

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

---

Scuola di Scienze  
Corso di Laurea in Fisica

**Aspetti fondamentali dell'interazione tra la  
radiazione nelle microonde e le nubi  
nell'osservazione satellitare**

**Relatore:**  
Prof. Vincenzo Levizzanni

**Presentata da:**  
Veronica Masi

**Correlatore:**  
Dott. Sante Laviola

**Sessione III**

**Anno Accademico 2014/2015**



*“Dopo aver guardato un temporale, alla domanda “quante gocce di pioggia hai visto” la risposta più adatta è “molte”: non che il numero preciso non esista, ma non lo si può conoscere.”*

*Ludwig Wittgenstein*



# Indice

<b>1</b>	<b>Misure da satellite</b>	<b>10</b>
1.1	Introduzione . . . . .	10
1.2	Satelliti gestazionari e polari . . . . .	11
1.2.1	<i>Satelliti geostazionari</i> . . . . .	11
1.2.2	<i>Satelliti polari</i> . . . . .	13
1.3	Sensori attivi e passivi . . . . .	15
1.3.1	<i>Sensori attivi</i> . . . . .	16
1.3.2	<i>Sensori passivi</i> . . . . .	16
1.3.3	<i>Sistemi di scansione</i> . . . . .	16
1.4	Antenne: tipologie e caratteristiche . . . . .	18
1.4.1	<i>Antenna a corno</i> . . . . .	18
1.4.2	<i>Antenna di riflessione</i> . . . . .	19
1.4.3	<i>Array di antenne</i> . . . . .	19
1.4.4	<i>Principali caratteristiche delle antenne</i> . . . . .	20
<b>2</b>	<b>Principi fisici del telerilevamento satellitare nelle microonde</b>	<b>22</b>
2.1	Le leggi di corpo nero . . . . .	22
2.1.1	<i>Approssimazione di Rayleigh-Jeans</i> . . . . .	25
2.1.2	<i>Approssimazione di Wien</i> . . . . .	27
2.1.3	<i>I corpi reali: corpi grigi</i> . . . . .	28
2.1.4	<i>Legge di Kirchhoff</i> . . . . .	28
2.2	Interazione col mezzo materiale: Scattering e Assorbimento . . . . .	30
2.3	Scattering di superficie . . . . .	31
2.4	Scattering di volume . . . . .	33
2.5	Equazione di trasferimento radiativo(RTE) . . . . .	35
2.6	Equazione di Schwarzschild . . . . .	36
2.6.1	<i>La funzione peso</i> . . . . .	37
2.7	Attenuazione delle microonde . . . . .	37
2.8	Radiazione di MW: temperatura di brillantezza . . . . .	38
2.8.1	<i>Rapporto segnale-pioggia nelle microonde</i> . . . . .	39
2.9	Profilo di temperatura . . . . .	41

2.10	Analisi delle immagini dei vari canali nelle MW . . . . .	42
<b>3</b>	<b>Confronto:VIS-IR,MW</b>	<b>48</b>
3.1	Confronto . . . . .	48
3.1.1	<i>Immagini nel VIS-IR</i> . . . . .	50
3.1.2	<i>Immagini nelle MW</i> . . . . .	52
	<b>Conclusioni</b>	<b>57</b>
	<b>Bibliografia</b>	<b>59</b>
	<b>Glossario</b>	<b>62</b>
	<b>Ringraziamenti</b>	<b>63</b>

# Abstract

Nel corso della sua storia, l'uomo ha sempre cercato nuovi modi per superare i suoi limiti naturali di osservazione e di percezione visiva. Il Telerilevamento (TLR) può essere considerato una tappa di questo cammino verso una visione più completa e complessiva dell'ambiente in cui vive. Sfruttando le conoscenze dei fenomeni d'interazione tra la radiazione elettromagnetica e i corpi naturali, il TRL permette di avere informazioni accurate sullo stato fisico di un corpo a partire dalla misura della radiazione emessa dalla sua superficie. Nel caso specifico del telerilevamento satellitare, l'osservazione su un'ampia scala spaziale permette di ottenere informazioni estremamente dettagliate su vaste aree geografiche e su parametri atmosferici di notevole interesse meteorologico come le precipitazioni. Le precipitazioni infatti rappresentano uno dei parametri meteorologici di maggiore importanza per la sua diretta interazione col sistema climatico planetario e le attività antropiche. La comprensione e la previsione del tempo e del clima richiede dei buoni dati relativi alle precipitazioni ed è proprio qui che entrano in gioco le microonde che, lavorando su ampie lunghezze d'onda, sono in grado di fare un sondaggio della parte interna della nube. Tutto ciò è possibile, in particolare, grazie all'uso di piattaforme (come aerei o satelliti) che consentono di riprendere a distanza più o meno ravvicinata il territorio, e di sensori che ne scrutano le caratteristiche e le condizioni.



# Sommario

Nel primo capitolo vengono descritti due diversi metodi di misura da satellite: geostazionario e polari. Vengono elencate le principali caratteristiche di entrambi mettendo in evidenza la loro enorme utilità nella stima di numerosi fenomeni meteorologici. Vengono inoltre introdotti i sensori attivi e passivi e le diverse tipologie di antenna.

Nel secondo capitolo descriveremo i principi fisici che governano il telerilevamento da satellite, ponendo la nostra attenzione sulle microonde. Il capitolo si conclude prendendo in esame le immagini provenienti da cinque diversi canali nelle microonde e facendone un confronto.

Nel terzo capitolo faremo un breve confronto tra VIS- IR e MW. Attraverso un caso pratico, prendendo in analisi immagini da satellite su una medesima regione, vedremo le applicazioni di quattro diversi canali: due canali finestra e due opachi.

Nel quarto ed ultimo capitolo traiamo invece brevi conclusioni riguardanti la convenienza dell'osservazione nelle microonde.



# Capitolo 1

## Misure da satellite

### 1.1 Introduzione

Le osservazioni meteorologiche effettuate al suolo forniscono informazioni importanti, talvolta indispensabili, per lo studio del clima, dei suoi cambiamenti e forniscono dati per l'assimilazione nei modelli di previsione numerica, ma accade spesso, specialmente nelle aree montane, che la rete di stazioni di misura non sia sufficientemente fitta per descrivere la variabilità, soprattutto in regioni remote o difficilmente accessibili. L'utilizzo delle immagini da satellite per la misura della precipitazioni a carattere acquoso e la loro previsione diventa uno strumento fondamentale per questo tipo d'indagine. Per telerilevamento satellitare s'intende infatti quell'insieme di tecniche e metodi computazionali e osservativi attraverso cui è possibile ottenere informazioni su un oggetto posto a distanza e con il quale non si viene in contatto. Un sistema di questo tipo rileva la radiazione elettromagnetica emessa e/o riflessa dall'oggetto osservato nell'unità di tempo e superficie e questo segnale contiene tutte le informazioni superficiali e interne del corpo osservato.

Attualmente l'analisi dei dati provenienti dai satelliti rende possibile la determinazione precise di queste informazioni, tramite i radiometri che misurano la quantità di radiazione dal Top of the Atmosphere (TOA), sia nello spettro visibile che in quello infrarosso. Ma è con l'avvento dei radiometri a microonde che si è riusciti a migliorare questo tipo di misure, aumentando l'accuratezza di osservazione grazie alla capacità di penetrazione di questa radiazione e alla diretta interazione col volume di idrometeore in nube. Grazie a allo studio di queste interazioni riusciamo a determinare anche il contenuto di vapor d'acqua, fattore molto importante nella determinazione delle precipitazioni.

## 1.2 Satelliti gestazionari e polari

Con la messa in orbita dei satelliti meteorologici a partire dagli anni sessanta e la conseguente nascita della meteorologia satellitare la bancai dati dei principali parametri meteorologici, oggi, si è ampliata notevolmente. L'elaborazione dei dati misurati dai satelliti fornisce una vasta gamma di informazioni correlate sia alla struttura e composizione degli strati atmosferici, che alla superficie terrestre. I satelliti, in base alla loro orbita intorno alla terra, possono essere classificati in due tipologie: satelliti geostazionari e satelliti polari.

### 1.2.1 *Satelliti geostazionari*

I satelliti geostazionari tracciano un'orbita circolare ed equatoriale *Geostationary Earth Orbit* (GEO) situata a un'altezza tale che il periodo di rivoluzione coincide con quello di rotazione della terra (satelliti in orbita alta). La distanza dalla terra può essere ricavato dalla terza legge di Keplero:

$$r_{GEO} = \sqrt[3]{\frac{GMT_{rot}^2}{4\pi^2}}$$

Con:

G=costante di gravitazione universale

M=massa della terra

T= periodo di rivoluzione del satellite, che equivale nel nostro caso particolare al periodo di rotazione terrestre.

La formula restituisce un valore di circa 36000 km. Il satellite monitora un disco fisso (orbita geosincrona) che si estende in senso meridionale fino a un massimo latitudinale di 81°, ma comunemente si opera quantitativamente su dati riferiti fino ad un massimo di 70° di latitudine. La curvatura terrestre, infatti, determina una diminuzione della risoluzione in funzione della latitudine e un graduale deterioramento delle immagini. In Figura 1.2 possiamo vedere alcuni satelliti appartenenti a questa tipologia. Meteosat Second Generation (MSG) è un satellite geostazionario lanciato in orbita nel 2004, situato a una quota di 36000 km nel piano equatoriale e 0° di longitudine. Questo satellite è dotato dello Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager (SEVIRI), il quale osserva circa un terzo della superficie terrestre e acquisisce i dati in 12 canali spettrali, 4 nel visibile e nel vicino infrarosso e 8 nelle lunghezze d'onda dell'infrarosso. La risoluzione temporale è pari a 15 minuti, rendendo possibile una campionatura frequente, in grado

di descrivere compiutamente fenomeni che variano su scale temporali dell'ordine dell'ora. La risoluzione spaziale è di 3 km per i canali standard, mentre il canale 12 (High Resolution Visible, HRV) riesce a scendere fino a 1 km di risoluzione spaziale. In Tabella 1.1 vengono riportati tutti i canali di acquisizione di SEVIRI specificando la banda e le caratteristiche spettrali, e i principali campi d'applicazione. In Figura 1.1 vengono riportate invece le immagini relative ad ogni canale.

Numero canale	Banda spettrale ( $\mu\text{m}$ )	Caratteristiche banda spettrale ( $\mu\text{m}$ )			Principali applicazioni
		$\lambda_{cen}$	$\lambda_{min}$	$\lambda_{max}$	
1	VIS 0.6	0.635	0.56	0.71	Superfici, nubi, campi di vento
2	VIS 0.8	0.81	0.74	0.88	Superfici, nubi, campi di vento
3	NIR 1.6	1.64	1.50	1.78	Superfici, fase della nube
4	IR 3.9	3.90	3.48	4.36	Superfici, nubi, campi di vento
5	WV 6.2	6.25	5.35	7.15	Vapor d'acqua, nubi alte, instabilità atmosferica
6	WV 7.3	7.35	6.85	7.85	Vapor d'acqua, instabilità atmosferica
7	IR 8.7	8.70	8.30	9.1	Superfici, nubi, instabilità atmosferica
8	IR 9.7	9.66	9.38	9.94	Ozono
9	IR 10.8	10.80	9.80	11.80	Superfici, nubi, campi di vento, instabilità atmosferica
10	IR 12.0	12.00	11.00	13.00	Superficie, nubi, instabilità atmosferica
11	IR 13.4	13.40	12.40	14.40	Altezza dei cirri, instabilità atmosferica
12	HRV	Broadband (about 0.4-1.1 $\mu\text{m}$ )			Superficie, nubi

Tabella 1.1: Caratteristiche dei canali spettrali di SEVIRI in termini di lunghezza d'onda centrale, minima e massima e principali applicazioni.

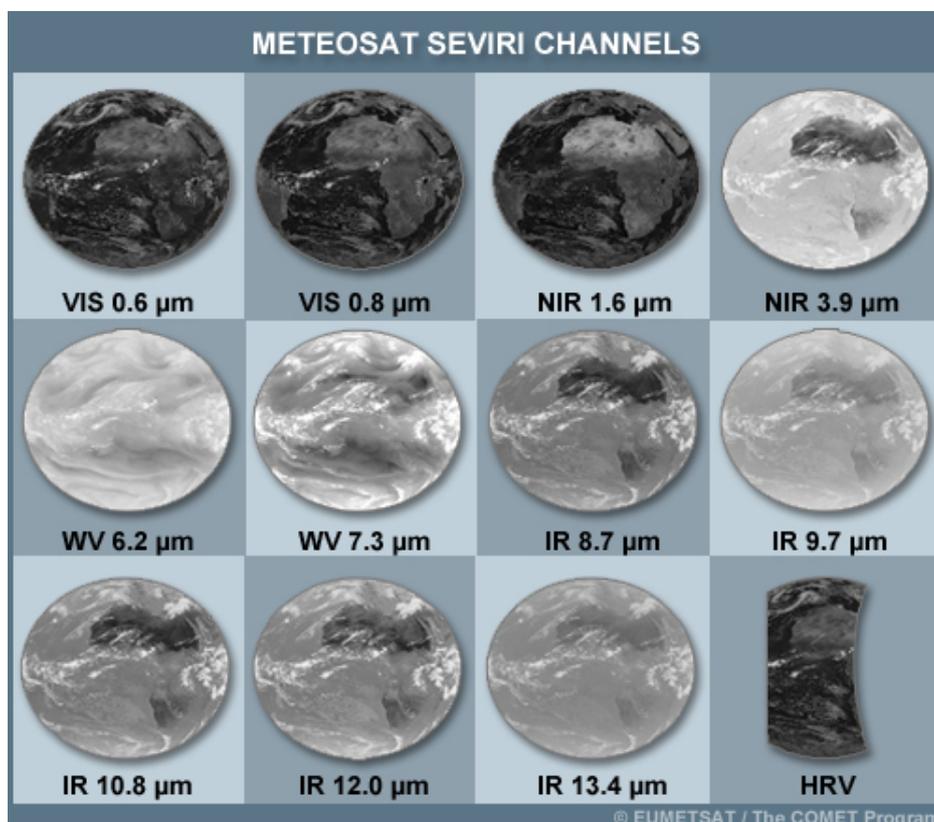


Figura 1.1: Immagini acquisite dai diversi canali del sensore SEVIRI.

### 1.2.2 *Satelliti polari*

I satelliti polari seguono un'orbita che passa sopra o nelle immediate vicinanze di entrambi i poli per ciascuna rivoluzione ad una quota inferiore a 1000 km rispetto alla superficie terrestre. L'orbita presenta pertanto un'inclinazione di  $90^\circ$  (o quasi) rispetto all'equatore e incrocia la linea dell'equatore a longitudini differenti per ogni orbita. I satelliti polari sorvolano una o due volte al giorno una determinata area geografica, e pertanto i dati disponibili sono in numero inferiore, a causa della frequenza di campionamento inferiore rispetto ai satelliti geostazionari. Al contrario la risoluzione spaziale dei satelliti polari può scendere fino a 250 m, permettendo di avere maggiori dettagli nell'analisi delle immagini. Sono satelliti in orbita bassa, infatti sono posti ad un'altezza compresa fra 200 e i 2000 km mentre i satelliti meteorologici sono situati fra i 700 e gli 850 km. In Figura 1.2 possiamo osservare entrambi le tipologie di satellite.

L'Earth Observing System (EOS) è un programma della NASA per l'osservazione della terra dallo spazio, comprendente una serie di satelliti artificiali e di strumenti scientifici posti in orbita attorno al pianeta. Fanno parte di questo programma i satelliti Terra e

Aqua, lanciati nel 1999. A bordo di entrambi i satelliti è presente il Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), che raccoglie dati in 36 bande spettrali compresi tra 0.4 e 14.4  $\mu\text{m}$ , e pertanto spazia nella banda visibile e termica-infrarossa. Generalmente le missioni satellitari in orbita polare hanno vita breve, si parla di circa 3-7 anni al massimo. E' a bordi di questo tipo di satelliti che avviene il telerilevamento nelle microonde. I vantaggi nell'utilizzo di questo metodo di misura sono plurimi: abbiamo una scala sinottica, regolarità di acquisizione, disponibilità di più sensori sulla stessa piattaforma (sullo stesso satellite ho diversi canali d'acquisizione e quindi la possibilità di avere diverse risoluzioni spaziali), osservazioni regolari giorno/notte. Sono presenti però anche diversi svantaggi tra i quali la presenza di copertura nuvolosa e limitata disponibilità di dataset nel tempo (siamo arrivati ad avere, sulla stessa zona, un dato ogni 6 ore).

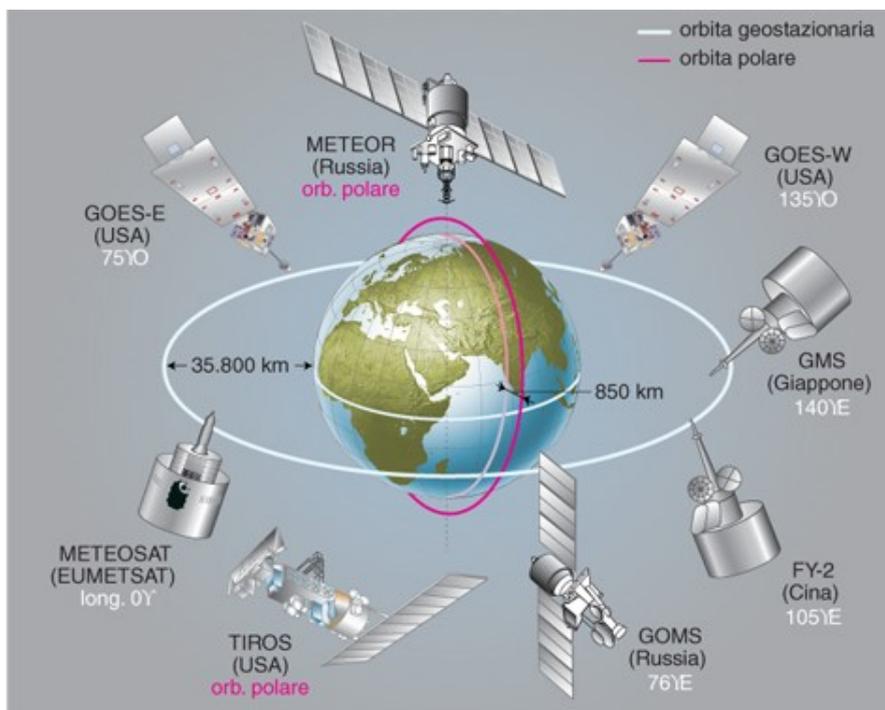


Figura 1.2: Rappresentazione grafica di diversi satelliti geostazionari e polari molti dei quali ancora attualmente in orbita.

### 1.3 Sensori attivi e passivi

Gli strumenti utilizzati per l'acquisizione dei dati possono fornire misure singole di radianza (radiometri) o insiemi di misure di radianza ovvero immagini digitali (termocamere o dispositivi a scansione). Tali strumenti, vengono chiamati sensori e possono essere montati su satelliti in orbita oppure aviotrasportati. Questi permettono di avere informazioni che ad occhio nudo o con qualsiasi altro strumento di misura non avremo potuto avere poiché discriminano le immagini in un gran numero di elementi (suolo, vegetazione, acqua,..) e riconoscono le caratteristiche. Ci sono due tipi di sensori, rappresentati in Figura 1.3, per il rilevamento dati da satellite:

- sensori attivi;
- sensori passivi.

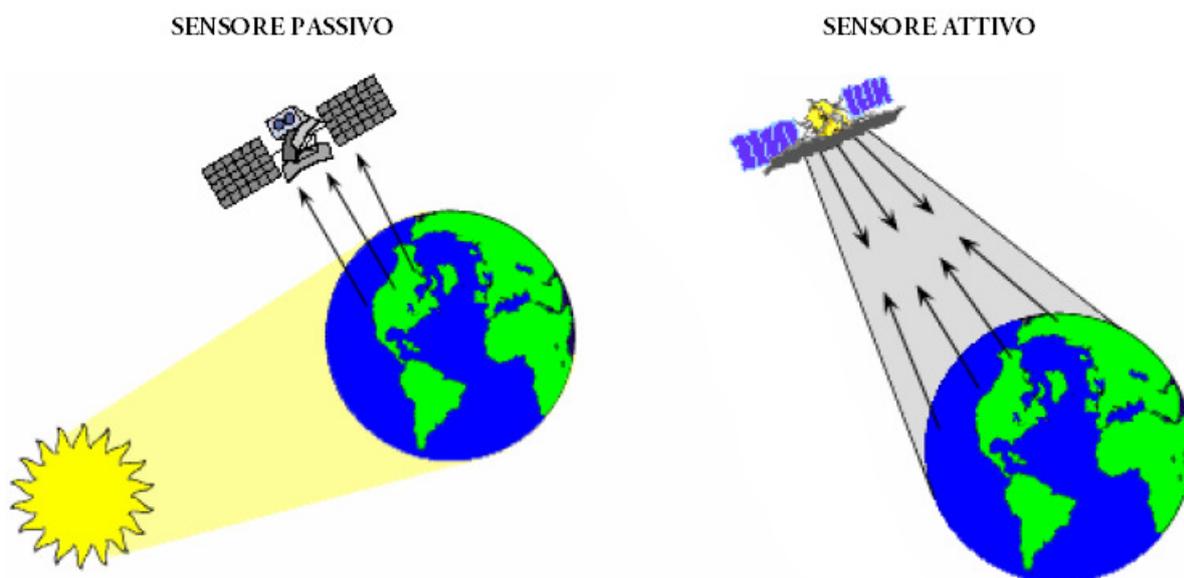


Figura 1.3: Rappresentazione basilare di entrambi i tipi di sensori: attivi e passivi.

### 1.3.1 *Sensori attivi*

I sensori attivi sono dotati di un trasmettitore e di un rilevatore, non hanno bisogno di una sorgente di radiazione ma sono loro stessi a emettere un segnale che torna indietro scatterato. Alcuni esempi sono dati da SAR, scatterometri delle microonde, radar (come ad esempio il TRMM-PR che ci dà una mappatura completa ad alta risoluzione delle aree desertiche), lidar (CALIPSO/CALIOP) etc.. Il processo usato da questi sensori per la trasmissione e per la ricezione tramite antenna è spiegato attraverso l'equazione radar che avremo modo di spiegare successivamente. Nella tipologia attiva di telerilevamento da satellite nelle MW, le caratteristiche dello scattering possono essere derivate dalle sezione d'urto radar calcolata attraverso la relazione tra il potere ricevuto  $P_r$  e dei parametri d'antenna ( $A_r$ ,  $P_t$ ,  $G_t$ ) e le caratteristiche fisiche dell'oggetto preso in esame.

### 1.3.2 *Sensori passivi*

I tipi passivi ricevono la radiazione di microonde emessa da un corpo caldo o riflessa da una sorgente illuminata dall'esterno. Nel VIS la sorgente esterna è tipicamente il Sole mentre nell'IR e MW la radiazione elettromagnetica emessa e rilevata dallo strumento è dovuta alla temperatura interna dell'oggetto osservato. I radiometri sono un esempio di questo tipo di sensore. Altri esempi sono: MSG, MTSAT, GEOS che annoverano numerosi punti di forza tra cui: valutazione dell'altezza e del top della nube, distinzione tra le diverse fasi delle idrometeorie, capacità di individuare nubi precipitanti e convettive. Il processo di ricezione è spiegato usando la teoria del trasferimento radiativo basato sulla legge di Rayleigh Jeans che avremo modo di approfondire in seguito. Nella tipologia passiva, le caratteristiche di un oggetto possono essere dedotte dalla relazione tra il potere ricevuto e le caratteristiche fisiche dell'oggetto come ad esempio l'attenuazione e/o la radiazione caratteristiche.

In entrambi i tipi, i sensori devono essere progettati considerando la frequenza ottimale necessaria per l'osservazione degli oggetti.

### 1.3.3 *Sistemi di scansione*

Per entrambi le tipologie dei suddetti sensori abbiamo diversi sistemi tramite i quali può avvenire la raccolta dati. Di seguito elencheremo brevemente i principali:

- Whisk broom: un sensore con un sistema di scansione tipo whisk broom o across track acquisisce pixel per pixel radiazione emessa o riflessa descrivendo una linea sulla super-

ficie (swath line) ortogonalmente alla traiettoria del satellite. Il principale svantaggio è di avere un campo di vista istantaneo (IFOV) variabile col movimento dello scanner; la risoluzione al suolo peggiora allontanandosi dal nadir.

- Push broom: un sistema di misura con un meccanismo di scansione tipo push broom o along track acquisisce con una serie di sensori disposti su un array, tutta la radiazione emessa o riflessa perpendicolarmente alla direzione di volo del satellite. In questo caso, la dimensione di una singola cella risolta nell'unità di tempo si conserva.

- Conical type: un sistema di scansione di tipo conical (across track) permette l'acquisizione della radiazione emessa o riflessa dalla superficie perpendicolarmente alla traiettoria del satellite utilizzando un riflettore posizionato a  $45^\circ$  rispetto all'asse di rotazione. Con questa geometria, la superficie osservata è catturata all'interno di un "cono di illuminazione". La dimensione dell' IFOV rimane invariata durante l'acquisizione.

In conclusione possiamo dire che in base ai campi di applicazione secondo cui una certa missione spaziale è concepita si caratterizza la tipologia di satellite, la strumentazione di bordo e le caratteristiche tecniche e radiometriche dei sensori.

## 1.4 Antenne: tipologie e caratteristiche

L'antenna è un trasduttore capace di trasformare corrente elettrica ad alte frequenze in onde radio e viceversa. Questi strumenti vengono usati infatti per trasmettere e ricevere onde radio. Ci sono molti tipi di antenne da taglie molto piccole (come quelle presenti nei telefoni senza fili) o antenne molto grandi (arrivano a 100 m di diametro e sono quelle utilizzate per captare le onde radio in astronomia).

Gli strumenti usati nel telerilevamento da satellite nelle MW sono denominati radiometri per quanto riguarda i sensori passivi mentre per quanto riguarda quelli attivi parliamo di altimetri e scatterometri.

Le antenne sono principalmente divisibili in tre tipologie: antenna di matrice, antenna di riflessione, antenna a corno.

### 1.4.1 *Antenna a corno*

L'antenna a corno, mostrata in Figura 1.4, così come il corno conico o il corno rettangolare è usata per fornire potere al riflettore dell'antenna, per la calibrazione dei radiometri nelle MW a basse temperature e per la calibrazione di radar attivi.

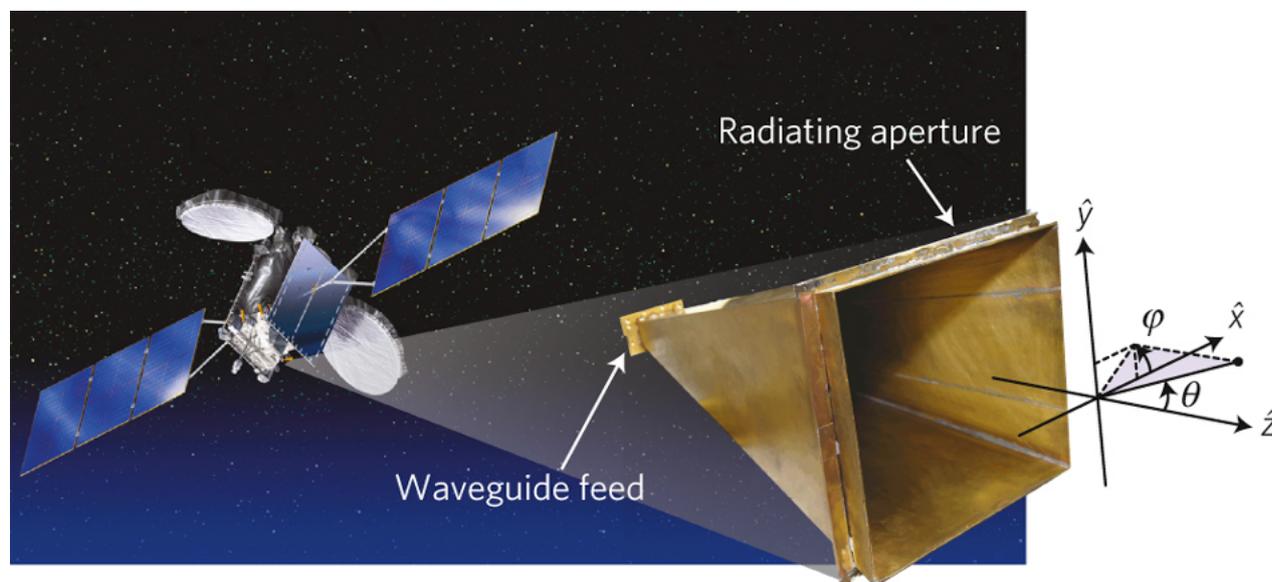


Figura 1.4: Rappresentazione di un'antenna a corno.

### 1.4.2 *Antenna di riflessione*

L'antenna di riflessione così come un'antenna parabolica, Figura 1.5 (a), e un'antenna di tipo Cassegrain, Figura 1.5 (b), sono composte principalmente radiatori e specchi riflettenti. E' usata per radiometri nelle microonde, altimetri e scatterometri. In casi di scansione di grandi angoli, tutte le antenne saranno controllate, mentre in caso di scansione di piccoli raggi, saranno controllati soltanto il radiometro o lo specchio riflettente.

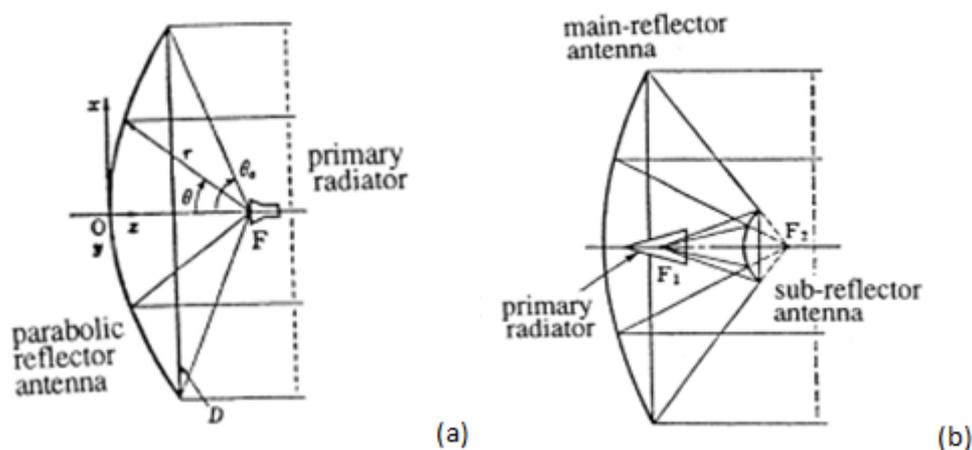


Figura 1.5: Strutture delle due tipologie principali di antenne di riflessione: (a) antenna di riflessione parabolica; (b) antenna di Cassegrain.

### 1.4.3 *Array di antenne*

L'array di antenne, come è possibile vedere dalla Figura 1.6, è composta da tanti elementi di array (lineare, di area, non formale). Gli elementi delle antenne sono dipoli con lunghezza d'onda dimezzata, piccoli pezzi di stringa e fessure guida di onde. L'essere incapaci di scansionare fasci senza cambiare gli angoli di osservazione di ogni array d'antenna e la generazione di fasci di forma appropriata attraverso un'eccitazione selettiva della distribuzione di corrente di ogni elemento sono due dei vantaggi di questo tipo di antenna. Sono usate per aperture radar sintetiche (SAR) e reali.



Figura 1.6: Esempio di array di antenne

#### 1.4.4 *Principali caratteristiche delle antenne*

Un' antenna ordinaria è usata per la trasmissione di onde radio o per riceverle in/da una specifica direzione. Il potere relativo, dato come una funzione del raggio del fascio è chiamato modello di radiazione o modelli di fascio. In generale questo è dato in un sistema di coordinate ortogonali o polari. Le caratteristiche di questo modello possono essere determinate attraverso una trasformazione di Fourier per la distribuzione di aperture. Se l'apertura ha dimensione infinita, il modello del fascio dovrebbe essere un modello a impulso. Ma visto che le antenne attuali hanno dimensioni finite, il modello del fascio ha diversi lobi rispetto al fascio di angoli come possiamo osservare esplicitamente nella Figura 1.7 dove vediamo rappresentato questo modello con i diversi lobi. Il punto con zero potere è chiamato il nulla e il modello fra due nulli è chiamato lobo. Il lobo centrale più grande è chiamato lobo principale, mentre gli altri vengono chiamati lobi laterali. L'ampiezza del fascio dell'antenna è definito come l'ampiezza del fascio al livello 3dB che scende dal picco del lobo principale (equivale alla metà del potere dell'ampiezza del fascio). La differenza tra i picchi del lobo principale e quelli del più grande lobo laterale è chiamato livello di lobo laterale.

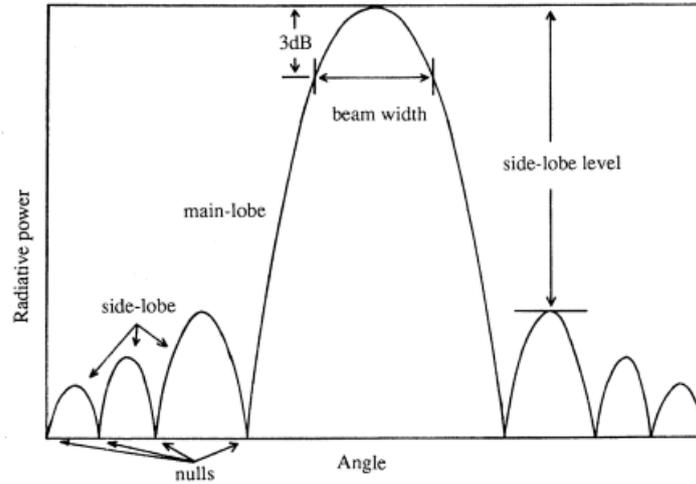


Figura 1.7: Termini caratteristici relativi all'antenna come vengono mostrati dal modello di radiazione

Il guadagno d'antenna è dato dal rapporto della densità di potere dell'antenna con una data costante di potere ad un angolo specifico. Quando questo parametro viene ottenuto da un'antenna isotropica standard viene definito guadagno standard. Il rapporto fra la densità di potere a uno specifico angolo e il potere di densità medio determinato da tutto il potere radiativo è chiamato direttività:

$$G_d(\vartheta, \varphi) = \frac{4\pi |E(\vartheta, \varphi)|^2}{\int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^\pi |E(\vartheta, \varphi)|^2 \sin\vartheta d\vartheta}$$

Dove:

$E(\theta, \varphi)$ : campo di forza alle direzioni

$\theta$ =angolo orizzontale

$\varphi$ =angolo verticale

Generalmente le caratteristiche di ricezione e trasmissione dell'antenna sono identiche l'una all'altra.

## Capitolo 2

# Principi fisici del telerilevamento satellitare nelle microonde

### 2.1 Le leggi di corpo nero

Ogni corpo la cui temperatura sia al di sopra dei  $0^{\circ}\text{C}$  emette energia sotto forma di irraggiamento. Da ciò si può comprendere come la capacità di emettere energia sia strettamente legata alla capacità di assorbirla: se un'alta capacità di emissione non fosse "bilanciata" da un'alta capacità di assorbimento, tutta l'energia di un corpo andrebbe perduta ed esso raggiungerebbe una temperatura prossima allo zero assoluto. Quindi, di norma, un buon emettitore è anche un buon assorbitore, e viceversa. In Figura 2.1 vengono schematizzate le due situazioni precedenti: il corpo nero come buon emettitore e il corpo nero come buon assorbitore. Le leggi fisiche alla base del telerilevamento descrivono il comportamento di un oggetto ideale che, posto ad una temperatura assoluta  $T$ , in totale assenza di fenomeni di riflessione ( $\rho$ ) e trasmissione ( $\tau$ ) è in grado di assorbire ( $\alpha$ ) e ri-emettere ( $\epsilon$ ) tutta la radiazione elettromagnetica con cui è investito indipendentemente dalla radiazione incidente. Questo oggetto ideale prende il nome di corpo nero (in virtù del fatto che le superfici che tendono ad assorbire una grande quantità di radiazioni senza rifletterle appaiono ai nostri occhi di colore nero).

$\alpha=\epsilon=1$  Radiatore o emettitore perfetto (CN)

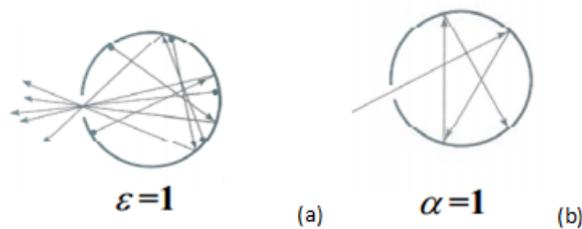


Figura 2.1: Modello del corpo nero come: (a) perfetto emettitore (b) perfetto assorbitore

Questo modello, proprio per le sue caratteristiche peculiari, non esiste in natura, ma può essere ottimamente approssimato a livello sperimentale da un corpo cavo con le pareti esterne ed interne annerite con nero fumo (sostanza in grado di assorbire il 97% della radiazione incidente) che presenta un solo piccolo foro. Lo spettro di emissione del corpo nero è rappresentato da una curva che esprime il potere emissivo in funzione della lunghezza d'onda della radiazione emessa: a ogni valore di temperatura del corpo nero corrisponde una diversa curva dello spettro. Prima che Plank elaborasse la teoria dei quanti, lo studio dell'emissione di un corpo nero aveva condotto alla formulazione di leggi ricavate empiricamente: la legge di Stefan-Boltzmann e la legge di Wien. Elenchiamo brevemente le principali caratteristiche del CN:

-Lo spettro del CN (densità di energia irradiata) dipende solo dalla temperatura superficiale  $T_s$ .

-Per ciascuna lunghezza d'onda ( $\lambda$ ) e per ogni valore di  $T_s$ , la radiazione di corpo nero è la massima quantità di energia radiante (flusso di radiazione per unità di superficie) che un corpo reale possa emettere per quei valori di  $\lambda$  e  $T_s$ .

-Ogni materiale posto a  $T \neq 0$  K emette radiazione elettromagnetica a spese del moto di agitazione termica degli atomi che lo compongono. Raggiunte le condizioni di equilibrio termodinamico ( $T=\text{costante}$ ), lo spettro di emissione sarà quello del corpo nero.

-All'aumentare di  $T_s$ , la quantità totale di energia emessa da un corpo nero a una data temperatura aumenta in funzione della quarta potenza della temperatura stessa, secondo la legge di Stefan-Boltzmann che vediamo rappresentata in Figura 2.2:

$$I(T) = \int_0^{\infty} I_{\nu}(T) d\nu = \sigma T_s^4$$

dove:

$$\sigma = \frac{2\pi^5 k^4}{15c^2 h^3} = 5.67051 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^{-4} \text{ Costante di Stefan-Boltzmann}$$

$I_\nu(T)$ =Radianza di corpo nero

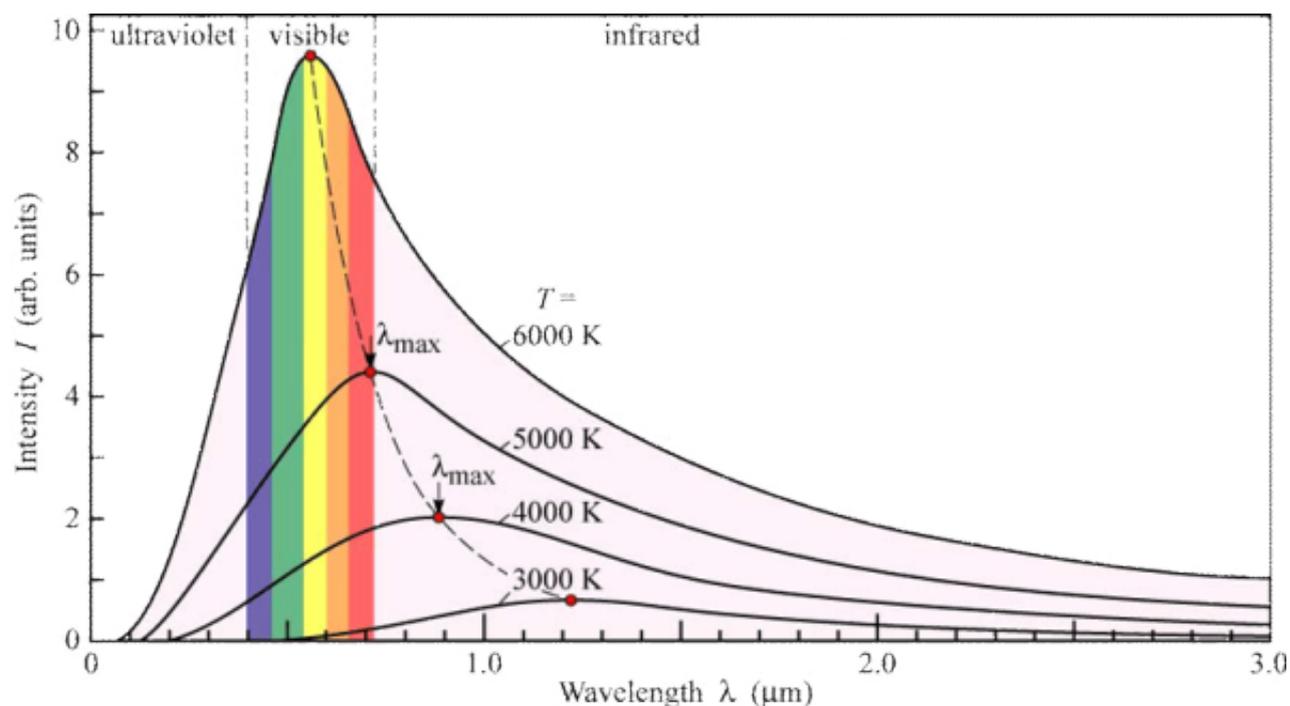


Figura 2.2: Comportamento del corpo nero secondo la legge di Stefan-Boltzmann: vediamo come cambia la curva a diverse temperature in funzione della lunghezza d'onda e dell'intensità della radiazione.

Dalla Figura 2.2 possiamo vedere che a temperature via via crescenti, si ha uno "spostamento" del picco della distribuzione. Ciò significa che a temperature crescenti la radiazione responsabile dell'emissione della più grande quantità di energia, ovvero la radiazione caratteristica del corpo a quella determinata temperatura, ha frequenze via via più alte. Il legame che intercorre tra la temperatura e la lunghezza d'onda per la quale l'emissione è massima, è espresso dalla Legge di Wein, o legge dello spostamento:

$$\lambda_{\max} T \cong 2.8977686 \cdot 10^{-3} mK$$

dove:

T = temperatura assoluta del corpo nero

Abbiamo un valore della frequenza massima pari a:  $\nu_{\max} = 5.88 \cdot 10^{10}T$ .

Alla fine del XIX secolo tutti i tentativi per spiegare attraverso le leggi classiche il comportamento dello spettro erano falliti, fino a quando, nel 1900, M. Plank suggerì che gli atomi della cavità si comportassero come degli oscillatori armonici, di frequenza  $\nu$ , e che ciascuno di essi potesse assorbire o emettere energia solo in quantità proporzionali alla loro frequenza secondo una costante, detta costante di Plank, secondo un'espressione del tipo:

$$E = h\nu$$

L'ipotesi di Plank implicava che l'energia fosse quantizzata.

Attraverso quest'assunzione e ricordando che  $c = \lambda\nu$ , Plank ricavò la legge della densità di energia nella radiazione del corpo nero in funzione della sua frequenza:

$$I_\nu(T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{e^{\frac{h\nu}{kT}} - 1} W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$$

dove:

$c$ (velocità della luce) =  $3 \cdot 10^8$  m/s

$h$ (costante di Plank) =  $6,626 \cdot 10^{-34}$  Js

$k$ (costante di Boltzmann) =  $1,38 \cdot 10^{-23}$  J/K

L'energia totale della legge di Stefan-Boltzmann è rappresentata dall'area racchiusa dalla curva descritta dalla legge di Plank, mentre la legge di Wein si ottiene trovando il punto corrispondente al massimo della curva di Plank.

Vediamo ora come cambia la legge di Plank se prendiamo in esame alte o basse frequenze.

### 2.1.1 *Approssimazione di Rayleigh-Jeans*

Il campo elettromagnetico che costituisce la radiazione in una cavità viene schematizzato da Rayleigh come un sistema di vibrazioni di un mezzo elastico che, in prima approssimazione, è inteso essere una corda vibrante con estremi fissi (onde stazionarie). Per basse frequenze, ovvero  $h\nu \ll kT$ , esplicitando lo sviluppo dell'esponenziale troviamo:  $I_\nu(T) \sim \frac{2\nu^2 kT}{c^2}$  e prende il nome di approssimazione di Rayleigh-Jeans valida solo per basse frequenze poiché, per alte frequenze, si andrebbe incontro a un fenomeno

denominato catastrofe ultravioletta, infatti secondo quest'approssimazione, per lunghezze d'onda tendenti a zero, l'energia irradiata tenderebbe all'infinito. Possiamo osservare graficamente questo fenomeno in Figura 2.3. In realtà le evidenze sperimentali mostrano che per lunghezze d'onda tendenti a zero, anche la radianza spettrale vi tende.

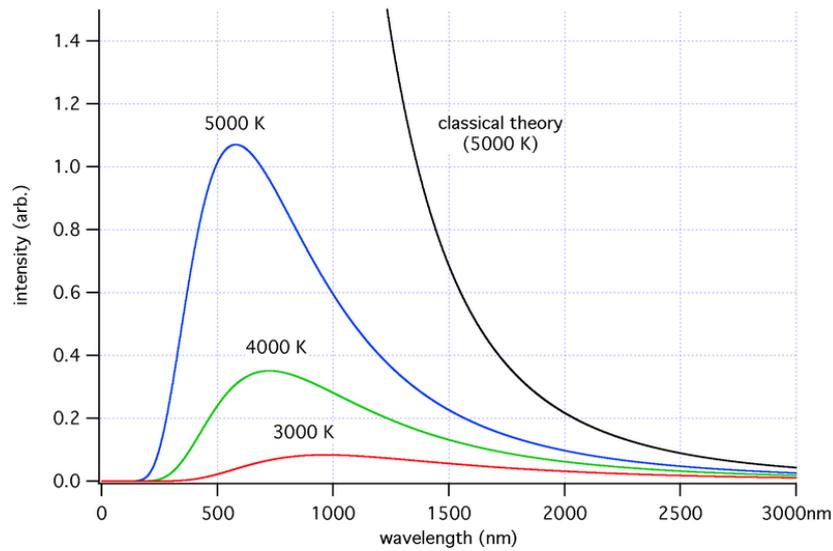


Figura 2.3: Rappresentazione dell'approssimazione di Rayleigh-Jeans e del fenomeno della catastrofe ultravioletta riportato in figura sotto il nome di “classical theory”.

### 2.1.2 *Approssimazione di Wien*

Wilhelm Wien trattò la radiazione all'interno di una cavità in modo analogo a un gas di molecole e riuscì a riprodurre l'andamento generale della curva di corpo nero, inclusa la presenza di un massimo di emissione, ma la sua teoria falliva nel riprodurre i dati sperimentali alle grandi lunghezze d'onda. Per alte frequenze, ovvero  $h\nu \gg kT$ , otteniamo:  $I_\nu(T) \sim \frac{2h\nu^3}{c^2} e^{-\frac{h\nu}{kT}}$  e prende il nome di Approssimazione di Wien, già accennata in precedenza. In Figura 2.1.2 possiamo mettere a confronto le due diverse approssimazioni con i risultati sperimentali.

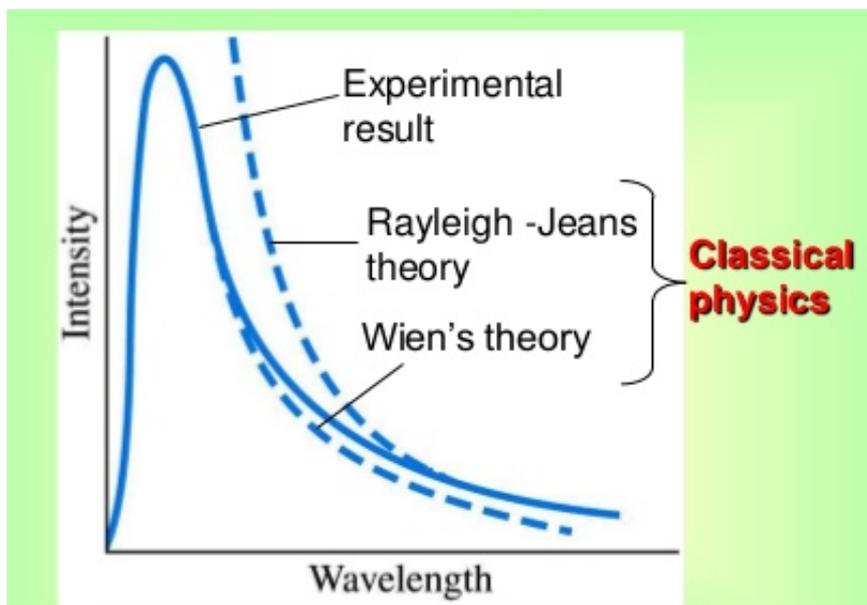


Figura 2.4: Confronto fra l'approssimazione di Wien, l'approssimazione di Rayleigh-Jeans e i risultati sperimentali.

### 2.1.3 *I corpi reali: corpi grigi*

Tuttavia i corpi neri sono corpi ideali, i corpi reali vengono chiamati corpi grigi e possono essere studiati con relazioni simili a quelle del corpo nero (vedi Figura 2.5 per i diversi spettri). Questi oggetti non assorbono/emettono tutta la radiazione incidente ma emettono/riflettono una parte. È necessario perciò introdurre dei coefficienti sperimentali correttivi, emissività e coefficienti di assorbimento, in grado di tenere conto rispettivamente della emissione reale e dell'assorbimento reale. La loro caratteristica è di avere il coefficiente di assorbimento  $\alpha_\lambda < 1$ .

Avremo per cui:

$$\text{-Assorbanza: } \alpha_\lambda(T, \varphi) = \frac{L_{\lambda a}(T, \varphi)}{L_{\lambda i}(T, \varphi)}$$

$$\text{-Riflettività: } \rho_\lambda(T, \varphi) = \frac{L_{\lambda r}(T, \varphi)}{L_{\lambda i}(T, \varphi)}$$

$$\text{-Trasmissività: } \tau_\lambda(T, \varphi) = \frac{L_{\lambda t}(T, \varphi)}{L_{\lambda i}(T, \varphi)}$$

$$\text{-Emissività: } \epsilon_\lambda(T, \varphi) = \frac{L_{\lambda e}(T, \varphi)}{B_\lambda(T, \varphi)}$$

Dove:

$L_{\lambda i}$  = Radiazione incidente

$L_{\lambda t}$  = Radiazione trasmessa

$L_{\lambda r}$  = Radiazione riflessa

$L_{\lambda a}$  = Radiazione assorbita

$L_{\lambda e}$  = Radiazione emessa

Per la conservazione dell'energia:  $L_{\lambda i} = L_{\lambda r} + L_{\lambda t} + L_{\lambda a}$

### 2.1.4 *Legge di Kirchhoff*

Nel 1859 Kirchhoff, su considerazioni termodinamiche, stabilisce che, all'equilibrio termodinamico il rapporto dei poteri emissivo e assorbente di un corpo, dipende solo dalla temperatura:

$$\frac{e(\nu, T)}{\alpha(\nu, T)} = B(\nu, T)$$

dove:

$B$  = intensità specifica della radiazione o radianza specifica

$B(\nu, T)$  è una funzione universale la quale determinazione specifica è ancora causa di molti studi. Visto che per un corpo nero, come abbiamo visto precedentemente,  $\alpha = 1$ , questa funzione coinciderà interamente col potere emissivo del corpo.

Considerando una cavità idealmente "nera", chiusa a temperatura  $T$ , l'intensità della radiazione che nell'unità di tempo  $dt$  raggiunge l'elemento di superficie  $dA$ , posto alla stessa temperatura (equilibrio termodinamico locale), è la radiazione isotropa di

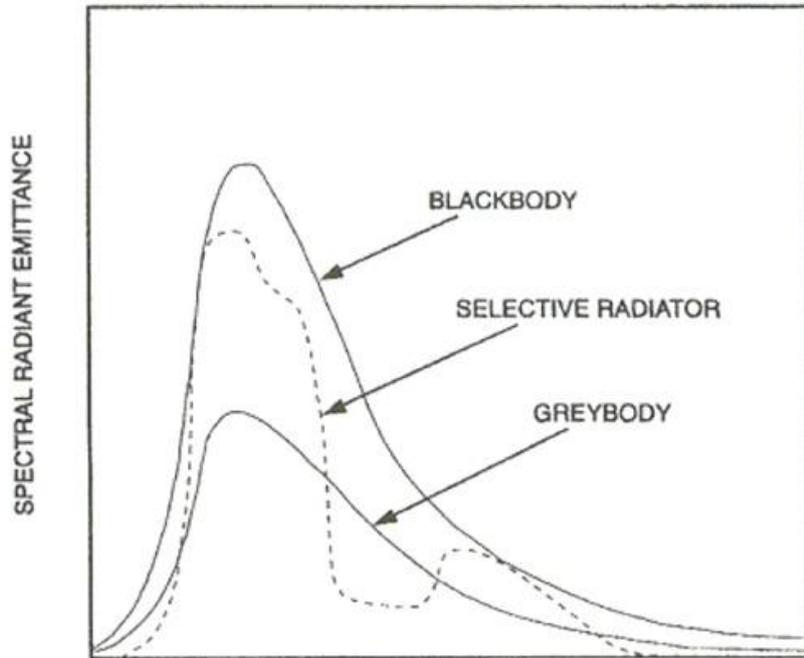


Figura 2.5: Confronto tra lo spettro di radianza del corpo nero e corpo grigio.

intensità. Quindi:

$$L_{\lambda\alpha}(T) = L_{\lambda e}(T) = B_{\lambda}(T)$$

Per conservare l'isotropia della radiazione, il flusso della radiazione assorbita e di quella emessa e devono uguagliarsi:

$$dE_{\lambda} = \epsilon_{\lambda}(T, \varphi) B_{\lambda}(T) dA \cos \theta dt \rightarrow \alpha_{\lambda}(T, \varphi) = \epsilon_{\lambda}(T, \varphi)$$

Poiché, come abbiamo detto in precedenza, per i corpi grigi abbiamo  $\alpha_{\lambda} < 1$  segue che, soprattutto per quanto riguarda le MW:  $0 < \epsilon_{\lambda}(T, \varphi) < 1$ . Questa legge può essere considerata valida soltanto per quanto riguarda i primi 50 km dell'atmosfera, oltre le collisioni molecolari fra i vari materiali sono molto più discontinue perciò si formano regioni con diverso gradiente di temperatura. Anche nelle onde d'urto, nelle esplosioni nucleari e nelle attività temporalesche abbiamo la violazione delle condizioni di equilibrio locale e la suddetta legge perde di veridicità.

## 2.2 Interazione col mezzo materiale: Scattering e Assorbimento

Lo scattering e l'assorbimento di una radiazione da parte di molecole di gas e aerosol contribuiscono all'estinzione della radiazione che attraversa l'atmosfera. Ciascuno di questi contributi dipende dall'intensità della radiazione lungo il cammino, dalla concentrazione locale di gas e o particelle responsabili dell'assorbimento e dello scattering e infine da l'efficacia degli assorbitori e degli scatterometri.

Consideriamo un fascio di radiazione che passa attraverso un piccolo strato dell'atmosfera lungo un cammino specifico. Per ogni tipo di molecola di gas e particella con cui interagisce il fascio monocromatico, l'intensità di questo diminuita di un fattore:

$$dI_\lambda = -I_\lambda K_\lambda N \sigma ds$$

dove:

$N$ : è il numero di particelle per unità di volume dell'aria

$\sigma$ : è la sezione d'urto di ogni particella

$K_\lambda$ : è l'efficacia, adimensionale, di scattering assorbimento

$ds$ : lunghezza del cammino differenziale lungo il cammino del raggio della radiazione incidente.

L'efficienza di estinzione rappresenta gli effetti combinati dello scattering e dell'assorbimento nello smorzamento dell'intensità della radiazione che passa attraverso lo spessore. In caso di costituenti gassosi atmosferici, è spesso conveniente esprimere il tasso di scattering o assorbimento nella forma:

$$dI_\lambda = -I_\lambda \rho r k_\lambda ds$$

Dove:

$\rho$ : è la densità dell'aria

$r$ : è la massa del gas assorbente per unità di massa dell'aria

$k_\lambda$ : è il coefficiente della massa d'assorbimento

Nelle espressioni precedenti  $K_\lambda N \sigma$  sono i coefficienti dello scattering di volume, assorbimento o estinzione, in base al contesto e sono espressi in  $m^{-1}$ . I contributi delle varie specie di gas e particelle sono additivi come lo sono pure i contributi di scattering e assorbimento per l'estinzione del raggio di radiazione incidente:  $K_\lambda(\text{estinzione}) = K_\lambda(\text{scattering}) + K_\lambda(\text{assorbimento})$ .

La radiazione diffusa di una singola particella dipende da diversi fattori: dimensione (sezione d'urto trasversale), forma, indice di rifrazione, geometria di vista e lunghezza d'onda d'osservazione. In particolare, per una particella di forma sferica, la radiazione diffusa dipende solo da tre dei parametri sopra citati: l'angolo di vista, il parametro di forma e l'indice di rifrazione secondo la relazione:

$$\chi \equiv \frac{2\pi r}{\lambda}$$

## 2.3 Scattering di superficie

Lo scattering di superficie è definito come lo scattering che prende parte solo nella superficie limite tra due materiali diversi ma omogenei.

In caso di superficie liscia ci sarà una riflessione speculare con un angolo simmetrico a quello incidente. L'intensità della riflessione speculare è data dalla riflettività di Fresnel, che aumenta in accordo con l'aumento della permittività complessa.

All'aumentare della rugosità della superficie, come accade sui suoi suoli reali in realtà, rimangono soltanto le componenti diffuse senza nessuna componente di riflessione speculare. Lo scattering di superficie dipende dalla relazione tra lunghezza d'onda della radiazione elettromagnetica e la rugosità della superficie che è definita dai criteri di Rayleigh o Fraunhofer:

Rayleigh: se  $\Delta h < \frac{\lambda}{8\cos\theta}$ , la superficie è liscia

Fraunhofer: se  $\Delta h < \frac{\lambda}{32\cos\theta}$ , la superficie è liscia

Dove:

$\Delta h$  = deviazione standard della rugosità di superficie

$\theta$  = angolo incidente

$\lambda$  = lunghezza d'onda

In generale il coefficiente di scattering, ossia lo scattering per unità di superficie, è in funzione dell'angolo incidente e di quello di diffusione. In ogni caso, nel telerilevamento da satellite, l'angolo di scattering e quello incidente coincidono poiché l'antenna del radar o lo scatterometro sono posti nel medesimo posto dell'antenna di trasmissione. Perciò bisogna tenere conto solo del lo scattering all'indietro (backscattering) retro scatteraggio. L'area della sezione radar  $\Sigma\sigma_i A_i$  è data dalla seguente equazione:

$$\Sigma\sigma_i = \frac{P_r(4\pi)^3 R^4}{P_t G^2 \lambda^2}$$

dove:

G= guadagno dell'antenna

R= distanza tra il radar e l'oggetto

$\lambda$ = lunghezza d'onda

$P_t$ = potere di trasmissione

$P_r$ = potere ricevuto

$A_i$ = area differenziale della superficie di diffusione

L'area di diffusione per unità di area  $\sigma^\circ$  è chiamato coefficiente di Backscattering:

$$\sigma^* = \sigma_i/A_i$$

Il suddetto coefficiente dipende dalla rugosità della superficie e dall'angolo incidente e il suo andamento è mostrato in Figura 2.6.

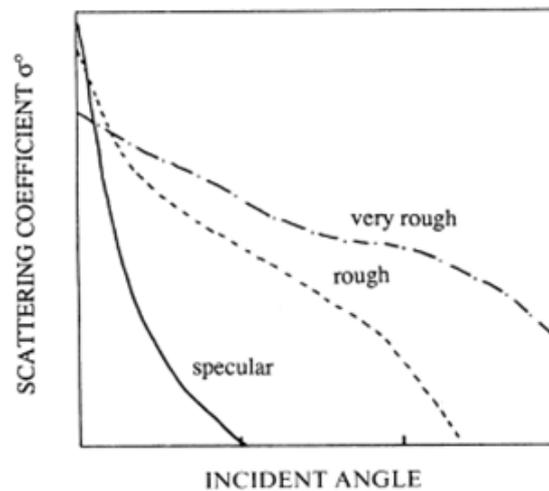


Figura 2.6: Andamento del coefficiente di backscattering in funzione dell'angolo incidente.

## 2.4 Scattering di volume

Lo scattering di volume è definito come lo scattering che avviene in un mezzo quando una radiazione elettromagnetica trasmette da un mezzo ad un altro. Esempi di questo sono dati dallo scattering di alberi o rami, sotto la superficie o strati di terra, neve, ecc.. Lo scattering di volume può essere osservato se la radiazione di microonde penetra in un mezzo. La profondità di penetrazione  $\delta$  è definita come la distanza in cui il potere incidente si attenua di un fattore esponenziale di  $1/e$ . L'intensità dello scattering di volume è proporzionale alla discontinuità induttiva in un mezzo e alla densità di un materiale eterogeneo. L'angolo di diffusione dipende dalla rugosità di superficie, lunghezza d'onda e permittività relativa.

In Figura 2.7 (a) viene rappresentato lo scattering di volume in caso di pioggia, che è una funzione della lunghezza d'onda e del fattore Z:

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda} |k|^2 \Sigma D_i^6 = \frac{\pi^5}{\lambda} |k|^2 Z$$

dove:

D: diametro di una goccia d'acqua

K: costante ( $k = (\epsilon - 1)/(\epsilon + 2)$ )

Z: fattore Z ( $Z = \Sigma D_i^6$ )

$\lambda$ : lunghezza d'onda

In caso di neve e terra, lo scattering di volume, rappresentato in Figura 2.7 (b), e quello di superficie vanno considerati insieme, nonostante quest'ultimo fattore sia piccolo. Avremo un errore sulla misura sul coefficiente dello scattering di superficie a causa degli effetti di quello di volume. In presenza di foresta invece è necessario introdurre un modello dello scattering di volume, che vediamo esplicitamente in Figura 2.7 (c), a causa di foglie e rami così come in quello di superficie in presenza delle corone degli alberi, e gli effetti dell'angolo di riflessione dovuto al suolo e al tronco degli alberi.

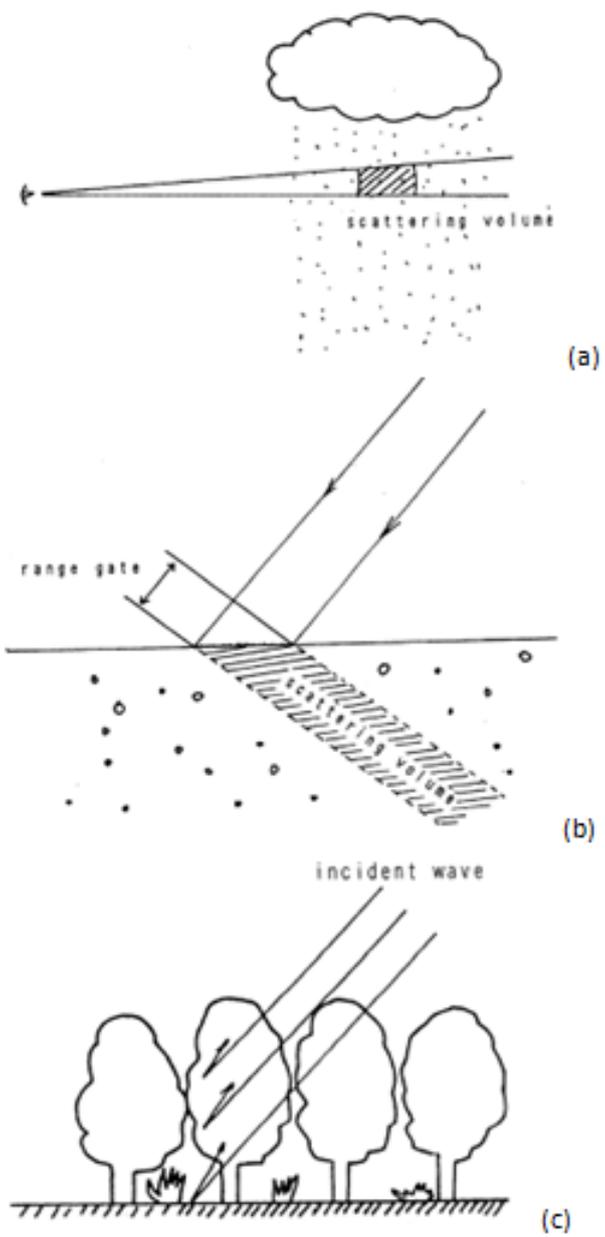


Figura 2.7: Viene rappresentato lo scattering di volume in tre diversi casi: (a) per la pioggia; (b) per il suolo e la neve; (c) per la foresta.

## 2.5 Equazione di trasferimento radiativo(RTE)

Il trasferimento radiativo è il fenomeno fisico del trasferimento di energia sotto forma di radiazione elettromagnetica. La propagazione di radiazione attraverso un mezzo (Figura 2.8) è influenzata da processi di assorbimento, di emissione e di diffusione. Possiamo incorporare gli effetti dell' emissione e dell' assorbimento in una equazione singola dando la variazione dell' intensità specifica lungo un raggio.

$$\frac{dL_I}{ds} = L_{I\alpha} + L_{Ie} + L_{Is_{out}} + L_{Is_{in}}$$

dove:

$L_{I\alpha}$  e  $L_{Is_{out}}$  = sottrazine di radiazione (source terms)

$L_{Ie}$  e  $L_{Is_{in}}$  = incremento di radiazione (source terms)

Prendendo in esame le componenti di assorbimento e quella di emissione avremo le seguenti espressioni:

$$L_{\alpha\lambda} = -\rho \cdot B_\alpha(\lambda) = -\sigma_\alpha(\lambda) \cdot L_\lambda$$

$$L_{e\lambda} = \epsilon \cdot B_\lambda(T) = +\sigma_e(\lambda) \cdot B_\lambda(T)$$

$$L_{\lambda s_{out}} = -\sigma_s(\lambda) \cdot L_\lambda$$

$$L_{\lambda s_{in}} = +\sigma_s(\lambda) \cdot \langle L'_\lambda \rangle \text{ con } \langle L'_\lambda \rangle = L_\lambda(\theta, \vartheta, p(\varphi_s))$$

dove:

$L_{\lambda s_{in}}$  = Radiazione scatterata nella direzione del raggio primario

$L_{\lambda s_{out}}$  = Radiazione scatterata fuori fuori la direzione del raggio primario

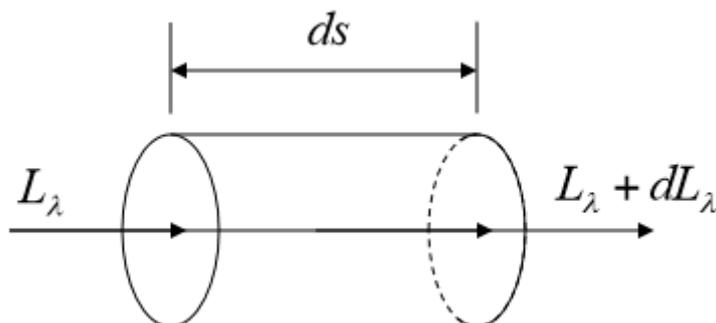


Figura 2.8: Cilindro con radiazione entrante  $L_\lambda$  e radiazione uscente  $L_\lambda + dL_\lambda$

L' equazione del trasferimento rappresenta un formalismo utile con il quale ricavare la variazione dell' intensità della radiazione di un'onda monocromatica in un mezzo che

emette ed in uno che assorbe: questa infatti varia attraverso il mezzo. In particolare, l'energia di un raggio entrante diminuirà a causa dell'assorbimento del mezzo e alla deviazione di una frazione della radiazione dalla traiettoria originale dovuta allo scattering. Allo stesso tempo, la radiazione termica di emissione dovuta al volume del materiale manterrà l'equilibrio di energia netta del flusso grazie al processo di estinzione.

Questa formulazione incorpora gli effetti macroscopici della radiazione in una sola equazione, collegandoli ai due coefficienti di emissione e assorbimento. Quando è presente lo scattering puro all'interno di un mezzo, la soluzione dell'equazione del trasferimento radiativo è più difficile, questo perché l'emissione sull'angolo solido dipende dall'intensità sull'angolo solido di scatteraggio, integrato sopra l'ultimo. L'equazione del trasferimento diventa poi una equazione integro-differenziale, che in generale deve essere risolta tramite tecniche numeriche.

## 2.6 Equazione di Schwarzschild

Prendiamo una radiazione monocromatica di intensità  $L_\lambda$  che attraversa uno strato di atmosfera  $dz$  con un angolo  $\theta$  rispetto alla verticale. Voglio calcolare la variazione di intensità  $dL_\lambda$  tenendo conto che la radiazione viene sia assorbita che emessa dall'atmosfera:

$$dL_\lambda = -(L_{\alpha\lambda} - B_\lambda(T)) \cdot d\delta_\lambda$$

dove:

$d\delta_\lambda$  = spessore ottico verticale

Quando una radiazione passa attraverso una regione isoterma, la sua intensità monocromatica si avvicina esponenzialmente quella di una radiazione di corpo nero corrispondente alla temperatura della suddetta regione. In caso della radiazione solare assorbita, lo spessore ottico verticale è fortemente dipendente dall'angolo di zenitale, la dipendenza impiegata nella progettazione dei radiometri sui satelliti a scanner settoriale, che monitorano la radiazione emessa attraverso un cammino obliquo e molto lungo attraverso l'atmosfera per la quale il livello di unità della profondità ottica è visto ad una densità dell'aria molto bassa. Con questi strumenti è possibile campionare la radiazione emessa da livelli molto più alti dell'atmosfera di quanto sia possibile con gli strumenti che invece sfruttano l'angolo di nadir. Il livello dello spessore ottico verticale della radiazione emessa è fortemente dipendente anche dalla lunghezza d'onda della radiazione e dal profilo verticale delle concentrazioni dei vari gas.

Integrando la precedente equazione troviamo l'intensità della radiazione monocromatica  $L_\lambda$  che raggiunge hTOA (top of the atmosphere):

$$L_\lambda = L_0 \cdot \tau_0^\mu + \int_{h_0}^{hTOA} B_\lambda(T) \cdot W_\lambda(h, \mu) dh$$

Il primo termine a destra rappresenta l'intensità monocromatica di una radiazione che parte da  $h_0$  e raggiunge  $H_{toa}$ , tenendo conto della dissipazione lungo il cammino. Il secondo termine rappresenta invece l'intensità monocromatica della radiazione emessa da un gas lungo il medesimo cammino.

### 2.6.1 *La funzione peso*

L'equazione di trasferimento radiativo vale per una sola lunghezza d'onda, ma un canale satellitare rivela la radianza proveniente da bande spettrali (molte lunghezze d'onda), vicino alla  $\lambda$  considerata. Nell'equazione di Schwarzschild appena vista è presente un termine  $W_\lambda$  detto Funzione Peso ed è questo termine a ricevere i contributi dei vari costituenti atmosferici sensibili provenienti da ciascuna  $\lambda$  contenuta nella banda. Motivo per cui la funzione peso riferita ad un certo spessore dell'atmosfera, va riferito al valore integrato su tutte le lunghezze d'onda che si trovano nel canale di riferimento, ovvero la sua Funzione di risposta:

$$W_\lambda(h, \mu) = \frac{d}{dh}(\tau_0^\mu)$$

Le funzioni peso danno il contributo proveniente da ciascuno strato dell'atmosfera, durante il percorso della radiazione verso il satellite. Essendo che nelle microonde sono presenti pochi assorbitori, si prenderà il valore della lunghezza d'onda più vicino a quello centrale del canale considerato  $\lambda_{eq}$ , in modo che:

$$W_{\lambda_{ch}}(h, \mu) = W_{\lambda_{eq}}(h, \mu)$$

Così facendo la trasmittanza dell'atmosfera viene calcolata linea per linea, ognuna rappresentata dalla propria  $\lambda_{eq}$ .

## 2.7 **Attenuazione delle microonde**

L'attenuazione risulta dall'assorbimento delle molecole atmosferiche o dalla dispersione dovuta all'e aerosol in atmosfera fra il sensore delle microonde a bordo del veicolo spaziale o velivolo e l'oggetto che deve essere misurato. L'attenuazione delle microonde è in funzione dell'esponenziale rispetto alla distanza di trasmissione dovuta all'assorbimento e alla diffusione. Per questo l'attenuazione crescerà in proporzione alla distanza, sotto condizioni atmosferiche omogenee. L'attenuazione per unità di distanza è chiamata attenuazione specifica. Generalmente la perdita dovuta all'attenuazione può essere espressa in dB (decibel), come segue:

$$dB = K_e B dr$$

Dove:

$K_e$ : attenuazione specifica ( $dBKm^{-1}$ )  
B: temperatura di brillantezza ( $Wm^{-2}sr^{-1}$ )  
dr: distanza incrementale

L'intensità dell'attenuazione dipende dalla frequenza specifica delle molecole corrispondenti. Questa è la ragione per la quale l'energia delle MW è assorbita dal movimento delle molecole del costituente atmosferico. In ogni caso, se vengono scelte le giuste frequenze, l'attenuazione può essere minimizzata a causa dell'omogeneità della costituzione atmosferica.

Nelle osservazioni da satellite, il cammino ottico è generalmente su distanze lunghe, così l'attenuazione può essere influenzata dal cambiamento delle condizioni atmosferiche. In particolare l'attenuazione del vapore d'acqua è molto forte a frequenze precise e il suo cambiamento può essere rilevato da un radiometro nelle MW.

La diffusione più importante in atmosfera è dovuta alle idrometeore.

## 2.8 Radiazione di MW: temperatura di brillantezza

La superficie terrestre emette una piccola frazione nello spettro delle microonde e rispetto alla radiazione infrarossa che, invece, occupa la gran parte dello spettro di emissione terrestre. La radiazione di corpo nero è dipendente dalla legge di Planck nelle regioni del VIS e IR, mentre la radiazione termica nella regione delle MW è governata dalla legge di radiazione di Rayleigh Jeans.

I corpi reali, chiamati corpi grigi, non sono identici al corpo nero ma hanno un'emissività costante che è minore di quella del corpo nero. La temperatura di brillantezza ( $T_B$ ) viene definita come la temperatura che un corpo nero, in equilibrio termico con l'ambiente circostante, dovrebbe avere per essere in grado di emettere, ad una stessa frequenza, la stessa quantità di radiazione misurata e viene espressa come segue:

$$T_B = \varepsilon T$$

dove:

T= temperatura fisica

$\varepsilon$  = emissività ( $0 < \varepsilon < 1$ )

Il cambiamento di emissività di un oggetto dipende da diversi fattori quali: permittività, rugosità superficiale, frequenza, polarizzazione, angolo incidente, azimuth etc.. In Figura 2.9 possiamo vedere il valore assunto dall'emissività per due diversi angoli ( $30^\circ$  e  $45^\circ$ ) in tipici casi di copertura al suolo.

land cover	grazing angle 30°	grazing angle 45°
water surface	0.41	0.34
concrete	0.88	0.80
asphalt	0.89	0.82
glass	0.94	0.94
soy beans field	0.96	0.96

Figura 2.9: Valori assunti dall'emissività  $\epsilon$  in tipici casi di copertura al suolo per due angoli: 45° e 30°.

La  $T_B$  viene misurata dai radiometri nelle MW, infatti molto spesso l'interesse è rivolto verso la conoscenza della temperatura fisica  $T$ . Per questo motivo l'emissività deve essere misurata o devono essere sviluppati algoritmi in grado di identificare tale componente della radiazione atmosferica.

Per quanto riguarda le antenne recettrici dei radiometri nelle MW, gli input vengono dai vari angoli della radiazione che ha bisogno di una correzione per la temperatura ricevuta rispetto alle proprietà direzionali dell'antenna. La temperatura corretta è detta temperatura d'antenna.

### 2.8.1 *Rapporto segnale-pioggia nelle microonde*

Per studiare brevemente in maniera qualitativa il rapporto che intercorre fra il segnale e un sistema a carattere precipitante, dobbiamo fare tre assunzioni di base:

- prendiamo l'approssimazione di Rayleigh-Jeans;
- assumiamo che lo scattering non sia presente;
- prendiamo al nadir la direzione di propagazione. Poste le precedenti condizioni abbiamo:

$$\frac{T_B}{dz} = \sigma_a(T - T_B) + \sigma_s(\langle T'_B \rangle - T_B)$$

Dove:

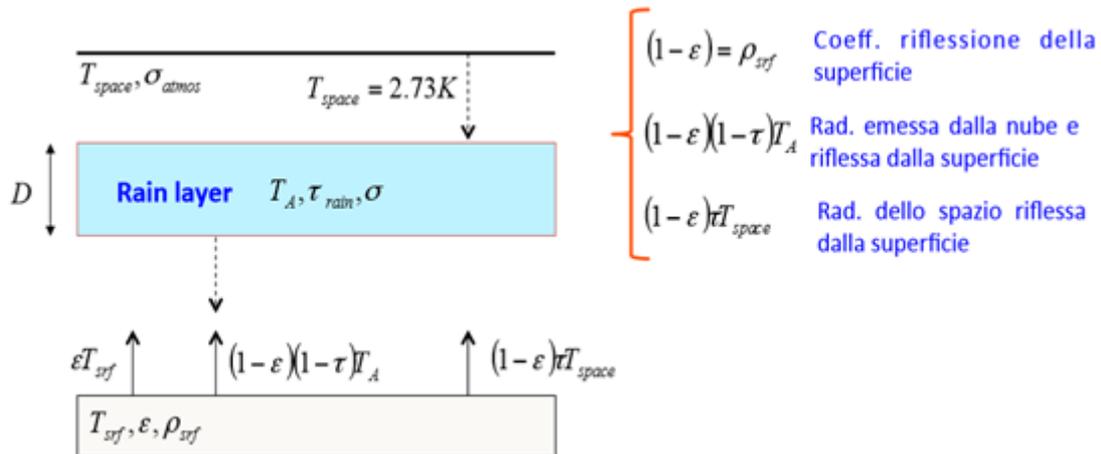
$T$ : temperatura fisica dello strato di pioggia

$T_B$ : temperatura di brillantezza misurata dal satellite

$$\langle T'_B \rangle = \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} T'_B p(\Psi_s) d\Omega$$

In assenza di scattering il termine  $\sigma_s$  si annulla e l'equazione assume la forma:

$$\frac{T_B}{dz} = \sigma_a(T - T_B)$$



$T \approx T_A$ : temperatura dello strato di pioggia quasi uniforme

$\sigma_a = \sigma_{rain} + \sigma_{atmos} \approx \sigma_{rain}$ : coefficiente di assorbimento

$\tau = e^{-(\sigma_a D)}$ : trasmissività dello strato

Pendendo la precedente equazione in assenza di scattering integrando e considerando circa nulla  $T_{space}$  ricaviamo la relazione:

$$T_B \approx T_A \left[ 1 + \epsilon \left( \frac{T_{srf}}{T_A} - 1 \right) \tau - (1 - \epsilon) \tau^2 \right]$$

In cui valgono le seguenti condizioni al contorno:

- $\tau = 1 \rightarrow T_B = \epsilon T_{srf}$  in assenza di pioggia
- $\epsilon = 0.5, T_B = 150K, T_{srf} = 300K$  assenza di pioggia su mare
- $\epsilon = 0.9, T_B = 270K, T_{srf} = 300K$  assenza di pioggia su un terreno secco
- $\tau = 0 \rightarrow T_B \approx T_A$  lo strato di pioggia maschera la superficie

Questa relazione ha validità per  $\nu < 22GHz$  dove lo scattering dovuto all'eventuale presenza di idrometeore di ghiaccio al top dello strato di pioggia è molto minore del coefficiente di assorbimento delle idrometeore liquide.

Quindi a differenza della radiazione nel VIR e IR, le microonde permettono un sondaggio più diretto della parte interna delle nubi poiché, agendo su lunghezze d'onda molto ampie (mm/cm), le nubi risultano in genere trasparenti perché le goccioline interagiscono con

queste lunghezze d'onda. Ad interagire è invece il volume delle idrometeore motivo per cui possiamo osservare direttamente la regione precipitante delle nubi osservate.

Possiamo perciò fare una distinzione approssimativa fra fenomeni di scattering e assorbimento in base alla frequenza:

- $\nu < 22GHz$  abbiamo assorbimento
- $22GHz < \nu < 60GHz$  abbiamo sia scattering che assorbimento
- $\nu > 60GHz$  abbiamo esclusivamente scattering

Questa informazione è molto importante per una prima buona classificazione del fenomeno in esame perché noi sappiamo che i cristalli di ghiaccio scatterano molto e assorbono poco la radiazione mentre nelle gocce di pioggia domina l'assorbimento (nonostante anche lo scattering sia presente).

## 2.9 Profilo di temperatura

Uno dei più importanti problemi in meteorologia è la determinazione del profilo di temperatura dell'atmosfera in un intervallo di altezza molto estesa dai dati provenienti dal telerilevamento dei flussi di radiazione. L'osservazione fatta su un lungo periodo mostra che la procedura migliore per risolvere questo problema è il telerilevamento nella banda di lunghezze d'onda dell'ordine del millimetro nelle linee rotazionali di spin della banda dell'ossigeno. Le possibilità di usare la radiazione di questo particolare gas atmosferico, uniformemente distribuito in atmosfera, sono legate da un lato alla grande stabilità del contenuto di molecole d'ossigeno in atmosfera, la cui intensità di radiazione dipende principalmente dalla temperatura termodinamica, e dall'altro lato in questa banda sono attuati radiometri ad alta sensibilità con un intervallo di risoluzione spettrale che va da migliaia a unità di megahertz. Questa così alta risoluzione è necessaria per selezionare le emissioni radio provenienti da vari strati del mezzo gassoso in esame. L'equazione che sta alla base di questo principio fisico è la seguente:

$$T_B(\nu) = \int_0^{H_0} T(s)K(\nu, s)ds \quad (2.1)$$

Dove  $K(\nu, s)$  kernel (o nucleo) dell'equazione detto anche funzione peso.

La recezione della radiazione da parte dei radiospettrometri ad alta risoluzione rende possibile selezionare e determinare il profilo di temperatura. Dalle varie configurazioni dell'esperimento (es. osservazioni da aerei) risultano diversi valori della funzione peso. Da un punto di vista matematico, l'equazione (2.1) rappresenta l'equazione integrale di Fredholm per determinare l'altezza del profilo di temperatura. Pertanto, strumenti radio per il rilevamento termico a varie altezze dell'atmosfera vengono divisi in tre classi in

accordo con le condizioni fisiche della formazione della radiazione nelle linee spettrali dell'ossigeno:

1. Strumenti ad alta risoluzione spettrale (6-8 canali),  $\Delta\nu \sim 1 - 3MHz$ , per telerilevamento della stratosfera e della mesosfera nella caratteristica banda di risonanza di 5 mm;
2. Strumenti a media risoluzione spettrale (4 o 5 canali),  $\Delta\nu \sim 200 - 300MHz$  per il telerilevamento della troposfera ai lati della banda di assorbimento dei 5mm nel range di 53-58 GHz;
3. Radiometri a banda larga con singolo canale,  $\Delta\nu \sim 2 - 4GHz$ , per rilevare lo strato di confine dell'atmosfera al centro della banda di assorbimento nel range di 58-62 GHz.

Lo spettro di emissione nelle microonde è quindi molto correlato al profilo di temperatura perché a ogni frequenza la radiazione termica ricevuta è originata da uno specifico strato di atmosfera. La temperatura atmosferica di ogni strato eguaglia la temperatura di brillantezza della radiazione incidente sopra il satellite alla frequenza d'interesse.

## **2.10 Analisi delle immagini dei vari canali nelle MW**

Vediamo ora attraverso delle immagini da satellite, la differenza tra cinque diversi canali nelle microonde. Prendiamo una stessa area geografica, nel nostro caso abbiamo preso in esame una perturbazione locata nel Mediterraneo occidentale e analizziamo la perturbazione presente. In figura 2.10 vediamo l'andamento della funzione peso relativa ai canali presi in considerazione.

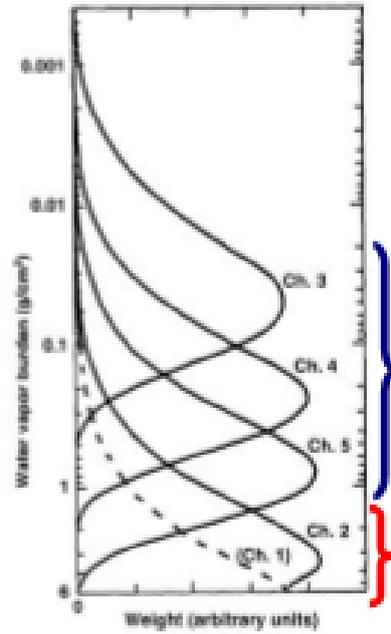


Figura 2.10: Andamento della funzione peso dei 5 canali analizzati.

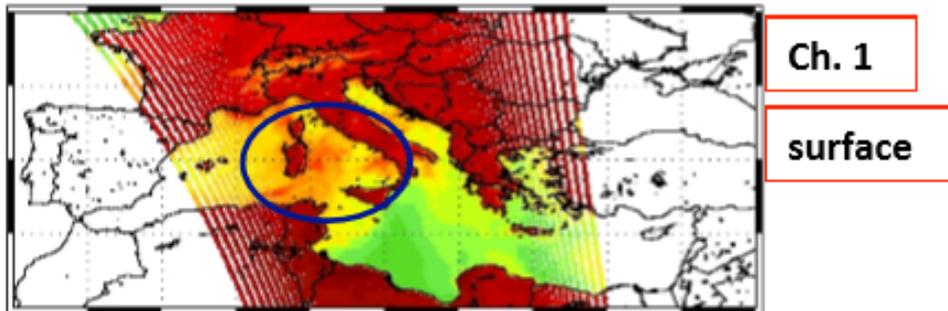


Figura 2.11: Canale finestra a 89GHz.

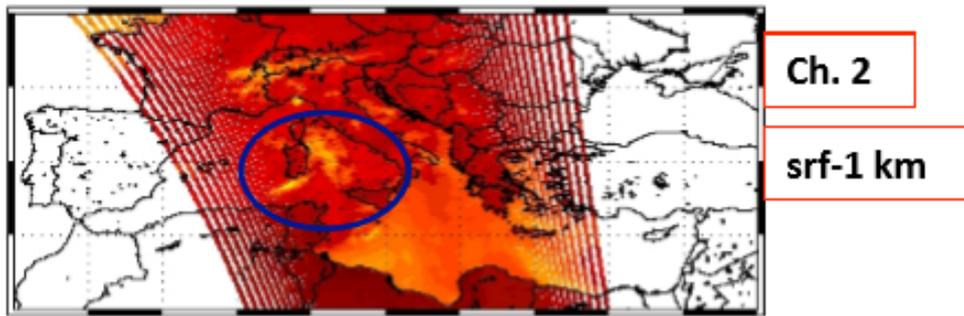


Figura 2.12: Canale finestra a 150GHz.

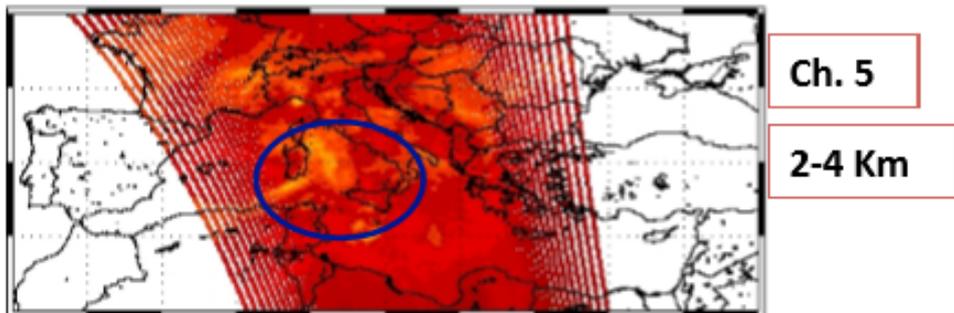


Figura 2.13: Canale finestra a 190GHz.

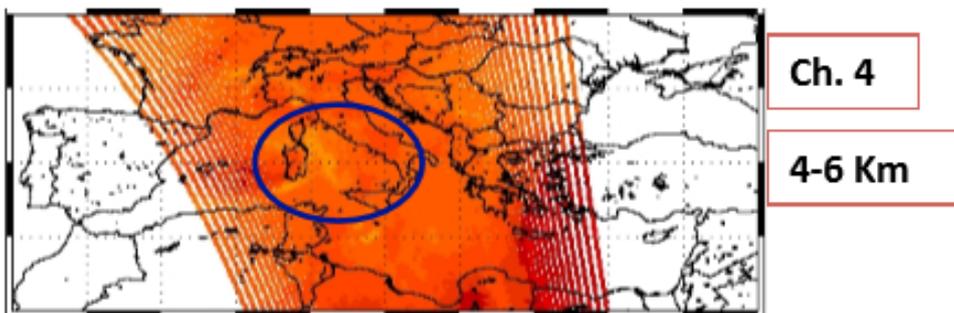


Figura 2.14: Canale finestra a 186GHz.

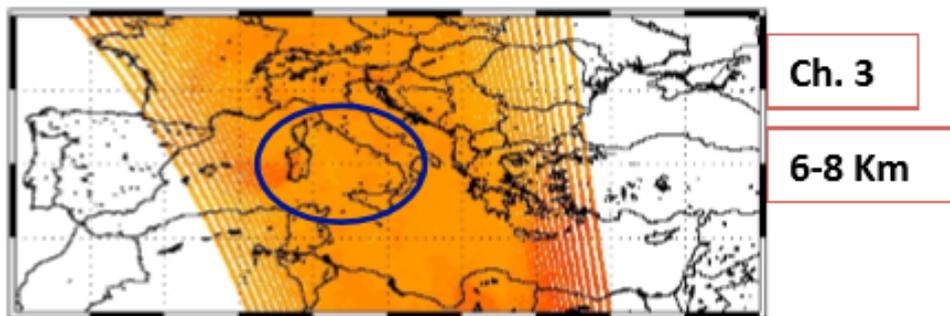


Figura 2.15: Canale finestra a 184GHz.

Prendiamo in analisi i diversi canali per cercare di valutare al meglio la precipitazione identificata nelle immagini da satellite. In figura 2.11 abbiamo un'immagine vista attraverso un canale finestra a 89GHz. Possiamo facilmente distinguere i continenti dal mare in quanto viene rilevata la forte differenza di emissività fra le due superfici riconoscendo il mare come freddo e la terra come calda. Notiamo un grande contenuto di acqua liquida nella zona delineata dal cerchio e, soprattutto nella regione centrale di questa, abbiamo la possibilità di avere precipitazioni. Per averne la certezza possiamo avvalerci di altri canali.

In Figura 2.12 ci troviamo in un canale superficiale a 150 GHz. In questo caso, la distinzione terra-mare diventa meno netta ma aumenta la sensibilità al vapor d'acqua. Inoltre grazie a questo canale è possibile vedere aree di pioggia ghiacciata grazie alla sua grande sensibilità al ghiaccio in formazione. Possiamo notare che al centro della zona d'interesse abbiamo un calo della temperatura di brillanza. La nostra precedente ipotesi sulla presenza di precipitazione viene confermata e l'intensità del fenomeno è in relazione alla temperatura di brillanza: più questa diminuisce, più il fenomeno è intenso (ovvero avremo circa 10-20mm di pioggia).

Man mano che la funzione peso "picca" verso gli strati atmosferici più alti, i canali sono sempre meno sensibili al parametro di emissività superficiale e quindi non si riesce più a distinguere le linee di costa se non grazie all'inserimento di una maschera terra-mare. Questo è chiaramente osservabile attraverso il canale a 190GHz, figura 2.13, in cui si perde completamente la distinzione tra il mare e le terre emerse. Si sta, infatti, considerando un canale opaco che, in questo caso, è sensibile all'assorbimento da parte del vapor d'acqua e quindi, in presenza di nubi precipitanti, si risente molto dello scattering del ghiaccio. La perturbazione è alta almeno 4km e sta precipitando. Se prendiamo in esame il canale successivo, a 186GHz in figura 2.14, la perturbazione è quasi del tutto sparita (si vedono delle piccole macchie che possono essere date dalla presenza di vapor d'acqua) ma possiamo dire che, come altitudine, abbia raggiunto la media atmosfera. Nell'ultimo canale preso in analisi, a 184GHz (Figura 2.15), si misura l'assorbimento da

parte del vapor d'acqua in alta atmosfera,-ma la precipitazione presa in esame non raggiunge simili quote ed è completamente sparita dall'immagine. Grazie a questa analisi

abbiamo così potuto mettere in evidenza l'utilità delle mappe rilevate dalle microonde al fine dell'identificazione non solo di un sistema a carattere precipitante o meno, ma è possibile fare una stima dell'intensità della precipitazione e determinare l'altezza della nube e la sua temperatura.



# Capitolo 3

## Confronto: VIS-IR, MW

### 3.1 Confronto

Per evidenziare la differenza fra l'osservazione nel VIS-IR e quella nelle MW e dunque comprendere meglio la loro utilità, prendiamo in esame due tipologie di sistema nuvoloso: nubi stratiformi e nubi convettive. Il confronto in maniera specifica avviene sfruttando l'acquisizione di immagini da diversi canali:

- Due canali finestra: 90 GHz e 150 GHz che consentono l'osservazione del vapor d'acqua e negli strati bassi, l'assorbimento delle gocce con spessore di circa 2 mm e lo scattering dei cristalli di ghiaccio in accrescimento nelle nubi convettive. Sono frequenze strettamente dipendenti dall'emissività superficiale;

- Due canali di assorbimento: 184 GHz e 190 GHz sono poco sensibili all'emissività superficiale e permettono di osservare l'assorbimento del vapor d'acqua, delle gocce con dimensione di circa 1 mm (pioggia stratiforme) e lo scattering dei cristalli di ghiaccio al top delle convezioni. Attraverso queste frequenze si può risalire alla quota delle precipitazioni. Sfrutteremo inoltre, a tale scopo, i canali di due tipologie di satellite (vedi capitolo 1):

- NOAA-AMSU-B . Considerando le caratteristiche riportate in Tabella 3.1 e Figura 3.1, vediamo che attraverso i diversi canali è possibile stimare l'altezza delle nubi, in tipo di nube (acqua liquida precipitante) e la sua fase (ghiaccio acqua misto);

- MSG-SEVIRI le cui caratteristiche vengono riportate in Tabella 3.2.

**TABLE 11**  
**AMSU-B CHANNELS AND SOUNDING CHARACTERISTICS**

Ch. Num.	$\nu$ [GHz]	Opacity	Sensitivity
1	$89.0 \pm 0.9$	Window	BL water vapor, cloud liquid water, surface, precipitation
2	$150.0 \pm 0.9$	Window	BL water vapor, cloud ice particles, surface, precipitation
3	$183.31 \pm 1.0$	Opaque	Upper troposphere water vapor
4	$183.31 \pm 3.0$	Opaque	Mid-troposphere water vapor
5	$183.31 \pm 7.0$	Opaque	Lower troposphere water vapor

Tabella 3.1: Caratteristiche dei vari canali dell'AMSU-B.

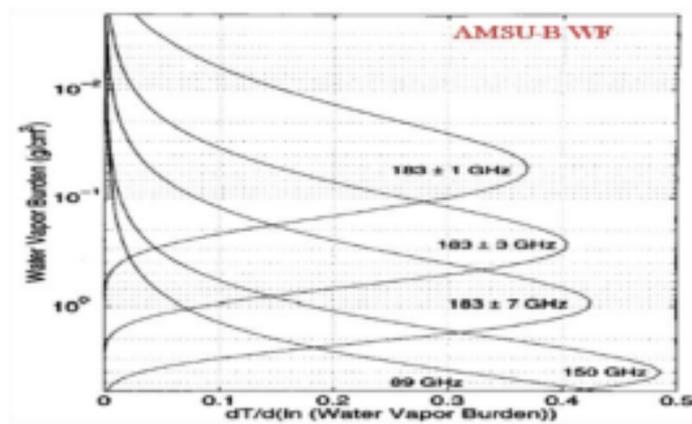


Figura 3.1: Funzioni peso relativa ai vari canali.

	$\lambda_{cen}$	$\lambda_{min}$	$\lambda_{max}$	
VIS0.6	0.635	0.56	0.71	Surface, clouds, wind fields
VIS0.8	0.81	0.74	0.88	Surface, clouds, wind fields
NIR1.6	1.64	1.50	1.78	Surface, cloud phase
IR3.9	3.90	3.48	4.36	Surface, clouds, wind fields
WV6.2	6.25	5.35	7.15	Water vapor, high level clouds, atmospheric instability
WV7.3	7.35	6.85	7.85	Water vapor, atmospheric instability
IR8.7	8.70	8.30	9.1	Surface, clouds, atmospheric instability
IR9.7	9.66	9.38	9.94	Ozone
IR10.8	10.80	9.80	11.80	Surface, clouds, wind fields, atmospheric instability
IR12.0	12.00	11.00	13.00	Surface, clouds, atmospheric instability
IR13.4	13.40	12.40	14.40	Cirrus cloud height, atmospheric instability

HRV	Broadband (about 0.4 – 1.1 $\mu\text{m}$ )	Surface, clouds
-----	--	-----------------

Tabella 3.2: Caratteristiche dei diversi canali di SEVIRI.

### 3.1.1 Immagini nel VIS-IR

Le mappe che possiamo osservare grazie all'infrarosso sono dipendenti soltanto dalla temperatura di brillantezza, in queste immagini sono rilevati tutte le tipologie di nubi. La prima immagine, Figura 3.2 è relativa ad un caso stratiforme dove possiamo osservare nubi stratiformi al di sotto dei 4 km mentre nella Figura 3.3 possiamo apprezzare il caso convettivo relativo alla medesima zona dove possiamo notare la presenza di celle convettive profonde ma non riusciamo ad individuare se siano effettivamente sistemi precipitanti.

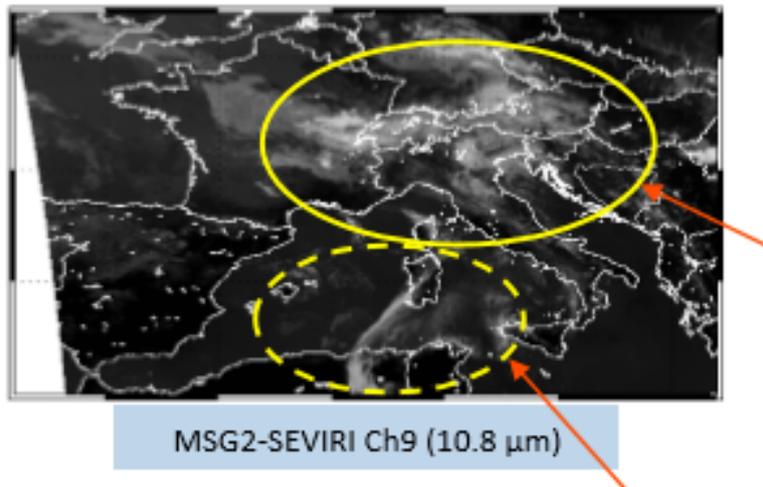


Figura 3.2: Caso stratiforme: nel visibile possiamo osservare all'interno della zona circondata in giallo nubi stratiformi al di sotto dei 4 km, nella zona tratteggiata sono presenti nubi alte e sottili che però non vengono rilevate dai canali finestra.

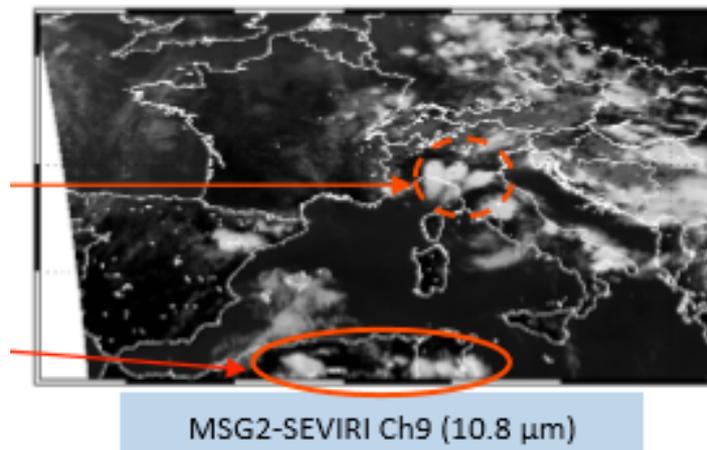


Figura 3.3: Caso convettivo: possiamo apprezzare una cella convettiva profonda in basso, mentre la linea tratteggiata delinea un caso ambiguo in cui abbiamo una sovrapposizione di nubi precipitanti e non e quindi indistinguibili.

### 3.1.2 Immagini nelle MW

Giungiamo ora all'osservazione nelle microonde partendo dalle immagini rilevate nei canali finestra. Se effettuiamo l'analisi dei canali finestra, quale è 89GHz, vediamo una stretta dipendenza di questo dall'emissività superficiale e quindi riusciamo a distinguere bene le linee di costa senza dover ricorrere ad una maschera. Nel caso stratiforme (Figura 3.4) abbiamo la conferma di avere un sistema precipitante sito sull'area delineata dalla linea continua che era visibile anche nelle precedenti mappe, mentre le nubi rilevate dall'infrarosso all'interno dell'area tratteggiata non sono presenti in questo caso e quindi possiamo affermare con certezza che non potranno essere nubi precipitanti ma con una discreta probabilità, sarà un banco di cirri ovvero un tipo di nube la cui peculiarità, oltre alla forma a filamento, è proprio quella di non essere precipitante.

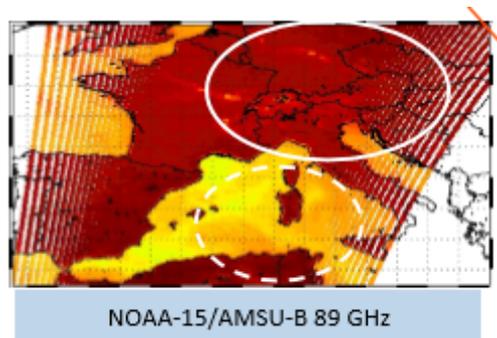


Figura 3.4: Caso stratiforme.

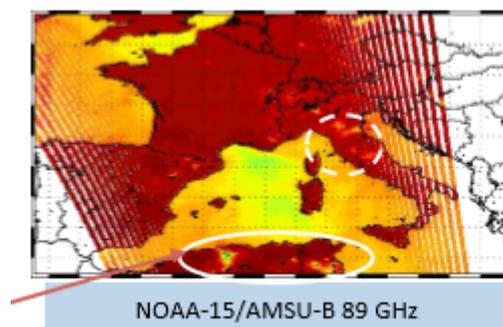


Figura 3.5: Caso convettivo: possiamo osservare in basso la presenza di una convezione matura con una perdita di temperatura di circa 100K.

Prendiamo in esame i canali di assorbimento sulla medesima zona delle precedenti acquisizioni a 184 GHz. In questi casi il confine terra-mare sparisce del tutto poiché abbiamo assorbimento solo in presenza di vapor d'acqua. In accordo con le precedenti considerazioni nel caso stratiforme, figura 3.6, non vediamo la presenza di nubi a queste altezze (6-8km dalla superficie). Il caso convettivo mostrato in figura 3.7 invece raggiunge gli 8 km di altezza motivo per cui è facilmente individuabile sulla mappa.

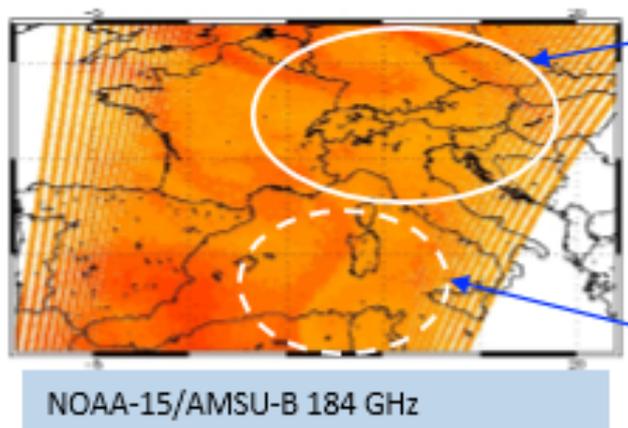


Figura 3.6: Caso stratiforme: le nubi stratiformi al di sotto dei 4km osservate nell'infrarosso a questa frequenza spariscono quasi del tutto così come le nubi alte e sottili delineate dalla riga tratteggiata che qua non appaiono.

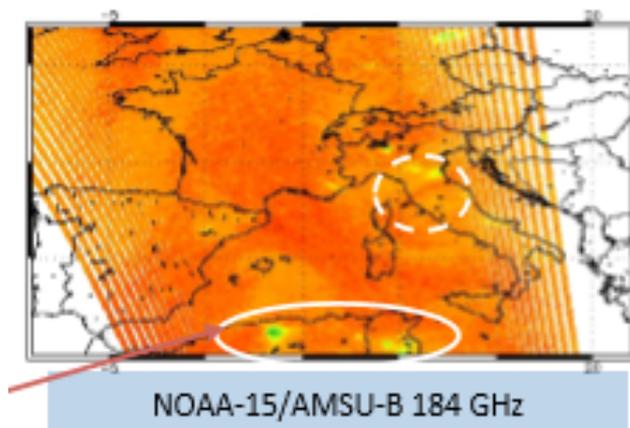


Figura 3.7: Caso convettivo: la convezione è visibile anche a questa frequenza, ha sicuramente raggiunto gli 8 km.

In figura 3.8 , nel caso stratiforme, per quanto riguarda le microonde le nubi alte e sottili rilevate precedentemente nell'infrarosso, qui non sono presenti nella zona della linea tratteggiata indicativo del fatto che probabilmente fossero cirri, come abbiamo già detto, o comunque sistemi nuvolosi senza un contenuto di vapor d'acqua apprezzabile. Nella zona delineata dalla linea bianca continua viene individuato invece un sistema di nubi stratiformi e precipitanti. In figura 3.9 possiamo ancora osservare nella parte bassa dell'immagine, la presenza di una convezione matura. Nella zona centrale, attraverso le microonde, riusciamo ora ad individuare le zone precipitanti cosa che precedentemente non riuscivamo a distinguere. È da notare che nel VIS-IR le convezioni sulla parte centrale dell'Italia sembrava molto più intensa di quella presente sull'Africa Settentrionale mentre nelle microonde vediamo che in realtà accade il contrario. La maggior parte delle nubi presenti sull'Italia non sono effettivamente precipitanti mentre la convezione presente sull'Africa sarà luogo di precipitazioni intense.

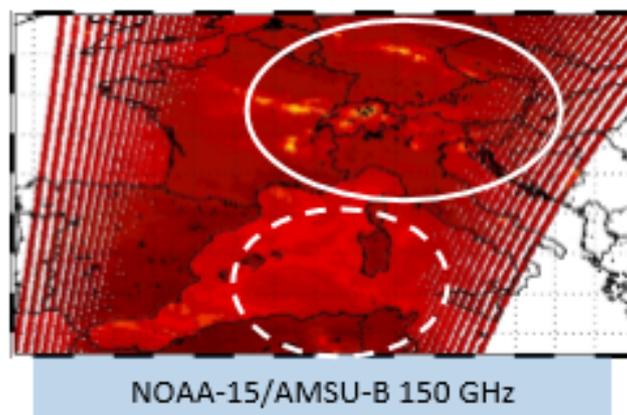


Figura 3.8: Caso stratiforme.

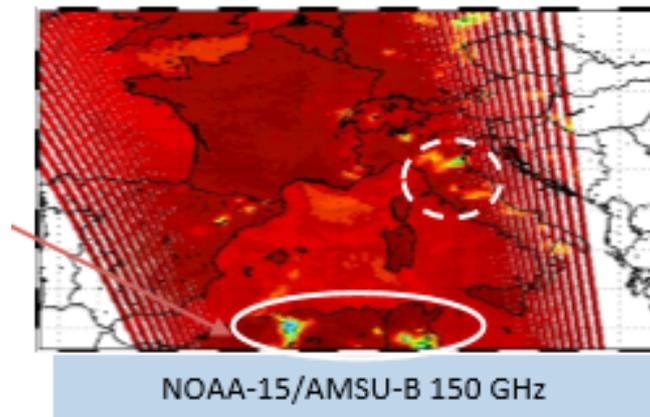


Figura 3.9: Caso convettivo.

Vediamo ora cosa viene rilevato nei canali di assorbimento nel caso delle microonde. In Figura 3.10 possiamo apprezzare il caso stratiforme. Anche in questo caso non vengono osservate le nubi alte e sottili di cui invece verificiamo la presenza nell'infrarosso, mentre è visibile la presenza di nubi debolmente precipitanti - nella zona del nord Italia, delineata dalla linea continua. Nel caso convettivo viene riconfermata la presenza di convezione profonda che supera gli 8 km, saranno quasi sicuramente precipitazioni molto intense.

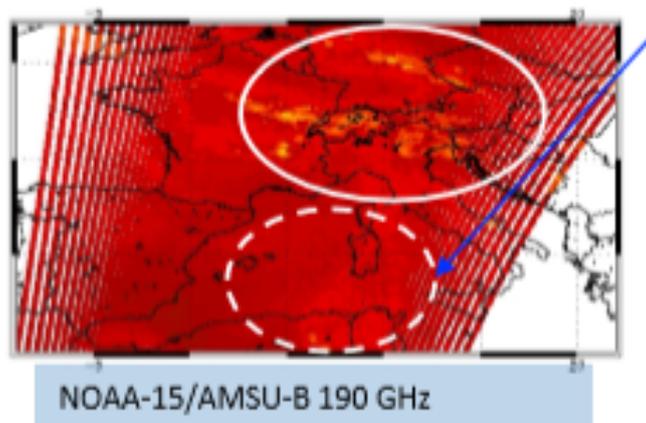


Figura 3.10: Caso stratiforme.

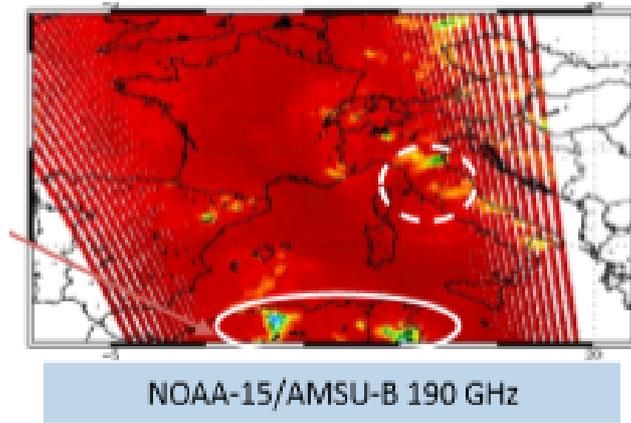


Figura 3.11: Caso convettivo.



## Conclusioni

Le immagini ottenute grazie al telerilevamento da satellite nelle microonde offrono un ottimo aiuto e complemento alle canoniche immagini da satellite e alle misure al suolo e hanno portato dei valori aggiunti importanti per quanto riguarda la misura delle previsioni del tempo. In particolare grazie all'interazione delle radiazioni con le nubi e alla valutazione dello scattering e dell'assorbimento di quest'ultime, è ora possibile avere un quadro globale più chiaro e completo per quel che concerne le precipitazioni. Questo perché è solo grazie a questo tipo di immagini che riusciamo a ricavare informazioni precise, che col visibile e l'infrarosso non venivano rilevate o erano di difficile interpretazione. La migliore e più precisa previsione e la conoscenza delle precipitazioni è un importante passo avanti al fine di interpretare al meglio la complicata fisica della nostra atmosfera. La conoscenza di questi fenomeni è di fondamentale importanza per la vita di tutti i giorni e tocca tutti i livelli: economico, politico, civile e militare. Motivo per cui l'uso di questi potenti prodotti è solo all'inizio e si attende un incremento e uno sviluppo esponenziale nell'uso e nell'affinazione di questa tecnica nei prossimi anni.



# Bibliografia

Ferraro R. R., S. J. Kusselson and M. Colton, 1998: An introduction to passive microwave remote sensing and its application to meteorological analysis and forecasting. *Natl. Weather Digest*, **23**, 11-23.

Japan Association of Remote Sensing, 1996: Principles of remote sensing, Chapter 3 - *Microwave Remote Sensing*, 56-69 [<http://wtlab.iis.u-tokyo.ac.jp/wataru/lecture/rsgis/rsnote/cp1/cp1.1.htm>].

Laviola, S., and V. Levizzani, 2010: *Passive microwave remote sensing of rain from satellite sensors*. M. Mukherjee, Ed., Intech Publ., 549-572.

Laviola, S., 2015: Dispense del corso di Fisica delle Nubi- Lezioni sul telerilevamento satellitare. Università degli Studi di Bologna.

E. Sharkov A., 2003: *Passive microwave remote sensing of the Earth – Physical foundations*. Springer, 613 pp.

Staelin D. H., A. L. Cassel, K. F. Kunzi, R. L. Pettyjohn, R. K. L. Poon. and P. W. Rosenkranz and J. W. Waters, 1972: *Microwave atmospheric temperature sounding: Effects of clouds on the Nimbus 5 satellite data*. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 1970-1976.

Wallace, J. M. and P. V. Hobbs, 2006: *Atmospheric science an introductory survey*, 2nd Ed., Academic Press, 483 pp.

Wilheit, T. T. , 1986: Some comments on passive microwave measurement of rain. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **67**, 1226-1232.

Wilheit T. T., A. T. C. Chang, J. L. King, E. B. Rodgers, R. A. Nieman, B. M. Krupp, A. S. Milman, J. S. Stratigos, H. Siddalingaiah, 1982: Microwave radiometric observations near 19.35, 92 and 183 GHz of precipitation in tropical storm Cora. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1137-114.

# Glossario

- CN Corpo Nero
- EOS Earth Observing System
- GEO Geostationary Earth Orbit
- H Hits
- HRV High Resolution Visible
- IFOV Instantaneous Field of View
- IR Infrared
- MODIS MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
- MSG Meteosat Second Generation
- MW Microwave
- NASA National Aeronautics and Space Administration
- RTE Radiative Transfer Equation
- SEVIRI Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager
- SRP Standard Reference Period
- TOA Top Of the Atmosphere
- TRL Telerilevamento
- VIS Visible



# *Ringraziamenti*

*Ai miei genitori che mi hanno permesso di intraprendere questo percorso.*

*A mio fratello che so che mi vuole bene, anche se sono lontana.*

*A nonna Piera che avrà illuminato diverse chiese a suon di accendere ceri prima di ogni mio esame.*

*A Lisa che, pur lontana, c'è sempre stata.*

*A tutti i miei amici di Bologna. Giada, Sara, Barbara, Tato e molti altri. Grazie per questi 4 anni insieme.*

*A te che non vuoi essere nei ringraziamenti ma ti ci metto ugualmente perché tanto sai che faccio di testa mia, grazie per avermi supportata e sopportata.*

*Grazie anche ai miei datori di lavoro, ai loro gin tonic e a tutti i miei colleghi.*

*A tutte le persone che non ho nominato ma ci sono state.*

*Grazie.*