

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI
"FEDERICO II"



FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

CORSO DI LAUREA IN FISICA

TESI DI LAUREA

**Determinazione dei parametri ottici del particolato atmosferico
con tecnica lidar**

Relatore

Ch.mo Prof.
Nicola Spinelli

Dott.ssa Giulia Pica
(Consorzio Co.ri.sta)

Candidata

Daniela Buono
matricola 567/49

ANNO ACCADEMICO 2005 - 2006

Indice

<i>Introduzione</i>	<i>pag.1</i>
Capitolo I: Il particolato atmosferico	<i>pag.1</i>
I.1 Caratteristiche	
I.2 Le sorgenti	
I.3 Diffusione	
I.4 Effetti	
Capitolo II: Processi fisici coinvolti nella tecnica lidar	<i>pag.4</i>
II.1 Processo di assorbimento	
II.2 Processo di scattering	
Capitolo III: La tecnica lidar	<i>pag.7</i>
III.1 Il lidar	
III.2 La tecnica lidar	
III.3 L'apparato sperimentale	
<i>III.3.1 Sistema di trasmissione</i>	
<i>III.3.2 Sistema di ricezione</i>	
<i>III.3.3 Sistema di rivelazione</i>	
<i>III.3.4 Sensori metereologici</i>	
III.4 L'equazione lidar	
Capitolo IV: Parametri ottici	<i>pag.15</i>
IV.1 Parametri ottici in condizione di diffusione elastica	
<i>IV.1.1 Coefficiente di retrodiffusione</i>	
<i>IV.1.2 Coefficiente di estinzione</i>	
IV.2 Parametri ottici in condizione di diffusione anelastica	
<i>IV.2.1 Coefficiente di estinzione</i>	
IV.3 Inversione dell'equazione lidar	

IV.3.1 Metodo di Asmann

IV.3.2 Metodo analitico di Klett e Fernald

IV.3.3 Metodo di Wandinger

IV.4 Area efficace

Capitolo V: Monitoraggio della bassa troposfera *pag. 24*

Conclusioni pag. 33

Bibliografia *pag. 34*

Introduzione

In fisica dell'atmosfera le tecniche ottiche di monitoraggio dell'ambiente hanno assunto grande rilievo. La crescente applicazione di tali tecniche è dovuta alla notevole affidabilità, precisione e sensibilità delle misure realizzabili e all'enorme quantità di informazioni che è possibile ricavare da esse.

In questo lavoro di tesi si discute una particolare tecnica ottica: la tecnica lidar, attraverso la quale è possibile determinare i parametri ottici che caratterizzano il particolato atmosferico. L'interesse per lo studio del particolato nasce dall'impatto climatico degli aerosol, dei quali si discute nel capitolo 1. Nel capitolo 2 sono trattati brevemente i processi di interazione radiazione-materia, sui quali la tecnica lidar si basa. Per una valutazione quantitativa degli effetti degli aerosol atmosferici è necessario conoscere la distribuzione verticale del particolato, la sua distribuzione dimensionale e la composizione; queste informazioni sono ricavabili da misure lidar, la cui tecnica è illustrata nel capitolo 3, nel quale è riportata anche la descrizione dell'apparato lidar del laboratorio di Fisica Atomica ed Applicazioni Laser del Dipartimento di Scienze Fisiche dell'Università Federico II di Napoli. Dall'equazione lidar è possibile determinare i parametri ottici (capitolo 4), che permettono, appunto, di individuare le caratteristiche degli aerosol. Infine, nel capitolo 5 è discussa una campagna di misura finalizzata al il monitoraggio della bassa troposfera ed allo studio comparativo della distribuzione del particolato e della sua evoluzione in due siti, Napoli e Pontecagnano, caratterizzati da diverse configurazioni orografiche e soprattutto da un diverso impatto antropico.

I CAPITOLO I

IL PARTICOLATO ATMOSFERICO

In questo capitolo si intende fornire una descrizione delle caratteristiche e delle sorgenti degli aerosol atmosferici e della loro diffusione. Si intende poi illustrare gli effetti che tali sistemi di particelle hanno sull'ambiente e sull'uomo in modo da rilevare l'importanza dello studio e del monitoraggio del particolato atmosferico.

I.1 Caratteristiche

Un aerosol atmosferico è un sistema eterogeneo, esteso di particelle sospese in atmosfera a causa delle ridotte dimensioni, che variano di quattro ordini di grandezza passando da 0.01 a 100 μm . Essi, sono raggruppati in due categorie principali: le *polveri* e le *particelle igroscopiche*. Le prime indicano aerosol costituiti da minerali di varia natura, quali detriti interplanetari, polveri vulcaniche, residui industriali, polveri di deserti e di erosioni. Le seconde, invece, indicano aerosol capaci di creare nuclei di condensazione di vapor acqueo. Tali particelle sono di origine vegetale, ceneri organiche ed inorganiche, particelle derivanti da reazioni fotochimiche tra gas di combustione ed atmosferici (biossidi di zolfo, biossido di azoto), cristalli di cloruro di sodio, solfati di calcio e magnesio.

Classificando gli aerosol in funzione del diametro (classificazione di Junge) le ritroviamo suddivise in sottospecie come di seguito riportato :

- Nuclei di Aitken, con diametro compreso tra 0.01 e 0.5 μm ;
- Aerosol grandi, con diametro compreso tra 0.5 e 5 μm ;
- Aerosol giganti, con diametro compreso tra 5 e 100 μm ;

La figura 1.1 illustra più in dettaglio la tipologia di particelle facenti parte degli aerosol grandi e giganti.

I.2 Le sorgenti

Gli aerosol sono originati sia da fonti naturali che antropogeniche. I nuclei di Aitken derivano principalmente da processi di combustione dovuti ad attività antropiche, incendi ed esplosioni vulcaniche. Polveri e ceneri devono la propria presenza in atmosfera ad eruzioni vulcaniche. Una fonte importante di aerosol continentali sono le tempeste di sabbia, i pollini, la traspirazione vegetale. Aerosol marini sono formati dalla vaporizzazione del manto ondoso.

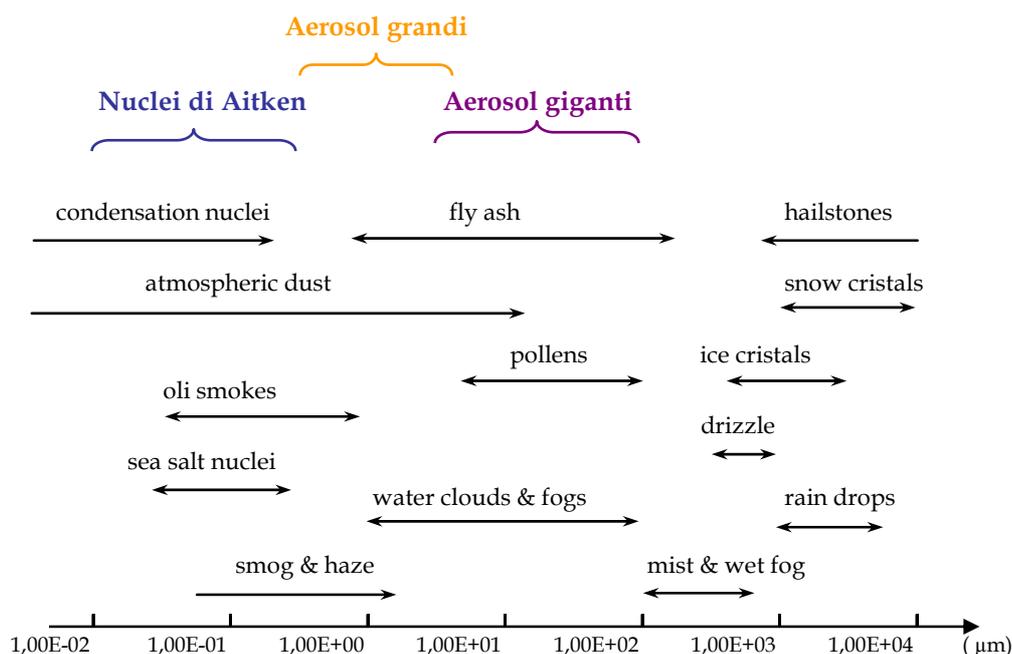


Figura 1.1: Classificazione delle particelle atmosferiche in funzione delle dimensioni.

I.3 Diffusione

In media, ogni giorno vengono immesse in atmosfera circa dieci milioni di tonnellate di particolato, il 94% dei quali è di origine naturale. La concentrazione nell'atmosfera di queste particelle è comunque ridimensionata dalla loro tendenza a precipitare per effetto della gravità (*sedimentazione*), per azione delle nubi e delle piogge (*dilavamento -washout-*). Naturalmente, la tendenza delle particelle a rimanere in atmosfera è fortemente influenzata dalle dimensioni delle stesse, dunque le più piccole possono rimanere in sospensione per un tempo maggiore: esse decadono, in genere, quando, a seguito, di urti anelatici acquisiscono dimensioni tali da depositarsi al suolo (*coagulazione*).

I.4 Effetti

Gli aerosol influiscono sulle proprietà fisiche dell'atmosfera causando effetti riscontrabili sull'ambiente:

- Influenzano le proprietà ottiche di trasparenza dell'aria, agendo come diffusori e schermando parte della radiazione solare;
- Regolano importanti reazioni chimico-fisiche che avvengono in atmosfera;
- Agiscono sugli esseri viventi come fissatori di sostanze inquinanti ed essendo facilmente inalabili (particelle con diametro minore di $15\ \mu\text{m}$) possono favorire l'ingresso di tali sostanze negli organismi dotati di respirazione.

Risulta ora giustificato l'interesse nei confronti degli aerosol atmosferici, soprattutto qualora si noti l'aumento della concentrazione del particolato atmosferico, dovuto ai prodotti delle attività antropogeniche.

CAPITOLO II

PROCESSI FISICI COINVOLTI NELLA TECNICA LIDAR

In questo capitolo si intendono illustrare i principi fisici che guidano l'applicazione della tecnica LIDAR nello studio del particolato atmosferico. Tale tecnica si basa sull'applicazione dei processi di interazione radiazione-materia.

II.1 Processo di assorbimento

Si consideri un fascio di radiazione monoenergetico e collimato di lunghezza d'onda λ ed intensità $I(\lambda)$ propagatesi in atmosfera, in direzione z . Tale fascio subirà attenuazione dovuta ai processi di assorbimento e di scattering provocati dagli urti con gli aerosol. Bisogna distinguere tra i due processi che in principio potrebbero apparire simili (poiché entrambi provocano una diminuzione di flusso del fascio). Si chiarisca innanzitutto che lo scattering elastico non produce un netto cambiamento negli stati di energia interna della particella che interagisce con l'onda elettromagnetica, al contrario l'assorbimento provoca cambiamenti di energia interna. Si noti, inoltre che lo scattering è spiegato in termini di teoria delle onde elettromagnetiche, mentre l'assorbimento è spiegato con l'ausilio della teoria quantistica.

Si riprenda in considerazione il fascio di radiazione prima citato: l'intensità di radiazione, nell'attraversare lo spessore di atmosfera dz varia di una quantità pari a :

$$dI(\lambda) = -\alpha(\lambda, z) I(\lambda) dz$$

dove:

- il segno negativo indica che si ha di un decremento;
- $\alpha(\lambda, z)$ è noto come *coefficiente di estinzione* ed esprime fisicamente la riduzione di flusso di energia per unità di lunghezza nella direzione di propagazione del fascio. Rappresenta l'attenuazione totale dell'intensità del fascio dovuta alla concomitanza dell'assorbimento e della diffusione. Dimensionalmente è l'inverso di una lunghezza.

Integrando la precedente espressione tra la quota $z = 0$ e z si ottiene la legge di Lambert-Beer che descrive l'andamento dell'intensità di un'onda piana che attraversa l'atmosfera al variare della quota:

$$I(\lambda, z) = I_0 \exp \left\{ - \int_0^z \alpha(\lambda, z') dz' \right\}$$

dove:

- I_0 è l'intensità della radiazione trasmessa a quota $z = 0$;
- $\int_0^z \alpha(\lambda, z') dz'$ è lo spessore ottico del mezzo, che può essere indicato come $\int (\sum_i N_{a,i} \sigma_{a,i} + \sum_j N_{s,j} \sigma_{s,j}) dz$, con $N_{a,i}$ densità numerica dell' i -sima specie assorbente, $N_{s,j}$ densità numerica della j -sima specie diffondente e $\sigma_{a,i}$ e $\sigma_{s,j}$ le rispettive sezioni d'urto.

Si definisce trasmissività atmosferica il seguente importante parametro:

$$T(\lambda, z) = \frac{I(\lambda, z)}{I_0} = \exp \left\{ - \int_0^z \alpha(\lambda, z') dz' \right\} \quad (\text{II.1})$$

che dà informazioni sulla densità ottica dell'atmosfera, ossia sulla capacità della stessa di trasmettere, entro un certo range, una determinata lunghezza d'onda λ ; dunque, dà informazioni sulla concentrazione in atmosfera di materia diffusiva e assorbente, quale gli aerosol.

L'assorbimento è solo una fase di un ciclo che culmina nell'*emissione*; infatti, in seguito all'interazione radiazione-materia, la materia - si supponga presente sotto forma molecolare - viene eccitata a livelli di energia maggiori di quello a cui si trovava al momento dell'interazione. Diseccitandosi, ricade a livelli di energia minore emettendo quanti di energia radiante. Queste transizioni possono essere sia spontanee che stimulate. Le prime avvengono tipicamente in atmosfera, le seconde rappresentano l'operazione base nella creazione di un laser, strumento cardine della tecnica LIDAR.

II.2 Il processo di scattering

Lo scattering è il processo col quale una particella sottrae energia ad un'onda che vi incide e la irradia nell'angolo solido totale incentrato sulla particella (centro diffusore). Condizione necessaria affinché il processo di scattering abbia luogo è che l'indice di rifrazione della particella sia diverso dal mezzo in cui è immersa; in tal modo essa rappresenta una discontinuità ottica per l'onda.

L'onda incidente provoca l'eccitazione degli elettroni della 'particella' originando dipoli oscillanti che producono onde sferiche. Nel caso di scattering elastico la frequenza dell'onda sferica generata è la stessa dell'onda incidente.

A seconda delle dimensioni dei centri diffusori rispetto alla lunghezza d'onda λ del fascio incidente λ è possibile distinguere tre differenti processi di scattering :

- *Scattering di Mie*: è un processo di scattering elastico che ha luogo quando le dimensioni della particella diffusore sono uguali o maggiori della lunghezza dell'onda incidente λ . In questo caso la radiazione diffusa è concentrata nella direzione e nel verso di propagazione iniziale;
- *Scattering di Rayleigh*: anch'esso è un processo di scattering elastico. In questo caso le particelle diffusori hanno dimensioni minori della lunghezza d'onda incidente. La radiazione diffusa è concentrata ancora nella direzione di propagazione, ma con uguale intensità nei due versi di propagazione;
- *Scattering Raman*: è un processo di scattering anelastico; si manifesta con la comparsa, nello spettro della radiazione diffusa, di bande spostate, rispetto alla frequenza della radiazione incidente, di una quantità pari alle frequenze rotovibrazionali della molecola che funge da centro diffusore. Poiché l'energia rotovibrazionale è strettamente dipendente dal legame chimico presente nella molecola, con lo studio di questo tipo di scattering si può risalire alla specie molecolare.

In tabella II.a sono riportate in sintesi le caratteristiche dei tre tipi di scattering.

Lo studio dei processi di scattering assume rilievo nell'analisi del particolato atmosferico perché gli aerosol hanno una notevole proprietà di scattering in atmosfera, maggiore di quella attribuibile alle molecole di un gas (minore, però, di quella delle formazioni nuvolose).

I processi di interazione radiazione-materia fin qui menzionati dipendono fortemente dalla composizione atmosferica, dunque possono fornire rilevanti informazioni sulla tipologia e sulla concentrazione degli aerosol presenti in atmosfera.

Processo	Tipo di scattering	Frequenza caratteristica	Sezione d'urto (cm ² sr ⁻¹)
Elastico	di Mie	$\nu_r = \nu_0$	$10^{-8} - 10^{-27}$
	di Rayleigh	$\nu_r = \nu_0$	10^{-27}
Anelastico	di Raman	$\nu_r \neq \nu_0$	10^{-30}

Tabella II.a : Caratteristiche dei principali tipi di scattering. $\nu_r \equiv$ frequenza della radiazione raccolta, $\nu_0 \equiv$ frequenza del fascio laser utilizzato.

CAPITOLO III

LA TECNICA LIDAR

In questo capitolo si intende fornire una descrizione della tecnica LIDAR come strumento di indagine atmosferica. Attraverso l'equazione LIDAR sono illustrati i parametri che dipendono dalla composizione dell'atmosfera.

III.1 II LIDAR

L'acronimo LIDAR (Light Identification Detection and Ranging) indica sensori atmosferici remoti in grado di rivelare, identificare, misurare distanze per mezzo della luce; il Lidar è anche denominato radar ottico per l'analogo modus operandi, ma nel radar si fa uso di onde radio, mentre nel lidar si utilizza radiazione laser.

Con l'invenzione dei laser sono notevolmente migliorate le tecniche di indagine e di monitoraggio dell'atmosfera. Si è potuto disporre di fasci di radiazione monocromatica, ben collimati, potenti, di lunghezza d'onda delle dimensioni degli aerosol atmosferici. Con l'ausilio di laser pulsati è possibile risalire alla distanza cui è posto il campione investigato: ricordando che la velocità a cui viaggia la radiazione elettromagnetica in atmosfera è approssimativamente pari a c , noto l'intervallo di tempo t che intercorre tra l'invio del fascio laser e l'arrivo dello stesso si ha:

$$z = \frac{ct}{2}$$

Dunque è possibile ottenere profili verticali e, variando la direzione del fascio di invio, anche orizzontali di concentrazione aerosolica.

L'avvento di laser ad impulsi giganti ha reso possibile anche lo studio e l'identificazione di specifiche molecole attraverso misure remote basate su scattering anelastico.

Riassumendo, attraverso la tecnica Lidar è possibile studiare in tempo reale:

- I processi di trasporto in atmosfera (usando gli aerosol come traccianti);
- La distribuzione verticale di aerosol prodotti localmente (inquinamento urbano), o trasportati;
- La struttura dinamica dello strato limite planetario (PBL).

III.2 La tecnica LIDAR

La tecnica LIDAR consiste nell'inviare in atmosfera un fascio laser ad energia pulsata, di ampiezza e durata opportuna e nel raccogliere, con l'ausilio di un telescopio, la frazione di segnale diffusa in seguito agli scattering subiti ad opera delle molecole di azoto, ossigeno, acqua (scattering di Rayleigh e Raman) e delle particelle aerosoliche (scattering di Mie). Il segnale ricevuto viene opportunamente elaborato dai rivelatori e trasformato in segnale elettrico.

E' possibile realizzare la misura descritta attraverso due configurazioni diverse dell'apparato: monostatica e bistatica. In genere l'apparato sperimentale si compone degli stessi strumenti in entrambi i casi, ma nella configurazione monostatica l'asse del telescopio è allineato con l'asse del sistema di trasmissione, mentre nella configurazione bistatica i due assi sono propriamente paralleli.

III.3 L'apparato sperimentale

Di seguito è descritto l'apparato sperimentale del laboratorio di Fisica Atomica ed Applicazioni Laser del Dipartimento di Scienze Fisiche dell'Università Federico II di Napoli, nel quale è stato svolto questo lavoro di tesi .

III.3.1 SISTEMA DI TRASMISSIONE

- Laser: si tratta del laser a Nd^{3+} - $\text{Y}_3\text{Al}_5\text{O}_{12}$, nel quale il mezzo attivo è ottenuto dopando il cristallo $\text{Y}_3\text{Al}_5\text{O}_{12}$ con ioni Nd^{3+} (sostituendoli in alcuni siti reticolari con Y^{3+}). E' il più diffuso tra i laser a stato solido. La diffusione di questo tipo di laser è dovuta al sommarsi di diversi fattori: anzitutto presenta una eccitazione di soglia piuttosto bassa (la sezione d'urto $\sigma(\nu)$ per emissione stimolata è molto elevata a centro riga); il cristallo $\text{Y}_3\text{Al}_5\text{O}_{12}$ presenta una conduttività termica molto elevata. Queste caratteristiche rendono il laser in grado di operare bene sia in regime continuo che pulsato con frequenza di impulso molto elevata. E' un laser a quattro livelli (fig. 3.1) ed emette nell'infrarosso ($\lambda = 1064 \text{ nm}$). Di seguito al laser sono posti due blocchi, ognuno contenente un opportuno cristallo per la creazione di un'armonica. In tal

modo il laser è in grado di operare su tre lunghezze d'onda: $\lambda = 1064 \text{ nm}$ (IR), $\lambda = 532 \text{ nm}$ (V), $\lambda = 355 \text{ nm}$ (UV), con una frequenza massima di ripetizione di 20 Hz. La scelta di questo laser è dovuta alle notevoli caratteristiche di stabilità e alla possibilità di disporre di una lunghezza d'onda nell'UV, che permette di operare in condizioni di minore rumore dovuto alla radiazione di fondo.

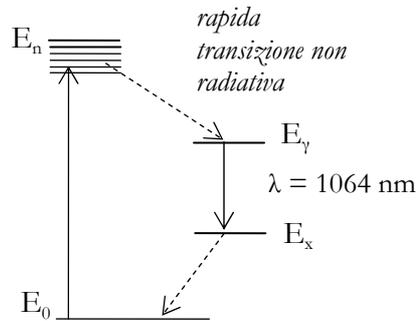


Figura 3.1: Diagramma dei livelli di energia di un laser a quattro livelli.

- Specchi di invio: dall'uscita dal laser, la radiazione viene guidata verso l'asse del telescopio da specchi dielettrici multistrato. Tali specchi garantiscono una elevata riflettività per una lunghezza d'onda specifica e per un angolo di incidenza pari a 45° ;
- Espansore di fascio: (fig.3.2) sono dei sistemi ottici che permettono di ampliare il diametro del fascio espandendolo, al fine di ridurne la divergenza. Ogni espansore si compone di una lente convergente ed un'altra divergente poste ad una distanza reciproca pari alla somma algebrica delle rispettive focali. Le lenti sono scelte in modo da verificare la seguente relazione:

$$\vartheta_f = \vartheta_i \left| \frac{f_1}{f_2} \right|$$

dove:

- ϑ_i, ϑ_f rappresentano l'angolo di divergenza del fascio prima e dopo l'espansore rispettivamente;
- f_1, f_2 sono le lunghezze focali della lente divergente e convergente rispettivamente.

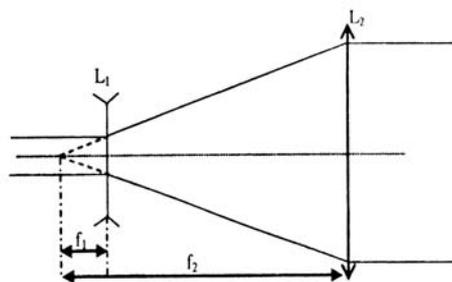


Figura 3.2 Schema dell'espansore di fascio

III.3.2 SISTEMA DI RICEZIONE

- Telescopio: raccoglie la radiazione retrodiffusa dal particolato e dalle molecole presenti in atmosfera nella zona di intersezione tra campo di vista del telescopio (field of view f.o.v.) e fascio laser. Tale zona rappresenta il volume atmosferico investigato, da cui si ottiene il segnale Lidar. Il telescopio si compone di uno specchio primario, sferico, con diametro pari a 30 cm e focale pari a 120 cm e di uno specchio secondario, piano, che invia la radiazione verso il sistema di selezione spettrale. La presenza del secondario provoca una zona d'ombra geometrica che impedisce di raccogliere tutta la radiazione retrodiffusa a basse quote. Per non sottostimare l'intensità del segnale ricevuto bisogna correggere il segnale con un coefficiente moltiplicativo detto fattore di forma geometrico, di cui si parlerà in seguito. D'altra parte, si tenga presente che, comunque, il campo di vista del telescopio può essere regolato con l'apertura di un diaframma posto all'uscita del telescopio e quindi si può favorire la raccolta di radiazione proveniente dalle basse quote, ma, in tal modo, si ottiene un peggioramento del rapporto segnale – rumore e la saturazione dei fotomoltiplicatori. Si cerca quindi di raggiungere un compromesso, al fine di evitare perdite di radiazione retrodiffusa eccessive a basse quote ed avere, comunque, un buon rapporto segnale rumore.
- Sistema di selezione spettrale: La radiazione raccolta dal telescopio, attraverso la lente di collimazione (utilizzata per la collimazione dei fasci) e i dicroici, che la trasmettono e la riflettono, come riportato in fig. 3.4 raggiunge i filtri interferenziali, che selezionano il contributo del segnale ottico in esame escludendo il più possibile la radiazione di fondo. Tali filtri sono ottenuti con tecnica multistrato.

III.3.3 SISTEMA DI RIVELAZIONE

- Beam splitter: i fotomoltiplicatori non consentono di rivelare il segnale completo a tutte le quote di interesse, per cui il segnale ricevuto viene suddiviso con un beam splitter per l'acquisizione

simultanea, ma distinta del segnale proveniente da bassa ed alta quota: il segnale trasmesso è studiato per le alte quote, quello riflesso per le basse.

- *Fotomoltiplicatori*: la scelta dei fotomoltiplicatori è vincolata al tipo di segnale da acquisire. La radiazione corrispondente all'emissione laser nell'UV e nel visibile viene acquisita sia in regime di conteggio di singoli fotoni: "fotoconteggio" (alta quota), sia in regime analogico (bassa quota) con un oscilloscopio. I segnali Raman, sia quelli dovuti alle molecole di azoto che quelli dovuti alle molecole di acqua, sono acquisiti solo in fotoconteggio a causa della loro bassa intensità.

III.3.4 SENSORI METEOROLOGICI

I parametri fisici dell'atmosfera influiscono fortemente sul segnale Lidar e tutti i modelli teorici atmosferici richiedono la conoscenza di parametri, quali temperatura e pressione corrispondenti alla quota a cui si trova la stazione Lidar (nel caso in questione 118m sul livello del mare). Per questo motivo, all'esterno della stazione Lidar è installato un sistema di sonda che fornisce dati di temperatura, pressione, umidità relativa, velocità e direzione del vento. Questi valori sono acquisiti ogni secondo e mediati su un minuto.

III.4 L' equazione Lidar

Da tutto quanto detto sino ad ora, emerge che per valutare il segnale Lidar e formulare un'equazione che ne descriva l'andamento della potenza in funzione della quota e della lunghezza d'onda, bisogna tener conto dei fenomeni di scattering e assorbimento che attenuano il fascio inviato, ma anche delle perdite dovute alla strumentazione e delle condizioni atmosferiche.

Si consideri il sistema Lidar, di cui si è discusso, in configurazione monostatica. E' necessario formulare un'ipotesi sul tipo di processo di scattering indotto dalla radiazione laser incidente perché l'equazione lidar ne dipende fortemente. Per semplicità, ci si limiterà al caso di scattering singolo (fotoni raccolti dopo aver subito un solo processo di scattering).

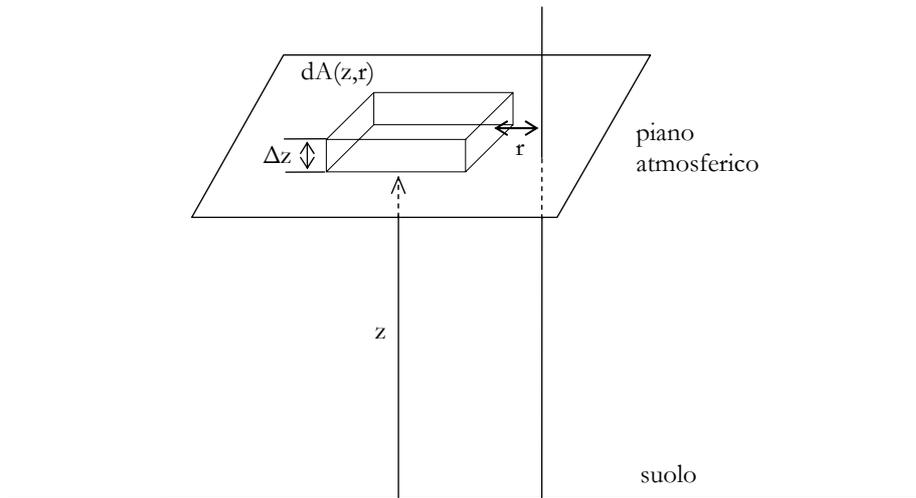


Figura 3.3: Schema del processo di ricezione della radiazione retrodiffusa.

Ciò posto, la potenza ottica ricevuta del rivelatore nell'intervallo di lunghezza d'onda $[\lambda, \lambda+d\lambda]$, da una cella atmosferica compresa tra le quote $[z, z+dz]$ (fig.3.3) è data da:

$$P(\lambda, \lambda_L, z) = \int J(\lambda, \lambda_L, z, r) \cdot \Delta\lambda \cdot \Delta z \cdot dA(z, r) \cdot p(\lambda, z, r) \quad (\text{III.4.1})$$

dove:

- $J(\lambda, \lambda_L, z, r)$ è la radianza spettrale alla lunghezza d'onda λ , nella posizione r , nel piano normale alla direzione di propagazione del fascio laser posto a quota z per intervallo di distanza unitario;
- λ_L è la lunghezza d'onda della sorgente laser;
- λ è la lunghezza d'onda rivelata;
- $\Delta\lambda$ è la larghezza di banda osservata;
- $dA(z, r)$ è l'elemento di area della regione atmosferica di interesse, posto nella posizione r e a distanza z ;
- $p(\lambda, z, r)$ è la probabilità che la radiazione proveniente dall'elemento $dA(z, r)$ alla lunghezza d'onda λ colpisca il rivelatore.

Molti fattori contribuiscono alla determinazione della probabilità $p(\lambda, z, r)$ tra cui considerazioni geometriche, attenuazioni atmosferiche, ricevitori ottici, trasmissione spettrale. Molti di questi contributi possono essere considerati indipendenti, così da ottenere:

$$p(\lambda, r, z) = \frac{A_0}{z^2} \cdot T(\lambda, z) \cdot \xi(\lambda) \cdot \xi(z, r) \quad (\text{III.4.2})$$

essendo:

- A_0 l'area del telescopio;
- A_0/z^2 è l'angolo solido di accettazione del rivelatore, ossia l'angolo solido sotto il quale la luce diffusa dalla quota z è intercettata dal rivelatore;
- $T(\lambda, z)$ è il fattore che tiene conto della trasmissività dell'atmosfera e dipende dalla lunghezza d'onda λ e dalla quota z , (cfr eq.(II.1));
- $\xi(\lambda)$ è l'efficienza totale del ricevitore alla lunghezza d'onda λ , determinata da ottiche, elementi di selezione spettrale e dai rivelatori;
- $\xi(z, r)$ è la probabilità che la radiazione proveniente da r , a distanza z , giunga al rivelatore, supponendo che ciò dipenda solo dalla sovrapposizione del fascio laser con il campo di vista (field of view, "f.o.v.") dell'obiettivo del telescopio, $\xi(z, r)$ è detto anche fattore di sovrapposizione.

La forma di $J(\lambda, \lambda_L, z, r)$ dipende dal tipo di processo, nel caso in esame (processo di scattering) si ha:

$$J(\lambda, \lambda_L, r, z) = \beta(\lambda, \lambda_L, r, z) \cdot I(z, r) \quad (\text{III.4.3})$$

dove $I(z, r)$ è l'irradianza laser, ossia la potenza incidente per unità di superficie, alla posizione r e quota z , mentre $\beta(\lambda, \lambda_L, r, z)$ è la quantità di energia incidente retrodiffusa per unità di angolo solido e per unità di spessore atmosferico. Il coefficiente β è detto coefficiente di backscattering e lo si può esprimere in termini di proprietà dei centri diffusori:

$$\beta = \int_{\Delta\lambda} \sum_i n_i(z, r) \left(\frac{d\sigma(\lambda_L)}{d\Omega} \right)_i L_i(\lambda) d\lambda$$

dove $n_i(z, r)$ è la densità numerica della specie i -sima che diffonde, $\frac{d\sigma(\lambda_L)}{d\Omega}$ è la sezione d'urto differenziale, $L_i(\lambda)$ rappresenta la probabilità che la radiazione retrodiffusa sia di lunghezza d'onda compresa tra λ e $\lambda + d\lambda$. Risulta evidente che il coefficiente $\beta(\lambda, \lambda_L, r, z)$ cambia a seconda del tipo di scattering considerato.

Sostituendo in (III.4.1) le forme (III.4.2) e (III.4.3) si ha:

$$P(\lambda, \lambda_L, z) = A_0 \int_0^{ct/2} \frac{dz}{z^2} \int_{\Delta\lambda_0} \xi(\lambda) d\lambda \int \beta(\lambda, \lambda_L, z, r) I(z, r) T(z, r) \xi(z, r) dA(z, r) \quad (\text{III.4.4})$$

Nel caso di scattering la banda di lunghezza d'onda della radiazione osservata è vicina, ossia comparabile, con la larghezza di banda della radiazione laser $\Delta\lambda_0$. Con lo scopo di semplificare l'espressione (III.4.4) si assuma che $\xi(z, r)$ sia 1 dove vi è sovrapposizione tra campo di vista del telescopio e fascio laser e 0 altrove, che l'intensità del laser sia omogenea nell'area interessata $A_L(z)$ e che l'atmosfera sia omogenea nella zona di sovrapposizione tra campo di vista e fascio laser (β e T costanti rispetto a r).

Con tali ipotesi l'equazione precedente diventa:

$$P(\lambda, \lambda_L, z) = \Delta z \frac{A_0}{z^2} \xi(\lambda) \beta(\lambda, \lambda_L, z) T(\lambda, z) I(z) A(z)$$

Ipotizzando che l'impulso laser sia rettangolare e di durata τ_L :

$$I(z) = \frac{E_L T(\lambda_L, z)}{\tau_L A(z)}$$

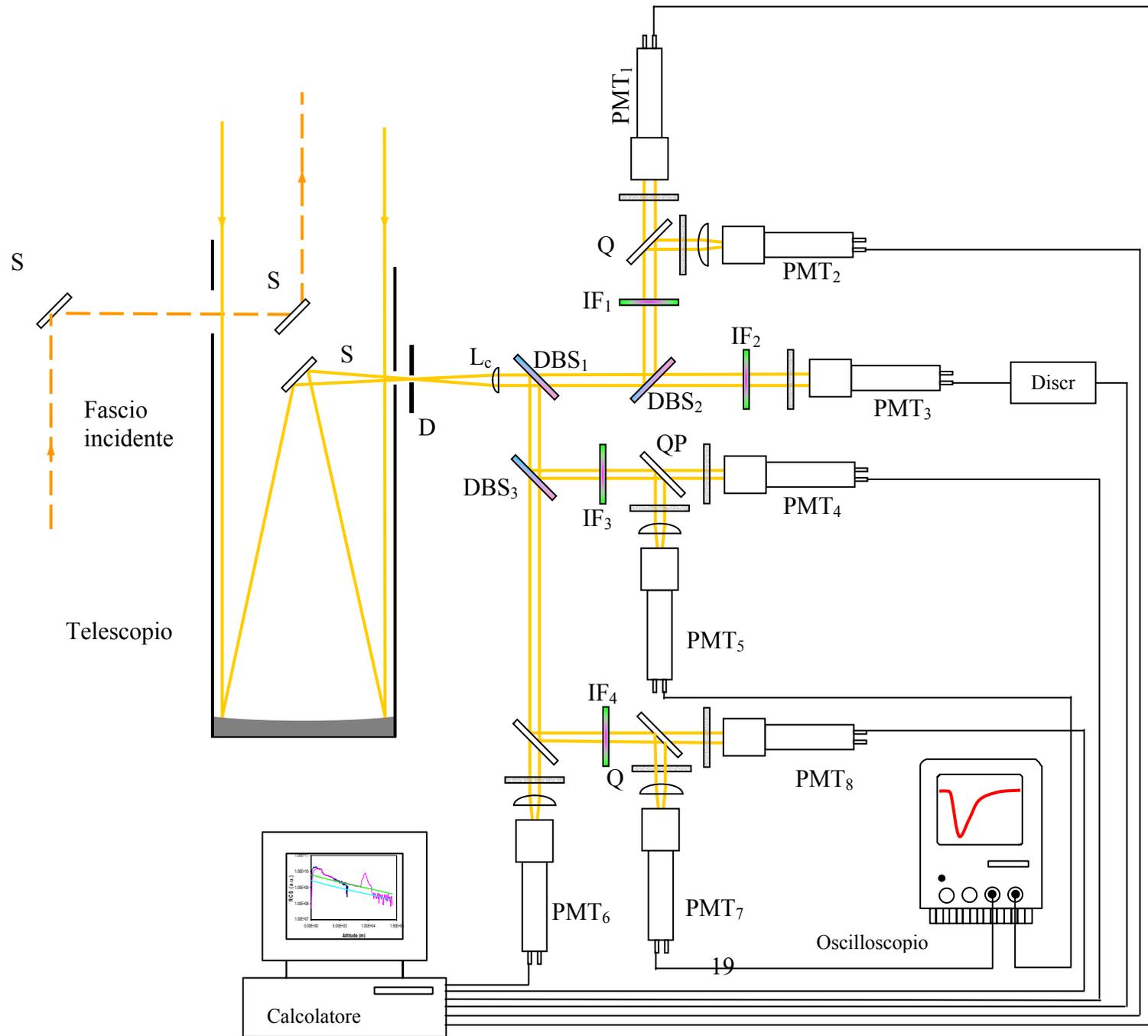
dove E_L è l'energia dell'impulso laser, $T(\lambda_L, z)$ rappresenta la trasmittività atmosferica alla lunghezza d'onda λ_L e $A(z)$ è la superficie investita dal fascio laser alla quota z .

Introducendo, inoltre, la potenza dell'impulso laser $P_L = \frac{E_L}{\tau_L}$ e la risoluzione spaziale del segnale

$\Delta z = c \tau_L / 2$, dove il fattore 2 tiene conto del fatto che il segnale deve percorrere due volte la distanza Δz , la potenza totale ricevuta all'istante $2z/c$ è:

$$P(\lambda, \lambda_L, z) = P_L \frac{c\tau_L}{2} \frac{A_0}{z^2} \xi(\lambda) \beta(\lambda, \lambda_L, z) T(\lambda, z) T(\lambda_L, z) \quad (\text{III.4.5}).$$

L'equazione precedente è detta equazione lidar per scattering elastico, nel caso in cui sia trascurabile il contributo dello scattering multiplo. Essa descrive quindi la dipendenza della potenza ottica ricevuta in funzione della coordinata lungo la quale si propaga il fascio laser.



PMT: Fotomoltiplicatori;
IF: filtri interferenziali;
DBS: Dicroici;
Q: Beam Splitter;
D: diaframma;
L: lente;
S: specchi.

CAPITOLO IV

PARAMETRI OTTICI

In questo capitolo si intende illustrare più in dettaglio i parametri ottici, coefficiente di retrodiffusione β e di estinzione α , che descrivono le proprietà degli aerosol e delle molecole atmosferiche e che contribuiscono alla determinazione della potenza ricevuta dal rivelatore del sistema lidar descritto nel capitolo precedente. Si accenna, anche, al problema dell'area efficace.

IV.1 Parametri ottici in condizione di diffusione elastica

Si riporta per comodità la forma dell'equazione lidar nel caso di scattering elastico, caso in cui la lunghezza d'onda del segnale inviato è uguale a quella del segnale ricevuto ($\lambda = \lambda_L$):

$$P(\lambda_L, z) = P_L \frac{c\tau}{2} \frac{A_0}{z^2} \xi(\lambda_L) \beta(\lambda_L, z) T^2(\lambda_L, z)$$

IV.1.1 COEFFICIENTE DI RETRODIFFUSIONE

Per quanto riguarda il coefficiente di retrodiffusione, occorre separare i due contributi, molecolare ed aerosolico: $\beta = \beta_{\text{mol}} + \beta_{\text{aer}}$. Il primo contributo è dovuto allo scattering di tipo Rayleigh da parte delle molecole, ovvero di particelle di diametro molto più piccolo della lunghezza d'onda che le colpisce. In base alla teoria di Rayleigh tale termine può essere espresso come:

$$\beta_{\text{mol}} = N_{\text{mol}} \frac{d\sigma(\theta = \pi)}{d\Omega}$$

dove:

$$\frac{d\sigma(\pi)}{d\Omega} = \frac{\pi^2 (n^2 - 1)}{N_{\text{mol}}^2 \lambda^4}$$

è la sezione d'urto differenziale di Rayleigh per l'angolo di diffusione $\theta = \pi$ e N_{mol} è il numero di molecole per unità di volume; una stima, per una miscela di gas esistente al di sotto dei 100 km è data da:

$$\frac{d\sigma(\pi)}{d\Omega} = 5.45 \left(\frac{550}{\lambda(\mu m)} \right) \times 10^{-28} \text{ cm}^2 \text{ sr}^{-1}$$

Si noti la dipendenza da λ^{-4} . Tale quantità è ricavabile da modelli atmosferici.

Il secondo contributo è dovuto allo scattering di particelle con dimensioni confrontabili con la lunghezza d'onda incidente. L'espressione di questo contributo è fornita dalla teoria di Mie:

$$\beta_{aer}(\lambda) = \int_0^{\infty} \sigma_B(a, \lambda, n) N'_{aer}(a) da$$

dove σ_B è la sezione d'urto di retrodiffusione Mie di una particella di raggio a e indice di rifrazione n , mentre N'_{aer} rappresenta il numero di particelle con raggio compreso tra a e $a+da$.

IV.1.2 COEFFICIENTE DI ESTINZIONE

Anche per quanto riguarda il coefficiente di estinzione sono necessarie considerazioni aggiuntive. Si precisi che per estinzione si intende l'attenuazione del segnale laser che attraversa l'atmosfera dovuta a scattering e assorbimento da parte sia di molecole che di aerosol. Considerando entrambi i contributi, si scrive:

$$\alpha = \alpha_{mol} + \alpha_{aer} = \alpha_{mol,abs} + \alpha_{mol,scatt} + \alpha_{aer,abs} + \alpha_{aer,scatt}$$

- $\alpha_{mol,abs}$ il coefficiente di estinzione dovuto all'assorbimento molecolare;
- $\alpha_{mol,scatt}$ è il coefficiente di estinzione dovuto allo scattering molecolare;
- $\alpha_{aer,abs}$ è il coefficiente di estinzione dovuto all'assorbimento aerosolico;
- $\alpha_{aer,scatt}$ è il coefficiente di estinzione dovuto allo scattering aerosolico.

La componente di scattering molecolare può essere espressa attraverso la sezione d'urto di Rayleigh:

$$\alpha_{mol,scatt} = N_{mol} \sigma_R$$

Il termine molecolare di assorbimento è funzione di λ e predomina sugli altri in corrispondenza delle righe di assorbimento dei componenti atmosferici. La componente molecolare in toto risulta, dalla

teoria di Rayleigh, legata alla componente molecolare del coefficiente di backscattering attraverso la relazione:

$$\alpha_{\text{mol}} = \frac{\beta_{\text{mol}}}{0.119}$$

Si analizzi ora il contributo aerosolico. Ipotizzando aerosol sferici è possibile scrivere:

$$\alpha_{\text{aer}}(\lambda) = \int_{a_2}^{a_1} N_{\text{aer}}(a) \sigma_{\text{ext}}(a, \lambda, n) da$$

dove α_{ex} è la sezione d'urto di estinzione totale per particelle di raggio a ed indice di rifrazione n , a lunghezza d'onda λ . E' somma di due contributi, di scattering e di assorbimento, rispettivamente dati da:

$$\sigma_{\text{aer,scatt}}(a, \lambda, n) = \pi a^2 Q_s(x, n)$$

$$\sigma_{\text{aer,abs}}(a, \lambda, n) = \pi a^2 Q_a(x, n)$$

Dove le efficienze Q_s e Q_a , di scattering e di assorbimento rispettivamente, possono essere determinate con metodi numerici.

IV.2 Parametri ottici in condizione di diffusione anelastica

In condizione di diffusione anelastica la lunghezza d'onda del laser e quella del segnale retrodiffuso sono diverse, dunque l'equazione lidar diviene:

$$P(\lambda, z) = P_L \frac{A_0}{z^2} \frac{c\tau_L}{2} \xi(\lambda) \frac{d\sigma_R(\pi)}{d\Omega} N_R(z) \xi(z) e^{-\int_0^z \alpha(\zeta, \lambda_L) d\zeta} e^{-\int_0^z \alpha(\zeta, \lambda_R) d\zeta} \quad (\text{IV.1})$$

dove:

- λ_L è la lunghezza d'onda della radiazione laser;
- λ è la lunghezza d'onda della radiazione retrodiffusa e, come si è detto: $\lambda \neq \lambda_L$;
- $N_R(z)$ è la densità numerica della specie sondata;
- $\frac{d\sigma_R(\pi)}{d\Omega}$ è la sezione d'urto differenziale di Raman per retrodiffusioni a 180° .

IV.2.1 COEFFICIENTE DI ESTINZIONE

L'estinzione totale, in questo caso, in base alla definizione di trasmissività, può essere espressa nel seguente modo:

$$\alpha_{\text{tot}} = \alpha(\lambda) + \alpha(\lambda_L) = \alpha_{\text{aer}}(\lambda) + \alpha_{\text{mol}}(\lambda) + \alpha_{\text{aer}}(\lambda_L) + \alpha_{\text{mol}}(\lambda_L) \quad (\text{IV.2})$$

in tal modo si evidenzia che i due fasci sono attenuati in modo diverso perché le capacità di attenuazione dell'atmosfera variano al variare della lunghezza d'onda.

La dipendenza dei coefficienti molecolari dalle lunghezze d'onda, esprimibile attraverso le sezioni d'urto, li rende noti. I coefficienti aerosolici sono invece difficilmente calcolabili perché dipendono dalla forma e dall'indice di rifrazione delle particelle, oltre che dalla lunghezza d'onda. Può, dunque, risultare utile l'utilizzo della seguente relazione:

$$\frac{\alpha_{\text{aer}}(\lambda_R)}{\alpha_{\text{aer}}(\lambda_L)} = \left(\frac{\lambda_L}{\lambda_R} \right)^\gamma \quad (\text{IV.3})$$

Dove il valore di γ varia a seconda delle dimensioni delle particelle sondate .

IV.3 Inversione dell'equazione lidar

Risulta evidente che l'equazione lidar di cui si è discusso (cfr eq. III.4.5) presenta due incognite, α_{aer} e β_{aer} , che contengono le informazioni sulle proprietà ottiche del mezzo attraversato.

E' possibile utilizzare diversi algoritmi di calcolo per invertire l'equazione lidar e rintracciare le suddette incognite. Di seguito ne sono illustrati alcuni.

IV.3.1 METODO DI ASMANN

Questo metodo consente di determinare il coefficiente di estinzione α_{aer} quando si dispone di misure lidar simultanee del segnale dovuto allo scattering elastico e di quello dovuto allo scattering Raman prodotto dalle molecole di azoto o di ossigeno, che risulta proporzionale alla densità molecolare $N_R(z)$. Dalla (IV.1), esplicitando i diversi contributi di α , si può scrivere:

$$\frac{P(z)z^2}{N_R(z)} = K \exp \left\{ - \int_0^z [\alpha_{\lambda_L}^{\text{aer}}(\zeta) + \alpha_{\lambda_L}^{\text{mol}}(\zeta)] d\zeta \right\} \exp \left\{ - \int_0^z [\alpha_{\lambda_R}^{\text{aer}}(\zeta) + \alpha_{\lambda_R}^{\text{mol}}(\zeta)] d\zeta \right\}$$

Dove K contiene tutti i fattori costanti, indipendenti dalla quota, riguardanti le efficienze di raccolta della radiazione (fattore geometrico), le efficienze di trasmissione delle ottiche, le efficienze dei rivelatori.

In questa espressione il fattore di sovrapposizione è stato posto pari a 1.

Passando ai logaritmi e calcolando la derivata prima rispetto a z per entrambi i membri, si ha:

$$\alpha_{\lambda_L}^{\text{acr}}(z) + \alpha_{\lambda_R}^{\text{acr}}(z) = -\frac{d}{dz} \left[\ln \left(\frac{P(z)z^2}{N_R(z)} \right) \right] - \alpha_{\lambda_L}^{\text{mol}}(z) - \alpha_{\lambda_R}^{\text{acr}}(z)$$

Sostituendo la relazione empirica (IV.3) nella precedente si ottiene:

$$\alpha_{\lambda_{\text{el}}}^{\text{acr}}(z) = \frac{\frac{d}{dz} \left[\ln \left(\frac{N_{N_2}(z)}{P_{N_2}(z) \cdot z^2} \right) \right] - \alpha_{\lambda_L}^{\text{mol}}(z) - \alpha_{\lambda_R}^{\text{mol}}(z)}{1 + \left(\frac{\lambda_R}{\lambda_L} \right)^{\gamma(z)}} \quad (\text{IV.4})$$

Si è ricavata un'espressione per $\alpha_{\text{acr}}(\lambda_L)$ indipendente dal coefficiente di retrodiffusione; in tal modo non si sono dovute introdurre ipotesi a priori su β . Tuttavia permane la dipendenza dal fattore di sovrapposizione che, come si è detto, è stato ipotizzato pari a 1; resta, anche, la dipendenza dalla geometria dell'apparato.

IV.3.2 METODO ANALITICO DI KLETT E FERNALD

Per ricavare il coefficiente di retrodiffusione sono utilizzabili due metodi.. L'uso dell'uno o dell'altro dipende dalle misure lidar disponibili. Per misure diurne è utilizzabile l'algoritmo di Klett e Fernald, che si basa sull'utilizzo dell'equazione lidar valida in caso di scattering elastico.

Si introduce una nuova variabile $S(z)$ definita come il logaritmo del segnale Lidar moltiplicato per il quadrato della quota (Range Corrected Signal, RCS):

$$S(z) = \ln \left[P_{\lambda_{\text{el}}}(z) z^2 \right].$$

Nota $S(z)$ ad una quota di riferimento z_0 si esprime l'equazione lidar in una forma indipendente dal sistema di rivelazione usato:

$$S(z) - S(z_0) = \ln \frac{\beta(z)}{\beta(z_0)} - 2 \int_{z_0}^z \alpha(\zeta) d\zeta$$

Ponendo $\beta(z) = \beta$, $\beta(z_0) = \beta_0$ e derivando rispetto a z , si ottiene:

$$\frac{dS}{dz} = \frac{1}{\beta} \frac{d\beta}{dz} - 2\alpha \quad (\text{IV.5})$$

Per poter risolvere l'equazione appena elaborata occorre che sia noto il rapporto lidar (lidar ratio, L), ossia il rapporto tra α e β aerosolici:

$$L \equiv \frac{\alpha^{\text{aer}}}{\beta^{\text{aer}}}$$

Da cui il coefficiente di estinzione può essere scritto come:

$$\alpha = L \beta_{\text{aer}} + \frac{\beta_{\text{mol}}}{B_R}, \quad B_R = 0.119$$

Sostituendo nella (IV.5), si ottiene:

$$\frac{dS}{dz} = \frac{1}{\beta} \frac{d\beta}{dz} - 2(L\beta_{\text{aer}} + B_R^{-1}\beta_{\text{mol}}) = \frac{1}{\beta} \frac{d\beta}{dz} - 2L\beta + 2(L - B_R^{-1})\beta_{\text{mol}}$$

Definendo la nuova variabile $S'(z)$ in modo tale che:

$$S' - S'_0 = S - S_0 + \frac{2}{B_R} \int_{z_0}^z \beta_{\text{mol}} dr - 2 \int_{z_0}^z L \beta_{\text{mol}} dr$$

la precedente equazione può essere differenziata rispetto a z per dare (dopo alcuni passaggi):

$$\frac{d\beta}{dz} - \beta \frac{dS'}{dz} = 2\beta^2 L$$

Ponendo $x = \beta^{-1}$ si ottiene l'equazione differenziale ordinaria di Bernoulli:

$$-\frac{1}{x^2} \frac{dx}{dz} = \frac{dS'}{dz} \frac{1}{x} + \frac{2L}{x^2}$$

La cui soluzione, in termini di β è:

$$\beta(z) = \frac{\exp(S' - S'_0)}{\beta_0^{-1} + 2 \int_{z_0}^z L \exp(S' - S'_0) d\zeta'}$$

dove β_0 è il valore del coefficiente di retrodiffusione alla quota di riferimento z_0 .

Dal profilo di densità molecolare si ricava $\beta_{\text{mol}}(z)$ e quindi β_{aer} .

Naturalmente il limite principale dell'algoritmo appena illustrato consiste nell'ipotesi che il rapporto lidar L sia un parametro noto a priori. Il rapporto lidar è una funzione complicata della quota, lega due quantità, α e β , entrambi fortemente dipendenti dalle caratteristiche chimico fisiche del particolato; infatti, in base alla teoria di Mie, entrambi i coefficienti sono esprimibili come integrali pesati sulla distribuzione dimensionale degli aerosol:

$$\beta_{\text{aer}}(\lambda, z) = \int_{a_{\text{min}}}^{a_{\text{max}}} K_{\pi}(a, \lambda; n) N(a, z) da = \int_{a_{\text{min}}}^{a_{\text{max}}} \pi r^2 Q_{\pi}(a, \lambda; n) N(a, z) da \quad (\text{IV.6})$$

$$\alpha_{\text{aer}}(\lambda, z) = \int_{a_{\text{min}}}^{a_{\text{max}}} K_{\text{ext}}(a, \lambda; n) N(a, z) da = \int_{a_{\text{min}}}^{a_{\text{max}}} \pi r^2 Q_{\text{ext}}(a, \lambda; n) N(a, z) da$$

dove $\beta(\lambda, z)$ è il coefficiente di backscattering a lunghezza d'onda λ e altezza z , $\alpha(\lambda, z)$ il rispettivo coefficiente di estinzione, n l'indice di rifrazione; K_i ($i=\pi, \text{ext}$) dipende dalle efficienze di retrodiffusione e di estinzione; $N(a, z)$ è la distribuzione dimensionale delle particelle; $Q_{\pi}(a, \lambda; n)$ e $Q_{\text{ext}}(a, \lambda; n)$ sono le efficienze di backscattering e di estinzione rispettivamente.

Una classificazione dei possibili valori che il Lidar Ratio può assumere in funzione della quota è stata fornita da Ackermann, in funzione dell'umidità relativa, per diversi tipi di aerosol troposferici e per segnali di lunghezza d'onda 355 nm.

IV.3.3 METODO DI WANDINGER

Quando si hanno a disposizione anche misure di scattering Raman sulle molecole di azoto, tipicamente realizzabili dopo il tramonto a causa del basso valore del rapporto segnale rumore tipico delle misure diurne, per ricavare β si utilizza il metodo di Wandinger. Dalle equazioni (IV.2) e (IV.6) si ha:

$$P_{\lambda_L}(z) = \frac{K_{\lambda_L}}{z^2} [\beta_{\lambda_L}^{\text{aer}}(z) + \beta_{\lambda_L}^{\text{mol}}(z)] \exp \left\{ -2 \int_0^z [\alpha_{\lambda_L}^{\text{aer}}(\zeta) + \alpha_{\lambda_L}^{\text{mol}}(\zeta)] d\zeta \right\}$$

$$P_{\lambda_R} = \frac{k_{\lambda_R}}{z^2} N_{N_2}(z_0) \frac{d\sigma_{\lambda_R}(\pi)}{d\Omega} \exp \left\{ - \int_0^z [\alpha_{\lambda_R}^{\text{aer}}(\zeta) + \alpha_{\lambda_R}^{\text{mol}}(\zeta)] d\zeta \right\} \exp \left\{ - \int_0^z [\alpha_{\lambda_L}^{\text{aer}}(\zeta) + \alpha_{\lambda_L}^{\text{mol}}(\zeta)] d\zeta \right\}$$

dove λ_L è la lunghezza d'onda del laser, λ_R è la lunghezza d'onda emessa nello scattering Raman, k_{λ_i} ($i=L, R$) contiene tutti i parametri di efficienza. Si consideri, ora, il seguente rapporto dei segnali a due diverse quote:

$$\frac{P_{\lambda_L}(z)P_{\lambda_R}(z_0)}{P_{\lambda_L}(z_0)P_{\lambda_R}(z)}$$

Dove z_0 è la solita quota di riferimento. Sostituendo tale rapporto nelle due precedenti equazione, si ottiene la seguente relazione:

$$\beta_{\lambda_L}^{\text{aer}}(z) = \left[\beta_{\lambda_L}^{\text{aer}}(z_0) + \beta_{\lambda_L}^{\text{mol}}(z_0) \right] \frac{N_{N_2}(z)P_{\lambda_L}(z)P_{\lambda_R}(z_0)}{N_{N_2}(z_0)P_{\lambda_L}(z_0)P_{\lambda_R}(z)} \frac{e^{-\int_0^z [\alpha_{\lambda_R}^{\text{aer}}(\zeta) + \alpha_{\lambda_R}^{\text{mol}}(\zeta)] d\zeta}}{e^{-\int_0^z [\alpha_{\lambda_L}^{\text{aer}}(\zeta) + \alpha_{\lambda_L}^{\text{mol}}(\zeta)] d\zeta}} - \beta_{\lambda_L}^{\text{mol}}(z)$$

Le equazioni precedenti sono scritte nell'ipotesi che i fattori di sovrapposizione relativi al canale elastico e al canale Raman siano uguali. L'altezza di riferimento z_0 deve essere scelta in modo tale che: $\beta_{\lambda_{el}}^{\text{aer}}(z_0) \ll \beta_{\lambda_{el}}^{\text{mol}}(z_0)$, in modo da poter trascurare β aerosolico in condizione di aria pulita (soddisfatta nella troposfera); dunque la scelta di z_0 è fortemente influenzata dalla conoscenza del coefficiente di backscattering. Comunque questo metodo avvantaggia rispetto al metodo di Klett e Fernald che, invece, richiede la conoscenza del rapporto lidar L.

Se i coefficienti di estinzione alla due lunghezze d'onda sono abbastanza simili, si può assumere:

$$\frac{e^{-\int_0^z [\alpha_{\lambda_R}^{\text{aer}}(\zeta) + \alpha_{\lambda_R}^{\text{mol}}(\zeta)] d\zeta}}{e^{-\int_0^z [\alpha_{\lambda_L}^{\text{aer}}(\zeta) + \alpha_{\lambda_L}^{\text{mol}}(\zeta)] d\zeta}} = 1$$

In alternativa può usarsi la seguente relazione:

$$\beta_{\lambda_L}^{\text{aer}}(z) = \left[\beta_{\lambda_L}^{\text{aer}}(z_0) + \beta_{\lambda_L}^{\text{mol}}(z_0) \right] \frac{N_{N_2}(z)P_{\lambda_L}(z)P_{\lambda_R}(z_0)}{N_{N_2}(z_0)P_{\lambda_L}(z_0)P_{\lambda_R}(z)} \frac{e^{-\int_0^z \left[\left(\frac{\lambda_L}{\lambda_R} \right)^\gamma \alpha_{\lambda_L}^{\text{aer}}(\zeta) + \alpha_{\lambda_R}^{\text{mol}}(\zeta) \right] d\zeta}}{e^{-\int_0^z [\alpha_{\lambda_L}^{\text{aer}}(\zeta) + \alpha_{\lambda_L}^{\text{mol}}(\zeta)] d\zeta}} - \beta_{\lambda_L}^{\text{mol}}(z)$$

In tal modo, utilizzando il valore del coefficiente di estinzione ricavato dal segnale Raman (IV.4), β può essere determinato senza ipotesi aggiuntive. Il problema che si riscontra nell'utilizzo di questo

metodo è legato al basso rapporto segnale-rumore per lo scattering anelastico, tale da rendere sondabile una limitata porzione di troposfera ($3\div 4$ Km) durante misure diurne.

IV. 4 Area efficace

Per la determinazione dei parametri ottici, allo scopo di semplificare i calcoli, si è posto, nell'equazione lidar, il fattore di sovrapposizione uguale a 1. Tale fattore è, però, funzione della quota, delle caratteristiche del trasmettitore e del rivelatore, della distribuzione spaziale del fascio laser, della sua divergenza e della sua direzione, della sua sovrapposizione col campo di vista del telescopio. Tiene conto dell'influenza dello specchio secondario del telescopio, delle aberrazioni ottiche e della disomogeneità della superficie del rivelatore. Si presenta come una funzione crescente della quota sino ad un valore massimo (di quota), al di sopra del quale assume valore costante. In genere si definisce l'area efficace, come il prodotto dell'area del telescopio per il fattore di sovrapposizione tra campo di vista del telescopio e fascio laser. Tale sovrapposizione varia a seconda che il sistema lidar sia in configurazione monostatica o bistatica. Nel lidar monostatico ξ tiene conto della sottostima del segnale, dovuta all'ombra dello specchio secondario del telescopio che ferma i fotoni diffusi a bassa quota. Nel lidar bistatico la sottostima del segnale è dovuta alla non sovrapposizione a bassa quota tra fascio laser e campo di vista del telescopio. Ricordando che la presenza di aerosol è predominante soprattutto a bassa quota si rileva l'importanza della conoscenza di questo parametro. La figura 4.1 evidenzia le differenze tra le due configurazioni. In letteratura sono presenti molti metodi per la determinazione del profilo di questa funzione, più o meno accurati.

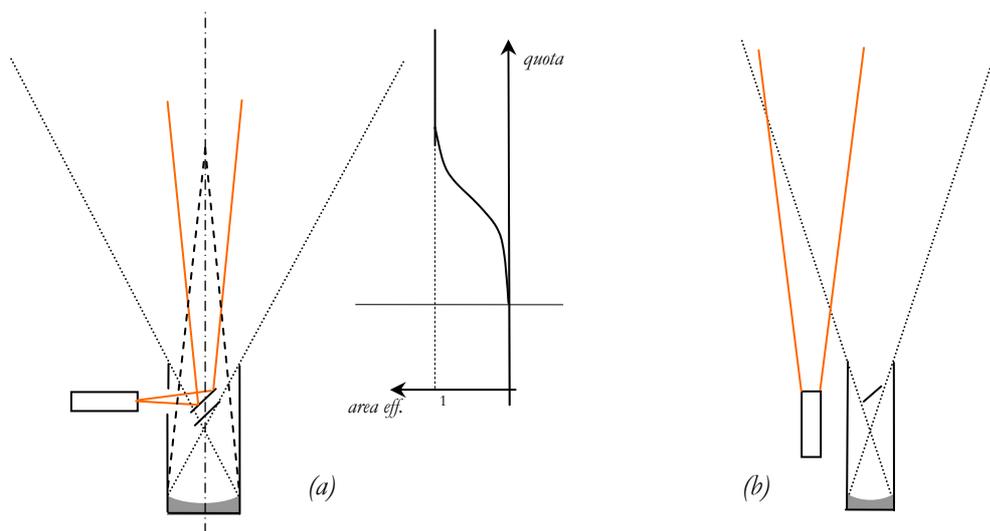


Figura 4.1: Configurazione monostatica (a) e bistatica (b).

CAPITOLO V

MONITORAGGIO DELLA BASSA TROPOSFERA

In quest'ultimo capitolo si intende commentare una serie di misure atte al monitoraggio della dinamica della bassa troposfera lungo un arco temporale di circa ventiquattro ore. In particolare l'attenzione è stata posta sullo studio della evoluzione dello strato più basso dell'atmosfera, il PLB, soprattutto in riferimento al contenuto di aerosol in tale strato.

Con il termine strato limite planetario (PBL) si indica quella porzione di atmosfera, che va dal suolo ad una quota h , influenzata dai cambiamenti (forzanti superficiali) indotti dalla superficie planetaria sottostante con una scala temporale di circa un'ora. I fenomeni di influenza sono di vario tipo:

- meccanici: resistenza aerodinamica causata dalla forza d'attrito viscoso e dalla superficie stessa;
- termici: trasferimento di calore da e verso il suolo;
- termodinamici: evaporazione, traspirazione, emissione di grandi masse di inquinanti dovute a sorgenti naturali (vulcani, polveri da erosione) o antropiche (emissioni industriali, traffico urbano).

Questo strato è caratterizzato da un intenso mescolamento turbolento che lo differenzia rispetto al resto della troposfera, l'atmosfera libera (Free Atmosphere, FA), nella quale l'influenza della forza d'attrito è trascurabile e la turbolenza è localizzata in particolari fenomeni, come le nubi convettive e le correnti a getto.

La sua composizione è di notevole importanza, in quanto:

- l'essere umano trascorre la maggior parte della propria vita nel PBL; le previsioni meteorologiche riguardano essenzialmente il PBL;
- gli agenti inquinanti emessi dalle sorgenti presenti sulla terra vengono intrappolati nel PBL;
- la nebbia si forma nel PBL;
- l'aviazione, il commercio mercantile e la maggior parte delle attività umane vengono condotte nel PBL;
- le sorgenti di molti aerosol si trovano sulla superficie della terra e, quindi, il PBL contiene concentrazioni di aerosol molto più alte rispetto alla libera atmosfera;

- è direttamente influenzato dalla morfologia della superficie terrestre e da tutte le attività umane e dai fenomeni che su di essa hanno luogo; ha una risposta temporale piuttosto rapida (un'ora o meno) alle sollecitazioni derivanti dalla superficie (forzanti superficiali).

Alla realizzazione del progetto hanno contribuito il laboratorio lidar dell'unità di Napoli dell'INFM, il consorzio Co.Ri.S.T.A. (Consorzio di Ricerche per i Sistemi di Telesensori Avanzati) con sede a Napoli e l'Isafom (Istituto per i Sistemi Agricoli e Forestali del Mediterraneo) istituto del CNR con sede ad Ercolano (NA).

Si sono volute studiare:

1. le differenze fra il ciclo diurno del PBL nell'area urbana di Napoli e quello nell'area rurale presso Pontecagnano (SA);
2. l'evoluzione su scala media (i due siti distano circa 50 km) di eventuali fenomeni di trasporto di aerosol eventualmente presenti oltre le quote del PBL.

Si è disposto di due stazioni di monitoraggio, una fissa sulla collina di Monte Sant'Angelo nella città di Napoli in dotazione dell'INFM e l'altra, mobile, allocata a Pontecagnano.

Stazione fissa di Pontecagnano

Il sito. La stazione è allocata nell'area dell'aeroporto, fuori dal centro abitato. L'area è pianeggiante a ridosso del mare e presenta caratteristiche sostanzialmente rurali; è sottoposta a regimi di brezza. Al mattino si verifica il fenomeno della brezza marina, a sera quello della brezza di terra con direzione invertita rispetto alla prima.

La strumentazione. Gli strumenti della stazione mobile possono dividersi in due categorie: quelli di terra e quelli disposti a bordo di un aeromobile, capace di misurare cambiamenti continui e turbolenti di massa, quantità di moto e di energia che caratterizzano gli strati più bassi dell'atmosfera. Fra gli strumenti di terra, invece, si ha il Lidar mobile in dotazione al Co.Ri.S.T.A. Si tratta di un prototipo di lidar che per le dimensioni ridotte e la maneggevolezza può essere facilmente trasportato. E' stato costruito nell'ambito del progetto EUREKA denominato LAPMI, in cui il Co.ri.s.t.a è stato leading-partner. Si compone di:

- sorgente laser: è una sorgente laser impulsata a stato solido (Nd:Yag), in cui l'armonica fondamentale ($\lambda = 1064 \text{ nm}$) viene utilizzata per il pompaggio di cristalli non lineari, che tramite processi di generazione di seconda e terza armonica, forniscono alternativamente, in uscita, radiazione laser con lunghezza d'onda $\lambda = 532 \text{ nm}$ o $\lambda = 355 \text{ nm}$. La frequenza di Q-Switching

è variabile fra 100 Hz e 5 kHz con passo di 100 Hz e fra 5 kHz e 10 kHz con passo di 500 Hz. Generalmente si opera a 1000 Hz.

- Sistema di ricezione e selezione ottica: parte del segnale ottico inviato in atmosfera è retrodiffuso e raccolto dal sistema di ricezione ottica, che consta di:
 - telescopio: la configurazione è cassegrain; l'asse del telescopio è parallelo alla direzione di invio del fascio laser (configurazione bistatica). Lo specchio primario è sferico, con diametro di 20 cm. Lo specchio secondario è ellittico, tra i due specchi vi è una distanza di 34 cm e una distanza focale di 140 cm. Il fuoco del telescopio coincide con quello di una lente piano convessa (focale di 12 cm) per la colimazione della radiazione ricevuta;
 - separatori di fascio: trasmette la radiazione retrodiffusa nel verde con trasmittività $T > 90\%$ e riflette la radiazione retrodiffusa nell'UV con riflettività $R > 99.5\%$;
 - filtri interferenziali: successivamente sono posti due filtri interferenziali a banda stretta;
 - scheda di acquisizione: fornisce un profilo medio dell'energia retrodiffusa dall'atmosfera fino ad una quota di circa 7.5 Km in intervalli di tempo variabili fra 0.5 e 4 sec.

Vi è, poi, una stazione meteorologica per misure di flussi di radiazione, di temperatura di rugiada, di vento e temperatura.

Stazione fissa di Napoli

Il sito. La zona è caratterizzata da una forte urbanizzazione con una notevole pressione antropica e presenta tipiche caratteristiche urbane con grandi emissioni da terra dovute al traffico e alle attività industriali. Rilevante è anche l'orografia. La stazione, inoltre, è sottoposta a regimi di brezze marine e di terra sebbene risentano di forti attriti superficiali dovuti all'urbanizzazione.

La strumentazione. La stazione è composta dal sistema Lidar fisso descritto al capitolo III.

Dati della stazione fissa di Napoli

Tramite il sistema lidar INFM si sono acquisiti profili lidar relativi al segnale di retrodiffusione elastica per le lunghezze d'onda $\lambda=355$ e 532 nm. A partire dal tramonto e fino all'aurora si è attivata anche l'acquisizione dei canali Raman dell' N_2 e dell' H_2O .

Il sistema lidar genera serie di trenta segnali acquisiti consecutivamente mediati ciascuno su di 1 minuto, ai quali viene sottratto un fondo dovuto sia alla radiazione di fondo dell'atmosfera (valutata come media del segnale alle quote a cui il segnale retrodiffuso è praticamente assente, cioè oltre 30 Km) sia al fondo strumentale. L'osservazione del *picco di tempo zero* (cfr. paragrafo seguente) consente inoltre di determinare l'origine dei tempi e quindi delle quote verticali.

Tenendo conto del fatto che l'equazione lidar descritta nel capitolo precedente contiene a denominatore il termine corrispondente al quadrato della quota dalla quale il segnale proviene, i segnali

vengono moltiplicati per il quadrato della quota, così da ottenere l'RCS (Range Corrected Signal). Nella figura 5.3 è riportata sotto forma di mappa l'andamento temporale dell'RCS per il segnale corrispondente allo scattering elastico alla lunghezza d'onda di 355nm, determinato a Napoli, nell'arco dell'intero periodo di misura. I segnali vengono mediati su mezz'ora e normalizzati al profilo molecolare in intervalli di quote nei quali è possibile ritenere trascurabile il contenuto di aerosol, essi quindi vengono utilizzati per il calcolo del coefficiente di retrodiffusione aerosolica β_{aer} con l'algoritmo di Klett, precedentemente illustrato. Nei periodi nei quali si dispone anche del segnale corrispondente allo scattering Raman si possono calcolare il coefficiente di backscattering β_{aer} ed il coefficiente di estinzione aerosolica α_{aer} utilizzando gli algoritmi di Ansmann e Wandiger rispettivamente (cfr. cap. precedente). In quest'ultimo caso è anche possibile determinare il valore del lidar ratio (rapporto tra coefficiente di estinzione e backscattering) la cui conoscenza, come già illustrato, è necessaria per applicare il metodo Klett.

Dati della stazione mobile di Pontecagnano

Tramite il sistema lidar Co.ri.s.t.a. si è effettuata una acquisizione ininterrotta in fotoconteggio per 24 ore del segnale di retrodiffusione elastica relativo alla lunghezza d'onda $\lambda = 532 \text{ nm}$. A ciascuno dei profili lidar, che il sistema Co.ri.s.t.a genera ogni 4 secondi, è stata sottratta la componente dovuta al fondo ambientale, quindi si sono tarate le quote sottraendo a quelle fornite dal sistema la quota corrispondente al picco di tempo zero.

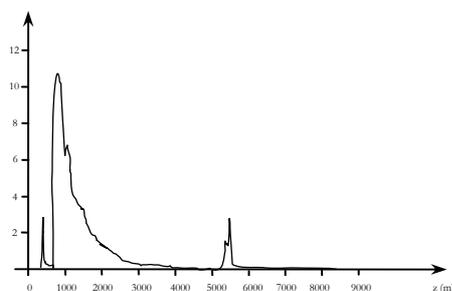


Figura 5.1 Esempio di profilo lidar del sistema Co.ri.s.t.a. In ascissa le quote in metri. In ordinata la potenza retrodiffusa in unità arbitrarie (u.a.)

Il picco presente alla quota di circa 400m (figura 5.1) è detto *picco di tempo zero* e corrisponde ai fotoni riflessi dal sistema di rinvio e dalle pareti interne al telescopio. Essi provengono da quota zero e costituiscono un picco che permette di tarare l'asse delle quote verticali (o dei tempi, equivalentemente).

I profili così ottenuti si sono moltiplicati per il quadrato della quota, ottenendo, così, il RCS. Una visione complessiva di tutti i profili con risoluzione temporale di 1 min e risoluzione spaziale di 60 m si ottiene con la mappa riportata alla figura 5.4 ottenuta associando all'intensità del segnale RCS un colore relativo ad intervalli di livelli cromatici variabile. Una volta normalizzato il segnale attraverso un profilo molecolare puro (atmosfera standard) relativo alle condizioni di pressione e temperature medie (fornite

dalla stazione meteorologica) si è calcolato il profilo del coefficiente di retrodiffusione aerosolica β_{aer} utilizzando l'algoritmo di Klett, in questo caso utilizzando un valore del lidar ratio compatibile con la tipologia degli aerosoli che si ritiene fossero presenti durante la misura.

Analisi dei dati di Napoli

L'analisi della mappa (figura 5.2) del segnale lidar, relativo alla lunghezza d'onda $\lambda = 355$ nm, mostra un quadro atmosferico suddivisibile in tre zone con una certa omogeneità interna. Nell'intervallo di quota fino a 1500 ~ 1800 m circa si osserva l'evoluzione del PBL durante l'intero ciclo di misure. La figura 5.3 descrive l'andamento dell'altezza media del PBL calcolata come minimo assoluto della quantità $\frac{d}{dz} \ln(RCS)$. E' possibile osservare come tale evoluzione dipenda dall'alternarsi del giorno e della notte e dal manifestarsi o meno dei forzanti superficiali.

Figura 5.2 Mappa RCS Napoli

Nell'intervallo di quota fino 2000 ~ 4000 m circa si osserva l'evolversi di una struttura aerosolica non connessa a fenomeni locali.. Questo fenomeno si osserva in un periodo che va dalle 16.37 del 9 maggio fino al mattino del giorno dopo, intorno alle ore 4:00. In tale intervallo di quote, a partire dalle 9:00 circa del 10 maggio si ha il comparire di nubi basse che daranno origine a precipitazioni.

Infine, vi è l'intervallo di quota dai 4000 m in poi, caratterizzato dalla presenza sporadica di nubi d'alta quota, tipicamente cirri (come indica il valore basso del rapporto lidar che per tali nubi risulta < 10).

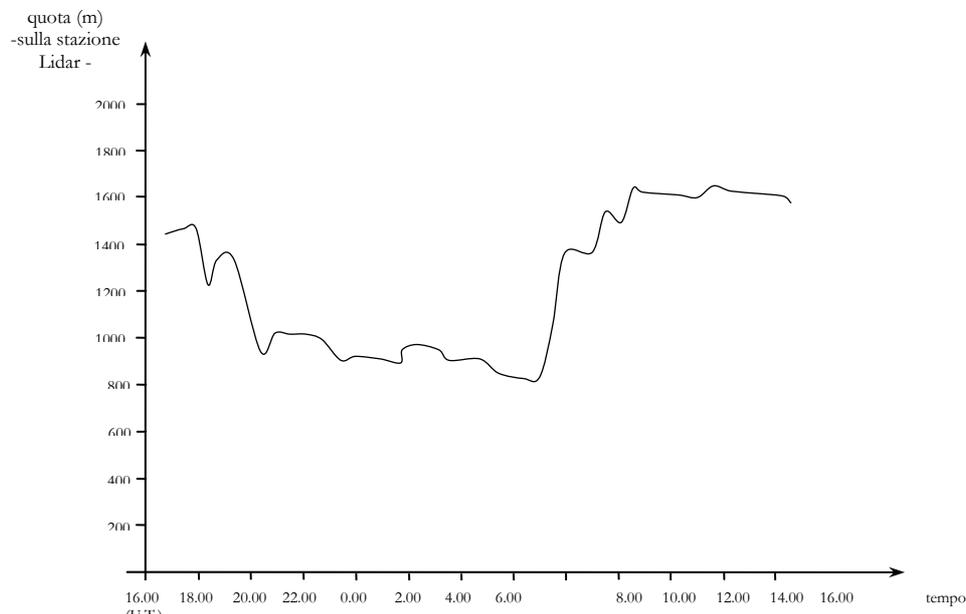


Fig.5.3 Napoli, evoluzione dell'altezza media del PBL

Analisi dei dati di Pontecagnano

L'analisi della mappa (figura 5.4) del segnale lidar, relativo alla lunghezza d'onda $\lambda = 532$ nm della stazione di Pontecagnano, mostra anch'essa un quadro atmosferico suddividibile in tre distinte zone. Fino a circa 1000 ~ 1500 m si osserva l'evoluzione del PBL. Fino a circa 2000 ~ 4000 m è caratterizzato, anch'esso, da una struttura aerosolica che mostra diverse similitudini con quella osservata dalla stazione di Napoli. Infine, dai 4000 m in su è possibile osservare la presenza di cirri.

Figura 5. 4 *Mappa RCS Pontecagnano*

Confrontando l'evoluzione del PBL dei due siti si può notare che a Pontecagnano, sito rurale, la presenza della brezza determina una sostanziale riduzione del carico aerosolico; invece, a Napoli, si riscontrano forti emissioni antropiche in cui gli aerosol vanno a ridistribuirsi nel PBL con una doppia stratificazione senza ridurre il carico totale. Tale fenomeno è dovuto anche alla particolare orografia dei due siti: Pontecagnano è in un'area pianeggiante con bassi rilievi, distanti circa 10 km, che non ostacolano la circolazione atmosferica; Napoli presenta invece una orografia complessa che favorisce la formazione di celle convettive che intrappolano gli aerosol. Per quanto riguarda questa struttura occorre dire che:

- 1) si è studiata la correlazione tra i parametri di questa struttura a Napoli e Pontecagnano (figure 5.5), in funzione del tempo, trovando che il massimo di correlazione si ha per un ritardo relativo che è coerente con la velocità e la direzione del vento a quelle quote (misurate a pratica di mare); si sono studiate le traiettorie delle masse d'aria trovando che questa struttura proviene probabilmente dalla zona più industrializzata dell'America settentrionale (figura 5.6);

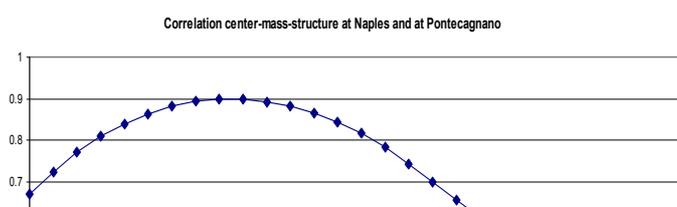
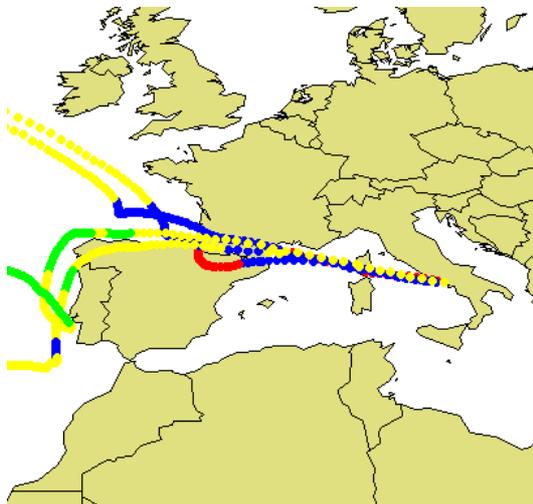
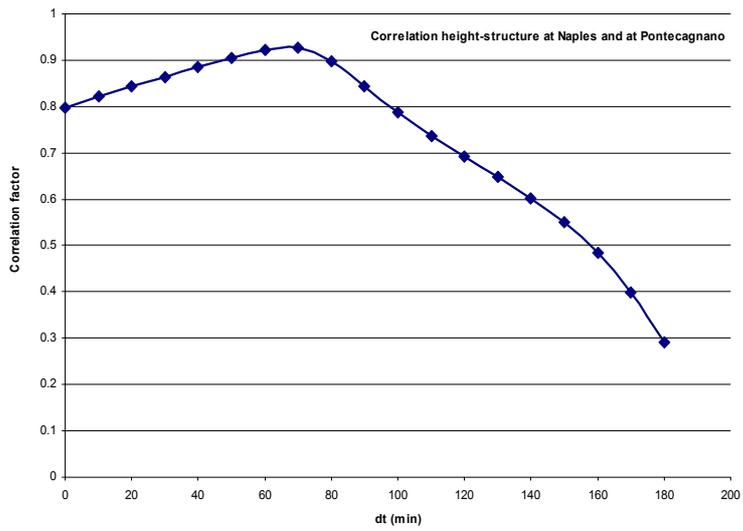


Figura 5.5a: Studio di correlazione fra i centri delle strutture osservate a Napoli e Pontecagnano. Il ritardo temporale è fornito come multiplo intero di sette minuti.



2) Il valore del lidar ratio misurato a Napoli è compatibile con la natura di aerosol di origine antropica

Come già detto, nell'intervallo di quota oltre il PBL, compreso tra 2000 e 4000 m si osserva l'evoluzione di una struttura aerosolica di origine transatlantica proveniente, precisamente, dalla parte orientale degli Stati Uniti d'America, che sono fortemente urbanizzati e industrializzati. Con buona probabilità si tratta dunque di aerosol di origine antropica, classificabili come “eventi speciali”.

Conclusioni

Questo lavoro di tesi è stato dedicato all'analisi della tecnica lidar, con particolare riguardo alla determinazione dei parametri ottici atti a descrivere composizione, struttura e concentrazione del particolato atmosferico. Il particolato di origine antropica rappresenta l'inquinante a maggiore impatto ambientale nelle aree urbane e, a prescindere dalla tossicità, può indurre effetti indesiderati sull'uomo esso inoltre ha una grande influenza sul bilancio radiativo terrestre e quindi costituisce un importante elemento da tenere in considerazione in merito ai cambiamenti climatici. Per questi motivi l'individuazione delle caratteristiche ottiche del particolato risulta particolarmente importante per quanto riguarda lo strato di atmosfera di bassa troposfera, dove si concentra la maggiore concentrazione di aerosol di origine naturale ed antropica, ma anche la totalità delle attività umane. In particolare nel lavoro di tesi sono analizzati i dati acquisiti in contemporanea alle stazioni lidar di Napoli (fissa) e Pontecagnano (mobile) durante un ciclo diurno di misure. In entrambi i siti si è evidenziata la stretta correlazione tra l'evoluzione del PBL e l'azione dei forzanti superficiali, ma con caratteristiche diverse attribuibili alle differenti orografie dei due siti. Inoltre tra Napoli e Pontecagnano si è osservato un trasporto laminare degli aerosol a quote superiori allo strato limite, probabilmente dovuto ad un fenomeno di trasporto attraverso l'Atlantico.

BIBLIOGRAFIA

- [cap. 1] *Ottavio Vittori*, “L’atmosfera del pianeta terra”, <http://clima.meteogiornale.it/Portal>, 20 Ottobre 2005
Rolando Rizzo, “Fisica dell’atmosfera”, presso l’università di Bologna
<http://clima.meteogiornale.it/Portal>, 20 Ottobre 2005
- [cap. 2] *R. M. Measures*, “Laser Remote Sensing: Fundamental and Applications”
E. J. Mc Cartney, Rock Center, New York (1976)
- [cap.3] *R. Bruzzone*, “ Ottica, Laser e Applicazioni”, 1994
R. M. Measures, “Laser Remote Sensing: Fundamental and Applications”
G. Pisani, tesi di dottorato: “ Optical characterization of tropospheric aerosols in the urban aerea of Naples”,2005
- [cap. 4] *A. Ansmann, U. Wandinger, M. Riebsell, C. Wietkamp, W. Michaelis*,
“Indipendent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds by using a combined Raman elastic-backscatter LIDAR” . *Applied Optics*, vol. 31, n.33 (1992)
G. Pisani, tesi di dottorato: “ Optical characterization of tropospheric aerosols in the urban aerea of Naples”, 2005
W. Nastro, tesi di laurea: “ studio sistematico della dinamica dello strato limite planetario (PBL) su Napoli con la tecnica lidar”,2003-2004
- [cap. 5] *W. Nastro*, tesi di laurea: “ studio sistematico della dinamica dello strato limite planetario (PBL) su Napoli con la tecnica lidar”,2003-2004
G. Mincuzzi, tesi di laurea: “ monitoraggio della bassa troposfera con tecnica lidar: i casi di Napoli e Pontecagnano”, 2004-2005
G. Pica, P. Donnarumma, M. G. Frondoso, L. Nasti, G. Mincuzzi, G. Pisani, N. Spinelli, X. Wang, “ Study of Planetary Boundary Layer evolution in urban/rural sites Southern Italy”