## UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI "FEDERICO II"



## FACOLTA' DI INGEGNERIA

## CORSO DI LAUREA IN INGEGNERIA AEROSPAZIALE

## DIPARTIMENTO DI SCIENZA E INGEGNERIA DELLO SPAZIO "LUIGI G. NAPOLITANO"

## TESI DI LAUREA IN SISTEMI AEROSPAZIALI DI TELERIVELAMENTO

## AUTOMAZIONE DI UN LIDAR PORTATILE PER IL MONITORAGGIO AMBIENTALE

RELATORI

CANDIDATO

Ch.mo Prof. Ing. Antonio Moccia

Dott.ssa Giulia Pica Umberto Imperato matr. 347/735

Anno Accademico 2005/2006

# CAPITOLO 1

## INQUINAMENTO DA PARTICOLATO E SENSORI DI

RILEVAMENTO	8
1.1 L'atmosfera terrestre e la sua composizione	9
1.2 Caratteristiche chimico-fisiche dell'atmosfera terrestre	11
1.3 Stratificazione dell'atmosfera	14
1.4 Lo Strato Limite Planetario	18
1.4.1 Proprietà del PBL	19
1.4.2 Struttura del PBL	20
1.5 L'inquinamento dell'atmosfera	24
1.6 Inquinamento da particolato	25
1.6.1 Evoluzione del particolato nell'atmosfera	27
1.6.2 Gli effetti sul clima e sul microclima	27
1.6.3 Gli effetti sulla visibilità	29
1.6.4 Gli effetti sugli ecosistemi e sulle superfici	30
1.6.5 Gli effetti sulla salute umana	31
1.7 Monitoraggio dell'inquinamento	32
1.8 Il metodo di riferimento	33
1.9 Rilevatori in situ del particolato	34
1.9.1 Sistemi LVS ed HVS	35
1.9.2 Analizzatori automatici TEOM	36
1.9.3 Analizzatori automatici ad attenuazione Beta	37
1.10 Telesensori	37
1.10.1 Fotometro solare	39
1.10.2 LiDAR (LIght Detection and Ranging)	40
CAPITOLO 2	
LA TECNICA LIDAR	45

LA ILCNICA LIDAK	
2.1 Assorbimento ed emissione	46
2.2 Scattering	46
2.2.1 Parametri caratteristici	49

2

5

2.3 La tecnica radiometrica	51
2.4 Principio generale di funzionamento della tecnica LiDAR	53
2.5 Equazione LiDAR	55
2.6 I parametri ottici	61
2.6.1 Parametri ottici in condizione di scattering elastico	61
2.6.2 Parametri ottici in condizione di diffusione anelastica	66
2.7 Inversione dell'equazione LiDAR	68
2.7.1 Il metodo analitico di Ansmann	69
2.7.2 Il metodo analitico di Klett	71
2.7.3 Metodo analitico di Wandinger	75
CAPITOLO 3	
DESCRIZIONE DEL PROTOTIPO	79
3.1 Apparato sperimentale: il LiDAR mobile	80
3.2 Sorgente laser	81
3.3 Sistema di trasmissione ottica	82
3.4 Sistema di ricezione ottica	84
3.5 Sistema di selezione ottica	85
3.6 Sistema di rivelazione	86
3.7 Sistema di acquisizione	89
3.8 Sistema di movimentazione del LiDAR	91
CAPITOLO 4	
USER MANUAL	93
4.1 Installazione del software	94
4.2 A.Li.Sys.	95
4.3 Setup del laser	96
4.4 Movimentazione del sistema LiDAR	97
4.5 Allineamento del fascio laser con il FOV del telescopio	101
4.5.1 Allineamento automatico	102
4.5.2 Allineamento manuale	106
4.6 Acquisizione dei dati	107
4.7 Elaborazione dei dati acquisiti	111
4.7.1 Profili Binnati	112

4.7.2 Profili RCS	114
4.7.3 RCS per 30 minuti e beta aerosolico	115
4.7.4 Mappe RCS	121
4.7.5 Evoluzione del PBL ed integrale del beta aerosolico	122

# CAPITOLO 5

# CAMPAGNA DI MISURE PER LA VALIDAZIONE DEI

SOFTWARE SVIULUPPATI	
5.1 Validazione dei software di allineamento	125
5.2 Validazione del software di acquisizione	126
5.3 Validazione algoritmo di inversione dell'equazione LiDAR	127
5.4 Mappe RCS	134
5.5 Evoluzione dello spessore del PBL	139
CONCLUSIONI	141
BIBLIOGRAFIA	146

## **INTRODUZIONE**

Stando a una recente indagine, l'inquinamento dell'aria contribuisce indirettamente a oltre 360.000 decessi prematuri ogni anno in Europa. Le regioni maggiormente colpite sono i grandi agglomerati urbani e le zone industriali. Per affrontare al meglio questo serio problema sociale e di salute, la Commissione europea ha lanciato nel 2005 una strategia per ridurre del 40%, entro il 2020, la percentuale delle morti per contaminazione d'aria. Questo ambizioso obiettivo è stato sostenuto dalla direttiva sulla qualità dell'aria che mira a migliorare e semplificare la legislazione esistente, soprattutto in materia di particolato.

Il particolato atmosferico, sia di origine antropica che naturale, infatti, rappresenta l'inquinante di maggiore impatto nelle aree urbane, con conseguenze piuttosto critiche non solo sul clima e sull'ambiente, ma anche sulla salute degli esseri viventi.

L'immissione in atmosfera di diverse sostanze in concentrazioni tali da produrre effetti dannosi, ha reso necessario un maggiore impegno nello studio di metodi di indagine atmosferica in grado di determinare la concentrazione e l'evoluzione di tali inquinanti nell'atmosfera ma, soprattutto, che permettano un più efficace monitoraggio della qualità dell'aria.

Un metodo particolarmente adatto allo studio del particolato urbano è quello basato sulla tecnica LiDAR, acronimo di Light Detection And

Ranging, che consente di ottenere profili verticali ad alta risoluzione di aerosol in sospensione a differenti quote, con il vantaggio, rispetto ai metodi tradizionali, di utilizzare una tecnica completamente non invasiva poiché basata su indagine remota, dovuta all'interazione di un fascio laser con le particelle di particolato sospese nell'aria.

Nell'ambito delle attività per il monitoraggio dell'aria è stato realizzato presso il CO.RI.S.T.A., Consorzio di Ricerca su Sistemi di Telesensori Avanzati, un prototipo di LiDAR mobile portatile, di utilizzo semplice e sicuro, in grado di monitorare il particolato atmosferico.

In questo lavoro di tesi l'obiettivo principale è stato quello di automatizzare il funzionamento del prototipo LiDAR, mediante l'implementazione di una suite di software user-friendly oriented che permettesse la gestione completa del sistema, durante un'intera campagna di misure e nella successiva elaborazione dei dati acquisiti, anche a personale tecnico opportunamente addestrato.

Il presente lavoro di tesi è strutturato in cinque capitoli.

Nel *primo capitolo* è presentata una descrizione dell'atmosfera e dei suoi costituenti, con particolare attenzione ai tipi di aerosol presenti. Inoltre, sono descritte le varie metodologie di indagine dell'atmosfera, analizzando in modo più dettagliato il metodo LiDAR.

Nel *secondo capitolo* vengono presentate le principali teorie di scattering alla base dell'interazione tra la sorgente laser e le particelle di aerosol sospese in atmosfera. Si prosegue, poi, con una descrizione della tecnica d'indagine LiDAR e dei metodi analitici utilizzati per l'inversione dell'equazione LiDAR.

Nel *terzo capitolo* viene presentata una descrizione dettagliata dell'apparato sperimentale utilizzato per i test dei software implementati.

Nel *quarto capitolo* viene descritta in dettaglio la suite di software A.Li.Sys, acronimo di Automation of LiDAR System, da me realizzata per l'automazione del sistema LiDAR e per la successiva analisi dei dati acquisiti, al fine di ottenere gli andamenti del coefficiente di retrodiffusione aerosolico, nonché mappe qualitative indicanti la presenza e l'evoluzione del particolato in atmosfera.

Nel *quinto capitolo*, infine, viene descritta la campagna di misura effettuata durante questo lavoro di tesi, al fine di validare la suite di software realizzata. Particolare attenzione è posta nelle procedure di autoallineamento ed acquisizione dati, con i relativi vantaggi ottenuti in termini di tempo, e negli andamenti delle grandezze fisiche inerenti gli aerosol sospesi in atmosfera.

# **CAPITOLO 1**

# INQUINAMENTO DA PARTICOLATO E SENSORI DI RILEVAMENTO

Nel seguente capitolo viene presentata un'introduzione sull' Atmosfera terrestre, i suoi parametri chimico-fisici e la sua suddivisione stratificata. In particolare si è posta l'attenzione sullo Strato Limite Planetario, strato che interessa maggiormente l'attività umana sulla Terra e i fenomeni di inquinamento.

Il capitolo prosegue con un'analisi dettagliata dell'inquinamento da particolato, trattandone gli effetti negativi sull'ambiente e sull'uomo. Infine sono trattati i principali metodi di monitoraggio dell' inquinamento da particolato e le normative vigenti in campo.

#### 1.1 L'atmosfera terrestre e la sua composizione

La parola atmosfera (dal greco  $\alpha \tau \mu \delta \zeta$  "vapore" e  $\sigma \varphi \alpha i \rho \alpha$  "sfera") designa lo strato gassoso che avvolge un pianeta o in generale un corpo celeste, le cui molecole sono trattenute dalla forza di gravità.

L'atmosfera terrestre può essere considerata come un gigantesco e complesso sistema termodinamico, la cui struttura, composizione e dinamica, influenzano, in maniera rilevante, la morfologia della superficie del pianeta. L'atmosfera terrestre è costituita da una miscela di gas che, in base alla loro differente concentrazione (Tabella 1.1), possono essere classificati come *permanenti* o *variabili*. [1]

I gas permanenti si estendono fino a 100 Km di quota e sono definiti tali in quanto formano una miscela stabile ed omogenea in cui ogni singolo componente è presente ovunque nella medesima concentrazione percentuale. Rientrano in tale categoria i principali costituenti dell'atmosfera quali l'azoto, l'ossigeno molecolare, l'argon, il neon e tracce di elio.

I gas variabili, invece, sono presenti in concentrazioni percentuali che possono variare sensibilmente in tempi molto brevi; tale variabilità è dovuta alla loro partecipazione in processi fisico-chimici, come l'interazione o la reazione fotochimica con altri gas o particelle presenti in atmosfera. A questa categoria appartengono l'acqua ( $H_2O$ ), l'ozono ( $O_3$ ), l'anidride carbonica ( $CO_2$ ), il metano ( $CH_4$ ) e i composti dello zolfo e dell'azoto. Tali gas sono responsabili delle caratteristiche più importanti dell'atmosfera terrestre, intervengono a determinare il bilancio termoradiativo della Terra e creano un ambiente in cui la vita è possibile.

Gas	Rapporto di mescolamento <sup>a</sup>
Azoto, $N_2$	78.084 %
Ossigeno, $O_2$	20.946 %
Argon, Ar	0.934 %
Anidride Carbonica, CO <sub>2</sub>	360 ppmv (variabile) <sup>b</sup>
Neon, Ne	18.18 ppmv
Elio, He	5.24 ppmv
Metano, $CH_4$	1.6 ppmv
Kripton, Kr	1.14 ppmv
Idrogeno, H <sub>2</sub>	0.5 ppmv
Biossido di Azoto, N <sub>2</sub> O	0.3 ppmv
Xenon, Xe	0.087 ppmv

Tabella 1.1 Composizione dell'aria secca per unità di volume (Brimblecombe, 1996)

- a. ppmv = parti per milione di volume: 1 ppmv equivale ad 1 cm<sup>3</sup> di gas puro in 1 m<sup>3</sup> di aria.
- b. La concentrazione di CO<sup>2</sup> varia durante l'anno per l'attività fotosintetica.

Ad esempio l'ozono assorbe la radiazione ultravioletta di origine solare con lunghezza d'onda minore di 300 nm e contribuisce a schermare i tessuti biologici da radiazioni potenzialmente dannose. Il vapor d'acqua, l'anidride carbonica e in misura ridotta il metano, invece, attraverso l'effetto serra aumentano la temperatura della bassa atmosfera, creando condizioni compatibili con la vita.

Altri costituenti importanti dell'atmosfera sono gli *aerosol*, o *particolato atmosferico*. Con il termine aerosol si intendono tutte quelle particelle solide o liquide sospese in aria, le cui caratteristiche morfologiche, chimiche e dimensionali possono variare in funzione dei fenomeni di trasporto e trasformazione.[2]

Tali particelle hanno una notevole influenza sia sul tempo meteorologico poiché costituiscono i nuclei attorno ai quali si condensa il vapore acqueo dando luogo a formazioni di nebbia, pioggia e neve, che sulle proprietà di trasferimento radiativo dell'atmosfera.

#### 1.2 Caratteristiche chimico-fisiche dell'atmosfera terrestre

Nell'ambito dell'atmosfera si hanno notevoli variazioni di pressione, densità e temperatura.

La densità e la pressione variano in relazione all'altitudine diminuendo rapidamente all'aumentare della quota seguendo una legge di tipo esponenziale, tale decremento è dovuto essenzialmente all'azione della forza di gravità.



Figura 1.1 Andamento di pressione e densità nell'atmosfera

E' possibile considerare l'atmosfera terrestre come un sistema gassoso che circonda in modo stabile l'intera superficie del nostro pianeta, con comportamento simile a quello di un gas ideale per cui piccole variazioni di pressione corrispondono a grandi variazioni di volume e quindi di densità. Dalla pressione, quindi si può facilmente risalire alla densità atmosferica, che risulta essere direttamente proporzionale alla pressione.[3]

Si consideri l'equazione di stato per N molecole di gas ideale, che possono differire per massa e specie chimica: [4]

$$PV = NkT \tag{1.1}$$

Dove P,V e T sono rispettivamente pressione, volume e temperatura termodinamica assoluta del gas, k è la costante di Boltzmann ( $k=R/N_A$  dove R è la costante universale dei gas perfetti, pari a 8.314 Jmol<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>, e N<sub>A</sub>è il numero di Avogadro, pari a 6.022\*10<sup>23</sup>).

Dall'equazione (1.1) si ricavano le seguenti definizioni di densità:

• densità numerica  $\rho_n = \frac{N}{V} = \frac{P}{kT}$ 

• densità molare 
$$\rho_m = \frac{n}{V} = \frac{P}{RT}$$

• densità di massa 
$$\rho = \frac{m}{V} = \frac{PM}{RT}$$

che mostrano come la densità sia legata alla pressione e alla temperatura dalle costanti R ed M, dove quest'ultima rappresenta la massa molare media dell'atmosfera, pari a circa 28.966 gmol<sup>-1</sup>. Come già accennato l'andamento della pressione in relazione alla quota è legato all'azione della forza di gravità, che comprime stabilmente le molecole di gas in uno strato contiguo alla superficie terrestre. Per ricavare una stima di tale relazione si consideri l'equazione dell'equilibrio idrostatico, anche detta legge di Stevino. In base a tale relazione, nell'ipotesi di atmosfera isoterma ed omogenea, la pressione ad ogni quota è determinata dalla forza peso esercitata dalla massa della colonna d'aria sovrastante:

$$dP = -\rho g dz \tag{1.2}$$

dove:

- dP è l'incremento di pressione
- dz è l'incremento di quota
- g è l'accelerazione di gravità
- ρ è la densità di massa dell'aria
- il segno meno indica che la pressione è inversamente proporzionale alla quota z.

Ricavando  $\rho$  dalla legge di stato dei gas perfetti, inserendo il risultato nella (1.2) ed integrando per un dato intervallo di quota, in cui massa molare media e temperatura si mantengono costanti, e per un dato intervallo di pressione, corrispondente a tale quota, si ottiene sia per la densità che per la pressione un andamento decrescente esponenzialmente con la quota:

$$P(z) = P_{SL} e^{-\beta z} \tag{1.3}$$

dove

- P<sub>SL</sub> è la pressione al livello del mare
- β = g/(RT<sub>0</sub>) è il fattore di scala del atmosfera, assumendo per T<sub>0</sub> il valore medio costante della temperatura della superficie terrestre, pari a 15°C (288°K).

L'approssimazione di considerare la temperatura atmosferica costante non si discosta molto dalla realtà, poiché  $T_0$  rappresenta una media delle temperature effettive alle varie quote di atmosfera.

Oltre a densità e pressione, parametro molto importante dell'atmosfera è la temperatura. La temperatura ha andamento variabile con la quota e dipende da diversi fattori, quali le bande di assorbimento dei vari costituenti e la loro densità. Infatti, i vari componenti dell'atmosfera contribuiscono alle variazioni di temperatura poiché ognuno di essi presenta differente capacità di assorbimento alle diverse lunghezze d'onda, ma alcuni componenti minoritari hanno una concentrazione variabile con la quota, e pertanto il calore acquisito con l'assorbimento sarà strettamente dipendente dalla quota.

#### 1.3 Stratificazione dell'atmosfera

L'andamento della temperatura con la quota determina anche una suddivisione dell'atmosfera in diversi strati, ognuno dei quali presenta un andamento lineare della temperatura con la quota, e risulta separato dallo strato successivo da una regione di atmosfera isoterma, la cui estensione è difficile da stabilire, soprattutto alle quote più alte, poiché variabile con le stagioni e la latitudine.

Inoltre il passaggio da uno strato all'altro risulta contraddistinto da un'inversione del segno del gradiente di temperatura.

Un tipico andamento del profilo verticale di temperatura, con la conseguente suddivisione dell'atmosfera è mostrata in Figura 1.2.



Figura 1.2 Andamento della temperatura e stratificazione dell'atmosfera

Procedendo dalla superficie terrestre fino a circa 10÷15 Km di quota si trova il primo strato, detto *troposfera*.

In essa avvengono la maggior parte dei fenomeni meteorologici e contiene l'80% della massa gassosa totale e il 99% del vapore acqueo: l'aria della troposfera è riscaldata dalla superficie terrestre, la quale assorbe la radiazione solare e quella infrarossa proveniente dall'atmosfera stessa; le masse d'aria così riscaldate si sollevano, espandendosi adiabaticamente, e dunque si raffreddano. Essa presenta, pertanto, una temperatura media globale di 15°C al livello del mare, che diminuisce con l'altitudine (6,5°C ogni Km di quota) fino a circa -56°C. La troposfera ha uno spessore variabile a seconda della latitudine: ai poli è spessa solamente 8 Km mentre raggiunge i 15 Km all'equatore.

La *tropopausa* rappresenta la zona di transizione isoterma che costituisce lo strato limite superiore della troposfera.

Ha un'altezza che può variare, nel periodo estivo, tra 15 e 18 Km nella zona dei tropici, e tra 8 e 10 Km sulle zone polari, e nel periodo invernale invece, può raggiungere i 20 Km sulla zona dei tropici e annullarsi del tutto ai poli.

Al di sopra della tropopausa ritroviamo la *stratosfera*. In questa regione avviene un fenomeno chiamato inversione termica: cioè, mentre nella troposfera la temperatura diminuisce con l'altezza, nella stratosfera aumenta, fino alla temperatura di 0°C. Questo è dovuto alla presenza di uno strato di ozono, l'ozonosfera, posta ad una quota di 22 Km dal livello del mare, che assorbe la maggior parte delle radiazioni solari ultraviolette e la radiazione infrarossa emessa dalla superficie terrestre fornendo energia utilizzata per il riscaldamento. La concentrazione di ozono aumenta con la quota fino a raggiungere un massimo a circa 50 Km, quota alla quale si raggiunge anche il picco di temperatura. Nella stratosfera i componenti si presentano sempre più rarefatti, il vapore acqueo e il pulviscolo diminuiscono; esistono ancora alcuni rari fenomeni meteorologici e certi particolari tipi di nubi (cirri).

Oltre la regione isoterma di transizione, detta *stratopausa*, si estende la *mesosfera*. In questa zona, che va dai 50 agli 80 Km di quota, l'atmosfera non subisce più l'influsso della superficie terrestre, ed è costante a tutte le latitudini. Non ci sono più né venti né correnti ascensionali, né nubi o perturbazioni: l'aria è completamente calma. In queste condizioni, i gas si stratificano per diffusione, e la composizione chimica media dell'aria inizia a variare man mano che si sale. L'anidride carbonica scompare rapidamente e il vapore acqueo ancora più in fretta, e anche la percentuale di ossigeno inizia a diminuire con la quota. Aumentano le percentuali di gas leggeri come elio e idrogeno. L'effetto riscaldante dell'ozono è terminato, e la temperatura diminuisce sempre

più con la quota fino a stabilizzarsi, al limite superiore della mesosfera, a circa -80°C, temperatura caratteristica della *mesopausa*.

Lo strato successivo è detto *termosfera*. Qui, i gas presenti sono tanto rarefatti che è più opportuno parlare di atomi e molecole, che ricevono quasi interamente la radiazione solare diretta e sono quindi in prevalenza allo stato ionizzato, infatti insieme agli strati superiori della mesosfera, la termosfera costituisce la *ionosfera* terrestre, caratterizzata da aumenti di temperatura fino a 1000°C. La temperatura in questo strato sale con l'altitudine, per l'irraggiamento solare, ed arriva ai 1700°C al suo limite esterno. Al confine fra mesopausa e termosfera hanno luogo le aurore boreali. La composizione chimica è ancora simile a quella media, con una predominanza di azoto e ossigeno, ma cambia sempre più con l'altitudine. A circa 550 Km di quota, questi due gas cessano di essere i componenti principali dell'atmosfera, e vengono spodestati da elio e idrogeno.

Al di sopra della ionosfera si estende l'*esosfera*, che rappresenta la parte più esterna della atmosfera terrestre, dove la composizione chimica cambia radicalmente. L'esosfera non ha un vero limite superiore, arrivando a comprendere anche le fasce di Van Allen. I suoi costituenti, come già detto, sono per lo più idrogeno ed elio, in maggioranza particelle del vento solare catturate dalla magnetosfera terrestre. Tramite metodi di osservazione indiretti e da calcoli teorici si ricava che la temperatura dell'esosfera aumenta con l'altezza fino a raggiungere, se non addirittura superare, i 2000°C (temperatura cinetica).

## 1.4 Lo Strato Limite Planetario

Prima di procedere ad una panoramica sulle varie tecniche di monitoraggio dell'inquinamento, è necessario introdurre il concetto si Strato Limite Planetario (Planetary Boundary Layer, PBL). Con questo termine si contraddistingue il limite inferiore della troposfera direttamente influenzato dalla superficie terrestre e suscettibile di mutamenti dovuti all'immissione di energia da parte di essa, con tempi nell'ordine dell'ora.

La sua importanza, nel nostro caso, è dovuta al fatto che la maggior parte degli aerosol si concentrano in questa parte dell'atmosfera.

Inoltre, per la sua adiacenza alla superficie terrestre, esso ha una significativa influenza sull'attività umana e su quella climatica, meteorologica ed ambientale, infatti:

- l'essere umano trascorre la quasi totalità della propria vita nel PBL, e pertanto è molto importante la sua composizione;
- la radiazione solare, dopo essere stata assorbita in parte dalla terra, è trasmessa al resto dell'atmosfera attraverso processi fisici e termodinamici che caratterizzano il PBL;
- il 50% dell'energia cinetica dell'atmosfera è dissipata all'interno del PBL mediante attriti e turbolenze;
- gli agenti inquinanti vengono per la maggior parte intrappolati nel PBL;
- la maggior parte delle attività umane riguardanti l'aviazione vengono condotte nel PBL;
- le previsioni meteorologiche riguardano essenzialmente il PBL;
- la nebbia si forma essenzialmente nel PBL;

- la crescita dell'umidità nel PBL influenza la formazione di uragani e temporali;
- i parametri del PBL si rivelano utili come parametri di input di molti modelli riguardanti l'atmosfera per la validazione degli stessi.

## 1.4.1 Proprietà del PBL

Come già affermato precedentemente il PBL si distingue dal resto dell'atmosfera perché è direttamente influenzato dalla morfologia della superficie terrestre, dai fenomeni che hanno luogo su di essa e dalle attività umane, ed inoltre presenta tempi di risposta alle sollecitazioni piuttosto rapidi (nell'ordine di un'ora o meno). Questo lasso di tempo però non rappresenta il tempo necessario affinché il PBL raggiunga uno stato di equilibrio, bensì l'intervallo, trascorso il quale, esso comincia ad alterare il suo stato iniziale.

Le cause di questi mutamenti sono dette *forzanti superficiali* e sono frutto dell'interazione tra la superficie terrestre e lo strato di atmosfera ad essa adiacente. Esse possono avere carattere sia naturale che antropico ed includono: il riscaldamento e il raffreddamento del suolo, la morfologia dello stesso che induce variazioni del flusso d'aria, l'emissione di grandi masse inquinanti dovute a sorgenti naturali o antropiche, l'evaporazione, la traspirazione e la resistenza aerodinamica causata dall'attrito viscoso.

Ed è a causa di tali forzanti che il PBL subisce numerose e continue variazioni nello spazio e nel tempo, in particolare del suo spessore. Il PBL infatti si estende dalla superficie terrestre fino ad una quota variabile tra 0.5 e 2.5 km. Tali variazioni sono causate da movimenti caratteristici del PBL, responsabili del trasporto da una regione all'altra di grandezze come umidità, calore, quantità di moto, etc.

Essi possono essere classificati in due grosse categorie: i movimenti orizzontali e quelli verticali, naturalmente classificati rispetto alla superficie terrestre.

I primi, anche detti venti, sono più complessi e comuni rispetto ai movimenti verticali. Essi agiscono essenzialmente su due scale differenti: su larga scala costituiscono la circolazione generale della troposfera, su scala ridotta invece rappresentano fenomeni meno regolari e più localizzati, come cicloni ed uragani.

Tali processi sono dovuti essenzialmente al diverso riscaldamento della superficie terrestre, a sua volta causato dall'inclinazione dell'asse terrestre, infatti, la differenza di temperatura sulla superficie terrestre produce piccole differenze orizzontali di pressione tra zone che si trovano alla stessa quota rispetto al livello del mare, e questo naturalmente favorisce lo spostamento orizzontale di masse d'aria, dalle zone ad alta pressione verso quelle a pressione più bassa.

I movimenti verticali, invece, sono responsabili della formazione di nubi e precipitazioni, ed inoltre sono la causa della formazione della turbolenza, uno dei più importanti processi di trasporto verticale all'interno del PBL, prodotta dalla sovrapposizione di vortici di dimensioni differenti.

#### 1.4.2 Struttura del PBL

La struttura del PBL è fortemente influenzata dal *ciclo diurno della temperatura* in prossimità della superficie terrestre. Tale ciclo non è

dovuto all'interazione della radiazione solare con il PBL, bensì sono le radiazioni assorbite dalla terra e poi successivamente trasmesse che influenzano la struttura del PBL, portando ad un riscaldamento diurno ed un successivo raffreddamento radiativo nell'IR durante la notte, con conseguenti variazioni cicliche della struttura interna del PBL.

Ovviamente è anche la natura stessa della superficie sottostante ad influenzare tale struttura; in particolare il PBL sovrastante la superficie marina varia lentamente nello spazio e nel tempo, poiché variano lentamente le forzanti superficiali, a loro volta influenzate dalla lenta variazione della temperatura sulla superficie del mare, effetto della grande capacità termica delle acque marine, che possono assorbire grosse quantità di calore senza variare di molto la loro temperatura.

Sulla terraferma, invece, in regioni di alta pressione, il PBL ha una struttura ben definita, correlata all'orografia della regione sottostante, fortemente variabile, anche se in maniera ciclica, durante l'arco della giornata.

Si parla prevalentemente delle zone ad alta pressione poiché in quelle a bassa pressione ci sono situazioni meno stabili, infatti, le masse d'aria tendono a spostarsi dalle zone ad alta pressione verso quelle a pressione più bassa, ed in seguito, attraverso moti convettivi, tendono a muoversi verso l'alta troposfera. Possiamo osservare questo particolare fenomeno in Figura 1.3.[5]



Figura 1.3 Effetto della pressione sull'estensione del PBL

Come è possibile notare dunque, nelle zone ad alta, pressione il PBL risulta molto più sottile, è caratterizzato da condizioni atmosferiche stabili ed è inoltre privo di nuvole. Invece, nelle zone di bassa pressione lo spessore aumenta notevolmente, e, a causa dei moti convettivi, si manifestano grossi spostamenti di masse d'aria verso l'alto, che portano alla formazione di nuvole cumuliformi o stratocumuli.

Grazie a queste caratterizzazioni è, dunque, possibile studiare l'evoluzione ciclica del PBL in condizioni di alta pressione durante l'arco di una giornata. L'andamento del ciclo giornaliero del PBL è mostrato in Figura 1.4.



Figura 1.4 Evoluzione del PBL nel corso della giornata

La prima fase del ciclo è caratterizzata dallo *Strato Limite Convettivo* (CBL, acronimo anglosassone di Convective Boundary Layer). Esso si sviluppa a partire dall'alba e termina al tramonto. Il principale meccanismo di trasporto è la turbolenza, generata sia dal crescente trasferimento di calore dal suolo, riscaldato dalla radiazione solare, sia dal raffreddamento radiativo della sommità del PBL. Si generano così correnti d'aria calda ascendenti e correnti d'aria fredda discendenti che permettono una certa uniformità verticale di grandezze come calore, quantità di moto, umidità, etc.

All'interno dello strato convettivo troviamo tre sottostrati:

- *Surface Layer* o Strato Superficiale, fortemente dipendente dalle forzanti superficiali. In gran parte si concentrano qui le sostanze inquinanti.
- *Mixed Layer* o Strato Rimescolato, caratterizzato da un forte rimescolamento delle masse d'aria. Si estende nella parte centrale del CBL.

• *Entrainment Layer*, rappresenta l'ultimo stadio del CBL prima di entrare nell'atmosfera libera, esso funge da barriera alla propagazione delle correnti di aria calda ascendenti nella free atmosphere.

Come vediamo dalla figura, il PBL cresce gradualmente fino a raggiungere la massima quota nel tardo pomeriggio.

Mezz'ora dopo il tramonto comincia a decadere trasformandosi in *Strato Limite Residuo* (RL, dall'acronimo anglosassone Residual Layer), in questa fase la turbolenza comincia a decadere e la temperatura cala lentamente. Lo strato di separazione tra l'RL ed il suolo è detto *Strato Limite Stabile* (SBL, Stable Boundary Layer). Questo strato, generato dal raffreddamento della superficie sottostante, non presenta notevoli fenomeni di turbolenza e anche l'intensità del vento è piuttosto bassa.

#### 1.5 L'inquinamento dell'atmosfera

Con il termine inquinamento atmosferico si è soliti definire tutti gli agenti fisici (particolato), chimici e biologici che modificano la naturale composizione dell'aria.

Questo è uno dei problemi maggiormente sentiti dalle popolazioni dei grandi agglomerati urbani e dai governi di tutto il mondo. Dagli inizi degli anni '70 sono state adottate politiche per la riduzione di agenti chimici e altre sostanze specifiche presenti nell'aria.

Purtroppo questi provvedimenti hanno prodotto un effetto benefico nei confronti di alcuni inquinanti come biossido di zolfo, piombo e monossido di carbonio; per altri, come ad esempio il biossido di azoto, l'ozono ed in particolare il particolato, del quale solo ultimamente si è scoperta la criticità per la salute umana, invece non hanno portato ai risultati sperati.

Ed è proprio per la criticità del problema delle polveri sottili che oggi giorno l'inquinamento da particolato rappresenta un caso specifico del problema generale, e per la sua risoluzione sono state studiate numerose tecniche di analisi e monitoraggio.

#### 1.6 Inquinamento da particolato

Il particolato è l'inquinante che ha il maggiore impatto nelle aree urbane, ed è composto da tutte quelle particelle solide e liquide disperse nell'atmosfera, con un diametro compreso tra 0,005 µm ed i 500 µm e oltre. Il particolato si classifica in *PTS*, ovvero le particelle totali sospese, il cui diametro è inferiore ai 100 µm, *PM*<sub>10</sub> (Particulate Matter), ovvero particelle con diametro uguale o inferiore ai 10 µm, la cui pericolosità è data dal fatto che possono penetrare nelle vie respiratorie fino ai polmoni, e *PM*<sub>2.5</sub>, particelle ancor più pericolose, perché dal diametro aerodinamico uguale o inferiore ai 2.5µm, e dunque in grado di penetrare nel sangue superando gli alveoli e la barriera dei capillari.

Le PM<sub>10</sub> sono definite più correttamente dalla normativa italiana come "la frazione di materiale particolato sospeso in aria ambiente che passa attraverso un sistema di separazione in grado di selezionare il materiale particolato di diametro aerodinamico di 10  $\mu$ m con una efficienza di campionamento pari al 50%", analogamente il PM<sub>2.5</sub> [6].

La natura di queste particelle può essere varia, in particolare si distinguono *sorgenti naturali* come ad esempio particelle erose e poi

sospese dal vento, polveri vulcaniche, polline, spore, etc., e *sorgenti antropiche* legate essenzialmente all'utilizzo di combustibili fossili, ad attività industriali e allo smaltimento dei rifiuti.

			FLY ASH			
CONDEN:	SATION				HAL	STONES
AT	MOSPHERIC	DUST				
	OIL SMOKES	8	POLLEN	S	CRYSTA	N LS
	SEA SALT	-		c	IVSTALS	
-	NUCLEI		WATER CLOUDS		DRIZZLE	
	SMOG & HA	ZE	FOGS	MIST &	GRO	PS
L						
0.01 µ	0.1 <sub>µ</sub>	1.0 µ	10 µ	<sup>100</sup> µ	1.000	1cm

#### AITKEN NUCLEI

Figura 1.5 Classificazione degli aerosol

Si è però visto che le polveri più sottili, e dunque più dannose, sono di natura essenzialmente antropica.

La dannosità delle particelle più piccole non è dovuta soltanto agli effetti sulla salute umana, ma in genere anche dai tempi e dalle quote in cui tali particelle restano sospese in aria, notevolmente più lunghi e più alte rispetto alle particelle più grosse.

La sospensione prolungata di questi aerosol inoltre può provocare reazioni chimiche che danno vita al *particolato secondario*, nato a seguito di una reazione tra inquinanti primari.

## 1.6.1 Evoluzione del particolato nell'atmosfera

Una volta che le particelle di particolato hanno raggiunto l'atmosfera, vanno incontro ad un evoluzione attraverso vari meccanismi, potendo infine essere rimosse.

I meccanismi a cui possono essere sottoposte le particelle di particolato sono:

- La *coagulazione*, che si verifica per collisione tra due particelle che si muovono per agitazione termica, con la formazione di particelle di maggiori dimensioni. Diminuisce così il numero di particelle, anche se resta invariata la massa.
- La *sedimentazione*, che è il processo secondo il quale le particelle tendono a precipitare per effetto della gravità. Naturalmente solo le particelle più grandi sono oggetto di questo fenomeno, dato che quelle più piccole tendono a restare in sospensione per tempi molto lunghi.
- Il *dilavamento-washout*, che è, infine, la rimozione delle particelle dovuta a pioggia, neve o nebbia. Tra questi il più efficace metodo di rimozione è la neve; essendo più grandi e lenti, i fiocchi di neve trasportano con sé un maggior numero di particelle.

## 1.6.2 Gli effetti sul clima e sul microclima

Il particolato assorbe o riflette la radiazione solare in base alle sue dimensioni, alla sua composizione chimica e in base alla lunghezza d'onda della radiazione. Esso, dunque, avrà un'influenza diretta sul bilancio radiativo terrestre. Inoltre, quando agisce come nuclei di condensazione per le nuvole, ne aumenta la probabilità di formazione. Ma il particolato può influenzare anche il microclima urbano, infatti il forte inquinamento presente sui grossi agglomerati urbani può portare all'effetto "isola di calore", inibendo il rilascio di radiazioni durante la notte.

Oltre a questo il particolato presente su città di grandi dimensioni può ridurre anche del 15% la quantità di radiazione solare che raggiunge la superficie. Questo effetto è più evidente quando il sole è basso sull'orizzonte, poiché il cammino percorso dalla luce attraverso l'aria inquinata aumenta al ridursi dell'altezza del sole. Quindi, a una data quantità di particolato, l'energia solare sarà ridotta in modo più intenso in città presenti ad alte latitudini e durante l'inverno. Rispetto alle aree rurali circostanti, l'umidità relativa nelle città è generalmente più bassa del 2-8%. Ciò è dovuto al fatto che le città sono più calde e che le acque meteoriche scorrono via rapidamente. Nonostante ciò, sulle città le nubi e la nebbia si formano frequentemente. Questo perché le attività umane nelle aree urbane producono grandi quantità di particelle che possono agire come nuclei di condensazione, favorendo, come sottolineato in precedenza, la formazione di nubi e nebbie. Infatti, quando i nuclei igroscopici sono molti, il vapor d'acqua condensa rapidamente su di essi, in alcuni casi anche in situazioni di sottosaturazione. Come effetto si ha un aumento delle precipitazioni sulle città dovuto proprio al particolato. [7]

#### 1.6.3 Gli effetti sulla visibilità

La visibilità è definita come la più grande distanza, in una certa direzione, alla quale viene visto e identificato un oggetto scuro alla luce del giorno, o una fonte di luce non focalizzata nella notte [8].

Il particolato provoca una diminuzione della visibilità, oltre che della luminosità, perché assorbe e riflette la luce solare. Negli ultimi cinquanta anni è stato notato un progressivo incremento della diminuzione della visibilità ed il fenomeno risulta essere tanto più grave quanto più ci si avvicina alle grandi aree abitate ed industriali.

Le particelle sospese favoriscono la formazione di nebbie e nuvole, costituendo nuclei di condensazione attorno ai quali, appunto, condensano Come gocce d'acqua. conseguenza, maggiori concentrazioni di particelle in aria agevolano i fenomeni delle nebbie e delle piogge acide, le quali producono gravi effetti di corrosione dei materiali e dei metalli, oltre ad enormi diminuzioni di visibilità (la nebbia). In particolare gli effetti sulla visibilità differiscono in base al diametro delle particelle: le particelle più grandi (con diametro aerodinamico maggiore di 1 µm) intercettano la luce riflettendola o schermandola, mentre quelle più piccole, con diametro aerodinamico confrontabile alla lunghezza d'onda della radiazione visibile (da 0,4 µm a 0,7 µm), sono responsabili di fenomeni ottici diffusivi come lo scattering Rayleigh (Capitolo 2). Particelle ancora più fini possono interagire con la luce come un mezzo continuo, causando rifrazione e riflessione [9]. Questo effetto sulla visibilità dipende inoltre dalla composizione del particolato: il carbonio elementare, soprattutto nella forma di grafite, è un ottimo assorbente della luce. Si ricorda come nelle città industriali del diciannovesimo secolo, come Londra, l'uso

estensivo del carbone come combustibile causò fenomeni di oscuramento del cielo molto gravi.

#### 1.6.4 Gli effetti sugli ecosistemi e sulle superfici

Il particolato, in seguito a deposizione secca o umida, può contribuire all'acidificazione (associata in particolare ad  $H_2SO_4$  e  $HNO_3$ ) e all'eutrofizzazione (associata ai sali nitrati) dell'ambiente terrestre e acquatico. L'acidificazione dei suoli può portare al rilascio di elementi tossici come l'alluminio, comportando seri danni alle piante e alle varie forme di vita acquatica. Inoltre si hanno effetti diretti sulla vegetazione in relazione ad un'azione acida e ossidante delle particelle, che porta al danneggiamento dei tessuti vegetali.

Il clima e l'inquinamento atmosferico, interagendo tra loro, degradano il patrimonio artistico, architettonico ed archeologico. Un esempio ben noto è l'effetto di disgregazione dei materiali lapidei, in particolare quelli a componente calcarea, causati dall'acidità delle deposizioni umide (determinata dalle emissioni atmosferiche di biossido di zolfo ed ossidi di azoto, ma anche, in misura minore, dalla presenza di anidride carbonica disciolta). Il particolato atmosferico agisce anche sui materiali lapidei annerendoli. Infatti, l'erosione dei materiali è dovuta principalmente a pioggia, deposizioni di zolfo, acido nitrico e apporto di acidità, ma il più importante agente dell'annerimento, invece, è proprio il particolato. È stato calcolato che l'annerimento pesa 2,5 volte di più dell'erosione sulla pericolosità atmosferica nei confronti del patrimonio culturale (Rapporto sullo Stato dell'Ambiente in Lombardia 2001).

#### 1.6.5 Gli effetti sulla salute umana

L'inquinamento atmosferico non da origine ad una malattia specifica, ma può contribuire ad una vasta gamma di processi multi-causali. In particolare gli effetti dell'inquinamento sulla salute umana si distinguono in:

- *Effetti acuti*: sono quelli che si manifestano in un breve arco di tempo a seguito di un'esposizione non prolungata ma intensa all'inquinamento atmosferico. I sintomi sono essenzialmente respiratori, come tosse, attacchi d'asma, polmonite, disturbi respiratori, aritmia, etc.
- *Effetti cronici*: sono quelli derivanti da una prolungata esposizione all'inquinamento atmosferico. Ricerche condotte negli Stati Uniti ed in Europa dimostrerebbero che gli effetti cronici dell'inquinamento possono essere un ridotto sviluppo polmonare nei bambini, un precoce "invecchiamento" delle funzioni polmonari negli adulti, un aumento della comparsa di sintomi respiratori di carattere cronico ed infine una maggiore incidenza del tasso di tumore ai polmoni negli adulti.

Inoltre il particolato è stato considerato dall'Organizzazione Mondiale della Salute l'inquinante che "ha influenza sulla popolazione in modo continuativo più di ogni altro" (WHO, 2000); ha quindi effetti sull'uomo dipendenti dalle sue caratteristiche chimico-fisiche, e agisce direttamente per l'accumulo di sostanze nell'apparato respiratorio e indirettamente come vettore di sostanze. Gli effetti dell'esposizione dell'uomo al particolato dipendono da numerosi fattori, quali:

- la concentrazione in massa, che è responsabile del carico corporeo;
- la *taglia* e la distribuzione dimensionale, che determinano la penetrabilità delle particelle negli apparati respiratori;
- la concentrazione numerica, altro parametro influenzante il carico;
- l'area superficiale, che interessa il contatto particella tessuto;
- la *composizione chimica*, che determina gli effetti, la tossicità e la eventuale cancerogenicità

#### 1.7 Monitoraggio dell'inquinamento

Da quanto detto finora sulla pericolosità dell'inquinamento da particolato, risulta chiaro che il fenomeno va tenuto costantemente sotto controllo e, pertanto, sono state introdotte numerose tecniche di monitoraggio del particolato presente nell'atmosfera.

Esistono due tipi di sensori: i rilevatori in situ e i telesensori.

I primi sono maggiormente diffusi vista la loro facilità d'utilizzo; il loro funzionamento prevede il passaggio di una massa d'aria attraverso appositi filtri e la misura del numero di particelle depositate su di essi.

Il vantaggio di tale tecnica sta nella possibilità di conoscere, oltre alla concentrazione, anche la composizione chimica e le dimensioni delle particelle. Gli svantaggi, invece, consistono nell'invasività della tecnica, in quanto può modificare la composizione percentuale delle masse d'aria, e nella ristrettezza dell'area di campionamento.

Per quanto riguarda invece i telesensori, essi si classificano in due categorie: *passivi* e *attivi*, i primi fanno uso della radiazione presente nell'atmosfera e ne studiano l'interazione con la specie in esame (scattering, assorbimento) al fine di determinarne la concentrazione.

I sistemi attivi invece fanno uso di una sorgente di radiazione esterna, per ricavare la concentrazione delle particelle. Il LiDAR appartiene a quest'ultima tipologia.

#### 1.8 Il metodo di riferimento

Il metodo di riferimento per il controllo della qualità dell'aria per quanto riguarda il particolato, stabilito in Italia dal DM del 2 Aprile 2002, n°60, appendice dell'allegato XI, sezione IV, e derivante dalle direttive della Comunità Europea (norma UNI EN 12341, [10]) è quello *gravimetrico*. La misura gravimetrica viene effettuata con una bilancia analitica in grado di misurare il peso di una sostanza a partire da 10µg.

L'appendice dell'allegato XI definisce sia i metodi di riferimento per la determinazione della media giornaliera del PM, sia le procedure per la verifica di un eventuale altro sistema candidato ad essere utilizzato come metodo equivalente.

Nella stessa direttiva, la Commissione Europea ha anche fissato i limiti per la concentrazione del particolato  $PM_{10}$  nell'aria, come mostrato in Tabella 1.2:

	Fase 1:	Fase 2(a):	
	dal 1 Gennaio 2005	dal 1 Gennaio 2010	
Valore massimo per la media annuale	40 µg/m3	20 µg/m3	
Valore massimo giornaliero (24H)	50 μg/m3	50 μg/m3	
Numero massimo di superamenti consentiti in un anno	35	7	

Tabella 1.2 Valori limite imposti dalla Commissione Europea per la concentrazione del PM<sub>10</sub>

 a. Valori limite indicativi da rivedere con successivo decreto sulla base della futura normativa comunitaria.

## 1.9 Rilevatori in situ del particolato

I rilevatori in situ sono composti da due unità fondamentali: una pompa di campionamento a flusso costante messa in linea con un preselettore, il quale permette di separare le particelle di dimensioni maggiori da quelle più piccole, e un sistema che possa misurare la massa delle particelle che si sono depositate sul supporto, o filtro, dello strumento, oppure un sistema analogo capace di stimare, secondo determinati principi fisici, la massa del particolato. Sono comunemente impiegati dei preselettori standard per selezionare il PM<sub>10</sub> ed il PM<sub>2,5</sub>, progettati per lavorare con una determinata portata.

Di seguito riportiamo una classificazione dei rilevatori in situ rappresentanti lo stato dell'arte.

## 1.9.1 Sistemi LVS ed HVS

Queste due categorie di campionatori si differenziano per il volume d'aria immessa. I primi, Low Volume Sampler, lavorano a bassa portata (es.  $1m^3/h$ ), mentre gli High Volume Sampler lavorano con portate più alte (es. 67 m<sup>3</sup>/h).



Figura 1.6 Campionatore LVS EN-12341



Figura 1.7 Campionatore HVS

In seguito al campionamento di un certo volume d'aria le particelle vengono depositate su appositi filtri, ed in seguito analizzati in laboratorio mediante tecnica gravimetrica. Questa metodologia di campionamento risulta utile perché permette di determinare, oltre alla concentrazione del particolato, anche la sua composizione chimica, ma presenta notevoli svantaggi dovuti essenzialmente al costo eccessivo dell'analisi gravimetrica e all'impossibilità di effettuare monitoraggio in real-time.

#### 1.9.2 Analizzatori automatici TEOM

Gli analizzatori TEOM (Tapered Element Oscillating Microbalance) utilizzano inlet secondo gli standard della normativa US-EPA o della normativa europea EN-12341.

Le particelle immesse nell'inlet vanno a depositarsi su un filtro posto all'estremità libera di un tubo oscillante, determinando una variazione di massa del filtro stesso e dunque una variazione della frequenza di oscillazione del tubo direttamente proporzionale alla massa di PM immesso. Questo sistema ha il notevole vantaggio di permettere analisi in tempo reale ogni ora, ma per evitare la condensa di umidità sul filtro, è necessario riscaldare l'aria in ingresso (50°C). Tale riscaldamento provoca l'evaporazione delle specie volatili, quali sali d'ammonio e alcune specie organiche. Bisogna quindi correggere la massa misurata con un opportuno fattore moltiplicativo. Alcuni ricercatori hanno sottostimato la massa di PM<sub>2.5</sub> fino ad un massimo del 30% utilizzando una TEOM, rispetto ad un metodo gravimetrico. [11]
## 1.9.3 Analizzatori automatici ad attenuazione Beta

Il sistema è basato sul principio dell'attenuazione beta, ossia dell'attenuazione dell'energia associata ad un fascio di elettroni che si verifica in conseguenza dell'attraversamento di uno strato sottile di materiale.

Le particelle beta vengono emesse da una sorgente radioattiva di carbonio 14 e rilevate da un contatore geiger. La determinazione viene fatta misurando prima il filtro bianco e poi il filtro usato. Occorre tener conto sia della radioattività naturale del campione sia della variazione della densità dell'aria.

Questa tecnica produce una stima della massa molto prossima a quella di un'analisi gravimetrica, pur presentando costi ridotti e la possibilità di effettuare monitoraggio in real-time.

## 1.10 Telesensori

Il principio di funzionamento dei telesensori si basa sul concetto d'interazione tra una sorgente di energia e gli aerosol in sospensione nell'atmosfera. Essi agiscono dunque in maniera diametralmente opposta ai rilevatori in situ, dato che non procedono al prelievo di uno specifico campione e, pertanto, utilizzano tecniche non invasive di monitoraggio. I principali meccanismi propagativi per operare a distanza sono:

- *RADAR*: (RAdio Detection And Ranging), utilizzano onde radio (λ=1-100m).
- SODAR: (SOund Detection And Ranging), utilizzano onde acustiche (v≅1KHz).

- *LIDAR*: (Light Detection And Ranging), utilizzano la radiazione elettromagnetica nel campo del visibile o dell'ultravioletto (λ=0.25-2μm).
- *Radiometri*: utilizzano lo spettro solare oppure l'emissione termica.

In base alla sorgente scelta si va ad analizzare il particolare tipo di interazione con gli aerosol (Emissione, Scattering, Riflessione, Assorbimento) e, note le caratteristiche primarie possedute dalla sorgente energetica, si ricavano di conseguenza le caratteristiche del campione osservato.

Il grosso vantaggio di queste tecnologie sta nel fatto che esse non si limitano ad un'analisi di un'area ristretta, come nel caso dei rilevatori in situ, bensì possono ricavare i profili di concentrazione delle sostanze inquinanti in funzione della quota, in maniera continua e con una buona risoluzione spazio-temporale. Oltretutto, con la possibilità di effettuare scansioni sull'intero emisfero, oppure con la possibilità di essere montati a bordo di aerei o satelliti, permettono ai ricercatori di seguire le dinamiche fisico-chimiche dell'atmosfera su scale molto più ampie.

Però, pur tenendo conto degli indubbi vantaggi, e nonostante essi abbiano dimostrato un'accuratezza pari a quella dei metodi in situ [12], [13], tanto da essere stati utilizzati in molte campagne di misura [14], [15], il loro utilizzo nelle applicazioni di routine, come possono essere i network di rilevamento attorno ai grandi agglomerati urbani, è ancora scoraggiato dalla complessità di utilizzo di questi sistemi, soprattutto nella fase di acquisizione dei dati e nella successiva fase di elaborazione.

## 1.10.1 Fotometro solare

Nel campo dei telesensori passivi uno dei migliori strumenti per lo studio degli aerosol è il fotometro solare. La radiazione solare che attraversa l'atmosfera, quando collide con gli aerosol sospesi, da vita a due tipi differenti di interazione: la diffusione, che comporta un'irradiazione della luce in tutte le direzioni e una piccola perdita di intensità rispetto al raggio di luce iniziale, e l'assorbimento, che determina un innalzamento dell'energia interna della molecola che ha assorbito il raggio di luce.

E' possibile dunque stabilire un *coefficiente di estinzione*  $\alpha(x, \lambda)$  che tiene conto delle perdite per estinzione ed assorbimento, funzione della lunghezza d'onda e della quota.

Il fascio di luce viene dunque attenuato secondo la formula:

$$I = I_0 e^{-\int_0^z \alpha(x,\lambda) dx}$$
(1.4)

Dove la quantità all'esponente viene detta *spessore ottico*, ed è proprio in base a questa misura che i fotometri solari determinano le caratteristiche degli aerosol nell'atmosfera.



Figura 1.8 Fotometro solare UVISIR-1

Infatti, si misura la radiazione solare a terra, sia diretta che diffusa, e la si confronta con quella presente al di fuori dell'atmosfera. Dal rapporto delle due si ottiene lo spessore ottico dell'atmosfera, ed infine la differenza tra lo spessore ottico misurato e quello dovuto alle sole molecole dell'atmosfera fornisce lo spessore ottico degli aerosol.

Da ciò è posi possibile informazioni sulla concentrazione, sulla distribuzione dimensionale, e sull'indice di rifrazione degli aerosol.

Per il monitoraggio degli aerosol nell'atmosfera è stato istituito un network di monitoraggio mediante fotometri solari, con sedi in ogni parte del pianeta, e gestito da NASA Goddard.

## 1.10.2 LiDAR (LIght Detection and Ranging)

Nella categoria dei telesensori attivi, la tecnica LiDAR ha avuto uno sviluppo notevole nel corso degli anni. Analogamente agli altri telesensori, permette di ricavare la concentrazione degli aerosol ed altre caratteristiche dell'atmosfera mediante l'interazione di un raggio laser con le particelle presenti nell'aria. In particolare l'interazione in questo caso consiste nella retrodiffusione (o backscattering) del fascio laser da parte delle molecole.

Essenzialmente un LiDAR è formato da quattro componenti principali: una *sorgente* di energia (laser) che emette fotoni in una o più direzioni, un *ricevitore* (telescopio) che osserva tutta o parte della zona "illuminata" dalla sorgente, un *sensore* che trasforma la radiazione raccolta dal ricevitore in segnale elettrico, ed infine un *elaboratore* per il processing finale dei dati, che può avvenire in un secondo momento oppure in real-time.

Lo schema tipico di un LiDAR è riportato in figura:



Figura 1.9 Schema di funzionamento di un sistema LiDAR

L'utilizzo di un laser ad impulsi come sorgente di energia permette di avere energia molto concentrata ed emessa ad impulsi molto brevi (1ns-10µs), e questo permette di determinare, con ottima precisione, la distanza da cui è diffusa la radiazione raccolta ad un certo istante (considerando che l'impulso viaggia alla velocità della luce). Inoltre, la

monocromaticità del laser (UV e/o visibile) permette di raccogliere radiazione alla sola lunghezza d'onda di emissione del laser, riducendo così il rumore di fondo del cielo.

Infine, la piccolissima divergenza del fascio laser permette una risoluzione molto elevata, dato che consente di restringere il campo di vista (FOV, dall'inglese Field Of View) del ricevitore, con una conseguente riduzione del rumore costituito dalla radiazione solare diffusa.

Da quanto detto è deducibile che il LiDAR offre numerosi vantaggi rispetto alle tecniche standard di monitoraggio:

- la non invasività del processo di monitoraggio che impedisce modifiche all'aria durante il prelievo
- una ricostruzione senza soluzione di continuità della concentrazione di aerosol lungo il raggio laser
- la determinazione integrata su un cammino ottico la rende meno sensibile agli effetti locali (es. crocevia stradali, ciminiere, etc.)
- la capacità di spazzare l'intero emisfero con il laser permette di ricostruire mappe tridimensionali e studiare la dinamica chimico-fisica dell'atmosfera

Queste caratteristiche permettono nel loro complesso di ottenere:

- una visione d'insieme dell'inquinamento urbano
- una validazione dei modelli chimico-fisici dell'atmosfera
- un confronto tra le misure telerilevate e quelle ottenute da modelli numerici, generalmente riferite a medie calcolate su masse d'aria relativamente estese.

Date le premesse, anche per la tecnica LiDAR è stato sviluppato un network europeo di postazioni LiDAR per il monitoraggio degli aerosol. Il nome di questo progetto è EARLINET e la distribuzione delle postazioni LiDAR è mostrata in figura:

EARLINET 2004



Figura 1.10 EARLINET LIDAR Network

Una rete di fasci laser, infatti, ha la capacità di coprire un area urbana notevolmente più estesa rispetto ad una rete di monitoraggio tradizionale, con un numero inferiore di stazioni di rilevamento, richiedendo, dunque, un costo che è circa la metà e comportando per di più una richiesta di manutenzione ridotta.

Definendo opportunamente i percorsi dei fasci laser, è possibile discriminare l'inquinamento prodotto da differenti aree urbane, quali

l'area industriale, l'area commerciale e quella residenziale. Ed inoltre, facendo corrispondere il percorso di ciascun fascio di luce con la zona di delimitazione tra le aree appena citate, risulta possibile verificare l'effetto di un'area sulle altre in termini di inquinamento atmosferico propagato su di esse.

Oltretutto, considerando l'utilizzo di laser a diverse lunghezze d'onda è possibile esaminare le diverse particelle inquinanti presenti nell'atmosfera, studiando la diversa interazione con la sorgente luminosa.

Per tali motivi la tecnica LiDAR presenta una grande varietà di applicazioni, che permettono di ottenere un'analisi completa dell'atmosfera, dei suoi parametri caratteristici e delle sostanze inquinanti presenti in essa.

L'unico svantaggio di questa tecnica risulta essere la difficoltà di utilizzo di questi sistemi, in particolare per l'elaborazione finale dei dati acquisiti.

Obiettivo di questo lavoro di tesi è sviluppare un'interfaccia grafica user-friendly per permettere una maggiore diffusione di tali sistemi, e pertanto, la tecnica LiDAR sarà analizzata in dettaglio nel prossimo capitolo.

# CAPITOLO 2

# LA TECNICA LIDAR

La tecnologia laser per l'indagine dell'atmosfera, e più in generale le tecnologie ottiche, hanno fornito nel corso degli anni risultati validi e fondamentali per lo studio delle caratteristiche chimico-fisiche dell'atmosfera terrestre.

Pertanto nel seguente capitolo presenteremo, in maniera generale, i principi fisici fondamentali alla base dell'interazione radiazionemateria, soffermandoci in particolar modo sui fenomeni di assorbimento e scattering che si verificano nell'atmosfera terrestre e che sono alla base delle tecniche ottiche d'indagine.

Un' analisi più accurata sarà invece riservata alla tecnica d'indagine LiDAR, presentandone i principi di funzionamento, l'equazione caratteristica e i metodi analitici utilizzati per ricavarne la soluzione.

## 2.1 Assorbimento ed emissione

I fenomeni di assorbimento ed emissione possono essere spiegati ricorrendo alla teoria quantistica. Come è ben noto, infatti, la radiazione è composta da fotoni, particelle in grado di interagire con la materia. Quando essa interagisce con un atomo, è possibile che uno degli elettroni ruotanti attorno all'atomo catturi un fotone, innalzando così il suo livello quantistico. Ma il nuovo stato dell'elettrone eccitato è uno stato instabile, e quindi esso rilascerà il fotone dopo un certo periodo tornando allo stato quantico iniziale.

#### 2.2 Scattering

Lo scattering [16] è il processo per cui, una particella, posta lungo il cammino di un'onda elettromagnetica, ne attenua l'intensità e la irradia nuovamente nell'angolo solido totale centrato sulla particella stessa.

Condizione fondamentale affinché vi sia un fenomeno di scattering è che l'indice di rifrazione della particella sia diverso dall'indice di rifrazione del mezzo in cui essa è immersa, così da rappresentare una sorta di discontinuità per l'onda elettromagnetica.

A differenza dell'assorbimento, il fenomeno di scattering può essere spiegato ricorrendo alla teoria delle onde elettromagnetiche.

Il campo elettrico dell'onda incidente provoca l'oscillazione degli elettroni della particella alla stessa frequenza dell'onda, originando così dei dipoli oscillanti che producono onde sferiche di frequenza uguale a quella dell'onda incidente (solo nello scattering elastico).

La forma della distribuzione della radiazione diffusa dipende fondamentalmente dalle dimensioni della particella colpita e dalla lunghezza d'onda della radiazione incidente. In particolare, per semplicità di trattazione, è possibile introdurre un parametro di misura dello scattering, x,che tiene conto della dimensione lineare della particella, a, e della lunghezza d'onda della radiazione incidente,  $\lambda$ :

$$x = \frac{2\pi}{\lambda}a = ka \tag{2.1}$$

Il parametro x influisce notevolmente sulla forma della distribuzione spaziale della radiazione elettromagnetica diffusa.

Se x<<1 le dimensioni delle particelle sono molto inferiori rispetto alla lunghezza d'onda della radiazione incidente. In questo caso la radiazione diffusa è quasi uniformemente distribuita attorno alla particella. Il processo di interazione in questo caso viene detto *scattering di Rayleigh*. L'andamento della radiazione diffusa è mostrato in figura 2.1.



Figura 2.1 Schema dello scattering secondo la teoria di Rayleigh

Lo scattering di Rayleigh si osserva soprattutto nell'interazione tra la luce visibile ( $\lambda \approx 500$ nm) e le molecole gassose presenti in atmosfera (a~0.1nm), causa principale per cui il cielo sereno appare blu, oppure tra la radiazione nelle microonde ( $\lambda \sim 5$ cm) e le gocce di pioggia (a<2.5mm), con valori di x corrispondenti rispettivamente a 10<sup>-3</sup> e 0.3.

Con l'aumentare del parametro x, ovvero con l'aumentare delle dimensioni delle particelle, nel pattern di diffusione compare un picco in direzione della radiazione incidente; esso dunque perde le proprietà di simmetria, fino a risultare del tutto indipendente dalla lunghezza d'onda, quando le dimensioni della particella diventano molto maggiori di  $\lambda$ .

In questo caso si parla di *scattering di Mie* e le dimensioni di x vanno da 0.3 fino a 50 circa.



Figura 2.2 Schema di scattering secondo la teoria di Mie

Questo è il caso rappresentato dall'interazione della luce visibile con piccole particelle di aerosol, come ad esempio aerosol marini (a~4 $\mu$ m). Esiste infine una terza tipologia di scattering, detto *scattering di Raman*, che consiste nella diffusione, da parte di alcune molecole, di una radiazione a frequenza, e dunque lunghezza d'onda, leggermente differente da quella incidente. In particolare la differenza è dovuta alla frequenza dello spettro vibrazionale della molecola, ed è pertanto caratteristica per ogni molecola. Questo permette una facile identificazione della particella colpita mediante un fascio di luce monocromatico, in quanto la radiazione diffusa presenterà picchi a frequenze differenti rispetto alla radiazione incidente. Bisogna comunque tenere conto che questi descritti non sono diversi tipi di interazione, bensì diversi modelli matematici che si applicano allo stesso fenomeno fisico.

#### 2.2.1 Parametri caratteristici

È utile riportare alcuni parametri fondamentali per la descrizione dei vari tipi di scattering, in particolare perché essi risulteranno utili nei paragrafi successivi, quando introdurremo la tecnica d'indagine LiDAR.

Nel caso di scattering di Rayleigh si definisce *sezione d'urto di scattering angolare* la superficie sul fronte d'onda incidente attraversata da una potenza pari a quella diffusa dalla molecola per unità di angolo solido (anche pari al rapporto tra l'intensità diffusa e l'irradianza incidente). Integrando su tutto l'angolo solido, si ottiene la *sezione d'urto di scattering totale:* 

$$\sigma_m = \frac{8\pi^3 (n^2 - 1)^2}{3N^2 \lambda^4}$$
(2.2)

dove n è l'indice di rifrazione ed N il numero di particelle per unità di volume.

Un altro parametro fondamentale è il *coefficiente angolare di* scattering  $\beta_m$ , definito come l'intensità totale rimossa da un fascio di luce da parte di un'unità di volume di particelle sospese per unità di irradianza del volume:

$$\beta_m = \sigma_m N \tag{2.3}$$

e dunque:

$$\beta_m = \frac{8\pi^3 (n^2 - 1)^2}{3N\lambda^4}$$
(2.4)

Di particolare importanza per la tecnica LiDAR risulta essere la *sezione d'urto di retrodiffusione*, ovvero quella sezione d'urto che corrisponde alla diffusione a 180° rispetto alla direzione del fascio di luce incidente la particella. In questo caso si ottiene:

$$\sigma_m^{\pi}(\lambda) = \frac{d\sigma_m(\theta = \pi)}{d\Omega} = \frac{\pi^2 (n^2 - 1)^2}{N^2 \lambda^4}$$
(2.5)

Da cui è possibile ricavare il *coefficiente di backscattering*:

$$\beta_m = \frac{\pi^2 (n^2 - 1)^2}{N\lambda^4}$$
(2.6)

Tale coefficiente rappresenta la quantità di energia incidente che viene retrodiffusa dal bersaglio atmosferico, per unità di angolo solido e per spessore atmosferico unitario.

Lo scattering di Rayleigh è generalmente applicato alla diffusione da parte delle molecole, se invece esso è generato da una particella composta da più molecole, allora si utilizza la teoria di Mie.

In questo caso si considera il coefficiente totale di scattering di volume, definito come nel caso di Rayleigh, tenendo conto questa volta anche delle diverse sezioni d'urto delle particelle; per quanto riguarda invece la concentrazione N dei diffusori, si considera una funzione di distribuzione, avendo così:

$$\beta_{p}(\theta) = \int_{r_{1}}^{r_{2}} N(r)\sigma(r)dr \qquad (2.7)$$

dove N(r) rappresenta il numero di particelle con indice di rifrazione n, aventi raggio compreso tra r ed r + dr, mentre i limiti di integrabilità definiscono l'intervallo di variabilità dei raggi della distribuzione dei diffusori.

#### 2.3 La tecnica radiometrica

Come già accennato in precedenza i metodi radiometrici permettono uno studio della trasmissione della radiazione nell'atmosfera mediante la misura dello *spessore ottico* in una determinata direzione.

Consideriamo un fascio di radiazione monocromatica, di lunghezza d'onda  $\lambda$ , ed intensità I( $\lambda$ ) che si propaga nell'atmosfera lungo la direzione z; esso subirà, a seguito dei fenomeni di scattering ed assorbimento, un'attenuazione proporzionale allo spessore dz dello strato attraversato:

$$dI(\lambda) = -\alpha(\lambda, z)I(\lambda)dz \qquad (2.8)$$

dove il segno negativo indica l'attenuazione dell'intensità del fascio, mentre  $\alpha$  è noto come *coefficiente di estinzione*, ed ha il significato fisico della riduzione del flusso di energia per unità di lunghezza nella direzione di propagazione del fascio, dovuta all'assorbimento e alla diffusione.

Integrando la (2.8) tra la quota 0 e la quota Z si ottiene l'espressione:

$$I(\lambda, z) = I_0 \exp[-\int_0^z \alpha(\lambda, z) dz]$$
(2.9)

nota anche come *legge di Lambert-Beer*.[16] Essa descrive l'andamento dell'intensità del fascio durante l'attraversamento degli strati atmosferici in funzione della lunghezza d'onda e della quota. Dalla (2.9) è possibile ricavare le seguenti grandezze:

• 
$$\int_{0}^{2} \alpha(\lambda, z) dz$$
(2.10)

spessore ottico del mezzo

• 
$$T(\lambda, z) = \frac{I(\lambda, z)}{I_0} = \exp\left[-\int_0^z \alpha(\lambda, z) dz\right]$$
 (2.11)

*trasmissività atmosferica*, dove  $I_0$  rappresenta l'intensità della radiazione trasmessa alla quota z=0. Tale parametro fornisce informazioni sulla densità ottica e sulla sua capacità di trasmettere, in un certo range, una determinata radiazione alla lunghezza d'onda  $\lambda$ .

La valutazione di questi parametri permette, inoltre, di ricavare utili informazioni sulla concentrazione in atmosfera dei componenti diffusivi ed assorbenti, come gli aerosol.

## 2.4 Principio generale di funzionamento della tecnica LiDAR

Il principio generale di funzionamento del LiDAR [17] si basa sull'invio nell'atmosfera di un impulso laser monocromatico, di durata ed ampiezza opportune. Nell'attraversare i vari stadi dell'atmosfera il fascio interagirà con le molecole di gas e le particelle aerosoliche sospese nell'aria, provocando fenomeni di scattering ed assorbimento. Come visto in precedenza nell'equazione (2.9), questi fenomeni sono responsabili dell'attenuazione dell'intensità del fascio laser, sia nel percorso di andata verso l'atmosfera, che in quello di ritorno verso il ricevitore (telescopio), che raccoglierà la radiazione retrodiffusa (backscattering) in direzione della stazione LiDAR.

Il segnale raccolto viene in seguito trasferito al sistema di rivelazione, dove viene separato in diversi canali, con riduzione della larghezza di banda mediante un selettore spettrale, ed infine, mediante dei fotomoltiplicatori, viene trasformato in segnale elettrico.

Naturalmente l'intensità del segnale è, in ogni istante, proporzionale alla potenza ottica ricevuta e dipendente dalle proprietà di retrodiffusione e assorbimento della regione di atmosfera investita dal fascio laser.

La retrodiffusione, a sua volta, dipende dalla lunghezza d'onda della radiazione incidente, e dalle caratteristiche, ovvero concentrazione, dimensione, forma e proprietà di rifrazione delle particelle e delle molecole intercettate dal fascio laser. Il segnale elettrico così ottenuto dal fotomoltiplicatore, deve essere opportunamente elaborato, per poter ottenere informazioni sulla concentrazione, estensione, e spessore ottico del particolato presente in atmosfera. Questo tipo di sistema è detto *backscatter Lidar*, ma esistono altre tipologie di analisi mediante sorgente laser, come ad esempio il *DIAL* (Acronimo di Differential

Absorbtion Lidar), che deriva le informazioni necessarie utilizzando due differenti frequenze del fascio laser, così che una delle radiazioni sarà assorbita dal costituente atmosferico di interresse (ozono, inquinanti, etc.) mentre l'altra non subirà interazioni. La differenza di intensità tra i due segnali di ritorno è utilizzata per misurare indirettamente la concentrazione dei costituenti di interesse oppure la temperatura.

Ma, oltre a differenti tecniche d'indagine, i sistemi LiDAR si differenziano anche per configurazione geometrica, infatti, in base alla posizione relativa della sorgente laser rispetto al telescopio, si possono avere due tipi di configurazione: *monostatica* e *bistatica*. In figura sono mostrate le due tipologie:



Figura 2.3 Configurazione LiDAR monostatica (sinistra) e bistatica (destra)

Nella configurazione monostatica gli assi ottici del laser e del telescopio coincidono, mentre in quella bistatica gli assi sono separati.

Il volume di scattering, ovvero il volume di atmosfera investigata, è determinato dall'intersezione dell'apertura del fascio laser con il campo di vista del telescopio.

La scelta della configurazione dipende essenzialmente dalle quote di atmosfera che si vogliono investigare. Nella configurazione monostatica la sovrapposizione del fascio laser con il FOV del telescopio avviene a quote più basse, ed è pertanto utilizzato per studiare gli strati più bassi dell'atmosfera, mentre quella bistatica è utilizzata per lo studio dell'alta troposfera, fino alla stratosfera, dato che la quota minima di sovrapposizione è raggiunta a quote più alte.

#### 2.5 Equazione LiDAR

Per poter comprendere la relazione tra il segnale ricevuto da un sistema LiDAR ed i parametri atmosferici inerenti i processi di diffusione e assorbimento del fascio laser, è necessaria una trattazione analitica che tenga conto di tutti i fattori che modificano la radiazione iniziale trasmessa in atmosfera.[16]

Consideriamo un sistema LiDAR monostatico, che abbia come sorgente attiva un laser pulsato, e le cui condizioni di lavoro siano quelle di scattering singolo, ovvero i fotoni sono raccolti dal telescopio dopo aver subito un'unica riflessione (ipotesi lecita nel caso di cielo limpido).

Come ultima ipotesi si suppone che lo spessore atmosferico investigato sia sufficientemente piccolo, di modo da poter considerare costanti nel tempo i parametri dipendenti dalla quota.



Figura 2.4 Schema del processo di ricezione della radiazione retrodiffusa

Con riferimento alla Figura 2.4, la potenza ottica ricevuta dal rivelatore, nell'intervallo spettrale  $[\lambda, \lambda+d\lambda]$ , da una cella atmosferica compresa nell'intervallo [z,z+dz] e posta ad una distanza r dall'asse del telescopio, è data dall'equazione: [16]

$$P(\lambda, \lambda_L, z) = \int J(\lambda, \lambda_L, z, r) \cdot \Delta \lambda \cdot \Delta z \cdot p(\lambda, z, r) \cdot dA(z, r) \quad (2.12)$$

dove:

- $\lambda$  è la lunghezza d'onda rivelata, mentre  $\lambda_L$  è la lunghezza d'onda della sorgente laser;
- $\Delta\lambda$  è la larghezza di banda osservata;
- J(λ,λ<sub>L</sub>,z,r) è la radianza spettrale, ovvero la potenza emessa, in una data direzione e per unità di angolo solido, dall'unità di superficie proiettata sul piano normale alla direzione di emissione. Essa dipende dalla lunghezza d'onda rivelata λ, dalla lunghezza d'onda della sorgente λ<sub>L</sub>, dalla posizione r e dalla quota z;
- dA(z,r) è l'elemento di area della regione atmosferica di interesse, posto nella posizione r e a distanza z;

 p(λ,z,r) è, infine, la probabilità che la radiazione a lunghezza d'onda λ, proveniente da dA(z,r) colpisca il ricevitore.

La probabilità  $p(\lambda,z,r)$  dipende dalle proprietà dell'ottica di ricezione, dalla trasmissione del sistema di selezione spettrale e dalla geometria del sistema di rivelazione, e si può esplicitare come:

$$p(\lambda, z, r) = \frac{A_0}{z^2} \cdot T(\lambda, z) \cdot \xi(\lambda) \cdot \chi(z, r)$$
(2.13)

essendo:

- $A_0$  l'area del telescopio. Dunque la quantità  $A_0/z^2$  rappresenta l'angolo solido della luce diffusa in tutte le direzioni e intercettata dal ricevitore;
- ξ(λ) l'efficienza totale, ottica ed elettronica, del canale di rivelazione alla lunghezza d'onda λ;
- χ(z,r) il fattore di sovrapposizione, determinato dalla geometria del sistema. Esso rappresenta la probabilità che la radiazione proveniente da r, a quota z,giunga al rivelatore, supponendo, però, che dipenda solo dalla sovrapposizione del fascio laser con il campo di vista del telescopio;
- T(λ,z) trasmissività atmosferica, come già definita nell'equazione
   (2.11) e dipendente a sua volta dal coefficiente di estinzione α(λ,z), definito come la riduzione del flusso di energia per unità di lunghezza nella direzione di propagazione del fascio.

Inoltre, la radianza spettrale dipende dal tipo di interazione fra la radiazione emesse ed il bersaglio. Nel caso di diffusione elastica o anelastica, ovvero il nostro caso di interesse, la radianza sarà data da:

$$J(\lambda, \lambda_L, z, r) = \beta(\lambda, \lambda_L, z, r) \cdot I(z, r)$$
(2.14)

dove:

- I(z,r) è l'irradianza del laser, ovvero la potenza radiante che incide sull'unità di superficie, in posizione r e a quota z.
- $\beta(\lambda,\lambda_L,z,r)$  è il coefficiente di backscattering (o coeffciente di retrodiffusione), definito come la frazione di energia incidente che viene retrodiffusa per unità di angolo solido e per spessore atmosferico unitario [L<sup>-1</sup> sr<sup>-1</sup>].

Ma il coefficiente di backscattering può essere espresso in funzione dei diffusori nel seguente modo:

$$\beta(\lambda, \lambda_L, z, r) = \sum_i N_i(z, r) \left(\frac{d\sigma(\lambda_L)}{d\Omega}\right)_i L(\lambda) \qquad (2.15)$$

dove:

- $N_i(z,r)$  è la densità numerica dell'i-esima particella diffondente;
- $\left(\frac{d\sigma(\lambda_L)}{d\Omega}\right)_i$  è la sezione d'urto differenziale di scattering nell'unità di tempo e per unità di angolo solido, lungo la direzione  $\Omega$ , per la particella i-esima;
- L<sub>i</sub>(λ) è lo spettro di emissione della i-esima specie (L(λ)dλ rappresenta la frazione di radiazione diffusa che cade nell'intervallo spettrale [λ, λ+dλ]).

Da questa relazione si evince, dunque, che il coefficiente di backscattering varia in relazione al tipo di scattering considerato.

Esplicitate le varie quantità, ora è possibile sostituirle nella (2.12), ottenendo così:

$$P(\lambda,\lambda_{L},z,r) = \Delta z \frac{A_{0}}{z^{2}} \int_{\Delta\lambda} \xi(\lambda) d\lambda \int_{A} \beta(\lambda,\lambda_{L},z,r) I(z,r) T(z,r) \chi(z,r) dA(z,r)$$
(2.16)

dove  $\Delta\lambda$  è la finestra spettrale del ricevitore, centrata attorno a  $\lambda$ , lunghezza d'onda della radiazione diffusa.

In base a tale relazione, dunque, la potenza totale raccolta dal ricevitore nel tempo t = 2z/c (tempo di andata e ritorno dell'impulso laser, considerando che esso viaggia alla velocità della luce c) dipende da tutta la radiazione con lunghezza d'onda che cade nella finestra spettrale  $\Delta\lambda$ , che ha origine dalla quota z=ct/2 e da tutta la regione atmosferica sottostante tale quota, ed intercettata al tempo t.

Per poter semplificare la (2.16) è però possibile fare alcune ipotesi semplificative:

- la radiazione osservata, nel caso di diffusione, ha una larghezza di banda paragonabile a quella del laser (λ<sub>L</sub>);
- l'atmosfera è omogenea nella zona di sovrapposizione tra il fascio laser ed il FOV del telescopio, rendendo così β e T costanti rispetto ad r;
- l'intensità del fascio laser può essere considerata omogenea nell'area interessata, e quindi I(z,r)=I(z) su di un'area A(z).
- il fattore di sovrapposizione χ può essere considerato 1 nella zona di sovrapposizione e 0 altrove.

Sotto tali ipotesi semplificative la potenza ottica ricevuta può essere espressa come:

$$P(\lambda, \lambda_L, z) = \Delta z \frac{A_0}{z^2} \xi(\lambda) \beta(\lambda, \lambda_L, z) T(\lambda, z) I(z) A(z) \quad (2.17)$$

Se, inoltre, si ipotizza che l'impulso laser sia rettangolare e di durata  $\tau_L$ , allora l'irradianza può essere espressa come:

$$I(z) = \frac{E_L T(\lambda_L, z)}{\tau_L A(z)}$$
(2.18)

dove:

- E<sub>L</sub> rappresenta l'energia dell'impulso laser;
- T( $\lambda$ ,z) rappresenta la trasmissività atmosferica alla lunghezza d'onda  $\lambda_L$  e a quota z.

Introducendo poi la quantità  $P_L = E_L/\tau_L$ , detta potenza dell'impulso laser e la risoluzione spaziale del segnale  $\Delta z = c\tau_L/2$  (il fattore 2 tiene conto del fatto che l'impulso deve compiere due volte la distanza  $\Delta z$  prima di essere rivelato), la potenza totale ricevuta all'istante t = 2z/c, ancora nell'ipotesi di singolo scattering sarà:

$$P(\lambda,\lambda_L,z) = P_L \frac{c\tau_L}{2} \frac{A_0}{z^2} \xi(\lambda) \beta(\lambda,\lambda_L,z) T(\lambda,z) T(\lambda_L,z)$$
(2.19)

Come è possibile notare da quest'equazione, le proprietà chimicofisiche del mezzo, attraversato dalla sorgente laser, intervengono sulla potenza ricevuta attraverso i parametri ottici  $\alpha$  (coefficiente di estinzione) e  $\beta$  (coefficiente di backscattering).

Resta comunque da evidenziare il fatto che la (2.19) è una sottostima del segnale reale di retrodiffusione, in quanto non tiene conto dei fotoni che sono rivelati dopo uno scattering multiplo. Inoltre al denominatore il termine  $z^2$  dovrebbe essere  $(c\tau_L/2)[z(z-c\tau_L/2)]$ , ma dato che  $z >> c\tau_L/2$  allora è possibile l'approssimazione.

#### 2.6 I parametri ottici

Come visto nel precedente paragrafo, i parametri ottici  $\alpha$  e  $\beta$  caratterizzano le proprietà chimico-fisiche del mezzo in cui viene trasmessa la sorgente laser. Pertanto è necessario procedere ad un'analisi dettagliata del coefficiente di bakscattering e di quello di estinzione nei due casi fondamentali di scattering elastico ed anelastico.

#### 2.6.1 Parametri ottici in condizione di scattering elastico

Nel caso di scattering elastico, la lunghezza d'onda del segnale ricevuto risulta essere uguale alla lunghezza d'onda della radiazione inviata  $(\lambda = \lambda_L)$ , pertanto l'equazione LiDAR (2.19) si semplifica notevolmente, diventando: [17]

$$P(\lambda, z) = P_L \frac{c\tau}{2} \frac{A_0}{z^2} \xi(\lambda) \beta(\lambda, z) T^2(\lambda, z)$$
(2.20)

Questa equazione presenta due incognite: il coefficiente di backscattering e quello di estinzione.

Il coefficiente di backscattering comprende due contributi, uno dalla parte molecolare dell'atmosfera, l'altro dalla parte aerosolica. Si può dunque scrivere:

$$\beta = \beta_{mol} + \beta_{aer} \tag{2.21}$$

Poiché la dimensione delle molecole di gas presenti in atmosfera è molto minore della lunghezza d'onda del fascio laser, allora si può ritenere che il fenomeno di diffusione che le riguarda possa essere descritto con buona approssimazione dalla teoria di Rayleigh. Pertanto l'espressione del coefficiente di backscatteing in questo caso sarà:

$$\beta_{mol} = N_{mol} \frac{d\sigma_R(\vartheta = \pi)}{d\Omega}$$
(2.22)

dove:

$$\frac{d\sigma_{R}(\pi)}{d\Omega} = \frac{\pi^{2}(n^{2}-1)^{2}}{N_{mol}^{2}\lambda^{4}}$$
(2.23)

rappresenta la sezione d'urto differenziale di Rayleigh per l'angolo di diffusione  $\theta = \pi$ , mentre N<sub>mol</sub> è il numero di molecole per unità di volume, ricavabile da modelli atmosferici, e rappresenta la concentrazione totale di molecole presenti in atmosfera.

Una stima della sezione d'urto differenziale di retrodiffusione, per una miscela di gas esistente al di sotto di 100 Km di quota, risulta pari a :

$$\frac{d\sigma_{R}(\pi)}{d\Omega} = 5.45 \left(\frac{\lambda(\mu m)}{550}\right)^{-4} \times 10^{-28} cm^{2} sr^{-1}$$
(2.24)

da cui si evince la caratteristica dipendenza da  $\lambda^{-4}$ , tipica dello scattering di Rayleigh (trascurando la dispersione dovuta all'indice di

rifrazione dell'aria, visto che in tal caso si avrebbe un esponente pari a 4.09).

Quando, invece, le particelle hanno dimensioni confrontabili con la lunghezza d'onda della radiazione incidente, come nel caso delle particelle aerosoliche, le loro proprietà di diffusione diventano più complesse, ed è necessario trattare il fenomeno dello scattering con la teoria di Mie, che permette di ricavare per il coefficiente di backscattering la seguente espressione:

$$\beta_{aer}(\lambda) = \int_0^\infty \sigma_B(a,\lambda,n) N'_{aer}(a) da \qquad (2.25)$$

dove:

- σ<sub>B</sub> è la sezione d'urto di retrodiffusione di Mie di una particella di raggio a ed indice di rifrazione n;
- N<sup>'</sup><sub>aer</sub>(a)da rappresenta il numero di particelle per unità di volume, di raggio compreso tra a ed a+da e legato al numero totale di particelle dalla relazione:

$$N_{aer} = \int_{0}^{\infty} N_{aer}'(a) da$$
 (2.26)

Inoltre, dalla teoria di Mie, la dipendenza della sezione d'urto di retrodiffusione dai parametri a,  $\lambda$  ed n, può essere espressa come:

$$\sigma_B(a,\lambda,n) = \pi a^2 Q_B(x,n) \tag{2.27}$$

dove  $Q_B$  rappresenta l'efficienza di backscattering, ovvero il rapporto tra la sezione d'urto di retrodiffusione e la sezione d'urto geometrica ( $\pi a^2$ ). Essa dipende dalle dimensioni dal raggio a della particella e dalla

lunghezza d'onda della radiazione incidente attraverso il rapporto  $x=2\pi a/\lambda$ .

Passando ora al coefficiente di estinzione  $\alpha$ , anche per esso possono essere separati i due contributi, uno dovuto alle molecole presenti in atmosfera e l'altro dovuto alle particelle aerosoliche, a loro volta scomponibili nel contributo dovuto all'assorbimento e in quello dovuto allo scattering:

$$\alpha = \alpha_{mol} + \alpha_{aer} = \alpha_{mol,a} + \alpha_{mol,s} + \alpha_{aer,a} + \alpha_{aer,s} \quad (2.28)$$

Il coefficiente di attenuazione  $\alpha_{mol,s}$ , responsabile dello scattering da parte delle molecole gassose, ha componente sia elastica che anelastica, ma la componente elastica è sempre dominante (di molti ordini di grandezza, nella quasi totalità delle lunghezze d'onda), dunque la componente anelastica è tipicamente trascurata. Poiché, inoltre, le dimensioni delle molecole, come già detto, sono piccole rispetto alla lunghezza d'onda della radiazione incidente, allora lo scattering elastico può essere descritto mediante la teoria di Rayleigh:

$$\alpha_{mol,s} = N_{mol}\sigma_R \tag{2.29}$$

Invece, il coefficiente di estinzione molecolare dovuto all'assorbimento  $(\alpha_{mol,a})$  è fortemente dipendente dalla lunghezza d'onda, divenendo il componente dominante del coefficiente di estinzione totale nelle vicinanze delle righe di assorbimento dei vari componenti atmosferici.

Questi fenomeni di forte assorbimento avvengono soprattutto nelle lunghezze d'onda dell'UV ( $\lambda < 300$  nm) e dell'infrarosso ( $\lambda \ge 900$  nm), ed in tali casi possono compromettere severamente l'effettivo range di misura del laser. Questo però non toglie che tali caratteristiche spettrali possono essere utilizzati nel campo dell'assorbimento differenziale per ottenere misure in remoto di specifici gas costituenti l'atmosfera.

In realtà però, in corrispondenza delle lunghezze d'onda del visibile, l'effetto di  $\alpha_{mol,a}$  è trascurabile. Inoltre, dalla teoria di Rayleigh, è noto il legame tra  $\beta_{mol}$  ed  $\alpha_{mol}$ , e ricordando che il contributo dovuto all'assorbimento è trascurabile, si ottiene:

$$\alpha_{mol} = \alpha_{mol,s} = \frac{\beta_{mol}}{0.119} \tag{2.30}$$

Per quanto riguarda, invece, il contributo aerosolico, così some nel caso del coefficiente di backscattering, si assume valida l'ipotesi di sfere omogenee, per cui risulta:

$$\alpha_{aer}(\lambda) = \int_{0}^{\infty} \sigma_{E}(a,\lambda,n) N_{aer}(a) da \qquad (2.31)$$

dove  $\sigma_E$  è la sezione d'urto di estinzione per particelle di raggio a ed indice di rifrazione n, da considerarsi somma dei due contributi di scattering e di assorbimento, pari rispettivamente a:

$$\alpha_{aer,s}(a,\lambda,n) = \pi a^2 Q_s(x,n)$$
(2.32)

$$\alpha_{aer,a}(a,\lambda,n) = \pi a^2 Q_a(x,n)$$
(2.33)

dove  $Q_s$  e  $Q_a$  rappresentano, rispettivamente, l'efficienza di scattering ed assorbimento aerosolico e possono essere determinate con metodi numerici.

Per avere un'idea del peso che i vari contributi portano all' equazione (2.28), si può calcolare il contributo dovuto al coefficiente di estinzione molecolare alla lunghezza d'onda del visibile ( $\lambda \approx 550$  nm), dove

l'assorbimento molecolare è trascurabile, scegliendo come quota il livello del mare ( $N_{mol} = 2.55 \times 10^{19} \text{ cm}^{-3}$ ), ottenendo:

$$\alpha_{mol,s} = \alpha_{mol} = 0.0116 km^{-1}$$
(2.34)

Una misura della visibilità atmosferica, il "range meteorologico"  $V_M$ , è dato dalla relazione di Koschmieder: [18]

$$V_M = 3.91/x$$
 (2.35)

da questa relazione si evince che, per un puro scattering molecolare, la visibilità al livello del mare sarebbe di oltre 250 Km, ma dato che, anche in eccezionali condizioni di bel tempo, la visibilità al livello del mare non super i 50 Km, è evidente che la sola componente di scattering molecolare fornisce un contributo minimo alla reale attenuazione della radiazione visibile. Dunque, la riduzione di visibilità è dovuta alla presenza in atmosfera delle particelle aerosoliche.

## 2.6.2 Parametri ottici in condizione di diffusione anelastica

Quando la lunghezza d'onda del segnale trasmesso e quella del segnale retrodiffuso differiscono si verifica un processo di scattering anelastico, anche detto scattering di Raman, e l'equazione LiDAR assume la seguente espressione: [19]

$$P(\lambda_{R},z) = P_{L} \frac{A_{0}}{z^{2}} \frac{d\sigma_{\lambda_{R}}(\pi)}{d\Omega} N_{R}(z)\xi(z)\frac{c\tau}{2}T(\lambda_{R},z)T(\lambda_{L},z)$$
(2.36)

dove:

- $\lambda_L$  è la lunghezza d'onda del fascio laser
- $\lambda_R$  è la lunghezza d'onda della radiazione retrodiffusa, con  $\lambda_R \neq \lambda_L$
- $N_R(z)$  è la densità numerica della specie chimica che partecipa al processo di diffusione di Raman (ad esempio, per l'azoto tale concentrazione ammonta al 78% della densità atmosferica totale)

•  $\frac{d\sigma_{\lambda_R}(\pi)}{d\Omega}$  è la sezione d'urto differenziale di Raman per la radiazione anelastica diffusa a 180°.

I coefficienti di estinzione  $\alpha(\lambda_R)$  e  $\alpha(\lambda_L)$  presenti nei fattori T( $\lambda_R,z$ ) e T( $\lambda_L,z$ ), dipendono dalle caratteristiche fisiche dell'atmosfera ed ognuno di essi è composto dal contributo molecolare e quello aerosolico:

$$\alpha_{tot} = \alpha(\lambda_R) + \alpha(\lambda_L) = \alpha_{aer}(\lambda_R) + \alpha_{mol}(\lambda_R) + \alpha_{aer}(\lambda_L) + \alpha_{mol}(\lambda_L) (2.37)$$

La presenza dei coefficienti di estinzione alle due diverse lunghezze d'onda è giustificata dal fatto che, le molecole, investite dal fascio laser, diffondono in tutte le direzioni una radiazione alla lunghezza d'onda differente da quella iniziale. Pertanto l'attenuazione del segnale ricevuto è dovuta sia all'attenuazione del fascio laser emesso,  $\lambda_L$ , nel salire verso un dato bersaglio, sia all'attenuazione del fascio diffuso alla lunghezza d'onda  $\lambda_R$  nel suo cammino di ritorno verso il ricevitore.

Per i coefficiente molecolari la dipendenza dalla lunghezza d'onda è espressa dalle corrispondenti sezioni d'urto, e, dunque, può ritenersi nota, mentre per i coefficienti aerosolici tale dipendenza è molto più complessa, poiché dipende anche dalla forma e dall'indice di rifrazione delle particelle.

Una stima del coefficiente di estinzione alla lunghezza d'onda dello scattering di Raman può essere ottenuta dal segnale LiDAR in condizioni anelastiche, ricorrendo ad una relazione empirica che lega il rapporto dei coefficienti  $\alpha_{aer}(\lambda R)$  e  $\alpha_{aer}(\lambda_L)$  al rapporto inverso delle rispettive lunghezze d'onda:

$$\frac{\alpha_{aer}(\lambda_R)}{\alpha_{aer}(\lambda_L)} = \left(\frac{\lambda_L}{\lambda_R}\right)^k$$
(2.38)

dove k è un coefficiente variabile con le dimensioni delle particelle e delle molecole incontrate dal fascio durante la sua propagazione.

La (2.38) permette così di ridurre il numero delle incognite dell'equazione LiDAR nel canale Raman (2.36) da due ad uno e, quindi, da quest'ultima, sarà possibile ricavare il coefficiente  $\alpha_{aer}$ .

#### 2.7 Inversione dell'equazione LiDAR

Si consideri l'equazione LiDAR in ipotesi di singolo scattering:

$$P(\lambda,\lambda_L,z) = P_L \frac{c\tau}{2} \frac{A_0}{z^2} \xi(\lambda) \beta(\lambda,\lambda_L,z) T(\lambda,z) T(\lambda_L,z) \quad (2.19)$$

Questa equazione non può essere risolta analiticamente, dato che essa presenta due incognite: il coefficiente di estinzione aerosolico  $\alpha_{aer}$  e il coefficiente di backscattering aerosolico  $\beta_{aer}$ .

Tali coefficienti sono inoltre essenziali, dato che in essi sono contenute numerose informazioni sulle proprietà delle particelle aerosoliche (massa, dimensione, indice di rifrazione e densità), ed è pertanto necessario determinarli, risolvendo l'equazione LiDAR.

Allo scopo di invertire quest'equazione sono stati sviluppati opportuni algoritmi che consentono di ricavare i due coefficienti in questione.

## 2.7.1 Il metodo analitico di Ansmann

Questo metodo, proposto per la prima volta da Albert Ansmann [19], permette di ricavare il coefficiente di estinzione aerosolico  $\alpha_{aer}(\lambda_L)$  a partire da misure del segnale Raman dell'azoto. Si consideri ancora l'equazione LiDAR in condizioni di diffusione anelastica (2.36), riscritta in forma compatta:

$$P(z) = \frac{K}{z^2} N_R(z) T(\lambda_L, z) T(\lambda_R)$$
(2.39)

dove K racchiude tutte i fattori costanti, indipendenti dalla quota, contenenti tutte le informazioni riguardanti le efficienze di raccolta della radiazione (fattore geometrico), quelle di trasmissione delle ottiche e quelle dei rivelatori.

Inoltre, il coefficiente di sovrapposizione, che generalmente dipende dalla quota z, è stato posto pari ad uno<sup>1</sup>.

Dalla (2.39) si ricava:

$$\frac{P(z)z^2}{N_R(z)} = KT(\lambda_L, z)T(\lambda_R)$$
(2.40)

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Tale condizione è soddisfatta rigorosamente solo per misure LiDAR effettuate in alta atmosfera.

Ricordando le espressioni delle trasmissività atmosferiche e, passando in forma logaritmica, si ottiene:

$$\ln\left[\frac{P(z)z^{2}}{N_{R}(z)}\right] = \ln K - \int_{0}^{z} [\alpha_{aer}(\lambda_{L}, r) + \alpha_{aer}(\lambda_{R}, r)]dr + \int_{0}^{z} [\alpha_{mol}(\lambda_{L}, r) + \alpha_{mol}(\lambda_{R}, r)]dr$$

$$(2.41)$$

da cui, derivando entrambi i membri rispetto alla variabile di quota z, si ricava:

$$\frac{d}{dz} \ln \left[ \frac{P(z)z^2}{N_R(z)} \right] = -\left[ \alpha_{aer}(\lambda_L, z) + \alpha_{aer}(\lambda_R, z) \right] + -\left[ \alpha_{mol}(\lambda_L, z) + \alpha_{mol}(\lambda_R, z) \right]$$
(2.42)

e, ricordando la relazione empirica (2.38), si ottiene la seguente espressione per  $\alpha_{aer}(\lambda_L)$ :

$$\alpha_{aer}(\lambda_L) = \frac{\frac{d}{dz} \left[ \ln \frac{N_R(z)}{P(z)z^2} \right] - \alpha_{mol}(\lambda_L, z) - \alpha_{mol}(\lambda_R, z)}{1 + \left(\frac{\lambda_L}{\lambda_R}\right)^k}$$
(2.43)

In tal caso il valore di k può essere posto pari ad 1 per particelle con dimensioni comparabili con la lunghezza d'onda della radiazione laser, come nel caso di aerosol e gocce d'acqua sferiche, mentre andrà posto pari a 0 per particelle di dimensioni maggiori, come, ad esempio, i cristalli di ghiaccio. Il vantaggio di questo metodo consiste nell'avere un'espressione per  $\alpha_{aer}(\lambda_L)$  indipendente dal coefficiente di backscattering e, pertanto, non sono richieste ipotesi a priori, pur restando la dipendenza dalla geometria dell'apparato che lega il coefficiente di estinzione aerosolico alla conoscenza del fattore di sovrapposizione del campo di vista del telescopio con il fascio laser. Tale metodo, inoltre, è utilizzabile solo per misure del segnale Raman, che è in genere rilevabile solo nelle ore notturne.

#### 2.7.2 Il metodo analitico di Klett

Attraverso questo metodo, sviluppato da James Klett [20], è possibile determinare il coefficiente di retrodiffusione dall'equazione LiDAR, scritta in condizioni di scattering elastico. Per tale motivo, l'algoritmo di Klett è utilizzato nell'ambito del monitoraggio degli aerosol sospesi in atmosfera, dove il processo di scattering dominante è di tipo elastico. Esso, però, presuppone la conoscenza di un nuovo parametro, detto *LiDAR Ratio*, ovvero il rapporto tra il coefficiente di estinzione e quello di retrodiffusione aerosolici:

$$L = \frac{\alpha_{aer}}{\beta_{aer}}$$
(2.44)

Si introduce una nuova variabile S(z), definita come il logaritmo del segnale LiDAR moltiplicato per il quadrato della quota e nota col nome di *Range Corrected Signal* (*RCS*):

$$S(z) = \ln\left[P(z)z^2\right]$$
(2.45)

dove, la dipendenza da  $\lambda$  è stata omessa per brevità.

Per poter esprimere l'equazione LiDAR in una forma che risulti indipendente dal sistema di rivelazione utilizzato, è necessario conoscere S(z) ad una quota di riferimento  $z_0$ , risultando così:

$$S(z) - S_0 = \ln\left[\frac{\beta}{\beta_0}\right] - 2\int_0^z \alpha(z)dz \qquad (2.46)$$

dove  $\beta_0 = \beta(z_0)$  ed  $S_0 = S(z_0)$ .

Differenziando la (2.46) rispetto alla quota z si ottiene:

$$\frac{dS}{dz} = \frac{1}{\beta} \frac{d\beta}{dz} - 2\alpha(z)$$
(2.47)

Questa equazione contiene due incognite ( $\alpha \in \beta$ ), ma può essere ridotta ad una equazione lineare con un'unica incognita mediante l'utilizzo del LiDAR ratio. Essendo, inoltre, il coefficiente di backscattering totale somma del contributo molecolare e di quello aerosolico,  $\beta = \beta_{mol} + \beta_{aer}$ , allora il coefficiente di estinzione potrà essere espresso come :

$$\alpha = \alpha_{aer} + \alpha_{mol} = L\beta_{aer} + B_R^{-1}\beta_{mol}$$
(2.48)

dove, in base alla teoria di Rayleigh,  $B_R^{-1}=1/0.119$  e descrive il rapporto costante tra  $\alpha$  e  $\beta$  in condizioni di diffusione secondo la teoria di Rayleigh, come già descritto nella (2.30).

Sostituendo il valore di  $\alpha$ , come ottenuto dalla (2.48), nella (2.47), si ottiene:

$$\frac{dS}{dz} = \frac{1}{\beta} \frac{d\beta}{dz} - 2(L\beta_{aer} + B_R^{-1}\beta_{mol})$$
(2.49)

e dato che  $\beta_{aer} = \beta - \beta_{mol}$ , si ricava:
$$\frac{dS}{dz} = \frac{1}{\beta} \frac{d\beta}{dz} - 2L\beta + 2\left(L - B_R^{-1}\right)\beta_{mol}$$
(2.50)

Introducendo la nuova variabile:

$$S' - S'_{m} = S - S_{m} + \frac{2}{B_{R}} \int_{z}^{z_{m}} \beta_{mol} dz - 2 \int_{z}^{z_{m}} L \beta_{mol} dz \qquad (2.51)$$

dove è stato posto  $S_m = S(z_m)$ , e differenziando rispetto a z si ottiene:

$$\frac{dS'}{dz} = \frac{dS}{dz} + \frac{2}{B_R} \beta_{mol} \Big|_z^{z_m} - 2L \beta_{mol} \Big|_z^{z_m}$$
(2.52)

Dalla (2.52) e dalla (2.49) si ricava l'equazione differenziale ordinaria di Bernoulli:

$$\frac{dS'}{dz} = \frac{1}{\beta} \frac{d\beta}{dz} - 2\beta L$$
(2.53)

la cui soluzione è: [21]

$$\beta(z) = \frac{e^{(S'-S'_m)}}{\beta_m^{-1} + 2\int_z^{z_m} Le^{(S'-S'_m)} dr'}$$
(2.54)

dove  $\beta_m = \beta(z_m)$ .

Noto, dunque, il coefficiente di backscattering ad una quota di riferimento  $z_m$ , si può ricavare il coefficiente di backscattering totale  $\beta(z)$  e, noto il profilo della densità molecolare, si ricava  $\beta_{mol}(z)$  e quindi, per differenza, il coefficiente di backscattering aerosolico  $\beta_{aer}(z)$ .

Lo svantaggio di tale metodo però consiste nel dover assumere una quota di riferimento alla quale si conosce a priori il valore del coefficiente di retrodiffusione aerosolico. Ma il limite maggiore è dovuto al fatto che, per ottenere il profilo di tale coefficiente, si è vincolati alla conoscenza del LiDAR ratio, che risulta essere una funzione complessa della quota z e, dato che dipende dal rapporto di  $\alpha$  e  $\beta$ , esso dipende indirettamente anche dalla lunghezza d'onda della radiazione incidente e dai parametri fisico-chimici delle particelle (indice di rifrazione degli aerosol, distribuzione dimensionale, umidità relativa, etc.).

Infatti, in base alle (2.32) e (2.33), che descrivono rispettivamente il coefficiente di estinzione e retrodiffusione aerosolici determinati in base alla teoria di Mie, risulta che entrambi i coefficienti sono integrali pesati sulla distribuzione dimensionale degli aerosol:

$$\alpha_{aer,s}(a,\lambda,n) = \pi a^2 Q_s(x,n)$$
$$\alpha_{aer,a}(a,\lambda,n) = \pi a^2 Q_a(x,n)$$

Una classificazione dei valori che può assumere il LiDAR ratio in funzione della quota, e tenendo conto delle proprietà chimico-fisiche e della distribuzione dimensionale degli aerosol, è stata data da Ackermann [22]. Il LiDAR ratio medio è ricavato in funzione dell'umidità relativa, per diversi tipi di aerosol troposferici e per differenti lunghezze d'onda, sviluppando il LiDAR ratio in serie di potenze:

$$\hat{L}(f) \approx \sum_{j=1}^{J} a_j f^{j-1}$$
 (2.55)

dove f è l'umidità relativa,  $a_j$  i coefficienti polinomiali e J il numero totale dei coefficienti, variabile tra 5 e 10.

I coefficienti ricavati sono mostrati in Tabella 2.1:

	Contin	nental	Maritim	e	Des	ert
	355 nm	532 nm	355 nm	532 nm	355 nm	532 nm
a,	$4.252 \times 10^{1}$	4.531 × 10 <sup>1</sup>	$1.646 \times 10^{1}$	$1.884 \times 10^{1}$	$4.191 \times 10^{11}$	1.993 × 10 <sup>1</sup>
a	$4.400 \times 10^{-1}$	$2.628 \times 10^{-1}$	$8.312 \times 10^{-2}$	$1.277 \times 10^{-1}$	$-9.523 \times 10^{-3}$	$-4.398 \times 10^{-2}$
a	$-7.877 \times 10^{-3}$	$-3.085 \times 10^{-3}$	$3.890 \times 10^{-3}$	$5.191 \times 10^{-3}$	$2.131 \times 10^{-3}$	$2.865 \times 10^{-3}$
a	$1.395 \times 10^{-5}$	$1.334 \times 10^{-4}$	$-8.203 \times 10^{-3}$	$-1.037 \times 10^{-4}$	$-4.507 \times 10^{-5}$	$-5.518 \times 10^{-5}$
as	$7.881 \times 10^{-6}$	$-2.356 \times 10^{-6}$	$4.225 \times 10^{-7}$	$4.364 \times 10^{-7}$	$3.014 \times 10^{-7}$	$3.430 \times 10^{-7}$
a	$-1.472 \times 10^{-7}$	$1.412 \times 10^{-8}$	0.	0.	0.	0.
an	$8.581 \times 10^{-12}$	0.	0.	0.	0.	0.
aa	$1.350 \times 10^{-11}$	0.	0.	0.	0.	0.
aa	$-2.899 \times 10^{-14}$	0.	0.	0.	0.	0.
a <sub>10</sub>	$-3.411 \times 10^{-16}$	0.	0,	0.	n	0

Tabella 2.1 Valori dei coefficienti polinomiali per lo sviluppo del LiDAR ratio medio, in base al tipo di aerosol.

#### 2.7.3 Metodo analitico di Wandinger

L'ultimo metodo analizzato è quello sviluppato da Wandinger [23]. Tale metodo permette di ricavare il coefficiente di backscattering  $\beta$ , utilizzando una combinazione del segnale elastico e del segnale Raman, acquisiti simultaneamente.

Si considerino, a tal proposito, le equazioni LiDAR scritte rispettivamente per scattering elastico (2.20) e scattering anelastico (2.36), e le si esplichino rispetto ai coefficienti di estinzione e retrodiffusione, questi ultimi espressi come somma dei contributi molecolari e aerosolici:

$$P(\lambda_L, z) = \frac{k_{\lambda_L}}{z^2} (\beta_{\lambda_L}^{aer} + \beta_{\lambda_L}^{mol}) e^{-2\int_0^z [\alpha_{\lambda_L}^{aer}(r) + \alpha_{\lambda_L}^{mol}(r)]dr}$$
(2.56)

$$P(\lambda_{L},\lambda_{R},z) = \begin{bmatrix} \frac{k_{\lambda_{R}}}{z^{2}} N_{R}(z_{0}) \frac{d\sigma_{\lambda_{R}}(\pi)}{d\Omega} \end{bmatrix} \times \\ \times \begin{bmatrix} -\int_{0}^{z} [\alpha_{\lambda_{R}}^{aer}(r) + \alpha_{\lambda_{R}}^{mol}(r)] dr & -\int_{0}^{z} [\alpha_{\lambda_{L}}^{aer}(r) + \alpha_{\lambda_{L}}^{mol}(r)] dr \\ e^{-\int_{0}^{z} [\alpha_{\lambda_{R}}^{aer}(r) + \alpha_{\lambda_{R}}^{mol}(r)] dr & e^{-\int_{0}^{z} [\alpha_{\lambda_{L}}^{aer}(r) + \alpha_{\lambda_{L}}^{mol}(r)] dr} \end{bmatrix}$$
(2.57)

dove:

- $\lambda_L$  è la lunghezza d'onda del laser;
- $\lambda_R$  è la lunghezza d'onda del segnale Raman da parte delle molecole di azoto;
- i fattori k contengono tutte le informazioni riguardanti le efficienze di raccolta della radiazione, le efficienze di trasmissione delle ottiche e le efficienze dei rivelatori.

Si consideri, quindi, il rapporto dei segnali a due diverse quote  $z e z_0$ :

$$\frac{P_{\lambda_L}(z)P_{\lambda_R}(z_0)}{P_{\lambda_L}(z_0)P_{\lambda_R}(z)}$$
(2.58)

dove la quota  $z_0$  è fissata. Sostituendo la (2.56) e la (2.57) nella (2.58) si ottiene:

$$\beta_{\lambda_{L}}^{aer}(z) = \left[\beta_{\lambda_{L}}^{aer}(z_{0}) + \beta_{\lambda_{L}}^{mol}(z_{0})\right] \frac{N_{R}(z)P_{\lambda_{L}}(z)P_{\lambda_{R}}(z_{0})e^{-\int_{0}^{z}\left[\alpha_{\lambda_{R}}^{aer}(r) + \alpha_{\lambda_{R}}^{mol}(r)\right]dr}}{N_{R}(z_{0})P_{\lambda_{L}}(z_{0})P_{\lambda_{R}}(z)e^{-\int_{0}^{z}\left[\alpha_{\lambda_{L}}^{aer}(r) + \alpha_{\lambda_{L}}^{mol}(r)\right]dr}} - \beta_{\lambda_{L}}^{mol}(z)$$
(2.59)

nell'ipotesi semplificativa che i fattori di sovrapposizione relativi al canale elastico e a quello Raman siano uguali.

La quota di riferimento  $z_0$  viene scelta di modo che risulti  $\beta_{\lambda_L}^{mol}(z_0) \gg \beta_{\lambda_L}^{aer}(z_0)$ , così da poter trascurare il termine aerosolico a tale quota. Inoltre, se i coefficienti di estinzione aerosolica, dovuti al segnale elastico e Raman, non sono molto differenti, in prima approssimazione è possibile porre uguale ad 1 il rapporto:

$$\frac{e^{-\int_{0}^{z} [\alpha_{\lambda_{R}}^{aer}(r) + \alpha_{\lambda_{R}}^{mol}(r)]dr}}{\int_{0}^{z} [\alpha_{\lambda_{L}}^{aer}(r) + \alpha_{\lambda_{L}}^{mol}(r)]dr}$$
(2.60)

Per determinare, quindi,  $\beta$  dalla (2.59) è necessario conoscere la densità dell'aria, le proprietà di estinzione atmosferica aerosoliche e molecolari e le proprietà di retrodiffusione molecolare.

Il grande vantaggio di questo metodo è dovuto al fatto di non richiedere la conoscenza a priori del LiDAR ratio, ma solo del coefficiente di retrodiffusione totale ad una quota di riferimento.

Lo svantaggio, invece, consiste nella bassa qualità del segnale Raman, dato che la sezione d'urto di retrodiffusione Raman è minore di quella elastica di circa tre ordini di grandezza. Questo comporta un minore rapporto segnale-rumore della radiazione Raman rispetto a quella elastica, e per tale motivo, il metodo di Wandinger non è adatto alle misure diurne, per le quali si preferisce utilizzare il metodo di Klett.

# **CAPITOLO 3**

# **DESCRIZIONE DEL PROTOTIPO**

Nel seguente capitolo viene descritto l'apparato sperimentale utilizzato per la validazione dei software sviluppati. Si comincia con la descrizione delle caratteristiche generali del sistema, per poi analizzare nel dettaglio tutti i componenti del prototipo, riportandone funzionalità e caratteristiche tecniche.

### 3.1 Apparato sperimentale: il LiDAR mobile

L'apparato sperimentale utilizzato in questo lavoro di tesi consiste in un sistema LiDAR mobile, realizzato dal CO.RI.S.T.A., Consorzio di Ricerca sui Sistemi di Telesensori Avanzati, e sviluppato nell'ambito del programma di ricerca LAPMI, acronimo di LiDAR for Atmospheric Particulate Monitoring Investigation, all' interno del programma europeo EUREKA. Si tratta sostanzialmente di un sistema LiDAR bistatico [24], come mostrato in Figura 3.1, la cui peculiarità risulta essere la facilità di trasporto, dovuta alle dimensioni ridotte, caratteristica che permette di effettuare monitoraggio dell'atmosfera in zone differenti.



Figura 3.1Il prototipo di LiDAR mobile

Per la campagna di misure effettuate nell'ambito di questa tesi per la validazione dei software, il sistema è stato posizionato nei laboratori LiDAR del Dipartimento di Fisica dell' Università di Napoli Federico II, situato presso la sede di Monte Sant'Angelo.

Nei paragrafi seguenti analizzeremo le componenti essenziali di questo sistema.

### 3.2 Sorgente laser

La sorgente di radiazione utilizzata è un laser impulsato a stato solido Nd:Yag, il cui mezzo attivo è costituito da un cristallo  $Y_3Al_5O_{12}$  di Ittrio Alluminio Granato drogato con Neodimio.

Essa genera radiazione con lunghezza d'onda pari a  $\lambda$ = 1064 nm (armonica fondamentale),  $\lambda$ = 532 nm (seconda armonica) e  $\lambda$ =355 nm (terza armonica), con un'energia di impulso pari a 500 µJ e 300 µJ rispettivamente in seconda armonica e terza armonica, ed una velocità di ripetizione di 1 kHz, mentre la durata dell'impulso è di 50 ns.

In figura 3-2 è riportato il prototipo con il laser in funzione alla lunghezza d'onda  $\lambda$ =532 nm (radiazione visibile nel verde).



Figura 3.2 La sorgente laser in funzione nella lunghezza d'onda del verde

La dimensione del fascio in uscita è pari a circa 4 mm con divergenza pari a 1 mrad. L'armonica fondamentale può essere campionata e misurata tramite un fotodiodo posto in cavità.

In Tabella 3.1 sono riassunte le principali caratteristiche del laser.

Wave-	Energy	Beam	Pointing	Beam	Repetition	Pulse
Length	Per pulse	polarisation	stability	divergency	rate	lenght
532 nm	500 µJ	TEM <sub>00</sub>	$\leq 100 \mu rad$	1 mrad	1 kHz	50 ns
355 nm	300 µJ	TEM <sub>00</sub>	$\leq 100 \mu rad$	1 mrad	1 kHz	50 ns

Tabella 3.1 Parametri caratteristici della sorgente laser

### 3.3 Sistema di trasmissione ottica

Prima di essere inviata in atmosfera, la sorgente laser subisce una doppia riflessione attraverso un beam-steerer costituto da due specchi piani, montati su gimbal posti a 45°, come mostrato in Figura 3.3:



Figura 3.3 Beam steerer

Il sistema di riflessione è necessario, per cercare di avvicinare l'asse ottico del laser con l'asse del telescopio, in modo tale da ridurre la quota minima di ingresso del fascio laser nel campo di vista del telescopio.

In particolare, per effettuare l'allineamento dei due assi, è possibile muovere il secondo gimbal mediante l'utilizzo di motori passo passo. Il gimbal utilizzato è il modello ULTIMA® mod.U100 G, prodotto dalla Newport Corporation e il cui schema è riportato in Figura 3.4:



Figura 3.4 Schema del gimbal ULTIMA U100 G

Il gimbal presenta un apertura di 1 inch (25.4 mm) ed il centro di rotazione coincide con il centro dello specchio.

La movimentazione dello stesso è invece stato affidato a due motori passo passo mod. CMA-12CCCL, prodotti anch'essi da Newport Corporation, e montati come in figura:



Figura 3.5 Attuatori CMA-12CCCL montati sul gimbal

La risoluzione di un singolo passo effettuabile da questi motori è pari a  $0.048828 \mu m$ , con un incremento minimo pari a  $0.2 \mu m$ . Questo significa che, contando l'apertura di 1 inch, il minimo angolo che può descrivere il fascio laser è pari a 0.00787 m rad, valore che soddisfa ampiamente le nostre esigenze relative all'allineamento del fascio laser con il campo di vista del telescopio.

#### 3.4 Sistema di ricezione ottica

Una volta inviato in atmosfera, il fascio laser viene retrodiffuso e raccolto dal sistema di ricezione ottica. Questo sistema è costituito da un telescopio in configurazione Cassegrain (Figura 3.6), con l'asse ottico posizionato parallelamente alla direzione di invio del fascio laser in atmosfera.

Il prototipo, pertanto, lavora in configurazione bistatica, con una distanza tra l'asse del raggio laser e del telescopio di 27.1 cm.

Lo specchio primario del telescopio è sferico e ha un diametro di 20 cm, con un'apertura centrale di 3 cm in cui insiste un buffle di 17 cm che serve a non rilevare la radiazione non riflessa dallo specchio.

Lo specchio secondario è ellittico, con un diametro di 6 cm. La distanza fra i due specchi è di 34 cm e la distanza focale effettiva è di 140 cm.



Figura 3.6 Il telescopio Cassegrain

Vengono utilizzati, inoltre, diaframmi di vario diametro, 2, 3, 4 mm, allo scopo di poter osservare differenti distanze atmosferiche, che partono da 140 m, 170 m, 210 m, rispettivamente, fino a 5 km, avendo, nello stesso tempo, un campo di vista del telescopio sempre maggiore della divergenza del fascio laser.

### 3.5 Sistema di selezione ottica

In corrispondenza del fuoco del telescopio è posto il fuoco di una lente piano convessa, con distanza focale di 12 cm, che rende la radiazione retrodiffusa parallela e la invia ad un separatore di fascio, che trasmette la radiazione retrodiffusa nel verde, con una trasmissività superiore al 90%, e riflette la radiazione retrodiffusa nell'UV, con un riflessività superiore al 99.5%.

Sono posti, successivamente, due filtri interferenziali a banda stretta, le cui caratteristiche sono riportate in Tabella 3.2.

CWI		Т	Reiezione
CWL	F W HIVI	%	Fuori banda
355 nm	0.5 nm	> 25	10 e <sup>-6</sup>
+/-0.075 nm	+/-0.1 nm	> 55	10 e
532 nm	0.5 nm	> 50	$10 e^{-6}$
+/-0.075 nm	+/-0.1 nm	> 30	10 6

Tabella 3.2 Specifiche dei filtri interferenziali

L'utilizzo di filtri interferenziali è legato alla necessità di selezionare il solo contributo del segnale ottico in esame, escludendo il più possibile la radiazione di fondo. Inoltre, poiché la lunghezza d'onda trasmessa da un filtro interferenziale corrisponde al valore di picco di una banda stretta centrata su tale valore, la larghezza di banda del filtro deve essere scelta in modo da risultare maggiore di quella laser e sufficientemente piccola da dare un buon rapporto segnale rumore.

Per tale ragione occorre fissare, per ogni filtro, sia la larghezza di banda passante nell'intorno della lunghezza d'onda di interesse (band width) e la sua trasmissività, che il rapporto di reiezione, cioè l'attenuazione relativa alle lunghezze d'onda esterne alla banda passante.

### 3.6 Sistema di rivelazione

La radiazione, in uscita dai filtri interferenziali, viene successivamente inviata al sistema di rivelazione costituito da un fotomoltiplicatore.

Il modello utilizzato sul nostro prototipo LiDAR è un Electron Tubes 9111-B. In Figura 3.7 è mostrato lo schema di funzionamento di un fotomoltiplicatore.



Figura 3.7 Schema di funzionamento di un fotomoltiplicatore

Il fotomoltiplicatore rileva la radiazione luminosa e, mediante effetto fotoelettrico, il fotocatodo (k) (bialcalino nel nostro modello) produce elettroni, che sono successivamente focalizzati da alcuni elettrodi, o dinodi, verso l'anodo. Ciascuno degli elettrodi è caricato ad un potenziale superiore al precedente. Il primo elettrone emesso per effetto fotoelettrico subisce una accelerazione a causa del campo elettrico e acquisisce energia cinetica. Quando l'elettrone colpisce il primo elettrodo provoca l'emissione secondaria di diversi elettroni a minore energia. La struttura del sistema è progettata in modo che ciascun elettrone emesso da un elettrodo venga accelerato e provochi l'emissione di diversi elettroni dall'elettrodo successivo. Si ha così un fenomeno a cascata per cui un singolo fotone che colpisce il tubo genera una corrente di elettroni, che vengono raccolti da un anodo, L'amplificazione del dispositivo (o guadagno del fotomoltiplicatore) arriva a  $10^8$ , rendendo possibile la misura di un impulso prodotto anche da un singolo fotone.

In Figura 3.8 è riportato l'andamento degli elettroni conteggiati in uscita rispetto alla potenza ricevuta.



Nel caso di applicazioni LiDAR è possibile che si verifichi la saturazione del canale di moltiplicazione, perdendo così la linearità tra gli elettroni conteggiati e la potenza in ingresso. Questo genera una sottostima del valore di fotoconteggio rispetto a quello reale, e pertanto è necessario correggere l'errore mediante una funzione detta, appunto, "*correzione di Pile-Up*", e fornita dal costruttore. Nel nostro caso essa è esprimibile con la formula:

$$N = \frac{n}{(1 - n \times T)} \tag{3.1}$$

dove:

• N rappresenta il conteggio reale di elettroni (s<sup>-1</sup>);

- n rappresenta il conteggio misurato (s<sup>-1</sup>);
- $T = 1.65 \times 10^{-8}$  s è il fattore di correzione del "count rate".

#### 3.7 Sistema di acquisizione

Il segnale in uscita dal fotomoltiplicatore viene acquisito da una scheda multicanale di acquisizione. Essa permette di memorizzare la frequenza di conteggio di un determinato evento in funzione del tempo. Quando comincia l'acquisizione, la scheda comincia a contare l'evento di interesse nel primo canale, per un tempo prefissato, detto "Dwell *Time*", trascorso il quale procede al prossimo canale. Nel caso di applicazioni LiDAR l'emissione dell'impulso laser funge da *trigger* per l'inizio della scansione, dopodiché, la scheda comincerà a contare i fotoni retrodiffusi, ottenendo così uno spettro di questi ultimi in funzione del tempo impiegato dalla luce per compiere il cammino di andata e ritorno. Pertanto, in questo caso, ad ogni canale sarà associata una specifica quota di osservazione. Questa componente del prototipo LiDAR portatile, in precedenza costituita da un Transient Recorder prodotto da Licel, è stata successivamente sostituita da un multichannel scaler (modello Ortec MCS-pci). La scheda prodotta da Ortec ha portato ad indubbi vantaggi, quali un maggior numero di canali, passati da 1024 a 65536, permettendo così di investigare quote più alte, un dwell time variabile tra 100ns e 1,3 s per canale, l'assenza di dead-time nel passaggio da un canale all'altro, il count-rate incrementato da 100MHz a 150MHz, ma, soprattutto, la possibilità di fissare un numero determinato di acquisizioni, mediante la variabile "Preset Time".

La configurazione scelta, per l'utilizzo del nostro prototipo, è mostrata in Tabella 3.3:

	Dwell Time	N° Channel	Preset Time	Trigger
Valore	100ns	2000	60000	1KHz

Tabella 3.3 Parametri di setup della scheda MCS-pci per il prototipo LiDAR descritto

Dunque, il tempo impiegato per effettuare una singola scansione sull'intervallo di canali scelto, sarà data dal tempo per effettuare una scansione sul singolo canale, ovvero il dwell time, moltiplicato per il numero complessivo di canali:

$$t_{SS} = (t_{DW} \times N_C) = 1 \times 10^{-7} \times 2000 = 2 \times 10^{-4} \text{ sec}$$
 (3.2)

E dunque la massima quota investigabile dal fascio laser sarà data dal prodotto della velocità della luce ( $c=3x10^8$  m/sec) per il tempo impiegato da una singola scansione, tutto naturalmente diviso per 2 tenendo conto che il fascio laser deve compiere un percorso doppio:

$$q_{MAX} = \frac{c \times t_{SS}}{2} = \frac{(3 \times 10^8 \, m/s) \times (2 \times 10^{-4} \, \text{s})}{2} = 30000 \, m$$
(3.3)

Determinata la quota massima è possibile determinare la risoluzione del nostro sistema, ovvero la porzione di cielo osservata dal singolo canale:

$$IFOV = \frac{q_{MAX}}{N_C} = \frac{30000m}{2000} = 15m$$
(3.4)

Ricordando, inoltre, che il trigger di acquisizione è dato da Q-switching del laser, che ricordiamo avere una frequenza di 1KHz, si può dedurre che, con il Preset time scelto, la durata di un ciclo di acquisizioni sarà:

$$t_{PS} = N_P \times \frac{1}{f_L} = 60000 \times \frac{1}{10^3} s = 60 s$$
 (3.5)

Questo significa che, nel nostro caso, abbiamo scelto di acquisire profili LiDAR ogni minuto.

#### 3.8 Sistema di movimentazione del LiDAR

Il prototipo LiDAR utilizzato è anche fornito di due motori passo-passo modello 34HSX-108 prodotti da McLennan Servo Supplies, aventi una risoluzione di 1.8° per passo e la capacità di effettuare un mezzo passo da 0.9°, montati sul prototipo come mostrato in Figura 3.9:



Figura 3.9 Sistema di movimentazione del prototipo LiDAR

e capaci di movimentare il sistema secondo un angolo di elevazione  $\theta$ ed un angolo azimutale  $\phi$ . Gli stepper motors sono controllati da due schede di controllo, poste all'interno di un rack, a sua volta collegato al pc mediante porta seriale.

## **CAPITOLO 4**

## **USER MANUAL**

Nel seguente capitolo è descritto nel dettaglio il manuale d'uso della suite di software A.Li.Sys. per l'automazione del prototipo di LIDAR portatile descritto nel capitolo 3.

Esso è strutturato seguendo i passi di una normale campagna di acquisizione dati, ovvero: il setup del fascio laser, l'allineamento del fascio laser con l'asse del telescopio, l'acquisizione dei dati e infine la loro elaborazione. É prevista, inoltre, una movimentazione del sistema che permette di effettuare scansioni bi- e tridimensionali della volta celeste.

La linea guida di tale progetto è stata quella di rendere l'utilizzo del sistema il più possibile semplice ed automatizzato, in modo da poter essere utilizzato anche da personale tecnico non specializzato.

Per soddisfare tali richieste si è scelto di utilizzare l'ambiente di sviluppo Labview 8.0, prodotto dalla National Instruments. Labview si presenta come un linguaggio di programmazione grafica per l'automazione dei sistemi di misura e controllo, basato sulla logica a flusso di dati. Queste caratteristiche hanno permesso, così, di generare una GUI (Graphical User Interface) estremamente user-friendly. Solo per l'ultima fase, quella dell'elaborazione finale dei dati acquisiti, si è scelto di utilizzare MATLAB 7.0 per l'ottima capacità di calcolo nella gestione dei dati, che sono immessi sottoforma di matrici e vettori. Le function Matlab sono state implementate direttamente nell'interfaccia

Labview mediante il "Matlab Script Node", che permette di interfacciare i due ambienti di sviluppo.

## 4.1 Installazione del software

Il software viene fornito su supporto CD, ed è eseguibile unicamente in ambiente Windows, su qualsiasi PC. Una volta inserito il CD nel drive, l'utente dovrà avviare il file "setup.exe" per cominciare la procedura di installazione. Sarà mostrata una schermata come in Figura 4.1:



Figura 4.1 Schermata di installazione del software A.Li.Sys.

Seguendo le semplici istruzioni a video è possibile scegliere la cartella di installazione ed, infine, installare il programma.

Ad installazione terminata, è possibile richiamare dal menu programmi di windows l'installazione del Labview RunTime Engine 8.0 per l'esecuzione del software anche su PC sprovvisti di Labview 8.0, mentre è ancora richiesta la presenza di Matlab 7.0.

## 4.2 A.Li.Sys.

Una volta installato il programma esso è pronto per essere eseguito. L'utente può richiamare l'eseguibile cliccando sul collegamento desktop A.Li.Sys.exe, oppure può scegliere di utilizzare il link dal menu programmi della barra degli strumenti di windows. Alla fine dell'operazione, dopo qualche istante di attesa, apparirà sul monitor la schermata principale dell'applicazione:



Figura 4.2 Schermata principale del software A.Li.Sys.

Mediante la pressione di uno dei tasti è possibile richiamare le varie funzioni svolte dal software.

Supponendo di effettuare una campagna di misurazione, spiegheremo nei paragrafi che seguono tutti gli step per configurare ed utilizzare correttamente il LiDAR.

## 4.3 Setup del laser

Premendo il pulsante "*Laser Settings*" entreremo nella schermata di configurazione del fascio laser, che apparirà come in Figura 4.2:

LIDAR.VI	X
Controllo_Lunghezza_d'onda	
Controllo_Frequenza	
verde	
UV	STOP
Seriale 🖌 COM1 💽	rror com ando
status code source source	tatus code alio73676294 ource VISA Read in Com ando (VISA

Figura 4.3 Schermata di setup del laser

Il primo passo da compiere è quello di selezionare la porta seriale a cui è stato precedentemente collegato il driver del laser e, una volta eseguita l'operazione, sarà di fatto possibile procedere con il setup:

- *Controllo lunghezza d'onda:* Permette di controllare la lunghezza d'onda corrente del fascio laser. La risposta del sistema sarà data nel campo "Status"
- *Controllo frequenza:* Controllo della frequenza corrente del fascio laser
- *Verde:* Imposta la lunghezza d'onda del fascio laser nel verde (532 nm).
- UV: Imposta la lunghezza d'onda del fascio laser nell'ultravioletto (355 nm).

Una volta effettuati i dovuti controlli è possibile uscire da questa schermata e ritornare al menu principale premendo il tasto "*EXIT*".

### 4.4 Movimentazione del sistema LiDAR

In questa parte è ora possibile mettere in movimento il sistema mediante due motori passo-passo che permettono di variare l'angolo di zenith  $\theta$  e l'angolo azimutale  $\varphi$  al fine di effettuare mappe bidimensionali e/o tridimensionali della distribuzione del particolato atmosferico. Una volta premuto il pulsante "*Movimentazione LiDAR*", ci apparirà questa schermata:



Figura 4.4 Schermata di movimentazione del LiDAR

In primo luogo, così come fatto precedentemente, è necessario impostare la porta di comunicazione seriale sulla quale è stato attaccato il driver di controllo dei motorini. Fatto ciò è possibile procedere con l'impostazione dei parametri cliccando sul tasto "*SETUP*". Sul monitor comparirà una nuova schermata:

PhiMAX	PhiMIN	ThetaMAX	ThetaMIN
0	÷)[0	÷)0	÷)0
PhiHOME	PhiSTEP	ThetaHOME	ThetaSTEP
0	0	÷0	0
Velocità MA	X Decelerazio	one Fattore	
Velocitâ MA	Accelerazio	one Fattore	
() Velocitâ MA	Accelerazio	one Fattore	

Figura 4.5 Schermata di configurazione degli stepper motors

Da questo pannello è possibile impostare l'intervallo in cui si desidera muovere il sistema, dando come input i valori minimo e massimo per i due angoli  $\varphi \in \theta$ . Inoltre, è possibile scegliere la velocità di movimento e l'accelerazione degli stepper motor, espresse in passi al secondo, la posizione HOME per i due angoli, ovvero una posizione preferenziale per l'utente, inizialmente posta di default come posizione (0,0), ed infine, il fattore che determina l'equivalente in passi-motore di un singolo grado, settato di default, per il nostro sistema, al valore di 45.12 passi-motore. Una volta immessi i parametri desiderati, basterà premere il tasto "*SALVA*" e il programma provvederà a memorizzarli nel file "*config.txt*", contenuto nella stessa directory di installazione, e che verrà richiamato ogni volta che si avvierà il programma, consentendo così di mantenere memoria dei parametri impostati dall'utente.

Ritornando alla schermata principale, la luce verde sotto la scritta "*INIT MOTORS*" segnalerà un corretto funzionamento dei motorini. La luce rossa accesa, invece, segnala un malfunzionamento nella procedura di inizializzazione dei motori, dovuto ad una errata configurazione della porta seriale, oppure a parametri errati inseriti nella configurazione di setup. In tal caso bisognerà chiudere il programma e riavviare l'inizializzazione dei motori.

Una volta selezionati i parametri di configurazione, l'utente potrà muovere il sistema. Agendo sui pulsanti contenuti nel campo "*STEP*", si potrà decidere il passo, espresso in gradi, di cui si desidera spostare il sistema. Tale spostamento sarà realizzato alla pressione dei tasti freccia presenti nei campi "*Phi*" e "*Theta*", per variare passo-passo, rispettivamente, l'angolo azimutale e quello di zenith.

L'interfaccia, inoltre, permette l'inserimento manuale della posizione assoluta che si vuole che il sistema raggiunga. Dopo aver inserito il valore basterà premere il pulsante "*GO*", perchè il sistema cominci a muoversi.

Gli indicatori presenti nei campi "Phi" e "Theta" permettono di visualizzare in real-time la posizione corrente del sistema.

Inoltre, il programma permette anche di riportare rapidamente il sistema nella posizione *HOME*, precedentemente impostata nella schermata di setup.

Nel caso che il programma venga chiuso, senza che il sistema venga riportato nella posizione iniziale, al successivo riavvio sarà comunque mantenuta memoria della posizione corrente, poiché, ad ogni movimento effettuato, il programma salva la posizione attuale del sistema nel file "*online.dat*" come vettore riga contenente rispettivamente la posizione dell'angolo  $\varphi$  e dell'angolo  $\theta$  (espressi in motor step).

### 4.5 Allineamento del fascio laser con il FOV del telescopio

La fase più delicata di una misura LiDAR consiste proprio nell'allineamento dell'asse del fascio laser con il campo di vista del telescopio.

Infatti, un buon allineamento è sinonimo di una buona misura LiDAR, in quanto, l'intersezione tra il fascio laser e il campo di vista del telescopio determina il volume di backscattering investigato ed in particolar modo, la quota iniziale e finale, dato che, un cattivo allineamento, potrebbe comportare un'entrata del fascio laser nel FOV a quote troppo alte, oppure ad una uscita a quote troppo basse, come mostrato negli esempi mostrati in Figura 4.7:



Figura 4.7 (a) Allineamento corretto (b) Il fascio laser entra nel FOV a quote troppo alte (c) Il fascio laser esce dal FOV ad una certa quota.

Ma l'allineamento è, anche, uno dei processi più complessi e lunghi da compiere nell'ambito di una campagna di misure LiDAR, pertanto, in base agli obiettivi primari di questi lavoro di tesi, è stato sviluppato un software strutturato in due fasi fondamentali: una prima fase di allineamento automatico, ed una seconda di allineamento manuale.

### 4.5.1 Allineamento automatico

Questa prima fase è stata studiata con l'intento fondamentale di rendere il sistema LiDAR utilizzato il più automatizzato possibile nel suo utilizzo. Si è utilizzato un algoritmo originale, mai applicato prima al caso di un LiDAR bistatico, in grado di portare il fascio laser nel FOV del telescopio, con il minimo intervento da parte dell'operatore.

Prima, però, di procedere con la spiegazione di questa parte del software, è doveroso descrivere la teoria alla base della procedura di autoallineamento. Essa consiste in due fasi fondamentali, illustrate in Figura 4.8:



Figura 4.8 Procedura di allineamento automatico.

Una prima fase, detta di autoallineamento grezzo, consiste nel far descrivere al fascio laser una traiettoria a spirale nel piano xy, piano ortogonale all'asse del telescopio. È stato dimostrato sperimentalmente che tale traiettoria può essere interrotta quando il segnale ricevuto dal telescopio, in un certo intervallo di quota definito dall'utente, non supera di quattro volte la deviazione standard dell'acquisizione precedente [25].

Questo significa che il fascio laser è entrato nel FOD, ovvero Field Of Detection, del telescopio, tale regione è più grande del campo di vista del telescopio, a causa dei bordi non definiti del cono di emissione e quello di ricezione. L'incremento del passo della spirale deve essere sempre più piccolo del FOV del telescopio, in modo tale da non rischiare, con un singolo step, di fuoriuscire dal FOV senza che il fascio laser sia mai entrato in esso. Per esempio, nel nostro caso, il gimbal presenta un'asse di 1 inch (25.4 mm) (come già descritto nel capitolo 3) e, pertanto, uno spostamento di 1 mm dello step motor determina una rotazione di 40 mrad attorno al fuoco dello specchio. È, quindi, consigliabile scegliere un passo di avanzamento pari a 0.01 mm, al fine di ottenere una rotazione di 0.4 mrad, valore che risulta inferiore all' apertura del telescopio utilizzato, pari a 4 mrad, e che quindi assicura una adeguata copertura della zona da investigare.

La durata di questa prima fase può variare a seconda della posizione iniziale del fascio laser, infatti, in caso di forte disallineamento, l'iterazione potrà durare anche mezz'ora, mentre, nel caso in cui il sistema è prossimo alla condizione di allineamento, questa fase durerà pochi minuti. Questo rappresenta un grosso vantaggio in termini temporali, poiché, un operatore non esperto potrebbe impiegare un tempo superiore al doppio del tempo impiegato dal programma in questione, nel cercare di individuare il FOD del telescopio.

Una volta raggiunta la condizione che ferma l'avanzamento della spirale, si passa alla fase di allineamento fine. In questo caso, il fascio si

sposta lungo la stessa direzione in cui si era fermato al passo precedente; partendo dal punto B, si fermerà quando il prodotto segnale-tempo risulterà minore del valore assunto al passo precedente (D), in tal caso il sistema è fatto arretrare di uno step (C) e comincia una nuova scansione lungo l'asse ortogonale, con analogo procedimento, portando, in tal modo, il fascio laser nel FOV del telescopio. All'utente non resterà che effettuare una breve scansione del FOV, mediante l'allineamento manuale, per ottimizzare l'allineamento del sistema.

Bisogna precisare che, in quest'ultima fase, va scelto un passo di avanzamento più fine, per cercare di non fuoriuscire dal FOV ed, inoltre, è preferibile effettuare il controllo su quote più alte, onde evitare il problema della fuoriuscita del fascio laser dal telescopio a quote troppo basse. In particolare, nel caso del prototipo di LiDAR portatile descritto nel capitolo 3, è necessario cercare di evitare, soprattutto, l'entrata del fascio laser a quote troppo alte, dato che, il particolato urbano, di cui si vuole effettuare il monitoraggio, si deposita soprattutto a quote basse.

È possibile effettuare la procedura di autoallineamento cliccando sul tasto omonimo. Verrà visualizzata la schermata:



Figura 4.9 Schermata di autoallineamento

Il primo passo da compiere è inizializzare correttamente gli step motor, cliccando sul tasto "*Config motors*". Una finestra di dialogo informerà l'utente della corretta inizializzazione.

La configurazione della scheda di acquisizione è invece effettuata cliccando sul tasto "*Setup MCS*", in tal caso è possibile scegliere, alla voce "*Preset Time*" il numero di laser-shot per ogni step.

Le nostre prove sono state effettuate scegliendo 1000 colpi, che, ad una frequenza di 1 KHz, sono pari ad un secondo di acquisizione. All'utente è infine richiesto di selezionare l'incremento degli step motor e un range di canali o, analogamente, di quote, dato che ogni canale della scheda di acquisizione ha una risoluzione di 15 m (come spiegato nel capitolo 3), per l'allineamento grezzo e per quello fine. Effettuate queste operazioni preliminari, sarà possibile pigiare il tasto "*START Auto Allineamento*" per far partire la procedura. Procedura che potrà essere seguita sia dal grafico in alto a destra, che mostrerà la traiettoria

nel piano xy del fascio laser, che dalla finestra di acquisizione, che mostrerà, invece, i fotoni acquisiti ad ogni passo.

### 4.5.2 Allineamento manuale

Dopo aver terminato la fase di autoallineamento, il fascio laser si troverà all'interno del campo di vista del telescopio. A questo punto è necessario effettuare una scansione del FOV per trovare il punto in cui i due assi sono allineati. Premendo il pulsante "ALLINEAMENTO" comparirà la seguente schermata:



Figura 4.10 Schermata di allineamento manuale.

I passi da seguire sono perfettamente analoghi a quelli descritti per la fase di autoallineamento, ovvero, l'utente dovrà configurare gli step motor e la scheda di acquisizione, settando, anche in questo caso, il numero di laser shot che si vuole inviare ad ogni spostamento e la quota che si vuole investigare.

Effettuati questi passi sarà possibile movimentare lo specchietto utilizzando le frecce direzionali del tastierino numerico, oppure cliccando direttamente sui tasti freccia.

Ad ogni pressione il programma farà effettuare allo step motor dell'asse interessato un avanzamento pari al valore (in mm) indicato nel campo "*STEP*". Alla fine del movimento aggiornerà la posizione attuale dell'asse ed effettuerà un'acquisizione, mostrandola sul diagramma in basso. Una tipico profilo LiDAR allineato è mostrato in Figura 4.11:



Figura 4.11 Segnale ricevuto in un minuto di acquisizione nel caso di corretto allineamento.

Oltre a questo il programma permette di portare il gimbal in una posizione desiderata, semplicemente premendo il tasto "*Go Position*". Questa funzione è molto utile nel caso si voglia memorizzare una posizione d'interesse.

### 4.6 Acquisizione dei dati

Una volta terminata la fase di setup del nostro sistema, sarà possibile cominciare la fase di acquisizione dei fotoni, premendo il tasto "*ACQUISIZIONE MCS*". Alla pressione comparirà la schermata:



Figura 4.12 Schermata di acquisizione dati



Figura 4.13 Diagramma del profilo LiDAR acquisito in real time

Nel riquadro a sinistra ritroviamo i parametri di configurazione della scheda di acquisizione, settati di default, che è possibile modificare premendo il tasto "*CONFIG MCS*". Comparirà una nuova finestra:
1	error in (no error)
Dwell Time 1E-7 RESPONSE	status code
Pass Length	
Pass Preset	error out
Discriminator	status code
0.3	

Figura 4.14 Schermata di configurazione della scheda MCS

La scelta di questi parametri permette di determinare la modalità di acquisizione del LiDAR, in particolare:

- *Dwell Time*( $t_{DW}$ ): Intervallo di tempo tra l'acquisizione in un canale e quello successivo.
- *Pass Length*( $N_C$ ): Numero di canali realmente utilizzati.
- *Pass Preset*(*N<sub>P</sub>*): Numero di iterazioni di acquisizione.
- Discriminator: Tensione del discriminatore interno alla scheda

La spiegazione di questi parametri è stata già effettuata nel capitolo 3, a riguardo del sistema di acquisizione utilizzato. Ricordiamo, comunque, che il "Pass Length", rappresentante il numero di canali utilizzato, è collegato alla quota massima investigata, dato che ogni canale ha una risoluzione di 15 m. Nel nostro caso il valore di default è stato impostato su 2000 canali, ottenendo così una quota massima investigata pari a 30 Km.

Inoltre la scheda viene settata per effettuare un numero finito di acquisizioni pari al Preset Time, intervallo in cui la scheda somma i fotoni che giungono sullo stesso canale. Nel nostro caso esso è settato a 60000, in modo da ottenere acquisizioni di un minuto. Infatti, poiché la frequenza del laser-shot, che ha una valore di 1KHz, determina il trigger di inizio acquisizione, allora il tempo per effettuare 60000 acquisizioni sarà:

$$t_{PS} = N_P \times \frac{1}{f_L} = 60000 \times \frac{1}{10^3 \,\mathrm{s}} = 60 \,\mathrm{s}$$
 (4.1)

Dunque il tempo necessario ad effettuare 60000 scansioni è proprio di un minuto.

Una volta scelta la configurazione desiderata la pressione del tasto "*APPLY*" ci riporterà alla schermata principale.

A questo punto non resta che settare il numero di iterazioni volute e la directory in cui salvare i file contenenti i dati acquisiti, ricordando che il programma genera un file del tipo "*RAW\_gg\_mm\_aa\_hh\_mm\_ss.txt*" ad ogni iterazione.

I dati sono memorizzati come vettori colonna (2000x1),in cui ogni riga è associata ad un canale.

Utilizzando i parametri di default, il programma scriverà un file per ogni minuto di acquisizione, per un tempo pari al numero di iterazioni scelte.

Il tasto "*START*" permetterà l'inizio dell'acquisizione, che sarà possibile interrompere in qualsiasi momento con la pressione del tasto "*STOP*".

### 4.7 Elaborazione dei dati acquisiti

L'ultimo passo da compiere per effettuare una misura LiDAR è quello di elaborare i dati al fine di ottenere i profili LiDAR, l'andamento del  $\beta_{aer}$  aerosolico e le mappe RCS.

In questo caso si è scelto, come già ricordato, di integrare le function MATLAB direttamente all'interno dell'interfaccia Labview. Questa parte del lavoro è il prosieguo di un precedente lavoro di tesi, svolto presso il consorzio CO.R.I.S.T.A, in cui era stato sviluppato il software M.A.P.S. (Monitoring of Atmosphere Particulate Software) per l'analisi dati dei profili LiDAR [26]. Le modifiche apportate in questo lavoro di tesi sono state attuate in modo da adattare l'elaborazione ai file ottenuti con la nuova scheda di acquisizione MCS-pci, file che, come già detto nel paragrafo precedente, sono memorizzati in formato testo, in modo tale da renderne più rapido il processamento da parte del computer e più semplice la consultazione. Inoltre, ancora una volta perseguendo l'obiettivo principe di questo lavoro di tesi, si è cercato di rendere le procedure di analisi dati quanto più veloci e semplici, in modo che tali operazioni possano essere effettuate anche da personale tecnico opportunamente addestrato, senza per questo sacrificare la bontà dei risultati finali, di cui si discuterà più in dettaglio nel prossimo capitolo. La schermata che appare alla pressione del tasto "ELABORAZIONE **DATI**" del menu principale è:

ELABORAZIONE DATI LIDAR		
Profili Binnati	RCS	
RCS per 30 minuti Alfa e Beta aersolico	Марре	
Evoluzione PBL	Beta Integrato	

Figura 4.15 Schermata di elaborazione dei dati

Procediamo alla descrizione delle funzionalità dei singoli pulsanti seguendo l'ordine di una normale elaborazioni dati.

# 4.7.1 Profili Binnati

Pigiando il tasto "*Profili Binnati*" apparirà una nuova finestra, come mostrato in Figura 4.16:

RCSL	iDAR per minuto	
Read Path		
뭡 C:\LIDAR_DATA		
Write Path		
8⊂:\		
Processed file		
START	EXIT	

Figura 4.16 Schermata per il calcolo dell'RCS ogni minuto

Per ottenere i profili LiDAR bisogna specificare,nel campo "*Read Path*", la directory in cui sono stati memorizzati i file ottenuti dall'acquisizione,mentre nel campo "*Write Path*" andrà specificata la directory in cui salvare i risultati.

I nuovi file saranno nel formato "*BIN\_gg\_mm\_aa\_hh\_mm\_ss.mat*". L'elaborazione comincerà alla pressione del tasto "*START*".

Essa consiste in una prima correzione di Pile-Up dei dati, (come spiegato nel capitolo 3) la cui formula è fornita dal costruttore nei datasheet del sistema di rivelazione utilizzato:

$$DATA_{P.U.} = \frac{DATA}{(1 - DATA \times 1.65 \times 10^{-8})}$$
 (4.2)

Successivamente si sottraggono le componenti relative alla quota zero (30 componenti) ottenendo così un vettore di 1970 componenti. Dall' analisi di un profilo LiDAR, infatti, è possibile osservare un primo picco alla quota di 400-500 m; tale picco non corrisponde a radiazione retrodiffusa, bensì è dovuto al ritardo di 3.05 ms tra l'attivazione del trigger laser, che aziona il processo di acquisizione, e l'attivazione vera e propria del Q-switching del laser. Tenendo conto del dwell-time di 100 ns, i 3.05 ms di ritardo corrispondono ad una quota zero pari a 457.5 m. In questo modo si tarano le quote rispetto alla quota zero e, in seguito, il fondo dell'atmosfera, calcolato come la media dei fotoconteggi acquisiti prima della quota zero, visto che ciò che si osserva in questo intervallo non deriva dalla retrodiffusione atmosferica ma dai fotoni della radiazione è resa necessaria dal fatto che il fondo atmosferico è variabile: può assumere un valore molto piccolo di fotoni

conteggiati, se la misura è effettuata nelle ore dopo il tramonto, mentre nelle ore diurne si possono raggiungere anche i 1000 fotoni (per un solo minuto di acquisizione), ed è pertanto necessario eliminarlo, onde evitare uno shift verso l'alto del profilo LiDAR acquisito, ma soprattutto ridurre il rumore di fondo nel calcolo dell'RCS, in tal caso infatti, anche un singolo fotone, moltiplicato per il quadrato della quota, può risultare significativo a quote elevate.

In seguito viene effettuata la procedura di *binning* in 4 punti, che corrispondono, con una risoluzione di 15 metri, a 60 metri di quota, ottenendo, così, come risultato finale un vettore di 492 componenti.

La procedura di binning su un numero variabile di punti ha come effetto la linearizzazione del segnale acquisito nell'intervallo di punti in cui viene eseguita e, nello specifico, consiste nell'effettuare la media dei valori assunti dal segnale nei suddetti punti ed associarne il valore ottenuto al corrispondente punto medio tra i dati. In tal modo si riducono le fluttuazioni, aumentando, così, il rapporto segnale rumore, ma, nel contempo, si riduce anche la risoluzione del segnale. Nel nostro caso, però, questo non arreca alcun danno alla misura, dato che non è necessario avere risoluzioni troppo elevate.

### 4.7.2 Profili RCS

La finestra che appare alla pressione del tasto "*Profili RCS*" è perfettamente analoga alla precedente, anch'essa infatti presenta la possibilità di scegliere un path di lettura e uno di scrittura.

Il file in uscita sarà del tipo "*RCS\_gg\_mm\_aa\_hh\_mm\_ss.mat*" e conterrà i profili RCS, nel nostro caso relativi ad un minuto di acquisizione.

La procedura per ottenere tali profili è analoga alla precedente, infatti il programma ottiene ancora una volta i profili binnati,in seguito calcola le quote binnate ancora su quattro punti, ed infine calcola il Range Corrected Signal (RCS) con la formula:

$$RCS = (profilo \_binnato) \times (quote \_binnate)^{2}$$
(4.3)

### 4.7.3 RCS per 30 minuti e beta aerosolico

Questa function rappresenta il cuore dell'elaborazione dei dati LiDAR, in quanto, è in grado di fornire i profili RCS del segnale ottenuto, mediati su 30 minuti di acquisizione per ottenere un dato statisticamente più significativo, e un andamento del coefficiente di backscattering aerosolico  $\beta_{aer}$ , di cui si è già ampiamente detto nel capitolo 2, e che ricordiamo essere fonte di informazioni delle proprietà chimico-fisiche dell'aerosol sospeso nell'atmosfera.

Per l'elaborazione è necessario fornire al programma la directory di lettura dei file contenenti i profili acquisiti, e specificare, inoltre, una directory di scrittura, dove memorizzare i profili dell'RCS e di  $\beta_{aer}$ .

La function processa 30 file per volta dalla directory di lettura, ottenendo così 30 minuti di acquisizione.

Dalla lista file ottenuta il programma provvede a leggere i dati presenti all'interno dei 30 file, mediante la function Matlab "importdata", ottenendo così una matrice di dimensioni (30x2000). I raw data ottenuti sono, ancora una volta, processati con il metodo visto già nelle precedenti function, effettuando dunque la correzione di pile-up, la sottrazione del fondo, per giungere infine ai profili binnati ogni 60 metri, ottenendo così una matrice (30x492).

A questo punto è necessario calcolare l'andamento del segnale molecolare, ovvero l'andamento delle molecole costituenti l'atmosfera, in modo tale da poterlo poi confrontare con il segnale LiDAR e ottenere le informazioni richieste sulle particelle aerosoliche.

Per il calcolo del molecolare si è scelto di utilizzare il modello di atmosfera standard [27]. Pertanto, mediante una finestra di dialogo, come mostrato in figura:

		E
nserire pressione al 1014.18	suolo(mbar):	
	OK Cancel	

Figura 4.17 Finestra di dialogo per l'inserimento dei parametri atmosferici

sarà richiesto all'utente di inserire la temperatura (°C) e la pressione (mbar)<sup>2</sup> al livello del mare, e la lunghezza d'onda del fascio laser, utilizzata successivamente per il calcolo del contributo molecolare ai parametri ottici. In particolare, i valori di pressione e temperatura sono stati ricavati, nell'ambito di questo lavoro di tesi, da una stazione meteorologica posta in prossimità del sistema LiDAR utilizzato. In mancanza di tale apparecchiatura extra, valori più generici possono essere presi anche da siti web che forniscono previsioni meteo, senza per questo lenire l'efficacia del modello e la validità dei risultati finali. In base al modello scelto, si suddivide l'atmosfera in diversi strati, in ognuno dei quali è possibile definire l'andamento della temperatura

$$T(h) = T_i - \mu_i (h - h_i)$$
(4.4)

come:

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> 1 atm = 760 mmHg = 1013,2 mbar = 101320 Pa = 1013,2 hPa

dove:

- T<sub>i</sub> è la temperatura iniziale dello strato i-esimo;
- μ<sub>i</sub> è il cosiddetto *lapse rate*, ovvero il gradiente di temperatura dT/dh nello strato i-esimo;
- h è la quota corrente;
- h<sub>i</sub> è la quota iniziale dello strato i-esimo.

Nel nostro caso abbiamo scelto soltanto i primi tre strati, dato che essi ricoprono interamente la regione d'atmosfera investigata dal LiDAR. I rispettivi valori del lapse rate sono riportati in Tabella 4.1:

Layer	Geopotential	Lapse rate, µi	Thermal type
	altitude, h (m)	(K/m)	
1	0	0.0065	Neutral
2	12060	0	Isothermal
3	2040	-0.001	Inversion

Tabella 4.1 Valori del lapse rate in funzione della quota.

Integrando, poi, l'equazione idrostatica per l'atmosfera:

$$p = -\rho g dz \tag{4.5}$$

si ottiene, nel caso di lapse rate diverso da zero:

$$p = p_i \left[ \frac{T_i}{T_i + \mu_i \left( h - h_i \right)} \right]^{\frac{g_0}{R\mu_i}}$$
(4.6)

mentre, nel caso di lapse rate nullo:

$$p = p_i \exp\left[\frac{g_0}{RT_i}(h - h_i)\right]$$
(4.7)

117

dove:

- p<sub>i</sub> è la pressione all'inizio dello strato i-esimo;
- g<sub>0</sub> è l'accelerazione di gravità al livello del mare;
- R è la costante universale dei gas.

Da pressione e temperatura risulta possibile calcolare la densità numerica, già definita nel capitolo 1 come:

$$\rho_n = \frac{N}{V} = \frac{p}{kT} \tag{4.8}$$

espressa in  $(mol/m^3)$ , mentre k è la costante di Boltzmann pari a  $1.38 \times 10^{-23}$  Joule/K.

Una volta nota la densità numerica, è possibile risalire al coefficiente di backscattering molecolare  $\beta_{mol}$ , infatti, inserendo la (2.24) nella (2.22) si ottiene:

$$\beta_{mol} = N_{mol} \times 5.45 \left(\frac{\lambda}{550}\right)^{-4} \times 10^{-32} m^2 sr^{-1}$$
(4.9)

mentre, dalla (2.30) si ricava il coefficiente di estinzione molecolare:

$$\alpha_{mol} = \frac{\beta_{mol}}{0.119} \tag{4.10}$$

ed infine il segnale molecolare, ottenuto come:

segnale\_molecolare = 
$$\frac{N_{mol}}{z^2} \exp[-2\int_0^z \alpha_{mol} dr]$$
 (4.11)

Una volta calcolate queste grandezze, ed ottenuto un segnale mediato su 30 minuti (dalla matrice 30x492 si passerà così ad un vettore dati di dimensioni 1x492), bisognerà adagiare il segnale LiDAR su quello molecolare, in modo che, ad una determinata quota, in cui non vi è più presenza di aerosol, i due profili coincidano. Questo permetterà di scegliere una quota di riferimento per poi applicare l'algoritmo di Klett, come già descritto nel capitolo 2.

Per questo motivo, mediante finestra di dialogo, verrà chiesto all'utente di inserire un intervallo di quote nel quale si ritiene che i segnali possano avere lo stesso andamento, come mostrato in Figura 4.18:



Figura 4.18 Schermata iterativa per l'inserimento dell'intervallo di quote in cui combaciano i due segnali

La procedura è iterativa, infatti, ad ogni passaggio il programma visualizzerà l'andamento dei due segnali su di un grafico, fino a quando l'utente non riterrà che, nell'intervallo di quote scelto, i due segnali siano ben correlati (in tal caso bisognerà immettere il valore 0 alla successiva iterazione).

La correzione è effettuata moltiplicando il segnale molecolare per un opportuno coefficiente di correzione k, calcolato come:

$$k = \frac{\sum(segnale\_lidar \times segnale\_molecolare)}{\sum(segnale\_molecolare^2)}$$
(4.12)

Alla fine di questa iterazione il programma provvederà a calcolare l'RCS dei due segnali e a diagrammarne l'andamento, come mostrato in Figura 4.19:



Figura 4.19 Andamento dell'RCS del segnale LiDAR e di quello molecolare

Inoltre, l'intervallo di quote stabilito, servirà, come già detto, per il calcolo della quota di riferimento, quota alla quale si considera  $\beta_{aer}=\beta_{mol}$ . Questa viene scelta come il valore minimo della differenza al quadrato dei due segnali, calcolata sempre nel range di quota definito dall'utente.

A questo punto il programma applica l'algoritmo di Klett, come è stato descritto nel capitolo 2. All'utente è richiesto, mediante finestra di dialogo, di inserire quattro quote per il LiDAR ratio, e i valori di LiDAR ratio corrispondenti.

Ad elaborazione terminata, il programma provvederà a fornire un andamento del coefficiente di retrodiffusione totale ed aerosolico dell'atmosfera in funzione della quota.

L'andamento del coefficiente di backscattering aerosolico sarà inoltre memorizzato, nella directory definita dall'utente, in un file chiamato "*BETA\_gg\_mm\_aa\_hh\_mm\_ss.mat*" relativo alla data del primo file della lista analizzato, mentre, l'RCS del segnale LiDAR, mediato sui trenta minuti, sarà salvato nel file "*RCS30\_gg\_mm\_aa\_hh\_mm\_ss*".

Per continuare con il processamento dei successivi 30 file l'utente dovrà premere il tasto invio nella command window di MATLAB per terminare lo stato di pausa, stessa operazione da compiere ogni qual volta comparirà una nuova figura.

## 4.7.4 Mappe RCS

L'ultima function che resta, per ottenere un elaborazione dati completa, è quella relativa alla generazione di mappe RCS per l'intero periodo di acquisizione. La finestra richiamata apparirà come in Figura 4.20:



Figura 4.20 Schermata per la generazione delle mappe RCS

Nel campo "*Read Path*" andrà inserita la directory in cui sono stati memorizzati gli RCS dei profili LiDAR per ogni minuto di acquisizione. Il programma provvederà all'elaborazione di tutti i file e provvederà semplicemente a diagrammare i dati contenuti all'interno dei profili RCS su di una mappa che presenta in ascissa la scala dei tempi ed in ordinata le quote binnate. La quantità di fotoni ricevuti sarà espressa dal colore della mappa con un indicatore a lato della mappa che riproduce i colori usati per rappresentare la variazione di concentrazione del particolato in atmosfera, con una oscillazione dal colore blu (atmosfera pulita) al rosso.

### 4.7.5 Evoluzione del PBL ed integrale del beta aerosolico

L'elaborazione dei profili RCS può essere utilizzata anche per ricavare l'evoluzione nell'atmosfera del Planetary Boundary Layer. In questo caso bisognerà fornire al programma la directory in cui sono memorizzati i profili dell'RCS del segnale LiDAR, ed esso provvederà a fornire un andamento dello strato limite terrestre, calcolando il minimo assoluto del logaritmo dell'RCS [28]. Con tale metodo è possibile identificare gli strati aerosolici che caratterizzano il PBL. Le variazioni nella distribuzione verticale della concentrazione aerosolica, infatti, sono dovute ai cambiamenti di grandezze meteorologiche come la temperatura, il vento e l'umidità relativa. Pertanto, utilizzando gli aerosol come traccianti, è possibile studiare l'evoluzione del PBL. In particolare si studia il logaritmo dell'RCS per poter considerare il tratto del profilo dopo la struttura aerosolica, avente, quindi, la derivata negativa ed, inoltre, si considera il minimo assoluto per tenere in conto della variazione più grande della concentrazione di aerosol fino ad una quota di 2500 m, limite massimo dello spessore del PBL.

Invece, attraverso la function che elabora l'integrale del beta aerosolico nel tempo, è possibile ottenere un valore indicativo del carico aerosolico totale in funzione della quota, che permette di caratterizzare le stratificazioni di particolato presenti nel PBL.

# **CAPITOLO 5**

# CAMPAGNA DI MISURE PER LA VALIDAZIONE DEI SOFTWARE SVIULUPPATI

Per la validazione della suite di software sviluppati, è stata condotta una campagna di misure della durata di tre giorni.

Tutte le misure sono state effettuate con il prototipo di LiDAR portatile ubicato presso i laboratori LiDAR del Dipartimento di Fisica dell'Università degli Studi di Napoli Federico II, poiché presso i Laboratori del consorzio CORISTA non vi sono spazi "a cielo aperto" nei quali far funzionare il sistema.

Nei giorni 12 Ottobre 2006, a partire dalle ore 19:55, e 17 Ottobre 2006, a partire dalle ore 19:39, sono state effettuate due misure della durata di mezz'ora, con lo scopo di validare l'algoritmo di autoallineamento e l'algoritmo per la determinazione del coefficiente di backscattering aerosolico. Invece, alla data del 3 Novembre 2006 è stata condotta una misura di circa 8 ore, dalle 10:08 alle 18:22, allo scopo di ottenere una mappa dell'evoluzione del particolato in atmosfera ed un andamento dello strato limite planetario durante tale arco temporale.

## 5.1 Validazione dei software di allineamento

Prima di effettuare le misure si è proceduto ad uno stress-test dei software descritti nel capitolo 4. In particolare, i software per il controllo del laser e della movimentazione del sistema sono stati testati in tutte le loro funzionalità, ottenendo una risposta positiva degli strumenti interfacciati. Invece, test più specifici sono stati eseguiti sui software di allineamento ed acquisizione. In particolare, per validare la funzionalità dell'algoritmo di autoallineamento, si è portato il fascio laser in una posizione fortemente disallineata, dopodiché si è eseguita la procedura di autoallineamento, ottenendo una traiettoria come mostrata in Figura 5.1:



Figura 5.1 Traiettoria per l'autoallineamento eseguita il 12-10-2006

La procedura di autoallineamento, è stata eseguita con un passo di 0.01 mm per la procedura di allineamento grezzo (ovvero 0.4 mrad) ed un passo pari a 0.001 mm (pari a 0.04 mrad) una volta che il fascio laser fosse entrato nel FOD. L'intervallo di quote di ottimizzazione del profilo LiDAR è stato scelto, per entrambe i casi, compreso tra 600 e 750 m di quota (corrispondenti ai canali 40-50 della scheda MCS,

ricordando la risoluzione di 15 m per canale); in questo intervallo, infatti, c'è una buona distanza tra il profilo LiDAR ed il fondo, come già mostrato in Figura 4.11.

In queste condizione estreme, appositamente scelte per testare il programma, la durata dell'iterazione è stata di circa 45 minuti. Scegliendo però un passo più grande e, soprattutto, trovandosi il fascio laser più prossimo alla condizione ottimale di allineamento, la durata cala sensibilmente. Nel test eseguito in queste condizioni, la procedura di autoallineamento grezzo si interrompe quasi immediatamente, mentre l'allineamento fine dura pochi secondi.

#### 5.2 Validazione del software di acquisizione

Il software per l'acquisizione consiste in un interfacciamento della scheda multicanale MCS con l'ambiente di programmazione Labview. I test effettuati in questo ambito si sono concentrati sulla validità dei dati acquisiti, in particolare, inviando alla scheda MCS un segnale simulato mediante un generatore di impulsi, si è confrontata la risposta ottenuta dal programma sviluppato in questo lavoro di tesi con la risposta del programma di acquisizione fornito con la scheda, ottenendo risultati perfettamente consistenti . Inoltre, si è stressata la fase di scrittura dei file e, da test effettuati in laboratorio su di un Intel Pentium 4 a 3Ghz, si è visto che la scrittura di questi ultimi è praticamente istantanea, mentre, utilizzando il PC collegato alla stazione LiDAR (Pentium 4 a 1.7Ghz) c'è una perdita di circa 2 secondi per file, dovuta alle caratteristiche tecniche inferiori del PC utilizzato, ma che comunque non comporta perdite di dati significative.

## 5.3 Validazione algoritmo di inversione dell'equazione LiDAR

La validazione dell'implementazione dell'algoritmo Klett per l'inversione dell'equazione LiDAR è stata effettuata confrontando i risultati ottenuti con le function descritte nel capitolo precedente con i risultati ottenuti elaborando i dati utilizzando fogli Excel precedentemente validati. L'analisi è stata effettuata su dati ottenuti mediante due differenti misure, effettuate rispettivamente nei giorni 12 e 17 Ottobre 2006, entrambe della durata di trenta minuti.

Per il calcolo del molecolare si è scelto di utilizzare il modello di atmosfera standard utilizzando i parametri atmosferici riportati in Tabella 5.1 misurati dalla stazione metereologica in funzione presso il Laboratorio del Dipartimento di Fisica

	Temperatura al suolo (°C)	Pressione al suolo (mbar)	Umidità relativa	Lunghezza d'onda (nm)
Valore	20.80	1006.18	83.25%	532

Tabella 5.1 Parametri atmosferici del 12-10-2006

Invece, per quanto riguarda la procedura di adagiamento del segnale LiDAR su quello molecolare, si è visto, che il segnale LiDAR era puramente molecolare a partire da 10000 m e dopo aver scelto come intervallo di riferimento un intervallo di quote compreso tra 10000 m e 15000 m, si è arrivati ad ottenere una quota di riferimento pari a 13680 m. Infine l'ultimo parametro necessario per il calcolo del beta aereosolico utilizzando l'algoritmo di Klett, era la conoscenza dei LiDAR ratio, corrispondenti alle varie stratificazioni di aerosol.

Essi sono stati ricavati dalle tabelle, mostrate in Figura 5.2, riportate nel lavoro di Ackermann [22].



Figura 5.2 Valori del LiDAR ratio rispetto alla lunghezza d'onda e l'umidità relativa

In particolare, considerando una percentuale di umidità dell'83% ed ipotizzando una natura degli aerosol di tipo continentale, causata alla presenza di venti di terra, che in quei giorni soffiavano essenzialmente da Nord e da Est, si è scelto di utilizzare per i LiDAR ratio i valori riportati in Tabella 5.2:

Quota del LiDAR	Valore del LiDAR
ratio (m)	ratio
500	95
1000	80
1700	65
Quota riferimento	20
13680	20

Tabella 5.2 Valori del LiDAR ratio del 12-10-2006

In Figura 5.3 è riportato l'andamento del coefficiente di backscattering aereosolico in funzione della quota ottenuto elaborando i dati con il software implementato nell'ambito di questo lavoro di tesi, mentre in Figura 5.4 sono riportati i risultati ottenuti elaborando i dati con la stessa procedura ma usando fogli Excel.



Figura 5.3 Elaborazione Matlab del 12-10-2006



Figura 5.4 Elaborazione Excel del 12-10-2006

Dal confronto è possibile evidenziare l'assoluta coerenza delle due elaborazioni. In particolare, ad un'analisi più attenta dell'andamento del coefficiente di backscattering aerosolico, è possibile notare ben quattro stratificazioni differenziate di aerosol. Una prima stratificazione, presente nell'intervallo di quote compreso tra i 700 e i 1000 m di quota, è caratterizzata da una grossa concentrazione di aerosol, visto che, il coefficiente di retrodiffusione aerosolico raggiunge valori pari a 5x10<sup>-6</sup> m<sup>-1</sup> sr<sup>-1</sup>, caratteristici di un'atmosfera fortemente inquinata da presenza di particolato. Valori più bassi del coefficiente di backscattering sono presenti nelle successive stratificazioni poste rispettivamente attorno ai 1400 m, 1900 m e poco oltre i 200 m, anche se denotano comunque la presenza di particolato. Per ritrovare valori di beta aerosolico caratteristici dell'aria non inquinata, è necessario spostarsi fino alla quota di 3000 m, dove esso assume valori nell'ordine di 10<sup>-8</sup> m<sup>-1</sup> sr<sup>-1</sup>.

Per quanto concerne, invece, l'elaborazione dei dati acquisiti il giorno 17 Ottobre 2006, i parametri atmosferici utilizzati sono riportati in Tabella 5.3:

	Temperatura	Pressione al	Umidità	Lunghezza
	al suolo (°C)	suolo (mbar)	relativa	d'onda (nm)
Valore	14	1020	47	532

Tabella 5.3	Parametri	atmosferici	del 1	7-10-2206
-------------	-----------	-------------	-------	-----------

In questo caso, come mostrato in Figura 5.5 si è visto che il segnale lidar era puramente molecolare a partire da 7000 m e dopo aver scelto come intervallo di riferimento un intervallo di quote compreso tra 7000-10000 m, si è arrivati ad ottenere una quota di riferimento pari a 9420 m.



Figura 5.5 Sovrapposizione del segnale Lidar sul segnale molecolare

I valori del LiDAR ratio sono stai ricavati, seguendo ancora una volta le tabelle di Ackermann sulla base dei valori dei parametri atmosferici riportati in tabella 5.3 e, sono mostrati in Tabella 5.4:

Quota per il	Valore del
LiDAR ratio	LiDAR Ratio
570 m	60
1100 m	60
3200 m	40
9420 m, quota di	20
riferimento	20

Tabella 5.4 Valori del Lidar Ratio per l'elaborazione del 17-10-2006

I risultati delle elaborazioni Matlab ed Excel sono mostrati rispettivamente in Figura 5.6 e Figura 5.7:



Figura 5.6 Elaborazione Matlab del 17-10-2006



Figura 5.7 Elaborazione Excel del 17-10-2006

Dall'analisi dell'andamento del coefficiente di backscattering è possibile evidenziare tre stratificazioni di aerosol presenti nel PBL, una prima stratificazione, molto densa, localizzata attorno ai 420 m di quota, una seconda stratificazione nell'intervallo di quote compreso tra i 900 m e i 1400 m, ed infine una terza stratificazione localizzata nell'intervallo compreso tra i 1600 e i 1700 m di quota. Nella prima stratificazione è presente la maggiore concentrazione di aerosol ( $1.2 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1} \text{sr}^{-1}$ ) e quindi, a quota 600 m, in questo caso specifico, ritroviamo un forte inquinamento da particolato. Per trovare aria pulita, è necessario superare i 2000 m di quota. Ad esempio, a quota 2340 m il coefficiente di retrodiffusione assume valore  $9.79 \times 10^{-9} \text{ m}^{-1} \text{sr}^{-1}$ . Rispetto

ai risultati ottenuti dall'elaborazione dei dati del 12 Ottobre, si evidenziano delle differenze nelle stratificazioni di aerosol, in particolare, in questa misura ritroviamo un minor numero di stratificazioni, addensate a quote più basse ma con una maggiore concentrazione di aerosol.

### 5.4 Mappe RCS

La campagna di misure del 3 Novembre 2006 è stata condotta per validare le mappe RCS ottenute dal software di elaborazione. La misura è cominciata alle 10:08 del mattino e si è conclusa alle 18:08, per una durata complessiva di 8 ore. I risultati ottenuti sono concordi con i dati atmosferici rilevati in quel giorno, i cui valori sono stati tratti dal sito web Eurometeo[29], infatti, le condizioni meteo risultavano stabili, con una temperatura al suolo costante di 11°C, una pressione pari a 1023 mbar ed un'umidità relativa del 29% ed, inoltre, essi sono coerenti con le stratificazioni aerosoliche osservabili dai profili del coefficiente di backscattering calcolati ad intervalli regolari lungo la giornata. Dall'osservazione della mappa RCS è possibile notare che, tra le 10:08 e le 10:38 non si ritrovano addensamenti di aerosol significativi, così come è evidenziato anche dall'andamento del beta aerosolico riportato in Figura 5.9, ma, già a partire dalle 11:00 è possibile notare la formazione di uno strato di aerosol attorno ai 1000-1500 metri di quota. Infatti, la presenza di moderati venti di terra provenienti da Nord, ha provocato lo spostamento dello strato aerosolico; strato che ha subito il massimo ispessimento tra le 14:30 e le 15:00, come è possibile notare confrontando i valori assunti dal coefficiente di backscattering a 1500 m, riportati rispettivamente in Figura 5.10 e Figura 5.11. Questo

addensamento è dovuto alla sensibile riduzione dei venti, divenuti variabili e deboli registrata in questo intervallo di tempo.

In seguito, come evidenziato anche in Figura 5.12, nell'ultima mezz'ora di acquisizione, c'è stata la formazione di un terzo strato di aerosol attorno ai 2600 metri di quota, con una concentrazione più bassa di particelle aerosoliche. Risulta doveroso precisare che, anche in questo caso i venti registrati erano di origine continentale e, data la bassa percentuale di umidità relativa, si è scelto di utilizzare, per il calcolo del coefficiente di backscattering, i valori di LiDAR ratio come mostrati in Tabella 5.5:

Quota per il LiDAR	Valore del LiDAR
ratio	ratio
500	55
1000	50
2000	40
Quota di riferimento	20

Tabella 5.5 Valori del LiDAR ratio realativi al giorno 03-11-2006



Figura 5.8 Mappa RCS relativa al giorno 3-11-2006



Figura 5.9 Evoluzione del beta aerosolico tra le 10:08 e le 10:38



Figura 5.10 Evoluzione del beta aerosolico tra le 13:00 e le 13:30



Figura 5.11 Evoluzione del beta aerosolico tra le 14:30 e le 15:00



Figura 5.12 Evoluzione del beta aerosolico tra le 17:38 e le 18:08

## 5.5 Evoluzione dello spessore del PBL

Con i dati ottenuti durante la campagna di misure del 3 Novembre 2006, è stato calcolato anche l'evoluzione dello spessore del Planetary Boundary Layer, con il metodo del minimo del logaritmo dell'RCS, mediato ogni 15 minuti, come già descritto nel paragrafo 4.7.5. Tale andamento è riportato in Figura 5.13:



Figura 5.13 Evoluzione dello spessore del PBL nel giorno 03-11-2006



Figura 5.14 Tipico andamento a parabola del PBL [30]

È possibile evidenziare il tipico andamento a parabola, come mostrato in Figura 5.14, dello spessore del PBL durante l'arco della giornata, come già spiegato nel paragrafo 1.4. In particolare si nota che, durante le ore del mattino, lo spessore parte da una quota di 1000 m, per poi crescere, fino a raggiungere un massimo attorno alle ore 15:00, dopodiché comincia una lenta decrescita, che è possibile evidenziare solo in parte, dato che la misura si interrompe poco dopo il tramonto.

# CONCLUSIONI

Nell'ambito di questo lavoro di tesi è stato sviluppato la suite di software A.Li.Sys., acronimo di Automation of LiDAR System, sviluppato in ambiente Labview 8.0 e Matlab 7.0.

Questo software, di semplice utilizzo, permette la gestione completa di un apparato LiDAR per l'analisi del particolato presente in atmosfera, attraverso l'interfacciamento con un PC.

In particolare, la suite è composta da cinque funzioni principali, consistenti nel setup del fascio laser, nella movimentazione del sistema, nell'allineamento del fascio laser con il campo di vista del telescopio, nell'acquisizione dei profili LiDAR ed, infine, nell'elaborazione dei dati. Tali funzionalità permettono di condurre campagne di misura per il monitoraggio del particolato sospeso in atmosfera, richiedendo il minimo intervento da parte dell'operatore e permettendo l'utilizzo dell'apparato anche a personale tecnico opportunamente addestrato, ma non necessariamente specializzato.

È stato necessario, pertanto, effettuare uno studio preliminare dell'atmosfera e dei suoi costituenti, uno studio approfondito della tecnica LiDAR, con particolare attenzione all'inversione dell'equazione LiDAR mediante l'algoritmo di Klett, analizzare il funzionamento dell'apparato sperimentale LiDAR mobile, realizzato dal consorzio CO.RI.S.T.A. al fine di interfacciarne i vari componenti con un personal computer ed, infine, analizzare l'intera procedura eseguita per effettuare una misura LiDAR.

Il software A.Li.Sys., inoltre, è fornito su supporto CD, con relativa procedura di installazione e manuale d'uso.

I miglioramenti ottenuti mediante l'implementazione di questa suite di software, riguardano soprattutto la semplicità di utilizzo dello stesso, e possono essere quantificati tenendo in considerazione la sensibile riduzione dei tempi necessari ad effettuare ed analizzare una misura LiDAR e la notevole riduzione di memoria impiegata dal calcolatore per la memorizzazione dei profili LiDAR, come mostrato in Tabella 1

PARAMETRO	VERSIONE PRECEDENTE	UPGRADE
Tempo per l'allineamento	Non presente, completamente manuale.	<ul> <li>a)30 min per condizioni</li> <li>iniziali fortemente</li> <li>disallineate.</li> <li>b) 30s-1min per</li> <li>condizioni iniziali</li> <li>prossime alla condizione</li> <li>ottimale.</li> </ul>
Tempo per l'elaborazione	30 min - 1 h a causa della	10-15 min.
del profilo del beta aerosolico.	non iteratività del processo.	
Memoria occupata dai files contenenti i profili LiDAR	8 Kb ogni 4 sec di acquisizione, ovvero 120Kb per ogni minuto.	15-20 Kb al minuto.

In Tabella 2 sono riportati i risultati numerici ottenuti durante le campagne di misura eseguite presso il complesso universitario di Monte Sant'Angelo nei giorni 12 e 17 Ottobre 2006.

Tali risultati numerici ottenuti, riguardano il coefficiente di backscattering aerosolico, che fornisce informazioni sulla modalità di distribuzione degli aerosol in atmosfera, e il coefficiente di estinzione aerosolico, che permette di avere informazioni sulla trasparenza dell'aria; un coefficiente basso indica un'aria trasparente, mentre un coefficiente alto è indice di aria inquinata.

Inoltre, l'utilizzo degli aerosol come traccianti permette di stimare lo spessore dello strato limite planetario e di seguirne la sua evoluzione nel tempo.

PARAMETRO	VALORE	NOTE
	$5.2527 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1} \text{sr}^{-1}$	Misura effettuata dalle
Beta aerosolico	(aria inquinata: 780 m)	ore 19:55 alle ore 20:25.
12-10-2006	$3.0900 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{sr}^{-1}$	
	(aria pulita: 4860 m)	
	$4.3860 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1} \text{sr}^{-1}$	Calcolato a partire dal
Alfa aerosolico	(aria inquinata: 780 m)	beta aerosolico a partire
12-10-2006	$5.7660 \times 10^{-7} \text{ m}^{-1} \text{sr}^{-1}$	dalle stesse condizioni
	(aria pulita: 4860 m)	
	$1.0904 \text{x} 10^{-5} \text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$	Misura effettuata dalle
Beta aerosolico	(aria inquinata: 360 m)	ore 19:39 alle ore 20:09.
17-10-2006	$3.0030 \times 10^{-8} \text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$	
	(aria pulita: 4020 m)	
	$6.9460 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1} \text{sr}^{-1}$	Calcolato a partire dal
Alfa aerosolico	(aria inquinata:360 m)	beta aerosolico a partire
17-10-2006	$4.1020 \times 10^{-7} \text{ m}^{-1} \text{sr}^{-1}$	dalle stesse condizioni
	(aria pulita: 4020 m)	

Tabella 2: Risultati numerici

In conclusione è possibile affermare che, l'implementazione della suite di software sviluppata, ha permesso un'automazione del sistema LiDAR mobile, introducendo grossi vantaggi in termini di tempo, sia per la preparazione del sistema alla misura, sia per quanto riguarda l'elaborazione dei dati acquisiti ed, inoltre, semplificando l'utilizzo del sistema, rendendolo così adatto all'utilizzo in una rete urbana di monitoraggio atmosferico, in abbinamento alle classiche centraline.

Gli sviluppi futuri di questo lavoro consistono nella generazione di un software che permetta la completa automatizzazione del sistema LiDAR mobile, rendendo, così, totalmente superflua la presenza di un operatore.

Per il momento prototipi di LiDAR unattended per il monitoraggio dell'ambiente sono stati sviluppati in USA ed in Europa [31], anche se, per essi resta il problema dell'eye-safety, ovvero la sicurezza per gli occhi, esposti alla sorgente laser. Pertanto, due strade sono state intraprese: una consiste nell'utilizzo di MPL [32], acronimo di Micro Pulse LiDAR, ovvero sistemi funzionanti nel visibile, ma dotati di una bassa energia di impulso (massimo 10 µJ), onde evitare danni permanenti agli occhi; l'altra, invece, sembra essere il futuro dei LiDAR unattended, e prevede l'utilizzo di sorgenti laser funzionanti a lunghezza d'onda pari 1.5µm, in modo da risultare completamente sicuri per la salute degli occhi, e permettendo, così, l'utilizzo di energie d'impulso più elevate. Il raggiungimento di energie d'impulso fino a 100 mJ, permette ai Micron LiDAR di avere un fascio che non subisce divergenza eccessiva in atmosfera e che, inoltre, attutisce il fondo atmosferico anche con l'utilizzo di filtri low-cost ed un FOV del ricettore molto ampio. Questo permette una struttura opto-meccanica non necessariamente ultrafine, riducendo, così, drasticamente i costi, come dimostrato dalle misure di aerosol e nubi effettuate dallo Georgia Tech Group nel 1989 con tecnologia Micron LiDAR [33].

Lo sviluppo di un LiDAR "unattended" permetterebbe l'abbattimento dei costi di manodopera e dei costi per unità, visto che, essi potrebbero essere prodotti in serie ed impiegati in una rete LiDAR per il
monitoraggio continuo del particolato urbano. I dati così ottenuti potrebbero essere usati da province, regioni e comuni a corredo di quelli già ottenuti dalle centraline classiche, come già dimostrato dalla campagna di misure Promete, realizzata dall'INFM-UdR di Napoli [34].

## **BIBLIOGRAFIA**

[1] Guido Visconti, *"Fondamenti di chimica e fisica dell'atmosfera"*, Cuen Editore.

[2] Ottavio Vittori, "*L'atmosfera del pianeta Terra*", Zanichelli Editore s.p.a (1992).

[3] J.P. Wertz, "Spacecraft Attitude Determination and Control", Sprinter (1978).

[4] R.Monti, G.Zuppardi, "*Elementi di aerodinamica ipersonica*", Liguori Editore.

[5] R.Stull, "An introduction to boundary layer meteorology" – Kluwer Accademic Publisher (1991).

[6] Gazzetta Ufficiale della Repubblica Italiana, n.87 del 13-4-2002,Suppl. Ordinario n.7, Art.2.

[7] F. K. Lutgens, E. J. Tarbuck, "Atmosphere: an introduction to meteorology", Prentice Hall.

[8] Th. Kouimtzis, C. Samara, Eds., "Airborne Particulate Matter", Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 1995.

[9] R.A. Dobbins, "Atmospheric motion and air pollution: an introduction for students of engineering and science", Wiley, 1979.

[10] Gazzetta Ufficiale dell' Unione Europea del 29-6-1999.

[11] G.P.Ayers, M.D.Keywood, J.L.Gras. "*TEOM vs. manual gravimetric methods for determination of PM2.5 aerosol mass concentrations*".(1999) Atmospheric Environment 33 (22), 3717-3721

[12] M. Beekmann, G. Ancellet, G. Mégie, H. G. J. Smit, and D. Kley, "Intercomparison campaign of vertical ozone profiles including electrochemical sondes of ECC and Brewer-Mast type and ground based UV-differential absorption lidar", J. Atmos. Chem. (1994).

[13] U. Kempfer, W. Carnuth, R. Lotz, and T. Trickl, "A wide-range ultraviolet lidar system for tropospheric ozone measurements: development and applications", Rev. Sci. Instrum. (1994).

[14] V. Cuomo, P. Di Girolamo, F. Esposito, G. Pappalardo, C. Serio, N. Spinelli, M. Armenante, B. Bartoli, V. Berardi, R. Bruzzese, C. Bellecci, G. E. Caputi, F. De Donato, P. Gaudio, M. Valentini, H. Melfi and M. P. McCormick, "*The LITE correlative measurements campaign in southern Italy: preliminary results*", Appl. Phys. (1997).

[15] E. Derieux, L. Fiorani, B. Calpini, M. Flamm, L. Jaquet and H. Van den Bergh, "*Tropospheric ozone measurements over the Great Athens Area during the MEDCAPHOT-TRACE campaign with a new shot-per-shot DIAL instrument. Experimental system and results*", Atmos. Environ. (1998).

[16] R.M. Measures, "Laser Remote Sensing: Fundamentals and Application", Krieger Pub. Co. (1992)

[17] R.T.H. Collins and P.B. Russel, "Laser monitoring of the atmosphere", Ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York (1976)

[18] W.E.K. Middleton, "Vision Through The Atmosphere", Univ. of Toronto Press, Toronto (1952)

[19] A.Ansmann, U.Wandinger, M.Riebesell, C.Weitkamp, W.Michaelis "Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus by using combined Raman elastic-backscatter lidar".-Applied Optics, Vol. 31, n. 33 (1992).

[20] J.Klett, "Stable analytical inversion solution for processing lidar returns"- Applied Optics, N.2, Vol.20 (1981).

[21] J.Klett, "*Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios*"- Applied Optics, 24, N°11 (1 June 1985).

[22] Ackermann, "*The extinction to backscatter ratio of tropospheric aerosol*". Journal of Atmospheric and oceanic technology, vol 15 1043-1050 (1998).

[23] A.Ansmann, U.Wandinger, "Combined Raman elastic backscatter lidar for vertical profiling of moisture, aerosol extinction, backscatter and lidar ratio".- Applied Phisics, B 55, (1992).

[24] G.Pica, A.Boselli, F.Castaldo, R.Fusco, S.Mattei, M.R.Santovito, W.Xuang, "*New Prototype of very compact LIDAR for atmospheric particulate monitoring*", in Atti del 23° Simposio dell'associazione europea dei laboratori di remote sensing, Ghent 2004.

[25] L.Fiorani, M.Armenante, R.Capobianco, N. Spinelli and X.Wang "Self-aligning lidar for the continous monitoring of the atmosphere", Applied Optics, Vol. 37, No. 21, 20 July 1998.

[26] M.L. Grappone "Processamento dei dati LiDAR per l'analisi dell'evoluzione del particolato atmosferico urbano" (2005)

[27] United States Committee on Extension to the Standard Atmosphere, "*U.S. Standard Atmosphere, 1976*", National Oceanic and Atmospheric Administration, National Aeronautics and Space Administration, United States Air Force, Washington D.C., (1976).

[28] Endlich et al: "An automatic method for determining the mixing depth from Lidar observation". Atmospheric Environment 13,1051-1056(1979).

[29] *http://www.eurometeo.com/italian/forecast/*, sito di previsioni meteorologiche con annesso archivio storico, Copyright (C) 1995-2006 Nautica Editrice Srl - Tutti i diritti riservati.

[30] *http://www.comet.ucar.edu/*, Cooperative Program for Operational Meteorology, Education and Training (COMET<sup>®</sup>) to promote a better understanding of mesoscale meteorology and to maximize the benefits of new weather technologies, founded, in 1989, by the University Corporation for Atmospheric Research (UCAR) and the National Weather Service (NWS).

[31] *http://mplnet.gsfc.nasa.gov/*, The NASA Micro-Pulse Lidar Network (MPLNET) web site.

[32] J.D. Spinhirne, "Micro pulse lidar," IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 31, 48-55 (1993).

[33] E.M. Patterson, G.G. Gimmestad, and others, "*Boundary Layer Height Measurements with an Eyesafe Lidar System*" OSA Optical RemoteSensing of the Atmosphere Technical Digest **5**, 57-60 (1993). [34] "*Campagna esplorativa di monitoraggio atmosferico nell'area urbana di Napoli con tecnica LiDAR*" realizzata nell'anno 2000 DA INFM-UdR di Napoli per il comune di Napoli.