

ALMA MATER STUDIORUM - UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

Corso di laurea in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia

IDENTIFICAZIONE DELLE NUBI MEDIANTE

SENSORI SATELLITARI NEL VIS-NIR-IR

Tesi di laurea di:
Mario Corbani

Relatore:
Prof. Vincenzo Levizzani

Co-relatori:
Dott. Elsa Cattani
Dott. Elisa Castelli

Sessione I
Anno Accademico 2012/2013

INDICE

1.	Introduzione	1
2.	Sensori satellitari: aspetti generali	3
2.1	I sensori geostazionari: SEVIRI	4
2.2	I sensori polari al nadir: MODIS	7
2.3	I sensori polari al lembo: MIPAS	10
3.	Metodi per l'identificazione delle nubi nel VIS-NIR-IR	12
3.1	SEVIRI cloud mask e cloud type	12
3.1.1	Descrizione dei test	15
3.1.2	Descrizione del calcolo delle soglie	20
3.1.3	Breve descrizione dell'algoritmo di CT	22
3.1.4	Validazione	27
3.2	MODIS cloud mask	33
3.2.1	Validazione	39
3.3	Metodi di identificazione della nuvolosità da spettri di MIPAS	43
3.3.1	Applicazione dei metodi di identificazione di nubi da spettri di MIPAS: le Polar Stratospheric Clouds	48
3.3.3	Validazione dei risultati	52
4.	Casi di studio	58
4.1	Esempi di cloud mask di MODIS e SEVIRI	58
4.1.1	15 ottobre 2003	58
4.1.2	25 giugno 2012	63
4.1.3	15 aprile 2013	66
4.2	Identificazione di PSCs da MIPAS	69
4.2.1	Inverno artico 2002/2003	69
4.2.2	Inverno artico 2010/2011	75
5.	Conclusioni	78
6.	Bibliografia e siti web	81
7.	Acronimi	87

1. Introduzione

L'utilizzo dei satelliti in ambito meteorologico è diventato negli ultimi anni fondamentale per il monitoraggio globale e continuo del sistema terra-atmosfera. Essi non operano tutti allo stesso modo, infatti si differenziano in base all'altezza di osservazione dal suolo, alle modalità di acquisizione delle osservazioni, alla copertura spaziale ed alla risoluzione spaziale e temporale delle immagini fornite.

Molteplici sono gli ambiti di utilizzo dei dati satellitari, per esempio la caratterizzazione dei gas atmosferici e degli aerosol, lo studio della superficie terrestre e marina, l'analisi degli scenari nuvolosi e la quantificazione della precipitazione. Questo lavoro di tesi descrive in particolare l'utilizzo dei dati di sensori satellitari, geostazionari e polari, per l'identificazione delle nubi. Lo studio delle nubi beneficia dell'utilizzo dei sensori satellitari mediante i quali è possibile monitorare l'evoluzione delle caratteristiche delle nubi in tempo reale. Tale attività è inoltre fondamentale per migliorare la rappresentazione delle nubi all'interno dei modelli previsionali.

I dati satellitari sono molto utili nel distinguere i vari tipi di nube, e questo è molto importante considerando che non tutte le nubi provocano gli stessi effetti da un punto di vista del bilancio energetico e della produzione di precipitazione.

Lo studio delle nubi è effettuato sfruttando le varie bande spettrali su cui operano i vari satelliti: in questo lavoro sono state analizzate le bande dell'infrarosso (IR), vicino infrarosso (NIR) e del visibile (VIS).

Studi sulle nubi, tra cui studi sulle nubi stratosferiche polari (PSCs), sono stati effettuati utilizzando dati ottenuti da strumenti con metodologia di misura al lembo posti su satelliti polari, il cui principale impiego è lo studio della composizione chimica dell'atmosfera.

La prima parte di questo lavoro è dedicata alla descrizione delle varie tipologie di sensori satellitari, geostazionari, polari al nadir e polari al lembo, considerando come riferimenti il sensore Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager a bordo della piattaforma geostazionaria Meteosat Second Generation (SEVIRI-MSG), il sensore nadir Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) sui satelliti polari Terra ed Aqua ed il sensore Michelson Interferometer for Passive Atmospheric

Sounding (MIPAS), che ha effettuato osservazioni al lembo dalla piattaforma polare ENVIRONMENTAL SATellite (ENVISAT).

Nella seconda parte sono descritte le metodologie per l'identificazione dei pixel nuvolosi (*cloud mask*, CMA) mediante l'utilizzo dei dati nei canali spettrali VIS, NIR e IR dei sensori SEVIRI e MODIS unitamente ad una descrizione del metodo (detto del *cloud index*, CI) impiegato per l'identificazione degli spettri nuvolosi misurati da MIPAS.

Nella terza parte sono infine presentati alcuni esempi dell'applicazione delle metodologie descritte nel capitolo precedente, confrontando i risultati ottenuti dai vari strumenti, in modo da rilevare eventuali analogie e differenze. È importante rimarcare che le metodologie relative ai sensori SEVIRI e MODIS forniscono prodotti operativi di classificazione dello scenario nuvoloso, la metodologia applicata ai dati MIPAS è quella che viene applicata nel codice operativo per l'individuazione degli spettri nuvolosi.

2. Sensori satellitari: aspetti generali

Le orbite dei satelliti meteorologici sono di due tipi: polare e geostazionaria.

I satelliti in orbita polare si chiamano così perché sono in grado di sorvolare le zone polari, percorrendo orbite caratterizzate da alti angoli di inclinazione rispetto al piano equatoriale. Questi satelliti volano ad altezze comprese fra 600 e 800 km, quindi relativamente basse. La copertura globale della superficie terrestre è ottenuta dalla combinazione del moto del satellite con la rotazione della Terra. La frequenza con cui i satelliti polari sorvolano lo stesso punto sulla superficie terrestre dipende dall'orbita del satellite, dalla posizione del punto e dallo swath del sensore (ad esempio può essere di due volte al giorno, il che significa che si ha a disposizione un'immagine ogni dodici ore ma anche di diversi giorni).

I satelliti in orbita geostazionaria, sono posti a un'altezza di 36000 km al di sopra di un punto fisso (*sub-satellite point*) che giace nel piano dell'equatore. Questi satelliti si muovono alla stessa velocità angolare terrestre, e ruotano nella stessa direzione della Terra, pertanto sono detti geosincroni. Per questi motivi, essi osservano sempre la medesima area geografica e sono caratterizzati da un'elevata frequenza di ripetizione delle misure. Per esempio, i satelliti MSG sono in grado di fornire immagini ogni 15 minuti, quindi un numero nettamente superiore rispetto a quelli polari. Tuttavia a causa della maggiore altitudine a cui sono posti, i sensori geostazionari sono dotati di una risoluzione spaziale inferiore a quella dei sensori polari, che si degrada nettamente allontanandosi dal sub-satellite point a causa della curvatura terrestre. Per tali motivi essi non riescono a fornire osservazioni affidabili riguardanti le aree al di sopra di 70° di latitudine, sia nord che sud, quindi proprio le zone polari scansionate correttamente dai satelliti polari.

I satelliti possono essere dotati di sensori passivi o attivi.

I sensori passivi raccolgono e misurano la radiazione riflessa e/o emessa dagli obiettivi osservati. Durante il giorno, essi rilevano la radiazione visibile riflessa dalla superficie terrestre o da altri corpi, come le nubi, e quella emessa nell'IR, successivamente convertita in riflettività e temperatura di brillantezza o radianza (come nel caso di MIPAS) rispettivamente.

Durante la notte invece, quando la componente visibile della radiazione non è presente, sono in grado di rilevare la radiazione infrarossa emessa.

I sensori attivi, come ad esempio il radar, invece emettono energia, che viene diffusa se incontra un oggetto con caratteristiche di rifrazione diverse da quelle dell'aria, ritornando in direzione dell'antenna dello strumento (*backscattering*). I radar effettuano misure di riflettività in dBz, che possono essere utilizzate per la stima dell'intensità di precipitazione.

2.1 I sensori geostazionari: SEVIRI

Il primo satellite della serie MSG è stato lanciato con successo il 28 agosto 2002, ed è diventato il satellite meteorologico geostazionario europeo operativo alla fine del 2003.

SEVIRI, il principale sensore a bordo di MSG, rappresenta un passo in avanti rispetto al radiometro usato in precedenza sulle piattaforme Meteosat di prima generazione, sia da un punto di vista della risoluzione spaziale, che è di 3 km per tutti i canali eccetto che per l'High-Resolution Visible (HRV) dove è di 1 km, rispetto ai 5 e 2.5 km del Meteosat, sia per quanto riguarda la scala temporale con cui vengono fornite le osservazioni, 15 minuti a differenza dei 30 minuti precedenti.

Il miglioramento più significativo riguarda il numero dei canali spettrali: infatti Meteosat operava solo su tre bande spettrali nel VIS, nella banda di assorbimento del vapore acqueo e IR, mentre MSG opera su 12 canali spettrali (Tab. 2.1.1), consentendo per esempio un'accurata analisi della copertura nuvolosa anche di notte, attraverso il canale a 3.9 μm , il calcolo delle temperature superficiali sia su terra che su mare e di numerose altre applicazioni tra cui l'indice Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), l'indice di stabilità, l'integrale del contenuto di vapore acqueo e la copertura nevosa al suolo.

canale	Lunghezza d'onda centrale (μm)	Banda spettrale (μm)
VIS 0.6	0.635	0.56-0.71
VIS 0.8	0.81	0.74-0.88
IR 1.6	1.64	1.50-1.78
IR 3.9	3.92	3.48-4.36
IR 8.7	8.70	8.30-9.10
IR 10.8	10.8	9.80-11.80
IR 12.0	12.0	11.00-13.00
WV 6.2	6.25	5.35-7.15
WV 7.3	7.35	6.85-7.85
IR 9.7	9.66	9.38-9.94
IR 13.4	13.4	12.40-14.40
HRV	0.75	Broadband

Tabella 2.1.1 – Bande spettrali di SEVIRI e corrispondenti lunghezze d'onda centrali

Il radiometro è costituito da un telescopio, dalla sezione di scansione, piano focale, unità di raffreddamento e dall'elettronica. Dei dodici canali, otto si trovano nella parte infrarossa dello spettro elettromagnetico, tre nel visibile ed uno nel vicino infrarosso.

Per ottenere le immagini viene usata una tecnica di scansione bidimensionale che sfrutta la rotazione del satellite e lo spostamento dello specchio dello strumento.

La rotazione del satellite attorno al proprio asse principale fornisce la scansione in direzione est-ovest. Lo specchio di scansione invece, viene utilizzato per

l'acquisizione delle osservazioni in direzione sud-nord. La radiazione viene raccolta dal telescopio e focalizzata sui rilevatori. La separazione dei canali avviene al livello del piano focale del telescopio, con l'utilizzo di specchi inclinati.

Una rotazione completa del satellite impiega 0.6 s, dei quali 30 ms sono necessari per l'acquisizione della linea di dati corrispondente al disco terrestre. I 570 ms restanti, vengono utilizzati per permettere allo specchio di completare la rotazione, trasmettere i dati ed eliminare il rumore.

L'immagine dell'intero disco terrestre, composta da 3712 per 3712 pixel e comprendente Europa ed Africa, viene ottenuta in circa dodici minuti, mediante le

linee di scansione in direzione nord-sud ed est-ovest (sito di EUMETSAT).

L'identificazione dei pixel nuvolosi mediante i dati del sensore SEVIRI è una delle principali applicazioni sviluppate all'interno della Satellite Application Facility on support to NoWCasting and Very Short Range Forecasting (SAFNWC, sito della SAF).

SAFNWC è un centro specializzato per la generazione e disseminazione di prodotti operativi costituito sotto l'egida dell'European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT). L'attività del gruppo di lavoro è coordinata dal Spanish Meteorological Agency (AEMet), con la partecipazione di Meteo-France, Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI) e Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG). In particolare il Centre de Météorologie Spatiale (CMS) di Meteo-France è responsabile dell'implementazione del software della cloud mask per l'identificazione di aree nuvolose su superfici di terra e di mare e di quello per la classificazione del tipo di nube (*cloud type*, CT).

L'obiettivo iniziale era quello di sviluppare il software prima che MSG diventasse operativo. La preparazione dei software per CMA e CT iniziò nel 1997, con lo sviluppo di prototipi, utilizzando i dati provenienti dal radiometro a bordo del satellite Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES), che era attivo sull'America Centrale.

L'uso di un modello di trasferimento radiativo per adattare l'algoritmo alle esatte caratteristiche spettrali di ciascun radiometro, ha permesso una proficua messa a punto degli algoritmi con i dati di SEVIRI.

Il software fu applicato a SEVIRI per la prima volta il 12 febbraio 2003.

2.2 I sensori polari al nadir: MODIS

MODIS è uno strumento che si trova a bordo dei due satelliti Earth Observing System (EOS) Terra e Aqua lanciati nello spazio dalla National Aeronautics and Space Administration (NASA) nel 1999 e nel 2002 (si veda il sito del sensore MODIS). Questo strumento raccoglie dati in 36 bande spettrali, comprese fra 0.4 e 14.5 μm , consentendo innumerevoli applicazioni dei dati satellitari per lo studio del sistema terra-atmosfera.

MODIS compie misure di radianza in due canali nel VIS con una risoluzione spaziale di 250 m (canali a 0.659 e 0.865 μm), in cinque bande del VIS con risoluzione di 500 m (canali a 0.47, 0.555, 1.24, 1.64, 2.13 μm), e nelle restanti 29 bande dei canali VIS e IR con risoluzione di 1 km.

Nella Tab. 2.2.1 sottostante sono riportate le 14 bande con le rispettive lunghezze d'onda in μm , che sono utilizzate nell'algoritmo di cloud mask di MODIS.

Banda	Lunghezza d'onda (μm)
1	0.659
2	0.865
5	1.240
6	1.640
18	0.936
19	0.940
20	3.750
21	3.959
26	1.375
27	6.715
29	8.550
31	11.030
32	12.020
35	13.935

Tabella 2.2.1 – Bande spettrali e rispettive lunghezze d'onda in μm utilizzate nell'algoritmo di cloud mask di MODIS.

Il sensore MODIS è costituito da varie componenti.

Il sistema ottico meccanico è uno schema progettato per massimizzare la modularità del MODIS, in modo da favorire fabbricazione, costruzione ed utilizzo in parallelo dei componenti principali (mainframe, specchio di scansione, dispositivo di raffreddamento radiativo passivo, banco ottico).

Il mainframe è il componente strutturale principale, è la “spina dorsale” dello strumento. Tutte le componenti interne a MODIS sono attaccate al mainframe, sul quale gravano ben 185 kg di peso, pur mantenendo la sua integrità strutturale in tutte le orientazioni.

Lo specchio di scansione è la più importante componente di MODIS, perché dirige la luce proveniente dalla superficie terrestre all'interno del piano focale ed è quindi fondamentale per l'accuratezza dei dati.

Il dispositivo di raffreddamento radiativo passivo è una componente progettata per raffreddare il piano focale ad una temperatura di 83 K. Questo avviene in tre fasi.

Il piano ottico fornisce otticamente un posizionamento accurato per l'obiettivo ed il componente dicroico.

Il modulo elettronico principale controlla il motore, lo strumento e la rotazione dello specchio di scansione. Il sistema elettronico invece, esegue tutte le funzioni che non vengono svolte dal modulo elettronico principale.

Per quanto riguarda il sistema ottico è costituito da molti strumenti.

Lo specchio di scansione a doppio lato, riflette la radiazione proveniente dalla Terra e la invia all'interno del telescopio afocale. Lo specchio inclinato del telescopio riflette la luce in un piano di scansione, il quale cancella la polarizzazione fra i due specchi.

Un altro componente è il telescopio afocale gregoriano.

La radiazione passa poi ad un alloggiamento dicroico, poi viene riflessa su uno specchio secondario ed infine raggiunge un separatore dicroico di fascio, che separa la radiazione in quattro regioni spettrali.

Il sistema di calibrazione a bordo è costituito da quattro componenti: corpo nero, diffusore solare, dispositivo di controllo della stabilità del diffusore solare, componente per la calibrazione spettro radiometrica.

I fotoni emessi da vari corpi, come la superficie terrestre o le nubi, sono in grado di

fornire informazioni riguardo le loro temperature quando essi sono visualizzati nel lontano infrarosso, quindi a grandi lunghezze d'onda.

Il corpo nero costituisce la principale sorgente di calibrazione per i canali IR tra 3.5 e 14.4 μm di MODIS.

Il diffusore solare calibra le bande in riflettività. Conoscendo le proprietà di riflettanza della superficie del diffusore e l'angolo di incidenza della radiazione solare, gli scienziati di MODIS sono in grado di prevedere la radianza del diffusore, ottenendo così una sorgente per la calibrazione radiometrica assoluta dei canali in riflessione solare.

Il dispositivo di controllo della stabilità del diffusore solare è importante nel monitorare le proprietà di riflettività del diffusore durante il corso della missione.

Quando le proprietà di riflettività del diffusore cambiano, il dispositivo osserva questi cambiamenti, ed i dati del MODIS possono essere corretti in accordo con queste variazioni.

La componente per la calibrazione spettroradiometrica è un dispositivo progettato per controllare le bande del VIS, NIR e IR di MODIS.

2.3 I sensori polari al lembo: MIPAS

Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding (MIPAS), è uno spettrometro a trasformata di Fourier in grado di fornire la misura dello spettro di emissione dell'atmosfera nel medio infrarosso, attraverso la tecnica di scansione al lembo, in particolare tra 4.15 (2410 cm^{-1}) e 14.60 (685 cm^{-1}) μm di lunghezza d'onda, intervallo nel quale molte delle specie molecolari che hanno un ruolo importante nella chimica dell'atmosfera hanno righe di emissione.

Il primo marzo del 2002 MIPAS è stato lanciato a bordo del satellite ENVISAT, ed è rimasto operativo per ben dieci anni, fino all'8 aprile 2012, giorno in cui è giunta al termine la missione ENVISAT.

La missione è cessata in maniera inaspettata causa perdita di contatto con il satellite. Nella sua configurazione originale lo strumento inoltre, aveva una risoluzione spettrale di 0.025cm^{-1} (Fischer e Oelhaf, 1996). Per via di problemi riguardanti le slides dell'interferometro, a partire dall'inizio del 2005 le misure di MIPAS sono state eseguite con una risoluzione spettrale ridotta al 40 % della risoluzione massima usata nella configurazione originale (Fischer *et al.*, 2008).

Nella configurazione originale, MIPAS ha scansionato il profilo verticale dell'atmosfera tra i 6 ed i 68 km di altezza.

Questo strumento è risultato molto importante per quanto riguarda la chimica dell'atmosfera (in particolare dell'alta troposfera e della stratosfera), infatti ha effettuato misure di concentrazione di oltre 20 gas in traccia differenti, tra cui gli ossidi di azoto ed i Clorofluorocarburi (CFC), H_2O , HNO_3 , O_3 , CH_4 e N_2O e NO_2 oltre al profilo verticale di temperatura, in modo da valutarne la distribuzione in atmosfera ed eventualmente poter effettuare correlazioni con le attività umane.

I dati sono ottenuti con una copertura globale, effettuata durante tutte le stagioni indipendentemente dalle condizioni di illuminazione, quindi sia durante il giorno che durante la notte. L'emissione da parte dell'atmosfera è stata misurata al lembo cioè con linea di vista orientata in modo da penetrare nell'atmosfera fino ad una distanza minima (detta quota di tangenza) dalla superficie e poi riemerge verso lo spazio.

MIPAS ha effettuato le misure in due regimi di puntamento: il primo con puntamento

all'indietro rispetto alla direzione di volo, l'altro con un puntamento laterale rispetto alla direzione di volo.

Il modo di puntamento all'indietro è stato usato per effettuare la maggior parte delle misure, poiché fornisce una buona copertura della Terra, comprese le regioni polari. Il puntamento laterale invece, è stato pensato per effettuare misure di eventi speciali, come ad esempio le eruzioni vulcaniche, oppure misure di concentrazioni di gas al di sopra delle principali direttrici di traffico.

La radiazione emessa da uno scenario atmosferico entra nello strumento in una zona comprendente uno specchio di scansione in azimuth, uno specchio di scansione in elevazione ed un telescopio. La radiazione si propaga attraverso un doppio slide, un doppio interferometro di Michelson, il quale è progettato per fornire una risoluzione spettrale migliore di 0.035 cm^{-1} , su tutto il range spettrale.

I segnali in entrata vengono divisi all'interno dell'interferometro da un separatore di fascio e diretti verso dei *cube corners*, che si muovono alla velocità di 25 mm/s, lungo un cammino di 100 mm, il che significa che uno spettro viene registrato in 4 secondi. Da questi *cube corners* il fascio IR viene riflesso al ricombinatore di fascio e diretto verso le porte di uscita.

Infine, l'interferogramma prodotto viene convertito al suolo in uno spettro calibrato. Lo strumento MIPAS è stato disegnato per ottenere profili verticali di Volume Mixing Ratio (VMR) di gas in traccia ma è sensibile anche alla presenza di nubi. Questo implica il fatto che l'identificazione di spettri contaminati da nubi si rende necessaria per filtrare gli spettri per cui la contaminazione è tale da compromettere la qualità dei profili ricavati dall'algoritmo di livello 2.

3. Metodi per l'identificazione delle nubi nel VIS-NIR-IR

In questa sezione vengono descritti gli algoritmi per l'identificazione dei pixel nuvolosi, con i rispettivi input, output e limitazioni, sviluppati per i sensori SEVIRI e MODIS, inoltre viene descritto il metodo utilizzato per l'individuazione di spettri di MIPAS contaminati da nube.

3.1 SEVIRI cloud mask e cloud type

La strategia generale è quella di individuare i pixel nuvolosi con il software di cloud mask (CMA) e poi classificare tali pixel usando il software per il cloud type (CT).

L'identificazione e classificazione dei pixel nuvolosi possono essere effettuate mediante vari metodi: tecniche multispettrali a soglia applicate ai singoli pixel (Saunders e Kriebel, 1988; Derrien *et al.*, 1993; Stowe *et al.*, 1999), analisi dinamica dei cluster di nube basata sull'analisi di istogrammi (Desbois *et al.*, 1982), reti neurali artificiali (Bankert, 1994) che necessitano di addestramento manuale, e tecniche di riconoscimento di pattern basati su analisi a larga scala delle caratteristiche dei pixel (Ebert, 1987).

La tecnica multispettrale a soglie è stata scelta per la realizzazione della cloud mask principalmente perché, questo metodo robusto può facilmente ottimizzare l'uso del ricco contenuto spettrale di SEVIRI, e può essere facilmente applicata nel caso in cui sia disponibile solo un numero limitato di canali (Derrien e Le Gléau, 2005).

La maggior parte delle soglie utilizzate durante i test multispettrali sono calcolate utilizzando dati ancillari, come quelli di tipo geografico, mappe climatologiche e output dei modelli di previsione numerici (NWP), che si basano su modelli di trasferimento radiativo (RTM), quali 6S (Tanre *et al.*, 1990) per i canali nel VIS, e Radiative Transfer for TOVS (RTTOV) (Eyre, 1991) per i canali nell'IR.

Gli algoritmi di CMA e CT si compongono di vari gruppi di test, realizzati utilizzando dati di riflettanza nei canali VIS, misure di temperatura di brillanza e differenze di temperature nei canali IR. In particolare nella CMA sono presenti anche test per l'identificazione di ghiaccio e neve al suolo e quelli relativi alla presenza di aerosol

vulcanici e polvere o sabbia in atmosfera.

La sequenza dei test applicati a ciascun pixel satellitare dipende da fattori come l'angolo solare di zenit (giorno, notte, alba, tramonto) oppure dalla superficie (terra, mare). Lo scopo di questi test è di determinare per ogni pixel il livello di confidenza riguardo la presenza o meno di nubi

I dati di input per gli algoritmi di CMA e CT sono i seguenti:

- I dati satellitari usati sono le riflettanze a 0.6, 0.8 e 1.6 μm , e le temperature di brillanza a 3.9, 8.7, 10.8 e 12.0 μm .
- Parametri dai NWP come le temperature superficiali, temperatura dell'aria a 950, 850, 700, 500 hPa ed al livello della tropopausa, il contenuto totale di vapore acqueo in atmosfera.
- Mappe terra-mare e di elevazione del terreno e data set climatologici comprendenti valori minimi mensili delle temperature superficiali marine (SST), medie mensili della riflettanza a 0.6 μm (su terra), contenuto di vapore acqueo mensile integrato, medie mensili della temperatura dell'aria a 1000, 850, 700 e 500 hPa.

I possibili output dell'algoritmo di CMA per ciascun pixel SEVIRI esaminato sono i seguenti:

- Non-processato
- Privo di nube
- Contaminato da nubi
- Completamente coperto da nubi
- Contaminato dalla presenza di neve/ghiaccio
- Indefinito

I possibili output per l'algoritmo di CT sono i seguenti:

- Non-processato
- Pixel privo di nubi su terra
- Pixel privo di nubi su mare
- Pixel su terra con presenza di neve al suolo
- Pixel su mare con presenza di neve/ghiaccio
- Nubi stratiformi molto basse
- Nubi cumuliformi molto basse
- Nubi stratiformi basse
- Nubi cumuliformi basse
- Nubi stratiformi medie
- Nubi cumuliformi medie
- Nubi stratiformi alte e opache
- Nubi cumuliformi alte e opache
- Nubi stratiformi molto alte e opache
- Nubi cumuliformi molto alte e opache
- Nubi semitrasparenti alte e sottili
- Nubi semitrasparenti alte e abbastanza spesse
- Nubi semitrasparenti alte e spesse
- Nubi semitrasparenti sopra nubi basse o medie
- Pixel con copertura nuvolosa parziale
- Indefinito

Oltre a questa classificazione viene fornita anche un'indicazione della fase della nube nube d'acqua e nube di ghiaccio.

3.1.1 Descrizione dei test

Test sulle temperature della superficie del mare

Il primo test preso in esame è quello delle SST, che permette di determinare la maggior parte dei pixel nuvolosi sugli oceani. Le SST sono stimate a partire dalle temperature di brillanza a 10.8 e 12 μm secondo la metodologia di Le Borgne *et al.* (2003).

Un pixel è classificato nuvoloso se il valore della sua SST è inferiore rispetto alla SST minima climatologica mensile di almeno 4 K.

Questo test non è applicato dove le SST climatologiche sono inferiori a 270.15 K, infatti l'oceano potrebbe essere ghiacciato.

Test sulla temperatura di brillanza a 10.8 μm

Il test che utilizza le misure di temperature di brillanza a 10.8 μm , applicato sia su terra che su mare (se non può essere applicato il test relativo alle SST), identifica i pixel nuvolosi come quelli la cui temperatura di brillanza è inferiore a quella misurata in condizioni di cielo sereno (clear).

La soglia è calcolata dalla temperatura superficiale prevista dal modello NWP, tenendo conto dell'assorbimento atmosferico e di alcuni effetti su piccola scala.

Test sulle differenze di temperature di brillanza tra 10.8 e 12 μm

Questo test è basato sulle differenze fra le temperature di brillanza a 10.8 e 12 μm , può essere applicato su tutte le superfici ed in qualunque condizione di illuminazione e permette di rilevare i cirri sottili in quanto nubi caratterizzate da valori delle differenze di temperature di brillanza superiori ai corrispondenti valori ottenuti in assenza di nubi. Su terra, questo test può essere applicato soltanto se la temperatura di brillanza misurata a 10.8 μm è inferiore a 303.15 K per evitare di classificare erroneamente come nuvolose aree prive di nubi ma molto umide.

Test sulle differenze di temperature di brillantezza tra 8.7 e 10.8 μm

Un ulteriore test utilizzato per la rilevazione dei cirri sottili, è quello che calcola la differenza fra le temperature di brillantezza a 8.7 e 10.8 μm . Anche questo test può essere applicato su tutte le superfici e in ogni condizione di illuminazione solare. Questo test sfrutta il fatto che le nubi alte semitrasparenti sono caratterizzate da un'alta differenza fra queste due temperature rispetto ai valori misurati in assenza di nubi.

Test sulle differenze di temperature di brillantezza tra 3.9 e 10.8 μm

Per la rilevazione di nubi alte semitrasparenti durante la notte si sfruttano le differenze fra le temperature di brillantezza a 3.9 e 10.8 μm ; il test è basato sul fatto che il contributo da parte della superficie calda alla temperatura di brillantezza è maggiore a 3.9 μm rispetto a 10.8 μm , a causa di una minore trasmittanza delle nubi ghiacciate a 10.8 rispetto a 3.9 μm e della maggiore non-linearità della funzione di Planck a 3.9 μm . Questo test è utilizzabile solo di notte, quando l'irradianza solare non contribuisce al segnale rilevato a 3.9 μm , inoltre la non-linearità della funzione di Planck lo rende molto più efficiente rispetto ai due precedenti test nella rilevazione delle nubi semitrasparenti al di sopra di superfici piuttosto calde durante la notte. Questo test viene svolto solo su pixel aventi temperatura di brillantezza a 3.9 μm superiore a 240 K, per non avere problemi di rumore radiometrico, che invece è presente a temperature inferiori.

Test sulle differenze di temperature di brillantezza tra 10.8 e 3.9 μm e tra 12.0 e 3.9 μm

I test che calcolano le differenze fra le temperatura di brillantezza a 10.8 e 3.9 μm e tra 12.0 e 3.9 μm permettono di rilevare la presenza di nubi basse d'acqua e di nubi basse schermate da nubi più alte su mare durante la notte. Questi test sono basati sul fatto che l'emissività di una nube d'acqua è minore a 3.9 μm rispetto a 10.8 o 12.0 μm , contrariamente a quanto succede in presenza di superfici prive di nubi (tranne per le aree desertiche sabbiose). Per pixel su mare, il contrasto tra le differenze di temperature di brillantezza calcolate in presenza di nubi basse o per superfici prive di nubi risulta maggiore tra 12.0 e 3.9 μm che tra 10.8 e 3.9 μm .

Test sulle differenze di temperature di brillantezza tra 8.7 e 3.9 μm

Il test che calcola la differenza di temperatura di brillantezza a 8.7 e 3.9 μm , permette di rilevare le nubi basse d'acqua in aree desertiche durante le ore notturne. Le nubi basse sono spesso rilevate durante la notte tramite il test precedente ($T_{10.8} - T_{3.9}$), ma mai in caso di pixel desertici, infatti in questa circostanza i valori assunti da queste differenze di temperature di brillantezza in presenza di nubi basse non si discostano da quelli assunti in assenza di nubi. Questo test è basato sul fatto che le aree desertiche hanno spesso bassa emissività in entrambi i canali, mentre le nubi basse d'acqua hanno basse emissività a 3.9 ma non a 8.7 μm . Una conseguenza di ciò è che la differenza fra la temperatura di brillantezza a 8.7 e 3.9 delle nubi basse è maggiore rispetto a quella calcolata sopra ai deserti.

Test sulle differenze di temperature di brillantezza tra 10.8 e 8.7 μm

Il test sfrutta la differenza di temperatura di brillantezza a 10.8 e 8.7 μm per rilevare la presenza di nubi basse al di sopra di aree ricche di vegetazione durante la notte o al crepuscolo. Come sottolineato in precedenza le nubi basse sono spesso rilevate durante la notte tramite il test che misura di le differenze fra le temperature di brillantezza a 10.8 e 3.9 μm . Questo test risulta però meno efficace in caso di grandi valori dell'angolo zenitale del satellite, giacché le differenze di temperatura tra 10.8 e 3.9 μm in assenza di nubi diventano confrontabili con quelle rilevate in presenza di nubi. Pertanto per ovviare a questo inconveniente ed aumentare la capacità di identificazione delle nubi basse di notte è stato sviluppato questo test, basato sul fatto che la diminuzione delle differenze di temperatura di brillantezza tra 10.8 e 8.7 μm con l'angolo zenitale satellitare risulta molto più pronunciata in presenza di nubi basse che per scenari privi di nubi con superfici vegetate.

Test sulle riflettanze a 0.6, 0.8 e 1.6 μm

I test che sfruttano le misure di riflettanza a 0.6, 0.8 e 1.6 μm , permettono di rilevare nubi durante le ore diurne che hanno riflettanza maggiore rispetto alla superficie sottostante. Le bande a 0.8 e 1.6 μm sono usate su oceano, mentre quella a 0.6 μm è usata solo nel caso in cui non sia disponibile quella a 0.8 μm . La riflettanza in

condizioni di cielo sereno su terra è spesso molto più grande a 0.8 e 1.6 μm piuttosto che a 0.6 μm a causa della riflettività delle superfici vegetate, quindi il test su terra è applicato solo alle riflettanze a 0.6 μm .

Test per l'individuazione di nubi basse su oceani

Le nubi basse possono essere facilmente rilevate durante il giorno su oceano grazie alla loro grande riflettanza nel VIS e NIR. Questo non è possibile in caso di sunglint, dove la riflettanza del mare può essere maggiore rispetto a quelle delle nubi. L'uso di canali sia a 0.6 che a 3.9 μm ci permette di rilevare le nubi basse in aree affette da questo fenomeno. Infatti aree prive di nubi e soggette a sunglint sono caratterizzate da alti valori della riflettanza in entrambi i canali, mentre in presenza di nubi la riflettanza a 0.6 μm risulta maggiore di quella rilevata a 3.9 μm .

Il test consiste nel contrassegnare un pixel come nuvoloso se il rapporto fra la differenza di temperatura di brillantezza a 3.9 e 10.8 μm (approssimazione del contributo solare nel canale a 3.9 μm) e la riflettanza a 0.6 μm è inferiore a 0.15.

Test sulle differenze di temperatura di brillantezza tra 3.9 e 10.8 μm in condizioni diurne o di crepuscolo

Per rilevare nubi basse durante il giorno (eccetto i pixel su oceano affetti da sunglint) e in condizioni di crepuscolo si utilizza la differenza fra le temperature di brillantezza a 3.9 e 10.8 μm , con la quale viene approssimata la riflessione solare a 3.9 μm . Questo test si basa sul fatto che la riflessione solare a 3.9 μm può essere piuttosto alta per le nubi, in particolare per quelle basse, a differenza di quanto succede in caso di pixel privi di nubi.

In presenza di aree aride si a questo test viene affiancato anche il calcolo delle differenze fra le temperature di brillantezza a 8.7 e 10.8 μm , per distinguere le aree brillanti dalle nubi.

Test per l'individuazione di pixel con ghiaccio e/o neve al suolo

La neve ed il ghiaccio appaiono piuttosto freddi e brillanti, e quindi possono essere confusi con le nubi, in particolare quelle basse. Neve e ghiaccio devono quindi essere identificati precedentemente rispetto all'applicazione dei vari test per l'individuazione dei pixel nuvolosi.

La rilevazione di neve e ghiaccio viene fatta solo durante le ore diurne. Le basi di questo test sono le seguenti:

- Ghiaccio e neve sono distinti da nubi d'acqua per via della loro bassa riflettanza a 1.6 o 3.9 μm .
- Ghiaccio e neve sono distinti da nubi oceaniche o su superfici continentali per via della loro alta riflettanza nel visibile (0.6 μm) ed inferiore temperatura di brillanza a 10.8 μm .
- La differenza fra la temperatura di brillanza a 10.8 e 12.0 μm aiuta a distinguere i cirri da neve o ghiaccio.
- La riflettanza a 0.8 μm permette di distinguere zone d'ombra da neve o ghiaccio.

Per la rilevazione di neve e ghiaccio si sfruttano vari test, tra cui i seguenti: sul mare la SST climatologica inferiore a 277.15K indica presenza di ghiaccio, su terra invece sono rilevati neve o ghiaccio se la riflettanza a 1.6 μm è inferiore rispetto al valore di soglia, se la differenza fra le temperature di brillanza a 10.8 e 12 μm è inferiore di 2 K, se la riflettanza a 0.8 μm è maggiore del 20%, se la riflettanza a 0.6 μm è maggiore della soglia.

Test sulla tessitura spaziale locale

Ci sono anche test che permettono di rilevare nubi piccole, cirri sottili o bordi di nube dalle loro disomogeneità orizzontali nei vari canali. Si possono avere difficoltà quando si è in presenza di superfici non omogenee. Le superfici oceaniche sono molto omogenee, tranne quando siamo in presenza di fronti termici (comportano grandi variazioni nei valori di temperatura di brillanza a 10.8 μm), aree costiere torbide (grandi variazioni nei valori di riflettanza a 0.6 μm), e aree affette da sunglint

(variazioni nei valori di riflettanza a 0.6 e 0.8 μm). Le superfici di terra sono generalmente meno omogenee, specialmente le zone montuose e le regioni aride. I test utilizzati consistono nel calcolo delle deviazioni standard della temperatura di brillanza a 10.8 μm , della differenza fra la temperatura di brillanza a 10.8 e 3.9 μm , e della riflettanza a 0.8 μm .

3.1.2 Descrizione del calcolo delle soglie

Le soglie dinamiche applicate alle bande solari sono calcolate simulando la riflettanza al top dell'atmosfera (TOA) prendendo in considerazione la riflettanza superficiale, ed inoltre l'aggiunta di offset e di un fattore correttivo, come espresso nella seguente equazione:

$$\text{Ref}_{\text{TOA}} = a_0 + a_1 * \text{Rsurf} / (1 - a_2 * \text{Rsurf})$$

dove a_0 , a_1 e a_2 sono coefficienti estratti da *look-up tables* preventivamente calcolate mediante il modello di trasferimento radiativo 6S in funzione degli angoli zenitali del satellite e solare, del contenuto di vapore acqueo ed ozono, e in presenza di aerosol marittimo e continentale con 70 km di visibilità orizzontale per il mare e la terra rispettivamente.

Rsurf è la riflettanza superficiale della terra, dell'oceano o della neve.

La riflettanza dell'oceano è data dalla riflettanza massima per velocità del vento inferiori a 20 m/s, calcolata mediante il modello sviluppato da Cox e Munck (1954).

La riflettanza della terra è calcolata partendo dalla riflettanza media mensile climatologica a 0.6 μm , derivata dal dataset del National Oceanic and Atmospheric Administration/Advanced Very High Resolution Radiometer (NOAA/AVHRR), con risoluzione di 10 minuti (Gutman *et al.*, 1995), e con effetti bidirezionali simulati usando il modello sviluppato da Roujean (1992).

La riflettanza della neve a 1.6 μm è stata tabulata per varie geometrie di osservazione tramite il modello di trasferimento radiativo sviluppato da Le Roux (1996).

Gli offset (4% per pixel su mare, 8% su terra, 6% su neve) vengono poi aggiunti; un ulteriore 3% viene aggiunto per pixel in aree costiere.

Le soglie dinamiche applicate alle differenze di temperatura di brillantezza nei canali IR sono ottenute per interpolazione dei valori contenuti in apposite *look-up tables*, in funzione degli angoli zenitali satellitari e del contenuto di vapore acqueo integrato ottenuto da modello NWP.

Queste *look-up tables* sono state calcolate applicando il modello di trasferimento radiativo RTTOV-6 a 3000 radiosondaggi provenienti dai set di dati del modello dell'European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (Chevalier *et al.*, 2000) per cinque differenti angoli di osservazione. Per i pixel su mare, è stata usata l'emissività di Masuda (Masuda *et al.*, 1988) mentre i valori di emissività per la vegetazione di Salisbury e D'Aria (1992 e 1994) sono usati per i pixel di terra.

Alcune di queste soglie sono illustrate nelle Fig. 3.1.1 e 3.1.2 in funzione del contenuto di vapore acqueo.

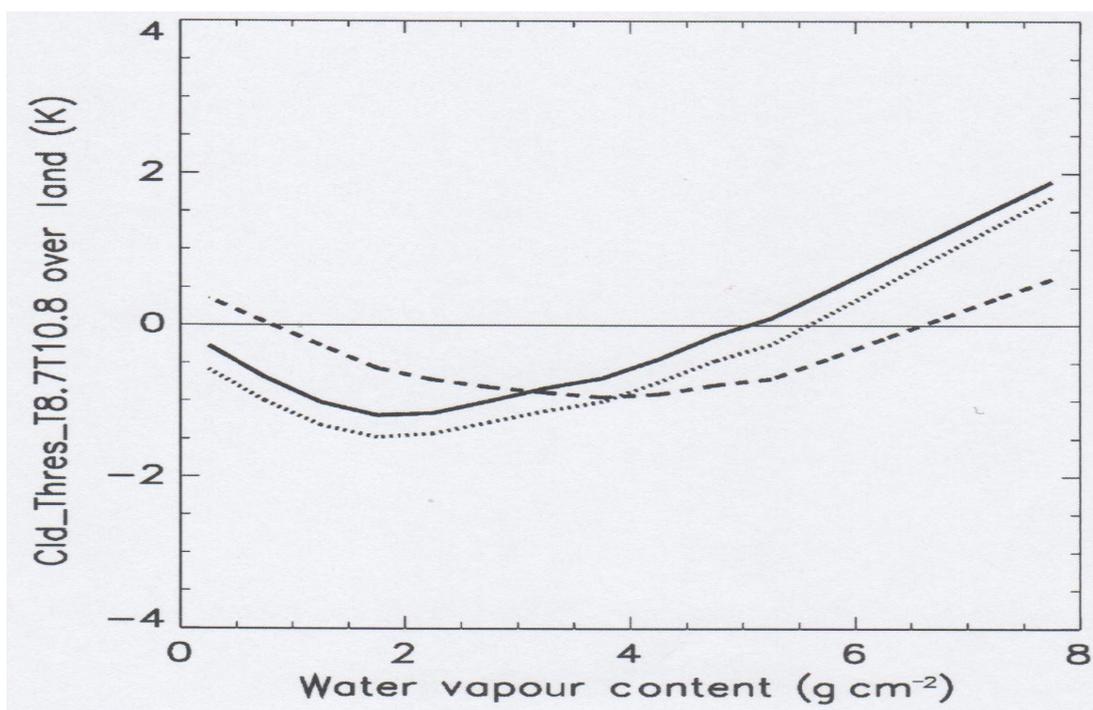


Figura 3.1.1 – Andamento della soglia applicata al test di differenza di temperatura di brillantezza fra 10.8 e 3.9 μm, in funzione del contenuto di vapore acqueo su oceano (linea punteggiata) e su terra (linea continua e tratteggiata, per il giorno e la notte, rispettivamente).

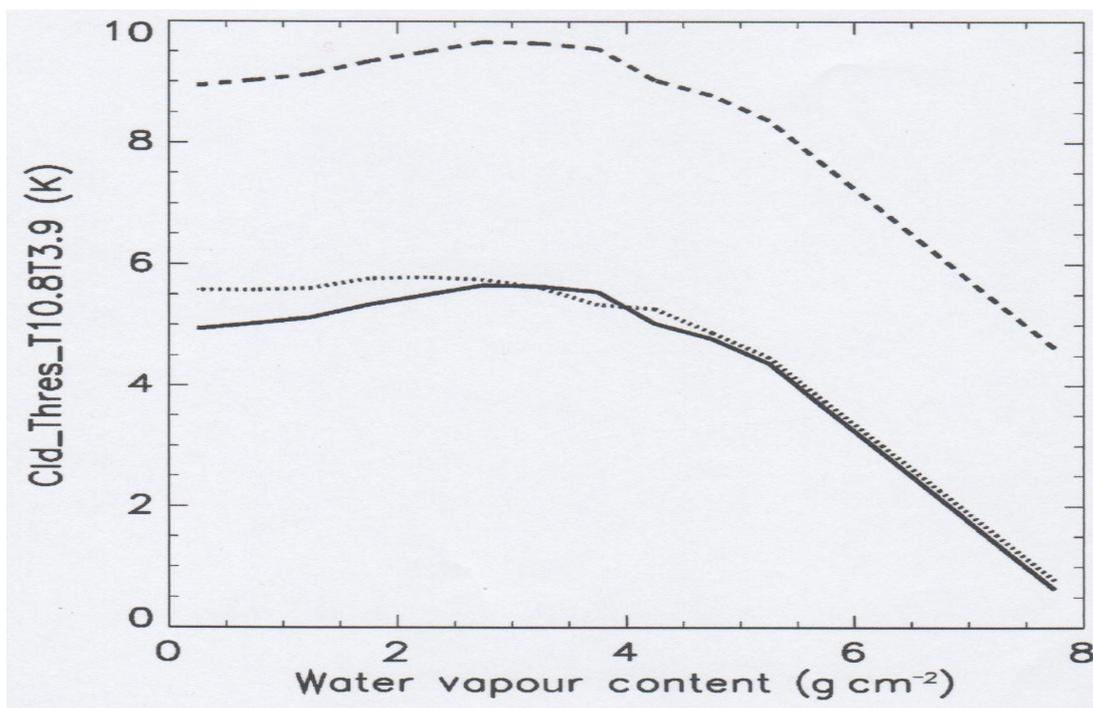


Figura 3.1.2 – Come in Fig.3.1.1 relativamente alla soglia applicata al test di differenza di temperatura di brillanza fra 10.8 e 3.9 μm .

3.1.3 Breve descrizione dell' algoritmo di CT

L'algoritmo di CT classifica le nubi precedentemente rilevate dal CMA, ed è basato anch'esso su una tecnica multispettrale a soglie. I valori di soglia dipendono dalle condizioni di illuminazione, localizzazione geografica e dai dati forniti dai modelli NWP relativamente al contenuto di vapore acqueo e alla struttura verticale dell'atmosfera.

L'algoritmo riguardante la classificazione dei tipi di nubi è basato sui seguenti approcci:

- Principalmente i tipi di nube sono due: quelle con copertura inferiore al pixel, alte e semitrasparenti, e quelle opache basse, medie o alte. Sono distinte usando come caratteristiche spettrali le differenze di temperatura di brillanza fra 10.8 e 12 μm , fra 3.9 e 10.8 μm (durante la notte), e la riflettanza a 0.6 μm (durante il giorno) e con valutazioni della tessitura spaziale locale usando la temperatura di brillanza a 10.8 μm e la riflettanza a 0.6 μm (solo di giorno).

- All'interno del primo insieme, le nubi con copertura inferiore al pixel frazionate sono distinguibili dalle alte e semitrasparenti mediante differenza delle temperature di brillanza a 8.7 e 10.8 μm .
- Le rimanenti categorie sono distinte attraverso il confronto delle loro temperature di brillanza a 10.8 μm con le temperature previste dai NWP a vari livelli di pressione (850, 700, 500 hPa).

L'abilità dell'algoritmo di CT nell'identificare aree nevose prive di nubi durante le ore diurne o le nubi basse durante la notte è illustrata nelle Fig. 3.1.3, 3.1.4 e 3.1.5. In Fig. 3.1.3 è riportato un esempio di identificazione di aree nevose: unitamente all'output dell'algoritmo di CT sono mostrate le immagini di riflettanza a 0.6 μm e di temperatura di brillanza a 10.8 μm . Un esempio di identificazione di nubi basse è riportato in Fig. 3.1.4, dove sono mostrate anche la temperatura di brillanza a 10.8 μm e la differenza di temperatura di brillanza tra 10.8 e 3.9 μm . La Fig. 3.1.5 mostra infine un esempio di output dell'algoritmo di CT applicato all'intero disco di MSG.

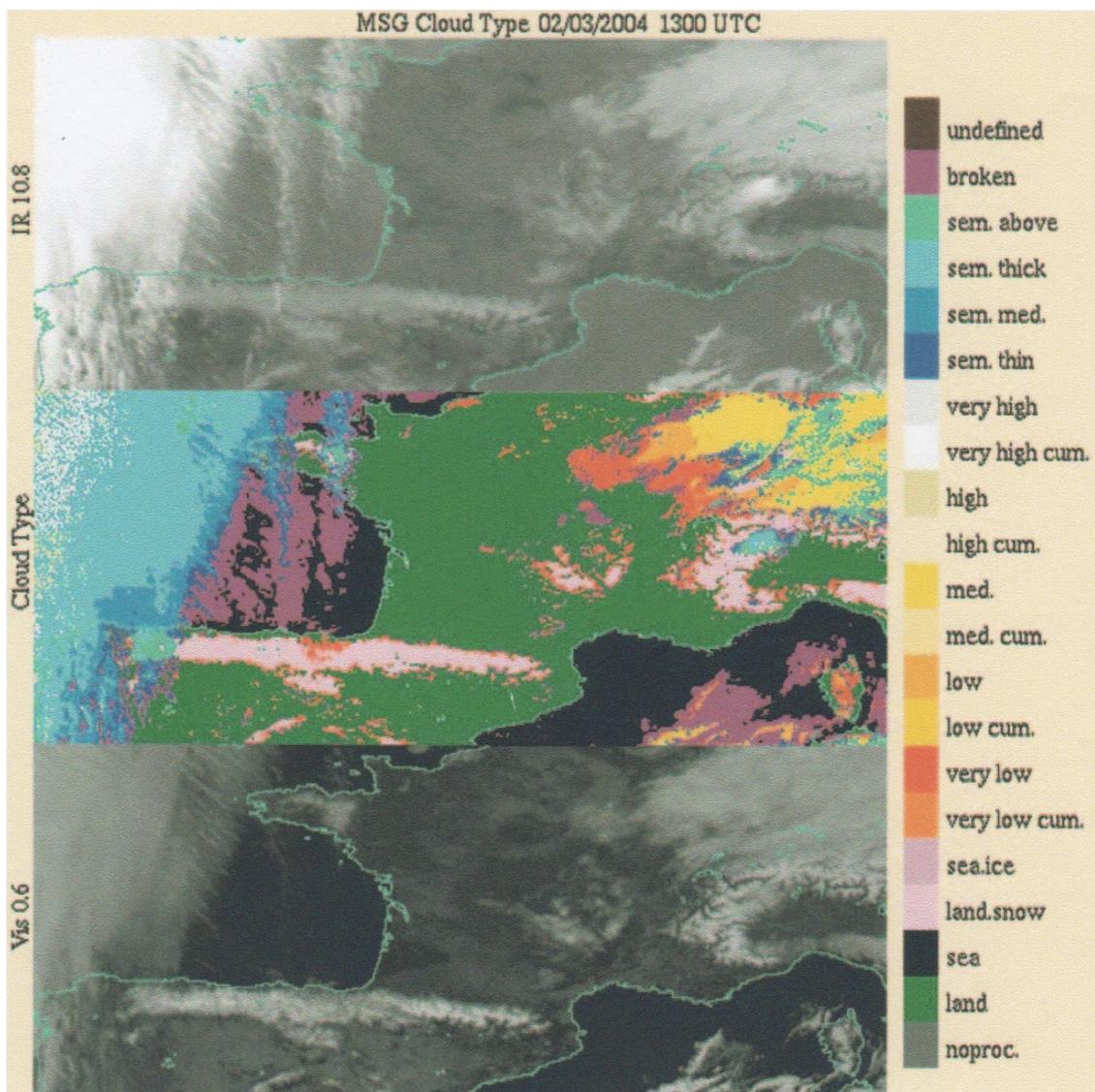


Figura 3.1.3 – Esempio di cloud type sulla Francia: identificazione della neve al suolo durante il giorno (2 marzo 2004. 13:00 UTC).

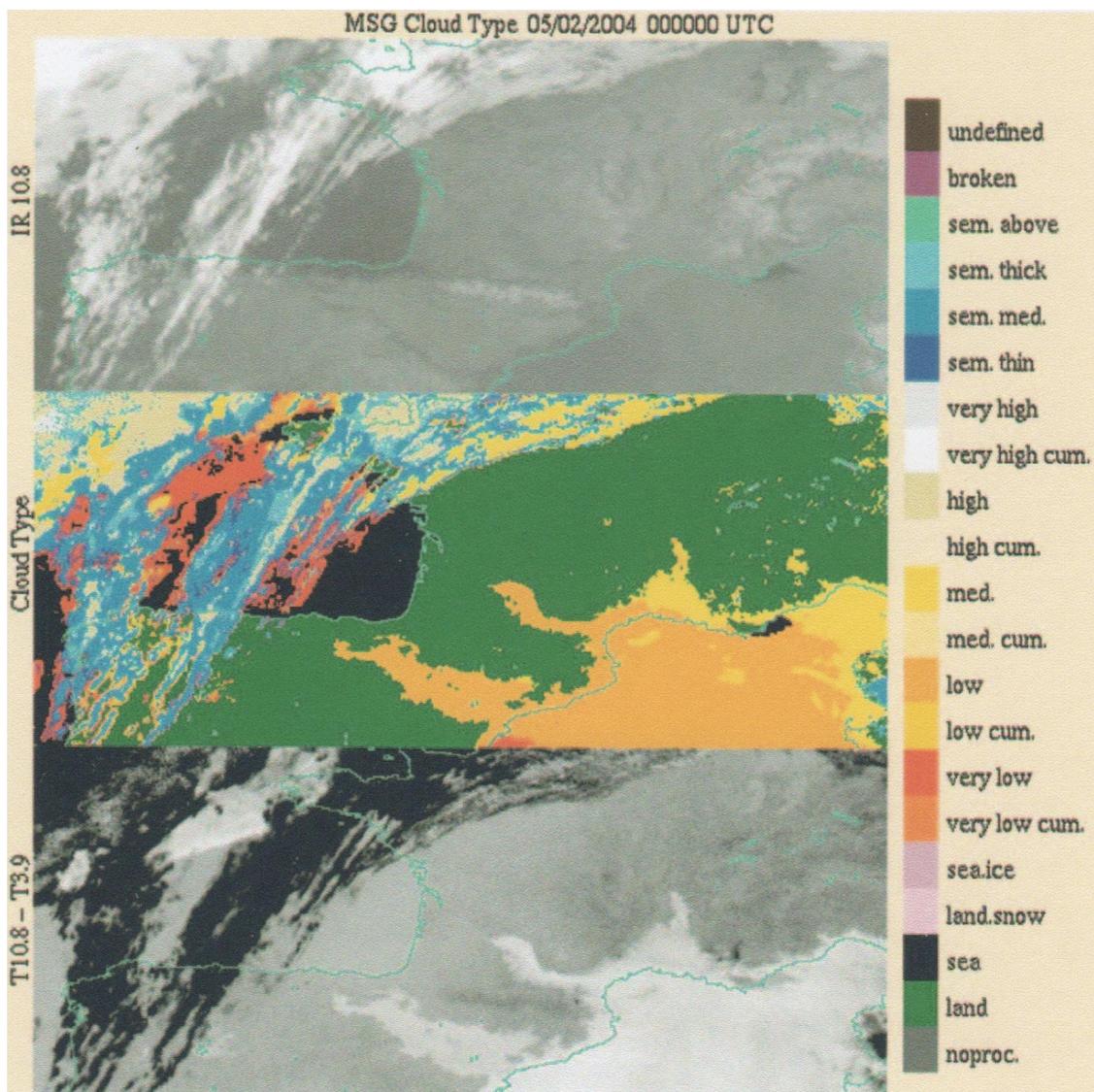


Figura 3.1.4 – Esempio di cloud type sulla Francia: identificazione di nubi basse rilevate durante la notte (5 febbraio 2004. 00:00 UTC).

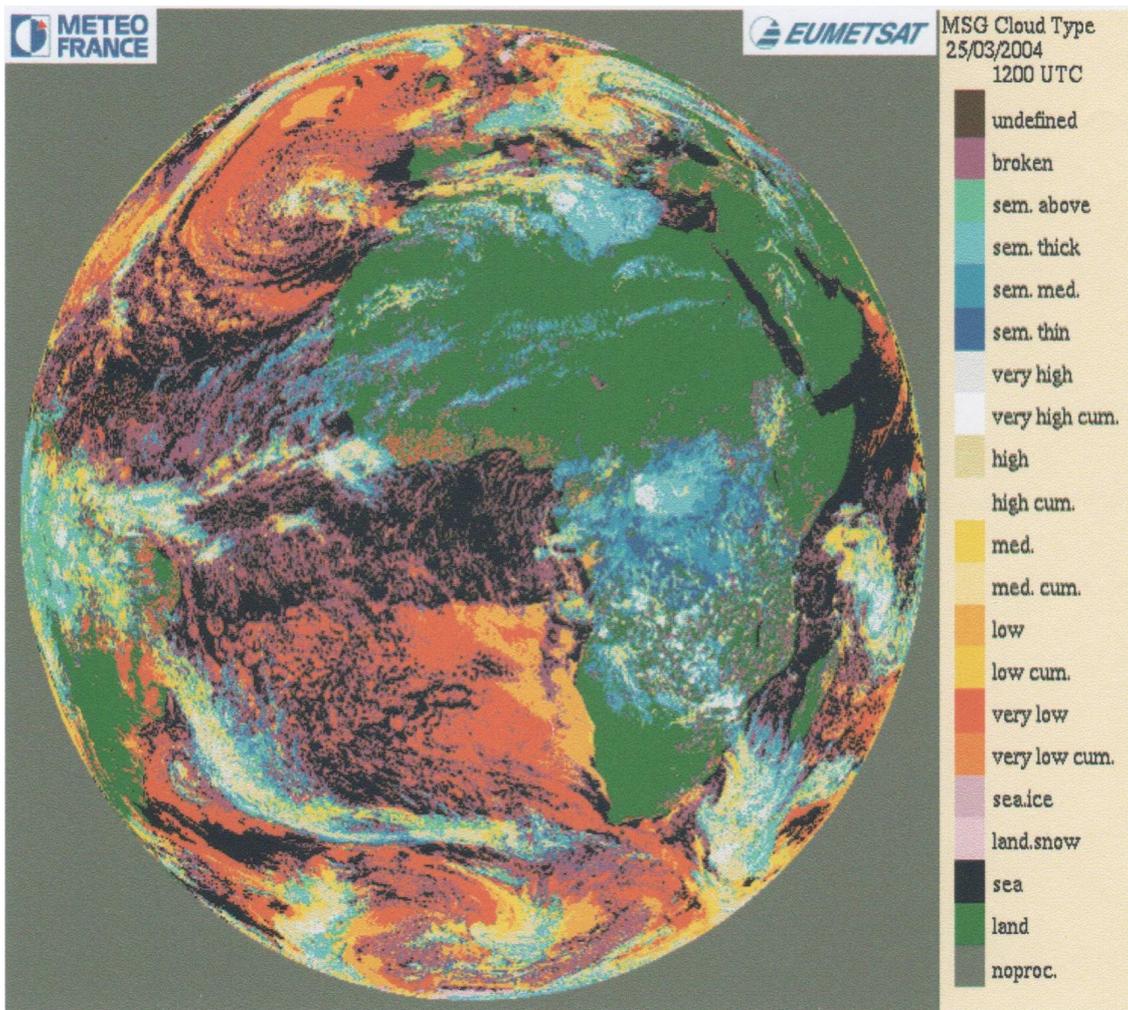


Figura 3.1.5 – Esempio di CT applicato all'intero disco rilevato da MSG (25 marzo 2004. 12:00 UTC).

3.1.4 Validazione

Per la validazione dell'algoritmo di CMA è stato costruito un database raccogliendo dati collocati di MSG/SEVIRI e osservazioni a terra.

I dati a terra usati sono le osservazioni meteorologiche orarie, codificate dagli osservatori all'interno del World Meteorological Organization (WMO) synoptic code (SYNOP), provenienti da una lista di 640 stazioni situate in Europa e nel nord dell'Africa (Fig. 3.1.6).

I corrispondenti dati satellitari e ancillari sono collocati in celle da 5 x 5 pixel centrate sulle stazioni di misura.

Durante la prima validazione sono state effettuate 377692 osservazioni fra il 1 novembre 2003 e il 16 aprile 2004 (Fig. 3.1.7), quindi quasi tutte le osservazioni sono state effettuate durante la stagione invernale, ovvero nelle condizioni più sfavorevoli per il funzionamento dell'algoritmo (in condizioni di bassa elevazione solare, in particolare alle alte latitudini, ed in presenza di terreni freddi o imbiancati da neve o ghiaccio).

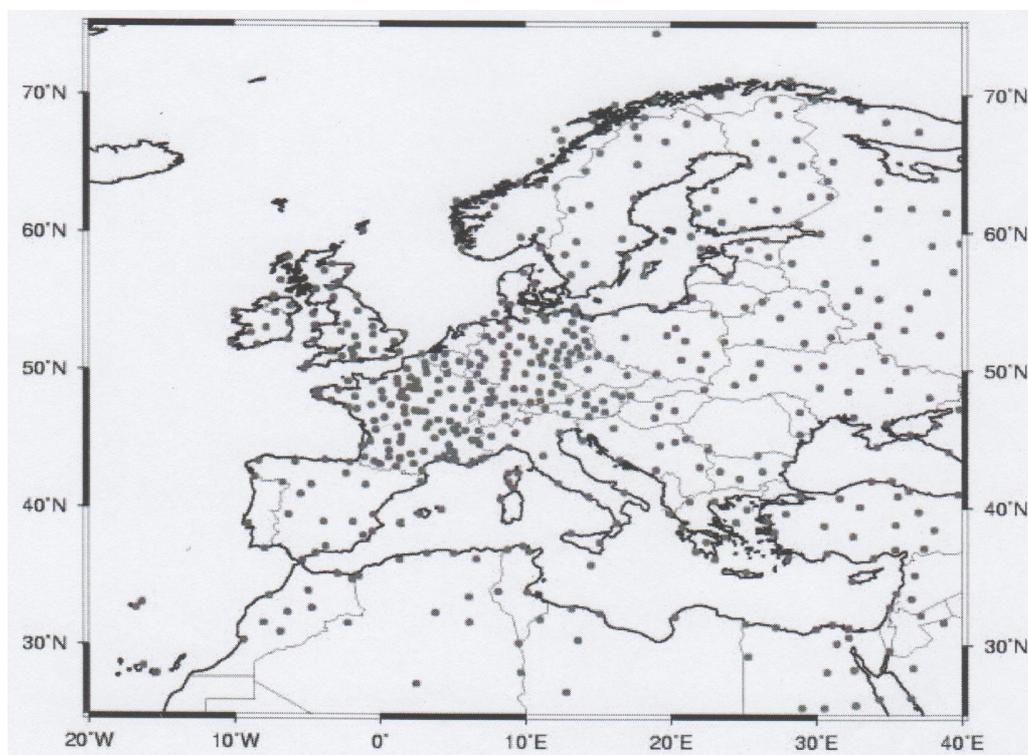


Figura 3.1.6 – Indicazione geografica delle 640 stazioni SYNOP, usate per la validazione del CMA.

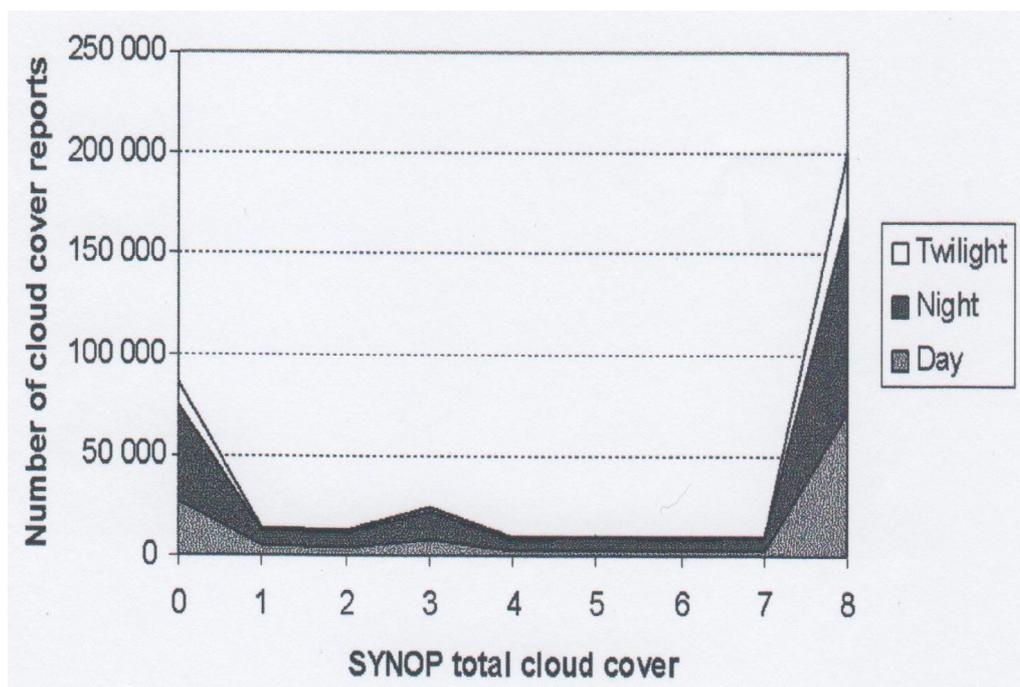


Figura 3.1.7 – Distribuzione della copertura nuvolosa osservata da SYNOP in funzione delle condizioni di illuminazione.

Validazione della CMA su aree continentali

Dal set di dati di SYNOP è disponibile la copertura nuvolosa prodotta da nubi basse, medie ed alte. La copertura nuvolosa da satellite è stimata tramite l'applicazione della CMA al pixel centrale di riferimento della cella e a quelli circostanti.

La tecnica usata è quella di confrontare la nuvolosità rilevata tramite la CMA con quella individuata da SYNOP, che è considerata la verità al suolo.

La distribuzione dell'errore nella copertura nuvolosa media ottenuta con la CMA ed espressa in ottavi (definita come la differenza fra le nuvolosità rilevate tramite cloud mask e SYNOP), è presentata in funzione della nuvolosità osservata tramite SYNOP in Fig. 3.1.8, mentre la percentuale di nuvolosità rilevata tramite CMA con tolleranza di 0, 1 o 2 ottavi con SYNOP è riportata nella Tab. 3.1.9.

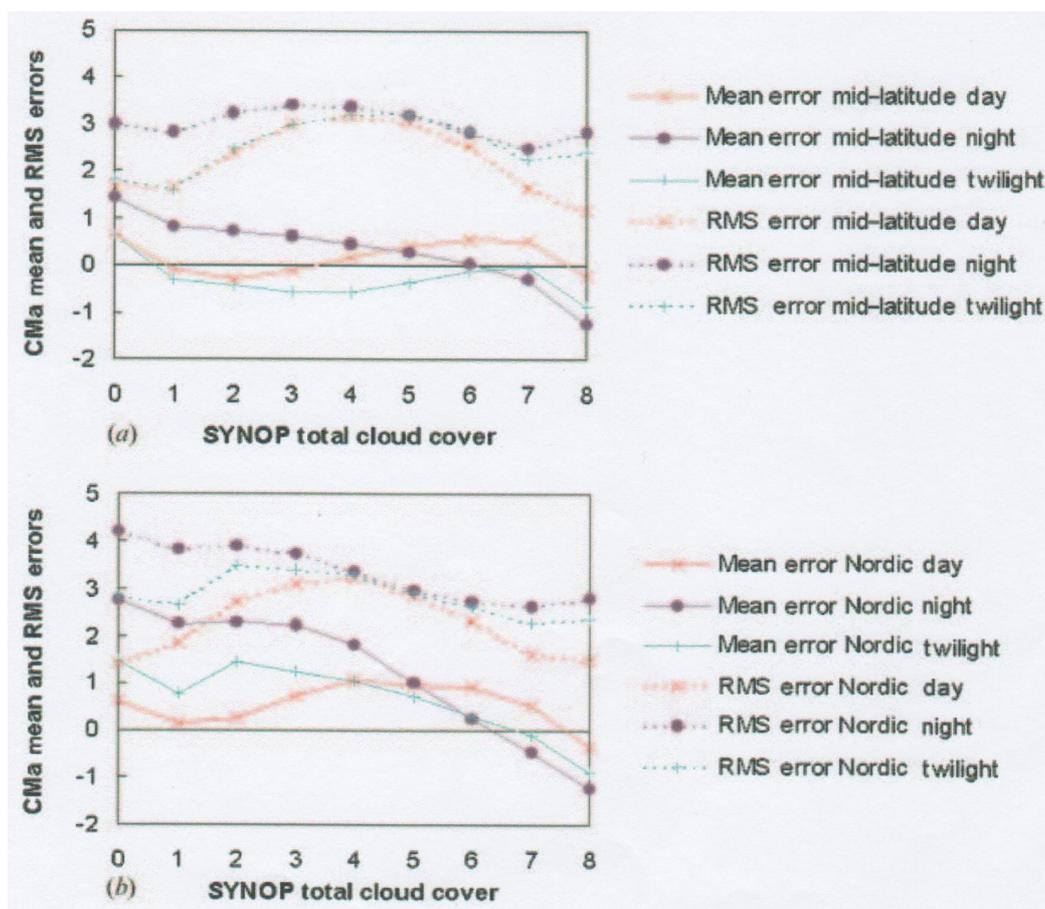


Figura 3.1.8 – Rappresentazione degli errori nella rilevazione della nuvolosità (CMA), in funzione della copertura nuvolosa osservata da SYNOP, (a) alle medie latitudini, (b) alle alte latitudini.

Area	Numero di casi	$\Delta=0$ (%)	$\Delta=1$ (%)	$\Delta=2$ (%)
Mid-latitude all	313785	38.2	63.9	77.3
Mid-latitude day	114672	35.3	66.1	81.9
Mid-latitude night	158317	41.1	62.4	74.1
Mid-latitude twilight	40796	35.2	63.2	76.6

Tabella 3.1.9 – Percentuale di nuvolosità rilevata tramite CMA con tolleranza Δ di 0, 1 e 2 ottavi, rispetto alle osservazioni SYNOP alle medie latitudini.

L'abilità nell'identificazione dei pixel nuvolosi mediante l'algoritmo di CMA può essere quantificata anche tramite la costruzione di tabelle di contingenza e parametri statistici come descritto successivamente.

Un target (5 x 5 pixels) è considerato:

- 'observed cloudy' quando la copertura nuvolosa totale osservata dalla superficie è maggiore di 5 ottavi
- 'observed clear' quando la copertura nuvolosa totale osservata dalla superficie è inferiore a 3 ottavi (anche se la terra è coperta da neve)
- 'detected cloudy' quando più di sei dei nove pixels centrali sono classificati come nuvolosi dalla CMA
- 'detected clear' quando meno di tre pixels centrali sono classificati come nuvolosi dalla CMA

In accordo con queste definizioni sono state costruite tabelle di contingenza (Tab. 3.1.10 e 3.1.11), e sono stati calcolati i seguenti parametri statistici :

- *Global score* è calcolato come $100 \times (na+nd)/(na+nb+nc+nd)$; rappresenta la percentuale di risultati corretti della CMA
- *Cloud failure score* è calcolato come $100 \times (nb)/(na+nb)$; rappresenta la sottostima della nuvolosità da parte della CMA
- *Clear failure score* è calcolato come $100 \times (nc)/(nc+nd)$; rappresenta la sovrastima della nuvolosità da parte della CMA

	Detected cloudy	Detected clear
Observed cloudy	na	nb
Observed clear	nc	nd

Tabella 3.1.10 – Convenzioni della tabella di contingenza.

Area	Global score	Cloud failure	Clear failure
Nordic	89.3	7.2	25.5
Mid-latitude	91.7	7.0	10.9
Nordic day	96.5	2.0	8.4
Mid-latitude day	96.5	2.9	5.0
Nordic night	86.8	8.0	33.6
Mid-latitude night	88.6	9.3	15.0
Nordic twilight	90.2	8.7	16.5
Mid-latitude twilight	90.5	11.0	5.1

Tabella 3.1.11 – Risultati statistici ottenuti utilizzando il CMa.

I risultati statistici sono stati messi in relazione con la latitudine e le condizioni di luminosità, come mostrato nella Tab. 3.1.11. I dati alle medie latitudini mostrano un buon accordo, come illustrato anche nella Fig. 3.1.8.

La percentuale di nuvolosità rilevata mediante CMa con tolleranza di 0, 1 e 2 ottavi rispetto a SYNOP (Tab. 3.1.9), mostra che il 77.3% della nuvolosità rilevata tramite CMa è entro 2 ottavi rispetto alle misure SYNOP, raggiungendo l'81.9% durante il giorno e il 74.1% durante le ore notturne.

Da una più attenta analisi si nota come durante le ore notturne c'è una sovrastima della nuvolosità in condizioni di cielo sereno (1.4 ottavi, clear failure del 15%), che non è così evidente durante il giorno o al crepuscolo (0.6 ottavi, clear failure del 5%). Probabilmente questa grande differenza durante le ore notturne è dovuta ad osservazioni errate effettuate da parte degli osservatori, per via dell'oscurità.

Un altro caso importante è quello in condizioni di cielo coperto durante la notte o al crepuscolo, dove si nota una sottostima della nuvolosità (1.2 e 0.9 ottavi, cloud failure del 9.3% e 11.0% rispettivamente), dovuta alla non rilevazione delle nubi basse, sottili o semitrasparenti.

Si nota anche che la sovrastima della nuvolosità è maggiore durante la notte o al crepuscolo, soprattutto in condizioni di cielo sereno, alle alte latitudini, e questo è dovuto al fatto che la neve ed il ghiaccio vengono confuse con nubi basse o medie, oppure con nubi semitrasparenti.

Tuttavia le prestazioni del CMA nella rilevazione della nuvolosità nel caso di condizioni di cielo coperto sono risultate indipendenti dalla latitudine, come si nota osservando la Fig. 3.1.8.

Questi risultati sono consistenti con quelli ottenuti da altri autori usando AVHRR, ricordando che l'analisi della nuvolosità mediante SEVIRI trae vantaggio da un'informazione più ricca a livello spettrale, mentre è svantaggiata per via di una peggiore risoluzione spaziale.

Validazione dell'identificazione della neve tramite CMA

L'insieme di dati SYNOP oltre a comprendere quelli riguardanti la copertura nuvolosa, contiene anche quelli di misure di spessore della neve.

La copertura nuvolosa e quella nevosa sono stimate applicando la cloud mask al pixel centrale del target del satellite ed agli otto pixel che lo circondano: il target è contrassegnato come nevoso se almeno tre pixels su nove sono classificati come nevosi dalla cloud mask.

Per eseguire la validazione dell'identificazione della neve, sono stati individuati due possibili casi, cioè spessore di 0 cm (no neve) o maggiore di 1 cm.

Lo studio è stato effettuato solo durante le ore diurne alle medie latitudini.

Si nota che nelle aree prive di neve al suolo, non avviene sovrastima di neve da parte dell' algoritmo della cloud mask. Laddove invece è presente almeno 1 cm di neve, si nota che solo il 33% dei target vengono classificati correttamente come coperti da neve, mentre il 36% viene classificato come nuvoloso e il 31% come senza neve e privi di nubi.

Questo significa che la copertura nuvolosa risulta sottostimata dall'algoritmo della cloud mask. La causa di questo comportamento è da ricercarsi nella differente scala spaziale tra i dati di copertura nevosa e i pixel di SEVIRI che coprono un'area superiore a 10 km² alle latitudini europee.

Tuttavia l'ispezione visuale del prodotto di CT di SEVIRI indica che molte aree nevose sono ben classificate, a parte i loro confini che spesso vengono confusi con nubi basse.

3.2 MODIS cloud mask

L'algoritmo di cloud mask si trova all'inizio della catena di elaborazione di dati per la maggior parte dei prodotti di MODIS, poiché l'identificazione dei pixel nuvolosi è propedeutica alla realizzazione di tutti gli ulteriori prodotti di caratterizzazione della copertura nuvolosa, nonché di quei prodotti che necessitano di scenari privi di nube come la caratterizzazione degli aerosol atmosferici. Pertanto l'algoritmo di cloud mask viene mandato in esecuzione in modo da ottenere i dati quasi in tempo reale, limitando l'uso di complicati algoritmi troppo onerosi dal punto di vista computazionale. L'algoritmo di cloud mask di MODIS va oltre la semplice decisione sì/no riguardo la presenza di nubi in una data scena. La cloud mask, infatti, consiste di 48 bits di output, che successivamente verranno descritti nei dettagli, i quali includono gli esiti dei test e le informazioni ancillari (per esempio distinzione fra superficie di terra e mare) (Ackerman *et al.*, 1998).

L'algoritmo utilizzato dal MODIS per l'identificazione dei pixel nuvolosi beneficia di alcuni lavori precedentemente effettuati sfruttando osservazioni satellitari. Tra questi possono essere citati l'International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) (Rossow, 1989; Rossow *et al.*, 1993; Seze e Rossow, 1991; Rossow e Gardner, 1993 a, b), che ha sviluppato schemi per la rilevazione delle nubi usando radianze nel VIS e IR, l'AVHRR Processing scheme Over cLoud Land and Ocean (APOLLO) (Saunders e Kriebel, 1988; Kriebel e Saunders, 1988; Gesell, 1989), che usa le due bande nel visibile e le tre bande nell'infrarosso dell'AVHRR, ed infine il CCloud from Advanced Very high Resolution radiometer (CLAVR) (Stowe *et al.*, 1991, 1994) che ha aggiunto una serie di spettrali test e sulla variabilità spaziale per la rilevazione delle nubi.

Questi algoritmi sono stati utilizzati in studi climatologici globali della copertura nuvolosa e pertanto hanno costituito un valido punto di partenza per la realizzazione dell'algoritmo di cloud mask di MODIS. Molti scienziati hanno discusso le basi fisiche che stanno dietro ai test spettrali effettuati nell'algoritmo di cloud mask di MODIS, e le applicazioni ai dati satellitari e aerei raccolti (Ackerman *et al.*, 1997). Per quanto riguarda l'algoritmo utilizzato da MODIS, esso si basa su una serie di test multispettrali a soglie, raggruppati a seconda della tipologia di nube a cui sono rivolti.

Il primo gruppo di test rileva nubi alte e spesse, attraverso test a soglia applicati alle temperature di brillanza nelle tre bande spettrali centrate a 11, 13.9 e 6.7 μm . Le misure di temperatura di brillanza a 11 μm sono complicate dal fatto che l'emissività della superficie varia a seconda del tipo di suolo o vegetazione e risultano sensibili alle variazioni di contenuto di vapore acqueo in atmosfera. A titolo di esempio, in aree tropicali su oceano è probabile la presenza di nubi alte e spesse se la temperatura di brillanza a 11 μm è inferiore a 270 K. Le misure di temperatura di brillanza a 13.9 μm sono sensibili alle regioni fredde dell'atmosfera per via dell'assorbimento della CO_2 . Lo stesso è vero per quanto riguarda la temperatura di brillanza a 6.7 μm a causa dell'assorbimento del vapore acqueo. Queste bande spettrali ricevono la maggior parte di radiazione vicino ai 300 hPa, quindi solo le nubi al di sopra di 500 hPa danno un'importante contributo dal punto di vista della radiazione.

Il secondo gruppo rileva nubi sottili, attraverso test sulle differenze di temperatura di brillanza a varie bande spettrali (11-12, 8.6-11, 11-3.9, 11-6.7 μm). Le differenze di temperatura di brillanza tra 11 e 12 μm sono state ampiamente sfruttate nell'identificazione delle nubi mediante dati dell'AVHRR, secondo una tecnica detta della *split window*. L'utilizzo delle differenze di temperatura di brillanza tra 8.6 e 11 μm è stato desunto dalla tecnica tri-spettrale riportata in Strabala *et al.* (1994). Una differenza fra le temperature di brillanza a 8.6 e 11 μm maggiore di zero indica presenza di nubi, mentre un valore negativo su oceano indica condizioni di cielo sereno. La differenza fra le temperature di brillanza a 11 e 3.9 μm , viene sfruttata per rilevare nubi sottili durante le ore notturne: un valore positivo indica presenza di nubi sottili, mentre differenze negative vengono osservate solo in presenza di scene "opache", rappresentate ad esempio da nubi spesse o dalla superficie. Nelle regioni polari è più impegnativa la distinzione fra condizioni di cielo sereno e presenza di nubi, per via delle temperature superficiali particolarmente basse. Ulteriori analisi (Ackerman, 1996) hanno mostrato valori decisamente negativi nelle

differenze di temperatura misurate a 8.6 e 11 μm durante l'inverno, sulla Groenlandia e Artide; questi valori sono indicativi di una forte inversione termica e quindi della presenza di condizioni di cielo sereno.

Il terzo gruppo rileva nubi basse attraverso test a soglia applicati alle riflettanze a 0.87, 0.65 e 0.936 μm , al rapporto fra riflettanze a 0.87 e 0.66 μm , e alle differenze di temperatura di brillanza tra 3.9 e 3.7 μm .

Questa serie di test è efficace soprattutto quando si ha un forte contrasto in riflettanza tra la superficie e le nubi, come nel caso di vegetazione scura o acqua. Pertanto risulta complementare ai test del primo gruppo, che possono manifestare qualche difficoltà per via del ridotto contrasto termico fra le nubi ed il suolo.

Da precedenti studi sui dati AVHRR il rapporto fra le riflettanze è stato trovato essere compreso fra 0.9 e 1.1 in presenza di nubi.

La differenza di temperatura di brillanza fra 3.9 e 3.7 μm è piccola in condizioni di cielo sereno, mentre è maggiore in presenza di nubi.

Durante le ore diurne questa differenza aumenta per via della maggiore energia solare presente a 3.7 μm .

Il quarto gruppo è finalizzato all'identificazione di nubi sottili nell'alta troposfera attraverso il test a soglia della riflettanza a 1.38 μm . Questo tipo di approccio è stato proposto da Gao *et al.*, 1993. Tale canale si trova in una banda di assorbimento dell' H_2O e pertanto nessuna radianza riflessa dalla superficie terrestre raggiunge il sensore quando è presente una quantità sufficiente di vapore acqueo in atmosfera.

Il quinto gruppo rileva cirri alti e sottili sensibili a test sulle differenze di temperature di brillanza a varie lunghezze d'onda (11-12, 12-4, 13.7-13.9 μm).

La differenza fra la temperatura di brillanza a 11 e 12 μm è maggiore di zero per nubi di ghiaccio, per via del maggiore assorbimento a 12 μm rispetto a 11 μm .

La differenza fra la temperatura di brillanza tra 12 e 4 μm è inferiore a zero per cirri semitrasparenti, a causa del contributo della superficie che domina il segnale a 4 μm .

La differenza fra le temperature di brillanza a 13.7 e 13.9 μm è positiva in condizioni

di cielo sereno, mentre tende a zero in caso di presenza di cirri.

La grande differenza di temperatura fra il suolo e le nubi fa sì che questi test siano molti utili nella identificazione dei cirri.

Le soglie per ogni test possono essere trovate in MODIS cloud mask Algorithm Theoretical Basis Document (Ackerman, 1997).

Questo algoritmo quindi, determina se un dato pixel è “nuvoloso” oppure no. A ciascun test è assegnato un valore compreso fra 0 e 1, dove 0 rappresenta un'alta confidenza di trovarci in condizioni di cielo nuvoloso, mentre 1 rappresenta un'alta confidenza di trovarci in condizioni di cielo sereno.

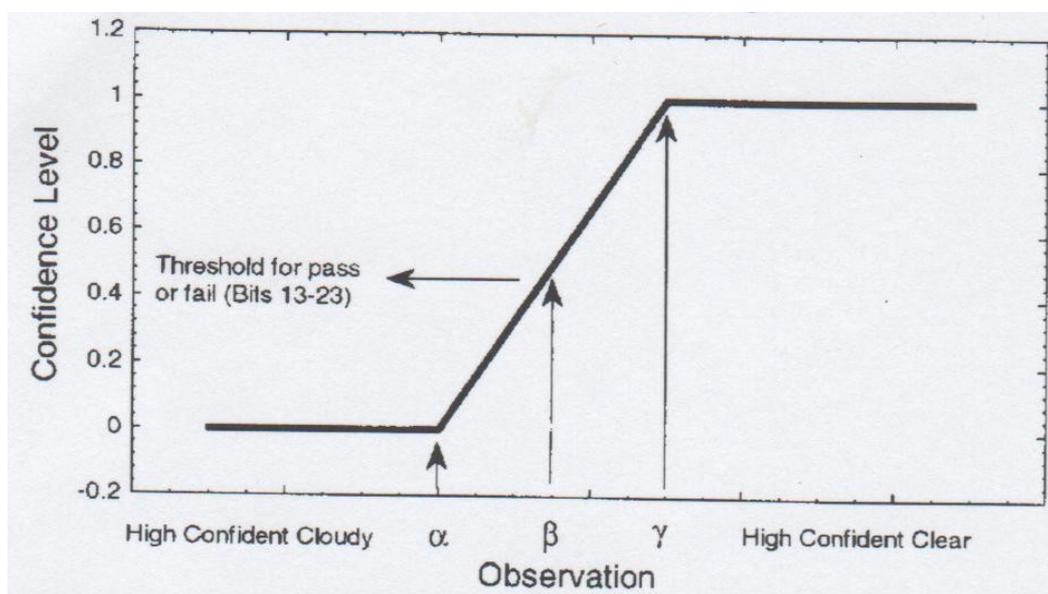


Figura 3.2.1 – Rappresentazione grafica dei livelli di confidenza possibili per ogni test effettuato.

La Fig. 3.2.1 è una rappresentazione grafica di come un livello di confidenza è assegnato per un dato test spettrale, in cui l'ascissa rappresenta l'osservazione e l'ordinata invece il livello di confidenza. In questo test, un'osservazione più grande del valore γ è associata ad un'alta confidenza di essere in presenza di un pixel di cielo sereno (valore 1), mentre un'osservazione con valore più piccolo di α è associata con alta confidenza ad un pixel nuvoloso (valore 0).

Questi due valori (α e γ) sono determinati da simulazioni di trasferimento radiativo, osservazioni e studi precedenti. Osservazioni comprese fra α e γ hanno ovviamente valori compresi fra 0 e 1, basati su una funzione lineare.

Il valore β rappresenta la soglia di pass/fail per un test. Ogni test quindi ha un valore di soglia di pass/fail, alta confidenza di pass e alta confidenza di fail.

L'indicatore di confidenza per un gruppo è il più piccolo valore degli indicatori ottenuti dai vari test. Il risultato complessivo dell'algoritmo di cloud mask relativamente un dato pixel (Q) è determinato dal prodotto delle minime confidenze per ogni gruppo. Questo approccio garantisce che se anche un solo test fornisce un'alta probabilità di presenza di nubi (confidenza nulla), l'algoritmo classificherà tale pixel come nuvoloso.

In conclusione quindi, a ogni pixel viene assegnato uno di questi quattro livelli di confidenza:

- alta confidenza cielo chiaro : $Q > 0.99$
- probabilmente cielo chiaro : $Q > 0.95$
- indeciso : $Q > 0.66$
- nuvoloso : $Q \leq 0.66$.

L'output dell'algoritmo di cloud mask si compone di 48 bit per ciascun pixel esaminato, dove, oltre al valore di confidenza complessivo Q , vengono riportate informazioni sul percorso di processamento dei pixel, determinato dalle condizioni di illuminazione, dalla presenza di neve o ghiaccio al suolo e dal tipo di superficie sottostante, e le uscite dei singoli test multispettrali applicati. La sequenza completa delle informazioni contenute nell'output dell'algoritmo è riassunta nella Tab. 3.2.2.

48 Bit Cloud Mask File Specification

Bit Field	Description Key	Result
0	cloud mask flag	0 = not determined 1 = determined
1-2	unobstructed FOV quality flag	00 = cloudy 01 = uncertain clear 10 = probably clear 11 = confident clear
Processing path flags		
3	day/night flag	0 = night/1 = day
4	Sun glint flag	0 = yes/1 = no
5	snow/ice background flag	0 = yes/1 = no
6-7	land/water flag	00 = water 01 = coastal 10 = desert 11 = land
Additional information		
8	noncloud-obstruction flag (heavy aerosol)	0 = yes/1 = no
9	thin cirrus detected (near infrared)	0 = yes/1 = no
10	shadow found	0 = yes/1 = no
11	thin cirrus detected (infrared)	0 = yes/1 = no
12	spare (cloud adjacency)	(post launch)
<i>1 km Cloud Flags</i>		
13	cloud flag, simple IR threshold test	0 = yes/1 = no
14	high cloud flag, CO ₂ threshold test	0 = yes/1 = no
15	high cloud flag, 6.7 μm test	0 = yes/1 = no
16	high cloud flag, 1.38 μm test	0 = yes/1 = no
17	high cloud flag, 3.9-12 μm test	0 = yes/1 = no
18	cloud flag, IR temperature difference	0 = yes/1 = no
19	cloud flag, 3.9-11 μm test	0 = yes/1 = no
20	cloud flag, visible reflectance test	0 = yes/1 = no
21	cloud flag, visible ratio test	0 = yes/1 = no
22	cloud flag, near-IR reflectance test	0 = yes/1 = no
23	cloud flag, 3.7-3.9 μm test	0 = yes/1 = no
Additional tests		
24	cloud flag, temporal consistency	0 = yes/1 = no
25	cloud flag, spatial variability	0 = yes/1 = no
26-31	spares	
<i>250 m Cloud Flag—Visible Tests</i>		
32	element(1,1)	0 = yes/1 = no
33	element(1,2)	0 = yes/1 = no
34	element(1,3)	0 = yes/1 = no
35	element(1,4)	0 = yes/1 = no
36	element(2,1)	0 = yes/1 = no
37	element(2,2)	0 = yes/1 = no
38	element(2,3)	0 = yes/1 = no
39	element(2,4)	0 = yes/1 = no
40	element(3,1)	0 = yes/1 = no
41	element(3,2)	0 = yes/1 = no
42	element(3,3)	0 = yes/1 = no
43	element(3,4)	0 = yes/1 = no
44	element(4,1)	0 = yes/1 = no
45	element(4,2)	0 = yes/1 = no
46	element(4,3)	0 = yes/1 = no
47	element(4,4)	0 = yes/1 = no

Tabella 3.2.2 – Output della cloud mask MODIS.

3.2.1 Validazione

L'algoritmo utilizzato per la determinazione della cloud mask presenta dei punti di forza e di debolezza. La validazione della rilevazione della nuvolosità è difficoltosa (Ackerman e Cox, 1981; Rossow e Garder, 1993b; Baum *et al.*, 1995).

Due importanti fasi della validazione sono l'interpretazione dell'immagine e l'analisi quantitativa. La prima viene svolta attraverso un controllo visuale delle caratteristiche spettrali, spaziali e temporali dell'immagine satellitare, ma non dà valutazioni quantitative.

Una validazione quantitativa può essere ottenuta attraverso un confronto diretto pixel per pixel con osservazioni coincidenti spazialmente ottenute da sensori a terra o su piattaforme satellitari, come ad esempio il lidar.

Una prima valutazione delle prestazioni dell'algoritmo è stata realizzata prima del lancio del sensore MODIS utilizzando dati provenienti da altri sensori. I data set satellitari usati a questo scopo sono stati i seguenti:

- AVHRR LAC (Local Area Coverage): dati AVHRR con risoluzione spaziale di 1.1 km e copertura spaziale limitata
- AVHRR GAC (Global Area Coverage): dati AVHRR con risoluzione spaziale di 4 km e copertura spaziale globale.
- Dati collocati
- HIRS (High-Resolution infrared radiation Sounder), che opera su 19 bande spettrali nell'IR e una nel VIS.
- MAS (MODIS Airborne Simulator), che opera su 50 bande spettrali, ha una grande risoluzione spaziale, ma come il LAC non ha copertura globale.

I dati di AVHRR GAC sono stati utilizzati nel luglio del 1985 per realizzare mappe di cloud mask; questo strumento come spiegato in precedenza, opera solo su 5 bande spettrali, a differenza di MODIS (14 bande utilizzate nell'algoritmo di cloud mask), però ha risoluzione spaziale e caratteristiche orbitali simili a MODIS. Furono raccolti dati di temperatura di brillantezza a 11 μm relativi ad aree prive di nubi su oceano per i primi otto giorni del mese durante le ore diurne. Nei secondi otto giorni furono

raccolte le temperature di brillantezza a 11 μm in condizioni di cielo sereno, sia durante le ore diurne che durante le ore notturne e quest'ultime sono state in seguito rielaborate anche tenendo conto delle informazioni ottenute dalle temperature di brillantezza diurne.

La Fig. 3.2.3 mostra appunto la distribuzione delle temperature di brillantezza minime, medie e massime a 11 μm notturne in condizioni di cielo sereno con e senza il contributo dei dati diurni. I dati considerati sono sull'oceano Atlantico, in una regione compresa fra 0° e 30° di latitudine sud e 10° e 30° di longitudine ovest, dove predominano le nubi basse che risultano spesso di difficile identificazione durante la notte.

Si noti l'asimmetria delle distribuzioni delle temperature minime e medie verso le basse temperature nel caso di dati elaborati senza l'ausilio delle osservazioni diurne (Fig. 3.2.3 sotto), indicativa di una contaminazione da parte delle nubi.

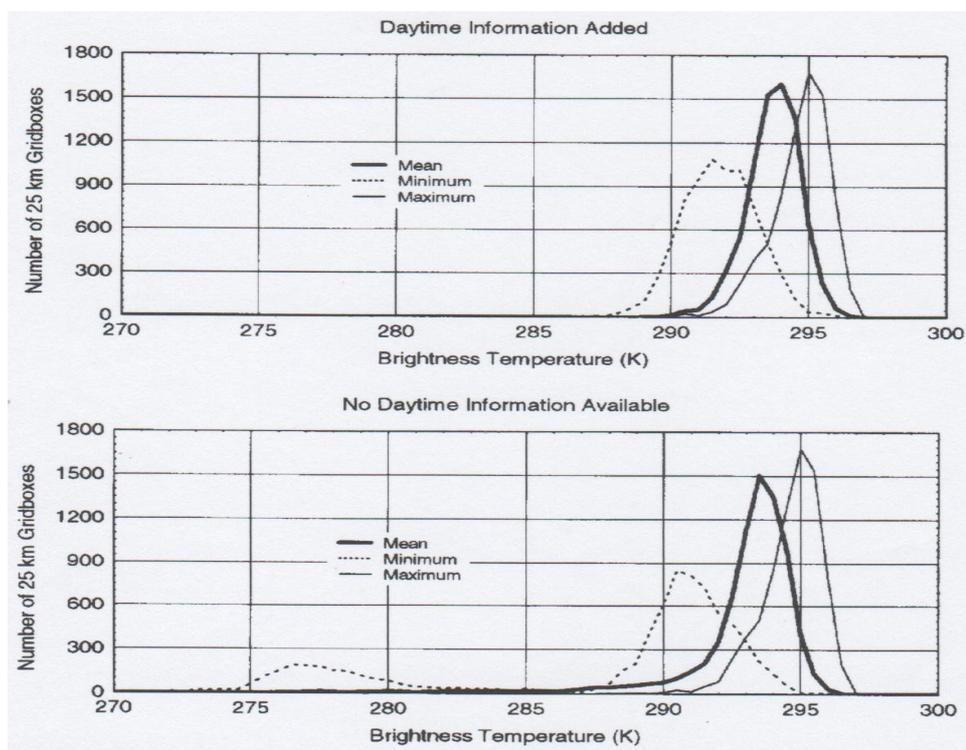


Figura 3.2.3 – Distribuzione della temperatura di brillantezza a 11 μm in condizioni di cielo sereno con osservazioni diurne (sopra) e senza (sotto).

Il secondo picco della distribuzione delle temperature minime, compreso fra 275 e 280 K, indica la presenza di nubi fredde basse. In Fig. 3.2.3 (sopra) è mostrato il miglioramento ottenuto dopo l'apporto delle informazioni delle temperature diurne: le distribuzioni risultano essere quelle attese per osservazioni effettuate in condizioni di cielo chiaro.

L'algoritmo è stato applicato anche a numerose scene osservate da MAS.

Un esempio è riportato in Fig. 3.2.4 che mostra un'immagine composta da diversi tipi di nube osservata il 21 aprile del 1996. L'immagine in alto a sinistra presenta il risultato dell'algoritmo di cloud mask, mentre le altre tre mostrano i canali di MAS a 11, 0.66 e 1.88 μm rispettivamente.

Le immagini sottostanti sono il risultato di quattro test spettrali. In particolare la prima è il risultato del test sulla temperatura di brillanza a 13.9 μm , grazie al quale vengono individuate le nubi più fredde, mentre fallisce nell'identificazione delle nubi basse e dei cirri sottili.

La seconda è il risultato del test relativo alla differenza di temperatura di brillanza tra 11 e 3.9 μm , tramite il quale sono rilevate la maggior parte delle nubi basse e molti cirri sottili.

La terza è il risultato del test relativo al rapporto fra riflettanze nel VIS, che permette di catturare molte delle nubi presenti nello scenario analizzato.

L'immagine finale è il risultato del test sulla riflettanza a 1.88 μm , il quale permette di rilevare tutti i cirri, ma non le nubi basse.

Quindi la prima immagine in alto è la combinazione di tutti questi test, dove è evidente come la forza di questo algoritmo sta nella complementarietà dei vari test considerati.

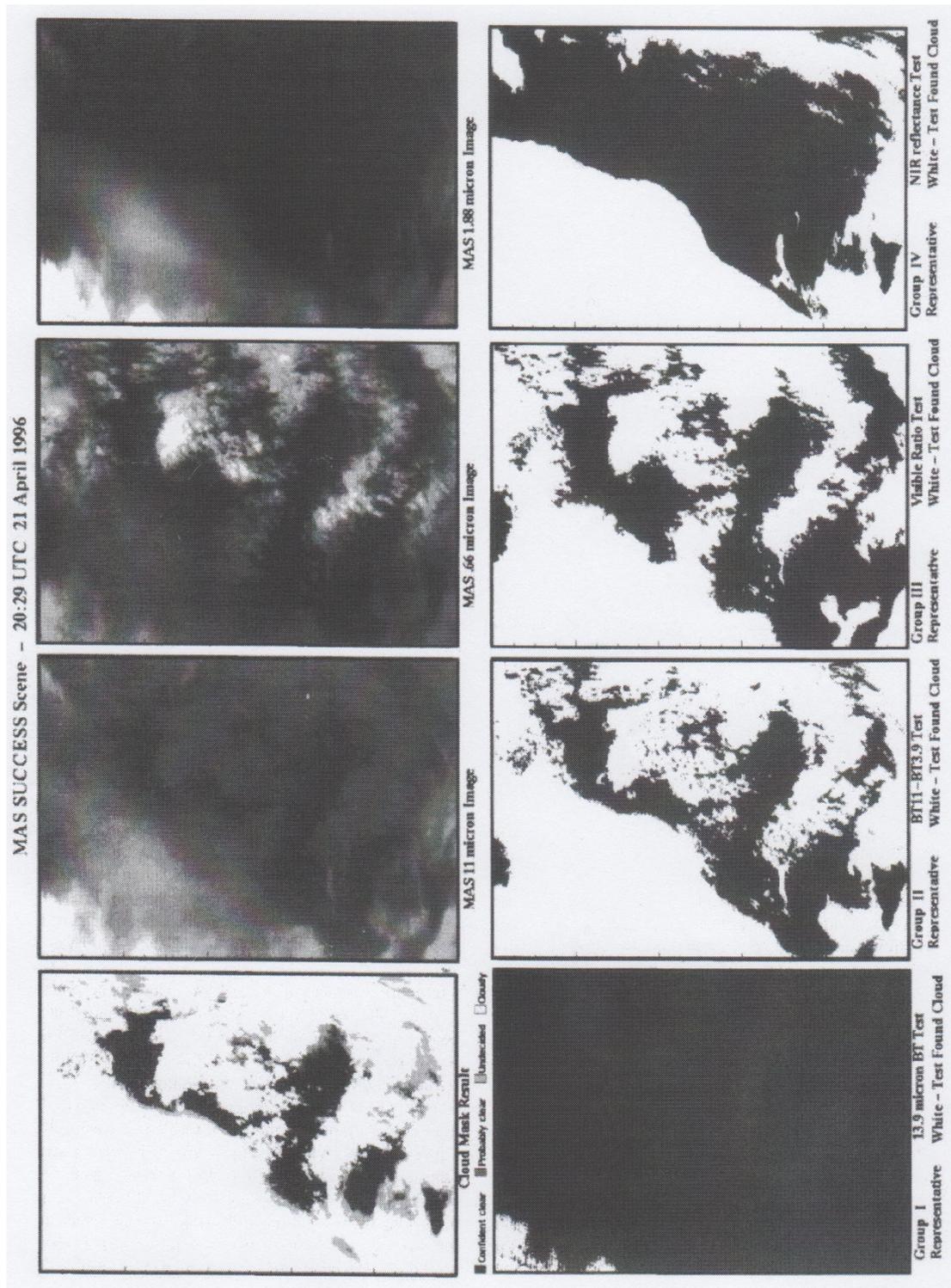


Figura 3.2.4 – Applicazione del CMA ai dati di MAS il 21 aprile 1996. Le immagini a sinistra (a partire dal basso) sono: il risultato del CMA, immagini a 11, 0.66 e 1.88 μm . Le immagini a destra sono ottenute utilizzando vari test.

3.3 Metodi di identificazione della nuvolosità da spettri di MIPAS

Le particelle presenti nelle nubi assorbono, emettono e scatterano la radiazione nella banda larga delle lunghezze d'onda nel medio infrarosso. A queste lunghezze d'onda, il maggior effetto deriva dalla conglomerazione di particelle che possono essere presenti sotto forma di cirri in alta troposfera e PSCs nella bassa stratosfera.

Alcuni studi (Mergenthaler *et al.*, 1999; Spang *et al.*, 2002) hanno dimostrato che gli effetti dovuti a diversi tipi di nube sono risultati presenti nelle osservazioni raccolte da strumenti che misurano l'emissione nell'infrarosso, e che quindi tali effetti necessitano di essere inclusi nell'analisi dei dati al lembo, raccolti ad altitudini inferiori a 30 km.

Lo scopo del lavoro mostrato in Spang *et al.* (2004) è quello di descrivere l'implementazione di un metodo per l'identificazione e differenziazione della nuvolosità per le analisi dei dati forniti da Cryogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere (CRISTA) e MIPAS.

La risoluzione spettrale di MIPAS è nettamente superiore rispetto a quella di CRISTA, ed è proprio per questo che il primo permette un'analisi degli effetti della nuvolosità sugli spettri molto più dettagliata e semplice, anche se gli effetti delle nubi sono simili in entrambi gli spettri.

L'uso dei rapporti di radianza era già noto per misure al nadir nell'UV, VIS e IR al nadir, per esempio nel determinare gli indici della vegetazione, mentre per misure al lembo e lunghezze d'onda superiori non era mai stato considerato.

Gli spettri di CRISTA, negli intervalli compresi fra 5 e 15 μm (Grossmann *et al.*, 2002), sono stati usati per quantificare gli effetti delle nubi con un approccio simile a questo. L'utilità del lavoro svolto con le misure di CRISTA non era solo quella di investigazione della nuvolosità, ma anche quella di usare i dati come base per l'algoritmo per l'identificazione degli spettri di MIPAS contaminati da nube.

Infatti, nubi come le PSC ed i cirri possono causare grandi cambiamenti agli spettri misurati che possono avere un impatto diretto sui retrieval di temperatura e VMR di gas in traccia.

Gli strumenti usati per la rilevazione della nuvolosità sono quindi necessari, in particolare per gli spettri contenenti nubi otticamente spesse.

Gli eventi di nuvolosità nel campo di vista dello strumento che effettua la scansione al lembo, producono un aumento nella componente continua di radiazione nello spettro infrarosso. Questo aumento può essere rilevato anche con una risoluzione spettrale di 2 cm^{-1} , come effettuato da CRISTA (Spang e Remedios, 2003).

L'identificazione della nuvolosità dagli spettri di MIPAS (Spang *et al.*, 2002), segue, quindi, l'esperienza dell'analisi della nuvolosità effettuata precedentemente su dati CRISTA, il quale ha effettuato misure di gas in traccia e di nuvolosità durante i due lanci nello spazio effettuati nel 1994 e nel 1997.

L'identificazione degli spettri nuvolosi è compiuta usando il rapporto di radianze nell'intervallo di numeri d'onda tra 788 e 796 cm^{-1} , dominato dalla CO_2 , e tra 832 e 834 cm^{-1} , che rappresenta la finestra atmosferica, dominata dagli aerosol e dall'emissione delle nubi, ed in maniera inferiore anche da ozono e CFC11. Entrambe queste regioni si trovano all'interno della banda A (685 - 970 cm^{-1}) di MIPAS, ed il rapporto sopracitato viene indicato come cloud index (Remedios e Spang, 2002; Spang *et al.*, 2004).

Il metodo usato fornisce una misura qualitativa dello spessore ottico delle nubi e permette l'identificazione della nuvolosità dagli spettri senza ulteriore impiego di tempo di calcolo a differenza di altri metodi utilizzati poiché non è necessario un processo di retrieval.

Descrizione del metodo

Nei primi anni 2000 (Spang *et al.*, 2001, 2002) è stato verificato un approccio semplice e robusto per la rilevazione della nuvolosità per lo strumento CRISTA, utilizzando il rapporto delle radianze medie misurate in due regioni a lunghezze d'onda differenti dette microwindow (MW), di seguito indicate con MW1 e MW2. Le microwindows sono piccole regioni spettrali che forniscono informazioni importanti riguardo la presenza di determinati costituenti atmosferici.

La prima regione (MW1), caratterizzata da numeri d'onda compresi tra 788 e 796

cm^{-1} , è dominata dall'emissione da parte di CO_2 ed in forma minore di ozono, e mostra solo lievi variazioni in presenza di nubi otticamente sottili.

L'altra regione (MW2), caratterizzata da numeri d'onda compresi tra 832 e 834 cm^{-1} , che rappresenta la finestra atmosferica, è contraddistinta dall'emissione da parte di nubi ed aerosol, ed in forma minore anche di ozono e CFC11.

Il rapporto fra MW1 e MW2, chiamato *cloud index*, assume valori superiori a circa 4 in assenza di nubi, vicino ad 1 in presenza di nubi otticamente spesse, intermedi negli altri casi. La dipendenza di questo rapporto dalla temperatura è piuttosto scarsa.

Attraverso l'analisi degli spettri misurati e di un programma di trasferimento radiativo (RFM, <http://www.atm.ox.ac.uk/RFM/>), sono stati ricavati valori di soglia per la rilevazione della nuvolosità da parte di CRISTA (Spang *et al.*, 2001, 2002).

Queste analisi hanno mostrato che a quote comprese tra 12 e 40 km, un rapporto di radianze inferiore a 2 può essere prodotto soltanto da aerosol o nubi.

Valori compresi fra 2 e 4 sono dovuti alla presenza di nubi otticamente sottili, oppure da situazioni in cui le nubi sono presenti solo parzialmente nel campo visivo di CRISTA. Infine, valori superiori a 4-5, indicano assenza di nuvolosità.

Per quanto riguarda MIPAS, l'analisi è stata estesa anche ad altre regioni di lunghezza d'onda; in particolare, le regioni spettrali in banda A utilizzate per il calcolo del cloud index (CI-A) sono quelle appena descritte, le regioni spettrali in banda B (CI-B) hanno valori di MW1 compresi fra 1246 e 1249 cm^{-1} , e di MW2 fra 1232 e 1234 cm^{-1} , mentre le regioni spettrali in banda D utilizzate per il calcolo del CI (CI-D) utilizzano MW1 compresa fra 1929 e 1935 cm^{-1} , e MW2 fra 1973 e 1983 cm^{-1} .

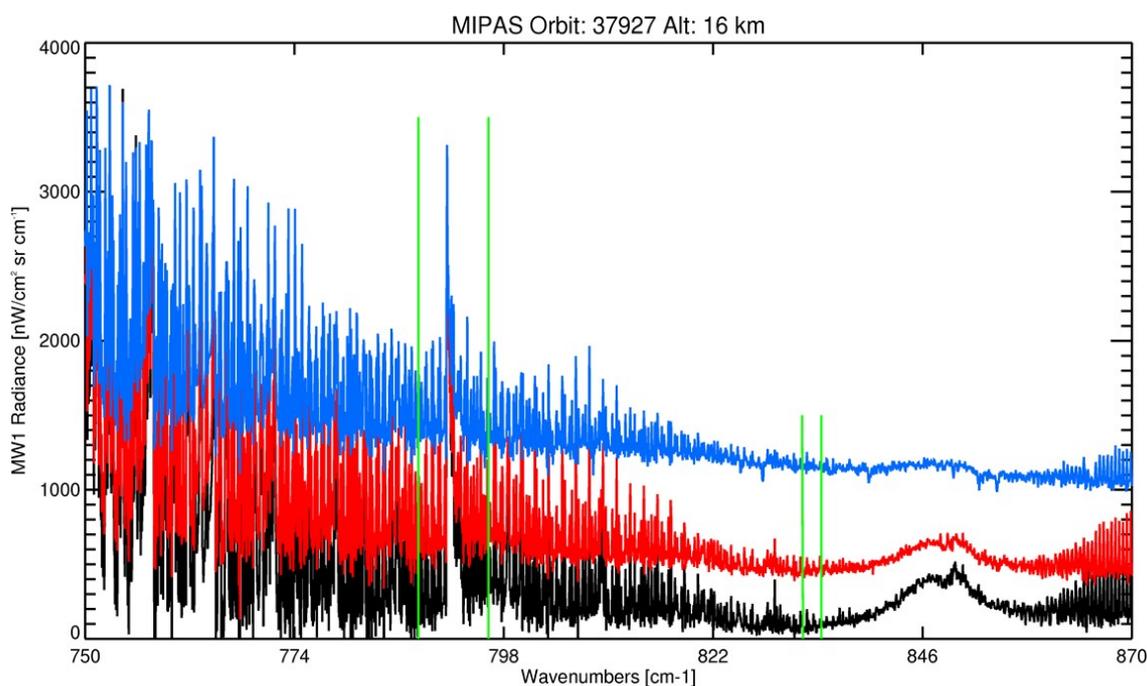


Figura 3.3.1 – Spettri di MIPAS misurati in presenza di nubi otticamente spesse (profilo blu), di nubi sottili (profilo rosso) ed in assenza di nubi (profilo nero). Le linee verticali verdi indicano le frequenze 788 e 796 cm^{-1} e vicino a 832 cm^{-1} citate nel testo.

La Fig. 3.3.1 mostra spettri di MIPAS misurati in presenza di nubi otticamente spesse (profilo blu), di nubi sottili (profilo rosso) ed in assenza di nubi (profilo nero), ottenuto effettuando misure ad una quota di 16 km tra 750 e 870 cm^{-1} . Le nubi otticamente spesse presentano forti offset nello spettro, per via della variazione di radianza, combinati con la perdita degli aspetti spettrali (Sembhi *et al.*, 2012). Cambiamenti delle radianze sono visibili nella regione vicino a 832 cm^{-1} e tra 788 e 796 cm^{-1} (linee verticali verdi).

Per quanto riguarda il codice operativo, i valori di soglia del CI sono variabili a seconda della banda di MIPAS che viene presa in considerazione, ed in particolare la soglia assume valore 1.8 sia per quanto riguarda la banda A che la banda D, mentre per la banda B assume valore 1.2. Questi valori sono utilizzati per filtrare gli spettri in cui la contaminazione da nube ha effetti sui VMR ricavati.

Considerando la banda A, valori di CI inferiori a 2.0 vengono associati a spettri di nubi opache spesse, valori compresi fra 2.0 e 5.0 a nubi otticamente sottili o aerosol,

valori superiori a 5.0 ad assenza di nubi (Spang *et al.*, 2004). Recentemente, (Hopfner *et al.*, 2009) è stato fissato come valore di soglia per l'identificazione di spettri contaminati da PSC 4.5 (in banda A).

Al di sopra di 40 km, tutte le bande hanno dei problemi nella rilevazione della nuvolosità dovuta al rapporto segnale rumore.

I valori di soglia ricavati possono essere usati per calcolare le altezze dei top delle nubi: essa è data dal valore della quota di tangenza più alta a cui il cloud index scende al di sotto del valore di soglia.

Effettuando misure durante il settembre del 2002 per undici giorni utilizzando la banda CI-A di MIPAS, si è osservato che la maggior parte delle nubi aventi top ad altezze superiori a 12 km, sono osservate nella fascia tropicale.

Le nubi più alte sono state osservate al di sopra dell'India, del Congo e dell'America meridionale, laddove la convezione è dominante (Spang *et al.*, 2004).

Le PSC sono state osservate ad alte latitudini meridionali, con top oltre i 15 km di quota; ad inizio settembre, infatti, le temperature ancora abbastanza basse sono in grado di permettere la formazione di PSC (Fromm *et al.*, 1997).

3.3.1 Applicazione dei metodi di identificazione di nubi da spettri di MIPAS: le Polar Stratospheric Clouds

Le Polar Stratospheric Clouds si formano durante l'inverno ad alte latitudini in entrambi gli emisferi, a quote comprese mediamente fra i 15 ed i 25 km, ma in alcuni casi, come vedremo successivamente, anche più in alto.

L'aria in stratosfera risulta piuttosto secca, quindi sono necessarie temperature estremamente basse (inferiori ai -70° C) per permettere la formazione di nuvolosità. Le PSCs sono molto importanti perché sono implicate nella rimozione dell'ozono stratosferico.

Già a partire dalla fine degli anni '70 vennero effettuate osservazioni di PSCs . Nonostante negli ultimi anni abbiamo assistito ad un importante progresso nella rilevazione e nello studio delle PSC, restano ancora delle questioni irrisolte, in particolare la formazione microfisica delle particelle contenenti acido nitrico, come ad esempio le nitric acid trihydrate (NAT).

La presenza di queste particelle in atmosfera è stata confermata definitivamente (Voigt *et al.*, 2000) ed è stato osservato che il raggio delle particelle di cui sono formate tali nubi può raggiungere i 5-10 μm (Fahey *et al.*, 2001). Tuttavia, il meccanismo di nucleazione di queste particelle resta poco noto.

Le particelle solide, in particolare le NAT, contribuiscono in maniera significativa alla denitrificazione durante gli inverni artici ed antartici, ed alla conseguente perdita di ozono.

Come già detto, lo strumento MIPAS è stato progettato per la misura di profili verticali di temperatura e VMRs, ma è sensibile anche alle nubi presenti in atmosfera. Ciò può essere utile non solo per individuare le nubi stesse ma anche per notare eventuali differenze, fra un emisfero e l'altro, nel meccanismo di formazione della PSCs e nella loro composizione.

Il metodo per l'individuazione di queste nubi basato sui rapporti di radianze (cloud index) descritto sopra, è stato utilizzato per MIPAS e validato confrontando le misure effettuate da MIPAS durante l'inverno boreale del 2002/2003, con quelle svolte dai lidar situati al suolo e con altre misure svolte da satellite in Spang *et al.*,

2005. Nell'articolo viene mostrato come un valore del cloud index (CI) inferiore a quattro, porta ad un'ottima corrispondenza fra le misure svolte con questi differenti strumenti.

Tipici profili di cloud index di MIPAS, osservati tra il 1 e l'11 dicembre 2002 a latitudini comprese fra 75° N e 80° N, sono mostrati in Fig. 3.3.2. Profili con valori di cloud index maggiori di 4 indicano assenza di PSCs (profili neri), gli altri indicano presenza di PSCs (profili rossi).

Come già detto, per filtrare gli spettri nuvolosi, viene usato all'interno del codice operativo come valore di soglia di CI-A 1.8, che permette la rilevazione delle nubi più consistenti, comprese tra i 12 ed i 40 km di altezza.

Per la rilevazione di PSCs è stato esteso il valore di soglia a 4, utilizzato però solo tra i 14 ed i 30 km di altezza, in modo da rilevare anche le nubi otticamente più sottili.

Al di sotto del top della nube, il CI fornisce informazioni riguardanti lo spessore ottico e l'estensione verticale della nube anche se le informazioni che si ottengono dai CI degli spettri nuvolosi al sotto la prima quota di tangenza sono approssimative.

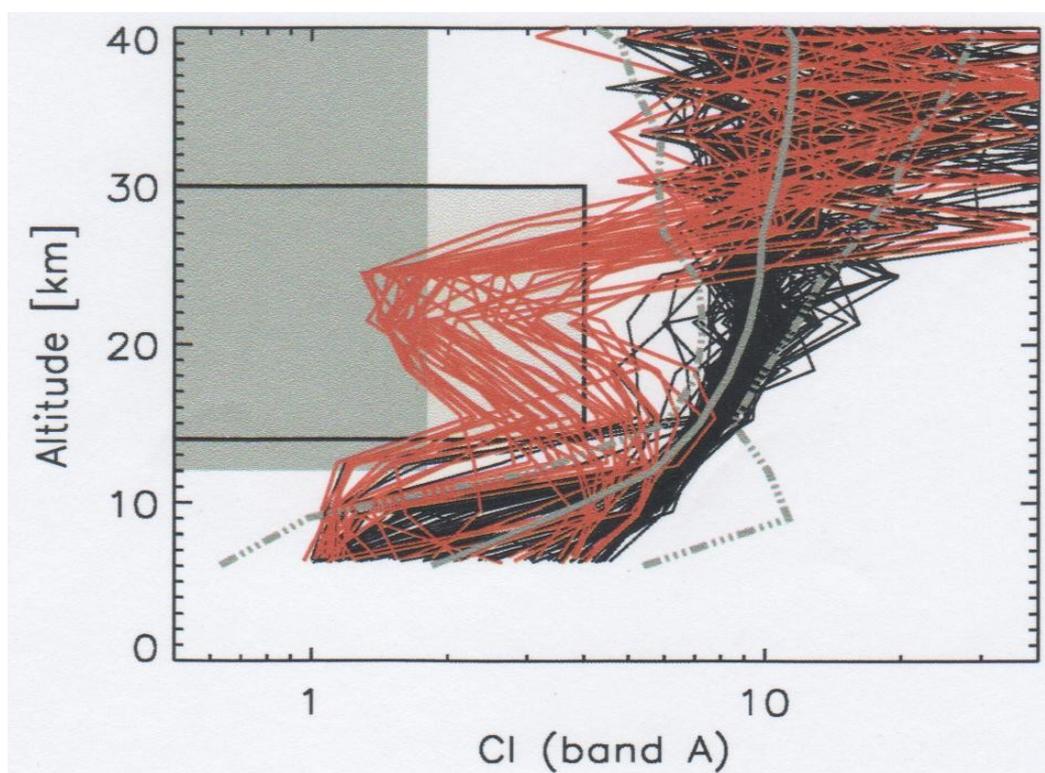


Figura 3.3.2 – Profili di CI per la banda A di MIPAS, ottenuti dalle osservazioni effettuate tra il 1 e l'11 dicembre 2002 tra i 75° N e gli 80° N di latitudine. Le linee rosse sono contrassegnate come nuvolose da valori di CI inferiori al valore 4 di soglia. Le linee nere indicano assenza di PSC.

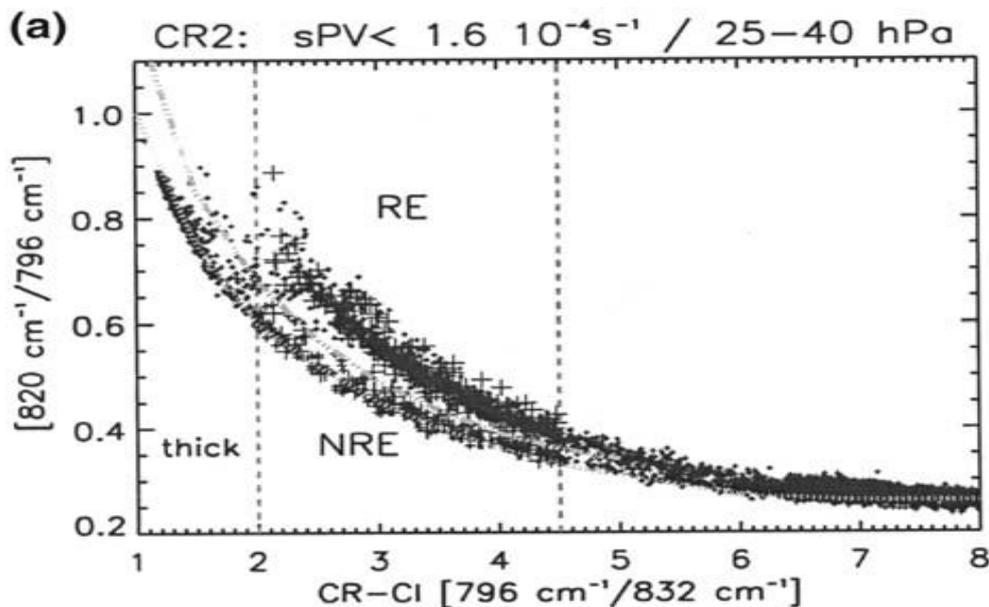


Figura 3.3.3 – Scatter plot del cloud index di CRISTA (CR-CI) in funzione dell'indice per il radiance enhanced (RE) a 820 cm^{-1} , per il vortice polare del Polo Sud, in una regione a pressione compresa fra 25 e 40 hPa. Le linee tratteggiate verticali rappresentano il range dove sono presenti indicazioni di nube significative.

Un largo sottoinsieme di spettri di MIPAS contaminati da PSC, ha mostrato una forma spettrale caratteristica a $820\text{ cm}^{-1} \pm 10\text{ cm}^{-1}$ (Fig. 3.3.4), caratterizzato da un aumento di radianza, detto anche radiance-enhanced (RE). Quest'ultimo era stato in precedenza analizzato utilizzando gli spettri di CRISTA da Spang e Remedios, 2003. Le loro analisi mostrano che la classificazione di vari tipi di spettri per le PSC (NAT, sulfuric ternary solution (STS) e ghiaccio) possono essere possibili, e concludono che le NAT rappresentano la fonte maggiore di firme spettrali. Per la differenziazione tra lo spettro con e senza aspetti caratteristici, descritti in seguito rispettivamente come radiance-enhanced (RE) e not-radiance enhanced (NRE), viene introdotto un altro rapporto di radianza, in particolare tra le regioni a $819\text{-}821\text{ cm}^{-1}$ e $788\text{-}796\text{ cm}^{-1}$. Nello scatter plot di Fig. 3.3.3 per entrambi i rapporti di radianza, la separazione fra i due tipi di spettri risulta evidente, con la linea punteggiata grigia che separa gli eventi di RE da quelli di NRE.

Questo metodo di differenziazione facilita l'identificazione dei tipi di nube.

Tali metodi sono utili allo scopo di discutere alcune controversie, come l'esistenza di nubi simili alle PSC a livello della tropopausa tropicale (Hervig e McHugh, 2002). Dalle osservazioni effettuate da CRISTA a livello tropicale, non sono stati riscontrati eventi di RE, nonostante un numero elevato di osservazioni (circa 18000).

In conclusione, le osservazioni indicano che le nubi formate da piccole particelle di NAT non si formano intorno alla tropopausa tropicale, il che però è in contrasto con le osservazioni effettuate dagli strumenti HALOE e LITE (Hervig and McHugh, 2002).

In Spang e Remedios, 2003 è stato inoltre mostrato che gli aspetti osservati sono molto probabilmente legati a nubi contenenti NAT, con particelle di dimensioni piccole o medie, con raggi inferiori a 2-3 μm .

Quelle nubi che invece non mostrano questa caratteristica spettrale e che non sono otticamente spesse, sono molto probabilmente nubi costituite da STS oppure da particelle di NAT con raggi maggiori. Questo caso, in cui non si è in presenza di aumento di radianza è detto not-radiance enhanced (NRE).

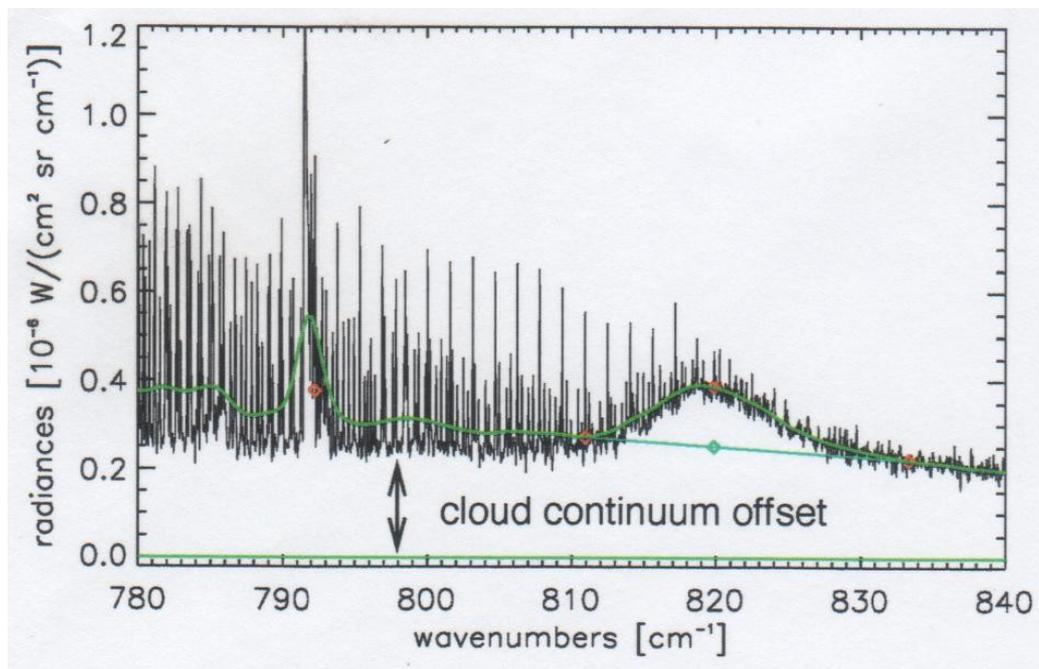


Figura 3.3.4 – Rappresentazione dello spettro di MIPAS di una PSC otticamente sottile, con la forma spettrale caratteristica intorno a 820 cm^{-1} . In verde lo spettro alla risoluzione di CRISTA.

Per una migliore differenziazione fra eventi di radianza-enhanced (RE) a 820 cm^{-1} e quelli di not radianza-enhanced (NRE), è stata calcolata (Spang *et al.*, 2005) la percentuale media di aumento di radianza fra 818.3 e 821.45 cm^{-1} in relazione con un valore di background stimato a 820 cm^{-1} . Quest'ultimo termine viene calcolato facendo un'interpolazione fra le radianze medie a 810.25 - 811.65 cm^{-1} e 832.3 - 834.4 cm^{-1} (punti rossi in Fig. 3.3.4).

Una firma chiara dello spettro è determinata da un aumento della radianza di almeno il 10% ; nella Fig. 3.3.4, l'aumento è dell'ordine del 35% .

Spettri con aumenti così elevati sono stati osservati in svariate misure di PSC effettuate da CRISTA nel vortice polare antartico (Spang e Remedios, 2003, Fig. 2a), non frequentemente invece dalle osservazioni svolte da MIPAS nell'emisfero artico.

3.3.3 Validazione dei risultati

Una prima validazione dell'individuazione della nuvolosità da parte di MIPAS è stata fatta nel 2005 da Spang *et al.* sfruttando il fatto che per l'inverno 2002/2003 è disponibile un numero rilevante di osservazioni di PSCs, utili per confrontare i risultati ottenuti con i differenti strumenti. In particolare, il confronto è stato fatto fra MIPAS e due lidar posti al suolo e satelliti che sfruttano l'occultazione solare. I satelliti utilizzati per effettuare le misure sono Polar Ozone and Aerosol Measurement (POAM) III (Bevilacqua *et al.*, 2002) e Stratospheric Aerosol and Gas Experiment (SAGE) III (Poole *et al.*, 2003).

In questo lavoro la soglia del CI è stata fissata al valore 4 tra i 14 ed i 30 km di altezza.

Confronto MIPAS-lidar

Durante l'inverno 2002/2003 sono state effettuate varie osservazioni di PSCs tramite MIPAS, lidar e strumenti satellitari sopra citati, confrontate poi fra loro per vedere se coincidono.

Bisogna comunque considerare che ci sono differenze nella collocazione delle misure.

I lidar utilizzati per il confronto fra le misure sono AWI lidar a Spitsbergen situato sulle isole Svalbard, ed il ALOMAR RMR lidar, che si trova nel nord della Norvegia. Il numero di misure coincidenti fra MIPAS e lidar è limitato dal fatto che le misure effettuate dal lidar sono state occasionalmente ostacolate da condizioni atmosferiche perturbate, e dalla ridotta copertura spaziale e temporale dei dati forniti da MIPAS durante l'inverno 2002/2003.

Nonostante ciò, sono state rilevate 55 coincidenze con differenza spaziale inferiore a 400 km e differenza temporale minore di 4 ore.

Un esempio di confronto fra AWI lidar (Svalbard) e MIPAS è mostrato nella Fig. 3.3.5, che fa riferimento a misure effettuate nella tarda serata dell'8 dicembre 2002. I rapporti di backscattering indicano la presenza di PSC fra i 22 ed i 27 km di altezza. L'alta depolarizzazione misurata a quelle quote conferma la presenza di nubi. Le due figure inferiori, rappresentano i profili di CI misurati da MIPAS, quella di sinistra a 383 km di distanza dal lidar e quella di destra a 167 km.

Confrontando le misure del lidar con quella effettuata in miglior coincidenza da parte di MIPAS, si nota come sia molto buona la corrispondenza nel caso dell'altezza del top della nube (CTH), nel caso specifico posta appena oltre i 27 km di quota.

L'aumento repentino dei CI al calare della quota indica un'estensione verticale della nuvolosità molto limitata (6-9 km) ma questa è una stima grezza per i limiti descritti in precedenza nel caso del CI calcolati sotto la CTH. Questa caratteristica delle nubi viene confermata anche dalle misure effettuate dal lidar.

Il confronto fra i due lidar e MIPAS ha dato dei risultati molto soddisfacenti, infatti in 52 casi su 55 si sono ottenuti risultati concordi, come si nota dalla Tab. 3.3.7.

I rapporti di backscattering superiori a 1.1 misurati dai lidar, sono utilizzati per calcolare l'altezza del top della nube, che poi viene confrontata con quella ottenuta

mediante MIPAS. Dalle misure effettuate si nota un buon accordo con il lidar posto alle isole Svalbard, in cui la differenza media nelle misure dei CTH è di -1.3 km con una deviazione standard di 1.6 km, mentre il giudizio è meno positivo confrontando le misure fra MIPAS e ALOMAR lidar, in cui la differenza media nelle misure dei CTH è di -2.5 km con una deviazione standard di 0.9 km.

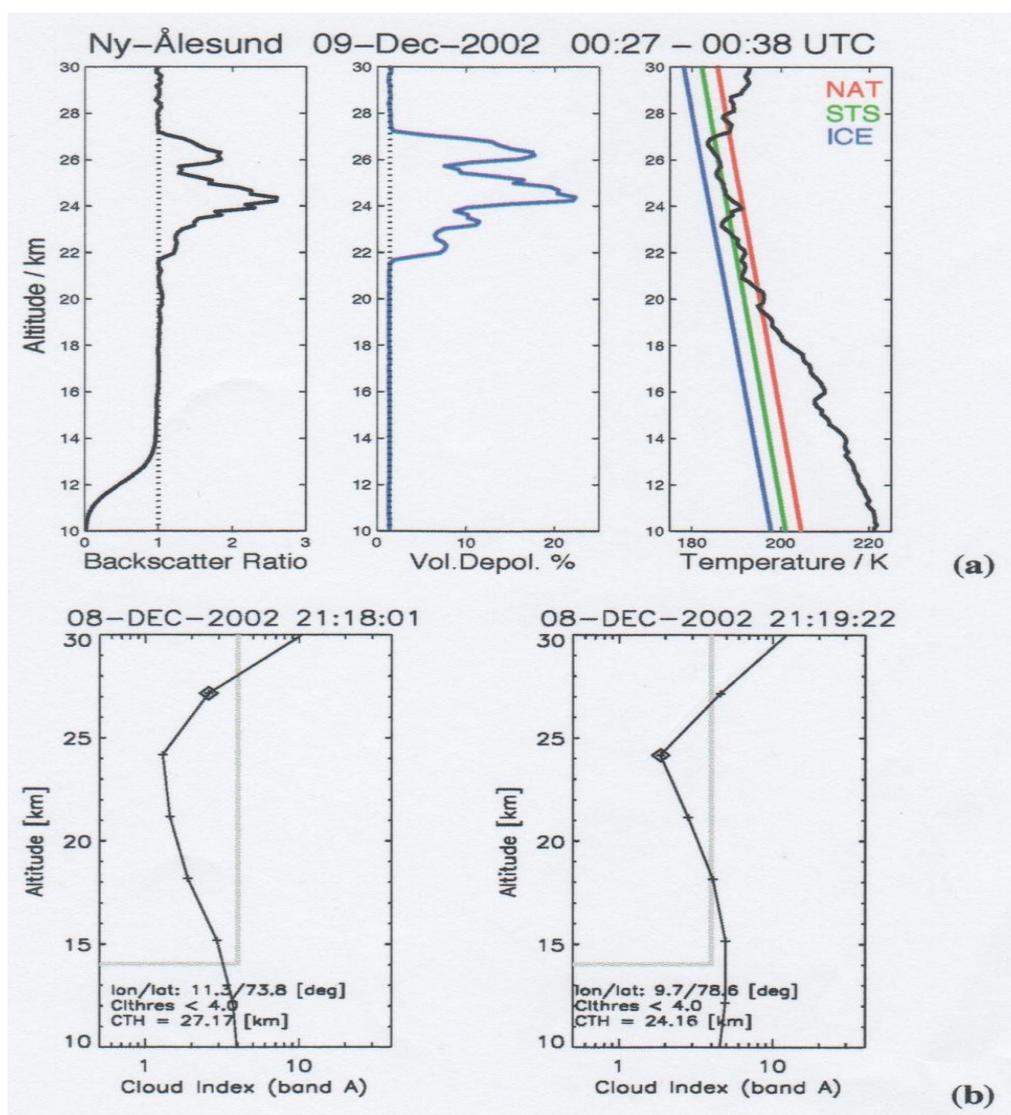


Figura 3.3.5 – (a) Profili di rapporto di backscattering e depolarizzazione di volume, misurati dal lidar, e temperatura da radiosondaggio. (b) Valori di CI osservati da MIPAS a 3 ore di distanza dal lidar, con una distanza spaziale di 383 km (sinistra) e 167 km (destra).

Confronto MIPAS-POAM III

POAM III è un satellite che utilizza la tecnica di occultazione solare, e compie misure di ozono ed estinzione di aerosol ad alte latitudini, in entrambi gli emisferi (Bevilacqua *et al.*, 2002). Questo strumento effettua 14-15 misure di profili al giorno in entrambi gli emisferi. La risoluzione verticale è compresa fra 1.5 e 1.9 km, ed è quindi migliore rispetto a quella di MIPAS.

Per un confronto corretto, sono state scelte le osservazioni che differivano al massimo di 400 km per quanto riguarda la distanza spaziale e 4 ore e 30 minuti come distanza temporale, la quale è superiore rispetto al confronto MIPAS-lidar per via di misure di volume inferiori effettuate da parte di POAM III.

Il metodo usato per la rilevazione di PSC per POAM III è stato descritto e validato in Fromm *et al.*, 2003.

La Fig. 3.3.6 mostra il confronto fra i profili misurati da POAM III e MIPAS.

In questo caso, le altezze dei top delle nubi sono in accordo fra loro.

In media, i CHT misurati da MIPAS sono superiori di 0.5 km rispetto a quelli misurati con POAM III, con una deviazione standard di 1.5 km, che è un buon risultato rispetto al campo di vista (FOV) di MIPAS.

Su 92 osservazioni, in 24 casi le misure effettuate sono discordanti, quindi in numero superiore anche in termini percentuali rispetto a quelli visti in precedenza nel confronto fra MIPAS e lidar. Si può quindi dire che l'accordo fra le misure effettuate da MIPAS e POAM III è buono, ma non ottimo come quello fra MIPAS e lidar.

In particolare, si nota come POAM III individua nubi otticamente sottili che invece non vengono rilevate da MIPAS (21 casi). Solo 5 delle 21 coincidenze mostrano un forte aumento dell'estinzione di aerosol per POAM senza rilevazione di nubi da parte di MIPAS (Tab. 3.3.7), il che potrebbe essere dovuto a disomogeneità spaziale nelle localizzazioni delle PSC.

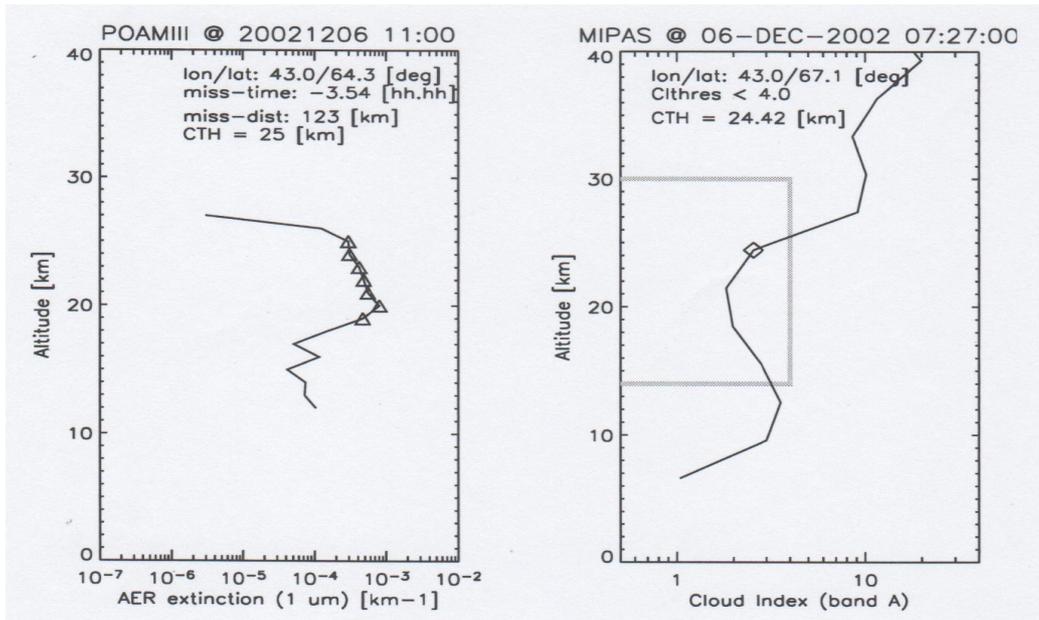


Figura 3.3.6 – L'immagine a sinistra rappresenta il profilo di estinzione degli aerosol misurati da POAM, con i triangoli che rappresentano le altezze in cui sono presenti PSC. A destra è rappresentato il profilo di CI misurato da MIPAS a distanza di 123 km e 3 ore e 33 minuti dalle misure di POAM.

Confronto MIPAS-SAGE III

SAGE III è entrato in funzione nel febbraio del 2002, ed è uno strumento che utilizza la tecnica di occultazione solare per misurare profili di estinzione degli aerosol, con una risoluzione verticale di 0.5 km, ed opera su nove canali spettrali compresi fra 384 e 1545 nm. Nel 2003 è stato mostrato (Poole *et al.*, 2003) che SAGE III è sensibile a miscele di aerosol con pochissime particelle NAT di grandi dimensioni.

Il confronto fra MIPAS e SAGE III beneficia di una migliore corrispondenza fra le orbite e le geometrie di osservazione dei due strumenti, e la conseguenza principale è quella di una minore differenza temporale nelle misure effettuate, inferiore ai 60 minuti, che quindi ha prodotto ben 279 misure messe a confronto.

Su 279 osservazioni, in 35 casi le misure effettuate sono discordanti, e di queste ben 34 sono misure di nubi rilevate da SAGE III e non da MIPAS. Da questi dati si nota un accordo migliore rispetto a quello precedente fra MIPAS e POAM III, dovuto con grande probabilità alla latitudine delle coincidenze, alle geometrie di osservazione degli strumenti ed a minori differenze spazio-temporali fra le misure.

Complessivamente, il buon accordo fra MIPAS ed i due strumenti che sfruttano

l'occultazione solare, permette di considerare come MIPAS ottenga buoni risultati per quanto riguarda l'identificazione delle nubi, e fornisca un numero di eventi importante anche a livello statistico. Il metodo di rilevazione della nuvolosità è limitato dall'ampiezza del FOV dello strumento, e sembra che gli eventi di PSC con estensione verticale molto piccola (minore del FOV), e con spessore ottico verticale ed orizzontale piccolo siano rilevati con difficoltà.

Stazione/satellite	Entrambi nuvolosi	Solo lidar/SAGE/ POAM nuvoloso	Solo MIPAS nuvoloso	Entrambi non nuvolosi
Ny-Alesund	17	2	0	21
ALOMAR	10	1	0	4
POAM III	16	21	3	52
SAGE III	38	34	1	206

Tabella 3.3.7 – Confronto fra MIPAS e i vari strumenti a distanze temporali minori di 4 ore, distanze spaziali minori di 400 km, con CI < 4, durante le osservazioni svolte in dicembre e gennaio 2002/2003.

4. Casi di studio

4.1 Esempi di cloud mask di MODIS e SEVIRI

4.1.1 15 ottobre 2003

Il primo caso preso in esame è relativo a un evento di attività convettiva sul mar Mediterraneo avvenuto il 15 ottobre 2003.

Quella giornata fu caratterizzata dalla formazione di cumulonembi sul Tirreno a nord della Sicilia ed ad est della Sardegna; la Fig. 4.1.1 rappresenta l'immagine prodotta da Meteosat-8 alle 8:00 UTC nell'HRV ed evidenzia molto bene la struttura temporalesca a V-shape, quindi con una forma a V. Strutture di questo tipo mediamente sono causa di fenomeni temporaleschi particolarmente intensi e piuttosto duraturi.

In questo caso, la temperatura al top delle nubi ha raggiunto valori intorno ai -65°C , e ciò significa che questi cumulonembi hanno raggiunto altezze decisamente rilevanti, quindi caratterizzate anche da grande presenza di ghiaccio al loro interno.

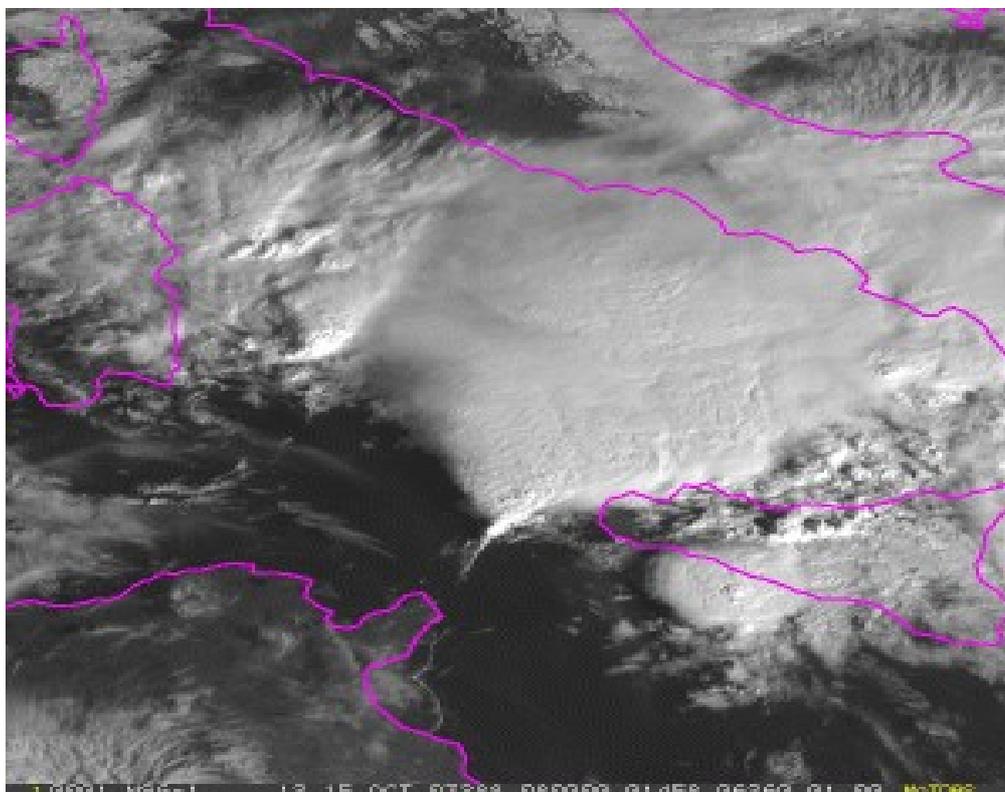


Figura 4.1.1 – Immagine Meteosat-8 nel canale HRV alle 08:00 UTC del 15 ottobre 2003, che rappresenta la struttura temporalesca a V-shape sul Tirreno. (EUMETSAT)

La Fig. 4.1.2 invece, rappresenta l'immagine RGB prodotta mediante i dati di Meteosat-8. Questo tipo di immagine rappresenta un'importante applicazione di MSG che permette l'analisi degli scenari mediante un'opportuna selezione di canali spettrali da associare ai colori rosso, verde e blu (MSG Interpretation Guide, disponibile in http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg_interpretation/index.php, Lensky e Rosenfeld, 2008). In Fig. 4.1.2 è stata adottata la modalità *Natural Day Color* (NDC): durante il giorno per ottenere i colori naturali viene associato il colore rosso al canale NIR a 1.6 μm , il verde al VIS a 0.8 μm ed il blu al VIS a 0.6 μm . In questo modo è possibile distinguere i vari tipi di vegetazione, presenza di nebbie, polvere, fumo o nebbia. Inoltre le nubi alte costituite da ghiaccio appaiono in turchese a causa del basso segnale a 1.6 μm in presenza di nubi di ghiaccio, mentre quelle più basse sono più chiare (analogo contributo nei tre canali in caso di nubi d'acqua). L'oceano appare molto scuro, la vegetazione verde, il deserto marroncino chiaro e la neve azzurra.

Per analizzare invece gli aspetti della microfisica delle nubi durante il giorno, viene effettuata una combinazione diversa, secondo la modalità cosiddetta *Day Microphysical*: in questo caso il rosso viene associato al VIS a 0.8 μm , il verde all'IR a 3.9 μm (solo in riflessione solare) ed il blu all'IR a 10.8 μm . Tale tipologia di RGB viene applicata per l'analisi della della copertura nuvolosa, della convezione, presenza di neve o di nebbia.

Esistono comunque anche altre combinazioni utili per analizzare situazioni diverse da quelle appena descritte.

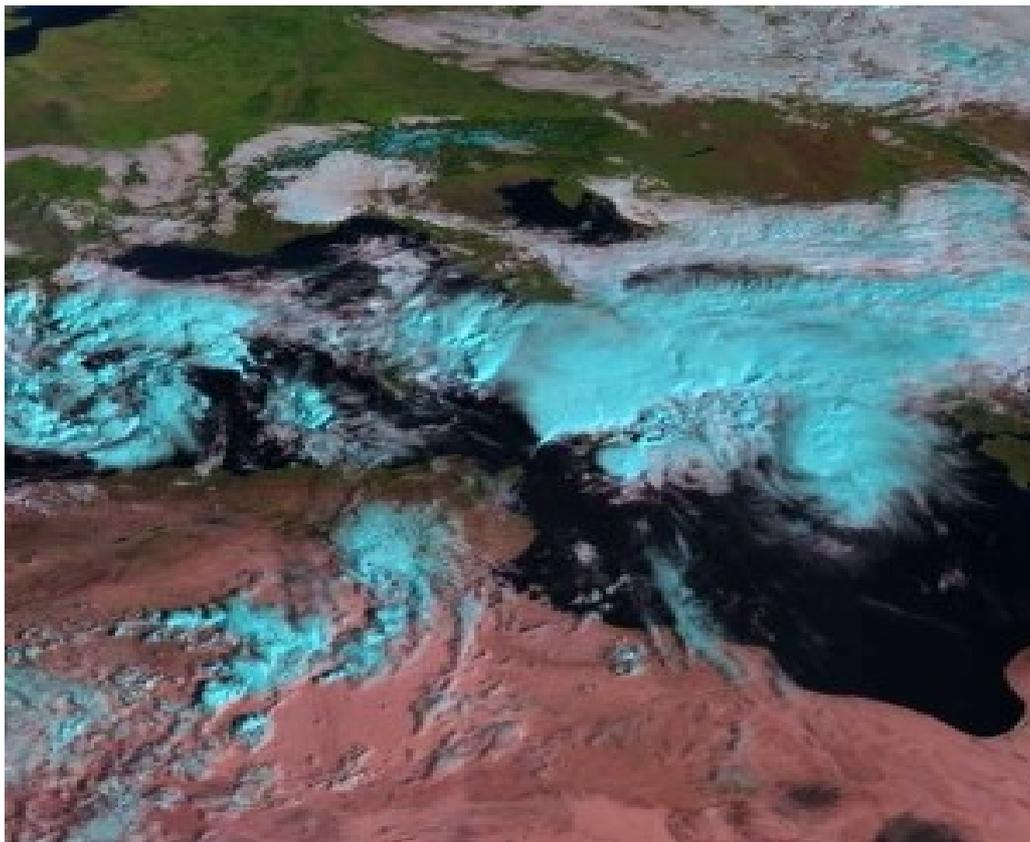


Figura 4.1.2 – Immagine RGB (composito NIR1.6, VIS0.8, VIS0.6) prodotta da Meteosat-8 alle 08:00 UTC del 15 ottobre 2003, che rappresenta la struttura temporalesca sul Tirreno, ben riconoscibile dal colore turchese. Altre formazioni temporalesche si notano sulle isole Baleari. (EUMETSAT)

Nella stessa giornata sono state effettuate delle osservazioni anche da parte del MODIS, anche se non esattamente alle 08:00 UTC, ma qualche ora più tardi. La Fig. 4.1.3 rappresenta l'immagine RGB (0.66, 0.55 e 0.47 μm) relativa al granulo MODIS delle 10:40 UTC, che mostra molto bene l'evoluzione della struttura convettiva sul Tirreno vista in precedenza dal Meteosat. Tale struttura persiste sempre tra la Sicilia ed il Tirreno, sotto forma di 3 celle temporalesche piuttosto grandi, una appena ad est della Sardegna, ed altre due in Sicilia, in particolare una nella zona nord-ovest e l'altra nella parte centrale della regione.

Si distinguono molto bene anche i temporali presenti nella zona occidentale del Mediterraneo, in particolare intorno alle isole Baleari.

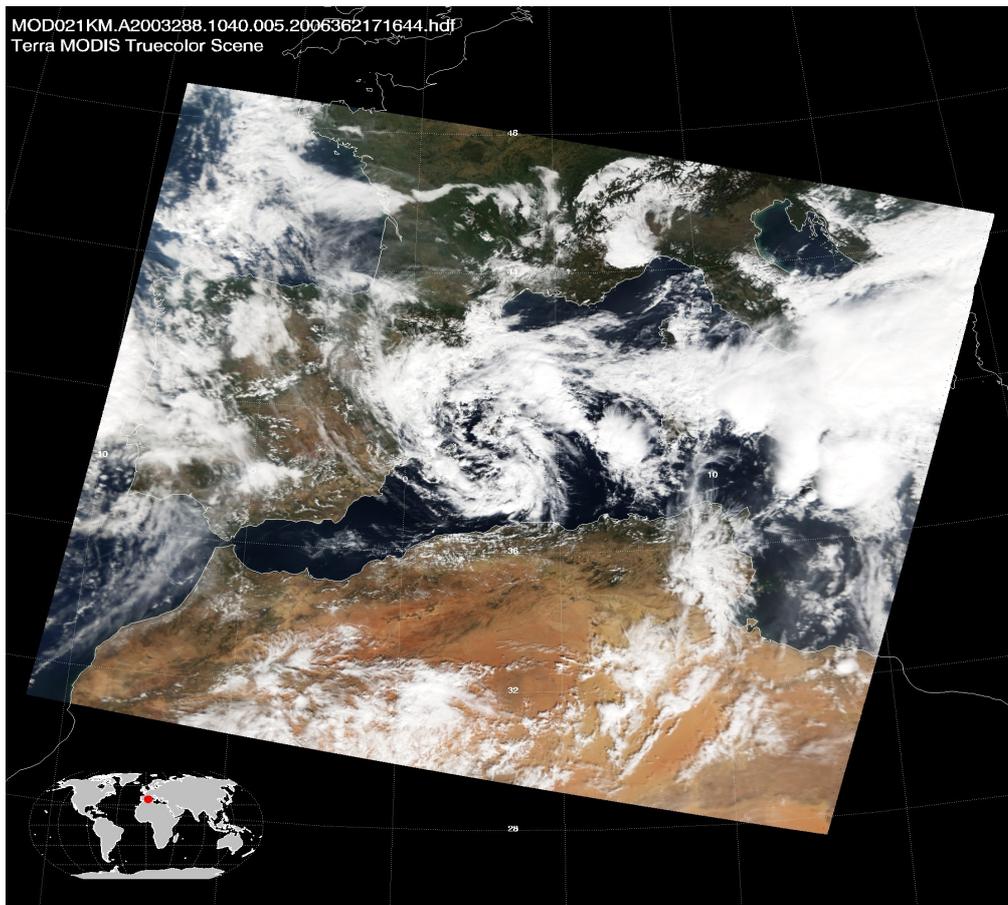


Figura 4.1.3 – Immagine RGB relativa al granulo MODIS delle 10:40 UTC del 15 ottobre 2003, che rappresenta la forte attività temporalesca ancora presente nella zona del Tirreno e della Sicilia, oltre a quella altrettanto evidente sul Mediterraneo occidentale.

In Fig. 4.1.4, è riportato il prodotto di cloud type di MSG prodotto dalla SAFNWC delle 11:00 UTC del 15 ottobre 2003: le zone di nostro interesse, cioè quelle intorno al Tirreno ed alla Sicilia, sono contrassegnate in colore bianco, il che indica presenza di nubi alte o molto alte, così come nelle vicinanze delle Baleari, e questo è compatibile con quanto visto nelle figure precedenti.

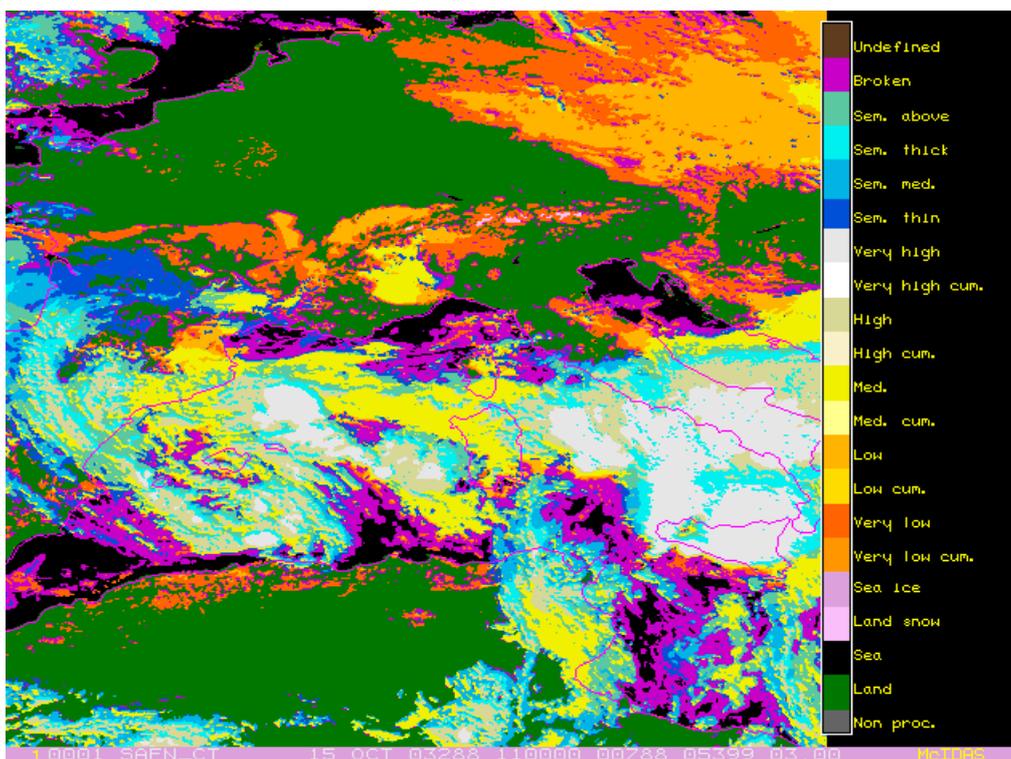


Figura 4.1.4 – Cloud type di MSG delle 11:00 UTC del 15 ottobre 2003, dal quale si evidenziano le nubi alte e molto alte presenti sul Tirreno e sulla Sicilia, corrispondenti alle aree temporalesche citate in precedenza nel testo.

In Fig. 4.1.5 è riportato il prodotto di cloud mask di MODIS relativo al granulo delle 11:40 UTC del 15 ottobre 2003. Il grigio chiaro indica condizioni di cielo nuvoloso, il grigio scuro incertezza, l'azzurro condizioni probabilmente di sereno, ed il blu sereno. Dal confronto con le figure precedenti sembra esserci un buon accordo.

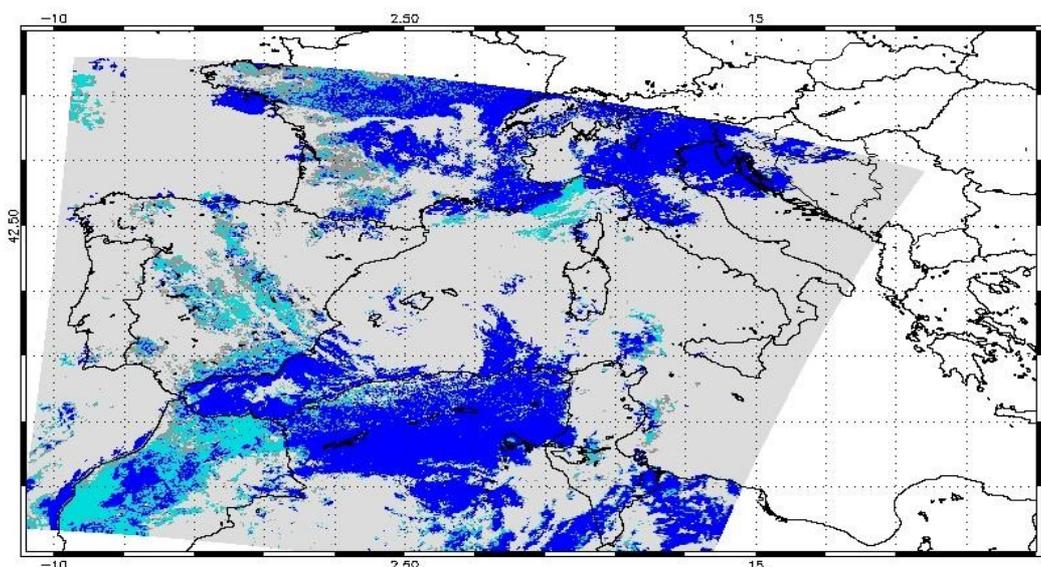


Figura 4.1.5 – Cloud mask del granulo delle 10:40 UTC del 15 ottobre 2003, dove si nota presenza di pixel classificati nuvolosi (grigio chiaro) sul mar Mediterraneo e sereni (blu) in particolare su nord Africa e nord-est dell'Italia.

4.1.2 25 giugno 2012

Il secondo esempio riportato risale al 25 giugno 2012. In questa giornata, sono state visualizzate numerose *ship trails*, cioè nubi generate dalla presenza di nuclei di condensazione dovuti ai gas prodotti dalle navi, nella porzione di oceano Atlantico a nord della Spagna.

Queste nubi appaiono ben evidenti come strisce filiformi che si trovano incorporate nel campo di nubi stratocumuli.

La Fig. 4.1.6 rappresenta l'immagine prodotta da Meteosat-8 nel canale HRV alle 08:00 UTC.

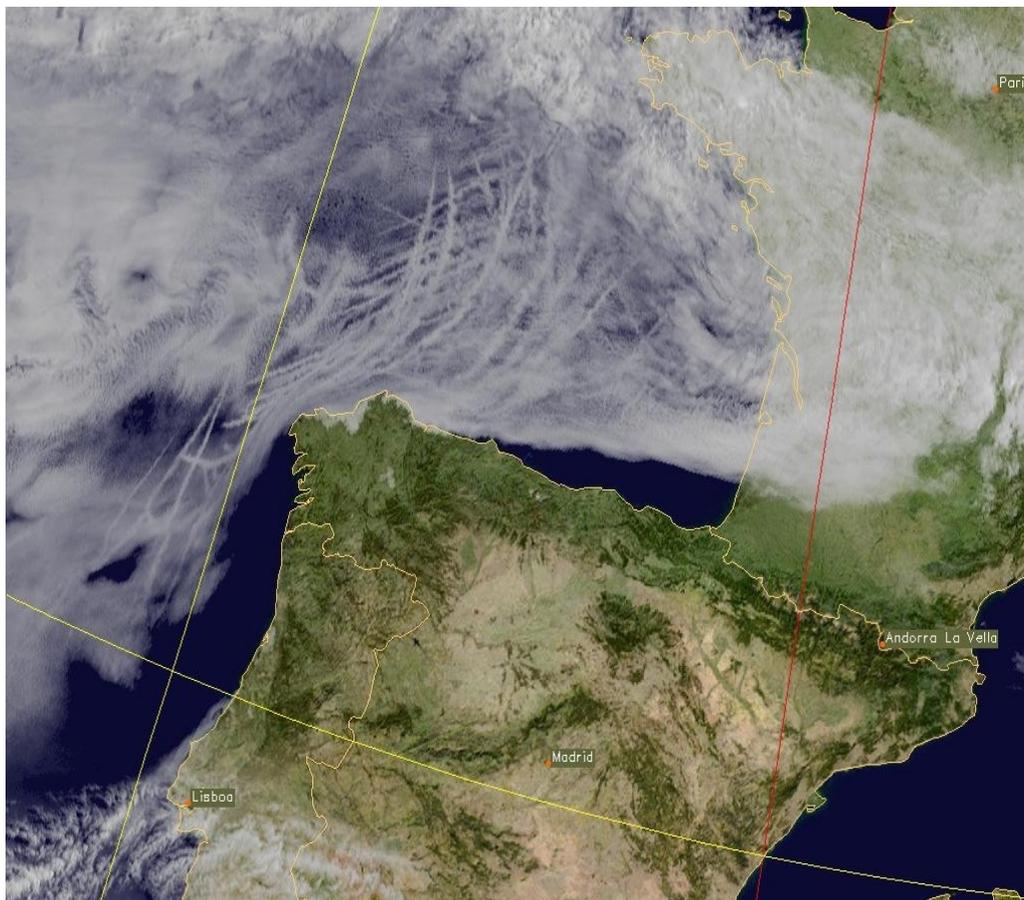


Figura 4.1.6 – Immagine prodotta da Meteosat-8 nel canale HRV alle 08:00 UTC del 25 giugno 2012, che rappresenta la presenza di ship trails nei cieli a nord della Spagna, incorporate nel campo degli stratocumuli. (EUMETSAT)

In Fig. 4.1.7 è presentata l'immagine RGB relativa al granulo MODIS delle 11:30 UTC: le ship trails risultano ancora ben evidenti sui mari a nord della Spagna.

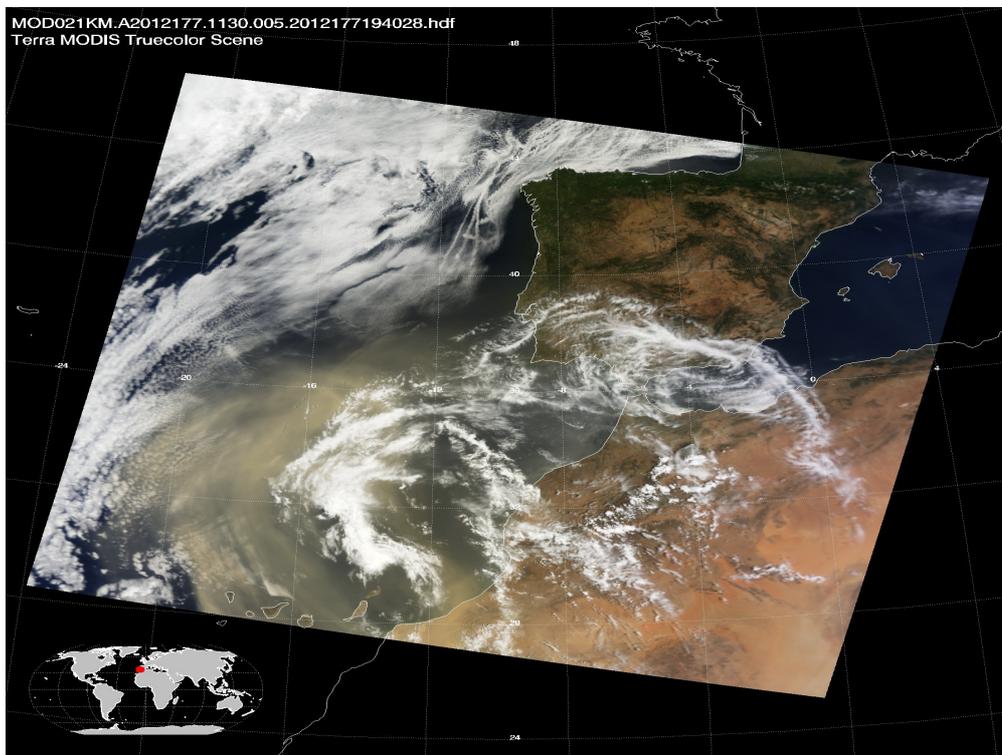


Figura 4.1.7 – Immagine RGB relativa al granulo MODIS delle 11:30 UTC del 25 giugno 2012, la quale permette l'individuazione delle ship trails a nord della Spagna.

La Fig. 4.1.8 invece rappresenta il prodotto di cloud mask di MODIS relativo ai granuli delle 11:30 e 11:25 UTC della stessa mattina.

Nella zona a nord della Spagna prevalgono i pixel classificati incerti e probabilmente privi di nubi, dimostrando le difficoltà relative all'identificazione dei pixel nuvolosi in situazioni come questa, caratterizzata da nubi filiformi e sottili accompagnate da stratocumuli marini.

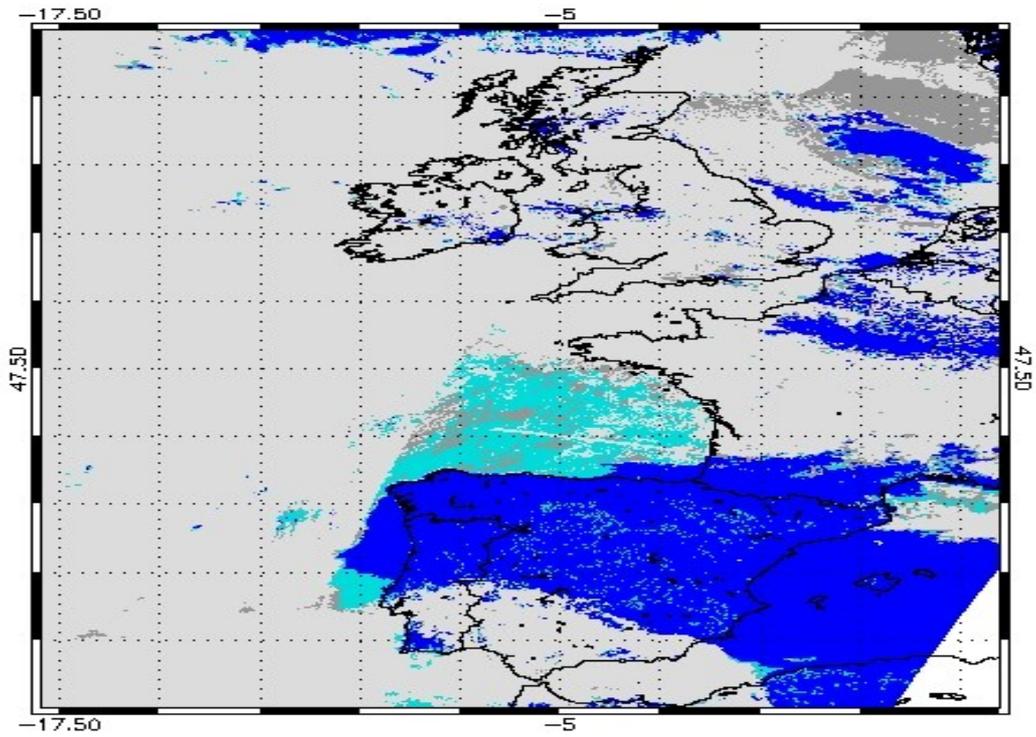


Figura 4.1.8 – Cloud mask relativa ai granuli MODIS delle 11:30 UTC e 11:25 UTC del 25 giugno 2012, dove si nota presenza di pixel classificati incerti (grigio scuro) e probabilmente privi di nube (azzurro) nell'area a nord della Spagna.

4.1.3 15 aprile 2013

L'ultimo esempio considerato è relativo al 15 aprile 2013 alle 12:00 UTC, dove è stata analizzata la copertura nuvolosa presente su Francia, Benelux e nord Africa in modo da confrontare le immagini prodotte da MSG e MODIS, oltre alla cloud mask di quest'ultimo. La Fig. 4.1.9 mostra l'immagine RGB prodotta dalla combinazione dei canali NIR a 1.6 μm , VIS a 0.8 μm e VIS a 0.6 μm di MSG. Le caratteristiche di questo tipo di immagini sono state descritte in precedenza.

La Fig. 4.1.10 rappresenta il prodotto di cloud mask di MSG relativa alle 12:00 UTC: il colore nero indica assenza di nubi, il giallo i pixel contaminati da nube, il rosso quelli completamente coperti da nubi, il rosa presenza di neve/ghiaccio al suolo, il marrone condizioni indefinite ed il grigio i pixel non processati.

Nelle Fig. 4.1.11 e 4.1.12 sono presentati l'immagine RGB e la classificazione della cloud mask relativamente al granulo MODIS delle 12:35 UTC. Fra le varie figure c'è un'ottima corrispondenza. Da evidenziare che il colore turchese presente nella Fig. 4.1.9, non indica soltanto le nubi alte presenti nel nord Europa e nell'entroterra Africano, ma anche la catena alpina ancora abbondantemente innevata, come si nota bene dalla Fig. 4.1.11.

Anche la Fig. 4.1.12 sembra rilevare bene la nuvolosità presente nelle zone sopra citate, indicata con un colore grigio chiaro.

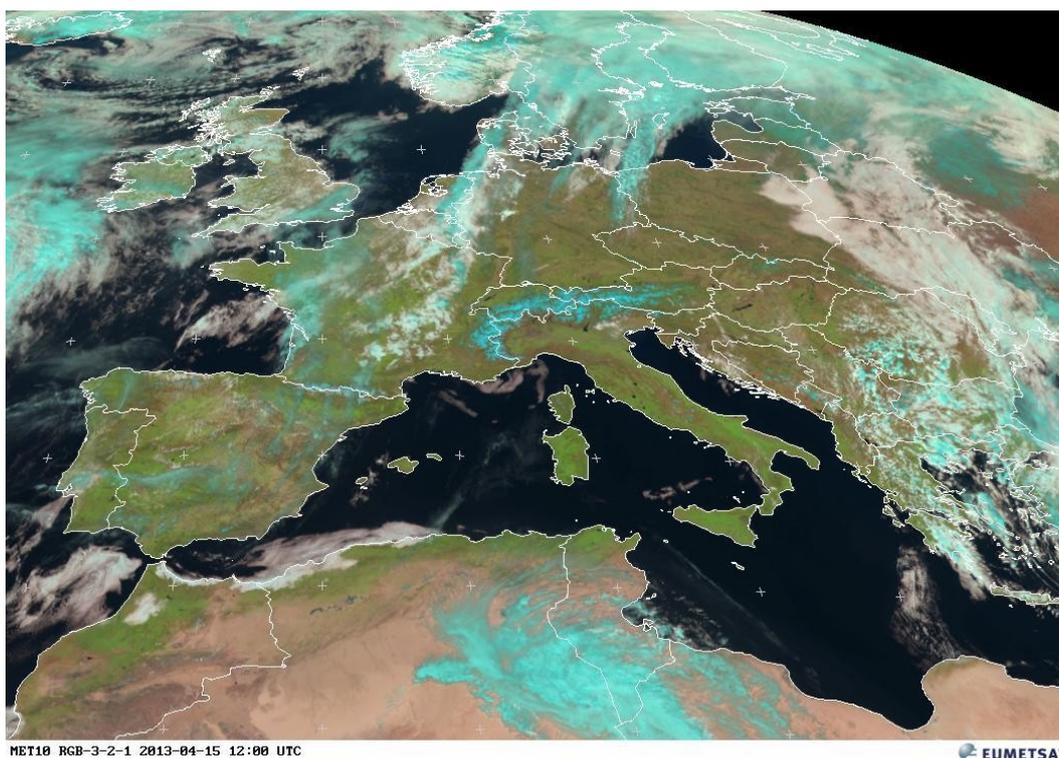


Figura 4.1.9 – Immagine RGB (1.6, 0.8, 0.6 μm) prodotta da MSG alle 08:00 UTC del 15 aprile 2013, dove si notano in particolare le nubi su Francia, Benelux e nord Africa e la presenza di neve sull'arco alpino.

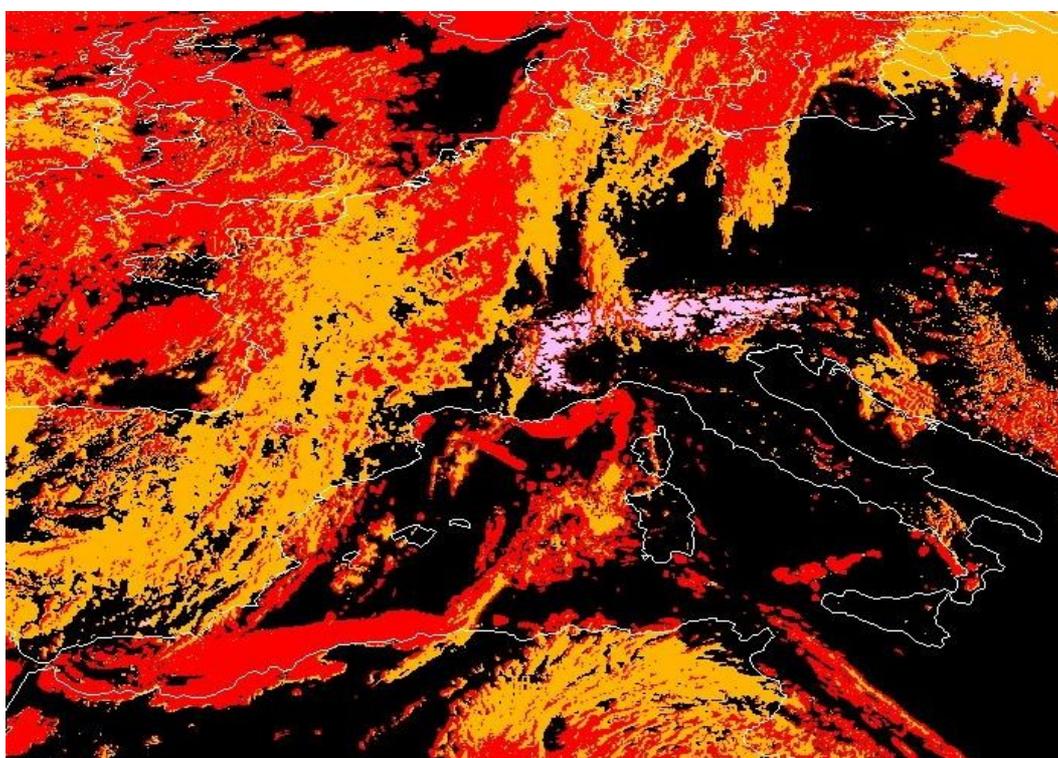


Figura 4.1.10 – Cloud mask di MSG delle 12:00 UTC del 15 aprile 2013, dove si nota presenza di pixel contaminati da nube (giallo) e completamente coperti da nube (rosso) sul Regno Unito, Spagna, Francia, Benelux e nord Africa. Si nota anche la presenza della neve sull'arco alpino (rosa).

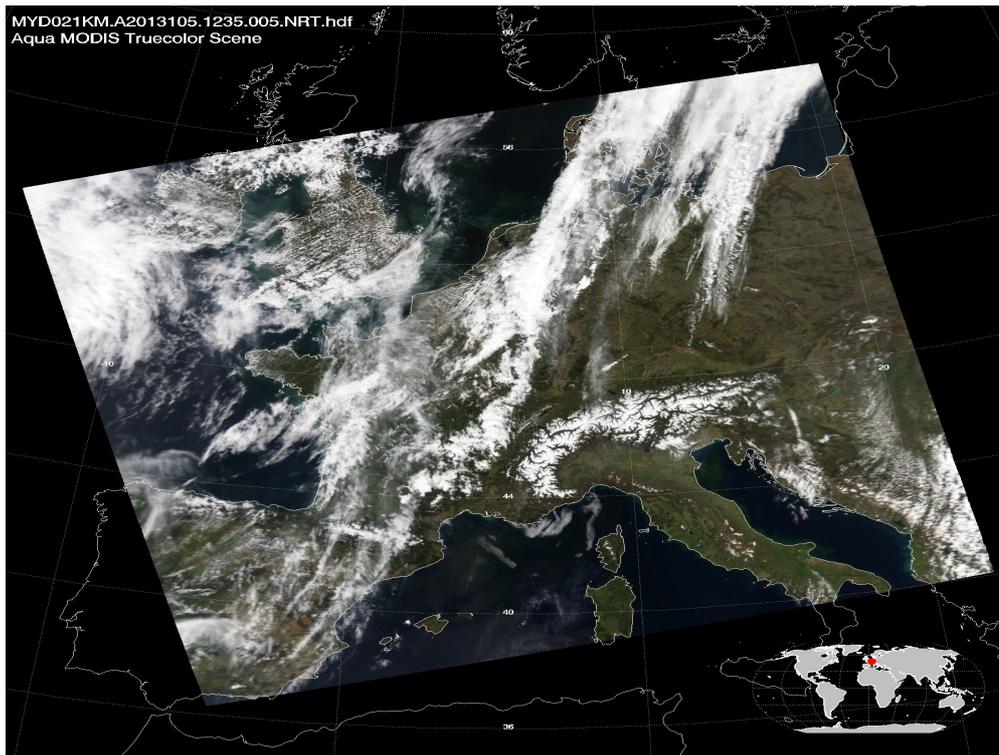


Figura 4.1.11 – Immagine RGB relativa al granulo MODIS delle 12:35 UTC del 15 aprile 2013 nella quale si notano le nubi su Regno Unito, Francia e Benelux, e la neve sulle Alpi.

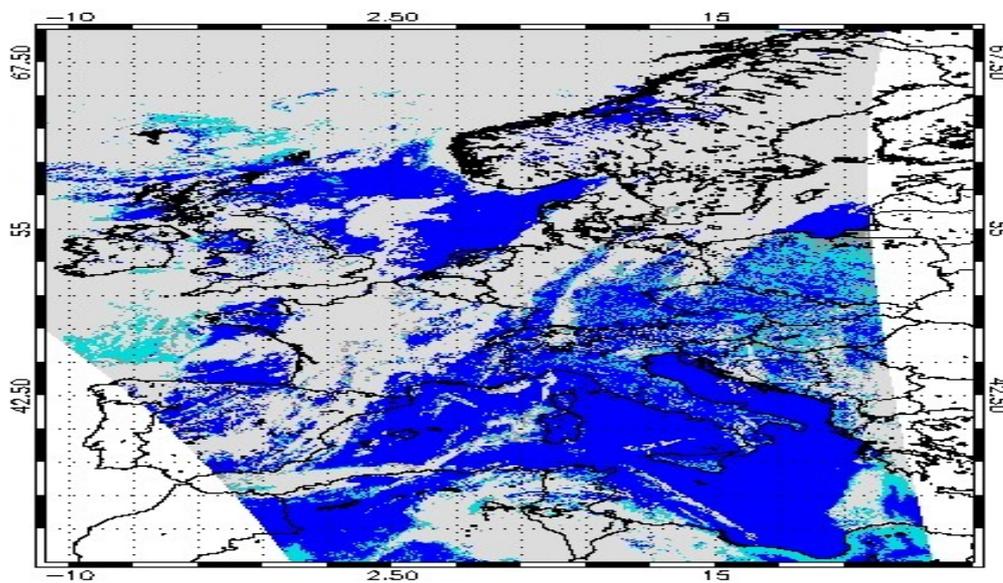


Figura 4.1.12 – Cloud mask di MODIS alle 12:35 UTC del 15 aprile 2013, da cui si nota in grigio chiaro la nuvolosità su Francia, Benelux e nord Africa.

4.2 Identificazione di PSCs da MIPAS

4.2.1 Inverno artico 2002/2003

La rilevazione delle PSC è stata effettuata come scritto in precedenza mediante l'utilizzo di spettri di MIPAS, nel periodo compreso fra il novembre 2002 ed il marzo 2003 ad alte latitudini nell'emisfero boreale, in combinazione con l'analisi della situazione meteorologica effettuata dal modello fisico-matematico di Reading ECMWF (Spang *et al.*, 2005).

L'inverno 2002/2003 nella regione Artica è stato caratterizzato da una fase di temperature basse già a partire da metà novembre, nell'area della bassa e media stratosfera. Verso la fine di dicembre si è riscontrato un leggero riscaldamento nella parte superiore della stratosfera. Tuttavia, nella bassa stratosfera la temperatura è stata scarsamente disturbata ed il vortice durante tutto il mese di dicembre è risultato forte e stabile. Successivamente una forte attività delle onde planetarie ha provocato lo spostamento del vortice polare in direzione dell'Europa centro-settentrionale (15 gennaio), prima dello split avvenuto il 20 gennaio legato ad un aumento delle temperature in stratosfera.

Una volta ricompattato, il vortice polare ha nuovamente provocato un calo della temperatura in stratosfera, senza però raggiungere i valori molto bassi di dicembre. Verso il 20 febbraio si è registrato un secondo riscaldamento collegato ad un altro split del vortice polare, comunque più breve rispetto a quello di gennaio, seguito poi da un nuovo moderato raffreddamento.

Ad inizio marzo è stato riscontrato un terzo riscaldamento.

Il periodo finale dell'inverno è stato caratterizzato da temperature basse, prima di un riscaldamento finale che è avvenuto ad aprile, durante questo periodo il vortice polare si è attenuato lentamente facendo registrare in stratosfera temperature troppo alte per avere altri eventi di PSC (Fig. 4.2.1).

MIPAS ha effettuato nell'arco dell'inverno 2002/2003, tra novembre e marzo, circa 500 misure di eventi di PSCs, nonostante una copertura temporale e spaziale delle osservazioni non continua, come si può apprezzare dalla Fig. 4.2.2.

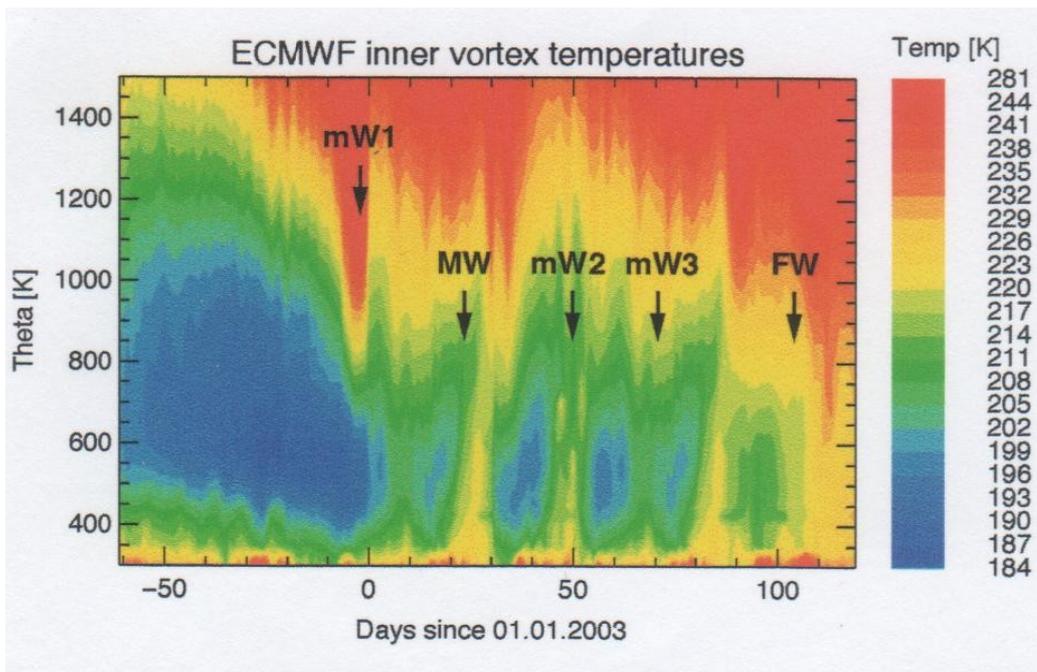


Figura 4.2.1 – Evoluzione delle temperature ECMWF del vortice polare dal 1 novembre 2002 al 30 aprile 2003. La posizione degli eventi di riscaldamenti minori (minor, *mW*), maggiori (Major, *MW*) e riscaldamento finale (*FW*) sono rappresentati dalle frecce.

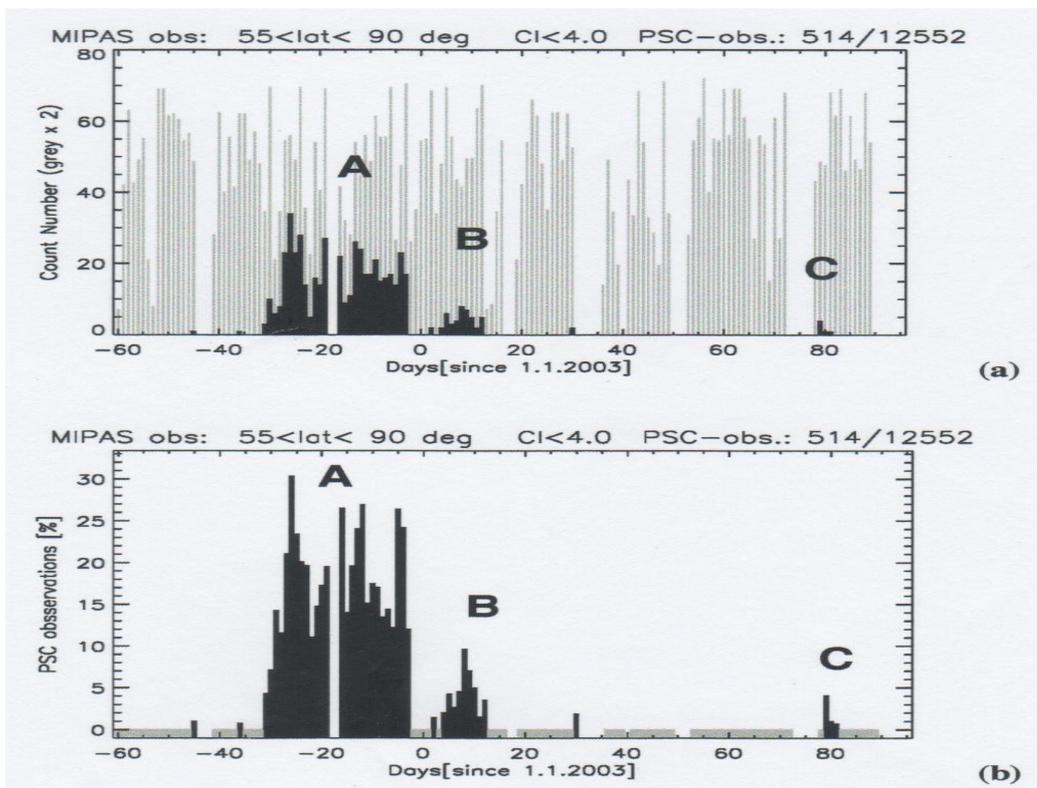


Figura 4.2.2 – Nella figura sopra sono riportate il numero di osservazioni giornaliere effettuate da MIPAS (barre grigie), ed il numero di eventi giornalieri di PSCs. Nella figura sottostante invece le barre nere rappresentano la percentuale di osservazioni che possono essere indicate come eventi di PSCs, e si nota la separazione in tre fasi.

La fase dell'attività delle PSC si può dividere in tre fasi indicate in Fig. 4.2.2: la fase A, cioè quella corrispondente al mese di dicembre, è stata caratterizzata da un grande numero di eventi di PSC. Si nota come, in media, per quasi tutto il mese la percentuale di osservazioni che può essere contrassegnata come evento di PSC è compresa fra il 15% ed il 25%, con un massimo del 30% il 6 dicembre.

La variabilità di queste percentuali è dovuta principalmente alla variazione nel numero di osservazioni effettuate da MIPAS all'interno del cuore freddo del vortice polare. Alla fine di dicembre si nota un netto calo dell'attività di PSC, con l'ultimo evento osservato il 29 dicembre.

La fase B, cioè quella corrispondente al mese di gennaio, è stata caratterizzata da un'attività di PSC nettamente inferiore rispetto alla prima fase, per via del riscaldamento della stratosfera legato allo split del vortice polare all'inizio del mese. Gli unici eventi di PSC in questa fase, sono stati osservati fra il 5 ed il 13 gennaio nella zona dello Regno Unito, ma sia in numero che in percentuale molto inferiori al mese di dicembre.

La fase C, cioè quella corrispondente a febbraio e marzo, è stata caratterizzata da pochissimi eventi di PSC, nella maggior parte dei casi contraddistinti da valori di cloud index compresi fra 3 e 4. Il 21 ed il 22 marzo sono state osservate per l'ultima volta PSC a basse altitudini (Tilmes *et al.*, 2003).

Per quanto riguarda l'altezza dei top delle nubi, si nota come nella prima decade mediamente essa ha assunto valori intorno ai 23-24 km, con massimi giornalieri talvolta anche superiori ai 25 km, mentre nella seconda parte del mese sono state osservati valori inferiori, fino a raggiungere i 18 km.

Le temperature al top delle nubi estratte dai dati del modello ECMWF, hanno subito un aumento nel corso del mese di dicembre di circa 5K.

Questo è dovuto a due effetti: il primo è che le basse temperature del vortice polare scendono lentamente verso altitudini inferiori, il secondo è che nella seconda parte del mese si è avuto un riscaldamento generalizzato dell'intero vortice polare, che ha causato una netta attenuazione nel numero di eventi di PSC.

Alla fine della fase B, l'altezza dei CTH è rimasta costante a basse altitudini (18 km) prima di iniziare ad aumentare, ma simultaneamente l'intervallo di altezze per le

temperature di esistenza delle NAT si è ridotto, e quindi anche l'attività delle PSC è andata scemando.

Distribuzione geografica delle PSC

Per quanto riguarda la distribuzione geografica delle PSC (Fig. 4.2.3), durante la fase A le zone maggiormente interessate sono risultate quelle comprese tra la Scandinavia settentrionale e la Groenlandia.

Nello specifico, dal 5 dicembre questa area si è estesa dal Polo Nord alla Russia settentrionale. Dal 12 dicembre, per qualche giorno, le PSCs sono state osservate solo al di sopra del polo, ed in modo sporadico nel nord della Scandinavia.

Da metà mese sono state osservate anche nel sud della Groenlandia e della Scandinavia.

Ad inizio gennaio il cuore del vortice polare si trovava centrato al di sopra del Mare del Nord, interessando anche il Regno Unito, ed infatti le PSC vengono rilevate anche al di sopra del Regno Unito e dell'Irlanda, anche se in numero inferiore rispetto alle zone a più alte latitudini.

La frequenza degli eventi è risultata in termini percentuali massima tra il nord della Scandinavia ed il Polo, laddove alla quota compresa fra i 15 ed i 30 km sono state registrate le temperature più basse (Fig. 4.2.4).

Risulta molto importante anche l'evoluzione temporale e geografica delle particelle costituenti le PSCs, in particolare le STS, le NAT, e le nubi aventi grande spessore ottico, quindi con CI minore di 1.5 (Fig. 4.2.3).

Durante la prima settimana di dicembre sono stati osservati pochi eventi con aumento di radianza a 820 cm^{-1} (RE), che rappresentano particelle di NAT, presenti a nord della Scandinavia.

La massima concentrazione di RE è stata raggiunta durante la seconda settimana; in seguito si è assistito ad un calo, dapprima lieve (terza settimana) ed in seguito molto netto (ultima settimana di dicembre), che ha portato ad una sostanziale assenza di queste particelle nelle PSCs dalla fine di dicembre in poi.

Le NAT sono state rilevate nella prima parte di dicembre solo sul Polo Nord, poi tra

la seconda e la terza settimana del mese sono state riscontrate anche sul lato orientale e meridionale della Scandinavia.

Tuttavia, il basso numero di eventi nuvolosi in questo emisfero durante l'inverno in questione, impedisce paragoni con le osservazioni effettuate da CRISTA nell'emisfero australe.

Le particelle di STS sono invece ben presenti durante tutti gli eventi di PSC, con una percentuale del 100% tra fine dicembre ed inizio gennaio, proprio per l'assenza di altre particelle.

Queste particelle sono risultate localizzate tra il Polo Nord e la Scandinavia durante il mese di dicembre, per poi scendere di latitudine durante la seconda settimana di gennaio, andando ad interessare anche l'area del Regno Unito.

Per quanto riguarda invece nubi con grande spessore ottico, gli eventi più significativi sono stati osservati durante le prime tre settimane di dicembre, in particolare con CI compresi fra 1.2 e 1.5 .

Eventi con CI compreso fra 1.2 e 1.5 possono essere collegati a nubi composte da particelle con raggio superiore a 1 μm .

La presenza di queste nubi è stata riscontrata mediamente a nord della Scandinavia, soprattutto ad inizio dicembre, poi verso metà mese qualche evento è stato rilevato anche nel sud della Scandinavia.

La mancanza di osservazioni di nubi aventi bassi valori di cloud index durante tutto gennaio e per il resto dell'inverno, è in accordo con il fatto che il vortice polare ha assunto in quel periodo valori di temperatura superiori a quelle di condensazione delle NAT, impedendo quindi la formazione di nubi otticamente spesse.

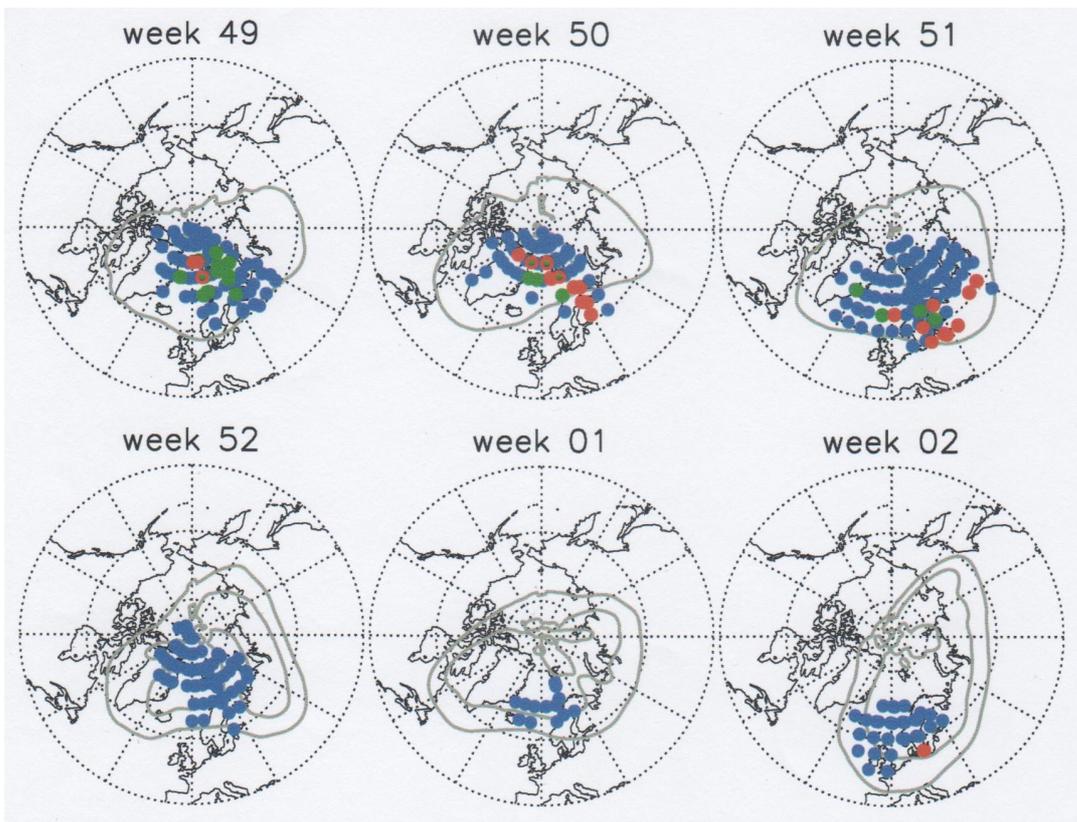


Figura 4.2.3 – Evoluzione temporale delle PSC durante l'inverno 2002/2003, in particolare vengono presi in considerazione il mese di dicembre e le prime 2 settimane di gennaio. I punti rossi indicano eventi di PSC con aumento di radianza (NAT) a 820 cm^{-1} . I punti blu indicano eventi di PSC senza aumento di radianza (STS) a 820 cm^{-1} . I punti verdi indicano eventi con $CI < 1.5$, riferiti quindi ad eventi di PSC con grande spessore ottico.

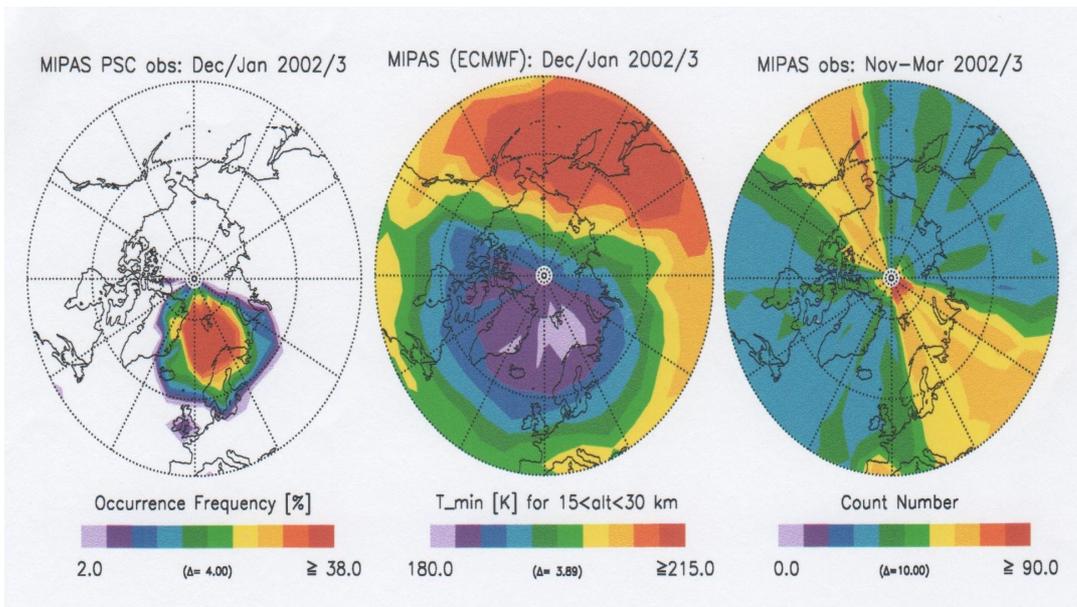


Figura 4.2.4 – Le immagini rappresentano (da sinistra): frequenza degli eventi delle osservazioni di MIPAS tra dicembre e gennaio 2002/2003, temperature minime osservate da ECMWF dalle misure effettuate da MIPAS ad altezze comprese fra 15 e 30 km, numero totale di osservazioni effettuate nell'inverno 2002/2003.

4.2.2 Inverno artico 2010/2011

Il secondo caso di studio preso in esame rappresenta l'analisi di un'insieme di misure effettuate da MIPAS durante l'inverno artico 2010/2011 (Arnone *et al.*, 2012).

Nel caso specifico sono state analizzate le misure effettuate tra il 1 dicembre 2010 ed il 15 aprile 2011. In particolare, sono stati utilizzati profili di temperatura, N_2O , O_3 , H_2O , HNO_3 e $ClONO_2$ e individuazione di PSCs ottenute da MIPAS.

I dati mostrati nella Fig. 4.2.5 sono ottenuti come medie giornaliere all'interno del vortice, in connessione con le isoentropiche con temperatura potenziale compresa fra 350 e 1000 K, cioè tra 11 e 32 km di altezza.

La Fig. 4.1.5 riporta le PSCs rilevate (croci nere) plottate al di sopra di zone aventi temperatura media inferiore alla temperatura di condensazione delle NAT (TNAT); queste temperature rappresentano le soglie per la formazione delle PSC, e sono state calcolate per ogni livello delle temperature potenziali mediante una formula nota (Hanson e Mauersberger, 1988).

Come mostrato nella Fig. 4.1.5, l'inverno è stato caratterizzato da un vortice polare piuttosto forte e ben definito, che ha comportato la presenza di temperature inferiori alle TNAT fino alla fine di marzo.

L'estensione verticale di questo vortice polare è risultata talvolta molto grande, raggiungendo il suo massimo all'inizio di gennaio, con un'estensione in termini di temperatura potenziale compresa fra 430 e 800 K, per poi diminuire fino a valori compresi fra 360 e 550 K a metà marzo.

Per quanto riguarda le PSCs, ne sono state osservate 3120 fra il 1 dicembre ed il 18 marzo, con ben il 78% dei 97 giorni in cui sono state eseguite le misure interessati quindi da eventi di PSC.

Dalla figura si nota bene la relazione fra il numero di giorni con eventi di PSC e la differenza fra la temperatura presente e la TNAT, in particolar modo si osserva una buona corrispondenza tra la quota (livello di theta) a cui viene rilevato il CTH della PSC e le zone in cui la temperatura risulta molto inferiore alla TNAT, soprattutto quando questa differenza risulta maggiore di 3 K.

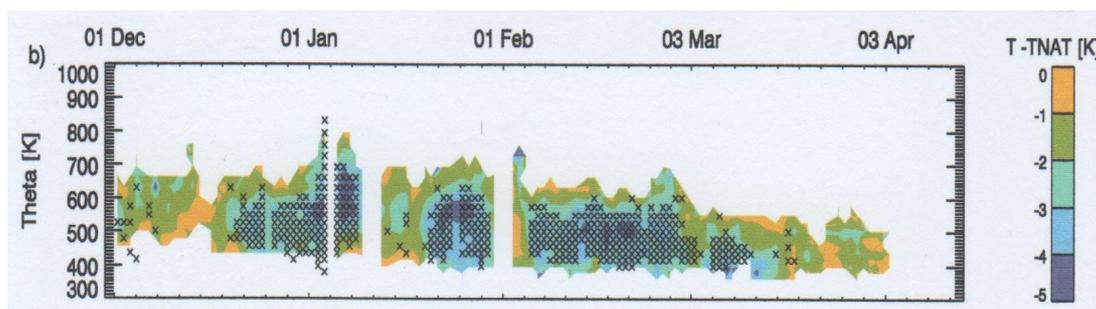


Figura 4.2.5 – Rappresentazione degli eventi di PSC (croci nere) in relazione con le differenze fra la temperatura presente e quella di condensazione delle NAT. E' evidente una buona corrispondenza tra la quota a cui viene rilevato il top delle PSC e le zone in cui la temperatura risulta inferiore alla TNAT. Si noti come talvolta le PSC raggiungano altezze piuttosto notevoli, come ad esempio il 3 gennaio.

Nella figura sono presenti zone “bianche” soprattutto in gennaio, che rappresentano un'assenza di osservazioni di MIPAS. Mediamente si osserva che le PSC vengono rilevate a quote comprese fra i 15 ed i 25 km. Il 3 gennaio invece, sono state osservate PSCs anche al di sopra di 30 km.

La rilevazione di PSC al di sopra di 30 km durante l'inverno artico sembra in disaccordo con precedenti misure della quota massima a cui sono state rilevate nubi PSC in Artico. Dalle misure effettuate al di sopra dei 29-30 km, sono stati osservati valori di CI minori di 1.8 e quindi le PSC sono otticamente spesse, ed inoltre come si nota dalla Fig. 4.2.6 anche se con un giorno di distanza, le PSC sono state individuate nella stessa regione in cui le aveva osservate CALIPSO.

Durante questo lavoro (Arnone *et al.*, 2012), fra i 15 ed i 30 km è stato utilizzato 4.5 come valore di soglia del CI, mentre al di sopra è stato usato 1.8. A questo punto per capire se davvero son presenti PSC a quelle quote, si è deciso di confrontare i dati ottenuti da MIPAS con le osservazioni compiute dal lidar CALIOP su CALIPSO. Dalla Fig. 4.2.7, che mostra la presenza di nubi ed aerosol in funzione della quota e delle coordinate di latitudine e longitudine per il 4 gennaio 2011, rilevate da CALIOP, si nota la presenza di nubi a quote prossime e superiori ai 30 km, al di sopra della Groenlandia. Sembra esserci quindi accordo fra le osservazioni effettuate da MIPAS e dal lidar. Questa nuvolosità è probabilmente dovuta alle onde gravitazionali che si sono create al di sopra della Groenlandia orientale. È importante sottolineare che è la prima volta che sono state rilevate nubi con top al di sopra dei 30 km di quota in Artico.

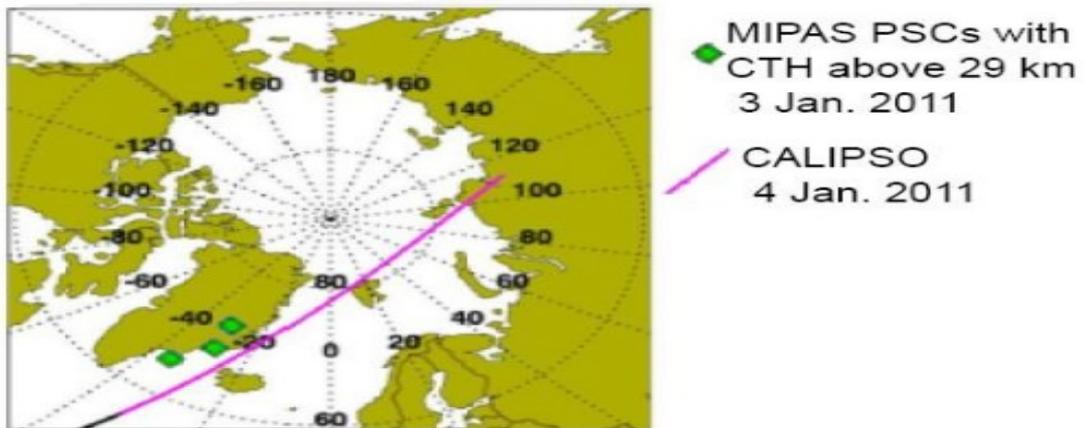


Figura 4.2.6 – Confronto fra le PSC rilevate al di sopra di 29 km di quota il 3 gennaio 2011 da MIPAS ed il percorso compiuto da CALIPSO che il 4 gennaio ha osservato le PSC sulla Groenlandia orientale.

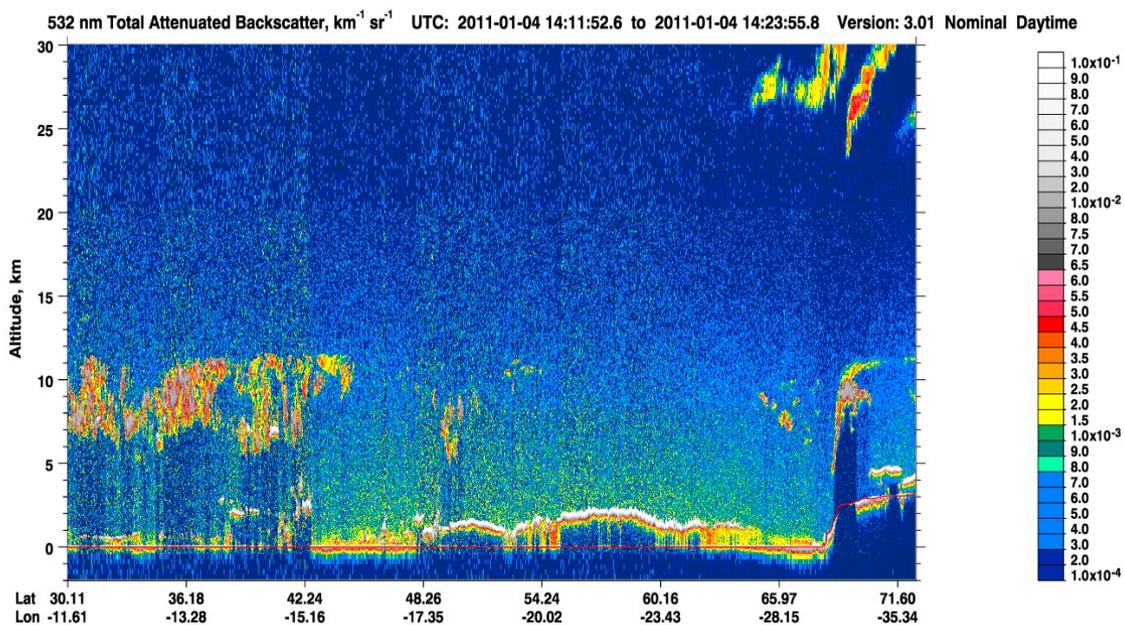


Figura 4.2.7 – PSC rilevate da CALIPSO in relazione con la quota e le coordinate geografiche, con particolare attenzione a quelle presenti intorno ai 30 km, al di sopra della Groenlandia.

5. Conclusioni

Lo scopo di questa tesi è di valutare alcuni esempi di algoritmi per l'identificazione delle nubi da satellite nell'intervallo spettrale del VIS, NIR e IR. Una corretta rilevazione delle nubi è infatti molto utile anche perché quest'ultime giocano un ruolo molto importante dal punto di vista del bilancio radiativo, il che è di grande interesse nell'ambito della climatologia, ma anche come sorgente della precipitazione. Gli algoritmi di cloud mask, inoltre, non solo costituiscono il primo elemento per la generazione di prodotti satellitari di caratterizzazione della copertura nuvolosa, ma sono anche necessari per tutte quelle applicazioni che richiedono scenari privi di nubi. Nella prima parte di questo lavoro sono stati descritti dettagliatamente gli algoritmi di cloud mask e cloud type utilizzati da SEVIRI e MODIS.

La tecnica multispettrale con test a soglia applicati ai singoli pixel è quella utilizzata per gli algoritmi di questi due sensori, ed è stata scelta principalmente perché in grado di sfruttare adeguatamente il ricco contenuto spettrale di SEVIRI e MODIS. La multispettralità costituisce l'elemento chiave di questi approcci, infatti l'analisi delle immagini satellitari relative a singoli canali potrebbe non essere sufficiente per rilevare correttamente la nuvolosità, come nel caso della presenza di nubi basse durante la notte, che invece può essere identificata in modo adeguato tramite determinati test multi-spettrali.

I test utilizzati per l'identificazione delle nubi si basano su misure di temperatura di brillanza, differenze di temperature di brillanza, e misure di riflettanza a varie lunghezze d'onda nel visibile, vicino infrarosso e medio infrarosso. Nonostante qualche limitazione, come la difficoltà nel rilevare nubi di dimensione inferiore ai pixel oppure quelle su aree nevose o ghiacciate, questi algoritmi sembrano dare buoni risultati.

Il buon grado di affidabilità di cloud mask e cloud type lo si è evidenziato nei casi di studio di SEVIRI e MODIS analizzati.

In tutti i casi si nota un buon accordo fra le immagini prodotte da SEVIRI e MODIS e le rispettive mappe di cloud mask e cloud type.

Nella seconda parte è stato descritto MIPAS, che è stato uno strumento attivo per 10 anni, che ha permesso la misura dei profili verticali di temperatura e dei VMR dei gas in traccia presenti in atmosfera attraverso la tecnica di scansione al lembo, sfruttando l'emissione di questi gas nel medio infrarosso.

Anche se lo strumento è stato studiato per la misura di profili verticali costituenti atmosferici, gli spettri misurati dallo strumento mostrano sensibilità alla presenza di nubi.

Per l'identificazione della nuvolosità viene utilizzato come metodo la misura del rapporto di radianze misurate in regioni di lunghezza d'onda differenti. Questo rapporto è chiamato cloud index.

Nel corso dell'analisi operativa degli spettri di MIPAS tale metodologia viene applicata per filtrare gli spettri nuvolosi che altrimenti inficerebbero la validità del profilo verticale del costituente atmosferico ricavato scegliendo un opportuno valore di soglia del cloud index. La stessa metodologia è stata poi applicata in diversi studi scientifici per l'individuazione delle nubi, in particolare per lo studio delle nubi polari stratosferiche, per la cui individuazione è stato scelto un valore di soglia del cloud index superiore rispetto a quello utilizzato nel codice operativo per scartare gli spettri nuvolosi, in modo da comprendere anche nubi otticamente più sottili.

Inoltre, dall'analisi di molti spettri di MIPAS durante le misure di PSC, si è notato un aspetto spettrale caratteristico intorno a 820 cm^{-1} di numero d'onda, contraddistinto da un aumento di radianza detto anche radiance-enhanced.

In questi casi probabilmente le PSC erano costituiti da particelle di NAT di raggio inferiore a $2\text{-}3\ \mu\text{m}$. Gli spettri che non presentavano questa caratteristica erano probabilmente rappresentativi di nubi costituite da STS o da NAT di dimensioni maggiori.

Per quanto riguarda una prima validazione dei risultati ottenuti dalla rilevazione delle PSC, le misure di sono state confrontate con quelle ottenute utilizzando i due satelliti POAM III e SAGE III, e con due lidar posto al suolo nel corso dell'inverno artico 2002/2003.

L'accordo tra le osservazioni effettuate con MIPAS e con i lidar è risultato eccellente, mentre negli altri casi è risultato buono.

Per quanto riguarda lo studio delle PSC da spettri di MIPAS, sono stati presi in esame due casi di studio.

Il primo riguarda misure di PSC effettuate ad alte latitudini nell'emisfero boreale durante l'inverno 2002/2003.

Durante il mese di dicembre e la prima parte di gennaio le temperature in media e bassa stratosfera sono risultate piuttosto basse, favorendo un numero elevato di PSC, costituite sia da particelle di STS che di NAT.

A partire da metà gennaio si è assistito ad un forte riscaldamento in tutta la stratosfera, che ha provocato uno split del vortice polare, ed una diminuzione netta del numero di eventi di PSC.

Successivamente, si sono alternate fasi di parziale raffreddamento e riscaldamento, che hanno causato una sostanziale assenza di PSC.

Il secondo caso di studio di MIPAS riguarda misure di PSC durante l'inverno artico 2010/2011.

Questo inverno è stato caratterizzato da un vortice polare piuttosto forte, che ha comportato la presenza di temperature inferiori alle temperature di condensazione delle NAT fino alla fine di marzo.

Sono stati osservati eventi di PSC durante la maggior parte dei giorni dell'inverno. L'evento più significativo però è quello avvenuto il 3 gennaio, quando sono state osservate PSC con top a circa 30 km di altezza.

Non essendo mai state osservate PSC con top a quote così alte in Artico, si è deciso di confrontare i dati ottenuti da MIPAS con le osservazioni compiute da CALIOP sul satellite CALIPSO.

Nonostante non fossero disponibili misure di CALIOP temporalmente coincidenti si sono confrontati i dati con misure effettuate il 4 gennaio. Nella stessa regione geografica in cui MIPAS ha individuato PSC con top a 30 km di quota, anche CALIOP ha rilevato nubi con top al di sopra di 30 km. Questa nuvolosità sembra essere dovuta a onde gravitazionali create al di sopra della Groenlandia orientale. Questo caso di studio si rivela interessante poiché è la prima volta che vengono osservate PSCs con top a quote di poco superiori ai 30 km nell'emisfero nord.

6. Bibliografia e siti web

- Ackerman S.A., 1996: Global satellite observations of negative brightness temperature difference between 11 and 6.7 μm . *J. Atmos. Sci.*, 53, 2803-2812.
- Ackerman S.A., 1997: Remote sensing aerosols from satellite infrared observations. *J. Geophys. Res.*, 102, 17069-17079.
- Ackerman S.A., and Cox S.K., 1981: Comparison of satellite and all-sky camera estimates of cloud cover during GATE. *J. Appl. Meteorol.*, 20, 581-587.
- Ackerman S.A., Strabala K.I., Menzel W.P., Frey R.A., Moeller C.C., Gumley L.E., Baum B.A., Schaaf C., and Riggs G., 1997: Discriminating clear sky from cloud with MODIS algorithm theoretical basis document (MOD35). *Eos ATBD web site*, 125 pp.
- Ackermann S.A., Strabala K.I., Menzel W.P., Frey R.A., Moeller C.C., and Gumley L.E., 1998: Discriminating clear sky from clouds with MODIS. *J. Geophys. Res.*, 103, 32141-32157.
- Arnone E., Castelli E., Papandrea E., Carlotti M., and Dinelli B.M., 2012: Total depletion of ozone reached in the 2010-2011 Arctic winter as observed by MIPAS/ENVISAT using a 2-D tomographic approach. *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 9149-9165.
- Bankert R.L., 1994: Cloud classification of AVHRR imagery in maritime regions using a probabilistic neural network. *J. Appl. Meteorol.*, 33, 909-918.
- Baum B.A., Uttal T., Poellot M., Ackerman T.P., Alvarez J.M., Intrieri J., Starr D.O'C, Titlow J., Tovinkere V., and Clothiaux E., 1995: Satellite remote sensing of multiple cloud layers. *J. Atmos. Sci.*, 52, 4210-4230.
- Bevilacqua R.M., Fromm M.D., Alfred J.M., Alfred J., Nedoluha G., Strawa A., Poole L., and Wickert J., 2002: Observations and analysis of polar stratospheric clouds detected by POAM III during the 1999/2000 Northern Hemisphere winter. *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8281.
- Chevalier F., Chedin A., Cheruy F., and Morcrette J.J., 2000: TIGR-like atmospheric database for accurate radiative flux computation. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 777-785.
- Cox C., and Munck W., 1954: Measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter. *J. Opt. Soc. Am.*, 44, 838-850.
- Derrien M., Farki B., Harang L., Le Gleau H., Noyalet A., Pochic D., and Sairouni A., 1993: Automatic cloud detection applied to NOAA-11/AVHRR imagery. *Remote Sens. Environ.*, 46, 246-247.

- Derrien M., and Le Gléau H., 2005: MSG/SEVIRI cloud mask and type from SAFNWC. *Int. J. Remote Sens.*, 26, 4707-4732.
- Desbois M., Seze G., and Szejwach G., 1982: Automatic classification of cloud on Meteosat imagery: application to high-level clouds. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 21, 141-152.
- Ebert E., 1987: A pattern recognition technique for distinguishing surface and cloud types in the polar regions. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 26, 1412-1427.
- Eyre J., 1991: A fast radiative transfer model for satellite sounding systems. ECMWF Research Department Technical Memorandum 176, ECMWF, Reading, UK.
- Fahey D.W., Gao R.S., Carslaw K.S., Kettleborough J., Popp P.J., Northway M.J., Holecek J.C., Ciciora S.C., McLaughlin R.J., Thompson T.L., Winkler R.H., Baumgardner D.G., Gandrud B., Wennberg P.O., Dhaniyala S., McKinney K., Peter Th., Salawitch R.J., Bui T.P., Elkins J.W., Webster C.R., Atlas E.L., Jost H., Wilson J.C., Herman R.L., Kleinbohl A., and von Konig M., 2001: The detection of large HNO₃ containing particles in the winter Arctic stratosphere. *Science*, 291, 1026-1031.
- Fischer H., and Oelhaf H., 1996: Remote sensing of vertical profiles of atmospheric trace constituents with MIPAS limb emission spectrometers. *Appl. Opt.*, 35(16), 2787-2796.
- Fischer H., Birk M., Blom C., Carli B., Carlotti M., von Clarmann T., Delbouille L., Dudhia A., Ehhalt D., Endemann M., Flaud J.M., Gessner R., Kleinert A., Koopman R., Langen J., López-Puertas M., Mosner P., Nett H., Oelhaf H., Perron G., Remedios J., Ridolfi M., Stiller G., and Zander R., 2008: MIPAS: an instrument for atmospheric and climate research. *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 2151-2188.
- Fromm M.D., Lumpe J.D., Bevilaqua R.M., Shettle E.P., Hornstein J., Massie S.T., and Fricke K.H., 1997: Observations of Antarctic polar stratospheric cloud by POAM II: 1994-1996. *J. Geophys. Res.*, 102, 23659-23672.
- Fromm M.D., Alfred J., and Pitts M., 2003: A unified, long-term, high-latitude stratospheric aerosol and cloud database using SAM II, SAGE II, and POAM II/III data: Algorithm description, database definition, and climatology. *J. Geophys. Res.*, 108(D12), 4366.
- Gao B.-C., and Goetz A.F.H., 1993: Cirrus cloud detection from airborne imaging spectrometer data using the 1.38 μm water vapor band. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 301-304.
- Gesell G., 1989: An algorithm for snow and ice detection using AVHRR data: An extension to the APOLLO software package. *Int. J. Remote Sens.*, 10, 897-905.

- Grossmann K.U., Offermann D., Gusev O., Oberheide J., Riese M., and Spang R., 2002: The CRISTA-2 mission. *J. Geophys. Res.*, 23 (D107), 8173.
- Gutman G., Tarpley D., Ignatov A., and Olson S., 1995: The enhanced NOAA global land dataset from the Advanced Very High Resolution Radiometer. *B. Am. Meteorol. Soc.*, 76, 1141-1156.
- Hanson D., and Mauersberger K., 1988: Solubility and equilibrium vapor pressures of HCl dissolved in polar stratospheric cloud materials-Ice and the trihydrate of nitric acid. *Geophys. Res. Lett.*, 15, 1507-1510.
- Hervig M. E., and McHugh M., 2002: Tropical nitric acid clouds. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 11 April 2002.
- Hopfner M., Pitts M.C., and Poole L. R., 2009: comparison between CALIPSO and MIPAS observations of polar stratospheric clouds. *J. Geophys. Res.*, 114, D00H05.
- Kriebel K.T., and Saunders R.W., 1988: An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.*, 9, 123-150.
- Le Borgne P., Legendre G., and Marsouin A., 2003: Ocean and sea ice SAF product from MSG data. *Proceedings of the 2003 Eumetsat Meteorological Satellite Conference, 29 September-3 October 2003, Weimar, Germany*, EUM P39 (Darmstadt: Eumetsat), 512-519.
- Lensky I.M., and Rosenfeld D., 2008: Clouds-Aerosol-Precipitation Satellite Analysis Tool (CAPSAT). *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 8, 4765-4809
- Leroux C., Lenoble J., Deuze J.L., Goloub P., Sergent C., and Fily M., 1996: Modelling and measurements of snow reflectance from visible to near-infrared. *Proceedings of IRS'96: Current Problem in Atmospheric Radiation, 19-24 August 1996, Lille, France* (Hampton: Deepack Publishing), 37-41.
- Masuda K., Takashima T., and Takayama Y., 1988: Emissivity of pure and sea waters for the model sea surface in the infrared window regions. *Remote Sens. Environ.*, 24, 313-329.
- Mergenthaler J.L., Nightingale R.W., Roche A.E., Kumer J.B., Gille J.C., Massie S.T., Bailey P.L., Edwards D.P., Gunson M.R., Toon G.C., Sen B., Blavier J.-F., and Connell P.S., 1999: Cryogenic Limb Array Etalon Spectrometer observations of tropical cirrus. *J. Geophys. Res.*, 104, 22183-22194.
- Poole L.R., Trepte C.R., Harvey V.L., Toon G.C., and van Valkenburg R.L., 2003: SAGE III observations of Arctic polar stratospheric clouds- December 2002. *Geophys. Res. Lett.*, 30(23), 2216.

Remedios J.J., and Spang R., 2002: Detection of cloud effects in MIPAS spectral data and implications for the MIPAS operational processor. *Proceedings of the ENVISAT Calibration Review, 9-13 September 2002, ESA-ESTEC, Noordwijk, The Netherlands.*

Rossow W.B., 1989: Measuring cloud properties from space. A review. *J. Clim.*, 2, 201-213.

Rossow W.B., and Garder L.C., 1993a: Cloud detection using satellite measurements of infrared and visible radiances for ISCCP. *J.Clim.*, 6, 2341-2369.

Rossow W.B., and Garder L.C., 1993b: Validation of ISCCP cloud detections. *J.Clim.*, 6, 2370-2393.

Rossow W.B., Walker A.W. and Garder L.C., 1993: Comparison of ISCCP and other cloud amounts. *J.Clim.*, 6, 2394-2418.

Roujean J.L., Leroy M., and Deschamps P.Y., 1992: A bidirectional reflectance model of the earth's surface for the correction of remote sensing data. *J. Geophys. Res.*, 97, 20445-20468.

Salisbury J.W., and D'Aria D.M., 1992: Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μm atmospheric window. *Remote Sens. Environ.*, 42, 83-106.

Salisbury J.W., and D'Aria D.M., 1994: Emissivity of terrestrial materials in the 3-5 μm atmospheric window. *Remote Sens. Environ.*, 47, 345-361.

Saunders R.W., and Kriebel K.T., 1988: An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.*, 9, 123-150.

Sembhi H., Remedios J., Trent T., Moore D.P., Spang R., Massie S., and Vernier J.-P., 2012: MIPAS detection of cloud and aerosol particle occurrence in the UTLS with comparison to HIRDLS and CALIOP. *Atmos. Meas. Tech.*, 5, 2537-2553.

Seze G., and Rossow W.B., 1991: Time-cumulated visible and infrared radiance histograms used as descriptors of surface and cloud variations. *Int. J. Remote Sens.*, 12, 877-920.

Spang R., Remedios J.J., Kramer L.J., Poole L.R., Fromm M.D., Muller M., Baumgarten G., and Konopka P., 2005: Polar stratospheric cloud observations by MIPAS on ENVISAT: detection method, validation and analysis of the northern hemisphere winter 2002/2003. *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 679-692.

Spang R., and Remedios J.J., 2003: Observations of a distinctive infrared spectral feature in the atmospheric spectra of polar stratospheric clouds measured by the CRISTA instrument. *Geophys. Res. Lett.*, 30(16), 1875.

Spang R., Eidmann G., Riese M., Offermann D., Preusse P., Pfister L., and Wang P.H., 2002: CRISTA observations of cirrus clouds around the tropopause. *J. Geophys. Res.*, 107(D23), 8174.

Spang R., Remedios J.J., and Barkeley M.P., 2004: Colour indices for the detection and differentiation of cloud types in infra-red limb emission spectra. *Adv. Space Res.*, 33, 1041-1047.

Spang R., Riese M., and Offermann D., 2001: CRISTA-2 observations of the south polar vortex in winter 1997: a new dataset for polar process studies. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3159-3162.

Stowe L.L., Davis P.A., and McClain E.P., 1999, Scientific basis and initial evaluation of the CLAVR-1 global clear/cloud classification algorithm for the Advanced Very High Resolution Radiometer. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 16, 656-681.

Stowe L.L., McClain E.P., Carey R., Pellegrino P., Gutman G., Davis P., Long C., and Hart S., 1991: Global distribution of cloud cover derived from NOAA/AVHRR operational satellite data. *Adv. Space Res.*, 11, 51-54.

Stowe L.L., Vemury S.K., and Rao A.V., 1994: AVHRR clear sky radiation data sets at NOAA/NESDIS. *Adv. Space Res.*, 14, 113-116.

Strabala K.I., Ackerman S.A., and Menzel W.P., 1994: Cloud properties inferred from 8-12 μm data. *J. Appl. Meteorol.*, 33, 212-229.

Tanre D., Deroo C., Duhaut P., Herman M., Morcrette J.J., Perbos J., and Deschamps P.Y., 1990: Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code. *Int. J. Remote Sens.*, 11, 659-668.

Tilmes S., Muller R., Grooß J.U., Hopfner M., Toon G.C., and Russell III J.M., 2003: Very early chlorine activation and ozone loss in the Arctic winter 2002-2003. *Geophys. Res. Lett.*, 30(23), 2201.

Voigt Ch., Schreiner J., Kohlmann A., Zink P., Mauersberger K., Larsen N., Deshler T., Kroger C., Rosen J., Adriani A., Cairo F., Di Donfrancesco G., Viterbini M., Ovarlez J., Ovarlez H., David C., Dornbrack A., 2000: Nitric acid trihydrate (NAT) in polar stratospheric clouds. *Science*, 290, 1756-1758.

Siti web

www.earth.esa.int

www.eumetsat.int

www.modis.gsfc.nasa.gov

<https://www.nwcsaf.org/>

http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg_interpretation/index.php

<http://www.atm.ox.ac.uk/RFM/>

7. Acronimi

AEMet	Spanish Meteorological Agency
APOLLO	AVHRR Processing scheme Over cLoud Land and Ocean
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CFC	Clorofluorocarburi
CI	Cloud Index
CLAVR	CLoud Advanced Very high Resolution radiometer
CMa	Cloud Mask
CMS	Centre de Météorologie Spatiale
CRISTA	Cryogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere
CT	Cloud Type
CTH	Cloud Top Height
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENVISAT	ENVironmental SATellite
EOS	Earth Observing System
EUMETSAT	European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites
FOV	Field Of View
GAC	Global Area Coverage
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
HIRS	High-resolution Infrared Radiation Sounder
HRV	High-Resolution Visible
IR	Infrared
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
LAC	Local Area Coverage
MAS	MODIS Airborne Simulator
MIPAS	Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MSG	Meteosat Second Generation
MW	Microwindow
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NAT	Nitric Acid Trihydrate
NDC	Natural Day Color

NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NIR	Near Infrared
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRE	Not-Radiance Enhanced
NWP	Numerical Weather Prediction
POAM	Polar Ozone and Aerosol Measurement
PSCs	Polar Stratospheric Clouds
RE	Radiance-Enhanced
RTM	Radiative Transfer Models
RTTOV	Radiative Transfer for TOVS
SAFNWC	Satellite Application Facility on support to NoWCasting and Very Short Range Forecasting
SAGE	Stratospheric Aerosol and Gas Experiment
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
SMHI	Swedish Meteorological and Hydrological Institute
SST	Sea Surface Temperature
STS	Sulfuric Ternary Solution
SYNOP	Synoptic code
TOA	Top Of Atmosphere
UTC	Coordinated Universal Time
VIS	Visible
VMR	Volume Mixing Ratio
WMO	World Meteorological Organization
ZAMG	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik