore da terra di riportare i tipi di nubi presenti nel cielo. Tale classificazione prevede la definizione di una serie di *generi*, *specie* e *varietà*, che si richiamano a quelle utilizzate per piante e animali, cui vanno aggiunte le cosiddette *caratteristiche supplementari* e le *nubi accessorie*.

- I *generi* sono dieci e sono in generale noti come “nomi” delle nubi, ciascuno accompagnato dalla sua abbreviazione caratteristica. I generi sono ovviamente auto-escludenti, nel senso che una nube può appartenere a uno soltanto dei dieci casi previsti.
- Le *specie* permettono di suddividere i generi in base alla forma, alle dimensioni, alla struttura interna e ai processi fisici eventualmente coinvolti nella formazione delle nubi stesse. Sono quattordici in totale, sono anch'esse auto-escludenti e si accompagnano al genere di nube che ne può essere interessato.
- Generi e specie sono ulteriormente suddivisi in *varietà*, determinate considerando o la trasparenza della nube o la posizione di elementi macroscopici al suo interno. Le varietà sono nove, ma, a differenza di generi e specie, non sono auto-escludenti: una nube può, infatti, essere descritta utilizzando contemporaneamente due o più delle varietà disponibili per il proprio tipo.

Una nube può presentare contemporaneamente una o più *caratteristiche supplementari* e *nubi accessorie*. Tra queste, le più importanti sono le **mamma**, protuberanza simili a mammelle che compaiono generalmente sotto la base di alcune nubi quali quelle associate al backshear anvil di un cumulonembo; la **virga**, precipitazione che non raggiunge il suolo a causa dell'evaporazione negli strati sottostanti la nube, aumentandone la concentrazione di

vapore acqueo; il **pannus**, nube che si forma sotto nubi precipitanti per saturazione degli strati.

I generi delle nubi sono raggruppati secondo l'altezza dalla superficie terrestre della base della nube nel seguente modo: nubi basse (C_L), medie (C_M) e alte (C_H) come indicato in Tabella 1.

Livello (altezza della base, m)	Designazione	Genere	Abbreviazione	Codice C
Nubi alte (7000 - 14000)	C_H	Cirrus	Ci	0
		Cirrocumulus	Cc	1
		Cirrostratus	Cs	2
Nubi medie (2000 - 7000)	C_M	Alto cumulus	Ac	3
		Alto stratus	As	4
		Nimbostratus	Ns	5
Nubi basse (< 2000)	C_L	Strato cumulus	Sc	6
		Stratus	St	7
		Cumulus	Cu	8
		Cumulonimbus	Cb	9

Tabella 1: Altezza delle nubi e classificazione in generi.

I generi possono essere suddivisi in due grandi categorie distinte: nubi di tipo stratifforme (Cs, As e St) che coprono parzialmente o totalmente il cielo e hanno un aspetto stratificato, e nubi di tipo cumuliforme (Cc, Ac, Sc, Cu, Cb), che presentano una struttura a celle piccole o grandi, raggruppate o isolate.

2.1 Nubi alte: cirri, cirrostrati e cirrocumuli

Sono le nubi che si formano ai livelli superiori della troposfera, a circa 7000 m di quota, re sono composte da cristalli di ghiaccio, motivo per cui appaiono di aspetto sottile e di colore

bianco brillante, anche se possono poi presentare colorazioni diverse quando il sole è basso sull'orizzonte. Data la loro altezza, la loro velocità apparente è bassa, se paragonata a quella delle nubi di quota inferiore. Non danno luogo a precipitazioni e la loro interazione con la radiazione solare e terrestre è trascurabile. Di fatto, non modificano apprezzabilmente la termodinamica dell'atmosfera.

2.1.1 Cirri

Simbolo: Ci

Forma e colore: bianchi, sottili e brillanti, isolati o in bande e dall'aspetto filamentoso e fibroso (Figura 1).



Figura 1: Cirri.

Composizione: cristalli di ghiaccio molto piccoli e sparsi che contribuiscono alla loro trasparenza e all'aspetto fibroso.

Formazione: si formano per la salita di aria umida nell'alta troposfera, non necessariamente legata alla formazione di sistemi frontali. A volte, infatti, possono anche essere ricondotti al

decadimento del top dei cumulonembi.

Precipitazioni: nessuna.

Caratteristiche supplementari: possono mostrare la struttura a mamma. In generale, essendo alti e poco spessi, i cirri non inducono una significativa riduzione della radiazione solare incidente, né sono in grado di inibire il raffreddamento notturno della superficie terrestre. Appaiono come cirri anche le scie di condensazione dovute al passaggio di aeromobili in volo ad alta quota attraverso aria molto fredda, che provoca l'immediata trasformazione del vapore dei gas di scarico in cristalli di ghiaccio.

2.1.2 Cirrostrati

Simbolo: Cs

Forma e colore: si presentano come un velo sottile, biancastro e trasparente che copre totalmente o parzialmente il cielo (mai in banchi) (Figura 2).



Figura 2: Cirrostrati.

Composizione: cristalli di ghiaccio molto piccoli.

Formazione: principalmente davanti ai fronti caldi, in aria stabile. Possono anche formarsi dal decadimento dei cumulonembi o dalla riorganizzazione delle altre nubi della specie cirro.

Precipitazioni: nessuna.

Caratteristiche supplementari: i cirrostrati si riconoscono perché, a causa delle particelle da cui sono composti, producono aloni intorno a sole e luna. Non riducono significativamente la radiazione solare. La loro presenza, accompagnata da caduta di pressione, preannuncia in genere la precipitazione dei fronti caldi con 8-24 h di anticipo.

2.1.3 Cirrocumuli

Simbolo: Cc

Forma e colore: strati di nubi bianche di dimensioni ridotte che non presentano ombre. Ricordano le ondulazioni della sabbia (Figura 3).



Figura 3: Cirrocumuli.

Composizione: quasi esclusivamente piccoli cristalli di ghiaccio. Se compaiono piccole

gocce di acqua sopraffusa, ghiacciano quasi immediatamente.

Formazione: si formano dal modificarsi di nubi quali Cirri, Cirrostrati e Altocumuli, o in sottili strati instabili.

Precipitazioni: non producono precipitazioni che raggiungono il suolo, ma possono produrre deboli virghe.

Caratteristiche supplementari: occasionalmente possono mostrare la struttura a mamma. Non riducono la radiazione solare.

2.2 Nubi medie: altocumuli, altostrati e nimbostrati

Le nubi medie sono così nominate perché si sviluppano negli strati intermedi della troposfera, tipicamente tra 2000 a 7000 m. A causa della loro quota sono composte da gocce d'acqua, spesso sopraffuse, e da cristalli di ghiaccio. Le loro precipitazioni raggiungono la superficie. Interagiscono con la radiazione solare e terrestre, modificando la termodinamica della troposfera.

2.2.1 Altocumuli

Simbolo: Ac

Forma e colore: strati e banchi bianchi e/o grigi composti da piccole nubi cumuliformi o laminari che presentano ombre (Figura 4). Appaiono spesso in strati multipli.

Composizione: prevalentemente formati da piccole gocce di acqua che ne riducono la trasparenza. Quando la temperatura è molto bassa si possono formare cristalli di ghiaccio.

Formazione: si formano dal modificarsi di nubi quali cirrocumuli, stratocumuli, altostrati e nimbostrati. Spesso si originano per il disfacimento del top dei cumulonembi, il quale si allarga lungo uno strato stabile di atmosfera.

Precipitazioni: non producono precipitazioni che raggiungono il suolo, mentre la virga è molto comune.

Caratteristiche supplementari: la struttura a mamma si osserva saltuariamente.



Figura 4: Altocumuli.

2.2.2 Altostrati

Simbolo: As

Forma e colore: strati uniformi di nubi grigiastre o bluastre più o meno spesse che coprono totalmente o per metà il cielo. A volte sono sottili abbastanza da rivelare il sole come attraverso un vetro smerigliato (Figura 5).

Composizione: gocce di acqua e cristalli di ghiaccio normalmente ripartiti in

- 1) Parte superiore: quasi totalmente cristalli di ghiaccio.
- 2) Parte centrale: miscuglio di cristalli di ghiaccio, fiocchi di neve e acqua sopraffusa.
- 3) Parte inferiore: quasi totalmente gocce di acqua sopraffuse e non.

Nubi formate da 1) e 2) o 1) e 3) sono possibili. Meno frequenti nubi composte da 1) o 2) soltanto, ma mai da 3) solamente.

Formazione: tipica dei fronti caldi, possono formarsi anche dal modificarsi di nubi quali cirrostrati, altocumuli e nimbostrati. Nei tropici nascono dal disfacimento della parte centrale o alta dei cumulonembi.

Precipitazioni: formano comunemente precipitazioni leggere di tipo continuo che raggiungono il suolo sotto forma di pioggia, neve o ice pellets. Molto frequente la virga (da pioggia o da neve).

Caratteristiche supplementari: Non formano aloni intorno a sole o luna e impediscono la formazione delle ombre in superficie. Sotto gli As si possono osservare nubi pannus e la struttura a mamma.



Figura 5: Altostrati.

2.2.3 Nimbostrati

Simbolo: Ns

Forma e colore: nubi stratiformi grigie o molto scure, molto dense e profonde da oscurare il sole (Figura 6).

Composizione: gocce d'acqua spesso sopraffuse, cristalli e fiocchi di neve.

Formazione: tipiche dei fronti caldi, si formano spesso dal modificarsi degli altostrati.

Precipitazioni: precipitazione continua che raggiunge il suolo sotto forma di pioggia, neve o ice pellets. Possono anche produrre virga.

Caratteristiche supplementari: nubi di tipo pannus si osservano spesso sotto i Ns, con i quali si rifondono, abbassandone così l'altezza fino al livello delle nubi basse.



Figura 6: Nimbostrati.

2.3 Nubi basse: strati e stratocumuli

Le nubi basse, con base solitamente inferiore a 2000 m, sono composte principalmente da gocce d'acqua. Possono tuttavia presentare ghiaccio, neve e acqua sovrassatura per temperature sotto lo 0°C. Producono precipitazioni che raggiungono il suolo e interagiscono con la radiazione solare e terrestre, modificando la termodinamica della troposfera. Hanno una velocità apparente alta.

2.3.1 Strati

Simbolo: St

Forma e colore: strati compatti di nubi grigie dalla base uniforme e molto bassa, sotto i 500 m (Figura 7).

Composizione: piccole gocce di acqua o cristalli di ghiaccio (ma solo a temperature molto basse), se la nube è sottile. Grandi gocce di acqua e neve sono presenti, se la nube è spessa.

Formazione: si formano comunemente dal lento sollevamento degli strati di nebbia a causa del riscaldamento del suolo o dell'aumentare del vento. Generalmente non legati alla presenza di altre nubi.

Precipitazioni: precipitazione debole e continua, formata da piccole idrometeore che raggiungono il suolo sotto forma di drizzle o neve.

Caratteristiche supplementari: nessuna.



Figura 7: Strati.

2.3.2 Stratocumuli

Simbolo: Sc

Forma e colore: strati o blocchi di gruppi di nubi cumuliformi (più grandi degli altocumuli) più o meno distanziati, di colore grigio e/o biancastro (Figura 8). Presentano sempre ombreggiature tra i vari cumuli i quali sono organizzati in linee o gruppi. La parte superiore della nube è generalmente piatta.

Composizione: gocce di acqua piccole e raramente cristalli e fiocchi di neve.

Formazione: si formano per dissipazione dei cumuli e dei cumulonembi lungo gli strati di

aria stabile.

Precipitazioni: raramente si osservano precipitazioni che raggiungono il suolo, ma, se sono presenti, sono deboli e formate da pioggia o neve o snow pellets. Producono virga, soprattutto a temperature molto basse (ice crystal virga).

Caratteristiche supplementari: possono presentare il fenomeno della mamma. Lo stratocumulo può marcatamente aumentare la consistenza delle precipitazioni provenienti da nubi più alte che lo attraversano.

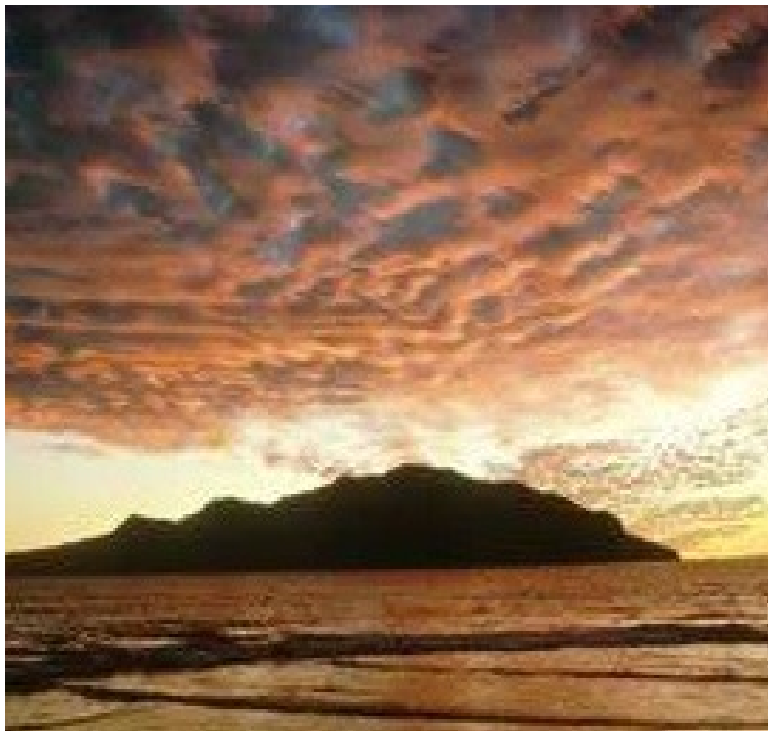


Figura 8: Stratocumuli.

2.4 Nubi basse a sviluppo verticale: cumuli e cumulonembi

Generalmente di origine frontale o termica, queste nubi si formano in aria instabile e possono presentare estensioni verticali superiori a 12000 m, rilasciando notevoli quantità di energia (sotto forma di calore latente). L'estensione verticale della nube è legata all'intensità della convezione associata alla velocità dell'updraft, ma anche alla stabilità atmosferica in quota. Uno strato molto stabile o mediamente stabile, ma molto esteso, può infatti arrestare la spinta verticale e quindi limitare lo spessore della nube. Ovviamente tanto più intenso è

l'updraft tanto maggiore è la profondità della nube e prolungato il suo ciclo vitale.

Le nubi a sviluppo verticale sono in grado di penetrare i livelli già occupati da altre nubi.

2.4.1 Cumuli

Simbolo: Cu

Forma e colore: nubi isolate molto dense, dai contorni ben definiti, che possono presentare un marcato sviluppo verso l'alto. Il top della nube è bianco brillante e corrugato conferendo alla nube la forma di un cavolfiore (Figura 9a e 9b).

La base è piatta e scura. Se la loro altezza è pari al doppio della base, tali nubi vengono chiamate cumuli congesti, o torreggianti e si indicano con l'acronimo TCU (Figura 9b a sinistra).

Composizione: generalmente gocce di acqua molto dense e spesso soprafuse. Cristalli di ghiaccio sono presenti se la nube si sviluppa ad altezze dove la temperatura è inferiore a 0°C.

Formazione: updraft di debole o media intensità in aria instabile per i cumuli piccoli. I TCU si formano per forte instabilità e sono in grado di bucare gli strati di debole inversione (in tal caso si osserva il fenomeno del pileus).

Precipitazioni: le precipitazioni sono a carattere di rovescio e possono essere composte da pioggia, neve o snow pellets. Si può produrre la virga.

Caratteristiche supplementari: i cumuli termoconvettivi si formano su terra durante il giorno, a causa del forte riscaldamento del suolo, con la massima altezza raggiunta nel primo pomeriggio. Sul mare avviene il contrario, con la massima altezza raggiunta dopo la mezzanotte. Quelli frontali, si originano in qualunque momento.



Figura 9a: A sinistra cumuli di bel tempo in aria stabile, a destra cumuli in aria instabile.



Figura 9b: A sinistra cumulo torreggiante, a destra cumulonembo con la tipica incudine.

2.4.2 Cumulonembi

Simbolo: Cb

Forma e colore: nube molto densa e molto estesa in tutte le direzioni. La parte superiore è fibrosa e piatta (Figura 9b a destra). Se ha la tipica forma a incudine, prende il nome di Cb capillatus, altrimenti è calvus. La base è molto scura e irregolare a causa della precipitazione che evapora e ricondensa nei livelli più bassi.

Composizione: gocce di acqua sopraffusa e non e ghiaccio che aumenta la sua concentrazione proporzionalmente alla diminuzione di temperatura con la quota. Contiene inoltre fiocchi di neve, ice pellets e chicchi di grandine.

Formazione: dall'evoluzione dei TCU in condizioni di forte instabilità atmosferica e forte updraft. In condizioni di updraft particolarmente intenso, il Cb può raggiungere la tropopausa e superarla. La stratosfera costituisce comunque un limite superiore al suo sviluppo. Il ciclo di vita di un Cb si compone di tre fasi (Figura 10):

1. *Fase di cumulo.* L'aria calda e umida inizia a sollevarsi (updraft) a una velocità proporzionale alla sua temperatura e all'instabilità atmosferica. Si forma il TCU. L'aria intorno al TCU è sede di moti verso il basso che tendono a compensare lo spostamento verso l'alto dell'updraft. Le gocce di nube e i cristalli di ghiaccio aumentano di dimensioni e numero.

2. *Fase di maturità.* La nube raggiunge la massima estensione verticale con il top che corrisponde al livello dove l'updraft si annulla. Il superamento del livello di congelamento (0°C) porta una rapida crescita delle idrometeore grazie ai processi legati al ghiaccio. L'updraft mantiene le idrometeore sospese a lungo all'interno della nube, consentendo loro di raggiungere dimensioni considerevoli. Quando esse diventano pesanti in modo da risentire in maniera marcata della gravità terrestre, iniziano a cadere verso la superficie sotto forma di precipitazioni liquide (pioggia) o solide (grandine, ma solo se la sommità del Cb supera la quota a cui la temperatura è inferiore a -20°C).

Ha così inizio il downdraft, accompagnato da aria fredda (a causa dell'evaporazione di parte della precipitazione) verso il basso. Quando il downdraft raggiunge il suolo, si è nella fase

di maturità del cumulonembo. Updraft e downdraft coesistono all'interno della nube. Fenomeni elettrici (fulmini) avvengono quando la nube raggiunge un'altezza di almeno 6000 m.

Il top della nube diventa fibroso e il Cb può mostrare la tipica struttura a incudine.

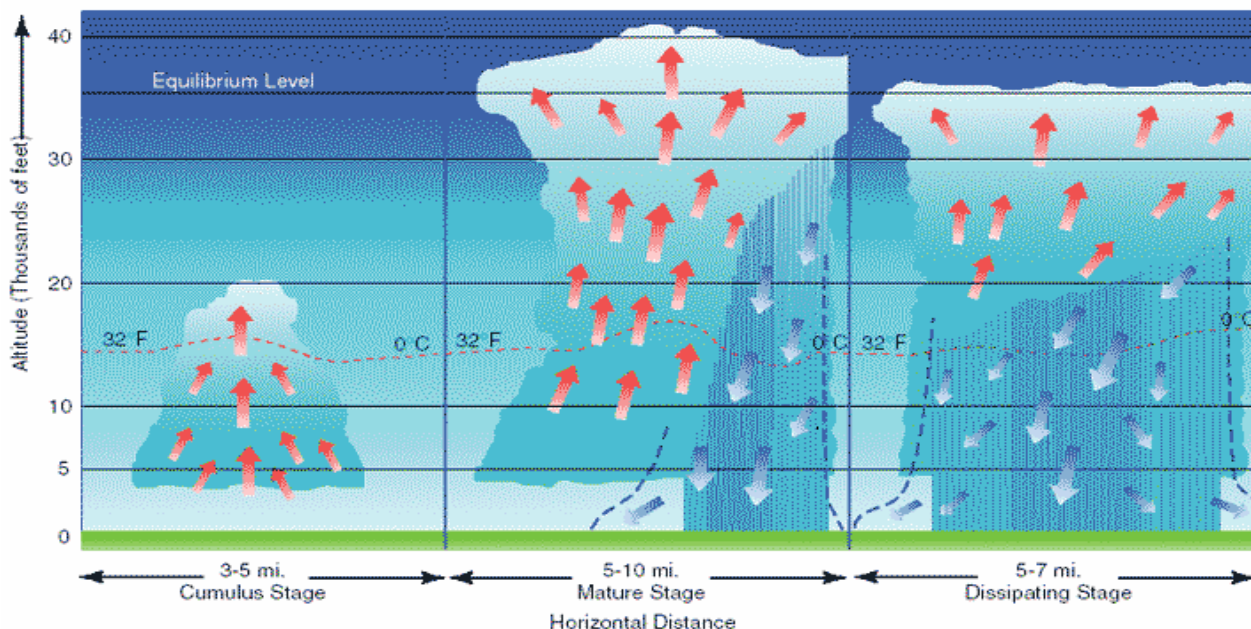


Figura 10: Nascita, sviluppo e dissolvimento di un cumulonembo.

3. *Fase di dissolvimento.* Il downdraft interrompe l'updraft fino a farlo scomparire. Il Cb non è più alimentato da calore e umidità e quindi inizia a dissolversi. Il downdraft si estende su tutta la nube, e le precipitazioni diminuiscono d'intensità. La nube inizia a dissolversi a partire dall'alto. Quanto appena descritto e illustrato dalla Figura 10 presuppone che il vento non interferisca con il ciclo vitale del cumulonembo. Tuttavia, nella realtà questo accade raramente, soprattutto nei Cb a grande sviluppo verticale, e benché le tre fasi siano sempre identificabili, le posizioni dell'updraft e del downdraft non coincidono. La variazione del vento in direzione e, soprattutto, in intensità con la quota "piega" l'asse del Cb tanto di più quanto più forte è l'intensità del vento. In questo modo le precipitazioni avvengono normalmente in tutt'altra posizione rispetto al punto di formazione della nube.

Precipitazioni: intense a carattere di rovescio formate principalmente da pioggia o grandine i cui chicchi hanno varie dimensioni. Può produrre anche neve e snow pellets. A volte produce virga.

Caratteristiche supplementari: intorno ad un Cb si possono osservare altocumuli, nubi di tipo pannus, mamme (sia sotto la base che nella parte inferiore dell'incudine) e si possono formare trombe d'aria. È inoltre l'unica nube che produce fenomeni elettrici. Il Cb è raro nelle regioni polari, frequente alle medie latitudini e tipico delle zone equatoriali.

2.5 Nubi “speciali”

Un ultimo gruppo di nubi è rappresentato dalle nubi speciali, osservabili abbastanza raramente e in condizioni particolari. Queste non sono considerate vere e proprie nubi nell'accezione meteorologica del termine, in quanto composte per lo più da particelle solide o da liquidi diversi dall'acqua e comprendono le *nubi madreperlancee*, le *nubi nottilucenti*, le nubi derivate da incendi, eruzioni vulcaniche, esplosioni o attività industriali.

Le **nubi madreperlancee** (Figura 11 a sinistra) sono visibili solo sulle regioni polari e la loro altezza è compresa tra 21 e 30 km (stratosfera). Assomigliano a pallidi cirri se osservate nella luce solare ma, con il sole basso sull'orizzonte, appaiono caratterizzate da colori brillanti. La loro esatta composizione è ancora largamente sconosciuta, anche se si ipotizza la presenza di minute particelle di ghiaccio, che causerebbero la diffrazione della luce e la presenza dei molti colori.



Figura 11: Nubi madreperlancee a sinistra e nubi nottilucenti a destra.

Anche le **nubi nottilucenti** (Figura 11 a destra) ricordano cirri sottili, ma solitamente si

presentano con un colore bluastrò o argentato, a volte dall'arancio al rosso, che le fa stagliare sullo sfondo del cielo buio; sono praticamente invisibili nella luce solare. Sono situate a quote comprese tra i 75 e 90 km (mesosfera) e si suppone siano composte da fini particelle di polvere cosmica.

2.6 Osservazione notturna delle nubi

Per quanto riguarda l'osservazione notturna delle nubi, il WMO consiglia di scrutare il cielo da una postazione buia, lontana da qualsiasi sorgente di luce, non prima che l'occhio dell'osservatore si sia adattato alle condizioni notturne.

Tutte le nubi rilevabili, appaiono con una tonalità che va dal grigio al nero, fatta eccezione per quelle illuminate dalla luna le quali presentano un colore biancastro.

Quando la luna non è sufficientemente piena (almeno $\frac{1}{4}$ della superficie totale visibile) possono esserci difficoltà nell'identificazione delle nubi poste a grande distanza angolare dalla luna stessa, unica “sorgente” di luce nella notte. La loro esistenza e un'approssimata quantificazione può esser dedotta dalla copertura delle stelle nel cielo, sebbene queste ultime all'orizzonte possano essere facilmente oscurate da una semplice foschia. Le difficoltà aumentano sensibilmente se la luna illumina scarsamente il cielo. L'osservazione dei *cirri* è quindi difficile, ma, se spessi ed estesi, essi possono essere notati sempre grazie alla copertura delle stelle. I *cirrostrati* causano una leggera diffusione della luce attorno a ogni stella, la cui brillantezza è al tempo stesso attenuata; in assenza del chiaro di luna è comunque impossibile differenziare cirri e cirrostrati. Per quanto riguarda gli *altostrati*, questi sono generalmente sufficientemente densi da consentire la copertura delle stelle. I *nimbostrati* solitamente si sviluppano da altostrati in ispessimento. Se in una notte molto buia nascono dei dubbi riguardo la distinzione tra altostrati e nimbostrati, per convenzione, qualora sia in corso una precipitazione che raggiunge il suolo, si assume la presenza di nimbostrati. I nimbostrati sono solitamente associati a venti che vanno dal moderato al forte mentre gli strati, con un vento debole o assente, sebbene questo criterio valutato singolarmente non rappresenti il modo più giusto per fare la distinzione. La foschia che viene a formarsi sul mare, guidata da venti in direzione della costa, può apparire nell'entroterra come nubi stratus. La sua diffusione in tutto il cielo può essere molto rapida.

L'intensità di buio è in un qualche modo d'aiuto nella capire se il cielo è completamente coperto o meno da nubi basse e dense. Se è presente una qualche sorgente luminosa, le variazioni di contrasto possono indicare la presenza di nubi basse, medie o alte. In prossimità dei centri abitati le nubi possono essere spesso rivelate grazie all'illuminazione dal basso, in modo particolare in presenza di neve al suolo.

2.7 *Caratteristiche distintive dei tipi di nube*

Nube	Aspetto di sole o luna	Fenomeni ottici	Precipitazione	Altezza della base di nube alle medie latitudini (m)
Ci	Solo nei casi più densi si ha un sole velato o al massimo coperto.	Aloni attorno a sole e luna.	Nessuna.	6000-12000
Cc	Solitamente sufficientemente trasparenti da mostrare la posizione di sole e luna.	Talvolta corone, ma mai fenomeni di alone.	Nessuna.	6000-7000
Cs	Mai sufficientemente spesse da impedire le ombre quando il sole è sopra il 30°. Il contorno del sole è visibile, fatta eccezione in prossimità dell'orizzonte.	Aloni che danno informazioni sulla sottigliezza della nube. Talvolta corone.	Nessuna.	6000-12000
Ac	Possono essere sottili abbastanza da mostrare la posizione di sole e luna. Al tempo stesso possono registrarsi Ac sufficientemente spessi da nasconderli.	Corona.	Solitamente nessuna, in rari casi pioggia o neve può raggiungere la superficie terrestre (altocumulus castellanus).	2000-6000
As	Le parti più dense oscurano completamente sole e luna.	Talvolta corone, ma mai fenomeni di alone.	Può dar luogo a pioggia o neve continue. Le dimensioni delle goccioline/fiocchi sono moderate.	2000-6000

Ns	Sole e luna sempre coperti. Durante il giorno le nubi appaiono come illuminate dall'interno.	Nessuno.	Pioggia o neve, talvolta d'intensità moderata o forte.	Superficie-3000
Sc	Sole, luna, nubi più alte o il cielo azzurro possono essere osservati negli spazi che intervallano una nube dall'altra. Se dense, coprono completamente sole e luna.	In condizioni estremamente fredde possono verificarsi aloni nelle virghe al di sotto delle Sc.	Raramente pioggia o neve. Drizzle può verificarsi quando la base della nube è bassa.	300-1500 (fino 2000)
St	Spesse così da mascherare sole e luna. Nei pochi casi in cui compaiono sottili, è possibile osservare i contorni di sole e luna.	Corona quando la nube è molto sottile.	Deboli precipitazioni che possono aumentare d'intensità in prossimità di montagne o lungo le coste.	Superficie-600 (fino a 1200)
Cu		Talvolta arcobaleni per effetto della precipitazione.	Quelle con un top molto pronunciato a forma di cavolfiore possono produrre rovesci di pioggia. Nelle regioni tropicali piogge abbondanti.	300-1500 (fino a 2000) Dopo l'iniziale formazione, un aumento di temperatura spesso porta a un aumento nell'altezza della base della nube.
Cb		Possibili arcobaleni. Talvolta fulminazioni.	Rovesci o temporali, talvolta accompagnati da grandine.	600-1500. Talvolta più bassi o più alti (fino a 2000).

Tabella 2: Caratteri distintivi dei vari tipi di nube.

In Figura 12 riportiamo quanto detto fin qui riguardo alla disposizione delle nubi nel cielo. Oltre al posizionamento lungo la verticale, si tenta di evidenziarne le forme tipiche, nonché l'eventuale precipitazione associata.

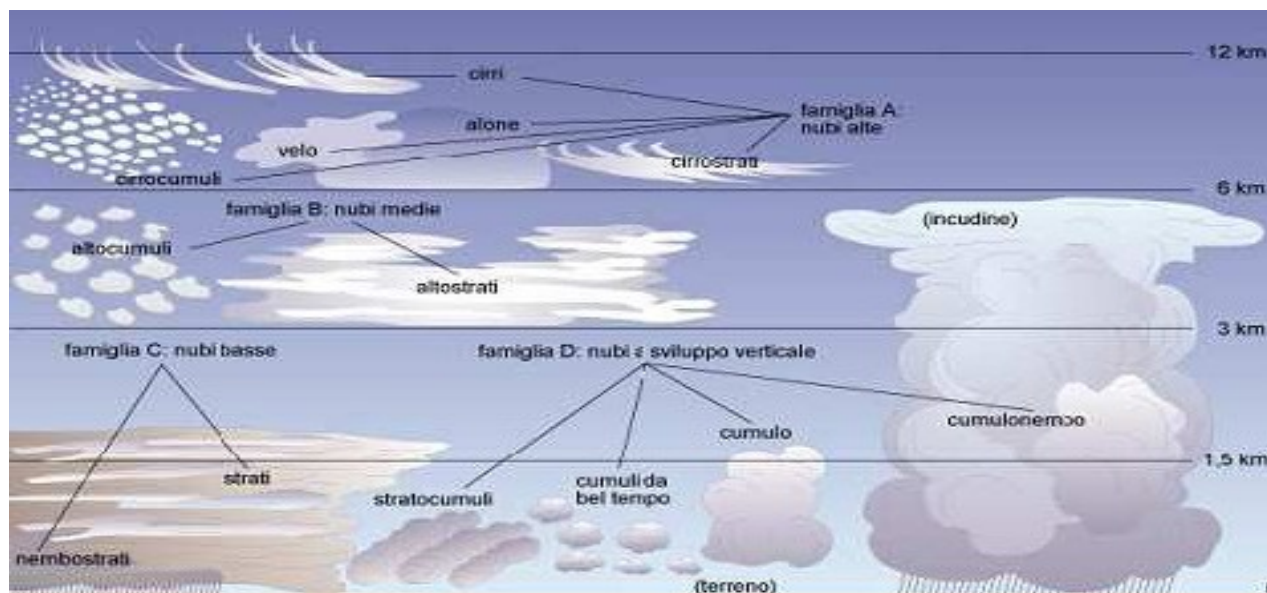


Figura 12: Classificazione delle nubi con la quota secondo i generi.

3 CLASSIFICAZIONE DELLE NUBI DA SATELLITE

Come già accennato, la classificazione automatica delle nubi sulla base delle immagini satellitari risulta di importanza fondamentale per lo studio del budget energetico globale, del ciclo idrologico e per applicazioni più pratiche come il controllo del traffico aereo.

Tale classificazione era inizialmente basata solo su immagini nel visibile (VIS) e nell'infrarosso (IR). Per prima cosa, questi domini di lunghezze d'onda mostrano un elevato grado di sensibilità alla presenza di nubi in atmosfera, con una risoluzione spaziale di tutto rispetto. Inoltre, le osservazioni sono disponibili dai satelliti geostazionari, rendendo possibile seguire gli sviluppi delle nubi con misure frequenti della stessa area. Ad esempio, le osservazioni nel visibile e nell'infrarosso termico ottenute dalle orbite polari e geostazionarie dei satelliti meteorologici, sono state combinate dall'International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) per fornire un dataset di copertura nuvolosa globale ogni 3 ore, con una risoluzione spaziale di circa 30 km.

Le informazioni ottenute lavorando nelle suddette bande spettrali sono state utilizzate all'interno di differenti approcci come, ad esempio: le reti neurali, le tecniche con valori di soglia, la fuzzy logic e le tecniche di clustering.

Recentemente, sono state analizzate le capacità multispettrali dei sensori di nuova generazione nel VIS e IR, come ad esempio il Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) a bordo delle piattaforme *Terra* e *Aqua* oppure lo Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) a bordo del satellite geostazionario *Meteosat*. Lo studio ha evidenziato un netto miglioramento nell'individuazione e nella determinazione delle proprietà delle nubi. Inoltre, al fine di valutare gli algoritmi delle misure passive dei sensori VIS e IR, sono state utilizzate le misure attive da parte del Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) a bordo della piattaforma Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO).

Sebbene le osservazioni nelle microonde (MW) siano meno sensibili alle nubi sottili rispetto alle misure nel VIS e nell'IR, occorre però notare che, rispetto a queste ultime, la radiazione nelle microonde si può propagare all'interno della nube. Di conseguenza, le MW sono più efficaci per la rilevazione dello strato totale della nube e forniscono informazioni per la stima del contenuto d'acqua e di ghiaccio. Per frequenze inferiori a 80 GHz circa, il segnale

a microonde è essenzialmente dominato dall'emissione e assorbimento da parte di nubi costituite da goccioline d'acqua, mentre risulta poco influenzato dalla presenza di ghiaccio. Un aumento di frequenza comporta però un aumento dell'effetto scatterante sulle particelle ghiacciate. Questi ultimi modificano la radiazione diretta verso l'alto attraverso lo scattering dei fotoni, comportando così un'inevitabile diminuzione della temperatura di brillantezza.

Per l'individuazione delle nubi di acqua liquida sugli oceani, si fa uso di sensori che lavorano a una frequenza compresa tra 19 e 85 GHz, come ad esempio lo Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) o l'Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR). Sulla terra, però, il problema è più complesso in quanto l'emissività della superficie terrestre è solitamente prossima all'unità, rendendo difficile l'individuazione delle caratteristiche atmosferiche rispetto a quelle dell'ambiente sottostante a causa dello scarso contrasto. In aggiunta, l'emissività superficiale terrestre è variabile nel tempo e nello spazio, rendendone difficile la modellazione. Per ovviare a questo problema, vengono in generale utilizzate informazioni a priori sulla superficie in esame.

Come già detto, vista la grande quantità di dati da processare e la necessità di fornire una classificazione del tutto oggettiva, la classificazione delle nubi basata sui dati forniti dalle immagini satellitari deve essere realizzata in modo automatizzato.

Le tecniche utilizzate per la classificazione dei pixel sono essenzialmente di due tipi: approcci multispettrali e quelle che fanno uso delle caratteristiche strutturali. I metodi multispettrali sono quelli più comunemente utilizzati (Minnis et al. 1987, Saunders and Kriebel 1988, Pratt 1991, Porcù and Levizzani 1992). In realtà però, essi non consentono una netta distinzione tra oggetti che hanno una firma spettrale simile, come ad esempio nubi costituite da particelle di ghiaccio e distese innevate. In accordo con recenti lavori, si è osservato che la classificazione delle nubi da satellite viene significativamente migliorata quando anche le caratteristiche strutturali e di tessitura dell'immagine vengono prese in considerazione. La struttura viene solitamente definita come la disposizione di elementi di differenti dimensioni e forme che compongono l'immagine. Essa può esser decomposta in primitive, ovvero in insiemi che raccolgono il numero massimo di pixel adiacenti aventi caratteristiche del tutto simili. Un esempio di tali metodi è stato proposto da Ameur et al. (2004).

3.1 Sensori nel visibile e nell'infrarosso

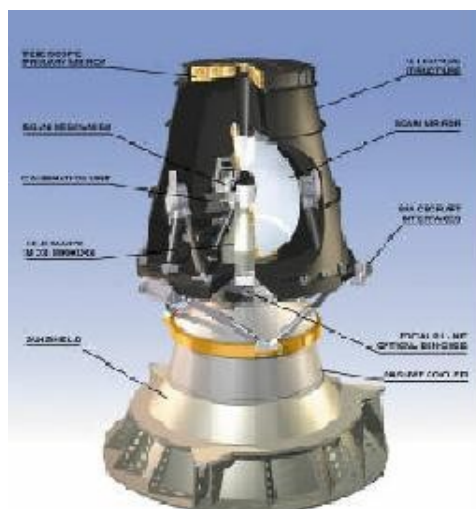
Di grande importanza in ambito meteorologico, i sensori VIS e IR sono alla base del processo d'individuazione e classificazione delle nubi da satellite.

Tra i sensori più utilizzati a bordo dei satelliti annoveriamo il SEVIRI e l'AVHRR; entrambi lavorano nelle bande spettrali del visibile e dell'infrarosso e ci forniscono un'enorme quantità d'immagini giornaliere che, sottoposte ad adeguati schemi di processamento, ci consentono di effettuare la classificazione delle nubi.

3.1.1 SEVIRI

Il SEVIRI è un radiometro che acquisisce immagini in dodici canali: quattro canali tra il visibile e il vicino infrarosso (VNIR) e otto nell'IR. I canali VNIR includono al loro interno un canale visibile ad alta risoluzione (HRV), che contiene nove elementi per il rilevamento a banda larga per la scansione della Terra con una distanza di campionamento di 1 km; tutti gli altri canali hanno invece una distanza di campionamento di 3 km.

Il SEVIRI (Figura 13) è installato a bordo del Meteosat di Seconda Generazione (MSG) e permette di mandare a terra dodici immagini diverse ogni quarto d'ora, a differenza di quanto accadeva con il Meteosat di prima generazione, dove le immagini su tre lunghezze d'onda venivano trasmesse ogni trenta minuti. Questa aumentata risoluzione temporale permette di monitorare più efficientemente fenomeni che evolvono più rapidamente nel tempo, come le celle convettive temporalesche, che mediamente nell'arco di un'ora nascono, si sviluppano e poi decadono. Il monitoraggio di queste strutture di piccola scala, che hanno una dimensione inferiore ai 10 km, è migliorato grazie alla nuova risoluzione spaziale delle immagini (quella del Meteosat di prima generazione era di 5 km, 3 km per le immagini del VIS).



Caratteristiche tecniche

Range spettrale:
 0.4-1.6 μm (canali VNIR);
 3.9-13.4 μm (canali IR).

Risoluzione da 36000 Km di quota:
 1 Km per il canale visibile ad alta risoluzione;
 3 Km per i rimanenti canali.

Dimensioni:
 2.43 m di altezza;
 1 m di diametro.

Massa: 260 Kg
Velocità trasferimento dati: 3.26 Mbit/s

Figura 13: Le componenti del SEVIRI.

I dodici canali spettrali sono riportati in Tabella 4 e successivamente descritti.

Canale	Zona spettrale	Lunghezza d'onda (μm)	Risoluzione spaziale (km)
1	VIS	0.6	3
2	VIS	0.8	3
3	NIR	1.6	3
4	NIR	3.9	3
5	WV	6.2	3
6	WV	7.3	3
7	IR	8.7	3
8	IR (Ozono)	9.7	3
9	IR	10.8	3
10	IR	12	3
11	IR (CO ₂)	13.4	3
12	HRV (High Resolution Visible)	0.8	1

Tabella 4: Caratteristiche dei canali del SEVIRI.

- Due canali sono collocati nel visibile, VIS 0.6 e VIS 0.8: in questi due canali il

senso del satellite registra la frazione di luce solare riflessa o diffusa all'indietro. Superfici con albedo più alta diffondono più luce solare e nell'immagine sono riportate in toni più chiari. Generalmente la tonalità dipende anche dalla radiazione incidente per metro quadro; quindi di due superfici di uguale albedo, nell'immagine avrà un tono più chiaro quella con angolo zenitale più basso (ossia sole più alto rispetto all'orizzonte). Per evitare questa dipendenza i dati sono stati normalizzati rispetto alla radiazione incidente.

I valori di albedo più bassi sono quelli dei mari e dei laghi (8% circa), purché non siano coperti di ghiaccio. Le nubi hanno un'albedo che va dal 30% per quelle semitrasparenti come i cirri, al 90% per i cumulonembi. I vari tipi di suolo, purché non coperti da neve, hanno valori intermedi tra quello dei mari e quello delle nubi. Nel caso invece di superficie coperta da neve l'albedo va dal 60% (neve vecchia) all'80% (neve fresca). Dato che la riflettanza del suolo a $0.8\ \mu\text{m}$ è superiore a quella a $0.6\ \mu\text{m}$, il canale a $0.8\ \mu\text{m}$ è più adatto per individuare le strutture di superficie (laghi, confini tra terra mare). Al contrario il canale a $0.6\ \mu\text{m}$ mette meglio in risalto le nubi semitrasparenti a causa dello sfondo più scuro. In Figura 14 è mostrato un esempio di immagini nei canali 1 e 2 del SEVIRI.

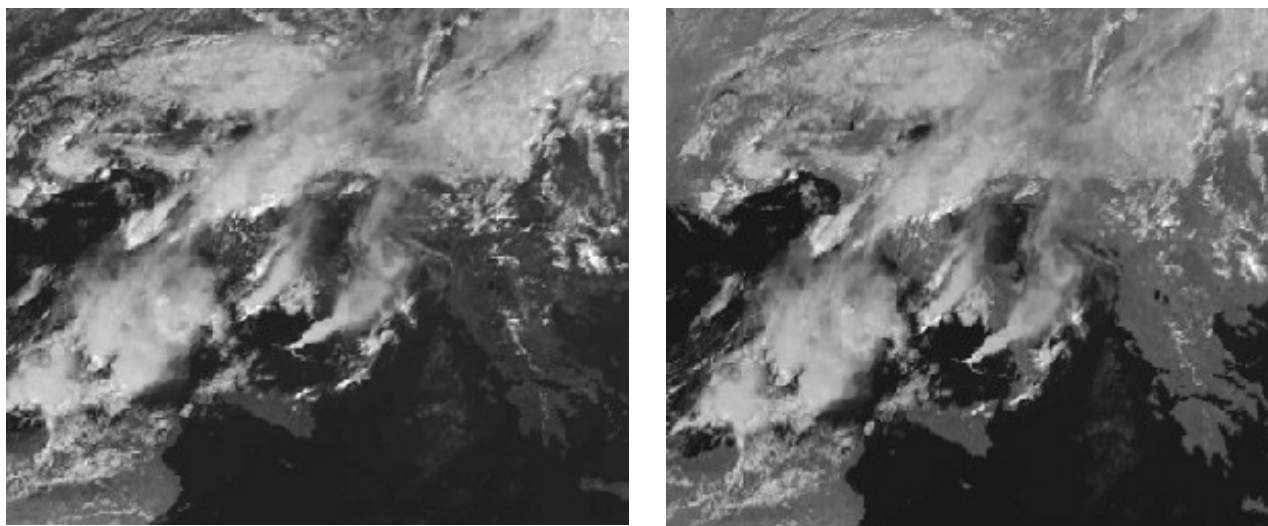


Figura 14: A sinistra il canale a $0.6\ \mu\text{m}$ a destra quello a $0.8\ \mu\text{m}$.

- Il canale NIR 1.6 nel vicino infrarosso è invece utilizzato per discriminare le nubi da superfici innevate e le nubi composte da goccioline d'acqua da quelle formate da

cristalli di ghiaccio. In questa banda, infatti, le nubi di ghiaccio e la neve assorbono maggiormente la radiazione rispetto alle nubi d'acqua e perciò la riflettanza è molto minore. Questo dipende dal valore più alto della parte immaginaria dell'indice di rifrazione.

In queste immagini le nubi di ghiaccio appaiono perciò più scure rispetto alle altre. La superficie innevata appare ugualmente più scura rispetto al suolo nudo e al suolo con vegetazione. Un esempio è riportato in Figura 15: risulta evidente l'innevamento sulle Alpi, in netto contrasto con le nubi d'acqua che troviamo sia sul versante a nord delle Alpi sia sulle Prealpi lombarde e piemontesi. La macchia scura a forma di V capovolta sull'Italia meridionale (qui cerchiata in rosso) è invece una nube di ghiaccio.



Figura 15: Canale a 1.6 μm .

- Il canale HRV, data l'elevata risoluzione, è utilizzato come supporto per il nowcasting. In Figura 16 evidenziamo l'elevata risoluzione spaziale del canale HRV facendo un confronto tra due immagini registrate nella stessa zona e nello stesso momento: una ottenuta con il canale ad elevata risoluzione, l'altra ottenuta dalla banda visibile del Meteosat 7.

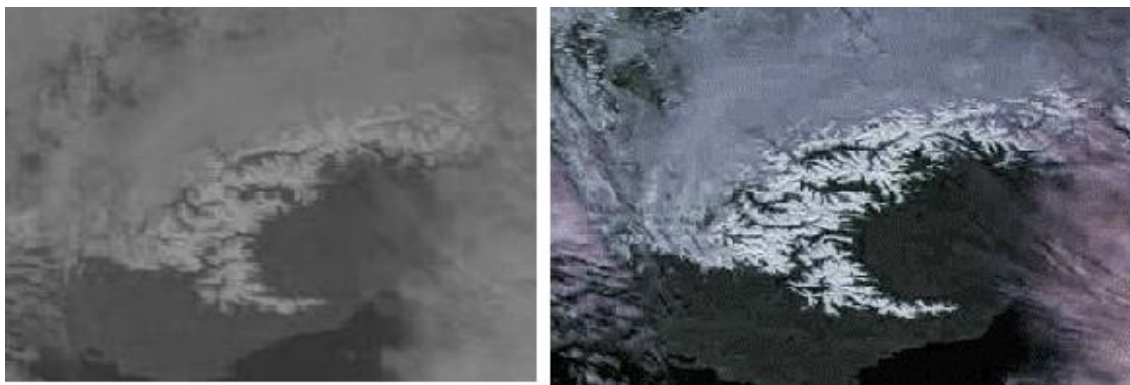


Figura 16: A sinistra immagine ottenuta nel canale VIS del Meteosat 7, a destra nel canale HRV.

- Per quanto riguarda il canale a $3.9 \mu\text{m}$, questo si trova in una zona spettrale influenzata sia dalla radiazione solare che dalla radiazione termica terrestre. Di notte il SEVIRI registra solo radiazione termica emessa dal pianeta, mentre di giorno anche la radiazione solare riflessa o diffusa. L'interpretazione di queste immagini quindi è diversa tra giorno e notte. La convenzione usata in queste immagini per visualizzare i dati è la solita dell'infrarosso, cioè toni chiari per basse radianze e toni scuri per alte radianze. Di notte ciò significa quindi toni chiari per le superfici fredde e toni scuri per quelle calde. Quindi grigio chiaro o bianco per le nubi alte, toni intermedi per quelle medie e basse e per le terre emerse, toni scuri o nero per i mari e i laghi.
- Nei canali IR $6.2 \mu\text{m}$ e IR $7.3 \mu\text{m}$ il vapore acqueo atmosferico assorbe, del tutto o in parte, la radiazione emessa dal suolo o dal mare sottostanti. Poiché ogni corpo che assorbe a una data lunghezza d'onda emette alla medesima lunghezza d'onda, il vapore acqueo atmosferico emette radiazione che è misurata dal SEVIRI in questi due canali. Il canale a $6.2 \mu\text{m}$ è situato nel centro della banda di assorbimento, mentre quello a $7.3 \mu\text{m}$ su un estremo. Per questo motivo, in assenza di nubi, a $6.2 \mu\text{m}$ l'assorbimento da parte del vapore acqueo atmosferico è maggiore e l'immagine generalmente con toni più chiari dell'altra. Sempre per lo stesso motivo il canale a $6.2 \mu\text{m}$ fornisce informazioni di umidità su livelli atmosferici medio alti e l'altro su livelli medio bassi.

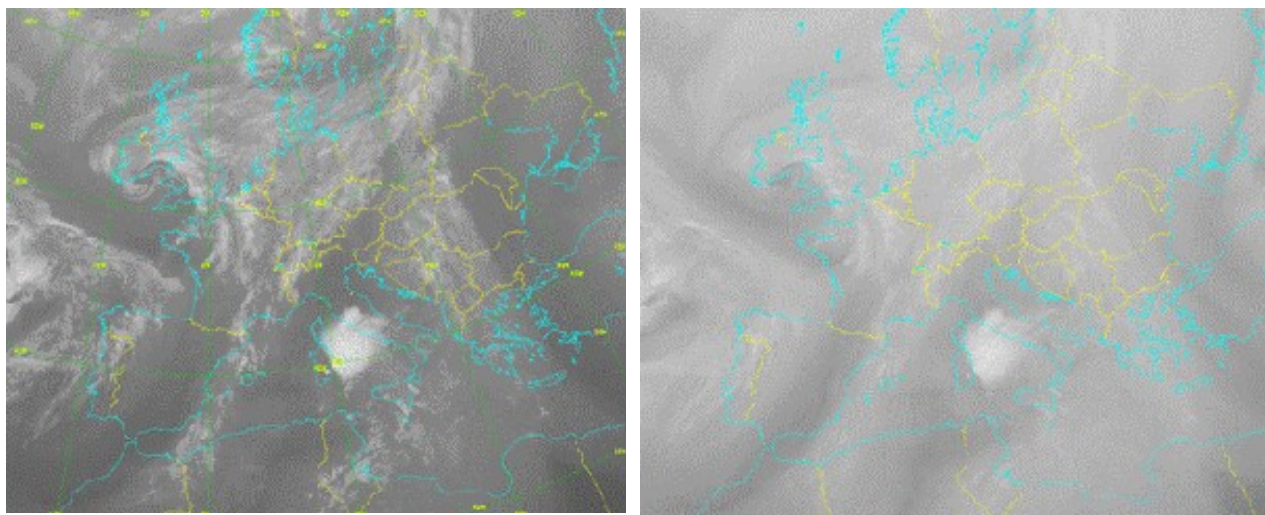


Figura 17: A sinistra il canale a 7.3 μm , a destra il canale a 6.2 μm .

- Nei canali IR 8.7, IR 10.8 e IR 12.0 nell'infrarosso si misura la radiazione emessa (dal suolo, dalle nubi o dal mare) nelle tre bande: 8.30-9.10, 9.80-11.80 e 11-13 μm . Le ultime due sono nella zona di lunghezze d'onda di massima emissione da parte del pianeta, in una cosiddetta "finestra", dove è trascurabile l'assorbimento da parte dei gas atmosferici, in particolare anidride carbonica, ozono e vapore acqueo. Se la nube ha le caratteristiche di corpo nero a queste bande è possibile ricavare la temperatura della sua sommità.

Le immagini di queste tre bande sono molto simili e spesso indistinguibili a occhio nudo. Esistono tuttavia differenze fondamentali. L'emissività del suolo nudo, specialmente di quello sabbioso, a 8.7 μm è inferiore rispetto agli altri due canali, per cui i deserti hanno una temperatura apparente inferiore anche di 6°C. Anche le nubi di ghiaccio a 8.7 μm hanno un'emissività inferiore rispetto agli altri due canali. La conseguenza è che lasciano passare radiazione dalla superficie, per cui risultano più calde. Uno dei limiti di Meteosat 7 è l'individuazione della nebbia e dei bassi strati di notte, poiché si confondono con il suolo. Grazie alla differente emissività dell'acqua tra il canale a 10.8 μm e quello a 3.9 μm invece è possibile ora la loro individuazione anche nelle ore notturne.

- Il canale IR 9.7 μm , appartenendo alla banda di assorbimento dell'ozono (Figura 18), viene impiegato per controllare il contenuto totale colonnare di ozono; è utilizzato anche per monitorare la parte più alta dell'atmosfera, le principali caratteristiche della

tropopausa e i venti stratosferici;

- L'IR 13.4 μm si trova nella banda di assorbimento della CO_2 (Figura 18) e viene utilizzato per la discriminazione dei cirri, per la valutazione della pressione al top della nube e per l'assegnazione del vento con la quota.

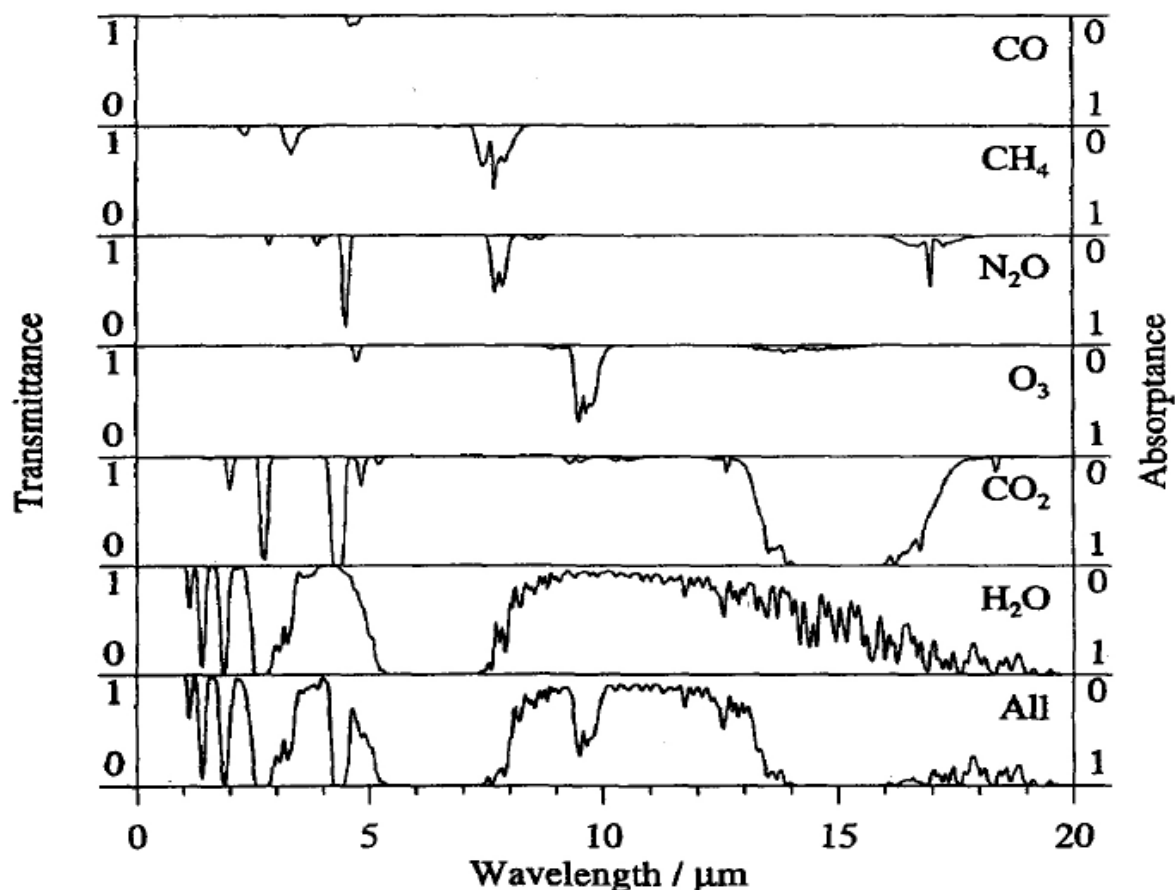


Figura 18 : Contributo dei vari gas atmosferici all'assorbimento alle varie lunghezze d'onda.

Per quanto concerne l'individuazione delle nubi da parte del SEVIRI, questa è basata su un semplice test di soglia applicato ai due canali nel visibile, a 0.6 e 0.8 μm , e su un più elaborato test presentato da Krebs et al. (2007) inerente una particolare tipologia di nubi, i cirri.

Per i pixel riconosciuti come nuvolosi la fase termodinamica, l'altezza del top della nube (CTH), lo spessore ottico della nube (COT) e il raggio efficace (r_{eff}) sono determinati assieme.

La fase della nube è determinata per mezzo del suddetto test di Krebs et al. (2007): se vengono individuati cirri all'interno della porzione di atmosfera analizzata, allora viene

attribuita la fase ghiaccio, altrimenti viene assegnata la fase liquida.

Le altezze del top delle nubi (CTH) sono derivate dalle equivalenti temperature di corpo nero rilevate nel canale IR a $10.8\ \mu\text{m}$. Sebbene tale canale sia posizionato all'interno di una finestra spettrale (Figura 18), viene tuttavia effettuata una correzione per tenere in considerazione il debole assorbimento del vapore acqueo presente tra l'altezza del top della nube ed il top dell'atmosfera. L'entità della correzione è valutata attraverso l'utilizzo di modelli di trasferimento radiativo.

La determinazione dello spessore ottico della nube (COT) e del raggio efficace delle idrometeore r_{eff} è basata sul metodo descritto da Nakajima and King (1990), adattato al canale $0.6\ \mu\text{m}$ e a quello del vicino infrarosso, posto a $1.6\ \mu\text{m}$. Sebbene la riflettività nel canale a $0.6\ \mu\text{m}$ sia principalmente determinata dal COT, essa risulta anche sensibile al raggio efficace nel canale ad $1.6\ \mu\text{m}$. Un confronto simultaneo delle riflettività osservate in queste due bande spettrali con le corrispondenti quantità pre-calcolate ci consente di ottenere lo spessore ottico e il raggio efficace che meglio riproducono le misure.

3.1.2 AVHRR

L'Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) è un radiometro installato a bordo dei satelliti polari della National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Il sensore è in grado di misurare la riflettanza del pianeta terra in sei bande spettrali relativamente ampie: tre nel visibile e nel vicino infrarosso e altre tre nell'infrarosso termico (Tabella 5). Sebbene ci siano sei canali operativi, soltanto cinque di questi sono trasmessi a terra in ogni momento, in quanto i canali 3A e 3B non possono lavorare contemporaneamente.

Lo scopo principale di questo strumento è il monitoraggio delle nubi e l'emissione termica (raffreddamento) da parte del pianeta Terra, anche se i sensori si sono rivelati utili per un gran numero di altre applicazioni come il monitoraggio della superficie terrestre e dello stato degli oceani, degli aerosol, ecc...

La più elevata risoluzione ottenibile con gli attuali strumenti AVHRR è di $1.1\ \text{km} \times 1.1\ \text{km}$. Già dalla prima metà degli anni '90 si mossero i primi passi nello sviluppo di tecniche automatiche in grado di classificare le nubi sulla base delle informazioni estratte

dall'AVHRR, inizialmente costituito da soli 5 canali. Queste tecniche di selezione potevano essere suddivise in due principali categorie: supervisionate e non supervisionate. Crosiar, (1993) fu tra i primi a sviluppare un algoritmo di classificazione, seguito da Bankert (1994), il quale, riprese e approfondì il lavoro svolto nell'anno precedente da Crosiar (1993). Il metodo, supervisionato, prevedeva essenzialmente il confronto tra la nube in esame e campioni standard memorizzati all'interno di un database. Sebbene intuitivamente semplice, questo algoritmo comportava notevoli sforzi nella digitazione manuale dei campioni da confrontare (da qui l'etichetta di metodo “supervisionato”). Il database di Bankert (1994) ad esempio contava un totale di 1834 campioni.

Canale	Risoluzione al Nadir (km)	Lunghezza d'onda (μm)	Uso tipico
1	1.09	0.58 - 0.68	Determinazione di nubi e superfici durante il giorno
2	1.09	0.725 - 1.00	Definizione dei confini terra-acqua
3A	1.09	1.58 - 1.64	Individuazione di neve e ghiaccio
3B	1.09	3.55 - 3.93	Determinazione delle nubi nelle ore notturne e della temperatura del mare
4	1.09	10.30 - 11.30	Determinazione delle nubi nelle ore notturne e della temperatura del mare
5	1.09	11.50 - 12.50	Determinazione delle nubi nelle ore notturne

Tabella 5: Caratteristiche principali dei canali spettrali dell'AVHRR.

Più oggettivi e automatizzati sono sicuramente i metodi non supervisionati, i quali consentono al classificatore di determinare la propria divisione delle nubi, utilizzando una separabilità matematica delle classi sulla base delle caratteristiche delle nubi stesse. Lo svantaggio nell'impiego di una procedura non supervisionata sta nell'introduzione di una gran quantità di incertezze e limitazioni; ciò ha favorito maggiormente lo sviluppo del

metodo di Crosiar (1993).

Di seguito sono riportate alcune immagini ottenute attraverso l'utilizzo dell'AVHRR. In Figura 19 osserviamo la classificazione delle nubi in occasione di un'intensa perturbazione abbattutasi sull'Alaska nell'ottobre del 2010.

La NOAA ha riscontrato che una delle più semplici variabili da calcolare a partire dai dati dei sensori AVHRR è la temperatura superficiale marina (SST) (Figura 20). Successivamente, le immagini AVHRR nell'infrarosso si sono rivelate molto utili nella mappatura delle caratteristiche oceaniche alla mesoscala, come le correnti, sempre sulla base delle SST. La Corrente del Golfo e le altre principali correnti oceaniche, sono facilmente visibili nei dati della SST a causa del fatto che le loro temperature sono differenti da quelle delle acque circostanti.

Una volta filtrate le nubi che sovrastano le distese ghiacciate, le immagini AVHRR possono essere usate per calcolare la concentrazione di ghiaccio marino e localizzare i bordi dei ghiacci, informazioni fondamentali per la navigazione nelle regioni polari (Figura 21).

Il sensore AVHRR è anche un utile strumento per il monitoraggio della vegetazione, della copertura del terreno, del clima, e consente agli scienziati di osservare come questi elementi interagiscono tra loro. Usando l'AVHRR, gli scienziati monitorano il ciclo vegetativo delle colture, il quale può cambiare con variazioni climatiche a livello regionale, e può fornire informazioni molto importanti per i paesi le cui maggiori fonti di guadagno vengono dall'agricoltura. Dai dati dell'AVHRR è relativamente facile identificare la vegetazione, i corsi d'acqua, distese di ghiaccio e neve, terre aride, ecc...

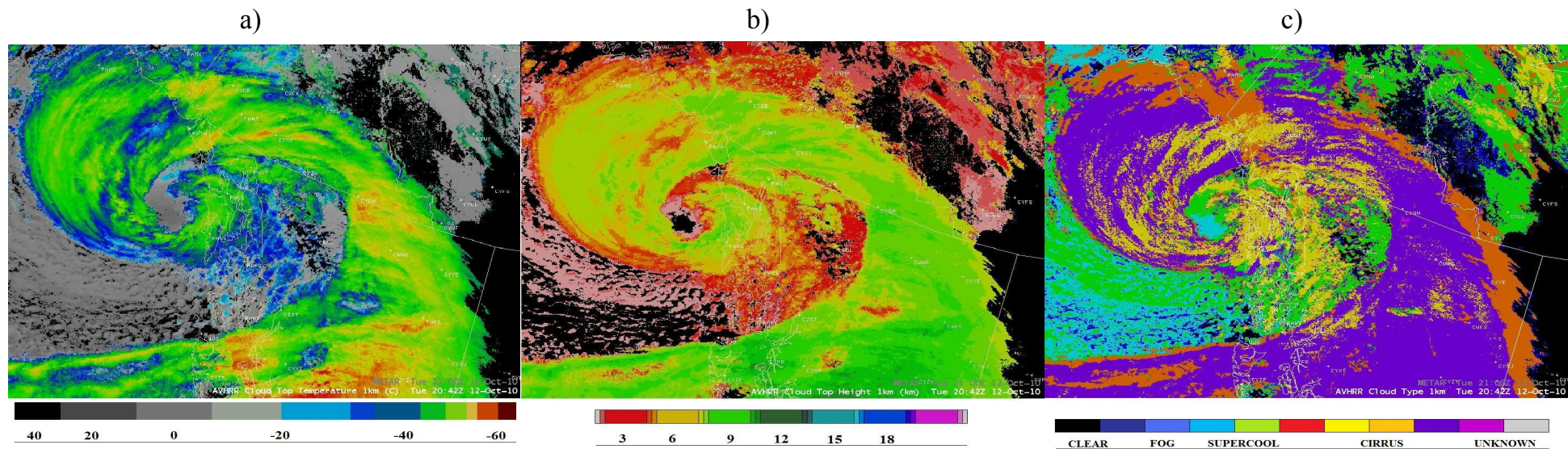


Figura 19: a) temperatura al top delle nubi espressa in °C; b) altezza in km del top delle nubi; c) classificazione finale.

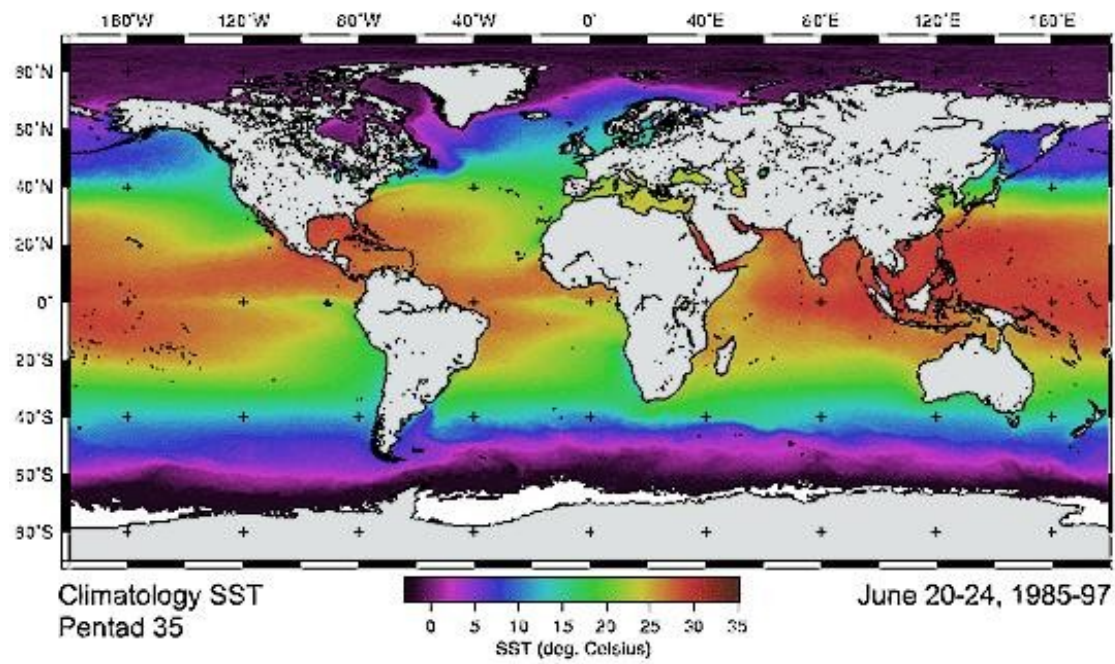


Figura 20: SST globali acquisite dal sensore NOAA/AVHRR.



Figura 21: Ghiaccio marino nel mare di Bering.

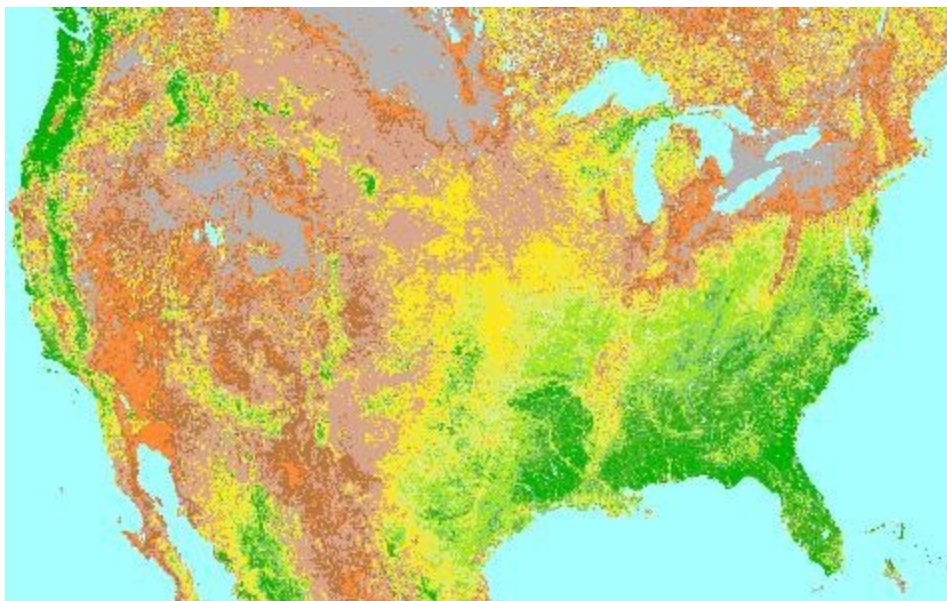


Figura 22: Mappa della vegetazione nell'America centro-settentrionale estratta dall'AVHRR.

3.2 *CloudSat e CALIPSO*

La rappresentazione statistica della convezione nei modelli di circolazione generale dell'atmosfera non ha avuto grande successo nonostante decenni d'intensa ricerca (Randall et al. 2003). Uno dei principali ostacoli è l'insufficiente quantità di informazioni sulla distribuzione spaziotemporale della convezione. Con l'avvento dei satelliti meteorologici, il campionamento di nubi e precipitazioni da parte dei radar ha cominciato ad abbassare tale ostacolo. Il Global Energy and Water Exchanges Project (GEWEX) ha affrontato il problema della classificazione globale delle nubi mediante l'ISCCP e dell'utilizzo dei dati di copertura e tipo di nube nella valutazione dei modelli numerici nell'ambito del GEWEX Cloud System Study – Data Integration for Model Evaluation (GCSS-DIME). Tuttavia, alcuni problemi rimangono aperti e la soluzione va trovata nella nuova strumentazione in orbita in tempi recenti.

Il Cloud Profiling Radar (CPR) a bordo di CloudSat (Stephens et al. 2008) ha fornito una gran quantità di informazioni sulla struttura verticale delle nubi, in grado di far luce sulla natura dei moti convettivi in atmosfera. I dati ottenuti dal satellite CloudSat sono stati quindi impiegati all'interno dei modelli globali di previsione al fine di ottenere un campo di nube il quanto più possibile veritiero.

Il CloudSat lavora a una frequenza di 94 GHz, con risoluzione orizzontale di 2.5 km lungo il percorso e di 1.4 km ortogonalmente a quest'ultimo, e una risoluzione verticale di 240 m.

Utilizzando il fattore di riflettività radar Z_e derivato dal CPR, l'identificazione della precipitazione, i dati ausiliari come l'altezza della superficie e i profili di temperatura previsti dal modello, Sassen and Wang (2008) svilupparono un algoritmo per la classificazione delle nubi in otto tipologie: nubi alte (High), altostrati (As), altocumuli (Ac), strati (St), stratocumuli (Sc), cumuli (Cu), nimbostrati (Ns), e convezione profonda (Dc). Il prodotto di classificazione delle nubi basato su questo algoritmo è detto 2B-CLDCLASS; l'algoritmo individua con maggiore difficoltà le nubi alte su terra, così come Cu e Ac sia su terra che su mare. Diverse possono essere le cause, una fra tutte la contaminazione nel primo km di altezza del segnale di ritorno, o ancora le limitazioni nella sensibilità del CloudSat per l'individuazione fisica di nubi sottili.

Per addivenire a una più accurata classificazione delle nubi sottili, alle informazioni da radar

si possono aggiungere quelle provenienti dal lidar CALIOP a bordo del satellite CALIPSO, posizionato come il CloudSat nella costellazione A-train (Stephens et al. 2002). I due strumenti volano in sincronia tra di loro; il CloudSat orbita davanti al CALIPSO con un ritardo medio di circa 12.5 s.

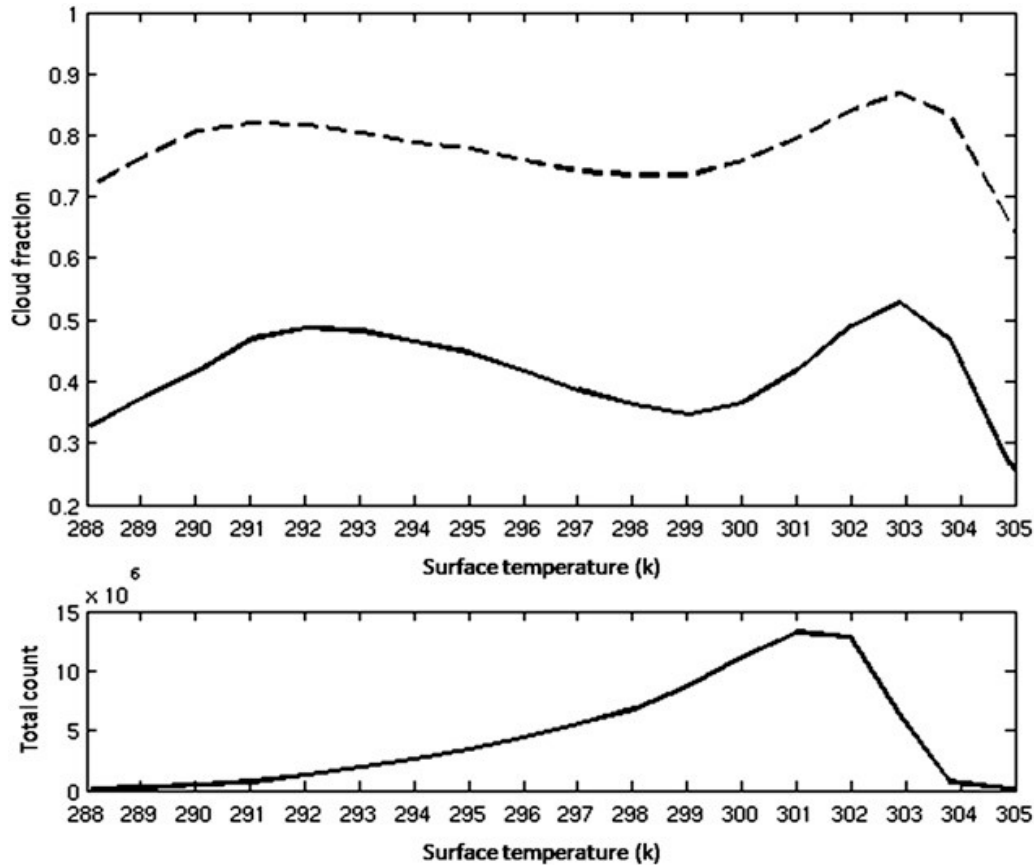


Figura 23: Alto: frazione di nube osservata da radar (linea continua) e prodotto dell'accoppiata lidar-radar (linea discontinua) in funzione delle SST degli oceani tropicali. Basso: numero di osservazioni all'interno di ogni bin (1 K).

Uno tra i più recenti studi portati avanti facendo uso di entrambi gli strumenti è stato quello di Behrangi et al. (2012), in cui la copertura nuvolosa è stata posta in relazione alla temperatura superficiale marina (SST). Per mappare la variabilità regionale delle variabili studiate, l'area d'interesse è inizialmente suddivisa in $20 \times 120 = 2400$ box di griglia, in cui ogni box di griglia ha un'estensione di $3^\circ \times 3^\circ$ latitudine/longitudine, tale da raccogliere un sufficiente numero di campioni, mentre viene preservata un'elevata risoluzione spaziale per lo studio delle variazioni regionali. In Figura 23 possiamo osservare i risultati dello studio di

Behrangi et al. (2012); le frazioni di nube riportate sono basate ovviamente sulla presenza di almeno uno strato di nube, sebbene possano esistere anche casi con nubi multistrato. Le frazioni di nube derivate dal solo radar e quelle derivate dall'accoppiata radar-lidar sono significativamente differenti, con la coppia lidar-radar che evidenzia frazioni di nubi notevolmente più elevate rispetto al solo radar. Ciò è sicuramente dovuto all'elevata sensibilità del lidar nell'individuare nubi otticamente sottili, le quali non sono necessariamente individuate dal radar la cui sensibilità si limita a circa -31 dBZ.

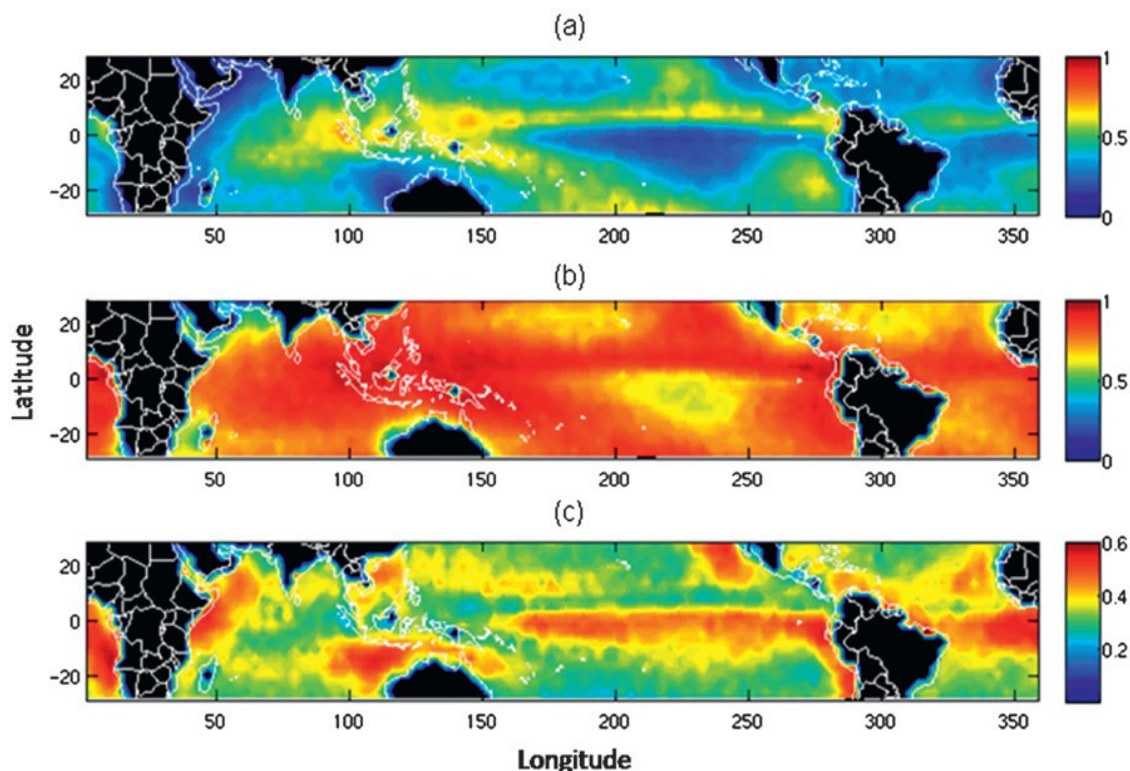
Per di più il CloudSat riscontra elevate difficoltà nell'individuazione di nubi poco profonde con altezza del top inferiore a 1 km. Queste nubi sono abbondanti sulle regioni subtropicali con SST basse, principalmente al largo della costa occidentale dei continenti.

Come possiamo osservare dalla Figura 23, sebbene i valori di frazione di nube in funzione delle SST siano nettamente differenti tra radar e accoppiata lidar-radar, il pattern generale è il medesimo. Il radar mostra due massimi distinti corrispondenti a 292 e 303 K e un minimo in prossimità di 299 K; il lidar-radar mostra anch'esso due massimi distinti a 291 e 303 K, con un minimo posizionato anche in questo caso a 299 K. Entrambe le osservazioni indicano che la frazione di nube diminuisce man mano che le SST aumentano da 292 a 299 K, mentre aumenta rapidamente da 299 a 303 K. Al di sopra dei 303 K entrambi i prodotti mostrano una veloce diminuzione della frazione di nube. All'interno dell'ampio dominio considerato il bin maggiormente popolato è quello a 301 K, analogamente a quanto riportato da Graham and Barnett (1987) e Waliser and Graham (1993).

In Figura 24 viene mostrata una distribuzione regionale della frazione di nube basata sui dati da radar e da lidar-radar. Sapendo che il CALIPSO individua le nubi in maniera più completa per via della sua alta sensibilità, una significativa frazione di nubi è invisibile al radar e ciò viene messo in evidenza dalla figura c, in cui si riporta la differenza tra quanto osservato da CloudSat e quanto osservato da CALIPSO.

In prossimità delle coste del Sud America e dell'Africa, la maggior parte delle nubi sono così poco profonde da esser invisibili al radar del CloudSat; la Figura 24c mostra in effetti una grande discrepanza in tali zone tra la rilevazione da radar e quella da lidar-radar con differenze nelle frazioni di nubi che raggiungono il valore massimo di 0.6. Per di più, i sottili cirri nel tropopause transition level (TTL) possono risultare abbastanza diffusi alle basse latitudini sia per effetto dell'outflow dalle aree convettive principali sia per la

Intertropical Convergence Zone (ITCZ) o per la South Pacific Convergence Zone (SPCZ), e



tali nubi alte e sottili verrebbero individuate dal lidar ma non dal radar.

Figura 24: Distribuzione regionale della frazione di nube basata su: (a) solo radar, (b) lidar e radar e (c) la loro differenza calcolata sottraendo la frazione di nube da radar a quella data dall'accoppiata lidar-radar.

Nella Figura 25 è riportato l'andamento della frazione di nube in rapporto alle SST per i singoli tipi di nube identificati dal prodotto 2B-CLDCLASS del CloudSat. La figura è costruita calcolando le frazioni di nube all'interno di 27 bin di SST, ognuno dei quali contenente un ugual numero di osservazioni. I bin non sono uniformemente distribuiti rispetto alle SST, ma piuttosto rispetto al numero di osservazioni in ogni bin. Come diretta conseguenza, i bin con dimensioni minori sono localizzati in regioni con una maggiore densità di osservazioni di SST, cosicché ogni punto ha un peso statistico pari a qualsiasi altro. Sulla base della Figura 25 possiamo evidenziare quanto segue:

1) Per SST inferiori a circa 301 K, gli St Sc sono il tipo di nube prevalente (frazione di nube tra 0.15 e 0.37) seguiti dalle nubi alte, As, e Ac. Superata la soglia dei 301 K, le nubi alte risultano dominanti (frazione di nube compresa tra 0.18 e 0.28).

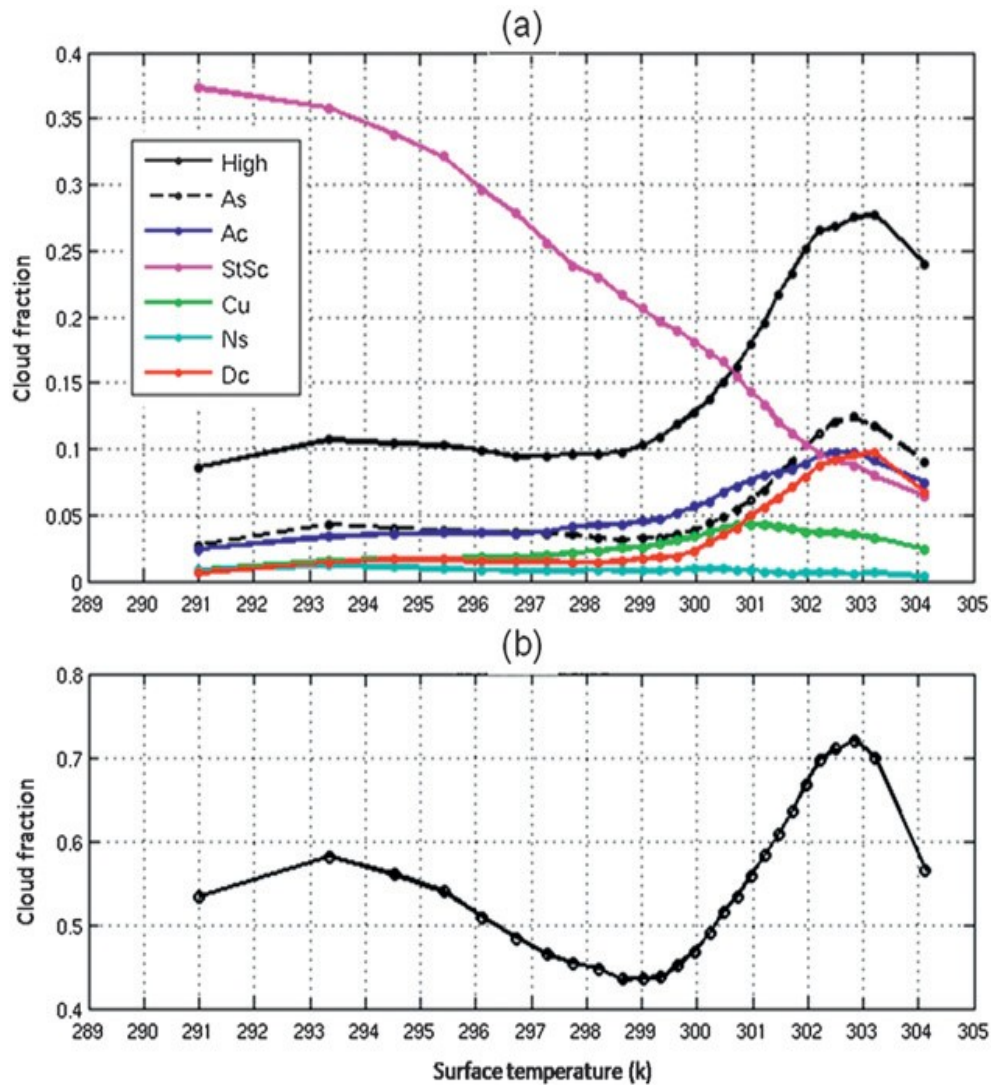


Figura 25: (a) distribuzione della frazione di nube rispetto alla SST per i diversi tipi di nube identificati dal 2B-CLDCLASS; (b) frazione di tutte le nubi osservate da radar.

2) In netto contrasto con l'andamento degli altri tipi di nubi, la frazione di nube di St Sc diminuisce sensibilmente con la SST (con un forte coefficiente di correlazione di -0.99). L'osservazione è consistente con diversi studi precedenti che suggeriscono che la maggior parte degli stratocumuli marini si trovano a SST più basse.

3) Le nubi alte, gli As e Ac, raggiungono il picco di frazione di nube in prossimità di 303 K, mentre i Cu hanno un ampio massimo in corrispondenza di 301 K. Alcuni Ns sono osservati sugli oceani tropicali senza massimi apparenti di frazione di nube. I nimbostrati sono

solitamente localizzati a latitudini superiori a 50° (Sassen and Wang 2008) e talvolta alle medie latitudini in corrispondenza ai sistemi frontali baroclini.

4) Per le nubi alte, Ac e As, con il superamento dei 303 K le frazioni di nube si riducono sostanzialmente. Ciò è in accordo con quanto riportato da Waliser and Graham (1993), i quali dimostrarono che per SST superiori ai 302.5 K, la convezione si riduce.

5) Le SST di partenza (ovvero le temperature alle quali la quantità di frazione di nube comincia ad aumentare rapidamente con l'aumentare della SST stesse) per le nubi alte, Ac e As, rientrano tra i 299 K (nubi alte) e 300.5 K (As). Gli studi suggeriscono che all'interno di questo intervallo di SST la stabilità verticale della troposfera tropicale è sufficientemente ridotta per causare l'insorgenza di una convezione su larga scala (Lau and Shen 1988). Più recentemente, Kubar et al. (2011) hanno mostrato che una profonda risalita nel Pacifico centrale tropicale si verifica quando le SST dei primi 2 m si aggirano tra 297 e 300 K. Quest'area coincide con quella in cui le nubi sono osservate in tutti i modi verticali, indicandola come punto di insorgenza per la convezione profonda.

6) Includendo tutti i tipi di nube, le frazioni di nubi minime e massime si verificano alle SST di 299 e circa 303 K rispettivamente. Questi due estremi sono consistenti con quanto mostrato in Figura 23.

Nella Figura 26, viene mostrata la distribuzione geografica dei principali tipi di nube studiati da Behrangi et al. (2012). In Figura 27, invece, è riportata la distribuzione delle SST in tre casi differenti: a) tutti gli scenari, includendo sia le condizioni di cielo sereno sia quelle di cielo nuvoloso; b) solo le nubi StSc; c) solo le nubi Dc.

Dal confronto tra le Figure 26a e 27a si evidenzia una forte correlazione geografica negativa tra la frazione di nube delle StSc e la SST. La frazione di nube è più alta specialmente sul lato est delle regioni tropicali governate da alta pressione, dove la subsidenza, le basse SST, e le frequenti inversioni vincolano i top delle nubi a rimanere all'interno del boundary layer (Klein and Hartmann 1993). Nel complesso, StSc è il tipo di nube maggiormente dominante sugli oceani tropicali con una frazione che eccede 0.6 nel sud-est dell'Oceano Pacifico.

I cumuli, invece, sono maggiormente frequenti attorno al Pacifico centrale e nell'Oceano Indiano meridionale, in cui le SST sono approssimativamente di 301 K. Buona parte di queste nubi, che hanno una base bassa (tra la superficie ed i 3 km di quota) e uno spessore moderato rappresentano la modalità di rilascio del calore latente superficiale come analizzato da Takayabu et al. (2010) con l'utilizzo dell'algoritmo di retrieval del calore latente dai dati del Precipitation Radar (PR) della Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM).

Gli altri tipi di nube, Ac, As, nubi alte e Dc, mostrano una frazione elevata in prossimità dell'ITCZ e su una vasta area sull'Oceano Indiano e Pacifico occidentale, dove le SST medie superano i 300 K.

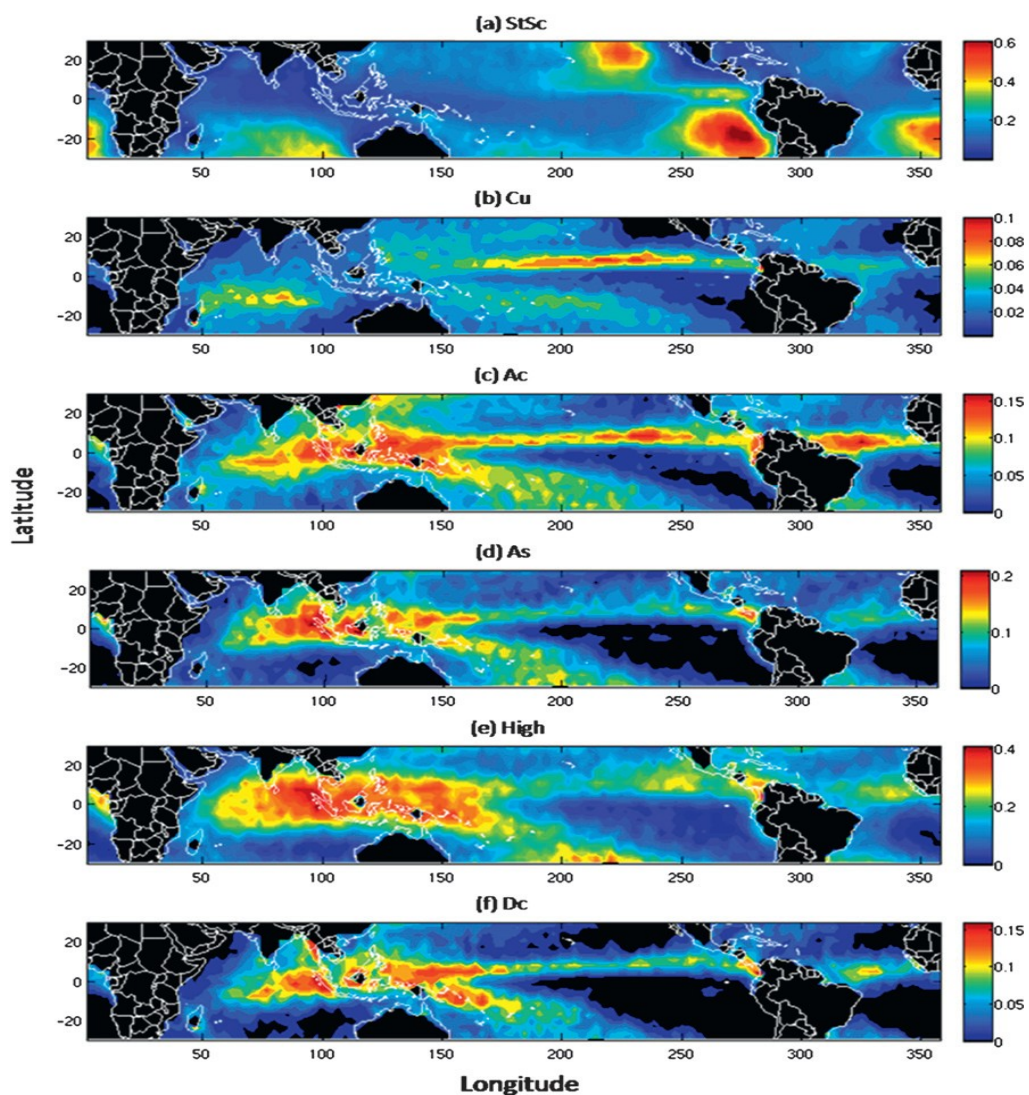


Figura 26: Distribuzione dei vari tipi di nube sugli oceani tropicali; da notare le differenti scale utilizzate.

Nel complesso, il prodotto finale del CALIPSO, ovvero il 2B-GEOPROF mostra frazioni di nubi considerevolmente superiori confrontate con il 2B-CLDCLASS, estratto dal CloudSat, un risultato atteso data la maggiore sensibilità del lidar nei confronti del radar per questo tipo di applicazione. La maggior parte di queste nubi possono essere cirri che si trovano nel TTL, presentano un piccolo spessore ottico, sono individuati dal lidar e la maggior parte delle volte non rilevati dal radar.

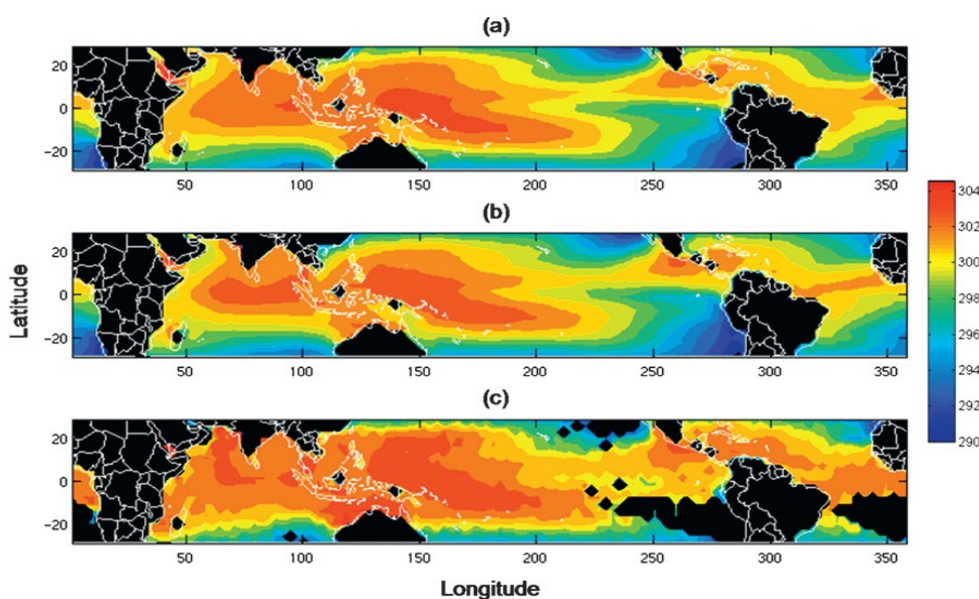


Figura 27: Distribuzione delle SST medie (K) corrispondenti a (a) osservazioni da CloudSat, includendo condizioni di cielo sereno e nuvoloso (b) scene con solo nubi StSc e (c) scene con sole nubi Dc.

Nello studio si è inoltre osservato che sia il prodotto del CloudSat, sia quello di CloudSat e CALIPSO assieme, evidenziano un picco di frazione di nube per SST di 303 e 292 K in corrispondenza dei rami ascendenti e discendenti delle circolazioni di Hadley e Walker.

Le nubi stratiformi e gli stratocumuli (StSc) sono il tipo di nube dominante (frazione di nube tra 0.15 e 0.37) laddove le SST risultano inferiori ai 301 K, e la loro frazione, come visto, è inversamente proporzionale alla SST con un notevole coefficiente di correlazione di -0.99. Con l'aumento delle SST sopra i 301 K, le nubi alte (con una frazione di nube variabile tra 0.18 e 0.28) sono il tipo più frequente. Tutti i tipi di nube, eccezion fatta per i nimbostrati e gli stratocumuli, diventano rapidamente più abbondanti al crescere della SST nel range che

va da 299 a 300.5 K, in relazione al tipo di nube. Le frazioni di nubi alte, convettive, altostrati e altocumuli si concentrano a una SST prossima ai 303 K, mentre per i cumuli la temperatura di massima frazione è di 301 K. La maggior abbondanza di cumuli in corrispondenza delle SST più basse può essere indicativa di un'evoluzione da nubi poco profonde a nubi convettive profonde conseguente all'aumento delle SST.

Nel complesso, tutti i tipi di nube dello studio di Behrangi et al. (2012), incluse le nubi convettive, diminuiscono fortemente alle SST più elevate, in accordo con gli studi precedenti (es. Waliser and Graham 1993) che hanno mostrato una diminuzione della convezione che si verifica per alti valori di SST. Infatti, nello studio si è riscontrata una riduzione nella copertura nuvolosa per SST superiori a 303 K.

3.3 Strumenti da terra: i cielometri

La distribuzione verticale delle nubi è di fondamentale importanza in molti campi delle scienze atmosferiche. L'altezza del top e della base della nube, assieme alle caratteristiche di stratificazione delle nubi, hanno un effetto significativo sul bilancio radiativo globale.

La stima dell'altezza della base della nube da parte dei satelliti meteorologici moderni non è un problema semplice. Possiamo accuratamente determinare l'altezza della maggior parte dei top delle nubi, ma possiamo solo stimare la loro base, senza avere una conoscenza dettagliata della fisica della situazione di telerilevamento. Gli strumenti di superficie come ad esempio i cielometri forniscono una buona risoluzione verticale della base della nube, mentre non sono in grado di fornire informazioni sull'estensione orizzontale, eccezion fatta per alcune considerazioni che possono essere dedotte da una serie temporale delle misure. L'estensione orizzontale degli strati superiori delle nubi o del singolo strato di nube è invece ben osservata da satellite.

I cielometri, o nefoipsometri, possono essere essenzialmente di due tipi: a tamburo ottico o di tipo laser.

Un cielometro a tamburo ottico utilizza il metodo della triangolazione per determinare l'altezza di una macchia di luce proiettata sulla base della nube. Il dispositivo consiste essenzialmente di un proiettore rotante, un rivelatore e un registratore (*datalogger*). Il proiettore emette un intenso fascio di luce verso il cielo con un angolo che varia con la

rotazione. Il rivelatore, che si trova a una distanza fissa dal proiettore, utilizza una cellula fotoelettrica che punta in verticale. Quando avverte il ritorno della luce proiettata dalla base delle nubi, lo strumento rileva l'angolo rendendo in tal modo possibile il calcolo dall'altezza delle nubi.

Il cieliometro laser invece, è costituito da un laser che emette brevi ma potentissimi impulsi in direzione verticale. Lo strumento, attraverso appositi dispositivi di lettura, è in grado di ricevere ed eventualmente ricavare informazioni precise sulla quantità di luce restituita da eventuali ostacoli gassosi come nubi, nebbie, foschie. In base al tempo di ritorno della luce laser riflessa il dispositivo permette il calcolo dell'altezza della base delle nubi, restituendo un risultato che può contemplare la presenza di più strati nuvolosi.



Figura 28: A sinistra cieliometro a tamburo ottico, a destra cieliometro laser.

Le nubi possono essere suddivise in strati distinti o in strati tra loro mescolati. Può non esistere una copertura completa a ogni livello, e gli strati al di sopra o al di sotto degli altri livelli possono oscurarsi a vicenda. I metodi che si basano sulla rilevazione satellitare

passiva soffrono di oscuramento dall'alto, mentre i metodi che fanno uso di misure da terra soffrono di oscuramento dal basso. Le nubi sottili sono individuate maggiormente da satellite rispetto alle misure effettuate da terra con l'utilizzo di cielometro. Inoltre, le osservazioni da terra possono risentire di distorsioni introdotte da (a) stima dell'altezza delle nubi da parte di un osservatore umano e (b) condizioni di visibilità limitata (foschia...). Gli strumenti che penetrano le nubi, come ad esempio radar e lidar a bordo di aerei, risolvono molti di questi problemi, ma non hanno ancora una copertura spaziale e temporale necessaria a renderli utili per molte applicazioni.

Risulta pertanto evidente come l'interpolazione dei dati provenienti dai cielometri con quelli ottenuti da satellite possa fornire la miglior stima del campo di nube, avendo a disposizione le informazioni sull'altezza della base della nube, del top e sull'estensione orizzontale e verticale.

Tale metodo per la costruzione del campo di nubi è stato confrontato con un più tradizionale approccio d'interpolazione dei dati superficiali basati sulla sola distanza.

3.3.1 L'importanza dei cielometri nella costruzione del campo di nubi

Lo studio preso in esame (Forsythe et al, 2000a,b) vuole verificare l'ipotesi che la classificazione satellitare delle nubi, combinata con le misurazioni da terra, determina un miglioramento nella stima della base rispetto alle sole misurazioni da terra.

Il metodo che fa uso delle sole osservazioni da terra verrà indicato da ora in poi con il nome di metodo NOSAT.

Nello studio in esame, è stata utilizzata una classificazione da satellite, metodo SAT, al fine di creare una maschera che conserva la struttura orizzontale della nube e di comparare i risultati con quelli ottenuti con l'approccio NOSAT. Esistono un gran numero di metodi per la classificazione delle nubi da immagini satellitari; nello studio in questione è stato fatto uso di un metodo di istogramma bispettrale (Porcù and Levizzani 1992). Questa tecnica genera approssimativamente 5-10 classi con riflettanza omogenea nel visibile e simile radianza infrarossa. Il numero di classi dipende dalla complessità dell'immagine e dal numero di tipi di nube presenti. Nella Figura 29 sono mostrate due immagini del Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES)-8 nel visibile (a) e

nell'infrarosso (b) che sono usate come input nel classificatore bispettrale. La Figura 30a mostra invece la corrispondente immagine classificata.

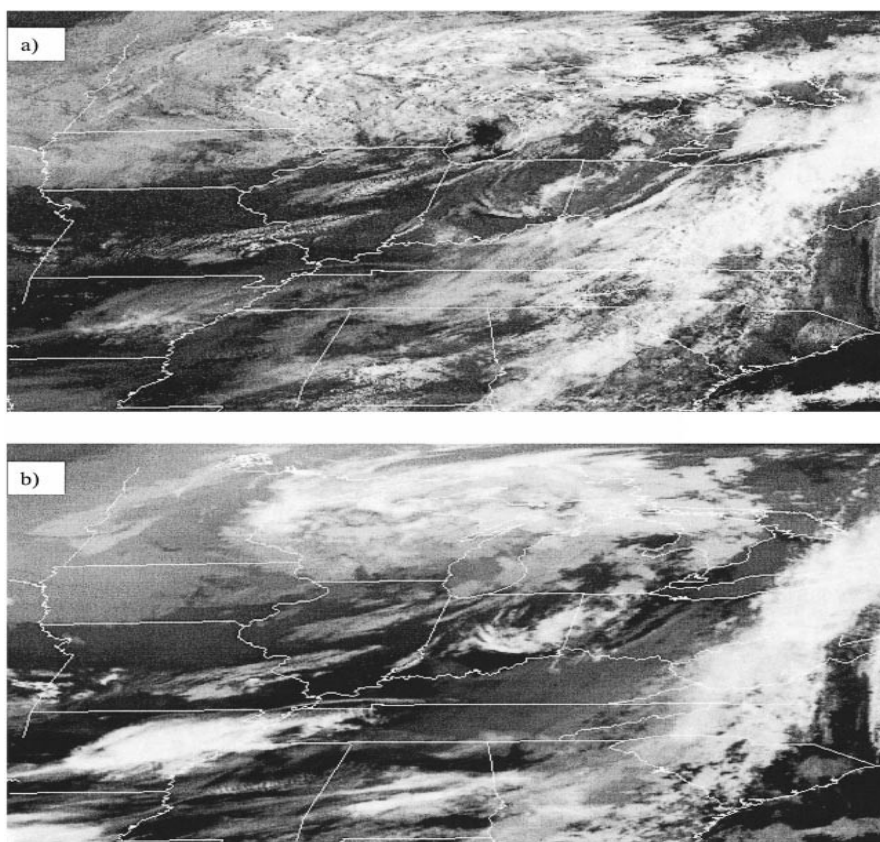


Figura 29: Immagini del GOES-8 (a) nel visibile e (b) nell'infrarosso dell'area in esame del 3 giugno 1996 alle 1301 UTC.

Questo schema di classificazione non attribuisce significato fisico alle classi ed esse sono semplicemente indicate come classe 1, classe 2, ecc... (Figura 30a). Ciò risulta comunque sufficiente per gli scopi dello studio dal momento che esso vuole solamente determinare se un pixel di una classe è simile ad altri pixel appartenenti alla stessa classe. Tuttavia, le classi generalmente corrispondono a caratteristiche che un'analista potrebbe identificare, per esempio nubi basse stratiformi, temporali o altro ancora. Nel classificatore bispettrale si costruisce un istogramma bidimensionale di radianza nel visibile e nell'infrarosso, e cluster di radianza sono isolati attraverso la minimizzazione di una funzione di similarità. Le classi che contengono meno di 1% del numero totale dei pixel sono eliminate, e i loro membri sono raccolti nelle classi vicine. I centri delle classi vengono dunque leggermente perturbati e la funzione di similarità viene nuovamente calcolata. La classificazione può ritenersi

completata quando le classi non possono essere eliminate senza un aumento del valore della funzione di similarità. Solitamente il classificatore richiede tra 10 e 20 iterazioni. In Figura 30b vengono mostrati i report di superficie di altezza delle nubi raccolti negli stessi istanti dell'immagine GOES. Per ogni stazione sono riportati fino a tre livelli. Ovviamente sono riportate solo le stazioni che rilevano presenza di nubi (per motivi di leggibilità sono state riportate solo alcune delle osservazioni).

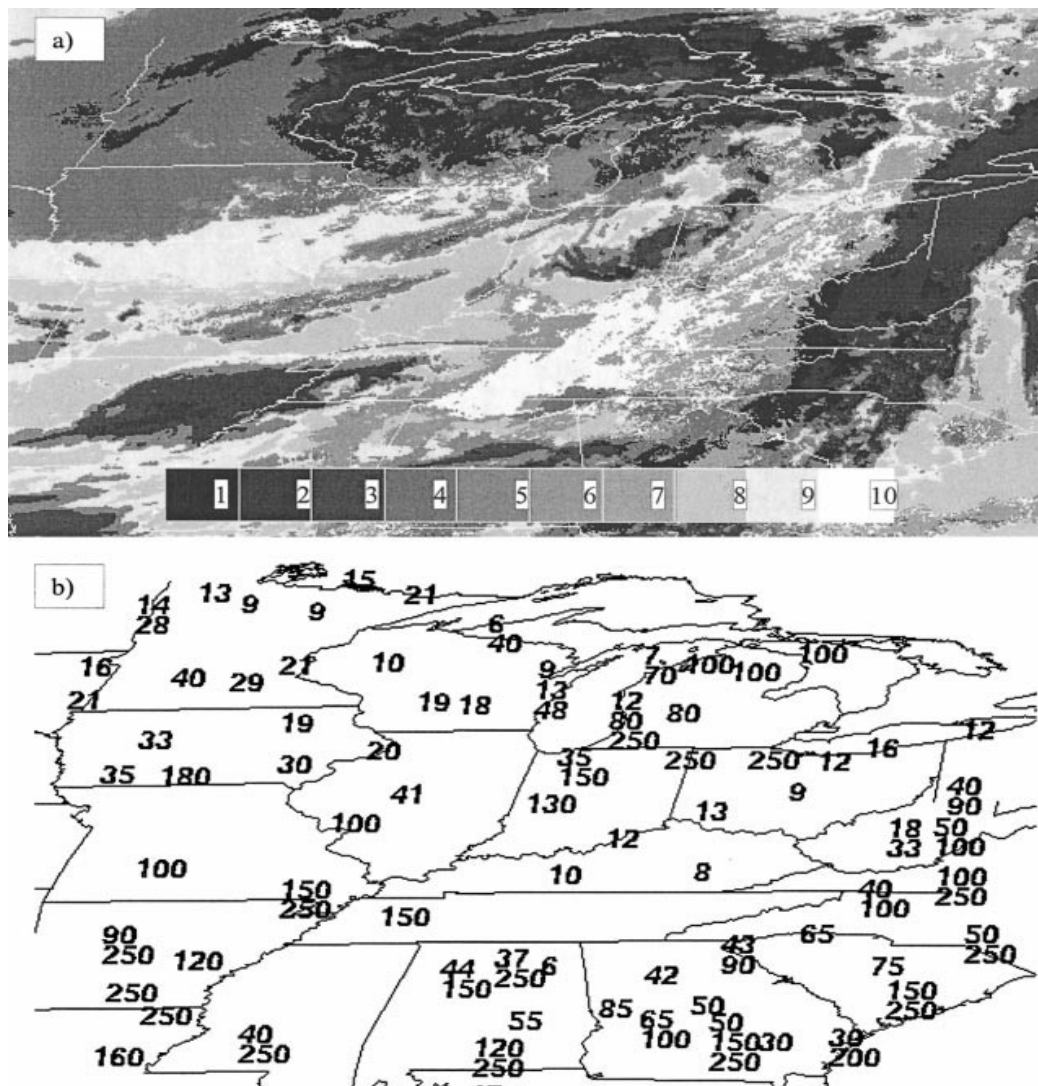


Figura 30: (a) indice di classificazione delle nubi dal classificatore bispettrale per le 1301 UTC del 3 giugno 1996; (b) plot dei report di altezza di base delle nubi alle 1301 UTC del 3 giugno 1996; le altezze sono espresse in centinaia di piedi, e sono indicati fino a tre strati di nube per stazione di rilevamento.

Tali rilevazioni da terra sono state esaminate per verificare l'utilità nell'includerle all'interno della classificazione basata da satellite al fine di migliorare la stima dell'altezza della base delle nubi.

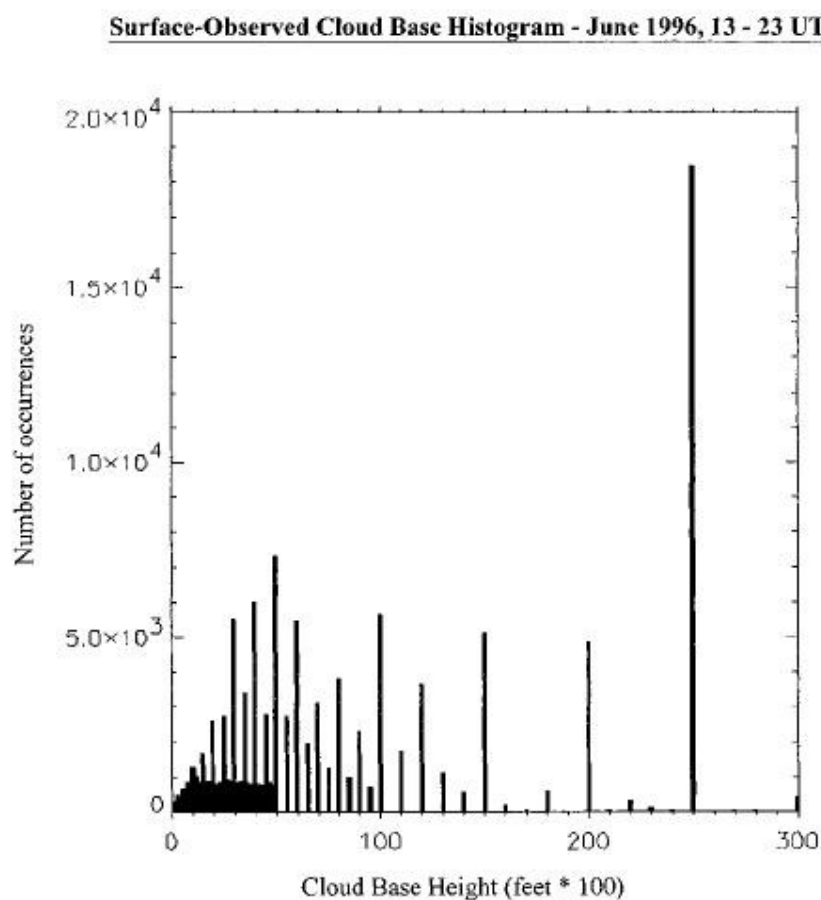


Figura 31: Istogramma dell'altezza della base delle nubi osservata da terra dalla rete sinottica statunitense durante il periodo di studio.

In Figura 31 è riportato un istogramma della distribuzione dell'altezza degli strati di nubi per i 235 casi del giugno 1996 presi in considerazione nello studio in esame. Sono state riportate tutte le rilevazioni, indipendentemente dalla copertura nuvolosa o dalla presenza di nubi multistrato. Nel 1996 negli Stati Uniti, le osservazioni umane erano in procinto di essere sostituite dall'ASOS (sistema automatico di osservazione da terra); nel dataset a nostra disposizione ben il 22% dei dati proviene dall'Automatic Surface Observing System (ASOS). Poiché la maggior parte dei punti di osservazione sono rappresentati da aeroporti, il focus di questi report è sulle nubi che hanno un impatto sull'aviazione, da cui la maggior risoluzione in prossimità della superficie. Dalla Figura 31 è evidente come le rilevazioni da

terra prese in questo studio sono utili per indicare la presenza di nubi medie e nubi alte, ma non per determinarne la loro esatta collocazione sulla colonna verticale. Per verificare le ipotesi in studio, dunque, Forsythe et al. (2000a,b) hanno considerato solamente nubi la cui base è al di sotto di 10000 piedi.

Il metodo per verificare se si ottiene un miglioramento utilizzando la classificazione di nubi SAT è costituito dai seguenti passaggi:

- Per ognuna delle 235 coppie di immagini nel visibile e nell'infrarosso, si effettua una classificazione delle nubi usando l'istogramma bidimensionale visibile/infrarosso dall'immagine della radianza.
- Si esaminano le osservazioni di nubi da terra, si fa un elenco di tutti i report all'interno di 0.5 h di osservazione satellitare e si segnala la copertura nuvolosa.
- Si itera attraverso i report da terra e si mantiene una stazione per volta (il cosiddetto CONTROL). Si determina la classe dalla classificazione satellitare alla quale appartiene il CONTROL. E' richiesta un'area intorno alla stazione di osservazione di 5×5 pixel ($20 \text{ km} \times 20 \text{ km}$) appartenente alla stessa classe, altrimenti la stazione viene scartata per gli scopi di confronto (il che implica che il punto di osservazione non appartiene a una sola delle nostre classi satellitari).
- Si esaminano le osservazioni di nubi da terra, si fa un elenco di tutti i report all'interno di 0.5 h di osservazione satellitare e si segnala la copertura nuvolosa.
- Si itera attraverso i report da terra e si mantiene una stazione per volta (il cosiddetto CONTROL). Si determina la classe dalla classificazione satellitare alla quale appartiene il CONTROL. E' richiesta un'area intorno alla stazione di osservazione di 5×5 pixel ($20 \text{ km} \times 20 \text{ km}$) appartenente alla stessa classe, altrimenti la stazione viene scartata per gli scopi di confronto (il che implica che il punto di osservazione non appartiene a una sola delle nostre classi satellitari).
- A questo punto, con le restanti osservazioni da terra di altezza delle nubi, si passa a trovare
 - a) il report più vicino all'interno della stessa classe (il posto SAT);
 - b) il report localizzato più vicino al sito di controllo rispetto al sito SAT ma che si trova in una classe differente (sito NOSAT).

- Da questi tre report (CONTROL, SAT, NOSAT), si passa attraverso ogni osservazione e si ricercano gli strati che forniscono la più piccola differenza nella base delle nubi nel confronto CONTROL-SAT e CONTROL-NOSAT.

È interessante osservare come spesso le regioni nuvolose si trovino nella medesima classe. Per il dataset del giugno 1996, riferito agli USA centro-orientali, una media del 40% dei pixel nelle regioni nuvolose costituite da 5×5 pixel consisteva di una classe. Questo variava in relazione alle scene da un minimo del 20% (nubi molto complesse) ad un massimo del 62% (nubi più omogenee). Questi numeri mostrerebbero probabilmente una variabilità stagionale, giornaliera e geografica. Ad esempio, regioni con copertura stratificata avranno un'elevata percentuale di pixel nella stessa classe, al contrario del caso dei cumuli in cui le regioni con 5×5 pixel nella medesima classe saranno molto pochi.

Il confronto dei report di nubi da terra non è un processo semplice a causa degli effetti delle nubi multistrato e dell'oscuramento delle nubi alte da parte di quelle basse. Questo è il motivo per il quale la soluzione dai report CONTROL-SAT e CONTROL-NOSAT si trova osservando il minimo errore che può essere ottenuto nei campi di altezza di nube dai confronti CONTROL-SAT e CONTROL-NOSAT. Ad esempio, se i report del CONTROL localizzano le nubi a 5000 e 8000 piedi, mentre i report del NOSAT le riportano a 2000, 6000 e 10000 piedi, la quota di 5000 piedi del CONTROL e quella di 6000 da parte del NOSAT vengono scelte come valori osservati e previsti, rispettivamente. Questi due valori infatti, forniscono il valore minimo dell'errore ottenibile nella valutazione dell'altezza della base delle nubi. Un processo del tutto simile avviene per estrarre l'altezza delle nubi dal confronto CONTROL e SAT. Nel caso in cui ci siano due strati con il medesimo errore viene preso in considerazione lo strato più basso (il che è ragionevole in quanto gli strati più bassi sono quelli osservati meglio dalla superficie).

I risultati dei confronti suddetti sono presentati come scatterplot (Figura 32). I dati in questi plot sono stati selezionati cosicché la distanza tra il sito del CONTROL e quello del NOSAT sia sempre inferiore rispetto a quella tra il sito CONTROL e quello SAT. In Figura 32 la colonna di sinistra (a,b,c) mostra i plot del NOSAT, mentre in quella di destra (d, e, f) abbiamo i risultati del SAT. Le abbreviazioni SCT, BKN e OVC stanno rispettivamente per scattered, broken e overcast, e indicano la tipologia del campo di nube.

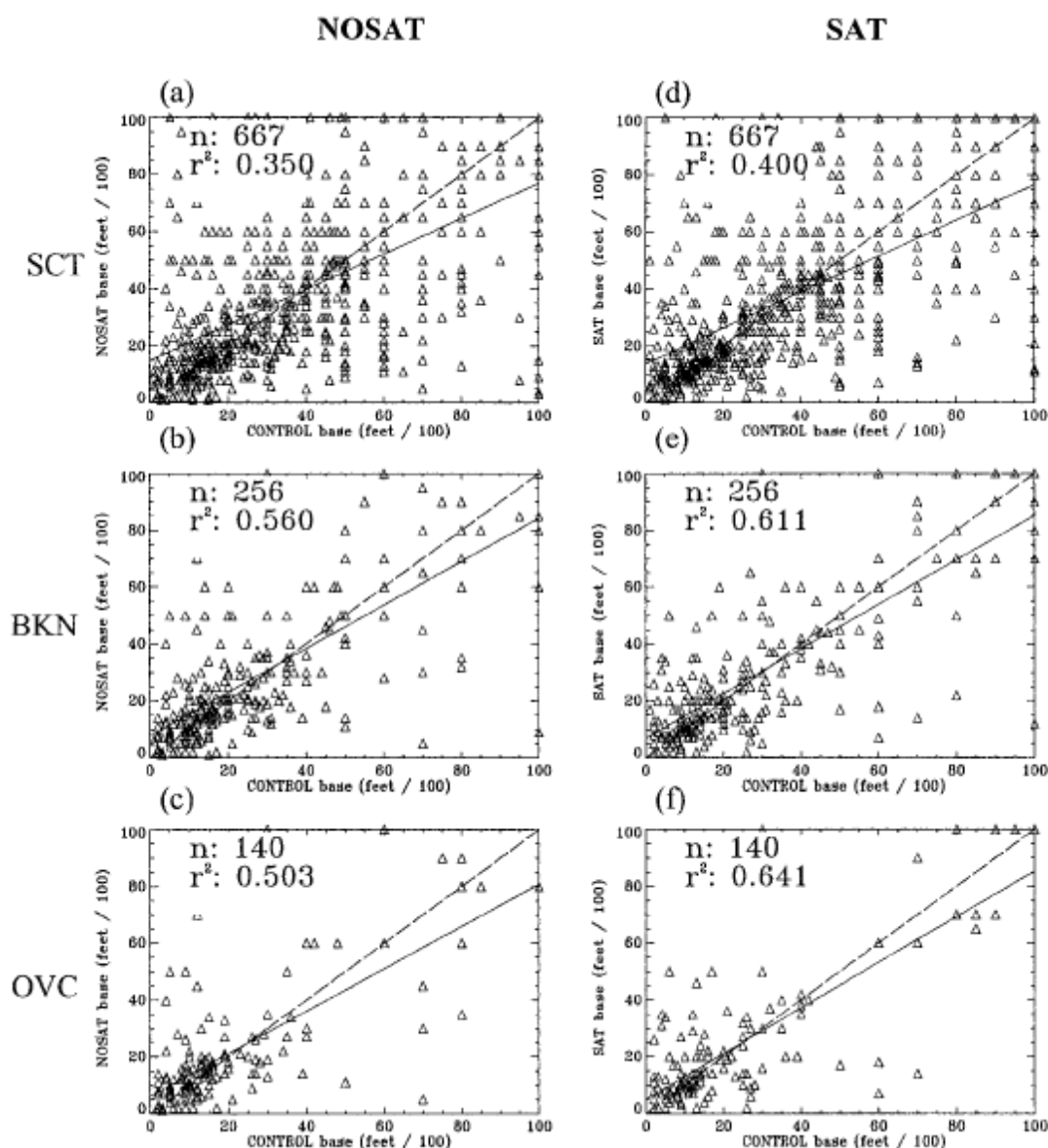


Figura 32: Confronto dei risultati del SAT e NOSAT; i risultati del NOSAT sono riportati nella colonna di sinistra, i risultati SAT in quella di destra; in ogni scatterplot sono riportati il numero di dati (n) ed il coefficiente di determinazione (r^2); la linea solida indica il fit dei minimi quadrati.

Il metodo SAT mostra un fit leggermente migliore rispetto al metodo NOSAT in ogni condizione, nonostante il NOSAT abbia il vantaggio di trovarsi più vicino al sito del CONTROL. Sempre in Figura 32 notiamo che i report sono maggiormente comuni al di sotto dei 5000 piedi. Questo era sicuramente intuibile già dalla Figura 31 e dalla preferenza nell'osservazione delle nubi basse che sono di interesse per l'aviazione, oltre al fatto che le nubi basse sono preferibilmente osservate dai sistemi da terra a causa degli effetti di

oscuramento da parte delle altre nubi.

A causa dell'elevata limitazione dei dati sulla base delle nubi utilizzati in questo studio, non è possibile affermare con certezza che il miglioramento osservato al di sotto di 10000 piedi ci sarà anche per nubi al di sopra di questa altezza.

Tramite la fusione dei report da terra delle basi di nube e degli schemi di classificazione delle nubi derivati da satellite, gli autori hanno dimostrato un miglioramento nella costruzione dei campi di base di nube con questo metodo rispetto a un più tradizionale schema di interpolazione che fa uso dei soli dati da terra. Anche quando gli schemi di classificazione da terra abbiano il vantaggio di esser localizzati più in prossimità al sito per il quale si vuole determinare prevedere la base della nube, la previsione di base di nube supportata da satellite ha una prestazione migliore.

L'aggiunta di una semplice misura strutturale alla classificazione da satellite migliora dunque la qualità del metodo satellitare. La correlazione (r^2) della stima della base osservata aumenta da 0.641 a 0.867 in condizioni di OVC con l'uso di misure strutturali.

Dato che i cieliometri automatizzati stanno sostituendo sempre più le rilevazioni umane negli USA, ciò dovrebbe portare a osservazioni sempre più oggettive, sebbene ci siano ancora dei limiti nell'altezza massima alla quale le basi delle nubi possono essere rilevate.

3.3.2 I cieliometri come strumento di validazione dei cloud mask: il caso finlandese

La cloud mask è un prodotto fondamentale derivato dai dati satellitari, che classifica i pixel delle immagini satellitari come nuvolosi o privi di nubi. Mentre alcuni parametri di analisi delle nubi, come ad esempio la temperatura del top o lo spessore ottico, utilizzano informazioni dai pixel nuvolosi, l'analisi della superficie terrestre tipicamente richiede condizioni di cielo sereno. Molte organizzazioni e istituti hanno un proprio algoritmo di cloud mask modificato per i propri particolari scopi. Un continuo monitoraggio e validazione della cloud mask è essenziale. Si tratta ovviamente di un compito molto impegnativo, in quanto le quantità di nubi misurate dallo spazio e da terra raramente risultano paragonabili a causa della diversa geometria di visione e delle inevitabili differenze nei tempi di osservazione.

Nello studio di Joro (2010) tre differenti cloud mask sono state confrontate con il prodotto

dei cieli ad alte latitudini. Sono stati inclusi il cloud mask dell'European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) Meteorological Products Extraction Facility (MPEF) e due cloud mask dal Satellite Application Facility on Support to Nowcasting and Very Short Range Forecasting (SAFNWC). L'area d'interesse nello studio in esame è stata quella della Finlandia meridionale, denominata come Helsinki Testbed area. Le misure grezze dei cieli sono state post-processate dagli algoritmi di condizione del cielo, i quali riportano la quantità di nube e l'altezza della loro base. Tali algoritmi producono risultati credibili, anche sulla base di misurazioni effettuate da singolo cielo. Si riconosce però che la quantità di dati utilizzati per lo studio, composta da due soli mesi di rilevazioni, febbraio e agosto del 2006, è stata limitata, sebbene una fitta rete di cieli abbia offerto un interessante dataset per lo studio della validazione delle cloud mask. Le osservazioni hanno mostrato una notevole correlazione sia a livello spaziale che temporale. Pertanto, è stato presentato un metodo di bootstrapping per tenere conto della forte correlazione nell'uso del dataset. Tale metodo consente inoltre il calcolo degli intervalli di confidenza (CI) per i risultati.

La regione in esame è localizzata a latitudini relativamente elevate; a queste latitudini il SEVIRI, montato a bordo del satellite geostazionario MSG, ha una risoluzione spaziale relativamente scarsa confrontata con i dati dell'AVHRR, montato su satelliti polari. D'altro canto, il SEVIRI fornisce un numero maggiore di canali spettrali rispetto all'AVHRR, cosicché non era immediatamente evidente quale dei due prodotti avrebbe dato risultati migliori.

Tutti i cloud mask utilizzati in questo studio, MPEF, SAFNWC/MSG e SAFNWC/PPS, sono basati su tecniche di thresholding (tecniche di soglia). Differenti valori dei canali spettrali, canali diversi, e/o rapporti sono confrontati con soglie predefinite al fine di determinare se il pixel che è stato esaminato è “contaminato” da nubi o meno. Ogni confronto separato è definito come test. Le soglie all'interno dei test possono essere valori fissi o dinamici. In quest'ultimo caso le soglie sono calcolate utilizzando un modello numerico di previsione del tempo (NWP) assieme a un modello di trasferimento radiativo (RTM). Le soglie dinamiche consentono agli algoritmi del cloud mask di adattarsi alle condizioni meteorologiche prevalenti nel campo di vista dello strumento. Inoltre, l'ora del giorno (giorno-notte-alba-tramonto) e la posizione del pixel (terra-mare-costa) incidono

sulla scelta del test appropriato e sulla messa a punto delle soglie.

In Tabella 6 troviamo riassunti i differenti modelli NWP e RTM utilizzati da Joro (2010).

Cloud mask	Instrument	RTM	NWP	Scope
MPEF	SEVIRI	Synsatrad	ECMWF	Full disc
SAFNWC/ MSG	SEVIRI	RTTOV	ARPEGE	Full disc
SAFNWC/ PPS	AVHRR	RTTOV	HIRLAM	Limited area

Tabella 6: Informazioni di base riguardanti i differenti cloud mask, i diversi NWP, RTMs.

Generalmente, i canali IR del radiometro (es. SEVIRI o AVHRR) sono indispensabili per gli algoritmi del cloud mask. Non essendo dipendenti dalla luce solare, essi consentono una continua individuazione delle nubi. D'altro canto, però, le nubi sono ottimi riflettori di radiazione solare e pertanto, quando è disponibile una sufficiente quantità di luce solare, l'uso dei canali del radiometro nel VIS e nel vicino IR può migliorare sensibilmente i risultati.

Maggiori difficoltà possono essere incontrate all'alba e al tramonto, quando la quantità di radiazione solare riflessa dalle nubi varia rapidamente nel tempo. La divisione in tre differenti periodi delle 24 ore (giorno-notte-crepuscolo) e dunque l'uso di canali nel VIS varia tra gli algoritmi ed è determinata dall'angolo solare zenitale (Tabella 7).

Cloud mask	Day	Twilight	Night
MPEF	$\theta \leq 72$	$72 < \theta < 80$	$\theta \geq 80$
SAFNWC/MSG	$\theta \leq 80$	$80 < \theta < 93$	$\theta \geq 93$
SAFNWC/PPS	$\theta \leq 80$	$80 < \theta < 95$	$\theta \geq 95$
This study	$\theta \leq 72$	$72 < \theta < 93$	$\theta \geq 93$

Tabella 7: Valori di soglia dell'angolo solare zenitale indicanti le condizioni di illuminazione.

L'algoritmo MPEF utilizza il canale visibile solamente durante il giorno, mentre entrambi gli algoritmi SAFNWC usano i canali visibili anche all'alba e al tramonto. A causa della

elevata latitudine di Helsinki, la maggior parte di febbraio è stata classificata come notte o tutt'al più crepuscolo. Nel mese di agosto, invece, i giorni hanno rappresentato la metà dei dati.

Le dimensioni dei pixel del SEVIRI e dell'AVHRR sono rispettivamente 3 e 1 km al nadir. A Helsinki la risoluzione del SEVIRI è di circa 11 km nella direzione nord-sud e 6 km nella direzione est-ovest. Analogamente, per l'AVHRR la risoluzione è di 2 km nella direzione del percorso e 6 km ortogonalmente a esso. Oltre alla differenza nella dimensione dei pixel, SEVIRI e AVHRR differiscono anche per i canali spettrali disponibili. Ad esempio, il SEVIRI possiede un canale IR a 8.7 μm , molto utile nella rilevazione dei cirri e delle nubi basse.

In questo studio i dati satellitari non sono stati corretti per quanto riguarda la parallasse. Questa decisione è stata presa dall'autore dal momento che i cielometri hanno un range di misura limitato, da 0 a 7500 m. Era ragionevole prevedere dunque che alcuni casi di nubi alte non rientrassero nel range di misura del cielometro, rendendo inutile la correzione di parallasse dei dati satellitari. Inoltre, i primi risultati ottenuti con l'algoritmo MPEF, avevano mostrato una certa incapacità di tale algoritmo nella rilevazione delle nubi basse (tra 0 e 3000 m) ancor più che per gli altri tipi di nube. Nel caso di nubi basse, l'errore di parallasse può essere trascurato.

3.3.2.1 Gli strumenti

I cielometri utilizzati nello studio in esame sono stati prodotti dalla Vaisala. Entrambi i modelli utilizzati, CT25K e CL31, avevano un range di misura di 0-7500 m. A causa della limitazione nel range delle misurazioni, non era ragionevole attendersi una completa individuazione delle nubi alte. Le misure del cielometro CT25K sono state fatte ogni 10 minuti e gli algoritmi delle condizioni del cielo hanno fornito un'osservazione con ogni misura. L'osservazione è rappresentata da una media delle misure del CT25K negli ultimi 30 minuti, ed includono informazioni sulle nubi fino a 4 strati differenti. Il cielometro CL31, invece, misura ogni 16 s. Come diretta conseguenza dell'elevata frequenza di misurazione l'algoritmo della condizione del cielo fornisce un'osservazione ogni 5 minuti. Anche in questo caso le osservazioni sono state mediate sui 30 minuti. Le informazioni sulle nubi

sono disponibili fino a 5 distinti livelli.

In Figura 33 viene mostrata la zona in esame e la disposizione sul territorio dei cieliometri.

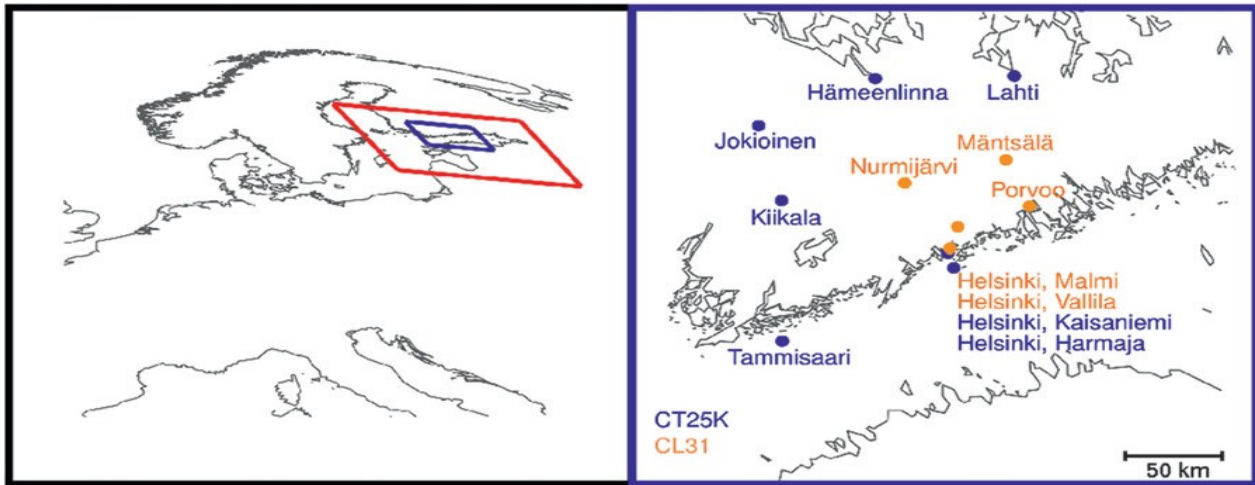


Figura 33: Localizzazione dei cieliometri nell'Helsinki Testbed area. Nel riquadro di sinistra in particolare, la linea blu indica l'area riportata nel riquadro di destra, mentre la linea rossa delimita l'area mostrata in Figura 34.

3.3.2.2 I metodi

Il confronto è stato fatto recuperando il totale delle nubi (N_{tot}) sia dai cloud mask che dai cieliometri. Per ogni osservazione del cieliometro è stato estratto un adeguato segmento di pixel dal cloud mask.

Per ottenere un'istantanea dei cloud mask, bisogna considerare i dettagli delle immagini satellitari acquisite. Il SEVIRI ha un ciclo di ripetizione ogni 15 minuti che fornisce un'immagine ogni 0, 15, 30 e 45 minuti di ogni ora. L'istantanea di un ciclo di ripetizione fornisce il tempo d'inizio della scansione. Gli strumenti che scansiano da est a ovest e da sud a nord impiegano approssimativamente 12 minuti. I restanti 3 minuti di scansione sono utilizzati per riportare lo strumento nella posizione nominale di partenza. Con una tale routine di misurazione, la Helsinki Testbed area viene scansata in circa 11 minuti dalla partenza. Dunque, il vero tempo di acquisizione dei dati del cloud mask è stato considerato essere pari al tempo di ripetizione del ciclo con l'aggiunta di 11 minuti (RC+11). Ulteriori 5 minuti sono stati poi aggiunti a questo tempo ed è stata estratta l'osservazione da cieliometro

più vicina nel tempo (RC+11+5).

Dai dati del cloud mask, è stato estratto un segmento di $n \times n$ pixel attorno ad ogni stazione dei cieliometri ed è stata calcolata la quantità totale di nubi (N_{tot}) in ottavi. La dimensione esatta del segmento, 5×5 pixel per l'MPEF e per il SAFNWC/MSG e 25×25 pixel per il SAFNWC/PPS, è stata determinata dai dati. La quantità totale di nube risultante dai dati del cloud mask è stata confrontata con la quantità totale estratta dalle misurazioni dei cieliometri.

Il cielo è stato considerato essere libero da nubi se N_{tot} è inferiore a $3/8$, mentre nuvoloso se superiore a $5/8$. Se la quantità totale di nubi dal cloud mask o dalle osservazioni del cieliometro non soddisfaceva queste richieste, il confronto veniva scartato. Stessa cosa se un'osservazione da cieliometro non cadeva in un tempo sufficientemente vicino (± 5 minuti) al cloud mask.

3.3.2.3 Validazione dei dati

I risultati sono stati analizzati utilizzando la Tabella 8.

Cloud mask	Ceilometer (baseline)	
	Clouds	No clouds
Clouds	a (Hit)	b (False alarm)
No clouds	c (Miss)	d (Correct rejection)

Tabella 8: Confronto tra le due categorie analizzate.

La misura descrittiva di base è il rapporto tra le nubi osservate da satellite e quelle osservate da cieliometro:

$$\text{BIAS} = \frac{a + b}{a + c}$$

Il miglior valore possibile per il BIAS è 1. Valori maggiori indicano una sovrastima della copertura nuvolosa da satellite, valori inferiori una sottostima.

Una semplice misura dell'accuratezza è data dalla corretta proporzione:

$$PC = \frac{a + d}{a + b + c + d}$$

che fornisce la proporzione degli eventi in cui entrambe le osservazioni sono in accordo. Il miglior valore possibile è 1, il peggiore 0.

Altri parametri da tenere in considerazione:

- Rapporto di falso allarme (o probabilità di falso allarme):

$$FAR = \frac{b}{a + b}$$

definito come la percentuale delle nubi rilevate solamente da satellite, rispetto alle osservazioni totali di nubi da satellite. Il valore ideale è 0, il peggiore 1.

- Tasso di falso allarme (o probabilità di falso rilevamento):

$$F = \frac{b}{b + d}$$

definito come il rapporto tra le nubi rilevate da satellite rispetto alle osservazioni di cielo sereno da cielometro. Così come per il FAR, il valore ideale è 0, il peggiore 1.

- Tasso di successo (o probabilità di rilevamento):

$$H = \frac{a}{a + c}$$

rapporto tra le nubi osservate sia da satellite sia da cielometro, rispetto a quelle osservate solo da cielometro. Il valore ideale è 1, il peggiore 0.

Tutte queste misure sono ampiamente utilizzate per l'analisi per categorie, sebbene talvolta con altri nomi e non tutte allo stesso momento.

3.3.2.4 Calcolo degli intervalli di confidenza

Gli intervalli di confidenza quantificano l'incertezza di un parametro. Il livello di confidenza rappresenta la percentuale dei casi in cui il valore vero dovrebbe essere all'interno del confidence interval (CI), se ripetuti campioni sono stati prelevati dalla stessa popolazione. Come nel caso in esame, spesso gli intervalli di confidenza sono calcolati utilizzando un livello di confidenza del 95%.

Come già accennato inizialmente, gli intervalli di confidenza sono stati ricavati da Joro (2010) utilizzando i metodi di bootstrap (Efron and Tibshirani 1994). Il bootstrap è un test di permutazione, in cui la popolazione originale è campionata con una sostituzione. Un campione può essere scelto più di una volta per essere sostituito. Ad esempio, se ci sono n osservazioni indipendenti, non correlate tra di loro nella popolazione, un'osservazione viene casualmente richiamata dalla popolazione n volte. Ogni volta il valore dell'osservazione viene registrato, dopodiché torna alla popolazione. Questo campionamento di n elementi è ripetuto un gran numero di volte (es. 5000 volte) e le proprietà statistiche vengono calcolate da questi campioni di bootstrap. Comunque, nei dati a disposizione di Joro (2010), le osservazioni avevano una correlazione sia spaziale che temporale che doveva essere mantenuta nei campioni di bootstrap. Per tenere conto della correlazione spaziale, tutte le osservazioni in un time step sono state campionate assieme come un unico gruppo.

Per tenere conto della correlazione temporale è stato usato il moving block bootstrap. Invece che campionare ogni time step individualmente, un blocco di L time step è stato campionato assieme. Diversi blocchi sono stati campionati k volte cosicché $n = k \times L$. Non è stato affatto semplice calcolare le dimensioni del blocco: un L troppo piccolo determina intervalli di confidenza troppo stretti, mentre un L troppo grande implica un CI troppo ampio. L'ideale sarebbe un valore di L crescente con la dimensione n dei campioni, cosicché il rapporto L/n tende a zero con n che tende all'infinito. Nel caso in esame L è stato calcolato utilizzando l'equazione implicita di Wilks (2006):

$$L = (n - L + 1)^{(2/3)[1-(n'/n)]} \quad n' = n \frac{1 - \rho_1}{1 + \rho_1}$$

dove ρ_1 è il coefficiente di autocorrelazione.

3.3.2.5 Mappe di frequenza di nubi da satellite

Per avere una panoramica della variabilità spaziale delle nubi durante i mesi selezionati, la frequenza di nube mensile per ogni pixel è stata calcolata sulla base dei risultati del SAFNWC/MSG e della MPEF (Figura 34). La nuvolosità media per il SAFNWC/MSG in febbraio è stata di 83.3%, 74.7% in agosto, mentre per la MPEF 76.3% e 74.7% rispettivamente.

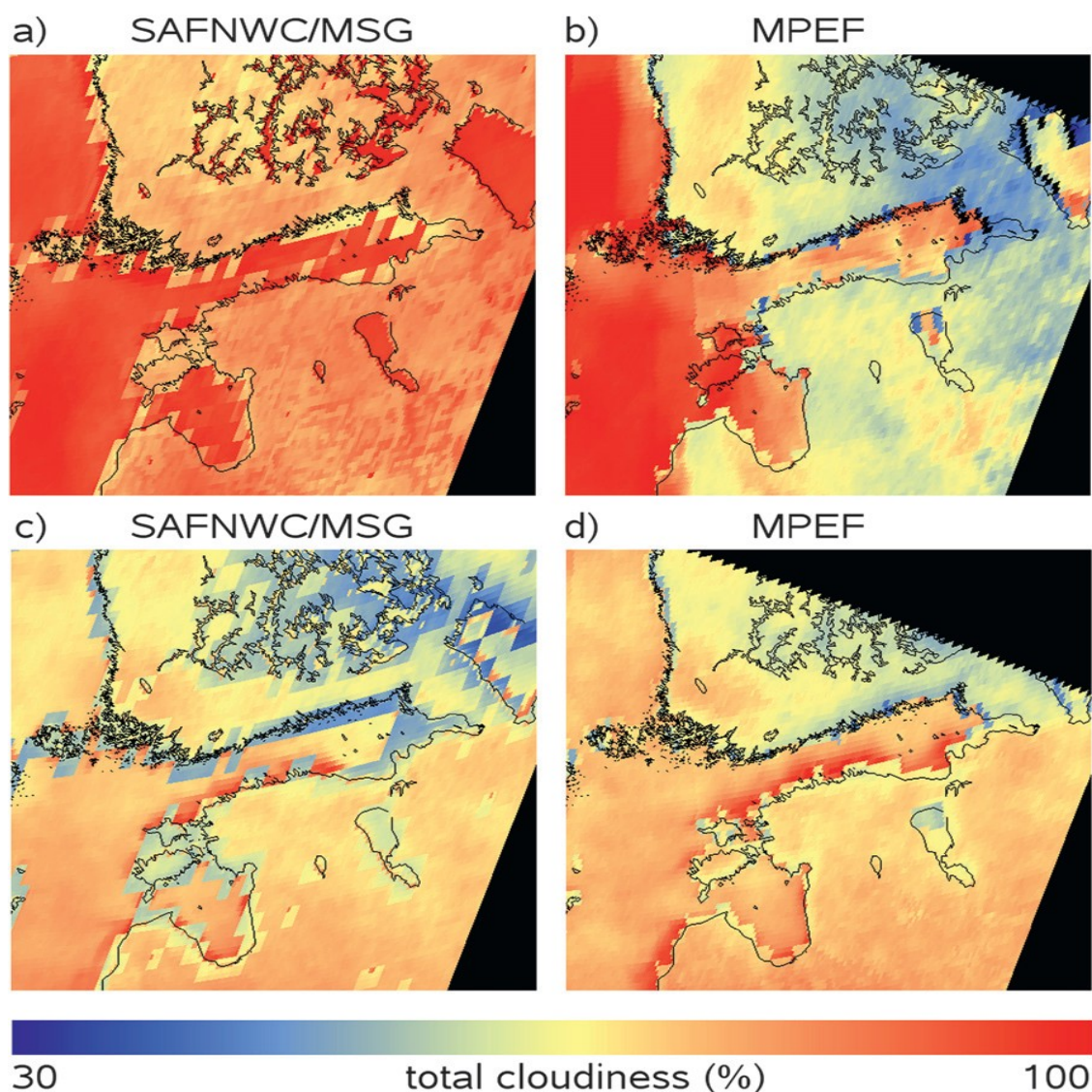


Figura 34: Frequenza di osservazioni di nube in febbraio (riga superiore) e agosto (riga inferiore) dal SAFNWC/MSG (a), (c) ed MPEF (b), (d); il triangolino in alto a destra non è stato processato dalla MPEF. Nel complesso i risultati hanno alcune somiglianze: ad esempio, in febbraio (Figura 34 a,b)

ci sono più nubi su mare che su terra, in agosto invece (Figura 34 c,d) ci sono meno nubi nelle aree costiere rispetto alle aree circostanti, e questo sia per il SAFNWC/MSG sia per l'MPEF.

Possiamo osservare come nel caso del SAFNWC/MSG le aree costiere sono rappresentate a blocchi (Figura 34c) poiché il relativo algoritmo gestisce le aree costiere separatamente. L'algoritmo MPEF invece, elabora i pixel di costa sia come terra sia come mare e conseguentemente applica le soglie per i test. In febbraio possono essere osservate le più grandi differenze: il SAFNWC/MSG classifica la maggior parte dei laghi finlandesi come nuvolosi, molto probabilmente a causa di una carenza nella maschera terra-acqua (Figura 34a) e la MPEF individua molte meno nubi su terra rispetto al SAFNWC/MSG (Figura 34b).

3.3.2.6 Mappe di frequenza di nubi da cielometro

Per avere una panoramica della variabilità delle nubi nel tempo e in altezza durante il periodo in esame, è stata calcolata la mappa della frequenza delle nubi basata sui dati del cielometro (Figura 35 e 36). Anche se i cielometri non sono stati in grado di individuare alcune nubi alte, essi sono risultati molto efficienti nell'osservazione di quelle basse.

Dunque, un'analisi dettagliata delle nubi mancate ha fornito utili informazioni riguardo ai problemi degli algoritmi del cloud mask.

Nel mese di febbraio, l'angolo zenitale solare è risultato elevato in ogni giorno. Pertanto, la maggior parte dei dati sono stati classificati dal cloud mask come crepuscolo o come notte (Figura 35e). I cielometri hanno individuato principalmente nubi basse per tutto il giorno, e a causa della forte attenuazione del segnale da parte delle nubi, quelle più alte sono state difficilmente individuate (Figura 35b,c). Il SAFNWC/MSG riesce a rilevare la maggior parte delle nubi ($H \approx 1$), come possiamo osservare dalla Figura 35a. Si evidenzia un interessante aspetto attorno ai 3000 m in cui entrambi gli algoritmi del cloud mask (SAFNWC/MSG e MPEF) hanno avuto difficoltà nell'individuazione delle nubi. La cloud mask MPEF è quella che ha mostrato più problemi, sia in altezza che nel tempo. La prestazione peggiore si è registrata tra le 0500 e le 1000 UTC (Figura 35d), in cui solo metà delle nubi sono state individuate ($H \approx 0.5$).

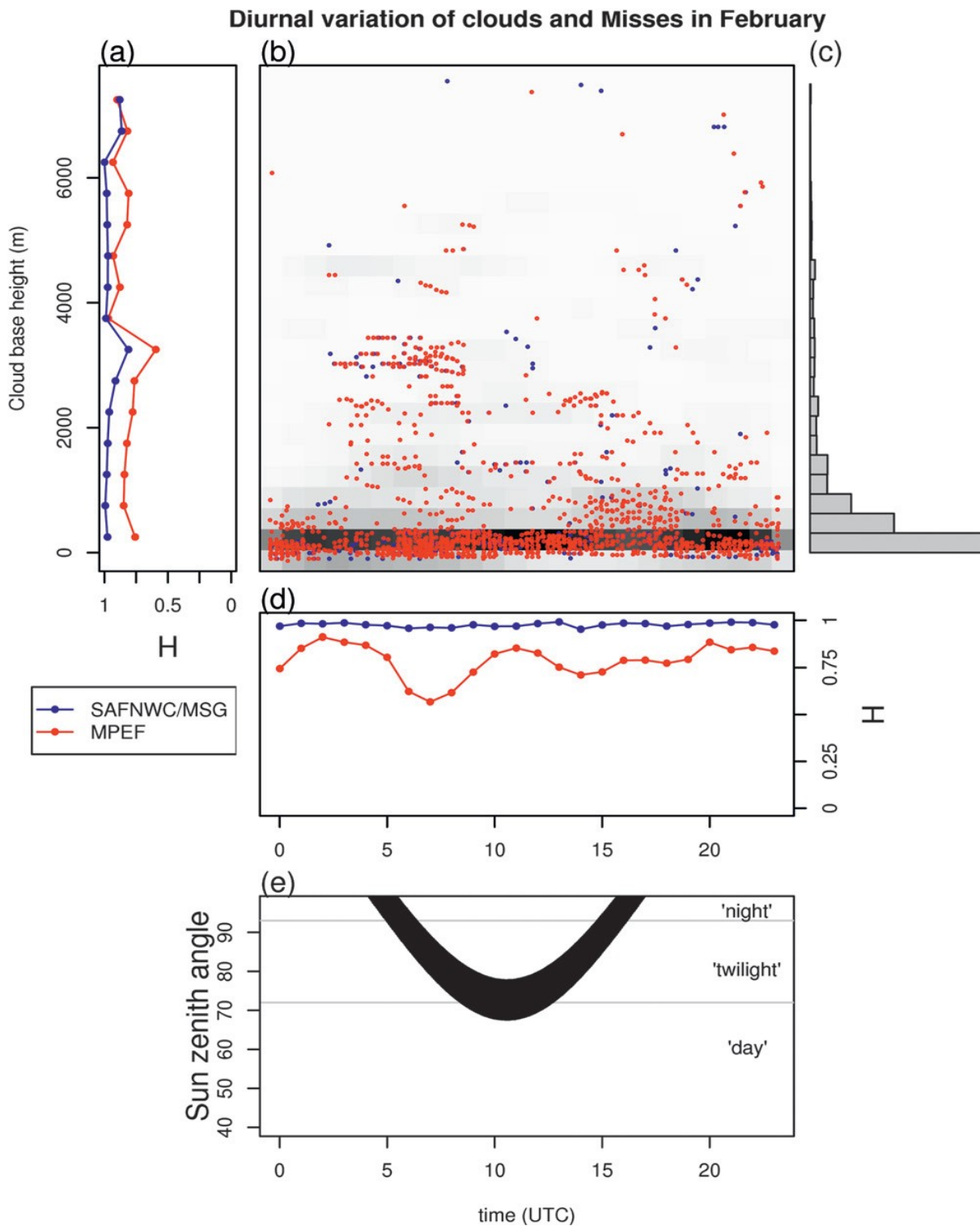


Figura 35: Febbraio: (a) H come funzione dell'altezza, (b) frequenza dell'altezza della base di nube dai cieliometri (dal bianco al nero), i puntini rossi indicano le nubi non individuate dalla MPEF, i puntini blu quelli mancati dal SAFNWC/MSG, (c) istogramma di frequenza relativa dell'altezza della base delle nubi, (d) H come funzione del tempo ed (e) angolo solare zenitale come funzione del tempo ad Helsinki. La larghezza dell'area mostra il cambiamento dell'angolo durante febbraio.

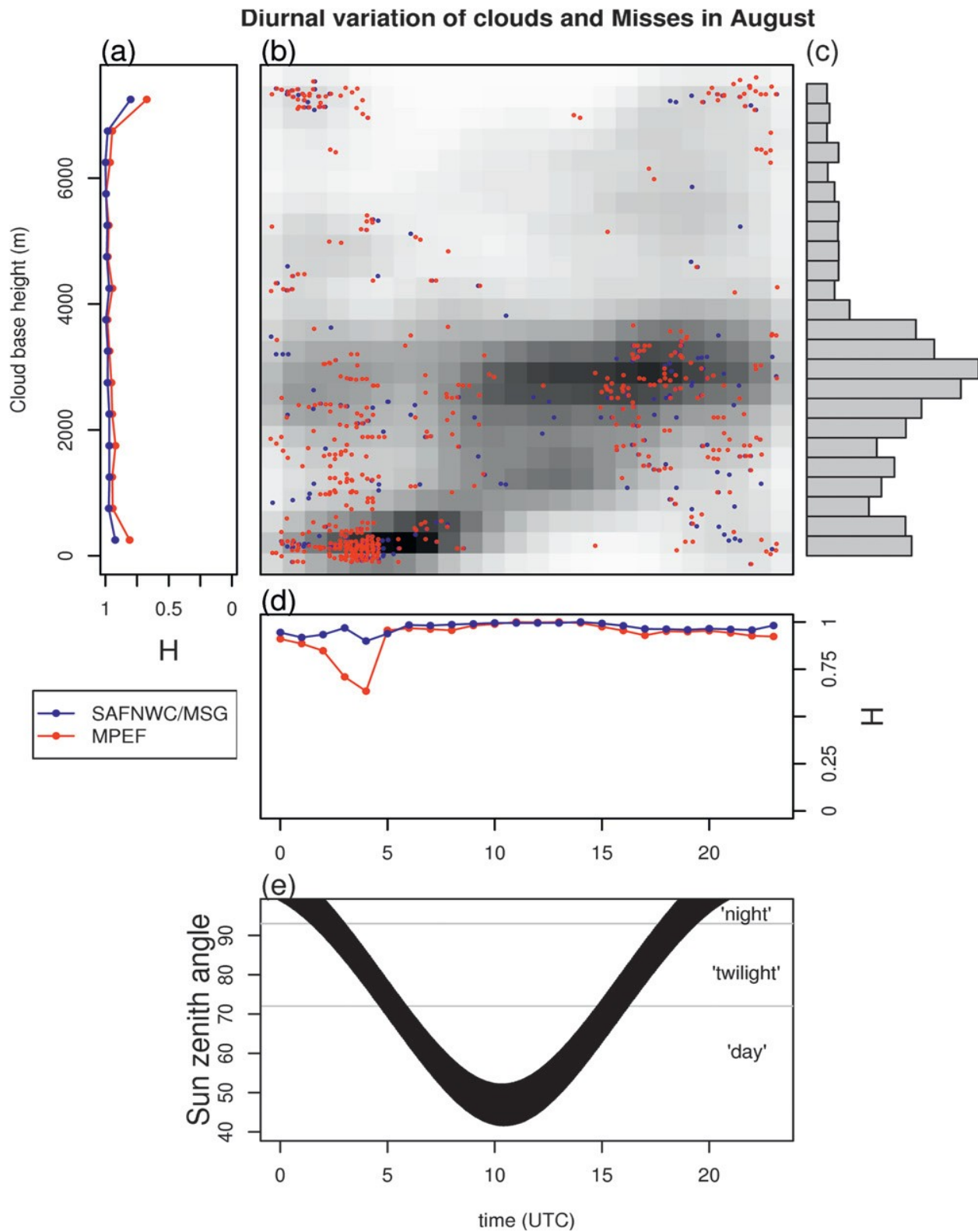


Figura 36: Come in Figura 35 ma in agosto.

Per quanto riguarda il mese di agosto, si è evidenziato un chiaro pattern diurno delle nubi; le nubi basse erano presenti durante la notte e la mattina presto, le nubi medie presenti invece nel pomeriggio (Figura 36b,c). La cloud mask MPEF non è stata in grado di individuare molte situazioni di nebbia e nubi basse durante la notte ed in particolare di primo mattino, subito dopo l'alba (Figura 36d). Anche la cloud mask SAFNWC/MSG ha evidenziato alcune lacune nell'individuazione delle nubi basse e delle nebbie. In febbraio e agosto entrambi i cloud mask non hanno rilevato circa la stessa quantità di nubi alte a 7000 m (Figure 35a 36a). L'utilizzo di canali nel visibile negli strumenti di rilevazione può migliorare sensibilmente l'individuazione delle nubi basse durante le prime ore della mattina; nelle nubi basse, la temperatura del top è prossima a quella della superficie terrestre, pertanto una distinzione risulta difficile utilizzando unicamente canali nell'infrarosso. Il motivo principale delle differenze nell'individuazione delle nubi basse di prima mattina (Figura 36d) tra i due algoritmi è che l'algoritmo SAFNWC/MSG impiega i canali nel visibile del SEVIRI durante alba e tramonto, mentre l'algoritmo MPEF fa uso del canale visibile solamente durante le ore del giorno. Come si nota in Figura 36d infatti, la MPEF aumenta sensibilmente le proprie prestazioni dopo le 0500 UTC, ovvero una volta che l'angolo zenitale solare scende al di sotto del valore di soglia.

3.3.2.7 Confronto MPEF e SAFNWC/MSG

Dal confronto si evidenzia che in febbraio la MPEF riporta un maggior numero di mancate rilevazioni rispetto al numero di falsi allarmi a causa della difficoltà nell'individuazione delle nubi basse. Il metodo SAFNWC/MSG, che individua più facilmente le nubi basse per quanto precedentemente affermato, presenta un numero maggiore di falsi allarmi rispetto al numero di mancate rilevazioni di nube. In agosto, quando le nubi basse scarseggiano, entrambi i cloud mask presentano un numero maggiore di falsi allarmi rispetto alle mancate individuazioni. In febbraio, la maggior parte delle rilevazioni si è avuta di notte ovviamente, con osservazioni di cielo nuvoloso piuttosto che sereno nella maggior parte dei casi (Figura 37a). La maggior parte delle nubi individuate da cielometro sono state individuate anche da SAFNWC/MSG ($H \approx 1$), mentre la cloud mask MPEF ha registrato prestazioni peggiori ($H \approx 0.75$). Nel complesso il metodo SAFNWC/MSG ha una miglior accuratezza rispetto a

quello MPEF (Figura 37b). A causa delle piccole quantità di dati a disposizione per i giorni del periodo invernale, i risultati diurni risultano problematici.

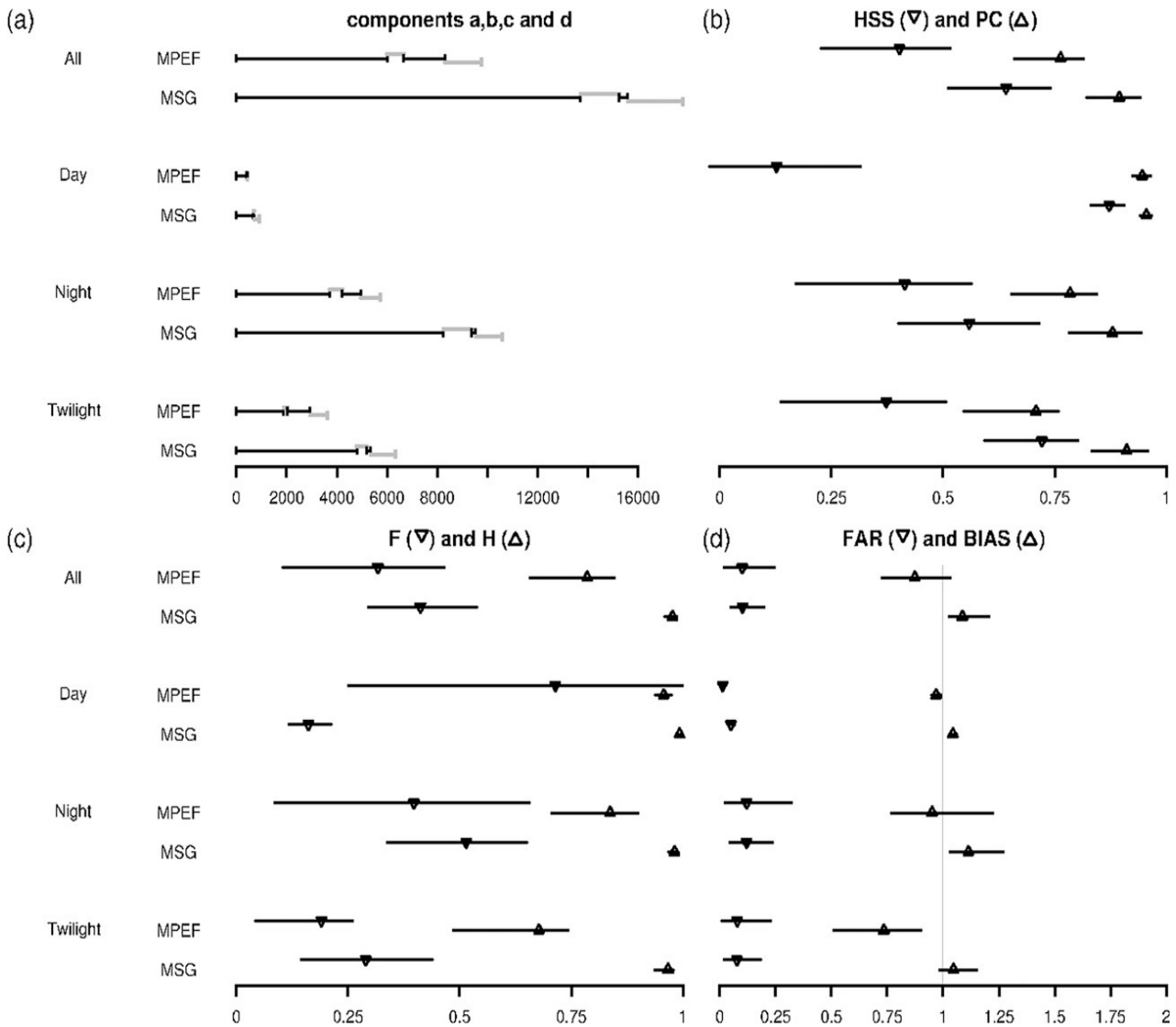


Figura 37: Risultati del confronto dei dati del cielometro con i mask utilizzando il SEVIRI in febbraio.

In agosto, le osservazioni sono state distribuite piuttosto uniformemente su tutte le classi degli angoli zenitali solari. La maggior parte delle osservazioni sono state classificate come diurne (Figura 38a). Le differenze tra i due algoritmi sono risultate abbastanza contenute. Un totale del 25% delle nubi individuate da satellite non sono state individuate dai cielometri ($FAR \approx 0.25$, Figura 38d). Questo risultato è sicuramente connesso con l'incapacità dei cielometri di individuare le nubi alte, come precedentemente discusso. Il migliore comportamento dei cloud mask si realizza durante la notte, quando sono presenti

più nubi basse agilmente individuate dai cieliometri. Entrambi gli algoritmi individuano la maggior parte di tutte le altre nubi (H circa 1), a eccezione dei periodi di alba e tramonto, durante i quali la cloud mask MPEF ra attesa avere problemi nella rilevazione delle nubi basse (Figura 38c). Le prestazioni della MPEF sono risultate migliori nel mese estivo, mentre per il metodo SAFNWC/MSG le differenze non si sono rivelate così evidenti.

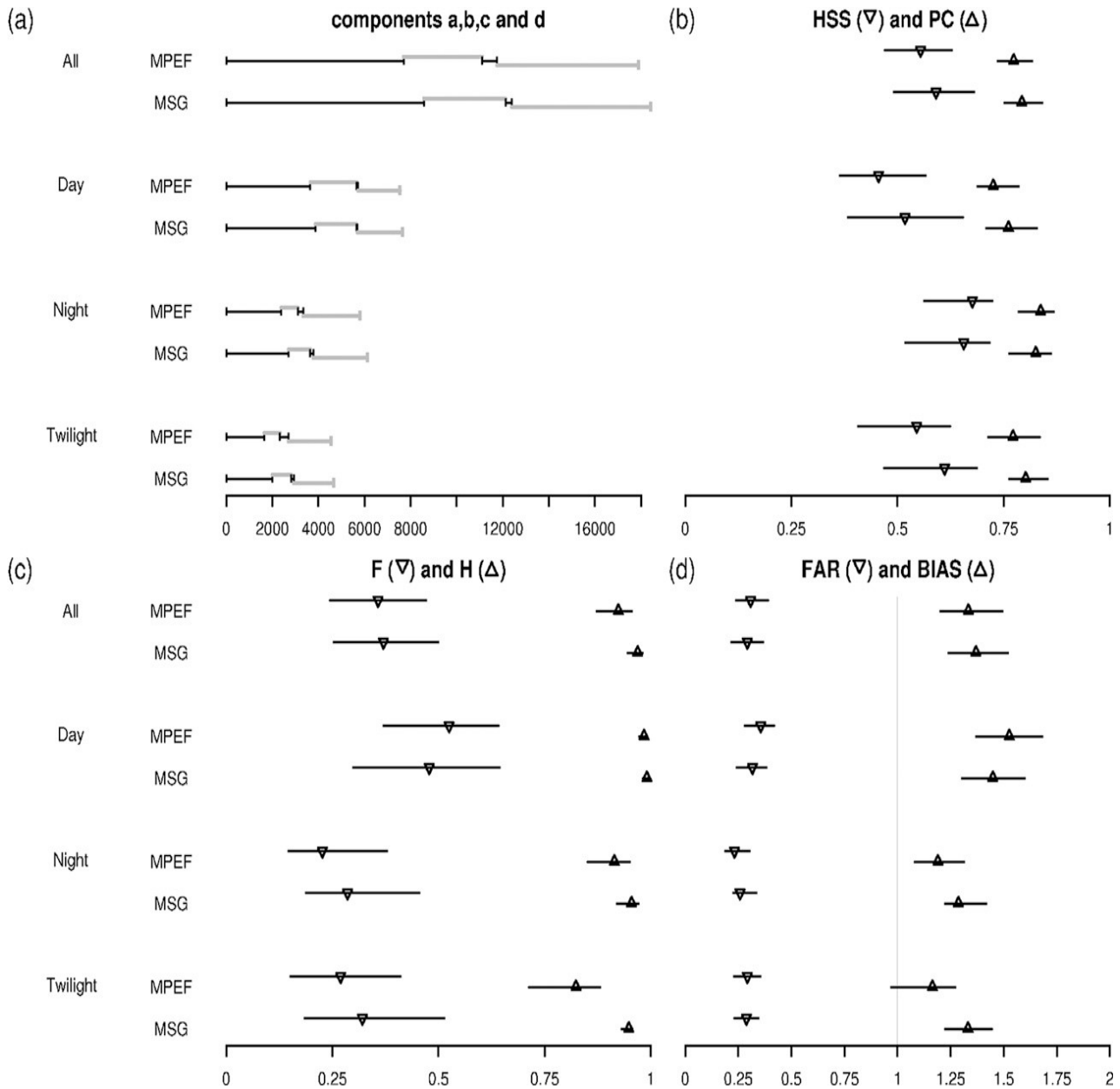


Figura 38: Come in Figura 37 ma per il mese di agosto.

3.3.2.8 Discussione

Diverse sorgenti di errori possono essere presenti in questo studio:

- l'incapacità dei cieliometri di individuare le nubi alte a causa del limitato range di misura;
- l'errore di parallasse dovuto all'elevato angolo di osservazione del SEVIRI.

Per quanto appena detto comprendiamo che più che i valori assoluti delle misure effettuate, sono i valori relativi ad essere di maggior interesse.

Sicuramente sono stati registrati più falsi allarmi che mancata rilevazione di nubi, il che può stare a indicare nuovamente l'inefficienza dei cieliometri nell'individuazione delle nubi alte. Ciò, a sua volta, ha portato a più alti valori di BIAS, F e FAR.

Data l'elevata latitudine dell'area in esame ci si aspettava da subito una prestazione migliore da parte dell'algoritmo SAFNWC/PPS basato su rilevazioni da satellire polare. Questo ha mostrato un ottimo comportamento in agosto, mentre qualche lacuna si è presentata in febbraio. Ciò può essere giustificato dal fatto che, pur avendo una più elevata risoluzione spaziale, l'AVHRR ha un numero minore di canali spettrali disponibili confrontati con il SEVIRI. È possibile assumere che in inverno i canali aggiuntivi del SEVIRI (IR a $8.7\ \mu\text{m}$) hanno offerto preziose informazioni agli algoritmi MPEF e SAFNWC/MSG.

Lo scopo di questo studio era di verificare le performance delle cloud mask SAFNWC/MSG, SAFNWC/PPS e MPEF a latitudini elevate. Le cloud mask sono state convalidate con le osservazioni da cieliometro effettuate nel progetto Helsinki Testbed. È stata svolta un'analisi dettagliata sulle mancate rilevazioni di SAFNWC/MSG e MPEF; tali informazioni sono cruciali per lo sviluppo e successivo miglioramento degli algoritmi di cloud mask. È stato inoltre presentato un metodo statistico, detto bootstrapping, per tener conto della forte correlazione spaziale e temporale nei dati da cieliometro utilizzati.

Gli algoritmi MPEF e SAFNWC/MSG utilizzano come dati d'input quelli del SEVIRI, mentre l'algoritmo SAFNWC/PPS fa uso dell'AVHRR. Per questo motivo solamente i risultati della MPEF e della SAFNWC/MSG sono direttamente confrontabili.

Come più volte sottolineato, la MPEF utilizza i canali nel visibile del SEVIRI un po' troppo tardi nel corso della mattinata, mentre il SAFNWC/MSG sfrutta questi canali già all'alba. Di conseguenza, alcune nubi e nebbie nelle prime ore del mattino, difficilmente individuate dai canali IR, sono invisibili al metodo MPEF. Inoltre, il SAFNWC/PPS ha mostrato prestazioni superiori in agosto, ma ha altresì evidenziato notevoli problemi in febbraio.

L'uso degli intervalli di confidenza CI ha fornito buoni e incoraggianti risultati. Di contro, il calcolo dei CI con dati altamente correlati, tipici di prodotti meteorologici, richiede alcuni

sforzi. Automatizzare queste informazioni e includerle in un pacchetto di verifica generale sarebbe molto utile per un discorso di verifica e di convalida dei dati.

4 CONCLUSIONI

Lo scopo di questa tesi è la descrizione di alcuni metodi di classificazione delle nubi, partendo da una classificazione manuale, quella suggerita dall'organizzazione meteorologica mondiale (WMO), in cui la catalogazione delle nubi è fatta da un osservatore, fino ad arrivare ai più attuali metodi di classificazione in cui il tipo di nube viene automaticamente rilevato da satelliti e strumentazione da terra.

Una corretta descrizione delle nubi è di fondamentale importanza sia in ambito meteorologico che climatologico. Basti pensare al ruolo che queste ricoprono nel bilancio energetico globale e nel ciclo idrologico, da cui la necessità di sviluppare metodologie sempre più avanzate ed efficienti per la loro classificazione.

Nella prima parte di questa tesi sono stati descritti criteri e caratteristiche utilizzati per la catalogazione WMO. Quella WMO è, tra tutte le tecniche di identificazione, sicuramente la meno “scientifica” e la più descrittiva; le nubi vengono discriminate sulla base di osservazioni effettuate da parte di personale qualificato, il quale le classifica a seguito di una semplice analisi visiva. Ciò comporta ovviamente una certa soggettività, e quindi incertezza, nelle rilevazioni, le quali risultano nel complesso comunque affidabili. I parametri generalmente utilizzati riguardano principalmente l'estensione verticale e orizzontale delle nubi, l'altezza della base e del top, la fenomenologia associata e la trasparenza. Valutando questi e altri criteri, l'osservatore da terra è in grado di suddividere le varie tipologie di nube, prestando particolare attenzione ai casi più complessi di nubi multistrato. Uno dei più evidenti punti deboli di tale metodo è infatti l'impossibilità, in caso di nubi a più strati, di identificare quelle alle quote superiori che risultano oscurate dagli strati inferiori. Sebbene nel corso degli anni si siano sviluppate tecniche più innovative, quella del WMO rimane comunque una metodologia di classificazione cui si fa spesso riferimento vista la relativa facilità e praticità di utilizzo e la sua diffusione.

La trattazione è proseguita con un esame della rilevazione delle nubi da satellite. Il numero crescente di satelliti meteorologici lanciati nello spazio ha permesso, e permette tutt'oggi, la raccolta di una gran quantità d'immagini nel campo del VIS, IR e NIR. Sono stati scelti questi domini di lunghezze d'onda in quanto mostrano un elevato grado di sensibilità alla presenza di nubi in atmosfera, con una risoluzione spaziale di tutto rispetto. Meno sensibili

sono invece le microonde, le quali, a causa della loro ridotta lunghezza d'onda hanno la possibilità di propagarsi maggiormente all'interno della nube e sono per questo spesso utilizzate per rilevare lo spessore della nube e il relativo contenuto di acqua e ghiaccio.

Due sono i tipi di satellite utilizzati: geostazionari e polari. Mentre i satelliti in orbita polare hanno il vantaggio di fornire una risoluzione maggiore in corrispondenza delle latitudini più elevate (vedi progetto Helsinki Testbed), i satelliti geostazionari offrono la possibilità di seguire gli sviluppi delle nubi con misure frequenti della stessa area.

Il lavoro svolto ha focalizzato l'attenzione sui sensori nel visibile e nell'infrarosso, analizzando in particolare due radiometri: il SEVIRI, a bordo di MSG (satellite geostazionario), e l'AVHRR, installato a bordo dei satelliti polari della NOAA.

Per quanto riguarda il SEVIRI, data l'elevata risoluzione spaziale e temporale, esso offre il grande vantaggio di poter monitorare efficientemente fenomeni che si sviluppano su piccola scala ed in brevi intervalli di tempo, come nel caso delle celle convettive temporalesche.

L'individuazione delle nubi da parte del SEVIRI viene generalmente realizzata applicando un test di soglia ai due canali nel visibile, a 0.6 e 0.8 μm ; per i cirri viene utilizzato il test proposto da Krebs et al. (2007). Il principale svantaggio del SEVIRI sta nella rilevazione delle nubi ad alte latitudini in cui l'inclinazione della superficie terrestre determina una significativa riduzione nella risoluzione spaziale. Le calotte polari non sono mai osservate.

L'AVHRR è un radiometro a elevata risoluzione; in qualsiasi istante del giorno l'AVHRR è attivo su due satelliti polari che orbitano attorno alla terra in direzioni opposte, consentendo una copertura totale del pianeta due volte al giorno. Utilizzato oltre che per la classificazione delle nubi, anche per il riconoscimento del tipo di superficie, per la rilevazione delle SST e l'individuazione degli incendi, il principale vantaggio offerto è connesso all'elevata capacità temporale nel monitorare i veloci cambiamenti nelle condizioni superficiali su vasta scala. Altro vantaggio dei dati dell'AVHRR è la disponibilità di prodotti pre-elaborati. Settimanalmente i prodotti del Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) sono archiviati e resi disponibili gratuitamente.

Dall'analisi dei satelliti si è così passati all'analisi degli strumenti da terra per la rilevazione delle nubi, primo fra tutti il cielometro. Estremamente vantaggioso per quanto riguarda l'osservazione delle nubi più basse ed in particolare per la registrazione dell'altezza delle basi, questo strumento presenta comunque alcune limitazioni importanti. Prima fra tutte il

range di misura relativamente piccolo: i cielometri utilizzati negli esperimenti analizzati e qui riportati, hanno la possibilità di rilevare le nubi lungo la colonna verticale d'atmosfera fino a un massimo di 7500 m, escludendo così dal loro campo visivo le nubi più alte. Così come per un osservatore da terra, anche i cielometri soffrono dell'effetto di sovrapposizione delle nubi e pertanto possono evidenziare alcune difficoltà in caso di consistenti nubi multistrato. Ulteriore limitazione dello strumento è la difficoltà nell'estrarre informazioni sulla struttura orizzontale delle nubi (tali informazioni possono essere ottenute ragionando su una serie temporale di osservazioni).

È per questo motivo che, seppur sempre più diffusi nelle reti di osservazione da terra, i cielometri da soli non sono in grado di determinare completamente il campo di nubi. Essi, infatti, vengono utilizzati come supporto ai dati da satellite o come mezzo di validazione della cloud mask. Per quanto riguarda quest'ultimo impiego, è stato analizzato l'esperimento effettuato nel 2006 sul territorio della Finlandia meridionale. Nei due mesi di febbraio e agosto, una fitta rete di cielometri ha effettuato rilevazioni sulle nubi al fine di utilizzare tali dati per la validazione di tre differenti cloud mask: MPEF, SAFNWC/MSG e SAFNWC/PPS. I confronti hanno evidenziato una notevole correlazione sia a livello spaziale che temporale. Si è osservato che, a causa del fatto che l'algoritmo 'MPEF utilizza i canali del SEVIRI nel VIS solamente nelle ore centrali della giornata, dunque non all'alba e al tramonto, alcune tipologie di nubi (nubi basse in particolare) e le nebbie difficilmente vengono individuate dai canali IR e pertanto vengono mancate dall'algoritmo MPEF.

La conclusione di questo lavoro è che, sebbene la classificazione WMO risulti una solida base per una facile individuazione delle nubi, il futuro è nella classificazione automatica e quindi nello sviluppo di metodologie di catalogazione da satellite sempre più affidabili. A causa dei limiti evidenziati nel corso della tesi, risulta altresì di fondamentale importanza la diffusione di una rete di misura da terra costituita da lidar e cielometri, le cui osservazioni integrate con quelle da satellite consentono una quasi completa ricostruzione del campo di nubi nell'area osservata. Per ottimizzare ancor di più la classificazione, sarebbe altrettanto importante poter incrementare il numero di osservazioni effettuate in situ; attualmente purtroppo siamo ben lontani dall'avere una completa copertura in tal senso.

5 BIBLIOGRAFIA

- Ameur , Z., S. Ameur , A. Adane , H. Sauvageot, and K. Bara, 2004: Cloud classification using the textural features of Meteosat images. *Int. J. Remote Sens.*, **25**, 4491–4503.
- Bankert, R. L., 1994: Cloud classification of AVHRR imagery in maritime regions using a probabilistic neural network. *J. Appl. Meteor.*, **33**, 909–918.
- Behrangi, A., T. Kubar, and B. Lambriksen, 2012: Phenomenological description of tropical clouds using CloudSat cloud classification. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 3235–3249.
- Crosiar, C. L., 1993: An AVHRR cloud classification database typed by experts. NRL Memorandum Rep., NRL/MR/7531-93-7207.
- Efron, B., and R. Tibshirani, 1994: *An introduction to the bootstrap*. Chapman & Hall/CRC. ISBN 978-0-412-04231-7.
- Forsythe, J. M., T. H. Vonder Haar, and D. L. Reinke, 2000a: *Cloud base height estimates from a combination of a satellite cloud classification and ceilometer-based surface reports*. CIRA-Colorado State Univ. Rep., 8 pp [available at <http://www.cira.colostate.edu/GeoSci/Bacimo2000/paper/paper/forsythe.pdf>].
- Forsythe, J. M., T. H. Vonder Haar, and D. L. Reinke, 2000b: Cloud-base height estimates using a combination of meteorological satellite imagery and surface reports. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2336–2347.
- Graham, N., and T. P. Barnett, 1987: Sea surface temperature, surface wind divergence, and convection over tropical oceans. *Science*, **238**, 657–659.
- Joro, S., 2010: Comparison of satellite cloud masks with ceilometer sky conditions in Southern Finland. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 2508–2526.
- Klein, S. A., and D. L. Hartmann, 1993: The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J. Climate*, **6**, 1587–1606.
- Krebs, W., H. Mannstein, L. Bugliaro, and B. Mayer, 2007: Technical note: A new day- and night-time Meteosat Second Generation cirrus detection algorithm MeCiDA. *Atmos. Chem. Phys.*, **7**, 6145–6159.
- Kubar, T. L., D. E. Waliser, and J.-L. Li, 2011: Boundary layer and cloud structure controls on tropical low cloud cover using A-Train satellite data and ECMWF analyses. *J. Climate*, **24**, 194–215.
- Lau, K.-M., and S. Shen, 1988: On the dynamics of intraseasonal oscillations and ENSO. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1781–1797.
- Minnis, P., E. F. Harrison, and G. G. Gibson, 1987: Cloud cover over the equatorial eastern Pacific derived from July 1983 International Satellite Cloud Climatology project data using a hybrid bispectral threshold method. *J. Geophys. Res.*, **92**, doi: 10.1029/JGREA0000920000D4004051000001.
- 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.
- Porcù, F., and V. Levizzani, 1992: Cloud classification using METEOSAT VIS-IR imagery. *Int. J. Remote Sens.*, **13**, 893-909.
- Pratt, W. K., 1991: *Digital image processing*, Wiley, New York.
- Randall, D., S. Krueger, C. Bretherton, J. Curry, P. Duynkerke, M. Moncireff, B. Ryan, D. Starr, M. Miller, W. Rossow, G. Tselioudis, and B. Wielicki, 2003: Confronting models with data: The GEWEX Cloud Systems Study. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84**, 455-469.
- Sassen, K. Z., and Z. Wang, 2008: Classifying clouds around the globe with the CloudSat radar: 1-year of results. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L04805, doi:10.1029/2007GL032591.
- Saunders, R. W., and R. T. Kriebel, 1988: An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.*, **9**, 123-150.
- Stephens, G. L., D. G. Vane, R. J. Boain, G. G. Mace, K. Sassen, Z. Wang, A. J. Illingworth, E. J. O'Connor, W. B. Rossow, S. L. Durden, S. D. Miller, R. T. Austin, A. Benedetti, C. Mitrescu, and the CloudSat Science Team, 2002: The CloudSat mission and the A-Train- A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1771-1790.
- Stephens, G. L., D. G. Vane, S. Tanelli, E. Im, S. Durden, M. Rokey, D. Reinke, P. Partain, G. G. Mace, R. Austin, T. L'Ecuyer, J. Haynes, M. Lebsock, K. Suzuki, D. Waliser, D. Wu, J. Kay, A. Gettelman, Z. Wang, and R. Marchand, 2008: CloudSat mission: Performance and early science after the first year of operation. *J. Geophys. Res.*, **113**, D00A18, doi:10.1029/2008JD009982.
- Takayabu, Y. N., S. Shige, W. K. Tao, and N. Hirota, 2010: Shallow and deep latent heating modes over tropical oceans observed with TRMM PR spectral latent heating data. *J. Climate*, **23**, 2030–2046.
- Waliser, D. E., and N. E. Graham, 1993: Convective cloud systems and warm-pool SSTs: Coupled interactions and self-regulation. *J. Geophys. Res.*, **98**, 12881-12893.
- Wilks, D. S., 2006: *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press, Oxford.

6 SITI WEB

<http://gcss-dime.giss.nasa.gov>, GEWEX Cloud System Study, Data Integration for Model Evaluation.

<http://sccp.giss.nasa.gov>, International Satellite Cloud Climatology Project.

<http://www.enav.it>, Ente Nazionale di Assistenza al Volo, Manuale di meteorologia per la navigazione aerea.

<http://www.gewex.org>, Global Energy and Water Exchanges Project.

<http://www.metoffice.gov.uk>: Met Office, Cloud types for observers.

<http://www.nationalatlas.gov>: descrizione AVHRR.

<http://www.sar.sardegna.it>: descrizione dei canali del SEVIRI.

7 ACRONIMI

AMSR	Advanced Microwave Scanning Radiometer
ASOS	Automated Surface Observing Systems
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CALIOP	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
CI	Confidence Interval
COT	Cloud Optical Thickness
CPR	Cloud Profiling Radar
CTH	Cloud Top Height
EUMETSAT	European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites
GEWEX	Global Energy and Water Exchanges Project
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
HRV	High-Resolution Visible
IR	Infrared
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
ITCZ	Intertropical Convergence Zone
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MPEF	Meteorological Products Extraction Facility
MSG	Meteosat Second Generation
MW	Microwave
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NIR	Near Infrared
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NWP	Numerical Weather Prediction
PR	Precipitation Radar
RTM	Radiative Transfer Model
SAFNWC	Satellite Application Facility on support to NowCasting and Very Short Range Forecasting
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
SPCZ	South Pacific Convergence Zone
SSM/I	Special Sensor Microwave Imager
SST	Sea Surface Temperature
TOA	Top Of the Atmosphere
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TTL	Tropopause Transition Level
VIS	Visible
VNIR	Visible and Near infrared
WMO	World Meteorological Organization