



Università degli Studi di Roma “Tor Vergata”

Facoltà di Ingegneria

Dottorato di Ricerca in Elettronica Quantistica e Plasmi

Tesi di Dottorato

**L'INFLUENZA DELLA CIRCOLAZIONE SINOTTICA
SUL CAMPO DI VENTO LOCALE IN UNA ZONA
COSTIERA DEL MAR TIRRENO**

Tutor

Dott. Maria Richetta

Dott. Giangiuseppe Mastrantonio

Candidata

Dott. Lucia Coniglio

Coordinatore

Prof. Carlo Bellecci

XXI° Ciclo

Anno Accademico 2008/2009

SOMMARIO

“L’influenza della circolazione sinottica sul campo di vento locale in una zona costiera del Mar Tirreno”

La circolazione nei bassi strati dell’atmosfera è il risultato dell’interazione generalmente non lineare tra la circolazione a scala sinottica e quella locale. Questa ultima è quella più frequentemente presente nelle regioni mediterranee, specie nei mesi più caldi ed ha importanti effetti sull’agricoltura e su altri aspetti delle attività umane. Essa gioca un ruolo importante nei processi di trasporto e diffusione di inquinanti in particolar modo in prossimità di aree densamente popolate dove la qualità dell’aria è importante per la salute della popolazione.

In questo lavoro le caratteristiche della circolazione locale nella zona costiera adiacente la città di Roma vengono derivate dall’analisi statistica delle misure del vento in diversi siti. I dati utilizzati comprendono sia misure di profili di vento ottenute mediante Sodar Doppler, sia misure di vento nello strato superficiale, rilevate mediante strumentazione meteorologica tradizionale. Nell’analisi sono state utilizzate anche le informazioni meteorologiche presenti nei *file* METAR (codice internazionale con cui vengono registrate le condizioni meteorologiche negli aeroporti) raccolti nell’aeroporto di Fiumicino dal 1994 al 2003.

Nell’analisi viene delineato l’andamento giornaliero della velocità e direzione del vento, in funzione della stagione ed è evidenziata l’esistenza di due alternative componenti notturne della circolazione locale. I dati dei radiosondaggi sono stati usati per determinare i valori del vento geostrofico. Il confronto tra la direzione del vento alle quote basse e il vento geostrofico ha permesso di stabilire l’influenza della forzante a scala sinottica nel determinare quale delle configurazioni della circolazione locale diventa maggiormente probabile, stabilendone una probabile evoluzione giornaliera. Viene quindi suggerita una metodologia che, in mancanza di un sito di radiosondaggi in prossimità dell’area di interesse, propone l’uso dei dati delle rianalisi del centro europeo ECMWF.

I risultati dell’analisi statistica del vento sono stati usati per ricostruire l’evoluzione giornaliera del campo del vento prodotto dalle forzanti locali.

Parole chiave: atmosfera, circolazione locale, vento, Sodar, radiosondaggi, ecosistemi costieri.

ABSTRACT

“Influence of the synoptic circulation on the local wind field in a coastal area of the Tyrrhenian Sea”

The low level circulation is the result of non linear interaction between mesoscale and local circulations. The latter ones often prevail in the Mediterranean regions, especially in the warmer periods, and have important effects on agriculture and other forms of human activity. For example, it plays a major role in the processes of transport and diffusion of pollutants, in particular around and in the urban areas where they may affect the air quality and the health of the population.

In this work , the local circulation in Rome and in the surrounding area is studied, by using the statistical analysis of the wind field. The time series of wind data used in this study are from different sites and refer to different periods. Some of the data are recorded by the Doppler Sodar systems operating in the area; the others are routine meteorological data. Moreover, meteorological information reported in the METAR (the international code to report routine, semi-hourly weather conditions at air terminals) files, collected from 1994 to 2003 at Fiumicino Airport, were used to determine different meteorological conditions.

In the analysis daily behaviour of the wind direction and intensity, as a function of the season, is highlighted and the existence of two nocturnal alternative components of the local circulation is evidenced. Rawinsonde data were used to determine geostrophic wind values. The comparison between low level and geostrophic wind directions allowed to establish the influence of the synoptic scale forcing in determining both which of the two nocturnal currents can be observed and how their directions evolve during the day. The use of data from ECMWF analysis is proposed in cases in which rawinsonde data are not available to enquire on the synoptic scale forcing.

The comparison among measurements at the different sites allowed to provide a reconstruction of the wind field evolution in the area.

Key words: atmosphere, local circulation, wind, Sodar, radiosoundings, coastal echo systems.

INDICE

INTRODUZIONE	- 5 -
CAPITOLO 1- L'ATMOSFERA TERRESTRE E LO STRATO LIMITE PLANETARIO	- 9 -
1.1- L'atmosfera terrestre e i parametri di interesse	- 9 -
1.1.1- La composizione dell'atmosfera terrestre.....	- 9 -
1.1.2- Le caratteristiche strutturali dell'atmosfera: pressione, densità e temperatura	- 11 -
1.2- La temperatura potenziale e la stabilità atmosferica	- 16 -
1.3- Lo strato limite planetario (PBL)	- 19 -
1.3.1- I processi caratteristici del PBL.....	- 19 -
1.3.2- Il ciclo diurno del PBL	- 21 -
1.3.3- Lo strato mescolato	- 22 -
1.3.4- Lo strato residuo e lo strato stabile.....	- 24 -
CAPITOLO 2- LE CIRCOLAZIONI LOCALI E L'INQUINAMENTO ATMOSFERICO	- 28 -
2.1-Le caratteristiche dei venti locali	- 28 -
2.2- La brezza di mare e di terra.....	- 30 -
2.3- La circolazione locale in una valle.....	- 33 -
2.4- I venti orografici.....	- 37 -
2.5- La circolazione atmosferica sulle città e l'isola di calore.....	- 41 -
2.6- L'importanza delle circolazioni locali in relazione ai fenomeni d'inquinamento atmosferico	- 43 -
CAPITOLO 3- LA STRUMENTAZIONE E LA MISURA DEI PARAMETRI METEOROLOGICI	- 48 -
3.1- Il telerilevamento atmosferico.....	- 49 -
3.2- Il Sodar: le caratteristiche, il funzionamento, le misure	- 50 -
3.2.1- Le onde acustiche e l'atmosfera	- 51 -
3.2.2- Il principio di funzionamento del Sodar	- 54 -
3.2.3- Il calcolo della velocità del vento dallo <i>shift</i> Doppler	- 56 -
3.2.4- I parametri operativi dei sistemi Sodar utilizzati	- 58 -
3.2.5- L'affidabilità dei dati.....	- 62 -
3.3- Le misurazioni <i>in situ</i>	- 64 -
3.4- Le osservazioni da una stazione meteorologica	- 64 -
3.5- I radiosondaggi e i profili dell'atmosfera	- 67 -
3.5.1- Le radiosonde e la strumentazione	- 68 -
3.5.2- I sensori della radiosonda	- 70 -
3.5.3- La misura del vento	- 73 -
3.5.4- L'uso e l'interpretazione dei radiosondaggi	- 76 -

3.6- La rete di stazioni di osservazione in Italia	- 77 -
--	--------

CAPITOLO 4- LO STUDIO DELLA CIRCOLAZIONE ATMOSFERICA NELL'AREA ROMANA

4.1- La zona costiera in studio: i siti, la strumentazione e la metodologia	- 80 -
4.2-Il <i>database</i>	- 86 -
4.2.1- Le informazioni dai METAR	- 86 -
4.2.2- I dati dei Sodar e delle stazioni meteorologiche.....	- 89 -
4.2.3- I radiosondaggi	- 93 -
4.3- L'analisi dei dati nel sito PDM	- 94 -
4.3.1-Le considerazioni preliminari.....	- 94 -
4.3.2- L'andamento giornaliero del vento.....	- 96 -
4.3.3- L'influenza della circolazione sinottica.....	- 103 -
4.4- L'analisi dei dati nel sito AMA.....	- 107 -
4.4.1- Le considerazioni preliminari.....	- 107 -
4.4.1- L'andamento giornaliero del vento.....	- 109 -
4.4.3- L'influenza della circolazione sinottica.....	- 114 -
4.4.4- Il confronto tra il sito PDM e il sito AMA	- 120 -
4.5- L'analisi dei dati nel sito IFU.....	- 121 -
4.5.1- La correlazione tra la circolazione sinottica e la circolazione locale.....	- 122 -
4.5.2- Il confronto tra il sito IFU ed i siti PDM e AMA	- 124 -
4.5.3- La ricostruzione dell'andamento giornaliero.....	- 126 -

CAPITOLO 5- I RISULTATI: LA RICOSTRUZIONE DEL CAMPO ORIZZONTALE DI VENTO.....

5.1- Il vento delle stazioni meteorologiche nei sedimi aeroportuali: l'andamento stagionale ed inter-annuale	- 129 -
5.2- Il confronto degli andamenti giornalieri.....	- 140 -
5.3- Il campo del vento a 40 m e il confronto con il vento a 10 m	- 142 -
5.3.1- La componente della circolazione notturna proveniente dal settore 0°-70°	- 143 -
5.3.2- La componente della circolazione notturna proveniente dal settore 80°-150°	- 144 -
5.3.3- Le differenze tra i due flussi notturni	- 145 -
5.4- Il campo del vento a 40 m e a 10 m	- 152 -
5.5- L'uso dei dati dalle rianalisi ECMWF in assenza di radiosondaggi.....	- 159 -

CONCLUSIONI

APPENDICE- I MODULI DI PROGRAMMAZIONE

BIBLIOGRAFIA

INTRODUZIONE

Il Decreto del Presidente della Repubblica n. 203 del 24 maggio 1988 definisce inquinamento atmosferico “ogni modificazione della normale composizione o stato fisico dell’aria atmosferica, dovuta alla presenza nella stessa di una o più sostanze in quantità e con caratteristiche tali da alterare le normali condizioni ambientali e di salubrità dell’aria; da costituire pericolo ovvero pregiudizio diretto o indiretto per la salute dell’uomo; da compromettere le attività ricreative e gli altri usi legittimi dell’ambiente; da alterare le risorse biologiche ed i beni materiali pubblici e privati.”

Proprio negli ultimi anni, il problema del degrado ambientale ha ricevuto l’attenzione che merita da parte dei Paesi più avanzati. Comune a tutte le Nazioni è la necessità di studiare e capire le modalità di dispersione di materiali inquinanti immersi in atmosfera, al fine di prevedere le possibili conseguenze del loro rilascio nei diversi ecosistemi. Nuove strategie di ricerca sono state formulate per tentare di arginare questo grave problema. Una prima corrente di ricerca tende a scoprire criteri empirici di controllo, misura o previsione dell’inquinamento, i più possibili semplici, basati sulle conoscenze già acquisite. Un’altra linea di ricerca tende, invece, ad approfondire lo studio dei fenomeni fisici, che sono alla base della diffusione e del trasporto degli inquinanti stessi.

Uno studio approfondito sulle complesse dinamiche dei processi ambientali e sulle conseguenze di una loro variazione ad opera dell'uomo richiede conoscenze dettagliate e aggiornate in campi d’indagine fra loro anche molto diversi, dato il carattere interdisciplinare del problema ambientale. Infatti, la complessità dell’interazione uomo-ambiente richiede nozioni approfondite di matematica, fisica, chimica, biologia e medicina.

Le conoscenze attuali riguardo i fenomeni atmosferici sono purtroppo ancora lontane dall'essere pienamente soddisfacenti, poiché nella maggior parte dei casi la coesistenza e l'interazione di processi caratterizzati da diverse scale di tempo presenti in un fenomeno può rendere complicata la comprensione del fenomeno osservato. Basti ad esempio pensare che la presenza di un intenso gradiente sinottico può modificare la circolazione locale o addirittura cancellarla.

Quando le forzanti sinottiche sono deboli, le circolazioni locali divengono le principali responsabili del trasporto e della diffusione degli inquinanti ed usualmente i problemi legati all’inquinamento tendono a crescere. Infatti, i moti atmosferici a grande scala, quando sufficientemente intensi da impedire lo sviluppo della circolazione locale,

trasportano rapidamente le sostanze inquinanti lontano dalla sorgente e ne provocano una veloce dispersione in atmosfera.

Nelle aree costiere mediterranee usualmente la circolazione locale è quella più frequentemente registrata nei bassi strati atmosferici. In questa ottica diventa fondamentale uno studio approfondito delle circolazioni locali e della loro interazione con quelle a grande scala, in modo da poter comprendere meglio le capacità dispersive dell'atmosfera ed eventualmente prevedere le condizioni favorevoli e quindi prevenire il raggiungimento delle soglie di rischio degli inquinanti evitando gli effetti deleteri sull'ambiente e sulla salute degli esseri viventi.

Le circolazioni locali e quelle alla mesoscala interessano la parte più bassa dell'atmosfera; in condizione di venti sinottici deboli e di cielo sereno, esse sono indotte principalmente dai gradienti termici orizzontali prodotti dalle caratteristiche fisiche delle regioni considerate.

Un esempio di corrente locale, che si sviluppa nelle zone costiere, è la brezza, il cui meccanismo di formazione è generato dalla differenza di temperatura tra la terra e il mare. Durante il giorno, il vento proviene dal mare dando origine al regime di brezza di mare; di notte, il fenomeno avviene in senso inverso dando luogo alla brezza di terra.

Analogamente si possono generare brezze di monte e di valle, causate in questo caso da gradienti di temperatura che si formano tra la superficie della valle e i pendii montuosi.

Anche i cambiamenti prodotti dall'attività umana nelle caratteristiche del terreno possono dare luogo alla formazione di circolazioni locali. E' questo il caso dell'isola di calore, dovuta all'urbanizzazione ed al conseguente cambiamento delle caratteristiche del suolo e quindi del bilancio radiativo rispetto all'ambiente rurale circostante.

Lo studio dettagliato della circolazione locale in atmosfera si basa su due schemi principali: quello delle misure e quello della modellistica. Da un lato, i nuovi calcolatori permettono l'utilizzo di modelli numerici sempre più complessi; dall'altro le tecnologie avanzate (basate sul telerilevamento) consentono la misura dei parametri atmosferici anche in quota, con alta risoluzione spazio-temporale. Molte campagne di misura e differenti studi sono stati effettuati per analizzare i vari flussi e per capire le dinamiche che li regolano; le nuove conoscenze contribuiranno, quindi, a migliorare i modelli e a dare un'interpretazione più accurata dei fenomeni fisici studiati.

I progressi fatti dalla tecnologia del telerilevamento hanno reso possibile la costruzione di strumenti adatti al monitoraggio della circolazione, da terra e da satellite. In

particolare, per le circolazioni locali e alla mesoscala, un esempio è costituito dal Sodar (acronimo di SOund Detection And Ranging) Doppler, uno strumento in grado di fornire, a costi relativamente bassi e in modo automatico, profili verticali di velocità e di direzione media del vento da 50 a 1000 metri circa.

Un lavoro precedente di tesi (Coniglio, 2004) aveva già affrontato il problema della caratterizzazione della circolazione locale nella zona costiera del Mar Tirreno, adiacente alla città di Roma attraverso l'analisi statistica dei dati di vento rilevati da tre sistemi Sodar installati a Pratica di Mare (PDM), Ponte Malnome (AMA) e sul tetto del Dipartimento di Fisica dell'Università "La Sapienza" (IFU). A PDM sono stati evidenziati due regimi notturni della circolazione; all'AMA durante la notte è stata messa in evidenza l'esistenza di circolazioni contrapposte la cui intensità relativa è variabile nel tempo e si è visto che le velocità sono piuttosto deboli rispetto ai valori riscontrati a PDM. Per alcuni andamenti alternativi della circolazione notturna è stata ipotizzata l'influenza di forzanti a grande scala.

In tale contesto questa tesi si propone di approfondire alcune delle ipotesi fatte sulla circolazione locale, tramite un'analisi dei dati dei sistemi Sodar, di dati (recentemente acquisiti) di stazioni meteorologiche tradizionali, situate negli aeroporti di Pratica di Mare, Ciampino, Fiumicino, Roma Urbe e Guidonia e di dati di radiosondaggi di Pratica di Mare. Nell'analisi sono anche state utilizzate le informazioni meteorologiche presenti nei *file* METAR (codice internazionale con cui vengono registrate le condizioni meteo negli aeroporti), raccolti nell'aeroporto di Fiumicino negli anni 1994-2003.

L'analisi statistica dell'andamento giornaliero del vento su base mensile e stagionale ha consentito di evidenziare le caratteristiche delle diverse componenti di questa circolazione, ed in particolare intensità e direzione di provenienza. Sono stati analizzati gli andamenti dei profili del vento nel sito PDM e AMA, mentre per l'IFU alcuni problemi sono sorti a causa della rumorosità del sito. In precedenza erano stati individuati due regimi di circolazione notturna a PDM. Questi regimi sono stati studiati separatamente evidenziandone l'evoluzione giornaliera.

Per verificare l'ipotesi che la forzante sinottica influenzi la circolazione ai livelli più bassi favorendo l'una o l'altra delle configurazioni, sono stati usati i dati dei radiosondaggi di Pratica di Mare, per determinare i valori del vento geostrofico. Il confronto tra le direzioni del vento alle basse quote e il vento alle alte quote ha permesso di stabilire l'influenza della forzante a scala sinottica nel determinare quale delle configurazioni della circolazione locale diventa maggiormente probabile.

Infine, la ricostruzione del campo di vento prodotto dalle forzanti locali e lo studio della sua evoluzione giornaliera, tramite l'uso dei dati Sodar e delle stazioni meteorologiche degli aeroporti hanno sintetizzato i risultati di questa analisi.

Il lavoro svolto in questa tesi si articola in cinque capitoli.

Nel Capitolo 1 sono illustrate le caratteristiche principali degli strati più bassi dell'atmosfera, che costituiscono il cosiddetto 'strato limite planetario'; nel Capitolo 2 sono analizzati gli aspetti più importanti delle circolazioni locali nelle zone costiere, collinari e urbane.

Nel Capitolo 3 è descritta la strumentazione e la misura dei parametri meteorologici tramite sistemi di telerilevamento atmosferico (Sodar) e tramite stazioni meteorologiche tradizionali, evidenziando anche l'importanza dei radiosondaggi atmosferici.

Nel Capitolo 4 viene presentato lo studio della circolazione locale nella zona della bassa valle del Tevere, dopo una dettagliata descrizione dell'area e dei siti di misura. Viene delineato l'andamento giornaliero della velocità e direzione del vento, in funzione della stagione ed è evidenziata l'esistenza di due componenti notturne alternative della circolazione locale. Vengono quindi discussi i risultati delle correlazioni tra la circolazione nei bassi strati ed i venti associati alla circolazione a grande scala. Per due dei siti (PDM e AMA) le condizioni di fondo della circolazione a grande scala vengono associate con le diverse configurazioni realizzabili della circolazione locale e con la sua evoluzione.

Infine, nel Capitolo 5, i risultati dell'analisi statistica del vento sono usati per ricostruire l'evoluzione giornaliera del campo del vento prodotto dalle forzanti locali. Viene quindi suggerita una metodologia che, in mancanza di un sito di radiosondaggi in prossimità dell'area di interesse, propone l'uso dei dati delle rianalisi del centro europeo ECMWF, disponibili in rete.

CAPITOLO 1

L'ATMOSFERA TERRESTRE E LO STRATO LIMITE PLANETARIO

Nel seguente Capitolo viene presentata una descrizione dell'atmosfera terrestre e dei suoi principali costituenti, effettuando un'analisi dettagliata delle variabili fisiche e chimiche che influenzano, in maniera rilevante, le caratteristiche termiche e strutturali dell'atmosfera stessa.

Un'attenzione particolare, infine, è riservata al limite inferiore della troposfera, ovvero al cosiddetto 'strato limite planetario', di cui vengono presentate le caratteristiche principali ed analizzata la struttura, in rapporto al piano climatico-meteorologico e ambientale.

1.1- L'atmosfera terrestre e i parametri di interesse

L'atmosfera terrestre rappresenta lo strato gassoso che circonda il nostro pianeta. Essa si può considerare come un gigantesco e complesso sistema termodinamico, la cui struttura, composizione e dinamica influenzano in modo rilevante, la morfologia della superficie del pianeta.

L'atmosfera terrestre si distingue da quella degli altri pianeti del Sistema Solare soprattutto per l'elevata concentrazione di ossigeno, elemento indispensabile della biosfera, e per la presenza del vapore acqueo, altro componente basilare della biosfera senza il quale non solo non esisterebbero nubi e precipitazioni, ma risulterebbe trascurabile anche l'effetto serra, i cui effetti consentono alla superficie terrestre di mantenere una temperatura ottimale per l'habitat del Pianeta.

In questo Paragrafo verranno descritti in dettaglio la composizione dell'atmosfera, e il comportamento dei parametri meteorologici principali (pressione, densità e temperatura).

1.1.1- La composizione dell'atmosfera terrestre

L'atmosfera è costituita da una miscela di gas, dove tre sono gli elementi prevalenti (in diverse proporzioni tra loro): l'azoto, l'ossigeno e l'argo, che insieme rappresentano circa il 99.96% del volume dell'atmosfera. Il restante 0.04% è costituito da componenti

minoritari o gas in traccia e da microscopiche particelle liquide o solide. Anche il vapore acqueo è una componente rilevante dell'aria, ma a differenza dei gas sopra menzionati, è fortemente variabile da un luogo all'altro e da un momento all'altro.

Fino a grande altezza dalla superficie terrestre, 80-90 km (omosfera), la composizione dell'aria rimane inalterata per quanto riguarda i componenti principali, mentre subisce significative variazioni nei componenti minoritari, soprattutto in quelli che hanno le loro sorgenti al suolo. Va segnalato all'interno dell'omosfera quella fascia variabile tra 15 e 40 km, caratterizzata da una concentrazione di ozono che può raggiungere lo 0.008% in volume, da cui il nome di ozonosfera; la sua caratteristica principale è quella di funzionare da schermo protettivo in grado di assorbire le dannose radiazioni ultraviolette provenienti dal Sole, che avrebbero altrimenti effetti negativi su parte della biosfera.

Oltre il limite dell'omosfera, quindi nell'eterosfera, la rarefazione crescente rende la distribuzione di molecole presenti molto eterogenea e fluttuante nel tempo. Sebbene tracce di gas atmosferici siano state rilevate ben lontane dalla superficie terrestre, occorre sottolineare che il 99% della massa dell'atmosfera si trova nei primi 25-30 km d'altezza, e addirittura la metà è compresa solamente nei primi 5 km.

Le variazioni di concentrazione dei componenti minoritari nell'atmosfera sono dovute principalmente alla partecipazione ad una serie di processi fisico-chimici, quali interazione e reazioni fotochimiche con altri gas e particelle presenti in atmosfera. Le principali perturbazioni sono di tipo:

- ✓ radiativo: la radiazione solare nel campo del visibile e del vicino ultravioletto innesca o comunque catalizza, una parte rilevante delle trasformazioni che avvengono in atmosfera;
- ✓ biologico: gli esseri viventi, con la respirazione e la fotosintesi contribuiscono a mantenere un'interazione dinamica tra il dominio della biosfera e molti dei composti presenti in atmosfera;
- ✓ geologico: le eruzioni vulcaniche e altre esalazioni terrestri forniscono un contributo determinante ai cambiamenti della composizione chimica dell'atmosfera;
- ✓ antropico: l'attività dell'uomo è responsabile di una parte notevole dei cambiamenti della composizione attuale dell'atmosfera e degli effetti che ne derivano, non solo per la notevole quantità di sostanze immesse in atmosfera dalle attività antropiche, ma anche per la rapidità con cui esse sono state rilasciate. La quasi totalità delle emissioni antropiche, infatti, è avvenuta negli ultimi 100-150 anni e l'atmosfera, quanto il sistema Terra nel suo complesso, non hanno avuto il tempo di "adattarsi" a cambiamenti tanto repentini.

Tutti questi diversi tipi di perturbazione agiscono in un ampio intervallo di scale, sia spaziali, sia temporali: dalle dimensioni delle molecole all'intera atmosfera e dalle frazioni di nanosecondo (come per le reazioni di trasformazione in atmosfera) ai secoli e ai millenni (che sono i tempi caratteristici delle variazioni climatiche).

1.1.2- Le caratteristiche strutturali dell'atmosfera: pressione, densità e temperatura

L'atmosfera terrestre è caratterizzata da una stratificazione che determina in base all'altitudine, varie zone. La dipendenza dei parametri, quali la densità, la pressione e la temperatura dalla quota è dovuta quindi alle forti correlazioni tra le proprietà fisico-chimiche dei fenomeni atmosferici e l'altitudine, e ciò rende possibile tracciare una stratificazione verticale dell'atmosfera in base ai fenomeni che la caratterizzano, come quella riportata in Figura 1.1.

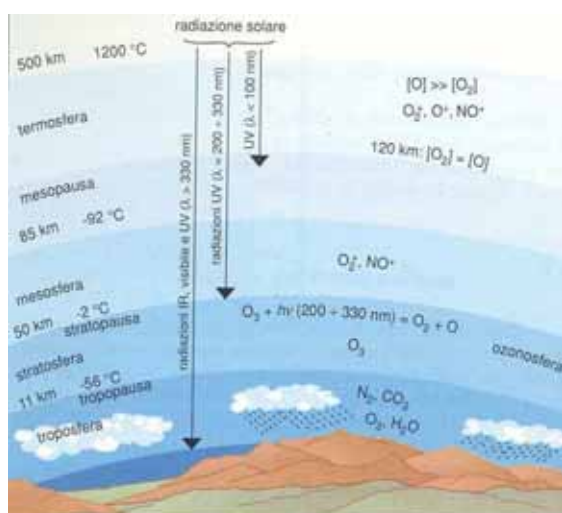


Figura 1.1- Sezione schematica dell'atmosfera con i principali eventi che si verificano nei diversi strati. ('Lezioni di Meteorologia', Caroselli)

La densità dell'atmosfera diminuisce rapidamente con l'aumentare della quota, seguendo una legge di tipo esponenziale. La pressione come la densità segue un andamento di tipo esponenziale decrescente con la quota, dovuto a fattori elementari come la forza di gravità.

Una stima di tale andamento può essere ricavata, in modo semplice, considerando un tratto verticale, non molto esteso, di atmosfera e supponendo che al suo interno, la temperatura e il peso molecolare medio dell'atmosfera siano costanti (ipotesi semplificatrice di atmosfera isoterma e omogenea). Allora, affinché il guscio atmosferico ricopra stabilmente la superficie terrestre - condizione di equilibrio del sistema atmosferico - esso deve soddisfare la *relazione idrostatica*, secondo cui la pressione ad ogni quota è determinata dalla forza peso esercitata sulla superficie della cella d'atmosfera dalla massa

della colonna d'aria sovrastante. Tale relazione, nota anche come legge di Stevino, si scrive:

$$dp = -\rho g dz \quad (1.1)$$

dove: dp è l'incremento di pressione dovuto all'incremento dz di quota, g è l'accelerazione di gravità, ρ è la densità di massa dell'aria; inoltre, il segno 'meno' indica che la pressione decresce con l'altezza.

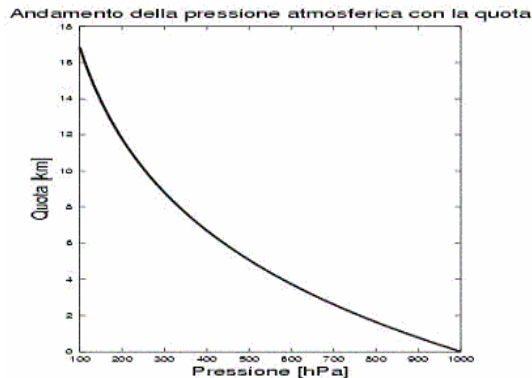


Figura 1.2- Grafico dell'andamento della pressione atmosferica con la quota (<http://ulisse.sissa.it/chiediAULisse/domanda/2003/Ucau030917d001>).

Applicando l'equazione di stato dei gas perfetti alla legge di Stevino 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 tali quote, si ottiene per la pressione un andamento decrescente esponenzialmente con la quota (Figura 1.2):

$$p(z) = p_{SL} e^{-\frac{z}{H}} \quad (1.2)$$

dove: p_{SL} è la pressione al livello del mare, $H = \frac{RT}{M_{mol}g}$ è l'altezza di scala dell'atmosfera

(con M_{mol} = peso molecolare, R costante universale dei gas e T temperatura); si assume per T_0 il valore medio costante della temperatura della superficie terrestre, pari a 15°C.

Sebbene la pressione costituisca il fattore più importante da cui dipende la densità, anche la temperatura gioca un ruolo decisivo nell'andamento della densità, in quanto aumenti di temperatura implicano aumenti di volume e conseguenti diminuzioni di densità. In Figura 1.3 è riportato il tipico profilo verticale della temperatura, che mostra come l'atmosfera terrestre sia schematizzabile in strati, ognuno dei quali presenta un andamento lineare della temperatura con la quota e risulta separato dal successivo da zone di atmosfera isoterma, la cui estensione è difficile da definire soprattutto alle quote più alte e risulta variabile sia con le stagioni che con la latitudine. Il passaggio da uno strato all'altro è contraddistinto da un cambiamento di segno del gradiente della temperatura.

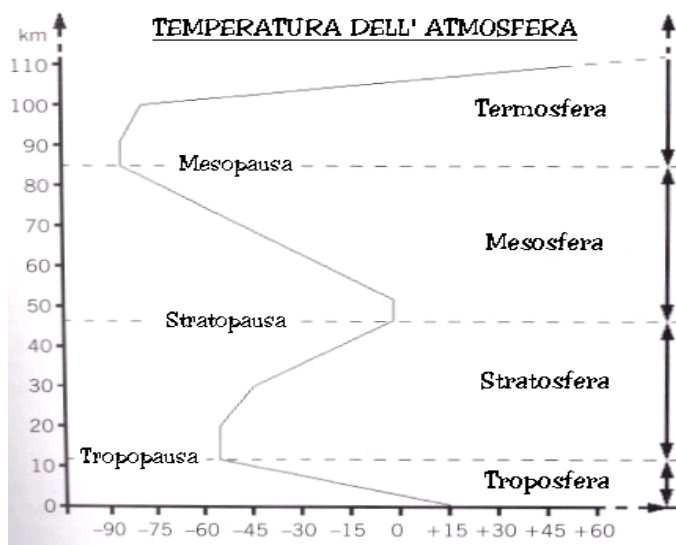


Figura 1.3- Schema di stratificazione dell'atmosfera: profilo verticale medio della temperatura ('Lezioni di Meteorologia', Caroselli).

Procedendo dalla superficie terrestre fino a circa 10-15 km di quota, si trova la *troposfera*, caratterizzata da una diminuzione media verso l'alto di temperatura, più o meno regolare in media dell'ordine di circa $6.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (gradiente di temperatura negativo), fino a raggiungere un valore di temperatura prossimo a $-56\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Questa zona presenta circa il 90% della massa atmosferica e contiene quasi tutte le impurità dell'aria e l'acqua nei suoi diversi stati di aggregazione. Tutto questo rende la troposfera una zona estremamente importante dal punto di vista ambientale e climatico-meteorologico (formazioni di nuvole, precipitazioni, masse d'aria caratterizzano questa zona).

In troposfera si hanno scambi piuttosto rapidi di calore e di masse d'aria, dovuti sia alla circolazione atmosferica a grande scala (venti), sia alla convezione termica. Tali scambi di materia e di energia garantiscono l'equilibrio energetico tra la superficie terrestre e la stessa troposfera, nonché l'omogeneità dello strato.

Per comprendere l'andamento della temperatura in troposfera, occorre considerare il processo principale da cui esso dipende, e cioè il processo innescato dalla radiazione solare che raggiunge la superficie terrestre. Quest'ultima viene riscaldata e a sua volta causa un riscaldamento dell'aria ad essa adiacente, nonché l'evaporazione dell'acqua presente su di essa.

In realtà, su scala temporale giornaliera, l'influenza del suolo è ristretta allo strato iniziale di $1.0\div 1.5\text{ km}$, denominato *Planetary Boundary Layer* o Strato Limite Planetario, le cui caratteristiche saranno discusse nel Paragrafo 1.3.

La *tropopausa* è la zona di transizione isoterma dell'atmosfera che costituisce lo strato limite superiore della troposfera. A causa del diverso riscaldamento che subisce la

superficie terrestre, essa è caratterizzata da un'estensione in verticale variabile con la latitudine e le stagioni. L'altezza della tropopausa, nel periodo estivo, può variare da 15 a 18 km sulla zona dei tropici, e da 8 a 10 km sulle zone polari; nel periodo invernale, invece, può variare da 20 km circa sulla zona dei tropici fino ad annullarsi ai poli.

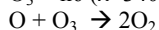
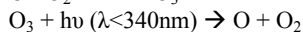
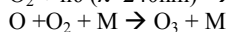
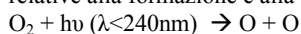
Al di sopra della tropopausa, si estende la *stratosfera*, costituita da un primo strato di circa 10 km, nel quale la temperatura resta quasi costante con la quota e da un successivo strato, spesso 25-30 km, nel quale la temperatura aumenta con la quota fino a circa 0°C in corrispondenza del limite superiore della stratosfera (*stratopausa*).

In questa zona la densità e la pressione continuano a diminuire esponenzialmente con la quota, rendendo i moti convettivi praticamente trascurabili a causa della forte rarefazione dell'aria; solo nella parte più bassa della stratosfera si manifestano forti moti orizzontali in correlazione con quelli troposferici. Di conseguenza, diversamente da quanto accade in troposfera, il riscaldamento dovuto all'assorbimento diretto della radiazione solare è dominante su quello determinato dalla convezione, soprattutto negli strati più alti, e, pertanto, gli scambi energetici in stratosfera avvengono esclusivamente tramite assorbimento ed emissione radiativi.

Un ruolo importante nella struttura termica e nel bilancio calorico della stratosfera è detenuto dall'ozono (O₃), che assorbe energia proveniente direttamente dal Sole sotto forma di radiazione UV, accrescendo la temperatura in stratosfera. La presenza di questo costituente in stratosfera è regolata dal bilancio tra la concentrazione dell'ossigeno molecolare, dipendente dai processi di trasporto che avvengono in stratosfera in corrispondenza del suo limite inferiore, e la disponibilità di opportuna radiazione UV¹.

La concomitanza di questi fattori porta ad individuare la massima concentrazione di ozono intorno ai 22÷25 km (parte inferiore della stratosfera). Tale concentrazione non influisce, però, direttamente sulla distribuzione verticale di temperatura in quanto il processo di formazione dell'ozono (reazione fotochimica stimolata dall'assorbimento di fotoni a corta lunghezza d'onda) rilascia una piccola quantità di energia termica responsabile del cambiamento di segno del gradiente di temperatura rispetto a quello in tropopausa.

¹ La concentrazione di O₃ in stratosfera è regolata da reazioni fotochimiche stimulate dall'assorbimento di fotoni a corta lunghezza d'onda (produzione di ozono) e più lunga lunghezza d'onda (distruzione di ozono). Le reazioni chimiche relative alla formazione e alla dissociazione dell'ozono sono le seguenti:



essendo M una generica molecola in atmosfera.

L'elevata temperatura raggiunta in stratosfera è giustificata, invece, da un intenso assorbimento da parte dell'ossigeno molecolare e dell'ozono di particolari bande dell'ultravioletto. In particolare, l'assorbimento da parte dell'ozono di opportuna radiazione UV comporta la foto-dissociazione dell'ozono in ossigeno molecolare e atomico, il quale si ricombina rapidamente con l'ossigeno molecolare formando nuovamente ozono. In questo modo non si ha una variazione nella composizione chimica dell'atmosfera, ma i fotoni della radiazione solare sono continuamente assorbiti con conseguente riscaldamento della zona occupata dall'ozono. Tutto questo evidenzia che così come il livello di massima concentrazione di ozono, anche il massimo di assorbimento dell'ozono dipende dal bilancio tra la concentrazione del gas e la quantità di radiazione UV disponibile. I calcoli indicano che il massimo di assorbimento si colloca intorno ai 50 km di quota, cioè all'altezza del massimo termico della stratopausa.

Sopra la stratopausa si estende la *mesosfera* che raggiunge una quota di circa 80-85 km dal livello del mare. Tale quota individua il limite inferiore della mesopausa, strato isoterma che si estende fino a 90 km e in cui si ha passaggio tra l'omosfera, soggetta al mescolamento e l'eterosfera stratificata. La temperatura decresce velocemente da 0°C, valore tipico della stratopausa, fino a circa -90°C, valore tipico della mesopausa: questo andamento è dovuto principalmente alla diminuzione con la quota della concentrazione di quei composti come O₃, che assorbono radiazioni ultraviolette.

Al di sopra si trova la *termosfera* caratterizzata da un aumento della temperatura con la quota. Il suo limite superiore, detto *termopausa*, si trova a circa 500 km, dove si registrano temperature superiori ai 700°C. La termosfera è fortemente irradiata dal sole a lunghezze d'onda molto corte con conseguente ionizzazione e dissociazione delle molecole; cosicché in questa regione sono sostanzialmente presenti elettroni liberi e molecole ionizzate, per questo motivo all'interno della termosfera si sviluppa una ulteriore zona detta *ionosfera* (zona tra 90 e 200 km).

Al di sopra della termosfera si estende l'*esosfera*, caratterizzata dalla presenza di elettroni e di frammenti di molecole, che interagiscono molto raramente e spesso sfuggono alla stessa atmosfera. L'esosfera si confonde gradatamente con lo spazio interplanetario e costituisce il limite superiore dell'atmosfera.

1.2- La temperatura potenziale e la stabilità atmosferica

La stabilità dell'atmosfera è fortemente condizionata dal grado di insolazione della superficie terrestre e quindi dai moti convettivi che ne derivano e dal conseguente gradiente termico verticale.

Lo studio della stabilità atmosferica è facilitato dall'introduzione di una grandezza fisica che esprime la tendenza dell'atmosfera a favorire i moti convettivi. Tale grandezza è la temperatura potenziale θ ed è definita come la temperatura che una massa d'aria, inizialmente a pressione P e a temperatura T , assumerebbe se fosse portata alla pressione di riferimento P_0 , di solito 1000 mbar (livello del mare), attraverso una trasformazione adiabatica. In altre parole si descrive una trasformazione adiabatica dallo stato a pressione e temperatura (P, T) , fino a quello caratterizzato dalle coordinate termodinamiche pressione e temperatura (P_0, θ) . Si può quindi qualitativamente affermare che la temperatura potenziale rappresenta una correzione della temperatura operata sulla base della quota. È possibile ricavare una relazione tra le due grandezze, tenendo conto che la trasformazione adiabatica implica $\delta Q = 0$.

Dal primo principio della dinamica, unita all'equazione dei gas perfetti, si ottiene:

$$dU = \delta Q - \delta L = C_p dT - V dp = C_p dT - \frac{dp M_{mol}}{\rho}; \text{ la relazione si può anche scrivere come:}$$

$$C_p \frac{dT}{dp} = \frac{M_{mol}}{\rho} \quad (1.3)$$

Dall'equazione dei gas:

$$\frac{M_{mol}}{\rho} = \frac{RT}{p} \quad (1.4)$$

Unendo la (1.3) e la (1.4) si ottiene:

$$c_p \frac{dT}{dp} = R^* \frac{T}{p} \quad (1.5)$$

dove $c_p = \frac{C_p}{M_{mol}} = 1005 \text{ m}^2 \text{s}^{-2} \text{K}^{-1}$, $R^* = \frac{R}{M_{mol}} = 287 \text{ JK}^{-1} \text{ kg}^{-1}$. Integrando si ottiene la

relazione:

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{0.286} \quad (1.6)$$

espressione che rappresenta la temperatura potenziale, con P pressione dell'aria e P_0 pressione di riferimento (di solito 1000 mbar)..

Calcolando il logaritmo della (1.6), derivandola rispetto a z , si ricava il gradiente del profilo verticale della temperatura potenziale:

$$\frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dz} = \frac{1}{T} (\gamma_d - \gamma) \quad (1.7)$$

Il gradiente adiabatico (*lapse rate*) è definito dalla relazione:

$$\gamma = -\frac{dT}{dz} \quad (1.8)$$

In base alla definizione, un *lapse rate* positivo e costante indica una diminuzione lineare di T con la quota, andamento caratteristico della temperatura troposferica. Il gradiente adiabatico secco (*dry*) è:

$$\gamma_d = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} = 9,8 \text{ K / Km} \quad (1.9)$$

dove $c_p = 1005 \text{ m}^2 \text{s}^{-2} \text{K}^{-1}$ (aria secca).

La (1.9) può essere considerata valida anche per aria umida, lontano dalla saturazione, contenente, cioè, vapore acqueo e non acqua liquida.

Se l'aria è satura, occorre considerare il calore latente di condensazione, vale a dire l'energia termica rilasciata dal vapore nel processo di condensazione causato dal raffreddamento adiabatico dell'aria umida in espansione. Tale calore tende a contrastare il raffreddamento adiabatico, perciò l'aria umida alla saturazione (punto di rugiada), si raffredda più lentamente dell'aria secca, riuscendo a raggiungere quote più elevate. È quindi sempre verificata la condizione $\gamma_s < \gamma_d$, dove γ_s è il gradiente termico adiabatico saturo definito per l'aria umida; esso dipende dal contenuto effettivo di umidità e quindi non è costante variando da 4 K/km sulla superficie a 6-7 K/km nella media troposfera.

La relazione (1.7) esprime la tendenza dell'atmosfera a favorire o no i moti convettivi, collegandola alla differenza tra il gradiente termico normale γ_d e quello dell'atmosfera γ (Colella, 2005).

Si ottiene la seguente classificazione dell'atmosfera (Figura 1.4):

$$\begin{aligned} \frac{d\theta}{dz} > 0 & \Leftrightarrow \gamma < \gamma_d \quad \text{atmosfera stabile (subadiabatica)} \\ \frac{d\theta}{dz} = 0 & \Leftrightarrow \gamma = \gamma_d \quad \text{atmosfera neutra (adiabatica)} \\ \frac{d\theta}{dz} < 0 & \Leftrightarrow \gamma > \gamma_d \quad \text{atmosfera instabile (superadiabatica)} \end{aligned} \quad (1.10)$$

I cambiamenti principali di θ sono dovuti, in modo blando, a processi radiativi e di mescolamento e, in modo significativo, alle alterazioni della concentrazione di vapore

d'acqua a seguito di processi di evaporazione o di condensazione. Ciò rende θ inadeguata a svolgere il suo ruolo di discriminante della stabilità atmosferica quando è presente umidità.

In questi casi è introdotta accanto a θ un'altra grandezza termodinamica, la temperatura potenziale virtuale θ_v , che tiene conto, appunto, dei cambiamenti di temperatura dell'aria dovuti alla presenza di vapore acqueo in atmosfera. Essa è definita come la temperatura potenziale di una massa d'aria secca che possiede la stessa densità dell'aria umida considerata, a parità di pressione. In altre parole è la temperatura che si ottiene dalla definizione di temperatura potenziale considerando invece della temperatura reale iniziale T , la temperatura virtuale T_v , definita come la temperatura assoluta che deve avere l'aria secca per uguagliare la densità dell'aria umida, alla stessa pressione. Risulta, allora:

$$\theta_v = \frac{\theta}{T} T_v = \theta(1 + 0.61r_{sat} - r_L) \quad (1.11)$$

dove r_{sat} è l'umidità specifica definita dal rapporto tra la densità del vapore d'acqua (aria satura) e la densità dell'aria (aria satura più aria secca), r_L è il rapporto di mescolamento per l'acqua allo stato liquido. Quando l'aria non è satura, allora $r_L=0$.

Si può dunque concludere sottolineando che le 1.10 (e relazioni analoghe scritte per θ_v in caso di aria umida) esprimono il legame tra la stabilità atmosferica e la temperatura potenziale (e potenziale virtuale). Tali relazioni hanno, però un carattere locale perciò una massa d'aria si trova in una condizione stabile, instabile o neutra, in base al gradiente di θ o θ_v ad una determinata quota.

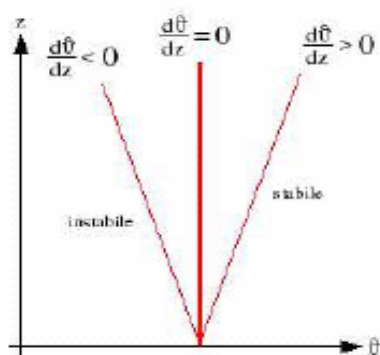


Figura 1.4- Stabilità in termini di gradiente di temperatura potenziale. (www.ing.unitn.it/~antonacc/mod-amb/temperature_potenziale.pdf).

1.3- Lo strato limite planetario (PBL)

Lo Strato Limite Planetario (*Planetary Boundary Layer*, PBL) è la parte della troposfera direttamente influenzata dalla superficie terrestre e che risponde alle sue variazioni con scale dei tempi inferiori o uguali a un'ora (Argentini e Mastrantonio, 2007; Stull, 1988).

Lo studio del PBL è di fondamentale importanza perché al suo interno si concentra la quasi totalità della biosfera e viene resa disponibile la gran parte dell'energia utilizzata per i moti atmosferici. La misura delle variabili meteorologiche, lo studio dei processi, e la determinazione dei flussi di energia osservati nel PBL sono quindi essenziali per una corretta previsione meteorologica e per una valutazione accurata delle velocità di dispersione o di accumulo degli inquinanti rilasciati in atmosfera come conseguenza dell'attività umana.

La grande variabilità osservata nel PBL, causata dalle diverse condizioni atmosferiche e caratteristiche della superficie, rende complessa la trattazione analitica dei processi osservati. In aggiunta, la turbolenza, responsabile principale dei processi di scambio e di trasporto nel PBL, rende impossibile un approccio analitico classico a causa del suo comportamento caotico. Pertanto le teorie che si sono sviluppate dal 1940 ai giorni nostri si basano principalmente sullo studio statistico dei campi della velocità e delle grandezze fisiche che costituiscono il PBL.

1.3.1- I processi caratteristici del PBL

Il PBL si contraddistingue dal resto della troposfera principalmente perché è caratterizzato da processi che sono essenzialmente turbolenti; non è raro, infatti, che sia definito come la parte dell'atmosfera nella quale i flussi sono prevalentemente turbolenti (Argentini e Mastrantonio, 2007). La turbolenza governa i processi di scambio e di trasporto dalla superficie terrestre attraverso il PBL: basti pensare che il 50% dell'energia cinetica disponibile nell'atmosfera viene dissipata nel PBL attraverso processi di tipo turbolento. Sopra il PBL inizia quella che viene chiamata la libera atmosfera (*Free Atmosphere*, FA), in quanto i moti osservati non risentono delle forze di attrito dovute alla presenza della superficie terrestre (Figura 1.5). Nella FA i moti sono quasi geostrofici, ovvero il vettore della velocità del vento è parallelo alle isobare e la turbolenza è presente solo occasionalmente, come, per esempio, nelle nubi convettive o in presenza di onde di gravità che si frangono.

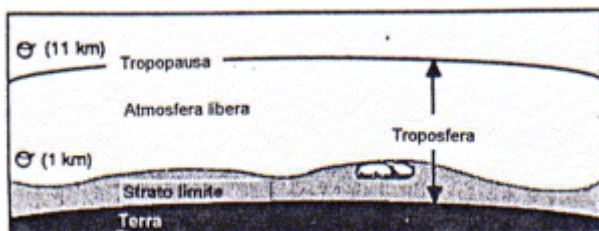


Figura 1.5- Struttura della troposfera: lo strato limite planetario, vicino la superficie e l'atmosfera libera, sopra (Stull, 1988).

Le principali grandezze fisiche che governano l'evoluzione del PBL sono la radiazione netta disponibile alla superficie, la rugosità del terreno e l'intensità del vento. Sono proprio questi forzanti che inducono continui cambiamenti nel PBL e influiscono sul suo spessore, provocandone una grande variabilità nello spazio e nel tempo. Il PBL si estende, infatti, dalla superficie terrestre fino ad un'altitudine variabile tra 0.5 e 2.5 km.

I movimenti orizzontali, i venti agiscono su scale molto diverse: quelli a larga scala, che costituiscono la circolazione generale della troposfera, e una serie di circolazioni su scale più piccole, meno regolari e più localizzate (cicloni ed uragani). Questi processi sono provocati da un ineguale riscaldamento solare della superficie terrestre; la differenza di temperatura sulla superficie terrestre, infatti, produce piccole differenze orizzontali di pressione atmosferica tra punti che si trovano alla stessa quota dal livello del mare e ciò favorisce lo spostamento orizzontale di masse d'aria, da zone ad alta pressione verso zone a bassa pressione, cioè, l'insorgere dei venti, che si dividono in *regolari* e *onde*. In particolare, le onde (frequenti nel PBL di notte) sono efficaci nel trasportare la quantità di moto e l'energia, ma non il calore, l'acqua o gli inquinanti.

Nella Figura 1.6 sono mostrati gli andamenti nel tempo dei moduli della velocità di particelle d'aria che si muovono rispettivamente in campi di vento medio, in campi dovuti alla presenza di onde ed infine in un campo turbolento.

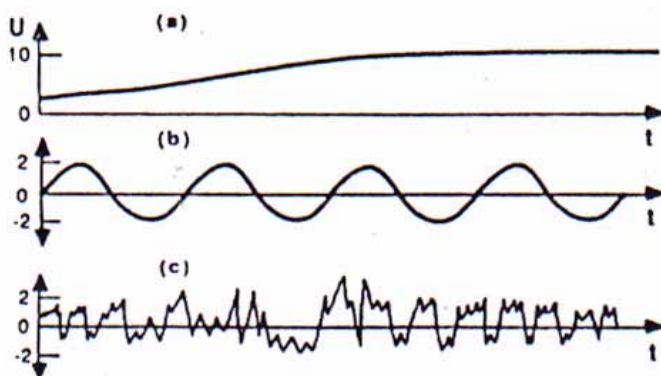


Figura 1.6- Andamento ideale di: a) campo di vento medio, b) campo in presenza di onde, c) campo dovuto alla turbolenza. In realtà le onde o la turbolenza sono spesso sovrapposte al campo di vento medio. U è la componente del vento nella direzione x (Stull, 1988).

1.3.2- Il ciclo diurno del PBL

In condizioni di bel tempo, sulla terraferma il PBL presenta una struttura ben definita, costituita da vari stadi che si evolvono con il ciclo diurno. La successione temporale e le caratteristiche fisiche delle varie fasi sono determinate dalla risposta della superficie terrestre alla forzante termica della radiazione solare, attraverso i processi di trasporto. La quantità di radiazione ricevuta dall'atmosfera in un determinato luogo dipende da diversi fattori, tra cui l'altezza del sole sull'orizzonte, la copertura nuvolosa, l'ora del giorno, la latitudine e la conformazione geografica della regione in esame.

Per quanto riguarda la natura della superficie, si osserva che sul mare la profondità del PBL varia lentamente nello spazio e nel tempo, a causa delle lente variazioni delle forzanti superficiali, dovute a loro volta, alla lenta variazione della temperatura della superficie marina, durante il ciclo diurno. Questo andamento della temperatura dipende dal continuo mescolamento delle masse d'aria sovrastanti la superficie del mare e dalla grande capacità termica del mare, che può dunque assorbire una notevole quantità di calore senza subire grosse alterazioni della sua temperatura.

Nonostante le diversità indicate, è possibile individuare una caratteristica comune del PBL sia sul mare che sulla terraferma. Esso risulta essere generalmente più sottile in zone di alta pressione piuttosto che in quelle di bassa pressione. In Figura 1.7 si osserva che l'alta pressione causa uno schiacciamento dell'aria del PBL che si sposta orizzontalmente verso zone di bassa pressione (divergenza orizzontale dell'aria), dove attraverso moti convettivi, si allontana dalla terra (convergenza verticale verso l'alto) e raggiunge l'alta troposfera. Allora, profondità ridotte del PBL sono associate a situazioni atmosferiche stabili e prive di nuvole. Nelle zone di bassa pressione, la convergenza e i moti convettivi favoriscono spostamenti di masse d'aria in verticale fino a quote elevate, causando la formazione di nuvole cumuliformi o stratocumuli. In queste circostanze è complicato stabilire fisicamente la sommità del PBL e per convenzione si assume come sua altezza la base delle nuvole.

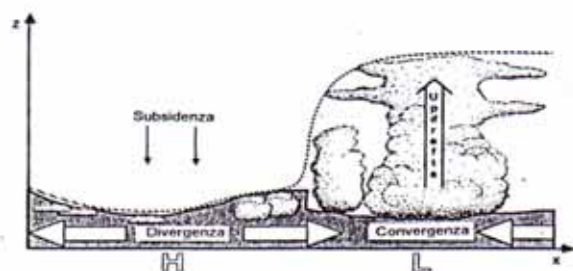


Figura 1.7- Effetto della pressione sulla variazione dello spessore del PBL: H è l'alta pressione e L è la bassa pressione, la linea tratteggiata mostra la massima altezza raggiunta nel periodo di un'ora. La linea continua racchiude una zona ombreggiata, che è la più studiata dai meteorologi dello strato limite (Stull, 1988)

La conoscenza dell'evoluzione del PBL, in condizioni di stabilità e d'instabilità, è di fondamentale importanza per consentire uno sviluppo ottimale della vita e per prevenire gravi episodi di inquinamento.

Qui di seguito, viene analizzata in dettaglio l'evoluzione temporale dello strato limite evidenziando le caratteristiche fisiche fondamentali del PBL diurno (instabile) e di quello notturno (stabile); la struttura del PBL e la relativa nomenclatura sono mostrate schematicamente nella Figura 1.8 (nel caso di alta pressione e cielo sereno). Si distinguono tre principali strutture, lo strato rimescolato (*Mixed Layer* o ML), lo strato residuo (*Residual Layer* o RL) e lo strato limite stabile (*Stable Boundary Layer* o SBL); in presenza di nuvole, al di sopra del ML, si trova un ulteriore strato detto *Cloud Layer*. In particolare, quando la turbolenza convettiva domina il ML, esso prende il nome di strato limite convettivo (*Convective Boundary Layer* o CBL).

Alla sommità del PBL, inoltre, si trova uno strato atmosferico, detto *Entrainment Zone* (EZ), che cattura l'aria della libera atmosfera trasferendola nel ML.

A contatto con la superficie terrestre è possibile individuare un ulteriore strato, detto strato superficiale (*Surface Layer* o SL), che costituisce il fondo del PBL: in esso i flussi turbolenti e le sollecitazioni dalla superficie sono relativamente costanti, con variazioni della loro intensità di meno del 10%. Pertanto l'altezza totale dello strato superficiale costituisce il 10% dell'altezza totale del PBL. Sopra questo strato si sviluppa il *Mixed Layer* o lo *Stable Boundary Layer*.

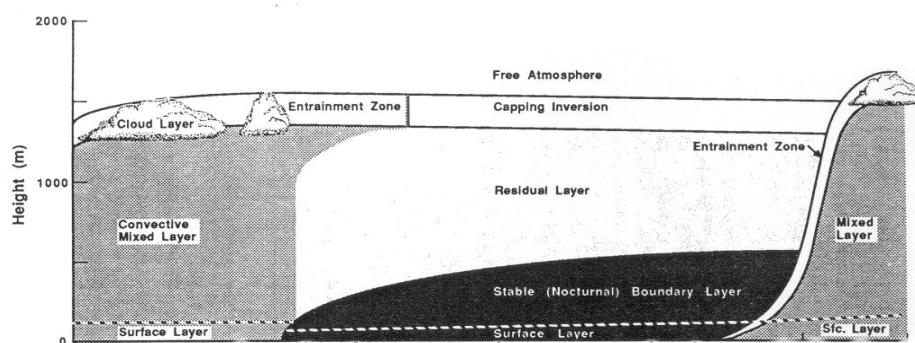


Figura 1.8- L'evoluzione del PBL in condizioni di alta pressione; durante il giorno si forma lo strato rimescolato (*Mixed Layer*) e durante la notte coesistono insieme lo strato residuo (*Residual Layer*) e lo strato limite stabile (*Stable Boundary Layer*) (Stull, 1988).

1.3.3- Lo strato mescolato

Lo strato mescolato (*Mixed Layer*) inizia a formarsi circa mezz'ora dopo il sorgere del Sole e raggiunge il suo massimo spessore nel tardo pomeriggio. In condizioni di cielo sereno, la sua formazione è dovuta principalmente al riscaldamento solare del terreno; infatti, l'aria a contatto con la superficie terrestre si riscalda gradualmente, provocando

l'ascesa di grandi masse d'aria dette termiche, che danno luogo ad un'intensa turbolenza (turbolenza termica) e quindi ad un forte mescolamento verticale delle masse d'aria.

La turbolenza può anche essere causata meccanicamente da *shear* di vento (variazione improvvisa di vento in intensità e direzione), all'interfaccia tra diversi strati del PBL. In presenza di forti venti si può verificare una situazione d'instabilità dinamica tra due strati atmosferici adiacenti con la generazione delle cosiddette onde di Kelvin-Helmholtz; in ogni caso, durante le ore diurne, la turbolenza è causata principalmente da moti convettivi.

I parametri importanti per caratterizzare la struttura del PBL sono i valori medi della temperatura potenziale virtuale $\bar{\theta}_v$, la velocità orizzontale del vento $\bar{M}$, il rapporto di mescolamento del vapore d'acqua $\bar{r}$ e la concentrazione d'inquinanti $\bar{c}$. Nella Figura 1.9 sono riportati i profili della temperatura potenziale virtuale media e degli altri parametri.

Il profilo della temperatura potenziale virtuale nel ML è quasi adiabatico, mentre nello strato superficiale segue un andamento superadiabatico, in quanto in questa zona ha origine il sollevamento di colonne d'aria calda, che quindi lo rendono instabile. Sopra il ML compare, infine, una zona (*Entrainment Zone*) caratterizzata da sottoadiabaticità (stabilità), che agisce come una “trappola”, impedendo la salita ulteriore delle termiche nell'atmosfera libera, cioè oltre il PBL. A volte questo strato stabile è detto “strato d'inversione” perché l'aumento della temperatura con l'altezza è così pronunciato da essere classificato come una vera e propria inversione termica. Per questa ragione, come altezza del ML si è soliti considerare z_i , che rappresenta l'altezza media della base dell'inversione (Stull, 1988).

Il profilo del vento ha un andamento quasi logaritmico nello strato adiacente alla superficie, decrescendo fino ad annullarsi a contatto con il suolo a causa delle forze di attrito. Nel ML l'andamento del vento quasi costante con la quota è indice di una raggiunta uniformità a seguito dell'intenso rimescolamento. Nell' EZ la velocità del vento presenta brusche variazioni adeguandosi rapidamente, con l'aumentare della quota, alla situazione a mesoscala dettata dai gradienti di pressione a grande scala (vento geostrofico).

Il rapporto di mescolamento del vapore d'acqua decresce con l'altezza, anche nel ML. La causa di tale comportamento va ricercata non solo nell'evaporazione del terreno e nell'umidità prodotta dalla vegetazione, ma anche nell'intrappolamento dell'aria più secca alle quote più elevate. Il rapporto di mescolamento decresce poi, in modo più pronunciato in prossimità di z_i e tale diminuzione, unita all'aumento della temperatura potenziale virtuale, è usata per stabilire l'altezza del ML.

La concentrazione degli inquinanti risulta maggiore in prossimità della superficie terrestre. La presenza delle sostanze inquinanti nel ML é giustificata in quanto sono qui trasportate dalle termiche, mentre la loro quasi assenza nell'atmosfera libera è dovuta all'impossibilità delle termiche di penetrare nello strato stabile, inibendone la dispersione. In certe condizioni, l'intrappolamento degli inquinanti, al di sotto dello strato d'inversione, può portare a concentrazioni davvero allarmanti specie nei pressi dei grandi centri urbani.

Occorre accennare alla possibilità di avere un ML non eccessivamente esteso verticalmente, caratterizzato da assenza di turbolenza o neutralmente stratificato. Questa situazione si verifica quando l'ascesa delle termiche è sempre più pronunciata e allora, se vi è abbastanza umidità, le termiche possono raggiungere il loro livello di condensazione per sollevamento. Tale livello coincide con la base delle nubi che si vanno a formare. Un'alta presenza di nubi, però, porta alla riduzione dell'insolazione da parte del terreno, che a sua volta può portare alla riduzione dell'intensità delle termiche. S'innescia allora un meccanismo, tramite il quale è eliminato o ridotto l'elemento di innesco della turbolenza, cioè il riscaldamento del terreno: l'intero sistema reagisce in modo che la turbolenza tenda a rimuovere la causa che l'ha, in effetti, generata (Stull, 1988).

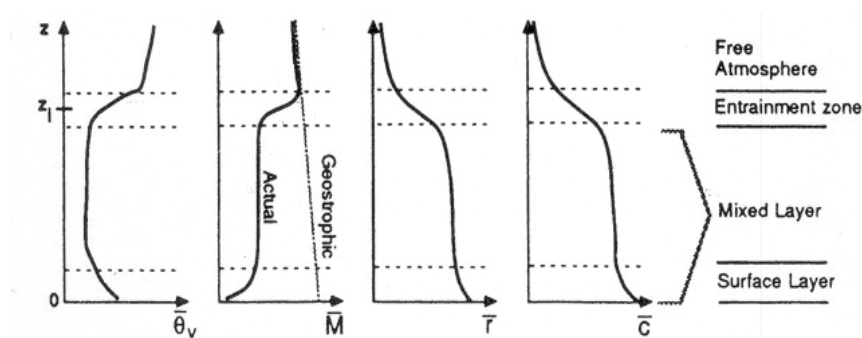


Figura 1.9 – Profili verticali tipici per, della temperatura potenziale media $\bar{\theta}_v$, della velocità orizzontale del vento $\bar{M}$, del rapporto di mescolamento del vapore d'acqua $\bar{r}$ e della concentrazione di inquinanti $\bar{c}$ (Stull, 1988).

1.3.4- Lo strato residuo e lo strato stabile

Nel passaggio tra il giorno e la notte, il PBL subisce delle grandi modifiche, come si può vedere nella Fig.1.8. Circa mezz'ora prima del tramonto del Sole, il riscaldamento tende a divenire insufficiente alla formazione delle termiche e si assiste alla conseguente diminuzione della turbolenza termica.

In un primo momento si ha la scomparsa del ML e la formazione di uno strato neutralmente stratificato, detto strato residuo (*Residual Layer* o RL), che non raggiunge

direttamente il suolo. In tale strato i valori medi delle variabili di stato del PBL (momento, temperatura potenziale, umidità, concentrazione d'inquinanti) sono gli stessi del ML, già descritto in precedenza; inoltre, nel RL la turbolenza assume un carattere di omogeneità e isotropia, che conferisce al RL una struttura atmosferica neutra, con un tasso di raffreddamento più o meno uniforme (di circa 1K/100m).

Col progredire della notte, la parte inferiore dello strato residuo si trasforma, attraverso il suo contatto con la superficie terrestre, in uno strato stabile (*Stable Boundary Layer* o SBL), caratterizzato da stabilità statica, con turbolenza debole o sporadica. La formazione del RL e dello SBL non avviene in fasi, l'una successiva all'altra, ma il tutto avviene abbastanza simultaneamente. Durante la notte, lo SBL diventa sempre più spesso, modificando l'estremo inferiore del RL; ne deriva che il rimanente RL non risente più del trasporto turbolento e della fenomenologia strettamente legata alla presenza della superficie.

Infatti, la comparsa dello SBL è collegata al raffreddamento radiativo terrestre che si verifica quando, in assenza della radiazione solare, la Terra emette radiazione IR, cedendo calore all'atmosfera per irraggiamento. L'evoluzione di questo strato resta vincolata a tale fenomeno ed è caratterizzata da una crescita a spese dello spessore del RL, in concomitanza con il progredire del raffreddamento degli strati d'aria adiacenti la superficie terrestre all'avanzare della notte. La profondità dello SBL raggiunge il suo massimo valore al sorgere del sole (progressivo raffreddamento dell'aria) e poi comincia a ridursi dal basso, all'alba del giorno successivo, quando comincia a riformarsi il ML (progressivo riscaldamento del suolo).

Si genera, dunque, uno strato di inversione termica al suolo che produce una debole turbolenza nello SBL, dovuta solo a fattori meccanici; essa si genera in prossimità della superficie e diminuisce rapidamente con la quota.

Questa situazione favorisce una stratificazione stabile dell'atmosfera con un certo mescolamento dell'aria più significativo in prossimità del suolo; dopodiché la turbolenza diminuisce dolcemente all'aumentare della quota, originando una stratificazione neutra in cui i rimescolamenti dell'aria sono quasi assenti.

La stratificazione orizzontale dell'atmosfera appare evidente nel momento in cui osserviamo, durante le ore notturne, il comportamento dei gas o degli inquinanti; essi si disperdono in misura minima lungo la verticale, mentre tendono a propagarsi orizzontalmente. Ad esempio, in assenza di avvezione i traccianti passivi degli inquinanti rimangono in alto nel RL: i pennacchi di fumo emessi nel RL, si disperdono

simmetricamente in tutte le direzioni (*coning*), come si vede in Figura 1.10. Nello SBL gli inquinanti si disperdono molto più velocemente in orizzontale (*fanning*).

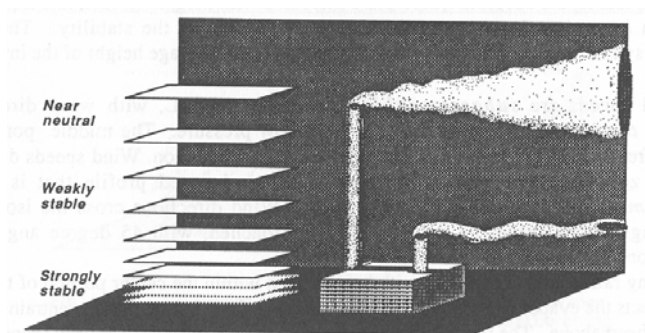


Figura 1.10- Esempio di emissione di fumo nello strato limite notturno: nel RL il pennacchio di fumo assume la forma di un cono (*coning*), nello SBL gli inquinanti si disperdono molto più velocemente in orizzontale, piuttosto che in verticale (Stull, 1988).

A differenza del ML, lo SBL presenta un estremo superiore non ben definito, che penetra nel sovrastante RL. Si è cercato di dedurre l'estensione dello strato limite notturno, ma le stime che usano metodi basati su profili di quantità medie (momento, temperatura) sono scarsamente correlate (Mahrt e Heald, 1979; Mahrt et al., 1979).

Comunque esistono ancora molte controversie su quale sia il modo migliore di misurare la profondità dello SBL, tra cui le due più comuni sono (Maguire et al., 2007, Vickers e Mahrt, 2004): a) l'altezza in cui il flusso di calore si abbassa al 5% del valore che ha in superficie; b) l'altezza dello strato in cui è presente la turbolenza; c) l'altezza a cui la velocità del vento raggiunge il suo valore massimo. La definizione b) è la più probabile anche riguardo alla definizione di strato limite come lo strato adiacente alla superficie con turbolenza perlomeno intermittente (Vickers e Mahrt, 2004).

Nella Figura 1.11 è possibile osservare il profilo della temperatura potenziale virtuale e della velocità orizzontale media del vento.

La temperatura potenziale virtuale evidenzia una stabilità statica per lo SBL; nel RL, invece, il rapporto di raffreddamento è dell'ordine di 1 K/100 m e rimane abbastanza uniforme in tutto lo strato, cosicché il profilo della temperatura è approssimativamente adiabatico.

Il profilo del vento manifesta un comportamento abbastanza complesso durante la notte. Infatti, appena sopra la superficie, le velocità orizzontali sono molto basse; in alto al top dello SBL (altezza di circa 200 m), il vento può raggiungere anche velocità di 10-30 m/s proprio in presenza dei cosiddetti "getti" notturni (*low-level jet* o *nocturnal jet*) ed il suo andamento è supergeostrofico. Salendo, per un centinaio di metri, il vento assume velocità minori con valori vicini a quelli geostrofici. Inoltre, i forti *shear* di vento, che determinano i getti notturni sono accompagnati da rapide variazioni nella direzione del vento.

In prossimità della superficie, vi è uno strato di pochi metri di spessore, caratterizzato dalla presenza di venti catabatici o venti di drenaggio. Questi si generano perché l'aria più fredda, adiacente alla superficie, defluisce lungo i pendii montuosi, sotto l'influenza della gravità. Questo flusso d'aria fredda si raccoglie nelle valli e nelle depressioni e lì ristagna. Sono anche possibili velocità minori di 1 m/s all'altezza di circa 3 metri (Mahrt et al., 2002).

Frequentemente, nello SBL si possono sviluppare dei moti ondosi. Il PBL notturno, fortemente stabile, non solo permette lo sviluppo di onde di gravità, ma può anche intrappolare gran parte delle onde a frequenze più alte vicino la superficie. Sono state osservate onde caratterizzate da spostamenti verticali di ben 100 metri, sebbene le oscillazioni di vento e temperatura ad esse associate siano molto piccole e difficili da osservare, senza una strumentazione molto sensibile.

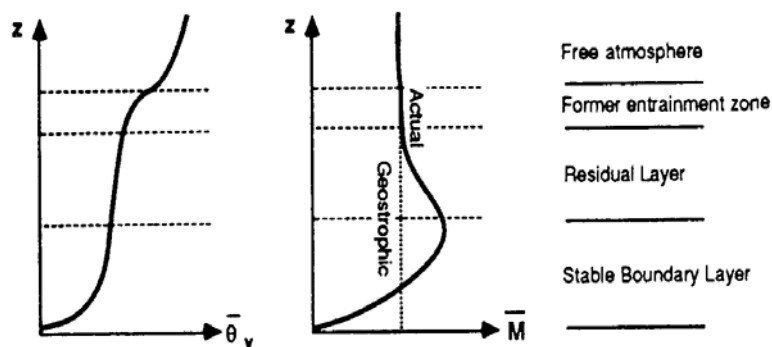


Figura 1.11 – Profili verticali tipici per lo SS e lo SR, della temperatura potenziale virtuale media $\bar{\theta}_v$, e della velocità orizzontale del vento $\bar{M}$ (Stull, 1988).

Lo SBL si può formare anche durante il giorno, tanto più a lungo quanto più la sottostante superficie è più fredda dell'aria sopra. Queste situazioni spesso si verificano quando si ha un flusso avvertivo d'aria calda sopra una superficie più fredda, come ad esempio accade dopo il passaggio di un fronte o in prossimità delle coste.

Infine, altre modifiche del PBL rispetto alle condizioni normali, si hanno in prossimità dei grandi addensamenti; nelle aree urbane, il ML può continuare ad esistere pure durante la notte, a causa della maggiore capacità termica delle costruzioni e dell'asfalto delle strade, rispetto all'ambiente rurale circostante. All'inizio della sera, si può osservare uno strato stabile superficiale negli immediati dintorni della città; più tardi nella notte, quando lo SBL sopra la campagna diventa più profondo rispetto all'altezza delle costruzioni urbane, all'interno della città uno strato superficiale d'aria può rimanere ben mescolato, ma risulta, comunque, ricoperto da uno strato stabile (Stull, 1988; Godowitch et al., 1985).

CAPITOLO 2

LE CIRCOLAZIONI LOCALI E L'INQUINAMENTO ATMOSFERICO

La circolazione a scala locale, cioè quella circolazione che deriva dalle forzanti locali quali gradienti orizzontali di temperatura, orografia, discontinuità terra-mare, è quella presente con frequenza maggiore nelle regioni mediterranee. Palau et al. (2005) hanno mostrato come i problemi nella qualità dell'aria nel Sud dell'Europa sono governati da processi meteorologici con evidenti cicli giornalieri; inoltre, le proprietà della bassa troposfera su territori complessi dipendono fortemente da processi termici legati allo sviluppo delle circolazioni locali, che sono usualmente possibili in condizioni di cielo sereno. Savijarvi e Liya (2001) hanno ribadito come le masse d'aria a scala locale controllano in parte il tempo locale e il trasporto di inquinanti in molte aree del mondo. Clappier et al. (2000) hanno evidenziato come l'intensità dello smog fotochimico su Atene aumenti in certe particolari condizioni di rimescolamento tra flusso sinottico e brezza di mare, cielo sereno e radiazione solare forte, in concomitanza di grandi emissioni di ossidi e biossidi di azoto. Barros et al. (2003) hanno ribadito che i fattori che controllano il trasporto e la diffusione di inquinanti nelle città costiere di Lisbona e Barcellona sono da ricercarsi su scala locale.

La caratterizzazione delle circolazioni locali riveste dunque un ruolo fondamentale per comprendere il trasporto e la diffusione degli inquinanti immessi nella bassa atmosfera. La presenza degli inquinanti non è imputabile, in alcuni casi, a precursori emessi a livello locale, cioè da sorgenti in loco, ma a fenomeni di trasporto su scala locale o mesoscala, come la fumigazione o il trasporto orizzontale e all'estensione dell'isola di calore, che interessano le aree urbane limitrofe all'area in studio (la città di Roma in primo luogo), interessate da un'intensa attività antropica.

2.1-Le caratteristiche dei venti locali

Le variazioni geografiche locali possono modificare il flusso del PBL ed in molti casi possono generare circolazioni, unitamente al normale ciclo di riscaldamento giornaliero.

Una prima considerazione da fare è legata alle scale dei fenomeni atmosferici in studio, poiché i moti dell'aria interessano scale temporali che vanno dalla frazione del secondo alle decine di anni e scale spaziali che vanno dalla frazione del centimetro alla lunghezza del cerchio massimo terrestre (Orlanski, 1975; Stull, 1988). Ecco allora, che si parla di micrometeorologia, quando si studiano fenomeni con scale spaziali dell'ordine di alcuni metri e scale temporali dell'ordine del minuto; mentre si parla di macrometeorologia, quando la dinamica atmosferica si sviluppa su scale spaziali più grandi del migliaio di chilometri e scale temporali dell'ordine di una settimana. Con il termine "mesoscala" si fa riferimento, infine, a tutti quei fenomeni che hanno scale spaziali e temporali intermedie tra la microscala e la macroscala. Quanto detto è riassunto nella Figura 2.1.

Tradizionalmente, a causa della bassa risoluzione spaziale e temporale degli strumenti usati convenzionalmente per le misure, le metodologie di previsione del tempo enfatizzano i contributi provenienti dalle forzanti a grande scala, dimenticando in questo modo gli importanti fenomeni a scale più piccole. In molti casi, le condizioni del tempo in un dato luogo sono dovute a sistemi meteorologici di circolazioni locali oppure sono la risultante dell'interazione tra le forzanti della mesoscala e le forzanti della più grande scala sinottica. Per tale ragione, lo studio delle circolazioni locali in una certa regione riveste un ruolo di primaria importanza, specie nelle aree con caratteristiche geografiche molto complesse.

Le correnti locali vengono divise, a seconda della loro origine, in due classi: i flussi generati dalla geografia del territorio, propriamente di natura termica ed i flussi sinottici modificati dalle caratteristiche geografiche del territorio (Stull, 1988).

Al primo gruppo appartengono quelle circolazioni locali, che si manifestano quando le forzanti sinottiche sono deboli e l'irraggiamento solare produce gradienti orizzontali di temperatura. Essendo questi venti dovuti alla sola forzante termica, tale tipo di circolazione dipende dall'alternanza del giorno e della notte; si ha, anche, un ciclo stagionale, legato al diverso irraggiamento solare nei vari periodi dell'anno. Esempi sono le brezze di mare e di terra e le brezze di valle e di monte.

Alla seconda categoria di circolazioni appartengono quei venti, che si formano dall'interazione tra la geografia di una regione e le masse d'aria che interessano la circolazione sinottica.

Un ulteriore aspetto da considerare, in grado di influenzare il tipo di circolazione in presenza di grandi addensamenti urbani, è quello legato a "l'isola di calore" urbano: in

presenza di venti deboli, a causa dell'energia liberata dalle attività umane, e a causa dell'elevato potere assorbente dell'asfalto e delle case, si possono osservare dei moti ascendenti d'aria più calda sulla città, accompagnati dalla discesa di aria in periferia e nelle zone rurali circostanti.

L'importanza della conoscenza delle circolazioni locali é legata anche ai processi di trasporto e alla diffusione degli inquinanti in atmosfera.

Alcuni dei fenomeni citati sono descritti in dettaglio nei prossimi Paragrafi.

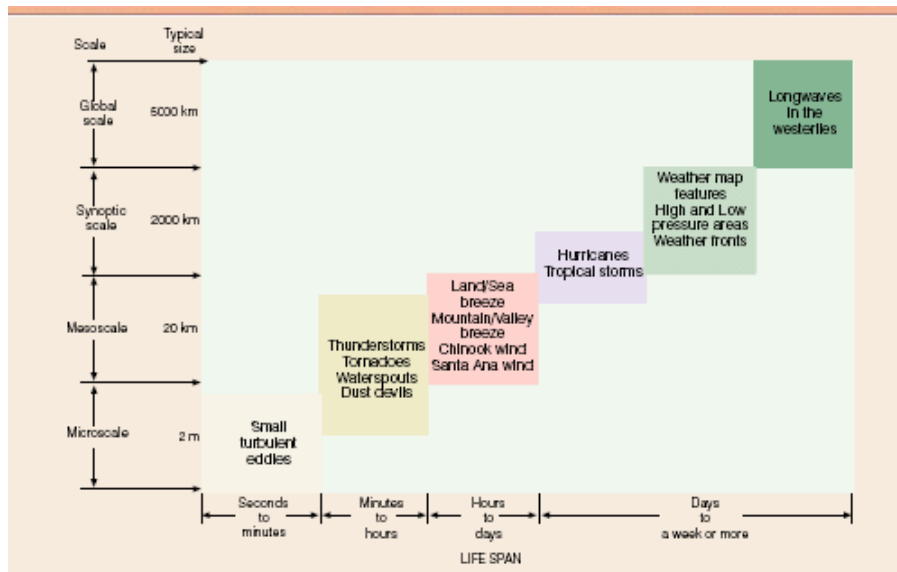


Figura 2.1- Scale del moto atmosferico con la grandezza media (sull'asse verticale) e la durata (sull'asse orizzontale) dei fenomeni (Ahrens, 2000).

2.2- La brezza di mare e di terra

Lo studio della circolazione locale nelle regioni costiere coincide con lo studio della brezza, un fenomeno complesso le cui dinamiche cambiano radicalmente la struttura della bassa troposfera e che influisce pesantemente sulle condizioni sinottiche e sulla topografia locale (Talbot et al., 2007; Augustin et al., 2006), oltre che influenzare l'agricoltura, la sicurezza e le operazioni di volo, il turismo e l'energia di un paese (Azorin-Molina et al., 2008).

Per questo motivo, il fenomeno della “brezza di mare” è stato oggetto di molti studi teorici, con l'elaborazione di modelli analitici e numerici (Steyn, 2003; Steyn, 1988; Ueda, 1983; Dalu e Pielke, 1989; Rotunno, 1983; Walsh, 1974) e di vari studi sperimentali, con i contributi di parecchie campagne di misura (Talbot et al., 2007; Colacino, 1982; Mastrantonio et al., 1994; Prezerakos, 1986; Helmis et al., 1987; Garratt e Physick, 1985; Banta et al., 1993; Asimakopoulou et al., 1999).

La brezza si genera a causa della differenza di pressione, che si instaura tra la terraferma e la superficie marina. Il suolo, avendo una piccola capacità termica ($C_g \sim 2 \times 10^6 \text{ J K}^{-1} \text{ m}^{-3}$; Stull, 1988), si scalda molto di più rispetto all'acqua, che ha un'elevata capacità termica ($C_w = 4.295 \times 10^6 \text{ J K}^{-1} \text{ m}^{-3}$; Stull, 1988). Questo diverso comportamento, sulla terraferma, determina una risalita d'aria calda e, quindi, un abbassamento di pressione, mentre sul mare la pressione non subisce variazioni, e perciò sarà maggiore. Questo dislivello barico spinge verso la costa l'aria più fredda e più umida, che si trova sulla superficie marina. In effetti, le manifestazioni di brezza sono accompagnate da un abbassamento della temperatura e da un aumento dell'umidità sulla terraferma; sono anche possibili moti verticali dell'aria (da 0.5 a 2 m/s) e talvolta si possono formare nubi, in grado di produrre pioggia.

In una normale giornata estiva alle nostre latitudini, la brezza comincia a manifestarsi a metà mattina (09:00/10:00 Local Time), raggiungendo la sua massima intensità nelle prime ore del pomeriggio; dopo il tramonto si affievolisce, per poi estinguersi in serata.

Il limite spaziale della massa d'aria fredda, che si propaga verso l'interno della terraferma, è chiamato “fronte della brezza di mare”. In generale, la circolazione della brezza è chiusa da una massa d'aria in alta quota (detta “anti-brezza”), che porta l'aria più calda dall'entroterra verso il mare, dove poi ridiscende verso la superficie marina, per chiudere la circolazione. Lo strato d'aria, interessato alla brezza, può variare dai 100 ai 500 metri, mentre il flusso totale, comprendente anche la circolazione di ritorno, può variare dai 500 ai 2000 metri (Stull, 1988). Questo flusso di ritorno non sempre è evidenziato dagli studi sperimentali, ed è stato osservato solo sotto speciali condizioni, con debole forzante sinottica e nel caso di topografia semplice (Banta et al., 1993).

Il fenomeno della brezza non è così evidente nei mesi più freddi, essendo più debole il riscaldamento del suolo; pure in estate la brezza può venire a mancare, in giornate con venti che si spingono dalla costa verso il mare con intensità superiori ai 5-6 m/s. Al contrario, se soffiano venti dal mare legati alla circolazione generale dell'atmosfera, in sinergia con questi la brezza sarà particolarmente intensa e potrà raggiungere i 5-10 m/s.

Nella Figura 2.2 è schematizzato il meccanismo di formazione della brezza di mare “pura”, cioè quella che si forma in condizioni di gradienti di pressione sinottici deboli (Prezerakos, 1986).

La previsione degli eventi di brezza consiste non solo nell'identificare l'evento in condizioni meteo standard, ma anche nel poter caratterizzare la velocità del vento e la sua

direzione e la distanza di penetrazione del fronte di brezza nel corso della giornata (Miller et al., 2003; Miller e Keim, 2003).

In assenza di vento sinottico di fondo, il fronte progredisce normalmente nell'entroterra durante il giorno con velocità comprese tra 1 e 5 m/s, per alcune decine di chilometri (30-50 chilometri); dopo il tramonto, può proseguire nella propagazione come una corrente di gravità (Simpson et al., 1977; Garratt e Physick, 1985). In presenza di vento sinottico nella stessa direzione del fronte di brezza, la propagazione nell'entroterra risulta maggiore e può raggiungere perfino i 100 chilometri: alcuni fronti, in Inghilterra, hanno impiegato più di 10 ore per propagarsi fino a 100 chilometri nell'entroterra (Simpson et al., 1977); in Australia sono stati registrati casi in cui la brezza di mare si è propagata nell'entroterra per oltre 400 km (Garratt e Physick, 1985)

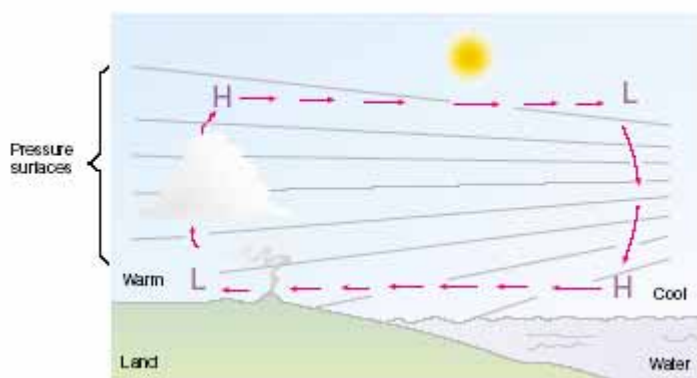


Figura 2.2 - Meccanismo ideale per lo sviluppo della brezza di mare: sulla superficie la brezza di mare soffia verso la terraferma (Ahrens, 2000).

Da analisi dimensionali, è stato definito l'indice di brezza come una quantità proporzionale al rapporto ($U^2/\Delta T$), dove U e ΔT sono rispettivamente la velocità del vento di fondo e la differenza di temperatura tra la superficie terrestre e marina (Asimakopoulou et al., 1999). L'indice rappresenta in sostanza il bilancio delle forze che controllano la stabilizzazione del flusso di brezza. Per elevati valori di tale rapporto il contributo del flusso di brezza alla circolazione locale è minimo, al contrario per piccoli valori il regime di brezza risulta la componente dominante.

Un fattore molto importante, che influenza la propagazione del fronte di brezza, è l'orografia del territorio. Prezerakos (1986) e Mastrantonio et al. (1994) hanno evidenziato l'azione delle forzanti orografiche e gli effetti dovuti alla presenza di grandi città (come Atene e Roma), sulle caratteristiche fisiche e dinamiche della brezza. In particolare, Mastrantonio et al. (1994) hanno osservato che l'orografia può causare la rotazione della direzione della brezza da Sud/Sud-Ovest verso Nord nel sito di Frascati, che si trova nell'entroterra a pochi chilometri da Roma, circondato da colline. Inoltre, Banta et al. (1993), hanno confrontato con i risultati teorici (Dalu e Pielke, 1989), le misure

sperimentali condotte a Monterey Bay (California), ma i risultati di questo confronto non sono stati soddisfacenti proprio a causa degli effetti della topografia del territorio.

Esiste anche una “brezza di terra”: durante le notti serene, il suolo si raffredda di più rispetto al mare e determina un dislivello di pressione tra il mare e la terra. Essendo la pressione più alta sulla terraferma, il vento soffierà verso il mare. Anche in questo caso esiste un’anti-brezza, che porta l’aria più calda in alto verso la terra, per poi ridiscendere a chiudere la circolazione, come si può vedere in Figura 2.3. Tra il giorno e la notte, l’avvicinarsi dei due tipi di brezza è, ad ogni modo, caratterizzato da un periodo di momentanea calma di vento.

Il meccanismo dell’evoluzione della brezza di terra è analogo a quello della brezza di mare, ma la scarsità di osservazioni non permette di definire le caratteristiche di propagazione sul mare (Banta et al., 1993).

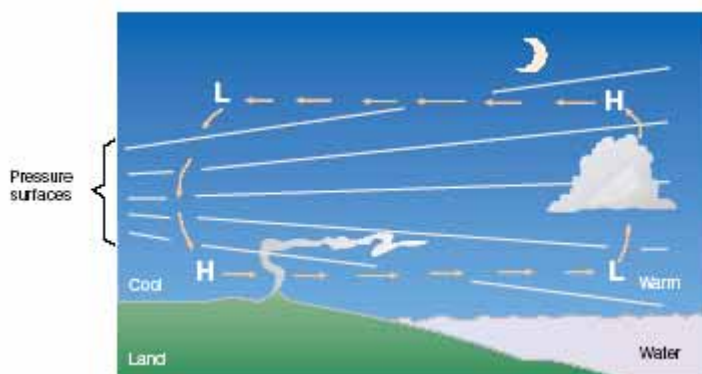


Figura 2.3 - Meccanismo ideale per lo sviluppo della brezza di terra: sulla superficie la brezza di terra soffia in direzione del mare (Ahrens, 2000).

2.3- La circolazione locale in una valle

Nelle regioni montuose, il clima locale è influenzato sia dai flussi trasversali all’asse della valle (venti anabatici e catabatici), sia dai flussi paralleli all’asse della valle (venti di montagna o venti di drenaggio). La conoscenza di questi venti, purtroppo, non si basa ancora su di una teoria unificata e completa, ma su molte teorie parziali (Holden et al., 2000), a causa della notevole complessità dei fenomeni fisici implicati. Tuttavia, vari studi teorici (Laularette e Andrè, 1985; Manins e Sawford, 1979) e sperimentali (Neff e King, 1988; Neff e King, 1987; Amanitidis et al., 1992; Papadopoulos et al., 1997; Papadopoulos e Helmis, 1999; Horst e Doran, 1986; Clements e Nappo, 1983; Soler et al., 2002), hanno permesso di determinare le caratteristiche più importanti della circolazione locale in una valle. Recentemente, un tentativo di descrivere lo strato limite turbolento relativo a superfici complesse ed eterogenee, come può essere quella di una valle, è stato proposto da Moraes et al. (2004).

Il processo fisico alla base della nascita di questo tipo di correnti, in condizione di deboli gradienti sinottici di pressione, è legato esclusivamente ai gradienti orizzontali di temperatura potenziale; tali differenze di temperatura sono determinate dalla presenza della forzante termica sui rilievi montuosi che formano le valli.

Nella Figura 2.4 viene rappresentata l'evoluzione del flusso trasversale all'asse della valle, durante un ciclo diurno; sono anche riportati i corrispondenti profili di temperatura potenziale nelle diverse fasi della giornata.

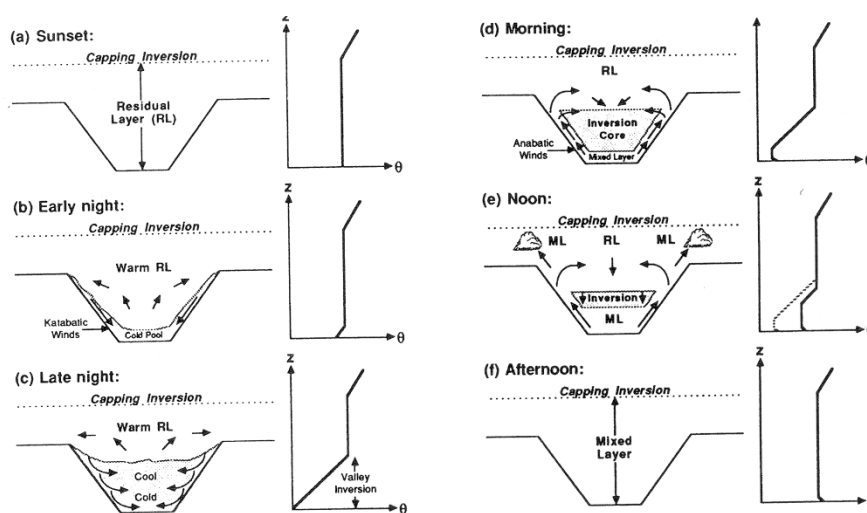


Figura 2.4– Evoluzione ideale del flusso trasversale all'asse di una valle, durante un ciclo diurno, con i relativi profili di temperatura potenziale (Stull, 1988).

Al tramonto (Fig. 2.4a), quando il ML diurno comincia a lasciare il posto al RL e il terreno comincia a perdere calore per irraggiamento, l'aria a contatto dei pendii si raffredda notevolmente e, diventando più pesante, ridiscende verso valle, per effetto del gradiente di pressione e della forza di gravità; nascono, così, i venti catabatici (Fig. 2.4b), che raggiungono dai 2 ai 20 metri di quota, con velocità comprese tra 1 e 5 m/s (Stull, 1988). Dal fondo della valle, si genera una circolazione di ritorno di aria, che si muove verso l'alto e che diverge verso le cime dei rilievi. L'aria fredda è sovrastata da aria più calda del ML e, come risultato, si forma un'inversione di temperatura, che determina il ristagno dell'aria più fredda nel fondo della valle (Fig. 2.4c). Tale strato sul fondo della valle è spesso stabilmente stratificato in profondità ed a volte è chiamato "inversione di valle" (Stull, 1988). Gli inquinanti, emessi in quest'inversione, possono così raggiungere alte concentrazioni, a causa del loro intrappolamento tra le pareti montuose.

Poco dopo l'alba, invece, l'irraggiamento solare riscalda l'aria a contatto dei pendii, la quale tende a salire, dando origine ai venti anabatici (Fig. 2.4d), in genere piuttosto

deboli (meno di 1 m/s). Questi venti raggiungono l'altezza delle creste dei rilievi lungo le pareti montuose, a causa del gradiente di pressione che si forma in seguito al maggior riscaldamento dell'aria lungo i pendii, rispetto all'aria al centro della valle, che presenta una temperatura potenziale minore, per la sola presenza dell'inversione termica notturna (*inversion core*). A volte, i venti anabatici sono evidenziati dalla presenza di nubi sulle cime delle montagne, dovute alla condensazione del vapore acqueo contenuto nell'aria ascendente; inoltre, sopra l'inversione di valle, si può osservare sia una convergenza, che un abbassamento dell'aria (Whiteman, 1982). Non appena l'aria riscaldata lascia il fondo della valle, l'aria più fredda scende al suo posto e comincia a formarsi il ML, che però cresce molto più lentamente rispetto a quanto normalmente succede sui terreni pianeggianti, in quanto una porzione d'aria dello strato è continuamente portata via dai venti anabatici (Fig. 2.4e).

Nel pomeriggio lo strato d'aria fredda sul fondo della valle è completamente eliminato, lasciando uno strato mescolato del tutto convettivo (Fig. 2.4f).

In questa descrizione, si è supposto che le pareti montuose siano uguali. In realtà, l'orientazione delle pareti della valle in relazione alla posizione del Sole può causare il forte riscaldamento solo di una parete, in modo che la circolazione risulterà asimmetrica (Stull, 1988).

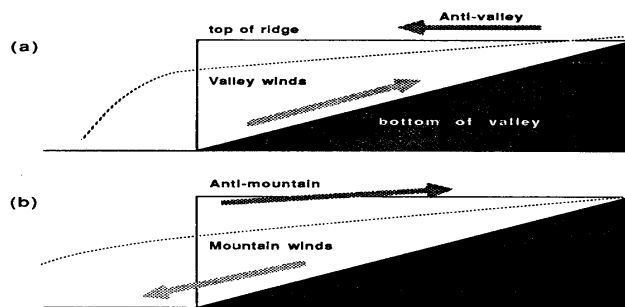


Figura 2.5 – Componente del vento parallela all'asse della valle: (a) vento di valle e anti-vento di valle nelle ore diurne; (b) ventodi monte e anti-vento di monte nelle ore notturne (Stull, 1988).

La componente della circolazione parallela all'asse della valle è schematizzata nella Figura 2.5. Durante il giorno, l'aria calda che risale lungo l'asse della valle è conosciuta col nome di vento di valle; il flusso d'aria fredda, proveniente dalle quote più elevate, che chiude la circolazione all'interno della valle, è detto anti-vento di valle (Fig. 2.5a).

Durante la notte, i venti freddi che scorrono lungo la valle verso la pianura, sono conosciuti col nome di venti di monte o venti di drenaggio (Fig. 2.5b). La circolazione di ritorno dell'aria più calda in alto è detta anti-vento di monte e la sua velocità è circa la

metà, rispetto a quella del vento di monte. I venti di drenaggio interessano uno strato d'aria di spessore dai 10 ai 400 metri, a seconda della grandezza della valle (Neff e King, 1987); in genere, la loro intensità non è elevata (0.5-3.5 m/s; Stull, 1988), anche se si sono registrate in Antartide velocità straordinarie di un ordine di grandezza più grande (Wendler et al., 1997).

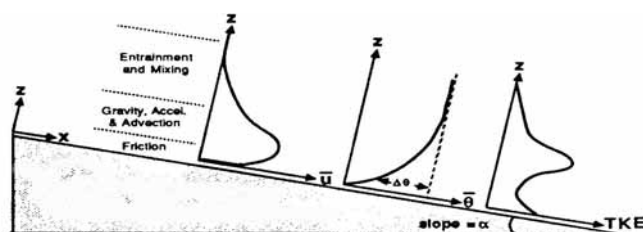


Figura 2.6 – Profili tipici delle grandezze fondamentali dei venti di drenaggio, con il relativo sistema di coordinate: velocità del vento, $\bar{u}$, temperatura potenziale, $\bar{\theta}$ e energia cinetica turbolenta, TKE (Stull, 1988).

Vicino la superficie terrestre, l'attrito riduce la velocità del vento e non appena tale forza diminuisce, l'intensità del vento presenta un massimo. La Figura 2.6 mostra i profili tipici, con il sistema di coordinate usato per lo studio dei flussi di pendenza (si suppone che l'inclinazione sia uniforme, di un angolo α rispetto al piano orizzontale).

La “profondità” di tale tipo di venti è la quota in cui è presente un improvviso cambiamento di direzione del flusso d'aria sovrastante rispetto al flusso catabatico, oppure è la quota in cui il profilo d'intensità del vento presenta un minimo (Horst e Doran, 1986). Il valore della profondità del flusso può essere ben approssimato dalla relazione:

$$h = 0.05 \Delta z \quad (2.1)$$

dove Δz è la differenza di quota tra il sito di osservazione e la cima del rilievo (Horst e Doran, 1986; Amanatidis et al., 1992).

Come l'aria scende lungo il pendio, la profondità del flusso di drenaggio può crescere e la velocità del picco può aumentare; la Figura 2.7 mostra l'evoluzione di un flusso, lungo una pendenza di circa 10° (Horst e Doran, 1986).

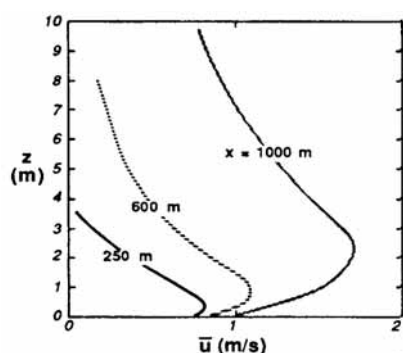


Figura 2.7 – Evoluzione di un flusso, lungo una pendenza di circa 10° : la profondità del profilo a getto varia a seconda della quota (Stull, 1988).

Inoltre, le caratteristiche degli strati d'aria coinvolti nel movimento verso il basso, possono variare in funzione dell'orografia e dei venti sinottici di fondo (Neff e King, 1988; Barr e Orgill, 1989; Low, 1990; Papadopoulos et al., 1997; Papadopoulos e Helmis, 1999). I venti sinottici intensi influenzano notevolmente la dinamica dei venti, incrementandone o rallentandone la velocità e modificandone la direzione (Whiteman e Doran, 1993); in particolare, se sono opposti a quelli di drenaggio, possono addirittura compromettere la loro formazione. Per questo motivo nello studio dei venti catabatici si considerano venti medi con intensità tra i 3 e i 6 m/s (Amanatidis et al., 1992).

Infine, nella Figura 2.8, è rappresentata in modo tridimensionale la circolazione locale ideale in zone montuose, con il contributo della componente trasversale e di quella longitudinale. Durante la notte, la circolazione è caratterizzata dai venti di drenaggio e dai venti di fondovalle, che convergono appena sopra la superficie, e dai venti che risalgono la valle, che divergono negli strati più alti (Fig. 2.8a).

Nelle prime ore del mattino l'aria fredda, all'interno dell'inversione notturna (*stable core*), continua a scendere lungo la valle, fino alla completa erosione termica da parte della radiazione solare (Whiteman, 1982); inoltre, sul fondo della valle scorrono superficialmente venti di valle e venti anabatici (Fig. 2.8b). Durante il pomeriggio, dopo che si è dissolta l'inversione di temperatura, la circolazione è caratterizzata da due eliche, determinate dalla composizione dei venti anabatici con le brezze di valle (Fig. 2.8c).

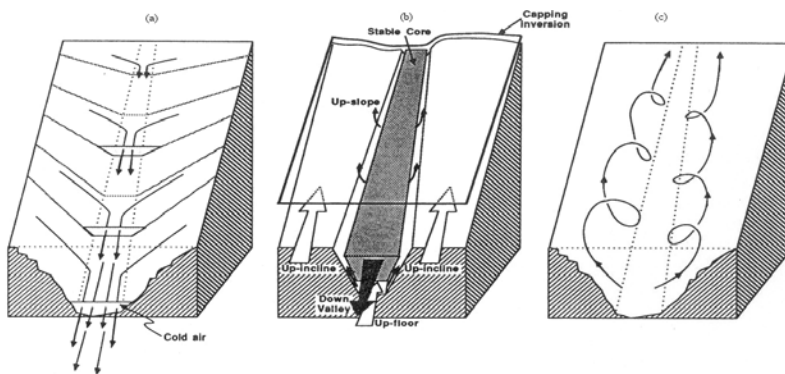


Figura 2.8- Rappresentazione tridimensionale della circolazione ideale in una regione montuosa: (a) la notte; (b) la mattina; (c) il pomeriggio (Stull, 1988).

2.4- I venti orografici

I venti orografici sono esempi di flussi sinottici, modificati dalla presenza dei rilievi montuosi e per tale ragione presentano una forte connotazione locale.

Un'analisi sistematica della dinamica dei venti orografici presenta notevoli difficoltà, a causa delle schematizzazioni che bisogna introdurre nello studio. Le equazioni del moto si complicano per la presenza di termini non lineari, derivati dall'interazione delle

masse d'aria con le montagne. Si introducono allora opportune grandezze adimensionali, al fine di caratterizzare in modo qualitativo l'evoluzione del fenomeno.

Ad esempio, in un'atmosfera statisticamente stabile (come quella che si presenta durante il raffreddamento notturno del terreno), una particella d'aria perturbata oscilla verticalmente con una frequenza, detta frequenza di Brunt-Vaisala, data dalla seguente espressione:

$$N^2_{BV} = \left(\frac{g}{\theta_v}\right)\left(\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}\right) \quad (2.2)$$

dove $\bar{\theta}_v$ rappresenta la temperatura virtuale (media), g è l'accelerazione di gravità e $(\partial \bar{\theta}_v / \partial z)$ è il gradiente di temperatura (Stull, 1988).

Quando la particella viene investita da un vento di intensità media $\bar{M}$, la combinazione dei due moti produce una traiettoria sinusoidale, con lunghezza d'onda proporzionale a $(2\pi \bar{M} / N_{BV})$, dove $2\pi / N_{BV}$ è il periodo dell'onda. Se la sezione dell'ostacolo lungo la direzione del flusso d'aria è pari a W_T , allora la lunghezza d'onda effettiva è $2W_T$. Il rapporto tra la lunghezza d'onda naturale dell'aria e dell'effettiva lunghezza d'onda dell'ostacolo, è definito come il numero di Froude interno (Stull, 1988):

$$Fr = (\pi \bar{M}) / (N_{BV} W_T) \quad (2.3)$$

Spesso questo numero è definito senza il fattore π e può essere riferito all'altezza della collina (Holden et al., 2000). Il numero di Froude fornisce il contributo quantitativo della forza d'inerzia (rappresentata dall'intensità $\bar{M}$ del vento medio), rispetto alla forza di galleggiamento (rappresentata dalla frequenza N_{BV}).

La Figura 2.9 mostra la varietà dei flussi possibili, per diversi valori del numero di Froude, nel caso semplificato di una collina isolata (Stull, 1988).

In condizioni di forte stabilità con venti leggeri ($Fr \approx 0.1$), l'aria tende ad aggirare l'ostacolo; una parte del flusso rimane comunque bloccata nella parte sopravvento della collina e lì ristagna (Fig. 2.9a).

In condizioni di più debole stabilità o nel caso di venti leggermente più intensi ($Fr \approx 0.4$), si ha una separazione del flusso. Una parte dell'aria passa sopra la collina, producendo onde nel lato sottovento (*lee-waves*). La parte dell'aria restante, invece, tende ad aggirare la collina (Fig. 2.9b). In prima approssimazione, il numero di Froude è determinato da:

$$Fr = z_{LW} / z_{HILL} \quad (2.4)$$

dove z_{LW} è la profondità della colonna d'aria che produce le onde e z_{HILL} è la profondità dell'intera colonna d'aria (uguale all'altezza della collina). Tale rapporto esprime la frazione di colonna d'aria che oltrepassa la collina.

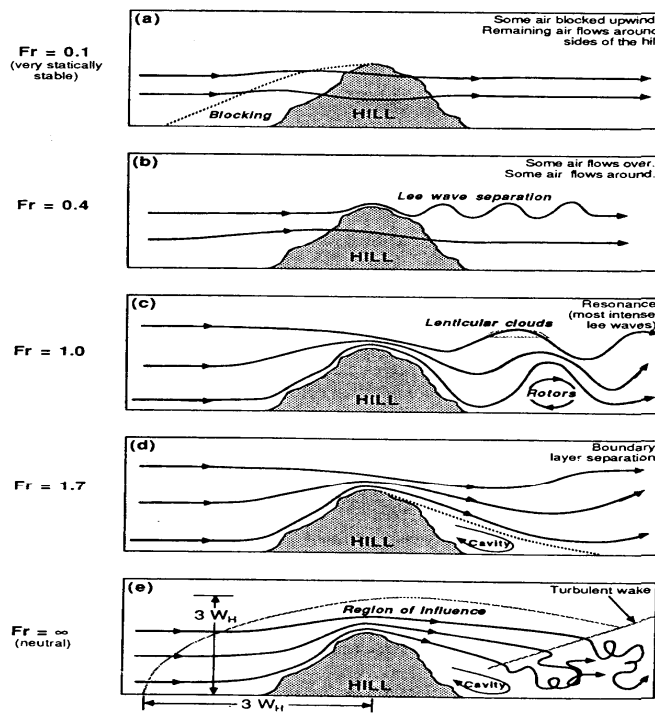


Figura 2.9 – Flusso ideale su una collina isolata. Il numero di Froude (Fr), esprime il rapporto della lunghezza naturale dell'aria con quella dell'ostacolo (Stull, 1988).

Quando $Fr \approx 1.0$, la stabilità è molto più debole ed i venti sono più forti; in tali condizioni, le oscillazioni a valle dell'ostacolo hanno una lunghezza d'onda comparabile con le dimensioni della collina (risonanza). L'interazione dell'aria con la massa dell'ostacolo provoca la formazione di onde di grande ampiezza e la possibile formazione di rotori, cioè vortici d'aria con direzione opposta a quella del flusso principale (Fig. 2.9c). Se è presente sufficiente umidità, si possono formare nubi lenticolari lungo le creste delle onde e nubi di rotore sopra la parte interessata ai vortici.

In condizioni di stabilità ridotta e nel caso di venti forti, la naturale lunghezza d'onda dell'aria è molto maggiore delle dimensioni della collina ($Fr \approx 1.7$). Nella zona sottovento, si produce la separazione dello strato limite e viene creata una cavità, caratterizzata da circolazione contraria alla direzione del flusso dominante (Fig. 2.9d).

In condizioni di stabilità neutra e in caso di venti molto forti, il numero di Froude assume valori molto elevati ($Fr \rightarrow \infty$), dovuti in parte all'intensità dei venti considerati e in parte al gradiente di temperatura, presente nella definizione di N_{BV} , che tende a divenire adiabatico (Fig. 2.9e). Le linee di flusso sono disturbate nella zona sopravvento e sopra la collina, fino ad una distanza di circa tre volte le dimensioni della collina; oltre questa

regione d'influenza, il flusso non è più modificato dalla presenza della collina. Immediatamente oltre la collina, in forti situazioni di vento, si trova spesso una cavità associata alla separazione dello strato limite (Tampieri, 1987). Questa cavità rappresenta l'inizio di uno strato turbolento, la cui altezza è all'inizio dello stesso ordine delle dimensioni della collina; poi aumenta in profondità e diminuisce in intensità, allontanandosi dall'ostacolo. In assenza di altri meccanismi in grado di generare turbolenza, questa alla fine scompare del tutto ed il flusso ritorna ad essere indisturbato.

E' stato mostrato come i diversi tipi di flusso sono fortemente legati all'attività turbolenta, e che il numero di Richardson è un ottimo parametro in grado di caratterizzarli. Il numero di Richardson è definito dall'espressione (Stull, 1988):

$$Ri = \frac{\frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}}{[(\frac{\partial \bar{U}}{\partial z})^2 + (\frac{\partial \bar{V}}{\partial z})^2]} \quad (2.5)$$

dove $\bar{U}$ e $\bar{V}$ sono le componenti orizzontali del vento medio. Questo numero è indice della stabilità dinamica dell'aria: bassi valori di Ri indicano una situazione dinamicamente instabile e produzione di turbolenza, mentre alti valori indicano un flusso dinamicamente stabile.

Nella Figura 2.10, è schematizzato il flusso oltre una collina, con la definizione delle variabili principali. Il flusso d'aria nella zona sopravvento (punto A) ha un profilo di tipo logaritmico, come accade in caso di stabilità neutra, e nei pressi dell'ostacolo (punto D) subisce una certa perturbazione (Δu), che ne modifica la velocità. Inoltre, Δz rappresenta l'altezza sul territorio locale, z_{HILL} è l'altezza della collina e $W_{1/2}$ è la sua lunghezza, definita come la distanza orizzontale tra la sommità della collina ed il punto in cui l'altezza raggiunge la metà del suo valore (Stull, 1988).

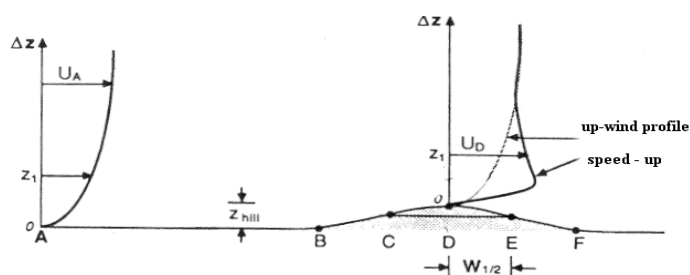


Figura 2.10– Schematizzazione del flusso oltre una collina, con la definizione delle variabili principali (Stull, 1988).

L'entità dell'aumento dell'intensità della massa d'aria è dato da $\Delta u \cong 2z_{HILL}/W_{1/2}$, per colline schematizzabili in due dimensioni e da $\Delta u \cong 1.6z_{HILL}/W_{1/2}$, in tre dimensioni.

Il profilo logaritmico del vento medio può essere ricavato dalla relazione (Grant e Mason, 1990):

$$U(z) = (u_*/k) \ln(z/z_0) \quad (2.6)$$

dove z_0 è la lunghezza di rugosità, definita come la quota in cui la velocità del vento è nulla; k è la costante di von Karman, il cui valore è pari a 0.4. La grandezza u_* rappresenta la velocità di attrito, definita dalla formula:

$$u_*^2 = \frac{[\tau_R]}{\rho} = [\overline{u'w_s}^2 + \overline{v'w_s}^2]^{1/2} \quad (2.7)$$

dove $\bar{\rho}$ è la densità media dell'aria e τ_R è lo stress di Reynolds, definito attraverso la media dei flussi cinematici verticali relativi alla turbolenza (Stull, 1988).

L'altezza della massima differenza di velocità (*speed-up*) sulla collina può essere stimata usando z_0 e $W_{1/2}$ nella formula:

$$\Delta z_{max} = z_0 \exp(2k^2 W_{1/2})^b \quad (2.8)$$

dove k è la costante di von Karman; b è un parametro variabile da 0.5 a 1.0, ma nella maggior parte dei casi si ha un buon accordo con i dati sperimentali per $b=0.5$ (Stull, 1988).

2.5- La circolazione atmosferica sulle città e l'isola di calore

Molte città sono sorgenti antropiche di calore e d'inquinamento. Inoltre, le aree urbane sono ricoperte da una gran percentuale d'asfalto e cemento, generalmente secchi e impermeabili, con albedo (cioè la frazione di radiazione riemessa verso l'alto) e capacità termica, tali da immagazzinare e convertire in calore sensibile, la radiazione incidente più di quanto non facciano le zone rurali circostanti, più ricche di vegetazione e più permeabili.

Per questi motivi, nelle città l'aria dello strato superficiale risulta più calda rispetto a quella nei dintorni, effetto che prende il nome di "isola di calore" (Oke, 1982; Goldreich, 1985). Le più grandi differenze di temperatura tra le aree urbane e rurali si osservano durante la notte (Godowitch et al., 1985); esse decrescono rapidamente con l'altezza, fino a raggiungere il valore zero alla quota di circa 300 metri (Bornstein, 1968).

In molti casi, il calore della città riesce a mantenere uno strato mescolato superficiale durante la notte, anche se uno strato limite stabile si è sviluppato nelle zone rurali limitrofe (Godowitch et al., 1985).

Le forzanti sinottiche e topografiche influenzano lo sviluppo dello strato limite urbano. Le differenze di temperatura, minori nei mesi invernali, sono modulate dai fattori stagionali, che riguardano la nuvolosità, le precipitazioni e il vento medio (Ackerman, 1985). La geografia locale, con le montagne, i laghi e i fiumi è pure in grado di modificare le caratteristiche di un'isola di calore (Oke, 1982).

Durante la notte, l'aumento della turbolenza urbana può creare vortici ruotanti in senso opposto sui due lati opposti della città (Draxler, 1986). Balling e Cerverny (1987) hanno osservato sulla città un incremento nella velocità del vento durante la notte, probabilmente dovuto all'aumento del mescolamento verticale e ai gradienti orizzontali di temperatura urbana locale.

Durante il giorno, il calore della città può incrementare il mescolamento già presente nel ML e creare uno strato limite interno urbano. Inoltre, la presenza delle costruzioni incrementa l'attrito di superficie e l'inizio della turbolenza, ma riduce la velocità media del vento.

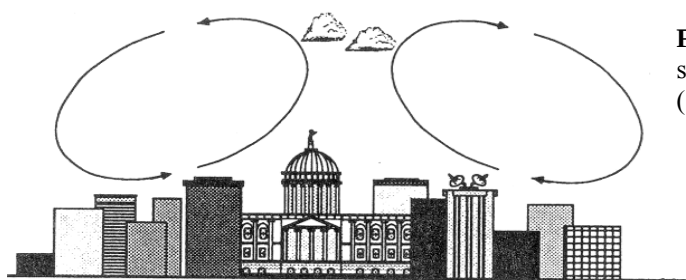


Figura 2.11– Circolazione locale indotta sulla città, in assenza di vento sinottico (Stull, 1988)

In presenza di vento di fondo, gli aumenti di temperatura, gli inquinanti e i deficit di umidità sono portati sottovento nelle cosiddette “piume” urbane, che possono essere trasportate centinaia di chilometri a valle (Oke, 1982). La Figura 2.11 mostra come, in assenza di vento, la circolazione si può chiudere in modo analogo al meccanismo delle brezze: al centro della città si hanno correnti ascendenti, mentre in periferia e nella zona rurale circostante saranno registrabili correnti discendenti (Stull, 1988).

Nella Figura 2.12, è schematizzata la divisione del PBL sopra una città. La porzione di strato limite tra il tetto della costruzione più alta e la superficie terrestre è detto *urban canopy layer*; dentro questa regione sono compresi i *canyon* urbani, l'intrappolamento dei flussi d'aria e la riflessione multipla della radiazione. Al di sopra, c'è lo strato in cui si origina la turbolenza (*turbulent wake layer*), dove si sente l'influenza della superficie delle singole costruzioni. Ancora più in alto si trova lo strato superficiale (*surface layer*), dove il bilancio di momento e di calore risentono degli effetti medi dell'area urbana, ma dove i contributi singoli non sono importanti. Infine, lo strato mescolato urbano (*mixed urban*

layer) si estende fino alla fine dello strato limite e potrebbe costituire uno strato limite interno in un flusso a scala più grande (Stull, 1988).

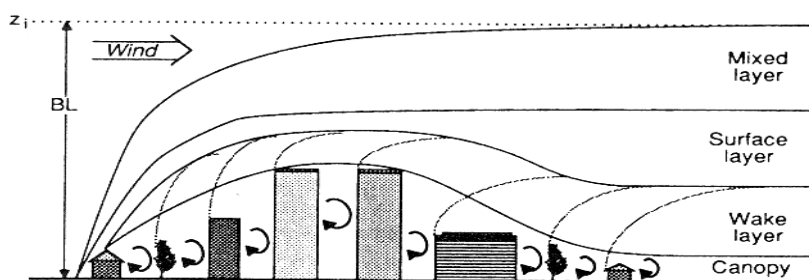


Figura 2.12– Schematizzazione dello strato limite urbano (Stull, 1988).

Alcune osservazioni sull'isola di calore urbano, sono state fatte a Roma, in Italia, nell'ambito di un programma di ricerca, volto alla descrizione della climatologia e meteorologia della bassa valle del Tevere, dove la città è localizzata (Colacino, 1978; Colacino, 1980; Colacino e Lavagnini, 1982; Colacino e Rovelli, 1983). Il lavoro svolto ha analizzato le modifiche che la presenza della città produce nella temperatura e nella circolazione locale, a seconda della stagione. In particolare, l'effetto dell'isola di calore raggiunge la profondità di oltre 300 metri ed altera il flusso di vento del regime di brezza.

Altri studi sono stati fatti nella città di Atene, in Grecia: l'aumento della temperatura in città è di circa 2-3°C e la presenza dell'isola di calore è evidente soprattutto nelle ore notturne (Katsoulis e Theoharatos, 1985).

2.6- L'importanza delle circolazioni locali in relazione ai fenomeni d'inquinamento atmosferico

La composizione dell'aria ha subito molti cambiamenti nel corso della storia ed ha perturbato il bilancio ambientale terrestre. Negli ultimi anni la crescente urbanizzazione e l'intensa attività industriale hanno immesso grandi quantità di sostanze inquinanti in atmosfera.

Il problema dell'inquinamento dell'aria, come conseguenza dell'attività umana, si può scindere in tre diverse categorie: emissione in atmosfera dai vari tipi di sorgente; trasporto e diffusione del materiale emesso (con relative trasformazioni chimiche); interazione dell'inquinante con il suolo, con l'uomo, gli animali e le piante.

L'ultimo ventennio è stato caratterizzato da un crescente interesse nei confronti dei fenomeni atmosferici d'inquinamento a lungo raggio e degli effetti globali, quali le piogge

acide, l'effetto serra e il buco dell'ozono. Prima nel Nord Europa e poi nel Nord America, è stato mostrato che l'elevata emissione di inquinanti 'primari' (come il monossido di carbonio, l'anidride carbonica, il diossido di zolfo e gli ossidi dell'azoto), provoca reazioni chimiche in atmosfera, che spesso coinvolgono l'ossigeno e la luce. Queste trasformazioni generano, centinaia o migliaia di chilometri lontano dal punto di emissione, nuovi composti detti inquinanti 'secondari' (come i solfati e i nitrati). Queste specie secondarie sono responsabili ad esempio delle cosiddette 'piogge acide'.

Una questione d'importanza mondiale è anche quella riguardante l'effetto serra, che può causare l'aumento della temperatura media del pianeta, come conseguenza dell'incremento della concentrazione di anidride carbonica (CO_2), soprattutto presso i centri industrializzati. Altro problema da considerare è quello del 'buco dell'ozono', che riguarda la progressiva diminuzione dello strato di ozono, che protegge il nostro pianeta dalla radiazione solare dannosa (Zannetti, 1990).

A scala locale, invece, una forma di inquinamento frequente è il cosiddetto 'smog fotochimico', che produce una forte riduzione della visibilità; esso è dovuto alla reazione degli inquinanti primari con la radiazione solare, con la successiva formazione di un gran numero di particelle di notevoli dimensioni (rispetto alle molecole d'aria), che impediscono in parte la penetrazione della radiazione visibile negli strati più bassi dell'atmosfera. Casi di smog fotochimico sono stati osservati a Los Angeles, negli USA (Blumenthal et al., 1978) e ad Atene, in Grecia (Lalas et al., 1983).

Numerosi progressi sono stati fatti nella comprensione dei processi chimici e fisici che governano il comportamento delle sostanze inquinanti in atmosfera. Le nuove conoscenze hanno permesso di mettere a punto tecnologie e strategie, allo scopo di evitare eccessive concentrazioni di quei composti in grado di compromettere la qualità dell'aria. In campo teorico, sono stati sviluppati numerosi modelli meteorologici, che riproducono i fenomeni atmosferici a scala locale, regionale o globale, al fine di studiare tali circolazioni in relazione alla diffusione degli inquinanti. Con queste elaborazioni si cerca dunque di fornire un valido aiuto alle osservazioni sperimentali (Zannetti, 1990; Anfossi et al., 1992). I modelli meteorologici si possono dividere in due categorie: i modelli fisici, che riproducono il moto atmosferico tramite l'utilizzo di equazioni; i modelli matematici, che comprendono un insieme di tecniche d'analisi per risolvere le equazioni del moto, sia con soluzioni analitiche esatte (modelli analitici), sia con soluzioni numeriche approssimate (modelli numerici).

In tempi recenti i governi dei paesi più industrializzati, attraverso gli enti proposti alla salvaguardia dell'ambiente, hanno investito risorse umane e finanziarie nello studio delle circolazioni locali. La conoscenza delle dinamiche dei venti locali è importante, sia per il loro ruolo nella diffusione e trasporto di inquinanti in atmosfera, sia per un discorso di prevenzione dei disastri ambientali.

La grande varietà delle circolazioni locali impedisce un'elaborazione di un modello universale, applicabile a ogni territorio: le caratteristiche fisiche e orografiche, proprie di ogni regione, rendono difficile il concepimento di modelli adatti ad ogni singola situazione. Molti programmi sono stati sviluppati e varie campagne sperimentali sono state intraprese per valutare modelli di trasporto e diffusione in aree dal territorio complesso (Soler et al., 2004; Grossi et al., 2000; Mastrantonio et al., 1994; Lalas et al., 1983; McElroy e Smith, 1986). I risultati di queste ricerche hanno evidenziato la forte connessione tra gli episodi di inquinamento, le condizioni fisiche dell'atmosfera e le caratteristiche morfologiche e orografiche delle zone in esame.

Nella Figura 2.13, viene mostrato il legame esistente tra i profili di temperatura e la forma di un pennacchio di fumo di sostanze inquinanti, proveniente da una sorgente isolata e puntiforme. Tale legame è all'origine della classificazione riportata in figura che, sebbene molto qualitativa, permette la schematizzazione delle capacità dispersive dell'atmosfera: spesso la semplice osservazione di un pennacchio può fornire indicazioni utili sulle condizioni di stabilità dell'atmosfera (Anfossi et al., 1979). A seconda delle condizioni dell'atmosfera si avrà: *looping*, *coning*, *fanning*, *lofting*, *fumigation*.

Il *looping* (Fig. 2.13a) è una condizione di forte instabilità tipica di un giorno d'estate. Dato che le celle convettive sono più grandi del diametro della fumata, l'effetto è principalmente di trasporto lungo un cammino sinuoso. Proprio a causa del cammino casuale è possibile che la fumata tocchi il suolo anche a grande distanza dalla ciminiera.

Il *coning* (Fig. 2.13b) rappresenta una situazione di dispersione gaussiana della concentrazione, in cui il pennacchio si disperde in percentuale uguale in verticale ed orizzontale, creando la forma tipica di un cono. Avviene in una situazione molto particolare, di *stabilità neutra* dell'atmosfera, e per questo in genere non dura più di mezz'ora. È quindi uno stato di transizione verso la *stabilità* o viceversa e può verificarsi sia di giorno che di notte in tutte le stagioni.

Il *fanning* (Fig. 2.13c) rappresenta il comportamento in condizioni di inversione termica. Molto spesso avviene di notte in presenza dell'anticiclone con turbolenza praticamente assente. Dato che la dispersione verticale è ridotta praticamente a zero dalla

forte *stabilità*, è possibile che la fumata arrivi a 100 Km di distanza quasi con la stessa concentrazione di partenza.

Il *lofting* (Fig. 2.13d) è la condizione ideale per la dispersione perché la *linea di inversione* corre al di sotto della ciminiera. Questo impedisce l'arrivo degli inquinanti al suolo e, al contrario, ne favorisce la dispersione in quota. È facile che si verifichi in serata, quando il raffreddamento del suolo produce l'inversione termica. Sfortunatamente dura poco.

Il *fumigation* (Fig. 2.13e) rappresenta la condizione opposta a quella del *fanning*. In questo caso la linea di inversione giace al di sopra della ciminiera. Già questo di per sé impedisce la dispersione in quota. In più al di sotto si trova uno strato di *instabilità* che favorisce una dispersione disastrosa a terra. Fortunatamente dura poco anche questo.

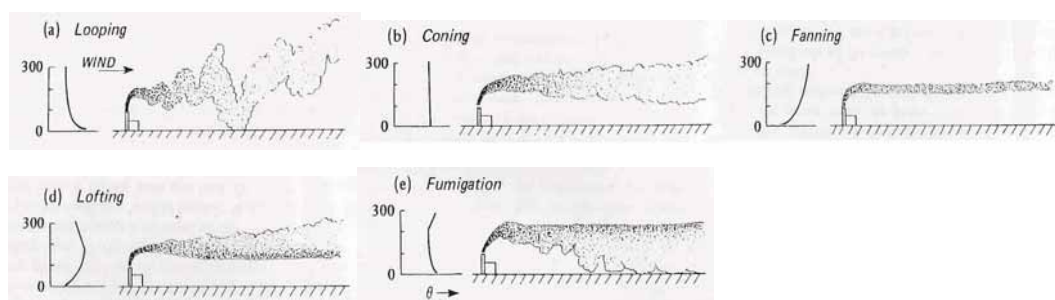


Figura 2.13- Profili di temperatura e forma di un pennacchio di fumo: le condizioni peggiori sono la (a) e la (e) (http://it.wikipedia.org/wiki/Dispersione_degli_inquinanti_in_atmosfera).

Nella Fig. 2.13 si fa uso dell'andamento della temperatura potenziale θ per riconoscere la condizione di stabilità o instabilità dell'atmosfera.

Le situazioni più pericolose si hanno dunque in presenza o di gradienti superadiabatici (2.13a) (quando il forte rimescolamento trascina il pennacchio al suolo, provocando impennate dei valori di concentrazione) o nel caso d'inversione termica (2.13e). La presenza di uno strato di inversione in quota agisce da barriera per il fumo, che si diffonde così solo nello strato sottostante, causando situazioni critiche.

Le situazioni appena descritte sono importanti non solo in un ambiente industriale, ma anche in luoghi distanti dalle sorgenti di sostanze inquinanti, grazie al ruolo rivestito dalle circolazioni locali. Ad esempio, nelle città costiere i fumi emessi in uno strato stabile sono fortemente dispersi dalla brezza solo quando incontrano lo strato instabile (caratterizzato da un gradiente di temperatura superadiabatico). Questo strato si forma per effetto del riscaldamento del suolo e la sua profondità aumenta spingendosi verso l'interno, com'è possibile vedere in Figura 2.14 (Anfossi et al., 1979).

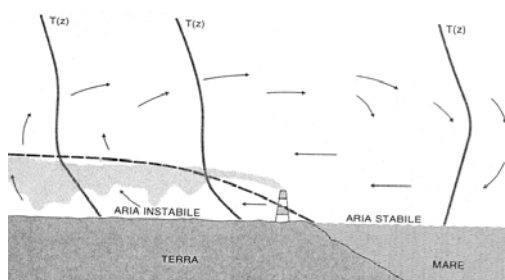


Figura 2.14 – Circolazione della brezza di mare e dispersione dei fumi, in funzione degli stati dell'atmosfera con i relativi profili di temperatura (Anfossi et al., 1979).

Vari studi hanno mostrato che, in condizione di venti sinottici deboli, l'arrivo della brezza di mare aumenta la concentrazione di sostanze inquinanti in atmosfera (Talbot et al., 2007). Nella zona intorno a Barcellona, in Spagna, si è visto che la brezza di mare agisce come agente di trasporto dell'ozono (Soler et al., 2004). Diverse campagne di misura sono state condotte nei pressi di Atene, in Grecia, a causa dell'evidente degrado ambientale (Grossi et al., 2000; Asimakopoulos et al., 1999; Lalas et al., 1983; Lalas et al., 1982): si è potuto confermare il ruolo primario svolto dalla circolazione di brezza negli episodi di smog fotochimico.

Nell'area urbana di Roma, dove il problema dell'inquinamento atmosferico è presente da lungo tempo, un forte contributo alla circolazione locale è anche qui dovuto al fenomeno della brezza di mare; episodi di inquinamento in estate e inverno sono stati studiati da Gariazzo et al. (2007).

Anche nelle regioni montuose, le circolazioni locali sono uno dei meccanismi, attraverso cui si disperdono gli inquinanti. Già si è accennato nel Paragrafo 2.3 al ruolo degli inquinanti immessi in una valle e a come, durante la notte, possano ristagnare sul fondovalle. Una condizione prolungata di uno stato di stabilità dell'atmosfera può provocare la staticità delle masse d'aria, con il conseguente accumulo di inquinanti. Ad esempio, una situazione di questo tipo si è verificata nella Willamette Valley, in Oregon (USA) nel 1969, quando lo stato di stabilità atmosferica, con una densa nebbia, si è protratto per nove giorni (Bell e Thomson, 1980).

Dai vari esempi fatti, risulta evidente l'enorme importanza assunta dalle circolazioni locali nel trasporto e diffusione degli inquinanti in atmosfera. La conoscenza dell'origine dei fenomeni e la piena comprensione dei processi rappresenta uno dei mezzi più efficaci, per la prevenzione dei gravi episodi d'inquinamento ambientale.

CAPITOLO 3

LA STRUMENTAZIONE E LA MISURA DEI PARAMETRI METEOROLOGICI

In questo Capitolo vengono presentate alcune tecniche di misurazione dei parametri atmosferici del PBL. Le osservazioni meteorologiche sono importanti per analizzare e prevedere la dispersione atmosferica di gas e particelle. A seconda di quali variabili di dispersione sono importanti per un particolare problema (ad esempio trasporto, diffusione, stabilità, etc.), deve essere quantificato un insieme corrispondente di parametri meteorologici attraverso l'osservazione, i modelli o la combinazione di entrambi. Questi parametri sono ad esempio, velocità e direzione del vento, temperatura, umidità, tipo e intensità di precipitazione, altezza di mescolamento, turbolenza e flussi di energia (Dabberdt et al., 2004).

La prima parte del Capitolo è dedicata alle tecniche di misurazione basate su sensori di telerilevamento (*remote sensing*) attivi o passivi; gli strumenti di *remote sensing* sono installati al suolo, ma sono in grado di misurare profili verticali, utilizzando tecniche Radar, Lidar o Sodar, ovvero onde elettromagnetiche, laser o onde acustiche per ricevere informazioni continue sulla colonna d'aria che sovrasta il sensore. In particolare, l'attenzione è stata posta sulla descrizione e l'uso del Sodar, che è uno strumento ampiamente utilizzato in fisica per lo studio delle caratteristiche dinamiche e della struttura termica della bassa atmosfera. Questo sistema ha il vantaggio di poter funzionare in maniera continuativa e senza la presenza di un operatore, fornendo peraltro a costi relativamente bassi informazioni sulla struttura verticale del PBL, a differenza delle stazioni meteorologiche, che forniscono i dati entro i primi 10 metri, e dei radiosondaggi, che forniscono solo misure puntuali, discontinue e di validità solo al di sopra dei 600 metri.

La seconda parte del Capitolo è dedicata ai sistemi di misurazione *in situ*, in grado di caratterizzare l'atmosfera nel punto in cui si trova il sensore. In particolare, uno studio classico dello strato limite planetario è basato sull'esame del sondaggio termodinamico. La difficoltà principale associata a questo tipo di approccio, che richiede un sondaggio dell'intera atmosfera, consiste nell'effettuare misure in più punti lungo la superficie terrestre e a quote diverse dell'atmosfera. Il monitoraggio in superficie dell'atmosfera è

eseguito attraverso opportune stazioni a terra dotate della strumentazione adatta alla misurazione dei parametri meteorologici, quali anemometri, igrometri e termometri.

3.1- Il telerilevamento atmosferico

Il telerilevamento (o *remote sensing*) è una tecnica che consente la misura di oggetti lontani o remoti. Nel telerilevamento viene fatto uso di strumenti o sensori che, posizionati a terra o su aereo, effettuano misurazioni relativi a volumi d'aria che non sono a diretto contatto con lo strumento utilizzato per la misurazione.

I sensori attivi emettono nell'atmosfera un segnale, acustico o elettromagnetico. Dall'analisi degli echi prodotti dall'interazione di questi segnali con l'atmosfera si ricava, utilizzando opportuni algoritmi, le informazioni sulle grandezze fisiche che si vogliono misurare.

I sensori passivi utilizzano invece come sorgenti, il terreno (che emette nell'infrarosso e nelle microonde), l'atmosfera (che emette nell'infrarosso) e il Sole (che emette quelle del visibile).

L'uso diffuso di tecniche di telerilevamento è dovuto alle sue molteplici funzioni, tra cui la misura di quantità geofisiche e ambientali (ad esempio temperatura, vento, inquinamento), controllo delle risorse terrestri, rappresentazione dell'assetto del territorio, supporto alla modellistica ambientale, alle previsioni, allo studio dei processi di interazione e trasferimento di energia nell'ecosistema (*global change*).

In particolare, riguardo al ruolo del telerilevamento nelle misure ambientali, viene evitato il trasporto della strumentazione e non viene perturbato l'oggetto, possono essere fatte misure in zone poco accessibili (telerilevamento spaziale) con una elevata copertura spaziale e osservazione istantanea di grandi aree (vista sinottica); le misure sono estese su due o tre dimensioni (incluso misure di valori integrati e profili verticali); infine, viene garantita una continuità temporale della misura (telerilevamento da piattaforme terrestri).

I sensori per il telerilevamento da Terra sono molto numerosi e in continua evoluzione; particolarmente interessanti per le applicazioni ambientali sono i sistemi Radar, Lidar e Sodar (Dabberdt et al., 2004).

Il Radar (acronimo di RAdio Detection And Ranging) è uno strumento elettromagnetico che permette la ricerca, l'individuazione e lo studio di oggetti remoti, con una portata fino a 500 km sull'orizzontale e 10 km in altezza. Il Radar meteorologico permette misure di diverse quantità fisiche che formano gli input dei modelli di previsione meteorologica (es. velocità del vento) e la previsione, in tempo reale, di fenomeni

meteorologici locali (visibilità, vento, pioggia, ecc) e la loro evoluzione. In particolare, la misura è la risposta emessa da un oggetto colpito da frequenza radio (il segnale risulta di frequenza inferiore a quella di emissione per la perdita energetica).

Il Lidar (acronimo di LIght Detection And Ranging) è un sistema che trasmette e riceve la radiazione elettromagnetica nella regione ultravioletta, visibile e infrarossa dello spettro elettromagnetico. Lo strumento è costituito da un trasmettitore (laser pulsato), una ricevente (telescopio ottico) e un rivelatore. Alle frequenze utilizzate, le onde elettromagnetiche interagiscono con le particelle o con le molecole presenti in atmosfera (aerosol). Le modalità di interazione tra il fascio laser e l'atmosfera sono diverse e comprendono la *diffusione di Rayleigh* (elastica da particelle molto più piccole della lunghezza d'onda inviata, tipicamente le molecole), la *diffusione di Mie* (elastica da particelle di dimensioni simili o maggiori della lunghezza d'onda inviata, tipicamente gli aerosol), e la *diffusione di Raman* (non elastica: condizione che si determina quando una parte dell'energia dei fotoni viene trasferita alla molecola, che per questo passa ad un differente stato energetico). I diversi tipi di interazione rendono possibile l'uso di questo sensore per la misurazione di diversi parametri atmosferici: concentrazione di aerosol, profilo del vento, profilo della temperatura, contenuto di vapore d'acqua, e concentrazione di alcuni gas (ozono, metano ecc.).

Il Sodar (acronimo di SOund Detection And Ranging) è un sistema acustico in grado di misurare la velocità e la turbolenza del vento negli strati atmosferici più bassi (Perez et al., 2006; Choudhury e Mitra, 2004; Rapoport et al., 2003; Wilczak et al., 1996). Un'antenna emette brevi impulsi sonori, che vengono riflessi all'indietro dalle disomogeneità di temperatura nell'aria. Gli impulsi riflessi sono poi ricevuti da un'antenna che ne misura l'ampiezza e la frequenza. Si rimanda al Paragrafo 3.2 per maggiori e più numerosi dettagli riguardanti il Sodar.

3.2- Il Sodar: le caratteristiche, il funzionamento, le misure

Un sistema Sodar ancora oggi, nella sua configurazione più comune e più semplice, funziona in modo simile a quello costruito da McAllister (1968), anche se negli anni è stato oggetto di continue modifiche, volte ad un perfezionamento dell'acquisizione dei dati (dati in *real-time*) e delle tecniche di analisi (Mastrantonio, 2002). La Figura 3.1 mostra il Sodar presente durante la campagna sperimentale 1996-1998 presso l'Aeroporto di Pratica di Mare (PDM).

Nei paragrafi a seguire sono descritti gli aspetti fondamentali dell'interazione tra le onde acustiche e l'atmosfera; in seguito sono mostrati il principio di funzionamento del Sodar, le caratteristiche principali del sistema, ed in particolare i parametri operativi degli strumenti utilizzati per ottenere le misure analizzate in questo lavoro.



Figura 3.1- Antenne Sodar nella stazione di Pratica di Mare (PDM) presente durante la campagna sperimentale 1996-1998: le antenne sono indirizzate in tre direzioni diverse in modo da permettere la misura del profilo del vento a partire dai venti radiali misurati da ciascuna antenna.

3.2.1- Le onde acustiche e l'atmosfera

Si è già detto come il Sodar sia in grado di inviare periodicamente un segnale acustico in atmosfera; il moto ondoso viene generato da piccole variazioni locali dei parametri atmosferici di fondo quali, ad esempio, pressione (P_0), temperatura (T_0), intensità del vento (U_0), densità dell'aria (ρ_0).

Per ricavare l'equazione differenziale che descrive la propagazione dell'onda sonora in atmosfera, si suppone che le perturbazioni apportate ai parametri atmosferici non si discostino molto dai loro valori medi, in modo da poter trascurare i termini del secondo ordine. Si consideri un'atmosfera stazionaria, in assenza di onde ed uniforme in composizione e temperatura; si trascurino la viscosità e la conduttività termica. Se a queste assunzioni si aggiunge quella di trascurare la gravità, allora l'equazione del moto riguarderà solo le onde acustiche, escludendo quelle di gravità (dovute alla forza di galleggiamento, esercitata in un fluido stabilmente stratificato).

L'equazione differenziale del secondo ordine, che descrive la propagazione dell'onda acustica dovuta ad una perturbazione p del valore medio della pressione è data da:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial t^2} = c_0^2 \nabla^2 p \quad (3.1)$$

dove $c_0^2 = \gamma P_0 / \rho_0$ e γ rappresenta il rapporto dei calori specifici a pressione e a volume costante. La soluzione è una sovrapposizione di onde sferiche del tipo:

$$p = \frac{P}{r} \exp[i(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{r})] \quad (3.2)$$

in cui $c_0^2 = \omega^2/k^2$; P è l'ampiezza massima di oscillazione di pressione; $k=2\pi/\lambda$, con λ lunghezza d'onda della perturbazione; r è la distanza dall'origine dell'onda sferica. Soluzioni dello stesso tipo si ricavano per u (perturbazione del vento) e ρ (perturbazione della densità).

Nell'ipotesi di un mezzo omogeneo e isotropo, la direzione di propagazione delle onde acustiche (che sono longitudinali) è isotropa e la velocità di propagazione è indipendente dalla lunghezza d'onda (onde non dispersive). La velocità del suono può essere dunque, espressa dalle relazioni:

$$c_0 = \sqrt{\frac{\gamma P_0}{\rho_0}} = \sqrt{\frac{\gamma RT}{M}} \quad (3.3)$$

dove si è posto $P_0 = RT\rho_0$. R è la costante universale dei gas uguale a 8134,32 J/K·mole; T è la temperatura assoluta in Kelvin; M è il peso molecolare dell'aria uguale a 28,9644 Kg/mole per l'aria secca e 28,9644(1-0,8 e/p) per l'aria umida (e è la pressione del vapore d'acqua); γ è il rapporto dei calori specifici, uguale a 1.40 per l'aria. Se $T = 288$ K e $p = 1000$ mb, allora la velocità del suono nell'aria è pari a $c_0 = 340$ m/s.

La velocità di propagazione delle onde sonore, oltre a dipendere dalla temperatura T , risente anche del tasso di umidità dell'aria e della presenza di vento, secondo l'espressione (con approssimazione al primo ordine):

$$c = \sqrt{\frac{\gamma R}{M}} (1 + 0.19e/p) T^{1/2} + V \cos \phi \quad (3.4)$$

dove V è il modulo del vettore vento e $V \cdot \cos \phi$ è la componente del vento normale al fronte d'onda (ϕ è l'angolo tra il vettore $\vec{V}$ e la direzione di propagazione dell'onda).

L'atmosfera reale presenta disomogeneità che causano variazioni dell'indice di rifrazione acustica, dando luogo a diffusione. L'indice di rifrazione acustica, n_a , essendo funzione della velocità dell'onda, dipende dalla temperatura, dall'umidità e dal vento; è definito dall'espressione:

$$n_a = \frac{c_0}{c} \quad (3.5)$$

dove $c_0 = \sqrt{\frac{\gamma R}{M}} T_0^{1/2} = 20,05 T_0^{1/2}$ è la velocità di riferimento a temperatura T_0 , in atmosfera secca e immobile.

L'indice di rifrazione informa circa l'entità della deviazione di un'onda sonora dalla traiettoria rettilinea (rifrazione), seguita in un mezzo isotropo e omogeneo, con la conseguente attenuazione, subita durante il passaggio nel mezzo. La propagazione delle onde sonore è, infatti, accompagnata dalla dissipazione in calore di parte dell'energia elastica trasportata. Ciò è spiegabile se si pensa che le onde sonore sono onde di pressione. Queste propagandosi nell'aria, con successive compressioni e rarefazioni, a causa della viscosità del mezzo, ne determinano il riscaldamento; l'aria riscaldandosi sottrae energia al fascio sonoro, che quindi viene attenuato.

L'attenuazione dell'onda acustica risulta da tre contributi (Brown e Hall, 1978):

$$\alpha = \alpha_c + \alpha_m + \alpha_d$$

dove i tre diversi addendi tengono conto rispettivamente dell'attenuazione classica, molecolare e per diffusione.

L'attenuazione classica è dovuta alla viscosità dell'aria che si riscalda mentre l'onda l'attraversa ed alla conduzione di calore tra le zone soggette a diverse intensità di compressione. Il suo contributo quantitativo dipende dal quadrato della frequenza:

$$\alpha_c = 4.24 f^2 \cdot 10^{-11}$$

Se confrontata alle altre cause di attenuazione, quella classica può essere trascurata in condizioni normali per le frequenze nell'udibile (tra 20 Hz e 20 kHz).

L'attenuazione molecolare è dovuta all'eccitazione dei moti vibrazionali e rotazionali propri delle molecole di O_2 e N_2 , che sono i principali costituenti dell'atmosfera. L'energia vibrazionale di queste molecole è trasferita alle molecole di vapore d'acqua che irradiano poi nel lontano infrarosso, ritornando così allo stato fondamentale. Essendo il vapore acqueo il maggiore responsabile di questo tipo d'attenuazione, l'intensità dell'onda risulta essere dipendente dall'umidità, oltre che dalla frequenza e dalla temperatura (Harris, 1966). Nel caso di un'onda acustica di frequenza 2 kHz in aria alla temperatura di 20°C con il 15% di umidità relativa, si hanno i valori $\alpha_c = 1.7 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ e $\alpha_m = 6.0 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$, cioè un fattore di circa 35 volte maggiore; per questo, di solito l'attenuazione classica viene trascurata nell'atmosfera standard.

L'attenuazione dovuta alla diffusione è variabile e dipende dalla turbolenza termica e meccanica dell'atmosfera, attraverso le continue fluttuazioni dei parametri atmosferici. In forma analitica, trascurando il contributo della variazione di umidità (in caso di turbolenza omogenea e isotropa), la teoria di diffusione del suono fornisce la seguente espressione per la sezione d'urto differenziale (definita come il rapporto tra la potenza diffusa e incidente) per unità di volume e per unità di angolo solido (Mastrantonio, 2002):

$$\eta(\theta) = \frac{1}{8} k^4 \cos^2 \theta \left(\frac{\Phi(x)}{T_0} + \frac{\cos^2(\theta/2) E(x)}{\pi c^2 x^2} \right) \quad (3.6)$$

dove θ è l'angolo, nel volume diffondente, tra l'asse del fascio trasmesso e la direzione di diffusione; $k = 2\pi/\lambda$ è il numero d'onda; c e T_0 sono rispettivamente la velocità del suono e la temperatura media del volume d'aria diffondente; $\Phi(x)$ e $E(x)$ sono le densità spettrali tridimensionali di potenza delle fluttuazioni di temperatura e della velocità del vento, relative a quel particolare numero d'onda x che soddisfa le condizioni di Bragg per la diffusione, cioè $x = 2k \sin(\theta/2)$. Le densità spettrali possono essere scritte come:

$$\Phi(x) = 0.033 C_T^2 x^{-11/3} ; E(x) = 0.760 C_V^2 x^{-5/3} \quad (3.7)$$

dove C_T e C_V sono le costanti di proporzionalità definite come parametri di struttura rispettivamente della temperatura e della velocità (Mastrantonio, 2002).

Alcune considerazioni sono opportune riguardo all'equazione di diffusione (3.6). Innanzi tutto, l'energia acustica diffusa è la somma di due termini, l'uno dovuto alle fluttuazioni meccaniche, cioè alla variabilità dell'intensità del vento e l'altro dovuto alle fluttuazioni di temperatura. Ambedue i termini contengono anche la dipendenza da $\cos^2(\theta)$, e quindi non è possibile alcuna diffusione ad angoli di 90° . Inoltre, il termine legato alle fluttuazioni meccaniche include il fattore $\cos^2(\theta/2)$, perciò non si ha diffusione meccanica a 180° . Tali considerazioni sono importanti per definire le configurazioni possibili di un sistema Sodar, e per interpretare le registrazioni in formato *facsimile* dell'intensità degli echi.

3.2.2- Il principio di funzionamento del Sodar

Il Sodar funziona tramite l'invio da parte di un'antenna di brevi impulsi acustici (treni d'onda) di durata generalmente compresa tra 50÷300 ms e caratterizzati da un tempo di ripetizione che dipende dalla quota massima che si desidera sondare. L'intensità dell'onda diffusa (eco), proporzionale alla sezione d'urto differenziale viene quindi, ricevuta da un'antenna che il più delle volte coincide con quella che emette. Sono così registrati gli echi dalle varie quote, che sono prodotti dalle fluttuazioni dei parametri atmosferici. Questi echi vengono amplificati e corretti mediante moltiplicazione per una funzione a rampa lineare, per tenere conto della divergenza sferica dell'onda. I segnali ricevuti sono acquisiti e memorizzati in opportuni *files*, tramite l'utilizzo di un calcolatore; l'intensità dell'eco viene registrata in formato *facsimile*, cioè l'eco ricevuto in funzione del tempo (e quindi della quota da cui proviene) viene riprodotto in una traccia verticale in cui la gradazione di grigio è funzione dell'intensità del segnale ricevuto. L'accostamento

sequenziale di queste tracce consente di visualizzare la struttura termica dell'atmosfera nella sua evoluzione temporale.

La realizzazione di un sistema Sodar non è un problema di particolare difficoltà. Il fatto che la velocità del suono in aria è relativamente bassa (340 m/s), almeno rispetto ad un'onda elettromagnetica (3×10^8 m/s), permette di utilizzare un'elettronica non sofisticata e sistemi d'acquisizione ed analisi a basso costo. In ogni caso, è necessario avere una particolare cura nella progettazione e nella realizzazione dell'antenna e di uno schermo che la isoli dal rumore ambientale. Il rumore ambientale può, infatti, degradare notevolmente la qualità dei dati (Mastrantonio, 2002). Inoltre, il debole segnale raccolto dall'antenna deve essere amplificato a basso rumore, prima di essere trasmesso all'elettronica di gestione.

Vi sono due possibili configurazioni per le antenne di un sistema Sodar: la configurazione monostatica e quella bistatica. Non è possibile stabilire quale sia la più diffusa, poiché entrambe presentano sia pregi che difetti (Brown e Hall, 1978; Mastrantonio et al., 1986).

Un sistema Sodar, in cui la stessa antenna è usata per emettere i toni acustici e ricevere gli echi, si dice in configurazione monostatica. In questo caso si ha retro-diffusione, ovvero riflessione del segnale a 180° rispetto alla direzione del segnale inviato; l'eco è causato solamente dalle fluttuazioni termiche nel volume diffondente e l'equazione (3.6) diventa, sostituendo le (3.7):

$$\eta(180^\circ) = 0.004k^{1/3} \frac{C_T^2}{T_0} \quad (3.8)$$

La Figura 3.2 mostra un esempio di *facsimile* di un Sodar in configurazione monostatica, presente nella stazione di Pratica di Mare (28 marzo 1996). Dalla rappresentazione del *facsimile* è possibile dare una descrizione qualitativa della struttura termica e dinamica del PBL (si veda il Capitolo 1).

Nelle prime ore del mattino, quando ancora l'attività termica non è ancora ben sviluppata, la registrazione evidenzia delle strutture orizzontali, la cui quota può variare in funzione del tempo. Queste ultime sono causate da correnti d'aria che "scivolano" l'una sull'altra e che, avendo caratteristiche diverse per temperatura, velocità e direzione di scorrimento, producono nelle zone di contatto la turbolenza termica, che causa l'eco.

Durante il giorno nelle ore in cui la forzante termica, rappresentata dalla radiazione solare, è al suo massimo, si può notare l'intensa eco prodotta dalle fluttuazioni termiche all'interno di masse d'aria (dette termiche o piume convettive), che a contatto col terreno si riscaldano e si sollevano, essendo più calde in confronto agli strati d'aria superiori. Le

intense strisce verticali sono intervallate da periodi in cui sono molto ridotte le fluttuazioni termiche, presenti nell'aria fredda discendente che chiude la circolazione, secondo il meccanismo delle celle convettive.

Inoltre nella Figura 3.2, ogni ora si osservano delle interruzioni (*hour-marker*) nell'acquisizione del segnale diffuso. In questi intervalli di tempo, che durano circa 1 minuto e che si ripetono periodicamente ogni ora, il Sodar è posto in ricezione passiva, in modo da registrare il livello del rumore di fondo.

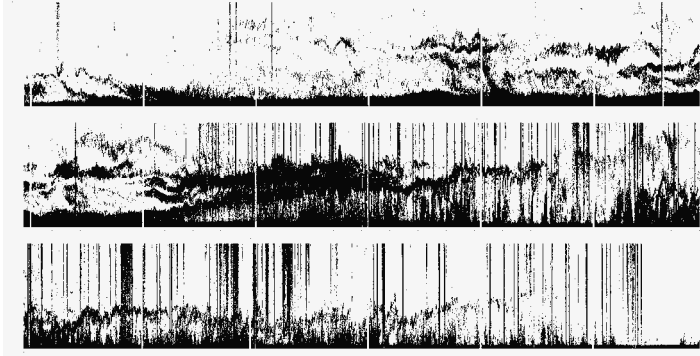


Figura 3.2- Rappresentazione del facsimile registrato da un Sodar monostatico del 28 marzo 1996, stazione di Pratica di Mare, canale 2 (antenna verticale). In ascissa si hanno le ore (in SLT) e in ordinata la quota (*100), in metri (Mastrantonio, 2002).

La disposizione che prevede l'uso di un'antenna, che emette i segnali e di una seconda antenna, adibita alla sola ricezione dell'eco, è detta bistatica. In questo caso, l'interpretazione del facsimile diviene più complicata, poiché oltre al contributo termico, compare anche quello meccanico, dovuto alle fluttuazioni dell'intensità del vento.

Negli studi del PBL non è necessario ricorrere alla sola configurazione monostatica o bistatica, ma è possibile realizzare un sistema a molti assi.

3.2.3- Il calcolo della velocità del vento dallo *shift* Doppler

Per un sistema Sodar, la tecnica con cui viene ottenuta la misura del vento consiste nella determinazione della frequenza dell'eco, che risulta spostata, a causa dell'effetto Doppler, rispetto alla frequenza dell'onda irradiata, di una quantità che dipende dal moto del volume diffondente.

In uno strumento in configurazione bistatica lo spostamento Doppler della frequenza è espresso come segue (Mastrantonio, 2002):

$$\Delta z = n_p \frac{c}{2f_c} \cong 27.2m \Delta f = \frac{1}{2\pi} (\bar{k}_s - \bar{k}_0) \cdot \bar{V} \quad (3.9)$$

dove $\bar{V}$ è la velocità media del volume diffondente; $\bar{k}_s$ è il vettore d'onda del suono diffuso e $\bar{k}_0$ è il vettore d'onda di grandezza $2\pi/\lambda_0$ diretto lungo la direzione di

propagazione del treno d'onde emesso, con λ_0 che è la lunghezza d'onda del suono emesso. Facendo riferimento alla Figura 2.3, si ottiene::

$$(\bar{k}_s - \bar{k}_0) \cdot \bar{V} = |\bar{k}_s - \bar{k}_0| |\bar{V}| \cos \beta \quad (3.10)$$

dove β rappresenta l'angolo tra il vettore differenza $\bar{k}_s - \bar{k}_0$ e il vettore velocità del vento $\bar{V}$. Assumendo che $|\bar{k}_s| \cong |\bar{k}_0|$ si ha:

$$\left(\frac{1}{2} |\bar{k}_s - \bar{k}_0| \cong |\bar{k}_0| \sin \frac{\theta}{2} = \frac{2\pi}{\lambda_0} \sin \frac{\theta}{2} \right) \quad (3.11)$$

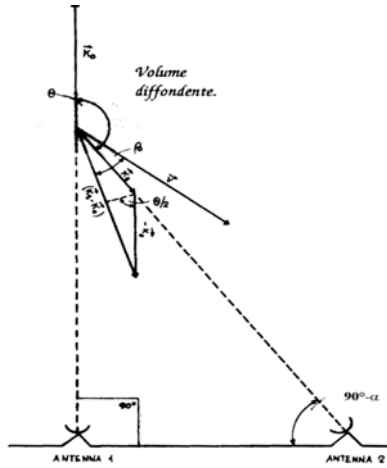


Figura 3.3– Rappresentazione schematica di una configurazione bistatica (Mastrantonio, 2002).

Sostituendo la (2.12) e la (2.13) nella (2.11) si ha:

$$\Delta f = \frac{2}{\lambda_0} \sin \frac{\theta}{2} V \cos \beta \quad (3.12)$$

Da ciò si ottiene l'espressione della velocità Doppler :

$$V \cos \beta = \frac{\lambda_0 \cdot \Delta f}{2 \sin \frac{\theta}{2}} = \frac{c_0}{2 \sin \frac{\theta}{2}} \frac{\Delta f}{f_0} \quad (3.13)$$

La direzione della componente del vento responsabile della deriva Doppler dell'eco non è altro che la direzione della bisettrice dell'angolo tra l'asse dell'antenna d'emissione e l'asse dell'antenna di ricezione (Mastrantonio, 2002). Si deve, inoltre, notare, che nella configurazione bistatica, l'angolo θ varia con la quota e di conseguenza varia il calcolo da fare per risalire alla misura del vento. In caso di retro-diffusione, in configurazione monostatica, con $\theta = 180^\circ$ e con $\bar{k}_s$ e k_0 allineati, si trova la velocità radiale di una massa d'aria, determinata per effetto Doppler, mediante l'espressione:

$$V_r = \frac{c_0}{2} \frac{\Delta f}{f_0} \quad (3.14)$$

dove la direzione di V_r coincide con l'asse del fascio.

Le componenti della velocità del vento lungo le tre direzioni individuate dagli assi cartesiani x (Est-Ovest), y (Nord-Sud) e z (lungo la verticale) sono legate alle componenti della velocità radiale dalle relazioni (Mastrantonio et al., 1986):

$$V_{rx} = -V_x \sin \alpha + V_z \cos \alpha \quad V_{ry} = -V_y \sin \alpha + V_z \cos \alpha \quad (3.15)$$

dove V_{rx} e V_{ry} sono rispettivamente le componenti radiali relative all'antenna il cui asse è contenuto nel piano zx e nel piano zy; α è l'angolo di inclinazione dell'antenna rispetto alla verticale. Dalle relazioni (3.15), si possono quindi ricavare le componenti cartesiane V_x e V_y , in funzione delle componenti radiali V_{rx} e V_{ry} , dell'angolo α e della componente cartesiana verticale della velocità, V_z :

$$V_x = -V_{rx} / \sin \alpha + V_z / \tan \alpha \quad V_y = -V_{ry} / \sin \alpha + V_z / \tan \alpha \quad (3.16)$$

Da queste componenti cartesiane si possono facilmente ricavare l'intensità V e la direzione di provenienza del vento orizzontale φ , nel modo seguente:

$$V = (V_x^2 + V_y^2)^{1/2} \quad \varphi = \arctan(V_x / V_y) + \alpha_y \quad (3.17)$$

dove in generale α_y rappresenta l'angolo tra la direzione y del sistema di riferimento scelto e la direzione del Nord geografico.

L'accuratezza della misura della velocità è legata al rapporto Segnale/Rumore (Spizzichino, 1974). Bisogna inoltre considerare un errore sistematico dovuto alla curvatura del fascio acustico provocata dalla rifrazione; questa deviazione introduce un errore sulla posizione del volume diffondente che si ripercuote sul calcolo dello *shift* Doppler (Georges e Clifford, 1972).

3.2.4- I parametri operativi dei sistemi Sodar utilizzati

Dopo aver visto quali informazioni è possibile ricavare studiando l'eco derivante dall'emissione di un'onda acustica in atmosfera, è necessario analizzare i parametri attraverso i quali si riesce ad associare tali informazioni con la quota a cui si trova la massa d'aria responsabile della diffusione.

Ad esempio, nel caso della campagna di misura che ha avuto luogo nel 1996-1998, i Sodar utilizzati erano sistemi triassiali e monostatici; essi sono stati posizionati a Pratica di Mare (PDM), a Ponte Malnome (AMA) e presso l'edificio di Fisica dell'Università (IFU). Ogni sistema è composto da tre antenne paraboliche di diametro 1.2 m. Le antenne sono disposte in modo tale che una di esse è puntata verticalmente e le altre due sono disposte su piani ortogonali, una puntata verso Nord e una verso Est, con un angolo d'inclinazione $\alpha \approx 20^\circ$ rispetto allo zenit. Questa disposizione consente di ricavare le componenti del vento nella direzione Est-Ovest (x), verticale (z) e Nord-Sud (y), a partire

dalla misura delle componenti radiali lungo l'asse di ciascuna antenna, come già visto nel precedente paragrafo.

Le tre antenne usate emettevano contemporaneamente segnali con frequenze rispettivamente fissate a 1750, 2000 e 2250 Hz.

La scelta della frequenza acustica d'operazione è legata agli effetti assorbenti dell'atmosfera e al rumore ambientale sia di natura antropica (strade, industrie ecc.) che naturale (corsi d'acqua, boschi ecc.), che tende a mascherare il segnale di ritorno. Lo spettro del rumore ambiente cresce al diminuire della frequenza (Elisei et al., 1986) e pone un limite inferiore alla frequenza di trasmissione.

D'altra parte, come visto nel Paragrafo 3.2.1, l'attenuazione atmosferica cresce all'aumentare della frequenza dell'impulso trasmesso in funzione dell'umidità e della temperatura, oltre ad aumentare in funzione del cammino acustico. In pratica, ciò si traduce nella capacità dello strumento di estendere verticalmente i propri sondaggi. I risultati sperimentali indicano che le frequenze relative ad un assorbimento di 10 dB sono quelle ottimali; ciò corrisponde a frequenze comprese tra 1500 e 2000 Hz, in condizioni atmosferiche normali.

Il diametro dell'antenna (d) e la lunghezza d'onda del tono emesso (λ) determinano la direttività del fascio; in particolare l'angolo di apertura (θ) può essere stimato come:

$$\frac{\theta}{2} = 1.22 \frac{\lambda}{d} \quad (3.18)$$

Per un'antenna di $d=1.2$ m che utilizza toni acustici di $f=2000$ Hz, θ deve essere di circa 20° , dove $\lambda = c/f$ e $c=340$ m/s.

Nella Tabella 3.1, sono riassunti i parametri operativi dei Sodar, utilizzati nella campagna sperimentale del 1996-1998.

Frequenze emesse	1750 – 2000 – 2250 (Hz)
Durata impulso emesso	100 (ms)
Risoluzione verticale	27 (m)
Intervallo tra due impulsi	6 (s)
Intervallo operativo (portata)	40–1000 (m)

Tabella 3.1– I parametri operativi dei Sodar utilizzati durante la campagna sperimentale del 1996-1998.

Le frequenze scelte sono quindi, intorno a 2000 Hz, realizzando il giusto compromesso tra le diverse esigenze. L'intervallo di frequenza di 250 Hz, tra le portanti

scelte, è tale da consentire una velocità radiale del vento che produca un valore massimo dello spostamento Doppler $\Delta f < 125$ Hz.

Supponiamo, ad esempio, di voler misurare una velocità di 20 m/s; la massima deriva Doppler Δf sarà determinata da un moto radiale di: $V_{rad} = 20 \cdot \sin 20^\circ = 6.84$ m/s.

Se la frequenza portante utilizzata è $f = 2000$ Hz, si ottiene: $f = 2f_0 V_{rad} / c = 80$ Hz, dove $c = 340$ m/s. Il valore della banda passante di 80 Hz sembra quindi, essere appropriato, affinché non si sovrappongano gli spostamenti Doppler corrispondenti alle singole frequenze di 1750, 2000 e 2250 Hz.

I parametri operativi che definiscono le prestazioni di un Sodar sono quelli legati alla durata dell'impulso acustico e al periodo di ripetizione degli impulsi. Il primo ha diretto impatto sulla distanza minima di rilevamento e sulla risoluzione verticale; nel caso dei Sodar utilizzati era pari a $\tau = 100$ ms. Il secondo dipende dalla quota massima che si desidera sondare; avendo fissato un tempo $\Delta t = 6$ s, la quota massima di sondaggio è pari a: $h = c \cdot t / 2 = 1000$ m, essendo $c = 340$ m/s la velocità del suono in atmosfera alle temperature ordinarie.

Il valore della quota minima di sondaggio dipende dalla scelta del ritardo nella ricezione. Dopo l'emissione dell'onda acustica, il canale è posto in ricezione, ma per periodi variabili in funzione delle caratteristiche meccaniche e tecniche del sistema, non è possibile analizzare l'eco, il quale è oscurato dalla presenza oltre che di rumore, di energia su righe spettrali vicine alla portante. La presenza di queste frequenze, da attribuire a modi di oscillazione del sistema trasduttore antenna, condiziona la scelta del ritardo con cui il canale può essere posto utilmente in ricezione e costituisce, quindi un limite alla quota minima dell'intervallo di operatività di un Sodar. Questo fenomeno è detto 'riverbero'. Se il valore del ritardo (misurato alla fine dell'emissione) è fissato al tempo T_r , allora si può definire uno strato s , vicino alla superficie terrestre, detto 'zona oscura', in cui non conviene fare sondaggi:

$$s = \frac{c}{2}(T_r + 0.05) \quad (3.19)$$

dove il valore 0.05 rappresenta l'indeterminazione sul pacchetto d'onda, che corrisponde ad una indeterminazione sulla quota di provenienza dell'eco. Nel caso del Sodar presente nella stazione dell'AMA, $T_r = 130$ ms, quindi $s = 30.6$ m; per i Sodar presenti nelle stazioni di PDM e IFU, invece, $T_r = 100$ ms e $s = 25.5$ m.

Per determinare la risoluzione verticale del Sodar e mettere correttamente in relazione misure e quote, cui queste si riferiscono, conviene fare riferimento alla Figura

3.4, che permette di visualizzare il percorso del fronte e della coda del treno d'onde emesso dalla sonda acustica; in questo percorso è compreso anche quello di ritorno dell'eco prodotto dall'interazione del fronte e della coda con gli strati atmosferici.

Al tempo t_1 l'antenna registra contemporaneamente echi provenienti dalle quote comprese tra:

$$z_1 = (c/2)(t_1 - \tau) \quad \text{e} \quad z_{12} = (c/2)t_1 \quad (3.20)$$

dove τ è la lunghezza del tono acustico emesso e c è la velocità del suono. Questo implica un'indeterminazione nella quota di provenienza dell'eco pari a: $\delta z = c\tau/2 = 17\text{m}$, essendo $\tau = 100\text{ m/s}$ e $c = 340\text{ m/s}$.

Adesso si consideri l'eco registrato tra i tempi t_1 e t_2 . Dal grafico risulta evidente che i contributi a questa eco provengono dagli strati compresi tra z_1 e z_2 , anche se con pesi diversi: infatti, solo strati tra A e B sono attraversati da tutto il treno d'onde nel periodo compreso tra t_1 e t_2 .

Dalla Figura 3.4, si ha allora:

$$z_1 = (c/2)(t_1 - \tau) \quad z_2 = (c/2)t_2 \quad (3.21)$$

I risultati dell'analisi dell'eco compreso tra t_1 e t_2 converrà allora che siano associati all'intervallo (*range-gate*) centrato su Z e di spessore ΔZ :

$$Z = (c/4)(t_1 + t_2) - \tau/2 \quad \Delta Z = (c/2)(t_2 - t_1) \quad (3.22)$$

L'indeterminazione δz dà, quindi luogo ad una zona di sovrapposizione tra zone analizzate contigue ed è evidenziata in Fig.3.4.

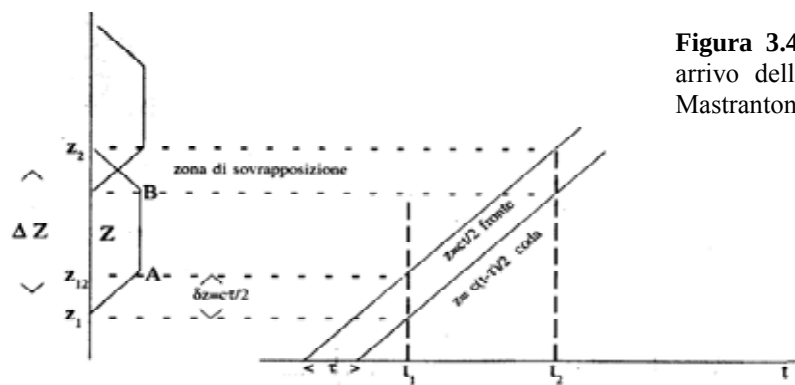


Figura 3.4 – Relazione grafica tra tempo di arrivo dell'eco e quota da cui proviene (da Mastrantonio, 2002).

Le relazioni (3.22) sono il risultato del ragionamento che sta alla base del calcolo delle quote di provenienza dell'eco e dell'indeterminazione ad essa associata. In realtà, la determinazione delle quote e della risoluzione verticale del sistema, richiede la conoscenza dei valori di t_1 e t_2 e cioè dell'intervallo di tempo che il pacchetto acustico dedica al sondaggio del singolo strato che è calcolato in base ai punti che per questo sono acquisiti.

Ogni singolo impulso viene amplificato e campionato e quindi viene fatta la FFT (dall'inglese *Fast Fourier Transform*) su un certo numero di punti.

Il numero di punti relativo alla digitalizzazione dell'eco è determinato in base alla frequenza di campionamento. La scelta di tale frequenza deve essere fatta in modo da conservare, nel segnale digitalizzato, tutte le informazioni contenute nel segnale analogico. Nel nostro caso, essendo gli echi prima filtrati con un opportuno filtro analogico, è possibile affermare che tutta l'informazione contenuta nel segnale si trova nello spettro tra 1600 e 2250 Hz, e quindi si può usare una frequenza di campionamento $f_c=1600$ Hz col vantaggio di diminuire di un terzo i dati da immagazzinare nel calcolatore e di triplicare la velocità d'analisi. Con una tale frequenza, il numero massimo di punti acquisiti per sondare uno spessore di 1000 m risulta essere:

$$n_{tot} = (\Delta T - \tau - T_r) f_c \cong 9280 \quad (3.23)$$

dove $\Delta T = 6$ s è il periodo di ripetizione dell'impulso, $\tau = 100$ ms è la durata dell'impulso e $T_r \cong 100$ ms è il ritardo della ricezione. In genere si acquisiscono 8200 punti e lo strato di atmosfera è suddiviso in 32 parti. L'analisi del segnale mediante la FFT prevede in definitiva $n_p=256$ punti per ogni quota.

Pertanto la risoluzione verticale del sistema è data da:

$$\Delta z = n_p \frac{c}{2 f_c} \cong 27.2 m \quad (3.24)$$

dove $c = 340$ m/s è la velocità del suono in atmosfera a temperatura $T = 25$ °C (Mastrantonio, 2002).

La risoluzione dello spettro è data da:

$$\Delta f = \frac{1}{T} = \frac{f_c}{n_p} = \frac{1600}{256} = 6.25 Hz \quad (3.25)$$

Infine, per calcolare le varie quote di sondaggio si può usare l'algoritmo seguente:

$$z(i) = s + \Delta z/2 + (i-1) \Delta z \quad (i = 1, \dots, 32) \quad (3.26)$$

dove s rappresenta la quota della zona oscura, relativa al fenomeno del riverbero (equazione (2.24). Il Sodar nella stazione dell'AMA ha come quota iniziale $z(1) = 44$ m; i Sodar nelle stazioni di PDM e IFU, invece, cominciano i sondaggi alla quota di $z(1) = 39$ m.

3.2.5-L'affidabilità dei dati

Un problema di fondamentale importanza è legato al fatto che la misura del segnale retrodiffuso contiene quello che è comunemente chiamato rumore, il quale è in certi casi confrontabile al segnale stesso.

I ricevitori di ciascuna antenna sono sintonizzati sulla rispettiva frequenza di lavoro e attenuano fortemente le altre due; quindi, ogni antenna riceve l'eco relativa alla propria onda acustica. Per ogni impulso trasmesso il calcolo della velocità del vento è ottenuto per mezzo della 'trasformata veloce di Fourier' (FFT), eseguita su un certo insieme di punti. Tra i metodi digitali, questo metodo è il meno soggetto ad errore sistematico, in condizioni di basso rapporto Segnale/Rumore (S/R).

L'uso di questa tecnica ha il pregio di permettere la manipolazione dello spettro, come ad esempio la rimozione degli echi fissi o la correzione della funzione di trasferimento dei trasduttori elettroacustici, prima del calcolo del momento primo dello spettro. Inoltre, è stato dimostrato che, con una procedura particolare che tenga conto di alcune caratteristiche dell'eco, è possibile minimizzare l'influenza del rumore sul calcolo del momento primo (Mastrantonio e Fiocco, 1982; Fiocco et al., 1980). Il momento primo dello spettro consiste essenzialmente nel calcolo della grandezza (Mastrantonio e Fiocco, 1982):

$$\bar{f} = \frac{\int W(f) f df}{\int W(f) df} \quad (3.27)$$

dove $W = W_S + W_R$ è la somma delle densità spettrali rispettivamente del segnale e del rumore misurato.

Unitamente al problema causato dalla presenza del rumore, sia ambientale che strumentale, è necessario considerare il fatto che lo spostamento in frequenza che subisce il segnale retrodiffuso a causa dello *shift* Doppler costringe a cercare il segnale in una regione spettrale più ampia dell'effettiva larghezza del segnale.

Per minimizzare il problema appena descritto è stato proposto un metodo a due passi che consiste nel cercare la zona spettrale F in cui lo *shift* Doppler ha spostato il segnale e successivamente calcolare il momento primo solamente nella regione spettrale così individuata.

In pratica ciò consiste nel calcolo, nell'intera regione spettrale I , della potenza spettrale utilizzando due finestre di ampiezza $F/2$; nel momento in cui è minima la differenza dei valori delle potenze calcolate nelle finestre, allora l'insieme delle finestre rappresenta la zona cercata (Mastrantonio e Fiocco, 1982).

Per controllare l'affidabilità dei dati si definisce la quantità:

$$\Phi = \frac{\int (W_S + W_R) df}{\int_I (W_S + W_R) df} \quad (3.28)$$

che rappresenta il rapporto tra l'integrale dello spettro esteso nella regione F in cui si trova il segnale e l'integrale esteso su tutta la regione spettrale I.

La stima rappresentata dalla (3.28) non individua esattamente un rapporto S/R, ma è un buon indicatore dell'affidabilità del dato. Per discriminare i dati da considerare "buoni" dai dati da scartare perché affetti da troppo rumore è stata scelta una soglia di $\Phi = 0.75$, a cui da ora in poi si farà riferimento semplicemente come soglia del rapporto S/R.

3.3- Le misurazioni *in situ*

I sensori per la misurazione diretta o *in situ* consentono una misurazione di tipo locale. Possono essere posizionati su torri meteorologiche di diversa altezza, su palloni frenati o liberi, su aerei.

I sensori per la misurazione *in situ* comprendono i sensori a risposta rapida, per la misurazione delle grandezze turbolente (rapidamente variabili), e i sensori a risposta lenta per la misurazione delle grandezze medie.

Le misurazioni dirette, quali ad esempio quelle della velocità del vento, della temperatura, dell'umidità- fatte ponendo i sensori su stazioni meteorologiche a una quota standard di 10 m o su torri meteorologiche (che possono raggiungere anche 300 m)- consentono osservazioni che riguardano principalmente lo strato superficiale. I palloni frenati o liberi sono utilizzati principalmente in campagne di misura di breve durata in quanto richiedono un impegno, in termine di risorse umane, piuttosto elevato. Le misurazioni con i radiosondaggi vengono realizzate prevalentemente su base giornaliera, secondo standard internazionali e forniscono un dato di ingresso fondamentale per i modelli utilizzati per le previsioni meteorologiche. Nei prossimi paragrafi sono stati approfonditi tutti questi aspetti.

3.4 – Le osservazioni da una stazione meteorologica

In una stazione meteorologica tipica vengono comunemente misurate le grandezze meteorologiche standard: la pressione, la temperatura, l'umidità, la velocità e la direzione del vento. I sensori utilizzati nelle stazioni meteorologiche sono in genere strumenti a risposta lenta, relativamente semplici, adatti a misurazioni di lunga durata delle sole grandezze medie. Questi sensori non consentono la misura diretta delle grandezze che caratterizzano la turbolenza atmosferica. Alcuni di questi sensori, in particolare gli anemometri, i termometri, gli igrometri e i barometri, se installati su una torre

meteorologica, o trasportati da palloni liberi o frenati, consentono la misurazione dei profili delle grandezze meteorologiche relative (Argentini e Mastrantonio, 2007).

Il sensore usato per la misurazione della velocità e della direzione del vento è l'anemometro. Quelli più comunemente usati sono mostrati in Figura 3.5. Negli anemometri a coppe, la velocità del vento è stimata dal movimento di rotazione fatto da un mulinello a coppe mobili attorno a un asse verticale; una banderuola posta sullo stesso asse misura la direzione di provenienza del vento. Gli anemometri triassali a elica sono costituiti da tre eliche di materiale leggero montate su assi perpendicolari. Le tre componenti della velocità del vento sono determinate dalla velocità di rotazione delle eliche. Il posizionamento ideale per un anemometro è a un'altezza standard di 10 m sul livello del suolo e in un'area libera di ostacoli per un raggio di almeno 50÷100 m. Velocità del vento inferiori a 0.5 ms^{-1} possono non essere sufficienti a mettere in moto le parti meccaniche e quindi non sono misurabili. Se ben costruiti e calibrati l'accuratezza di questi strumenti può raggiungere l'1 % del valore misurato.



Figura 3.5- Tipologie diverse di anemometri: a sinistra l'anemometro a coppe; a destra, l'anemometro triassale a elica (Argentini e Mastrantonio, 2007).

Il sensore usato per la misura della temperatura è il termometro. Il suo funzionamento si basa sugli effetti fisici prodotti dalla variazione della temperatura sulla parte sensibile dello strumento. I termometri sono costituiti generalmente da: (a) termistori, nei quali per effetto della variazione della temperatura viene prodotta una variazione di resistenza in un semiconduttore; (b) termometri a resistenza, che sfruttano le variazioni di resistenza di un conduttore (in genere il platino) al variare della temperatura; (c) termometri al quarzo, che utilizzano la variazione della frequenza di risonanza di un cristallo di quarzo al variare della temperatura. Per tutti questi sensori gli errori di misura sono generalmente inferiori a $0.1 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

I termometri che utilizzano i termistori sono i più sensibili in quanto hanno una relazione resistenza-temperatura di tipo esponenziale ma allo stesso tempo sono i meno

accurati. I termometri a resistenza hanno invece una relazione resistenza-temperatura lineare; per questo sono frequentemente usati sia per misurare la temperatura sia le sue variazioni. I termometri al quarzo sono quelli più stabili e affidabili. La frequenza varia linearmente con la temperatura e possono raggiungere, in teoria, un'accuratezza di 0.001 °C. Questa accuratezza viene purtroppo degradata dagli schermi di protezione dalla radiazione, e dalla ventilazione. Questi termometri sono particolarmente adatti alla misurazione dei profili di temperatura.

Un discorso a parte meritano gli igrometri, per la difficoltà nella misurazione e le diverse definizioni usate per indicare il contenuto di vapore d'acqua nell'atmosfera: pressione di vapore d'acqua (in mb), umidità assoluta (massa di vapore d'acqua per unità di volume), umidità specifica (massa di vapore d'acqua per massa di aria umida), rapporto di mescolamento (massa di vapore d'acqua su massa di aria secca), umidità relativa (massa di vapore d'acqua in un volume di aria su massa di vapore d'acqua nello stesso volume alla stessa pressione e volume, ma in condizioni di saturazione). I sensori per la misurazione dell'umidità possono essere di vario tipo. Alcuni si basano sulla variazione della capacità di un condensatore costituito da un dielettrico le cui caratteristiche si modificano in funzione dell'umidità che viene rilevata; oppure sulla capacità che hanno i capelli o alcune specie di setole di variare in lunghezza al variare dell'umidità nell'aria. Tra gli igrometri, il più comunemente utilizzato nelle capannine meteorologiche è lo psicrometro. Questo strumento misura la temperatura dell'aria con un termometro asciutto (bulbo asciutto) e, separatamente, con un termometro avente il bulbo bagnato. Da queste due misure si ricava l'umidità relativa. L'accuratezza di questo strumento è riconducibile all'accuratezza della misura della temperatura, e quindi al corretto funzionamento della ventilazione e dalla schermatura dalla radiazione diretta. In condizioni ottimali uno psicrometro ha una accuratezza dell'ordine del 5 %.

Il sensore usato per la misurazione della pressione viene chiamato barometro; esso rileva la pressione che una colonna di aria esercita in un determinato punto. Qualora questo sensore utilizzi un liquido, la misurazione in condizioni di equilibrio è data dal confronto tra la pressione della colonna d'aria e quella della colonna del liquido (barometro a mercurio). Talvolta vengono utilizzate invece capsule aneroidi, cioè recipienti chiusi di metallo deformabile, parzialmente prive di aria che si deformano in funzione della variazione della pressione esercitata all'esterno (usate nei radiosondaggi, Paragrafo 3.5.2); l'accuratezza ottenibile con le capsule aneroidi è tipicamente di qualche millibar ed è inferiore alla misura ottenibile con i barometri a mercurio.

Le stazioni meteorologiche rappresentano una fonte indispensabile di informazioni, che assumono una rilevanza fondamentale se analizzate contemporaneamente su vaste aree. Queste informazioni vengono fatte confluire presso gli enti interessati alla raccolta e allo smistamento e, da qui, presso gli Uffici preposti alla compilazione delle carte del tempo e alla elaborazione delle previsioni.

Si comprende, quindi, come sia importante, non solo la rapidità con la quale i dati osservati pervengono ai centri di analisi, ma anche che ogni dato sia rilevato secondo determinati criteri standard, comuni a tutte le stazioni, in maniera tale che le osservazioni possano essere comparate tra loro. A ciò provvede l' Organizzazione Meteorologica Mondiale (*World Meteorological Organization*, WMO), un'Agenzia delle Nazioni Unite, alla quale aderiscono poco meno di 180 paesi. Questa organizzazione favorisce la cooperazione internazionale nel settore osservativo meteorologico, attraverso il continuo scambio di informazioni a livello globale tra i paesi aderenti. Ciò avviene tramite una moderna rete di telecomunicazione dedicata alla meteorologia. La WMO provvede, inoltre, alla redazione di normative per la standardizzazione degli strumenti e dei metodi di osservazione. La standardizzazione prevede, tra l'altro, che le osservazioni vengano effettuate ad orari prestabiliti, riferiti all'ora di Greenwich. Le ore standard di osservazione, chiamate sinottiche, in quanto effettuate allo stesso momento da ogni osservatore, sono 00:00, 03:00, 06:00, 09:00, 12:00, 15:00, 18:00, 21:00. Tuttavia le stazioni con sede aeroportuale, e principalmente per fini aeronautici, svolgono la loro attività osservativa anche con frequenza semioraria.

3.5- I radiosondaggi e i profili dell'atmosfera

Il profilo verticale dell'atmosfera, cioè lo stato dell'atmosfera alle varie quote è di fondamentale importanza nella formulazione di una previsione meteorologica, sia a breve scadenza (il cosiddetto *now-casting*) sia a medio e lungo termine (Galvin, 2003). Per questo motivo è nata la necessità di rilevare sistematicamente e regolarmente la variazione di alcuni importanti parametri meteorologici con la quota, inviando in atmosfera a orari ben precisi dei dispositivi (radiosonde) in grado di misurare il valore delle più importanti variabili fisiche, come temperatura, umidità relativa, pressione, direzione e velocità del vento, nonché posizione della sonda stessa.

3.5.1- Le radiosonde e la strumentazione

La Figura 3.6 mostra una moderna radiosonda di tipo RS80 della ditta costruttrice finlandese Vaisala; essa consta di un minuscolo radiotrasmettitore automatico allo stato solido, funzionante nella gamma delle ultrafrequenze (U.H.F.). Il trasmettitore è collegato ad elementi sensibili alla temperatura, alla pressione ed alla umidità atmosferica che ne modulano variamente i segnali, permettendo di risalire ai valori dei predetti parametri (Brette e Galvin, 2003; Dabberdt et al., 2003). Il sensore di temperatura e umidità relativa sono esposti direttamente in aria; sono di piccole dimensioni e argentati per minimizzare le correzioni dovute alla radiazione. Il sensore di pressione si trova all'interno, insieme alla batteria e al trasmettitore.

Per effettuare le misure dei parametri atmosferici, la radiosonda viene appesa ad un pallone in lattice. Si può anche seguire lo spostamento del pallone rispetto al punto di lancio e calcolare direzione e intensità del vento alle varie quote.

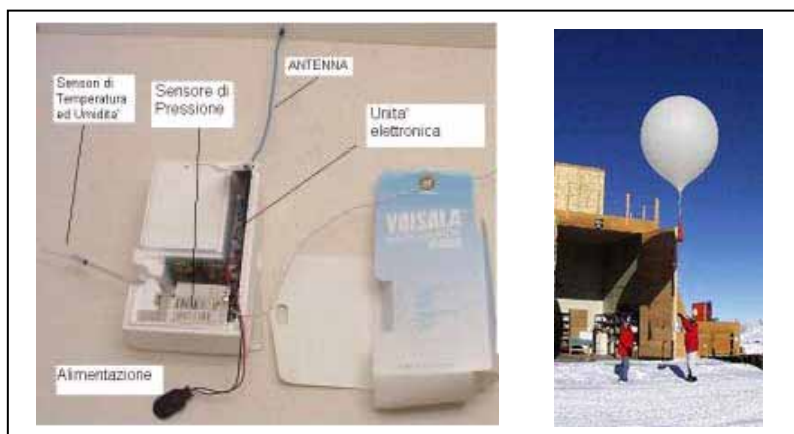


Figura 3.6- A sinistra un esempio di radiosonda (RS 80) utilizzata per i radiosondaggi dell'atmosfera; a destra, un esempio di lancio della sonda appesa ad un pallone in lattice gonfiato con gas elio (Dispense Villasmunta).

Ogni giorno, alle ore sinottiche principali (00:00, 06:00, 12:00, 18:00 UTC) vengono simultaneamente lanciati su tutto il globo più di un migliaio di palloni-sonda (di circa 2 m di diametro), i quali, durante la loro ascesa (alla velocità di circa 5 m/s), misurano pressione, vento, temperatura e umidità dell'aria a vari livelli, dal suolo fino a 25-30 km di altezza. Il pallone viene gonfiato con elio, un gas inerte e costoso; negli anni passati si utilizzava l'idrogeno, un gas poco costoso, ma purtroppo il suo uso comportava dei rischi, essendo un gas facilmente incendiabile.

Giunto alla quota massima di 30 km, a pressioni ambiente bassissime, ad un certo punto il pallone cede e la radiosonda precipita verso il suolo: allo scopo di evitare danni a uomini e cose alla radiosonda è applicato un paracadute.

Come è schematizzato in Figura 3.7, contemporaneamente alla registrazione dei dati, avviene automaticamente anche la loro trasmissione alla stazione di lancio del pallone, tramite un dispositivo radio nell'intervallo delle frequenze 400-406 MHz. Man mano che il pallone sale (nella Figura la radiosonda è di tipo RS80) è quindi possibile avere in tempo reale una fotografia dello stato dell'atmosfera direttamente a terra. Un sensibilissimo ricevitore (DIGIcora Vaisala, commercialmente disponibile) posto a terra provvede a raccogliere i segnali trasmessi dalla radiosonda e a decodificarli; la trasmissione dura in genere 2h :30 minuti. Un esempio di stazione a terra si ha in Figura 3.8.

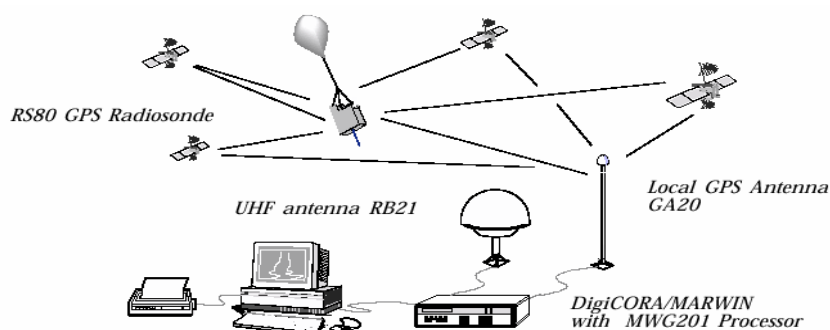


Figura 3.7- Esempio di lancio di radiosonda e trasmissione dei dati (www.vaisala.com: Vaisala RS80 Series, Dispense Villasmunta).

L'insieme dei dati misurati costituisce il cosiddetto radiosondaggio, che può essere considerato rappresentativo dello stato verticale dell'atmosfera non solo localmente, ma anche in un'area circostante la stazione fino a 200-250 km di raggio. I radiosondaggi costituiscono una grandissima e per certi aspetti, l'unica fonte di informazioni per la meteorologia, le informazioni raccolte tramite questa tecnica vengono utilizzate parallelamente ai dati provenienti dalle stazioni meteo e dai satelliti meteorologici per creare carte meteo e realizzare le previsioni del tempo.

Nelle applicazioni scientifiche dei radiosondaggi, è anche possibile usare una radiosonda GPS, che offre un'alta risoluzione per il calcolo del vento e per localizzare la posizione orizzontale; di questo uso si discuterà più in dettaglio nel Paragrafo 3.5.3.



Figura 3.8- Esempio di stazione meteorologica a terra: a sinistra è visibile un sensibilissimo ricevitore (DIGIcora Vaisala), che provvede a raccogliere i segnali trasmessi e a decodificarli (Dispense Villasmunta).

METEOROLOGICAL SENSORS

PTU sensors are individually factory-calibrated.

Pressure	BAROCAP® Capacitive aneroid
Measuring range	1060 hPa to 3 hPa (mb)
Resolution	0.1 hPa
Accuracy	
Reproducibility ¹⁾	0.5 hPa
Repeatability ²⁾	0.5 hPa
Temperature	THERMOCAP® Capacitive bead
Measuring range	+60 °C to - 90 °C
Resolution	0.1 °C
Accuracy	
Reproducibility ¹⁾	0.2 °C up to 50 hPa, 0.3 °C for 50-15 hPa, 0.4 °C above 15 hPa level
Repeatability ²⁾	0.2 °C
Lag	< 2.5 s (6 m/s flow at 1000 hPa)
Humidity	HUMICAP® thin film capacitor
Measuring range	0 to 100 % RH
Resolution	1 % RH
Lag	1 s (6 m/s flow at 1000 hPa, +20 °C)
Accuracy	
Reproducibility ¹⁾	<3 % RH
Repeatability ²⁾	2 % RH

Tabella 3.2- Specifiche tecniche dei sensori di pressione (BAROCAP), umidità relativa (HUMICAP) e temperatura (THERMOCAP) della radiosonda Vaisala RS80 (www.vaisala.com: Vaisala RS80 Series).

3.5.2- I sensori della radiosonda

I dispositivi di rilevazione meteorologica di una moderna radiosonda Vaisala RS80 sono un sensore di temperatura, un sensore di umidità e un sensore di pressione, posti in una scatola di circa 20 cm di lato con peso di poche centinaia di grammi. Le specifiche tecniche di ogni sensore, individualmente sottoposto a calibrazione in fabbrica, sono riassunte nella Tabella 3.2. In tabella, oltre gli intervalli di misura, si trovano altri parametri (Antikainen et al., 2002):

- l'intervallo di risposta (*lag*) è il tempo necessario affinché il sensore possa fornire la misura senza errori;
- l'incertezza della misura o risoluzione è associata al risultato di una misura e caratterizza la dispersione dei valori che potrebbero essere ragionevolmente attribuiti al misurando;
- l'accuratezza è la vicinanza dell'accordo tra il risultato di una misura e il valore vero del misurando: la ripetibilità riguarda l'accordo tra il risultato di successive misure dello stesso misurando nelle stesse condizioni di misura, mentre la riproducibilità riguarda l'accordo tra il risultato di successive misure dello stesso misurando sotto condizioni diverse di misura.

Per rilevare la temperatura è possibile utilizzare un sensore capacitivo, basato su un piccolo capacitore che è formato da un dielettrico le cui proprietà sono dipendenti dalla temperatura (Figura 3.9). Gli elettrodi di metallo sono collocati ad entrambi i lati di un piccolo *chip* di ceramica (0.5x0.5 mm, spessore 0.2 mm). Per garantire la protezione completa del sensore rispetto all'umidità, questo viene sigillato ermeticamente in una

capsula di vetro (2.5x1.5 di diametro) con due connettori di piombo (diametro 0.4 mm). Per evitare di avere capacità non controllate che potrebbero essere causate, ad esempio, da gocce d'acqua sulla capsula di vetro, un sottile film di alluminio è depositato sulla capsula del sensore (*coating*). Questo coating ha anche eccellenti proprietà per minimizzare l'errore dovuto alla radiazione (massimo di 2°C a 10 mbar e a 45° di elevazione solare). Uno strato di isolamento intorno al piombo previene dei possibili corto circuiti.

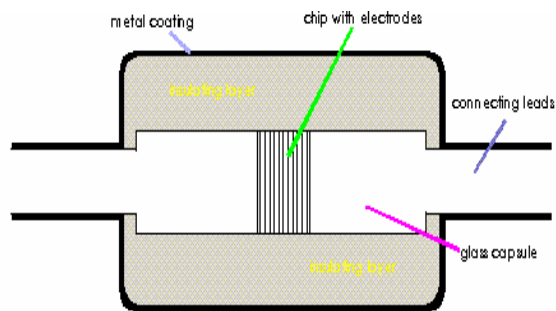


Figura 3.9- Il sensore di temperatura (THERMOCAP) nella radiosonda Vaisala RS80 (www.nsidc.org/).

Il sensore di umidità è un sottile film capacitore con un polimero dielettrico, spesso all'incirca 1 micron (Figura 3.10). La capacità del sensore è dipendente dall'assorbimento dell'acqua nel materiale dielettrico. Il sensore viene fabbricato usando la tecnica dei film sottili simile a quella usata in microelettronica. Il sensore è di piccole dimensioni (4.0x4.0x0.2 mm), dunque la sua massa termica è anche essa piccola e il sensore si avvicina istantaneamente alla temperatura ambiente dell'aria. Questo è ovviamente necessario per ottenere valori di umidità relativa quanto più possibili vicini a quelli reali. Altre importanti caratteristiche del sensore sono la risposta veloce, la buona linearità, la bassa isteresi e un piccolo coefficiente di temperatura. Inoltre, il sensore è in grado di funzionare in modo sicuro a basse temperature intorno a -60°C (www.nsidc.org/).

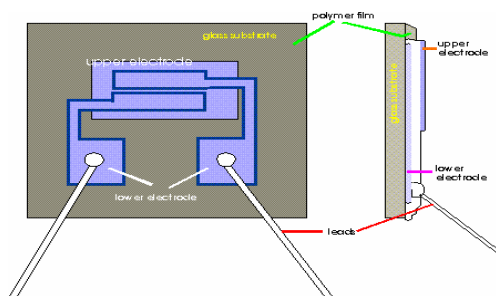


Figura 3.10- Il sensore di umidità (HUMICAP) nella radiosonda Vaisala RS80 (www.nsidc.org/).

Il sensore di pressione è una piccola capsula aneroide, all'interno della quale è stato fatto il vuoto; il diametro esterno della capsula è di 35.5 mm e il peso di tutto l'apparato è di soli 5g (Figura 3.11). All'interno si trovano le piastre di un capacitore, sostenute da membrane di speciali leghe d'acciaio. Le aste di sostegno delle piastre sono sigillate ermeticamente. Per misurare la pressione, questo tipo di barometro usa il cambiamento di

capacità dovuto alla variazione della distanza tra le piastre del capacitore; non c'è nessuna influenza di altre capacità tra le piastre e le membrane.

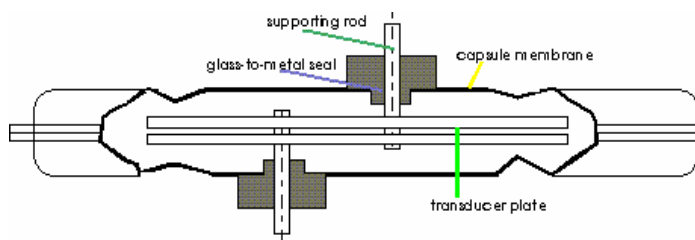


Figura 3.11- Il sensore di pressione BAROCAP) nella radiosonda Vaisala RS80 (www.aisdc.org/).

La struttura della radiosonda deve assicurare che la capsula aneroide non sia esposta alla luce solare, che potrebbe condizionare la misura della pressione (Brettle e Gavin, 2003, Strangeways, 2002). I piccoli sensori di temperatura (di colore bianco o argento), invece, possono essere esposti alla luce solare, ed è sempre possibile una correzione ai dati, dovuta alla radiazione solare, che sovrastima i valori di temperatura durante il giorno e alla radiazione infrarossa che li sottostima durante la notte, soprattutto in aria alle densità più basse ad altitudini più elevate.

Nel recente passato per migliorare le prestazioni, è stata introdotta da Vaisala una nuova famiglia di radiosonde, detta RS90 (Antikainen et al., 2002; Luers, 1997). Per quanto riguarda la costruzione del sensore di temperatura si è cercato di minimizzare l'intervallo di risposta e gli effetti dovuti alla radiazione solare e infrarossa. Rispetto al precedente, allora il nuovo sensore ha dimensioni ridotte con un diametro di appena 0.1 mm. Il tempo di risposta è stato ridotto di almeno 10 volte (0.2 s contro 2.5 s, a 1000 hPa, 6 m/s). La correzione per la radiazione solare è stata ridotta notevolmente, di almeno 5 volte, come è possibile vedere in Figura 3.12.

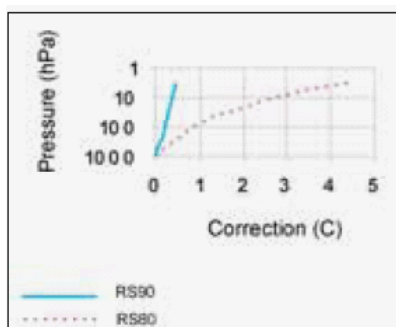


Figura 3.12- Correzione dovuta alla radiazione solare per la radiosonda RS80 e la radiosonda RS90: la correzione è migliore di circa un fattore 5 (Antikainen et al., 2002).

Le dimensioni minori del sensore della radiosonda RS90 permettono una risposta migliore alla misura dell'umidità. Inoltre, la possibile condensazione del vapor acqueo nel passaggio attraverso le nubi, è eliminata con l'uso di due sensori di umidità riscaldati. La contaminazione di gas sul sensore può essere eliminata con una procedura di rigenerazione (riscaldamento) del sensore prima di ogni radiosondaggio, ripristinando la calibrazione originaria del sensore. Gli algoritmi per la correzione della radiazione solare nelle misure

di umidità sono in continuo sviluppo, in particolare quelli per eliminare l'errore rispetto a temperature molto basse, in confronto alla risposta della radiosonda RS80 (Wang et al., 2002; Miloshevich et al. 2001).

Infine, la sonda RS90 contiene un sensore di pressione micro-meccanico al silicio che risolve il problema di dipendenza dalla temperatura durante cambiamenti repentini e migliora gli sforzi meccanici durante il trasporto e contro altri eventuali urti; si tenga presente che i test sono stati eseguiti in condizioni estreme di escursioni termiche rapide da +25°C a -55°C e ritorno (Antikainen et al., 2002).

3.5.3 –La misura del vento

La direzione e l'intensità del vento possono essere derivate dalla posizione istantanea della radiosonda, che è dotata di un sistema di radionavigazione GPS (Global Positioning System) o Loran-C (Long Range Navigation).

Il profilo del vento viene ricostruito in base alla traiettoria del pallone che trasporta la radiosonda; la traiettoria si ricava da metodi di triangolazione tramite segnali elettromagnetici trasmessi da un sistema di antenne sparse su tutto il globo (Loran-C) o da sistemi satellitari (GPS), i quali metodi permettono di calcolare le coordinate di un punto, sulla base della misura di distanza da altri punti noti.

In particolare, il sistema GPS si avvale di un insieme di 24 satelliti distribuiti intorno al globo; le orbite dei satelliti (ogni satellite si trova a circa 20000 km di altezza) sono sfalsate di 30° l'una rispetto all'altra, in modo che un osservatore in qualunque punto del globo veda sempre almeno quattro satelliti sopra l'orizzonte. Il principio in base al quale un ricevitore, confrontando i segnali ricevuti dai quattro satelliti, deduce la propria posizione è semplice. Ogni satellite trasmette un segnale a 1575 MHz (frequenza di trasmissione L1, per uso civile e militare) in cui è codificata l'ora di trasmissione e le proprie effemeridi (cioè i dati orbitali per il calcolo della posizione). La codifica avviene attraverso un codice binario pseudo-casuale diverso e noto per ogni satellite, in modo che il ricevitore possa distinguere i vari segnali tra loro.

L'unità ricevente stima la distanza dal satellite d , sottraendo all'ora di ricezione, fornita dal proprio orologio, quella di trasmissione e moltiplicando per c :

$$d = \Delta t \times c$$

dove $c = 3 \times 10^8 \text{ m/s}$ e Δt è il tempo impiegato dal segnale a compiere il percorso satellite-ricevitore. La differenza di orario è ricavata dal ritardo di fase nel segnale. Poiché l'unità riceve anche le coordinate del satellite, per triangolazione calcola la propria

posizione. Come mostrato in Figura 3.13, una prima misura consente di individuare una superficie sferica di raggio uguale alla distanza misurata sonda-satellite; con l'osservazione di un secondo satellite si individuerà una seconda sfera che intersecherà la prima, l'intersezione tra le due superfici sferiche descritte dal segnale delimita un cerchio sulla cui circonferenza si trova il ricevitore; una terza osservazione delimiterà una terza sfera che intersecherà le due precedenti in due punti; in questo caso, scartando la posizione non occupata dal GPS (che in genere risulta essere assurda), si può stimare la posizione del ricevitore.

Per inviare un segnale preciso, ogni satellite porta quattro orologi atomici, due al rubidio e due al cesio, regolati su una frequenza di 10.23 MHz; per i ricevitori è sufficiente un orologio stabile (che è sincronizzato con quello dei satelliti). Un errore di 10 ns nella sincronizzazione tra i satelliti e il ricevitore porta ad un errore di localizzazione di 3 metri.

Per accrescere la precisione della misura (soprattutto per la misura dell'altezza sul livello del mare) si dovrà far ricorso ad un quarto satellite che, oltre a determinare univocamente la posizione del GPS su uno dei due punti individuati, servirà a correggere la sincronia dell'orologio del ricevitore (meno preciso di quello dei satelliti) diminuendo notevolmente l'errore sulla misura del tempo.

Si deve inoltre, considerare il fatto che la misura GPS è sottoposta ad errori legati a:

- ✓ La velocità del segnale non è costante come sarebbe nel vuoto, poiché il segnale passa dalla ionosfera alla troposfera (dove incontra vapore acqueo etc.) e a causa della diversa composizione del mezzo varia la sua velocità.
- ✓ *Multipath error*: il segnale non arriva lungo una retta ma arriva 'di sponda', riflettendosi su ostacoli che incontra lungo il cammino (case, montagne, etc.).
- ✓ Effemeridi (posizioni dei satelliti): il GPS riceve un 'almanacco' che, aggiornato costantemente, informa sulla posizione del satellite che lo invia.

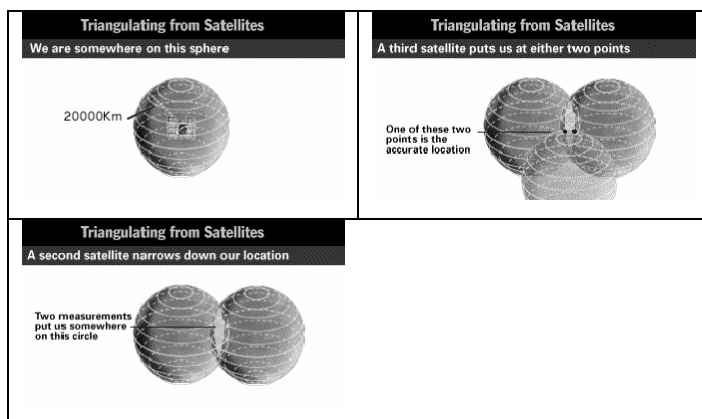


Figura 3.13- Procedimento di triangolazione individuata da satelliti (a circa 20000 km dalla Terra): dall'alto, a sinistra, con una misura viene individuata una superficie sferica, con una seconda misura viene individuata una circonferenza, con una terza misura vengono individuati due punti ('Il sistema GPS', <http://w3.uniroma1.it/>).

Grazie alla cosiddetta *correzione differenziale* riusciamo ad ottenere misure di posizioni ancora più accurate. Il concetto di rilievo differenziale si basa sull'utilizzo contemporaneo di due ricevitori GPS: uno rimane fermo in un punto fisso di coordinate note, l'altro serve a definire la posizione dell'oggetto in moto (la precisione del rilievo si abbassa). Ogni informazione che arriva da ciascun satellite è dunque soggetta ad alcuni errori ed è possibile ipotizzare che gli errori di posizione che arrivano alla stazione fissa (base) sono gli stessi che riceve la stazione mobile (*rover*), considerando la distanza a cui si trovano i satelliti. Poiché la posizione della stazione fissa è conosciuta con accuratezza, il ricevitore potrà calcolare la differenza tra la posizione comunicata da ciascun satellite e la sua posizione reale: questa differenza rappresenta l'errore del segnale dei satelliti. Si possono così correggere la/le posizioni acquisite dall'antenna *rover* sulla base degli errori calcolati dall'antenna base.

Ritornando alle radiosonde RS80 (ad esempio il modello RS80-15G), il ricevitore GPS della radiosonda misura lo spostamento in frequenza come combinazione del moto del satellite e della radiosonda e da ciò si ricava l'informazione per la velocità e la direzione del vento. Si ricordi che una radiosonda con sistema GPS richiede un numero minimo di quattro satelliti per determinare il vento orizzontale (Rust et al., 1999).

Le misure di frequenza Doppler fino a 8 satelliti sono trasmesse alla stazione a terra, usando una stretta larghezza di banda (1200 baud, dove il 'baud' è il numero di simboli trasmessi in 1 s). Le sonde GPS inviano segnali ogni 0.5 s fino a un massimo di 8 canali con risoluzione di 24 bit (www.vaisala.com).

La stazione a terra computa la velocità e la direzione del vento usando il concetto di GPS differenziale. L'accuratezza dei dati di vento opportunamente filtrati è molto buona, (da 0.2 m/s a 0.5 m/s).

Il metodo GPS è stato fortemente innovato con l'introduzione sul mercato della nuova famiglia di radiosonde RS92; i sensori termodinamici invece sono gli stessi della famiglia RS90 (Steinbrecht et al., 2008; www.vaisala.com). La radiosonda digitale include un ricevitore GPS a correlazione di codice, che ha un'architettura robusta e implementa algoritmi avanzati specifici per l'applicazione. Le tecniche di correlazione del codice permettono di estrarre tutte le componenti del segnale del satellite: letture dell'orologio, messaggio di navigazione e portante non modulata L1, tramite la conoscenza del solo codice del satellite (Nardo, 2008).

Inoltre, il ricevitore, a 12 canali, ha un motore di ricerca molto veloce, che assicura l'inseguimento di tutti i satelliti in vista e consente di avere dati del vento 'validi' entro 20

s dall'attivazione della radiosonda. Il filtraggio e l'amplificazione del segnale GPS produce un eccellente rapporto segnale-rumore: ciò assicura che la radiosonda GPS RS92 non risenta di interferenze Radar. In caso di malfunzionamento, comunque, un circuito *watchdog* indipendente consente il reset istantaneo della radiosonda.

3.5.4- L'uso e l'interpretazione dei radiosondaggi

I dati rilevati dai palloni-sonda vengono inviati a terra sotto forma di codici numerici. Tali messaggi in codice sono denominati TEMP e contengono tra l'altro temperatura, punto di rugiada (temperatura alla quale, a pressione costante, l'aria diventa satura di vapore acqueo), altezza geopotenziale² e velocità e direzione del vento (Galvin, 2003).

I dati usati dai previsori vengono opportunamente sintetizzati in un caratteristico grafico detto diagramma aerologico o nomogramma termodinamico. Si tratta di un grafico del comportamento dell'atmosfera al variare della quota: sull'asse orizzontale vengono riportati i valori di temperatura, su quello verticale è segnata la quota, in termini di pressione. Nel piano individuato dai due assi vengono tracciate diverse linee orizzontali, verticali e oblique le quali rappresentano i diversi tipi di trasformazioni che il sistema termodinamico può subire: isoterme, adiabatiche secche e sature, isobare, isogrometriche.

Su questa griglia vengono riportati per ogni livello barico i valori di temperatura, temperatura di rugiada, direzione e velocità del vento rilevati dalla radiosonda. I valori di temperatura riportati vengono poi uniti da una linea (curva di stato), visualizzando in tal modo l'andamento della temperatura con la quota dal suolo fino alla stratosfera. Con una linea analoga vengono uniti anche i punti rappresentativi della temperatura di rugiada. I rilevamenti del vento per le principali quote bariche vengono invece raffigurati ai bordi del diagramma (Manuale di Meteorologia, 2003).

Il diagramma aerologico più utilizzato a livello mondiale è quello di Herlofson o *Skew T-ln p*, così denominato perché ha come coordinata verticale la pressione P in scala logaritmica, mentre sulle ascisse si leggono i valori della temperatura T ; le isoterme, però sono inclinate (*skewed*) di 45° verso destra, rispetto alle linee orizzontali della pressione, come si può vedere in Figura 3.14.

² L'altezza geopotenziale Z è calcolata usando l'energia potenziale di una massa unitaria necessaria per sollevare l'aria fino a una quota z , divisa per il numero dimensionale $g_0=9,8$:
$$Z = \frac{g}{g_0} z$$

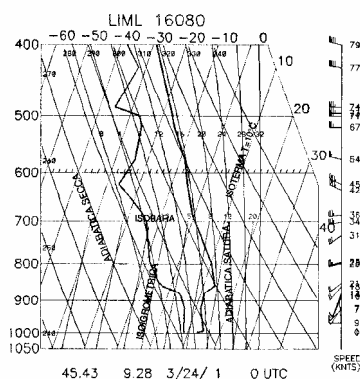


Figura 3.14- Diagramma completo *Skew T-ln p*, in cui sono state evidenziate un'isoterma, un'isogrometrica, un'isobara, una adiabatica saturata e una secca. Fonte NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). (Manuale di Meteorologia, 2003).

Alle volte su un lato del diagramma viene riportato anche l'odografo, la linea che unisce, uno di seguito all'altro, i vettori vento rilevati alle varie quote, allo scopo di meglio visualizzare come e quanto il vento varia con la quota (*wind shear* verticale). Un esempio è mostrato in Figura 3.15.

Al di là dei dati che si possono leggere in un diagramma termodinamico e dell'importanza che questi parametri assumono in fase di inizializzazione dei modelli fisico-matematici, sono moltissime le informazioni che possono essere dedotte dai diagrammi tramite alcune semplici considerazioni o facili calcoli, come la stima della stabilità atmosferica, a partire dalla curva della temperatura e della temperatura di rugiada (Manuale di Meteorologia, 2003; Galvin, 2003).

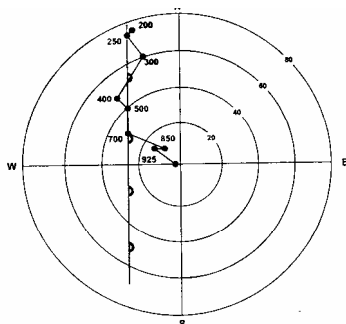


Figura 3.15- Esempio di odografo: si noti l'avvicinamento di un fronte caldo, la rotazione del vento e l'incremento dell'intensità con l'altezza, nell'ascesa della sonda. Le velocità ai vari livelli barici sono indicate dai circoletti. In questo caso, la velocità e la direzione dell'avvezione di aria calda è 270°, 25 nodi (Galvin, 2003).

3.6- La rete di stazioni di osservazione in Italia

In Italia il Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare gestisce un complesso sistema di osservazione, costituito da: stazioni di superficie presidiate, stazioni di superficie automatiche e stazioni per la rilevazione dei parametri atmosferici in quota (www.meteoam.it). A tale sistema si aggiunge la stazione nazionale per l'acquisizione e l'elaborazione in tempo reale dei dati da satellite.

Oltre alle stazioni per le osservazioni meteorologiche, il Servizio mantiene operativa una rete per le 'osservazioni speciali', per la rilevazione della radiazione globale

e della durata del soleggiamento, dell'ozono totale, dell'anidride carbonica e degli inquinanti chimici nelle precipitazioni.

Le stazioni di superficie presidiate sono 84, di queste 44 sono operative 24 ore su 24. Le osservazioni meteorologiche vengono eseguite secondo gli standard indicati dall'WMO da personale addestrato. Le osservazioni sono rappresentative di un'area di circa 70 chilometri di raggio e vengono effettuate ogni 3 ore. Per scopi aeronautici, la cadenza delle osservazioni è ogni ora o ogni mezz'ora. La maggior parte delle osservazioni sono strumentali, ma alcune avvengono a vista, in particolare sulle stazioni aeroportuali, ove è di fondamentale importanza per l'assistenza alla navigazione aerea la valutazione del tipo, della quantità e dell'altezza delle nubi, della visibilità e del tipo e intensità dei fenomeni. I METAR (acronimo di METeorological Aerodrome Report) sono appunto i messaggi meteorologici in ambito aeroportuale, che iniziano con l'indicatore della località identificata con codice ICAO (International Civil Aviation Organization).

La rete di stazioni in superficie presidiate è integrata da una rete di stazioni automatiche, denominate Data Collection Platform (D.C.P.), ovvero piattaforme per la raccolta di dati. Le Stazioni automatiche, per il loro funzionamento, non hanno bisogno dell'intervento dell'operatore, poiché acquisiscono con continuità tutti i parametri meteorologici rilevati dai sensori e compilano automaticamente il bollettino di osservazione, trasmettendolo al satellite METEOSAT. Quest'ultimo invia i dati a un centro di raccolta che lo immette sulla rete di telecomunicazioni meteorologiche Global Telecommunication System (G.T.S.) per la disponibilità a tutti Servizi Meteorologici Nazionali. La rete D.C.P. del Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare, ha 110 stazioni.

La rete di stazioni per il rilevamento di parametri atmosferici in quota è costituita da 6 postazioni che effettuano 4 radiosondaggi giornalieri: Milano Linate (16080), Udine Rivolto (16044), Pratica di Mare (16245), Brindisi Casale (16320), Trapani Birgi (16429) e Cagliari Elmas (16560). Si noti che dopo ogni nome di località, in parentesi è indicato il codice numerico, assegnato dalla WMO ad ogni stazione meteorologica ufficialmente riconosciuta. I codici sono costituiti generalmente da cinque cifre, le prime due delle quali identificano la nazione in cui la data stazione meteorologica risulta ubicata (per l'Italia '16'); le ultime tre cifre numeriche identificano invece in modo univoco la stazione meteorologica presa in esame.

CAPITOLO 4

LO STUDIO DELLA CIRCOLAZIONE ATMOSFERICA NELL'AREA ROMANA

La bassa valle del Tevere, al centro della quale si trova la città di Roma, è un territorio complesso dal punto di vista geografico. Questa complessità si ripercuote anche sulle caratteristiche della circolazione locale, che è attiva la maggior parte del tempo nel corso dell'anno. In questa zona lo studio della circolazione locale dei venti è quindi molto importante, anche a causa dell'influenza di questa sull'inquinamento atmosferico.

La circolazione nei bassi strati atmosferici in un determinato sito è il risultato dell'interazione, in genere non lineare, tra la circolazione a scala sinottica e quella prodotta dalle forzanti locali (gradienti orizzontali di temperatura, orografia etc.). La non linearità delle interazioni rende complicata la separazione delle diverse componenti, anche se alcuni aspetti dell'una e dell'altra possono essere messi in evidenza se una delle componenti è prevalente. Ad esempio in condizione di alta pressione livellata nella parte centrale del Mar Mediterraneo ci si può aspettare che il vento misurato sia dovuto in massima parte alla circolazione prodotta dalle forzanti locali (discontinuità termica terra-mare, orografia, discontinuità nelle caratteristiche del terreno). Un altro modo per mettere in evidenza queste caratteristiche consiste nell'analisi della circolazione su periodi relativamente lunghi. In questo caso la periodicità dovuta all'alternanza giorno-notte, e la ripetitività dell'evento, permettono alle componenti della circolazione locale, di emergere rispetto a quelle che non hanno caratteristiche di ripetitività così ben definite.

Nelle regioni costiere mediterranee la circolazione prodotta dalle forzanti locali è quella maggiormente presente e quindi la sua caratterizzazione ha un'importanza fondamentale per comprendere gli effetti del trasporto e della diffusione degli inquinanti immessi localmente nella bassa atmosfera e per alcuni studi di impatto ambientale.

Il presente Capitolo contiene la descrizione geografica e l'ubicazione dei siti di misura; le caratteristiche della circolazione locale (diurna e notturna) vengono derivate dall'analisi delle misure del vento (direzione e intensità) nei diversi punti di misura, in cui è stato presente un sistema Sodar. Un filtraggio preliminare è stato utilizzato per escludere dall'analisi dei dati i giorni in cui le condizioni meteorologiche non permettevano lo sviluppo della circolazione locale. In questo modo è stato possibile evidenziare le

caratteristiche della circolazione locale minimizzando l'influenza della circolazione sinottica.

Inoltre, di notte, quando a causa dell'irraggiamento notturno si sviluppa nei bassi strati una condizione di stabilità stratificata, sono state rilevate componenti della circolazione di origine diversa (ad esempio drenaggio, circolazione catabatica) che in alcuni siti si presentano in maniera alterna, e in funzione delle condizioni sinottiche, in altri interagiscono tra loro. Viene messa in luce la correlazione tra i dati dei radiosondaggi, usati per descrivere la circolazione sinottica, e i dati dei Sodar, utilizzati per descrivere la circolazione negli strati più bassi, in modo da mettere in evidenza l'eventuale influenza delle forzanti sinottiche sulla circolazione locale e sulla sua evoluzione.

4.1- La zona costiera in studio: i siti, la strumentazione e la metodologia

Questo lavoro si propone di caratterizzare la circolazione locale di una vasta area costiera situata nei pressi della città di Roma.

La geografia dell'area in esame e l'ubicazione dei siti di misura sono mostrate nella Figura 4.1. Questa zona è costituita da un'ampia vallata (la bassa valle del Tevere), che si apre dagli Appennini verso il mare, al cui centro si trova la città di Roma. A Nord-Ovest tra il Lago di Bracciano ed il Mar Tirreno, si hanno i Monti della Tolfa, che raggiungono i 600 metri e a Nord-Est la catena montuosa dei Monti Sabini, che si allunga da Nord a Sud, ben delimitata verso Ovest dalla Valle del Tevere (con la cima più alta intorno ai 1350 metri). A Sud-Est si trovano i Colli Albani (altezza massima fino a circa 950 metri), le cui propaggini iniziano a una quindicina di chilometri da Roma. A Est di Roma si trovano anche i Monti Prenestini che si sviluppano in direzione Nord-Sud, chiusi tra la valle dell'Aniene e quella del Sacco e i Monti Tiburtini, delimitati a Nord dall'Aniene e a Sud dagli stessi Monti Predestini.

La circolazione della bassa valle del Tevere è caratterizzata, oltre che dall'influenza determinante del mare, dall'orografia e dalla presenza di una città di grandi dimensioni come Roma, che ha un diametro di circa 20 km e una popolazione di oltre 2.500.000 abitanti. Essa fa sentire i suoi effetti anche sull'area circostante. In particolare, a SSW di Roma si trova la Tenuta presidenziale di Castelporziano che risente della presenza della città in quanto viene interessata in alcuni momenti del giorno da masse d'aria che hanno attraversato la città di Roma e che trasportano i residui aeriformi delle attività antropiche (Mastrantonio et al., 2006); attualmente nella Tenuta è in funzione un Sodar, per lo studio del campo del vento orizzontale e dei moti verticali.

Le misure di vento utilizzate in questo lavoro comprendono sia quelle ottenute tramite anemometri convenzionali nello strato superficiale (ad esempio le misure negli aeroporti), sia quelle ottenute mediante i Sodar Doppler (in occasione di campagne di misura), che si estendono nello strato limite atmosferico.



Figura 4.1- Mappa dell'area di interesse con i rilievi in evidenza e con l'indicazione di punti di riferimento. A sinistra, in giallo sono indicati i siti in cui i Sodar hanno operato nella campagna del 1996-1998; in azzurro i siti in cui il vento è misurato con gli anemometri e in rosso i siti in cui i Sodar hanno cominciato ad operare più recentemente (di cui non si è tenuto conto in questo lavoro). A destra, gli aeroporti, i cui dati sono stati usati per la ricostruzione della mappa di vento della zona (Mastrantonio et al., 2006).



Nell'elenco seguente vengono brevemente descritte le caratteristiche dei siti, la strumentazione usata, i periodi di misura e i dati acquisiti, usati nell'analisi statistica:

- ✓ PDM indica il sito dell'aeroporto militare di Pratica di Mare (lat. 41° 40' N; long. 12° 27' E, 12,2 m s.l.m); la distanza dalla costa è di circa 2 km. In questo sito, che tra l'altro fa parte della rete WMO di radiosondaggi (codice WMO 16245, codice ICAO LIRE), è stato in funzione un Sodar dell'ISAC dal febbraio 1996 al dicembre 1998. Inoltre, sono disponibili i dati forniti dall'Aeronautica Militare, con periodicità di 3 ore nell'intervallo temporale 1952-2005, relativi a misure a terra (10 m).
- ✓ AMA indica la sede di Ponte Malnome dell'Azienda Municipale Ambiente (lat. 41°51' N, long. 12°19' E, 65 m s.l.m.); si trova a 10 km dalla costa, tra gli

addensamenti urbani di Ostia, piccola città sulla costa e di Roma. In questo sito è stato in funzione un Sodar, di proprietà dell'A.M.A. dal luglio 1995 all'anno 2000. I dati sono disponibili solo per il periodo luglio 1995- agosto 1997 e per il periodo gennaio 1999-agosto 2000.

- ✓ IFU è il sito localizzato sul tetto dell'edificio del Dipartimento di Fisica dell'Università di Roma 'La Sapienza' (lat. 41°54' N, long. 12°31' E) a 28 m di altezza dal suolo e a 60 m s.l.m., in un'area molto urbanizzata. Dal 1992 è qui disponibile un Sodar del Dipartimento di Fisica che è operativo solo durante campagne di misura. I dati disponibili si riferiscono al periodo luglio 1995-luglio 1997.
- ✓ FCO è la stazione presso l'Aeroporto di Fiumicino (lat. 41° 46' N, long. 12° 14' E, 3 m s.l.m.); si trova sul Litorale romano ed è la stazione di riferimento per il servizio meteorologico dell'Aeronautica Militare e per la WMO (codice WMO 16242, codice ICAO LIRF). Anche qui, come a PDM, sono disponibili i dati di vento, con periodicità di 3 ore nell'intervallo temporale 1952-2005, relativi a misure a terra (10 m). Completano i dati le informazioni dei METAR registrati con periodicità di 30 minuti, che includono copertura nuvolosa, presenza di nebbia, visibilità, intensità e direzione del vento ed altri eventi meteorologici particolari che si verificano nella mezz'ora precedente la registrazione. I dati disponibili coprono l'intervallo temporale gennaio 1994-gennaio 2004.
- ✓ CMP è la stazione presso l'Aeroporto di Ciampino (lat. 41° 48' N, long. 12°33' E, 101 m s.l.m.); si trova nell'area sud-orientale di Roma ed è la stazione di riferimento per il servizio meteorologico dell'Aeronautica Militare e per la WMO (codice WMO 16239, codice ICAO LIRA). I dati disponibili sono quelli relativi all'intervallo 1952-2005, con periodicità di 3 ore.
- ✓ URB è il sito presso l'Aeroporto di Roma Urbe (lat. 41° 57' N, long. 12°30' E, 24 m s.l.m.), dove è ubicata la stazione di riferimento relativa all'area settentrionale di Roma (codice WMO 16235, codice ICAO LIRU). I dati disponibili ogni 3 ore sono quelli relativi al periodo 1952-2005.
- ✓ GDN è la stazione presso l'Aeroporto di Guidonia-Montecelio (lat. 42° 00' N, long. 12°44' E, 89 m s.l.m.), riferimento per il servizio meteorologico dell'Aeronautica Militare e per la WMO (codice WMO 16234, codice ICAO LIRG). Anche per questo sito è disponibile la serie temporale dei dati dal 1952 al 2005, con la differenza che l'acquisizione sembra interrompersi durante la notte.

Studi fatti nel passato sulla circolazione locale nell'area si sono basati essenzialmente su periodi limitati ad alcuni giorni o simulazioni numeriche di episodi particolari. Colacino e Dell'Osso (1978) utilizzando dati di stazioni meteorologiche aventi periodicità oraria, radiosondaggi con periodicità di 12 ore, e palloni 'pilot' con periodicità di 3 ore raccolti nel periodo 23-28 giugno 1975, hanno evidenziato come la circolazione di brezza sia la componente predominante della circolazione locale. Il periodo di misura relativamente breve e l'influenza della circolazione sinottica hanno portato ad una sovrastima dello spessore della brezza di mare (2000 m sulla costa) ed una difficoltà nel rilevare la brezza di terra. Mastrantonio et al. (1994) hanno rilevato alcune caratteristiche della brezza, utilizzando i dati raccolti nel periodo 17-19 luglio 1994 da una rete di tre Sodar funzionanti contemporaneamente nell'area. In particolare per questo periodo sono stati misurati lo spessore della corrente di brezza (circa 400-700 m in prossimità della costa), la velocità ed il tempo di propagazione nell'entroterra.

Leuzzi e Monti (1997) hanno studiato le principali caratteristiche della brezza di mare e di terra nei dintorni di Roma usando dati Sodar relativi al 1993, allo scopo di costruire un *database* per i modelli di dispersione. In particolare sono stati selezionati giorni in cui era prevalente la circolazione di brezza di mare e giorni in cui era evidente la brezza di terra, in modo da mettere in correlazione la presenza di questi fenomeni e la direzione e la forza del vento geostrofico. Il risultato di questa analisi ha permesso di concludere che se il vento geostrofico supera i 10 m/s, allora gli episodi di brezza di mare e di terra sono molto improbabili; secondo gli autori però, il fatto che il vento sia al di sotto di 10 m/s non è una condizione sufficiente per affermare con sicurezza che si possa sviluppare la brezza.

Nello studio di Caballero e Lavagnini (2002) è stato usato un modello a mesoscala non idrostatico (MEMO, sviluppato dall'Università di Thessaloniki in Grecia) per simulare la circolazione atmosferica sulla città di Roma durante un giorno sereno senza nubi con deboli forzanti sinottiche. Ambedue le circolazioni definite come brezza di mare e flusso di pendio sono state caratterizzate.

Infatti, durante la notte la circolazione è dominata da flusso catabatico che converge nel piano a NE di Roma e attraversa la città verso la direzione SW verso il mare; il flusso ha una profondità di circa 100 m ed è molto stabile. Durante la tarda mattinata e il primo pomeriggio è ben sviluppato un fronte di brezza, insieme ai flussi anabatici su tutti i pendii; nel tardo pomeriggio le due circolazioni confluiscono in un unico flusso raggiungendo

centinaia di chilometri nell'entroterra, con un flusso di ritorno in alto. Il confronto con le osservazioni sperimentali risulta molto buono, soprattutto durante il giorno.

Un'altra buona simulazione del campo di vento è stata prodotta utilizzando una versione modificata del modello idrostatico CSUMM (Colorado State University Mesoscale Model), che presuppone la conoscenza del vento geostrofico a grande scala e i profili iniziali di temperatura e umidità specifica, rilevati dai radiosondaggi di PDM (Monti e Leuzzi, 2005; Leuzzi e Monti, 2004): di nuovo è stato messo in evidenza come la circolazione atmosferica sia governata dal regime di brezza di mare e di brezza di terra con riferimento al periodo 21-23 agosto 1994.

I dati raccolti durante una campagna del 1996, che ha interessato Roma e dintorni, hanno suggerito lo sviluppo di una circolazione di brezza anche durante l'inverno, difficile usualmente da rilevare dall'analisi dei dati sperimentali (Ferretti et al., 2003). Lo studio fatto ha messo in evidenza le difficoltà di un modello a mesoscala nel riprodurre la circolazione locale (le simulazioni sono state fatte utilizzando il modello non idrostatico MM5 sviluppato dalla Pennsylvania State University e dal National Center for Atmospheric Research). E' stato comunque dimostrato che il 16 febbraio 1996 una circolazione alla mesoscala si è sviluppata nell'area romana. Il cambiamento della direzione del vento (da N a W/SW) e la propagazione del fenomeno nell'entroterra, osservato da una rete di Sodar, supporta l'ipotesi di una circolazione di brezza; una circolazione dovuta all'isola di calore urbano è osservata durante il giorno ed è correttamente riprodotta dalla simulazione.

Negli ultimi anni sono state condotte analisi più complete su profili verticali d'intensità e direzione del vento. Ad esempio, si sono utilizzati i dati di vento dell'intero anno 1996 (facenti parte di una campagna di misura, svolta nel periodo 1996-1998), in cui è stata utilizzata una rete di tre Sodar dislocati nell'area romana (nei siti AMA, PDM, IFU), allo scopo di evidenziare la struttura e l'evoluzione del PBL, in relazione anche agli effetti provocati dal crescente inquinamento atmosferico (Mastrantonio et al., 2006; Mastrantonio et al.-ISARS, 2006). I profili del vento sono stati utilizzati per ricavare la struttura verticale e lo spessore delle masse d'aria coinvolte nella circolazione locale. L'analisi statistica dell'andamento giornaliero del vento su base mensile e stagionale ha consentito di evidenziare le caratteristiche delle diverse componenti di questa circolazione, ed in particolare intensità e direzione di provenienza (Mastrantonio et al., 2006). Di notte, quando a causa dell'irraggiamento notturno si sviluppa nei bassi strati una condizione di stabilità stratificata, sono state rilevate componenti della circolazione di origine diversa (flusso di drenaggio, venti catabatici) che in alcuni siti si presentano in maniera alterna,

probabilmente in funzione delle condizioni sinottiche, in altri interagiscono tra loro. I tempi di propagazione della brezza sono stati calcolati dal ritardo con cui il segnale associato si manifesta nei vari punti di misura, in funzione della distanza della costa.

Ulteriori analisi di una serie continua di 10 anni di dati di vento registrati nell'aeroporto di Fiumicino hanno messo in evidenza la variabilità stagionale della circolazione locale (Mastrantonio et al., 2006).

Il presente lavoro prosegue l'analisi iniziata negli ultimi anni (Coniglio, 2004), introducendo nuovi siti di misura e approfondendo alcuni aspetti della circolazione locale nei diversi siti, allo scopo di ricostruire l'evoluzione giornaliera del campo del vento prodotto dalle forzanti locali e di analizzare l'influenza della circolazione sinottica sul campo di vento locale. Inoltre, l'uso di radiosondaggi per determinare i valori del vento geostrofico ha reso possibile il confronto tra le direzioni del vento a basse e alte quote, per stabilire l'influenza della forzante a scala sinottica nel determinare la configurazione delle correnti notturne a PDM (Mastrantonio et al., 2008).

Siccome sono gli strati più bassi ad essere interessati dalla circolazione locale, maggiore attenzione è stata posta nello studio dei primi 100 m dell'atmosfera. L'influenza dell'orografia sulla circolazione locale è ipotizzabile, visto che i rilievi che circondano la bassa valle del Tevere raggiungono quote anche superiori ai 1000 m. Lo studio ha infatti messo in evidenza componenti della circolazione che sono tipiche di regioni montuose (venti catabatici, brezze di valle e di monte, venti di drenaggio). A queste componenti si aggiungono anche quelle prodotte dalla vicinanza del mare (brezze di mare e di terra) e quelle causate dalla presenza della città (isola urbana di calore).

Il periodo analizzato riguarda l'anno 1996. In questo anno erano operativi nell'area un numero non trascurabile di strumenti di misura. L'attenzione si è poi focalizzata su due intervalli di tempo caratteristici della stagione invernale-primaverile (marzo-aprile) ed estiva (luglio-settembre).

Per far emergere le caratteristiche principali della circolazione locale sono stati selezionati i giorni in cui l'influenza delle forzanti sinottiche è minima. Due aspetti sono stati considerati a questo scopo: copertura nuvolosa e intensità del vento. Infatti, la presenza delle nubi di giorno, scherma la radiazione solare e minimizza la formazione di quei gradienti termici orizzontali, che in ultima analisi sono all'origine della circolazione locale.

Anche di notte se il cielo coperto blocca l'emissione verso lo spazio della radiazione termica emessa dalla superficie, questa non si raffredda e viene quindi inibita la formazione di gradienti orizzontali di temperatura.

Per l'altro aspetto, dalla letteratura si evince come alle nostre latitudini venti particolarmente intensi sono di origine sinottica ed in genere modificano sensibilmente le circolazioni prodotte dalle forzanti locali (come la brezza e i venti che si formano in una valle), fino a impedirne lo sviluppo (Mastrantonio et al., 2006; Asimakopoulos et al., 1999; Mastrantonio et al., 1994; Amanatidis et al., 1992; Barr and Orgill, 1989; Helmis et al., 1987; Prezerakos, 1986; Colacino e Dell'Osso, 1978).

4.2-II *database*

In questo lavoro le caratteristiche della circolazione locale nella bassa valle del Tevere vengono derivate dall'analisi statistica delle misure del vento nei diversi siti, menzionati nel precedente Paragrafo. I dati comprendono sia misure di profili di vento ottenute mediante Sodar Doppler, sia misure di vento nello strato superficiale, rilevate mediante strumentazione meteorologica tradizionale. Nell'analisi sono state utilizzate anche le informazioni meteorologiche presenti nei *file* METAR dell'aeroporto di Fiumicino. Qui di seguito viene presentato la diversa natura e il diverso contributo dei dati.

4.2.1- Le informazioni dai METAR

Dal punto di vista operativo, per ridurre gli effetti della copertura nuvolosa e delle forzanti sinottiche intense sui risultati dell'analisi statistica, sono stati eliminati dall'analisi tutti quei giorni per i quali o a causa del cielo coperto o del forte vento di origine sinottica, erano da considerare poco probabili sia la formazione che lo stabilizzarsi di una circolazione locale. La scelta dei giorni sereni è stata fatta utilizzando i *files* METAR di Fiumicino, contenenti le informazioni sulla copertura nuvolosa, con periodicità di 30 minuti: nell'analisi fatta non sono stati presi in considerazione i dati associati a condizioni di tempo nuvoloso o piovoso per più di tre ore al giorno. Come esempio, in Tabella 4.1 sono indicati i giorni considerati sereni secondo il criterio precedente nel corso del 1996.

Il testo di un METAR (acronimo di METeological Aerodrome Report) inizia con l'indicatore della località identificata con codice ICAO. Si hanno informazioni riguardo:

1. il giorno del mese e l'ora UTC (Coordinated Universal Time) di emissione;
2. la direzione e l'intensità del vento in nodi seguiti dal suffisso "kt" (1 knot = 0,514 m/s);

3. la visibilità orizzontale al suolo in metri;
4. i fenomeni del tempo presente (pioggia, neve, nebbia, foschia ecc...) quando sono presenti;
5. la copertura dovuta alle nubi e l'altezza in piedi della base delle stesse;
6. gruppo delle temperature (temperatura dell'aria e la temperatura di rugiada) separate dal simbolo "/",
7. gruppo della pressione o QNH preceduto dalla lettera "Q".

MESI	GIORNI SERENI	MESI	GIORNI SERENI
Gennaio	3-4-15-16-17-18	Luglio	1-4-5-6-9-10-12-13-14-15-16-17-18-19-21-22-23-24-25-26-27-29-31
Febbraio	9-16-17-18-23-26-27-28-29	Agosto	1-2-3-4-5-6-9-10-11-13-14-15-16-17-18-19-20-21-23-24-27
Marzo	5-6-20-23-31	Settembre	1-5-6-8-9-10-14-15-16-17-24-27-29-30
Aprile	4-6-7-11-12-13-15-16-18-19-20	Ottobre	1-3-10-19-20-21-22-23-24-25-27-31
Maggio	6-14-16-18-22-23-24-25-29-30-31	Novembre	1-2-3-4-6-9-12-13-21
Giugno	1-2-3-7-8-10-11-15-16-17-18-23-26-27-28-29	Dicembre	3-4-5-6

Tabella 4.1 – Elenco dei giorni sereni durante l'anno 1996: non sono stati presi in considerazioni i dati associati a condizioni di tempo nuvoloso o piovoso per più di tre ore al giorno.

Più in dettaglio le caratteristiche di un bollettino METAR sono le seguenti (www.meteoam.it, it.wikipedia.org/wiki/METAR):

- ✓ il vento è descritto da tre cifre per la direzione, due per l'intensità: dddkk. Può anche comparire la dicitura VRB quando la direzione di provenienza cambia per un settore uguale o superiore a 60°, oppure la lettera G dopo l'intensità indicante le raffiche nel gruppo dddkkGkk (es. 04010G25kt), i primi due kk indicano la velocità media, e i secondi kk la velocità delle raffiche che deve essere di almeno 10 nodi e superiore alla velocità media. Quando non è disponibile la misurazione si troverà l'espressione "/////kt";
- ✓ la visibilità viene indicata con quattro cifre VVVV. Con 9999 indica visibilità oltre 10km. Alla visibilità tra 1500 e 5000 metri viene di solito associato il fenomeno BR (foschia) e a visibilità inferiori a 1500 metri viene invece associato di solito il fenomeno FG (fog, nebbia);

- ✓ i fenomeni hanno molte sigle, alle precedenti si possono aggiungere ad esempio RA (rain): pioggia, TS (tunderstorm): temporale, SN (snow): neve; inoltre vengono talvolta utilizzati i simboli '+' e '-' per indicare l'intensità;
- ✓ le nubi vengono descritte con tre lettere e tre numeri NNNQQQ; le prime tre possono essere FEW (poche nubi, circa 1/8 o 2/8 di copertura), SCT (scattered): nubi sparse, circa da 3/8 a 5/8 di copertura, BKN (broken: copertura con squarci, cioè da 6/8 a 7/8 di copertura), e OVC (overcast: copertura totale 8/8). Le tre cifre indicano l'altezza della base delle nubi in centinaia di piedi (1 piede = 30,48cm) riferita alla superficie della stazione meteo. Inoltre, possono comparire le diciture TCU (towering cumulus, Cumulus Congestus a grande estensione verticale) e CB (cumulonembi). Si può trovare infine la dicitura SKC (sky clear:: cielo sereno) al posto del gruppo copertura;
- ✓ la temperatura è indicata con quattro cifre TT/DD, le prime due indicano la temperatura effettiva al suolo e le seconde due la temperatura di rugiada. Le temperature negative sono precedute da una M e non dal segno - che indica invece l'intensità dei fenomeni;
- ✓ la pressione è indicata con quattro cifre QQQQ che indicano la pressione atmosferica dell'aeroporto riportata alla superficie del livello medio del mare, detta QNH in hPa.

Inoltre, in caso di visibilità oltre 10 km, nessun fenomeno, nessuna nube sotto i 1500 m (5000 ft) e nessun cumulonembo, queste tre informazioni vengono sostituite dalla dicitura CAVOK = Clouds And Visibility OK. La sigla NOSIG (No Significant Change) indica invece, nessuna variazione significativa di vento, visibilità, tempo presente e nuvolosità nelle due ore successive all'orario di osservazione. Nella redazione del METAR è anche previsto, in coda all'osservazione, un campo RMK (remarks = 'si sottolinea') dove vengono inserite informazioni aggiuntive quali la copertura, la visibilità delle cime delle eventuali montagne etc.

Ad esempio il messaggio del 13 luglio 1996 alle ore 14:50 UTC, 'LIRF 131450Z 26011KT CAVOK 26/17 Q1019 NOSIG=' ha il seguente significato: METAR di Roma Fiumicino (LIRF), vento da 260° con intensità di 6 m/s, visibilità orizzontale al suolo maggiore di 10000 m, temperatura di 26° e temperatura di rugiada di 17°, pressione di 1019 hPa.

4.2.2- I dati dei Sodar e delle stazioni meteorologiche

Per lo studio della circolazione atmosferica locale e la conseguente ricostruzione della mappa del vento, l'analisi prevede l'uso dei dati acquisiti contemporaneamente dai tre sistemi Sodar, installati nelle stazioni di PDM, dell'AMA e dell'IFU, con il contributo dei dati delle stazioni meteorologiche installate negli aeroporti della zona in esame (Ciampino, Fiumicino, Guidonia, Urbe e Pratica di Mare).

I Sodar hanno caratteristiche tecniche e funzionali simili: ad esempio, la copertura verticale è divisa in 32 *range-gates* spazati di 27 m circa, il primo livello è centrato a 39 m dal suolo a PDM e all'IFU e a 44 m all'AMA, fino ad una quota di circa 890 m dal suolo; l'intervallo di media è di circa 10 minuti.

Per la costruzione del database sono state utilizzate le tabelle dei profili di vento (mediati in un certo intervallo di tempo), che sono state ottenute durante l'acquisizione.

Un esempio di tabella di acquisizione è mostrato nella Tabella 4.2 (stazione dell'AMA, 6 agosto 1996, blocco dei dati relativo all'ora di fine sondaggio 00:09 Standard Local Time). Essa è costituita da 11 colonne contenenti:

- la quota (in metri) ; il valore viene preceduto dal segno ‘-’, nel caso in cui il dato relativo alla velocità verticale del vento sia invalidato per cattivo rapporto Segnale/Rumore (S/R) e quindi non utilizzato per il calcolo della velocità orizzontale.
- “Vz”, la velocità verticale del vento in metri/secondo; se il dato non è buono per cattivo rapporto S/R si ha come valore ‘+9.99’.
- “S2”, la varianza della velocità verticale (in notazione esponenziale).
- “Intz”, l'intensità dell'eco sull'asse z in unità del convertitore A/D al quadrato (in notazione esponenziale).
- “Utz”, “Utx”, “Uty”, la percentuale di dati validi, relativa a ciascun asse (tale percentuale è compresa tra 0 e 1.00); i dati con scarso rapporto S/R non vengono compresi nella media.
- “V”, la velocità orizzontale del vento (in modulo) in metri/secondo; se il dato non è rilevabile si ha il valore ‘+99.99’.
- “dir”, la direzione di provenienza del vento calcolata per convenzione da Nord verso Est (da 0° a 360°); se il dato non è rilevabile si trova come valore ‘+999’.
- “Sv”, la deviazione standard della velocità del vento (modulo), in metri/secondo.
- “Sdir”, la deviazione standard della direzione del vento in gradi.

I Sodar hanno funzionato in modo continuo 24 ore al giorno. In alcuni casi, però, mancano dei dati, probabilmente per un cattivo funzionamento dello strumento o per

interruzione dell'acquisizione, a causa di problemi di tipo vario: mancanza della tensione, mal funzionamento del PC etc.

All'inizio di ogni blocco di dati mediati sono registrate la data e l'ora in forma compatta, precedute da 5 caratteri '@', seguono quindi il numero delle scansioni richieste nella media e l'intervallo di media (in secondi); il blocco termina con 5 caratteri ';;'.

@@@@@00608960009 0100 0599											
quota	Vz	S2	Intz	Utz	Utx	Uty	V	dir	Sv	Sdir	
0044	+0.06	2.69e-002	2.47e+007	0.86	0.89	0.59	+00.77	170	8.40e-001	3.52e+003	
0072	-0.04	3.81e-001	2.06e+007	0.76	0.89	0.46	+00.95	106	8.52e-001	3.08e+003	
0099	-0.02	3.21e-002	7.94e+006	0.49	0.90	0.27	+05.60	246	3.66e+001	6.14e+002	
0126	-0.14	4.73e-001	4.10e+006	0.47	0.61	0.45	+01.73	136	7.46e-001	1.17e+003	
0153	-0.19	7.36e-001	4.65e+006	0.47	0.70	0.62	+02.22	135	8.36e-001	5.48e+002	
0181	-0.50	1.46e+000	4.52e+006	0.18	0.54	0.36	+03.37	134	9.74e-001	4.40e+002	
-208	+9.99	9.99e+000	4.89e+006	0.04	0.63	0.20	+01.58	151	9.99e+003	0.00e+000	
-235	+9.99	9.99e+000	6.53e+006	0.02	0.14	0.05	+00.96	309	9.99e+003	0.00e+000	
-262	+9.99	9.99e+000	8.60e+006	0.03	0.05	0.03	+99.99	999	9.99e+003	0.00e+000	
-290	+9.99	9.99e+000	8.29e+006	0.03	0.07	0.03	+99.99	999	9.99e+003	0.00e+000	
-317	+9.99	9.99e+000	7.78e+006	0.02	0.08	0.02	+99.99	999	9.99e+003	0.00e+000	
-344	+9.99	9.99e+000	4.53e+006	0.02	0.07	0.02	+99.99	999	9.99e+003	0.00e+000	
-371	+9.99	9.99e+000	4.27e+006	0.02	0.07	0.03	+99.99	999	9.99e+003	0.00e+000	
-399	+9.99	9.99e+000	4.81e+006	0.02	0.05	0.02	+99.99	999	9.99e+003	0.00e+000	
-426	+9.99	9.99e+000	7.52e+006	0.02	0.06	0.03	+99.99	999	9.99e+003	0.00e+000	
-453	+9.99	9.99e+000	4.96e+006	0.01	0.07	0.01	+99.99	999	9.99e+003	0.00e+000	
-480	+9.99	9.99e+000	2.91e+006	0.01	0.04	0.00	+99.99	999	9.99e+003	0.00e+000	
-508	+9.99	9.99e+000	3.99e+006	0.02	0.15	0.01	+99.99	999	9.99e+003	0.00e+000	
-535	+9.99	9.99e+000	4.46e+006	0.03	0.10	0.04	+99.99	999	9.99e+003	0.00e+000	
-562	+9.99	9.99e+000	4.92e+006	0.04	0.22	0.26	+03.55	154	9.99e+003	0.00e+000	
-589	+9.99	9.99e+000	5.03e+006	0.04	0.36	0.31	+02.90	146	9.99e+003	0.00e+000	
-617	+9.99	9.99e+000	4.58e+006	0.01	0.26	0.13	+02.84	147	9.99e+003	0.00e+000	
-644	+9.99	9.99e+000	4.42e+006	0.03	0.14	0.10	+02.80	154	9.99e+003	0.00e+000	
-671	+9.99	9.99e+000	4.66e+006	0.03	0.19	0.05	+02.32	144	9.99e+003	0.00e+000	
-698	+9.99	9.99e+000	5.15e+006	0.03	0.13	0.03	+99.99	999	9.99e+003	0.00e+000	
-726	+9.99	9.99e+000	4.02e+006	0.01	0.29	0.24	+03.41	155	9.99e+003	0.00e+000	
-753	+9.99	9.99e+000	3.14e+006	0.01	0.25	0.27	+03.29	166	9.99e+003	0.00e+000	
-780	+9.99	9.99e+000	4.29e+006	0.01	0.20	0.19	+04.02	172	9.99e+003	0.00e+000	
-807	+9.99	9.99e+000	4.68e+006	0.02	0.19	0.17	+02.00	178	9.99e+003	0.00e+000	
-835	+9.99	9.99e+000	4.42e+006	0.02	0.03	0.04	+99.99	999	9.99e+003	0.00e+000	
-862	+9.99	9.99e+000	4.18e+006	0.02	0.04	0.03	+99.99	999	9.99e+003	0.00e+000	
-889	+9.99	9.99e+000	4.75e+006	0.02	0.04	0.03	+99.99	999	9.99e+003	0.00e+000	

Tabella 4.2 – Esempio di tabella dei dati Sodar, al termine di un periodo di media (stazione dell'AMA, 6 agosto 1996, blocco dei dati relativo all'ora 00:09 SLT).

Consideriamo l'anno 1996, per il quale è stata approfondita l'analisi; per questo anno di riferimento la percentuale dei dati validi per i vari siti di misura è data in Tabella 4.3, in riferimento agli intervalli 40-300 m e 300-550 m. Per una misura del profilo di vento, le percentuali sono relativamente buone per le prime quote, e decrescono all'aumentare dell'altezza, poiché a causa del rumore ambiente, il rapporto S/R diminuisce, in quanto usualmente gli echi provenienti da quote maggiori sono più deboli. Ogni singolo dato è, infatti, accettato e quindi è compreso nella media, se la funzione che tiene conto del rapporto S/R (si veda il Paragrafo 3.2.5) è tale da essere maggiore di 0.75. Inoltre, se il numero delle misure su cui si esegue la media supera il 15% circa dei dati complessivi, inclusi cioè quelli con un rapporto S/R insufficiente, viene fornito il valore medio

corrispondente (il valore è valido); se la soglia non viene superata, il valore viene sostituito da una serie di '9' (si veda Tab.4.2).

In particolare il sito IFU ha la più bassa quantità dei dati validi, concentrati nelle primissime quote (34%), come è logico aspettarsi a causa della sua posizione al centro della città (Mastrantonio et al., 2006), e a causa dell'effetto dei rumori della città e del traffico veicolare sulle misure Sodar; le stazioni dell'AMA e di PDM sono meno rumorose (oltre 60% dei dati validi).

Siti di misura	Percentuale dati validi (40-300 m); anno 1996	Percentuale dati validi (300- 550 m); anno 1996
PDM	69%	40%
AMA	65%	26%
IFU	34%	1%

Tabella 4.3– Percentuale di dati di vento validi nelle stazioni in cui era presente un sistema Sodar, per l'analisi per l'intero anno 1996: sono stati presi in considerazioni l'intervallo 40-300 m e 300-550 m circa

Nella Figura 4.2 sono riportati gli istogrammi rappresentativi della percentuale di dati validi (relativi alla direzione e all'intensità del vento) al variare dei mesi dell'anno, per ogni stazione di misura.

Si nota che la più bassa percentuale di dati validi è sempre nella stazione dell'IFU. Nelle stazioni di PDM e dell'AMA, invece, il miglior rapporto S/R permette di ottenere una percentuale di dati, in media superiore al 50%. Tale percentuale a PDM raggiunge perfino il 90% nei mesi primaverili ed estivi, nonostante la strumentazione si trovi all'interno di un aeroporto militare, dove però i decolli e gli atterraggi non sono molto frequenti.

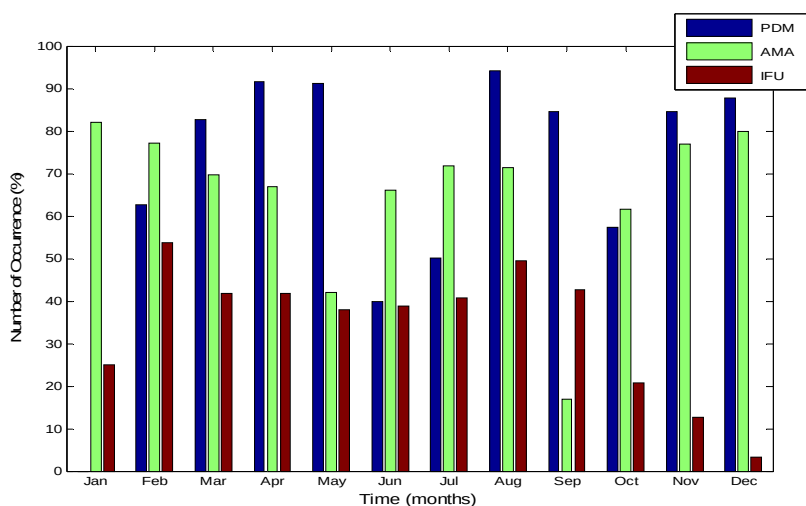


Figura 4.2 – Percentuale di dati di vento validi nelle stazioni in cui era presente un sistema Sodar, per l'analisi al variare dei mesi dell'anno 1996: è stato preso in considerazione l'intervallo 40-300 m circa.

Le stazioni meteorologiche situate negli aeroporti sono automatiche e forniscono le misure dei parametri meteorologici (temperatura, temperatura di rugiada, umidità, velocità e direzione del vento, pressione) ad intervalli di tre ore, alle ore sinottiche standard, secondo quanto prevede la WMO (Paragrafo 3.3). Erano disponibili come dati complementari le misure di vento raccolte dalla rete dell'Aeronautica Militare nell'intervallo temporale 1952-2005, alla quota di 10 m.

Nella Tabella 4.4 è mostrata la percentuale dei dati validi in corrispondenza dei cinque siti. Nel caso di GDN la percentuale inferiore è semplicemente da ricondursi al fatto che i dati sono immagazzinati solo durante il giorno.

Siti di misura	Percentuale dati validi (10 m); anno 1996
PDM	89%
FCO	83%
CMP	92%
URB	36%
GDN	52%

Tabella 4.4– Percentuale di dati di vento validi nelle stazioni degli aeroporti, in cui era presente un anemometro (10 m): nella prima colonna la percentuale nell'intervallo 1952-2005 e nella seconda colonna la percentuale nel 1996.

La Figura 4.3 rappresenta l'andamento dei dati disponibili nel corso dei mesi del 1996 per ogni stazione: le percentuali più basse sono riscontrate nei siti URB e GDN, mentre FCO, CMP e PDM presentano percentuali di dati che superano per lo più il 90%.

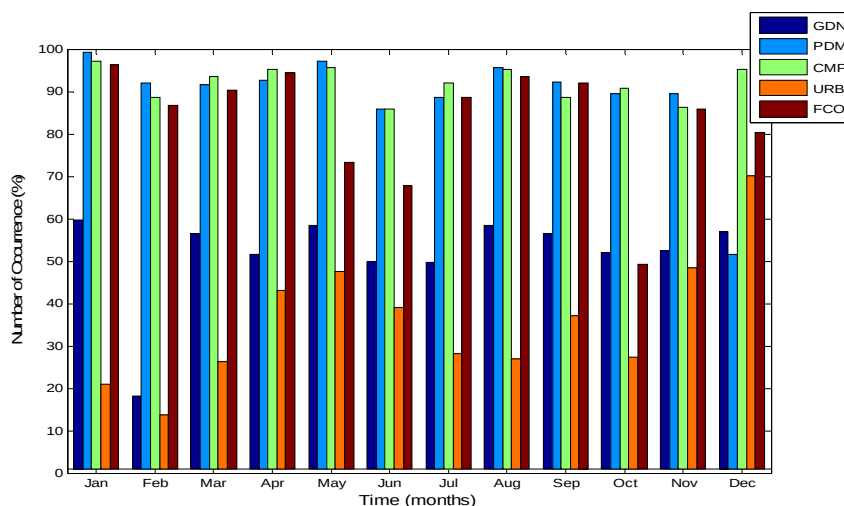


Figura 4.3 – Percentuale di dati di vento validi nelle stazioni degli aeroporti (10 m) per l'analisi al variare dei mesi dell'anno 1996.

4.2.3- I radiosondaggi

Allo scopo di studiare l'influenza della circolazione a grande scala su quella locale sono stati analizzati i dati ottenuti dai radiosondaggi del Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare.

Le osservazioni mediante radiosonde hanno sempre rappresentato per la modellistica numerica un'importante collezione di dati relativi alla struttura verticale dell'atmosfera. Nel Capitolo 3, si è già parlato dei diagrammi aerologici, disponibili anche al grande pubblico attraverso Internet; in alcuni siti è possibile prendere visione non solo del diagramma termodinamico, ma anche di una tabella numerica dove sono riportati per diverse quote bariche, i valori misurati di temperature, temperatura di rugiada altitudine del livello barico, direzione e intensità del vento.

Per la nostra analisi sono stati utilizzati i profili del vento ricavati dai radiosondaggi di Pratica di Mare, e ottenuti dal sito dell'Università del Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). Un esempio di un radiosondaggio è quello riportato nella Tabella 4.5.

In particolare, sono state considerate le misure intorno alla quota di 1500 m; questa quota è stata scelta perché nell'area i rilievi raggiungono al massimo 1000 m e allora si può supporre che a 1500-2000 m il contributo alla circolazione sia attribuibile principalmente alla scala sinottica. Il vento a questa quota può ben approssimarsi con il vento geostrofico.

1996_08
16245 LIRE Pratica Di Mare Observations at 00Z 01 Aug 1996

PRES hPa	HGHT m	TEMP C	DWPT C	RELH %	MIXR g/kg	DRCT deg	SKNT knot	THTA K	THTE K	THTV K
1010.0	32	22.8	14.8	61	10.58	0	0	295.1	325.8	297.0
1000.0	122	24.6	12.6	47	9.24	125	4	297.8	324.9	299.4
995.0	166	24.6	12.6	47	9.29	121	4	298.2	325.6	299.8
967.0	415	22.8	11.8	50	9.06	101	5	298.8	325.6	300.4
936.0	699	22.8	8.8	41	7.65	78	7	301.6	324.6	303.0
925.0	802	22.2	9.2	43	7.95	70	7	302.0	325.9	303.4
850.0	1530	15.8	8.8	63	8.43	320	4	302.7	328.1	304.2
789.0	2157	10.4	5.4	71	7.18	341	7	303.4	325.2	304.7
737.0	2721	6.2	2.1	75	6.08	0	9	304.8	323.5	305.9
710.0	3027	5.4	-7.6	39	3.06	11	10	307.2	317.0	307.8
700.0	3143	6.0	-12.0	26	2.19	15	11	309.1	316.3	309.5
695.0	3202	6.2	-12.8	24	2.07	15	11	309.9	316.8	310.3
638.0	3900	3.4	-27.6	8	0.62	11	15	314.4	316.7	314.6
584.0	4610	-2.1	-25.1	15	0.86	7	19	316.1	319.1	316.2
572.0	4775	-2.3	-42.3	3	0.16	6	20	317.7	318.4	317.8
534.0	5317	-5.9	-19.9	32	1.48	3	23	319.7	324.9	320.0
500.0	5830	-9.3	-25.3	26	0.98	360	26	321.6	325.2	321.8
483.0	6096	-11.1	-33.1	14	0.49	2	27	322.6	324.5	322.7
475.0	6224	-10.7	-37.7	9	0.32	2	27	324.6	325.9	324.7
400.0	7520	-20.1	-49.1	6	0.11	10	32	328.8	329.2	328.8
382.0	7860	-22.3	-49.3	7	0.11	7	33	330.2	330.7	330.3
300.0	9580	-38.3	-52.3	22	0.10	350	41	331.3	331.7	331.3
270.0	10296	-44.9				350	42	331.8		331.8
250.0	10810	-45.5				350	43	338.3		338.3
203.0	12174	-50.7				345	42	350.8		350.8
200.0	12270	-51.3				345	42	351.4		351.4
160.0	13695	-59.7				335	36	360.3		360.3
150.0	14100	-58.7				335	39	368.8		368.8
147.0	14227	-57.9				334	37	372.3		372.3
115.0	15756	-63.3				320	16	389.3		389.3
100.0	16620	-60.7				305	10	410.2		410.2
76.4	18300	-60.1				47	6	444.2		444.2
70.0	18850	-57.5				80	5	461.0		461.0
68.8	18959	-57.1				81	5	464.2		464.2
61.1	19705	-60.3				90	7	473.1		473.1
57.6	20076	-56.7				94	8	489.2		489.2
52.9	20614	-58.5				101	10	497.1		497.1
50.0	20970	-56.9				105	11	508.9		508.9
30.1	24218	-50.5				95	19	605.8		605.8
30.0	24240	-50.5				95	19	606.4		606.4
20.0	26900	-47.1				105	20	691.2		691.2
16.1	28343	-46.3				103	23	738.0		738.0
10.0	31570	-38.7				100	31	873.9		873.9

Tabella 4.5- Esempio di radiosondaggio a Pratica di Mare, 1 agosto 1996 (00:00 UTC): nella nostra analisi saranno presi in considerazione i dati relativi al profilo di vento, in particolare intorno alla quota di 1500 m.

4.3- L'analisi dei dati nel sito PDM

4.3.1-Le considerazioni preliminari

Per quanto riguarda il vento a PDM, è stata fatta un'analisi preliminare per i mesi di marzo ed agosto 1996: la Figura 4.4 rappresenta le distribuzioni in funzione del tempo dell'intensità e della direzione del vento rilevate alla quota di circa 70 m nell'arco delle 24 ore. La quota di 70 m è stata scelta come compromesso tra la necessità di avere una misura all'interno dello strato interessato dalla circolazione locale e la necessità di attenuare gli effetti degli ostacoli presenti sulla superficie.

Nei grafici di Fig. 4.4 sono rappresentati a sinistra l'andamento giornaliero della velocità del vento (in toni di blu) e a destra l'andamento della direzione (in toni di blu). Nelle mappe l'intensità del colore è proporzionale alla frequenza con cui ogni valore è presente ad un determinato tempo del giorno, in unità arbitrarie. Viene anche riportato il numero di dati usati e la loro percentuale relativa ai mesi e giorni selezionati (i valori delle misure non validi con cattivo rapporto S/R sono eliminati).

All'andamento della velocità e della direzione sono sovrapposte delle linee rosse continue: nel caso della direzione essa rappresenta il massimo della distribuzione e nel caso della velocità rappresenta la media aritmetica.

In Fig. 4.4 è evidente la rotazione prodotta nella direzione del vento per effetto dell'alternanza giorno-notte. I valori si predispongono in *cluster* ben definiti, per quanto l'interazione con la circolazione sinottica produca una certa dispersione, specie durante il giorno quando l'accoppiamento tra i moti alle quote superiori e quelli alle quote inferiori aumenta. Nel confronto dell'andamento giornaliero della direzione nelle due stagioni si osserva che la durata delle circolazioni varia in funzione della durata relativa dei periodi giorno-notte.

La circolazione del periodo notturno evidenzia due *cluster* distinti che inducono ad ipotizzare la possibilità dell'esistenza alternativa di due circolazioni (Coniglio, 2004). E' stato ipotizzato che queste due circolazioni siano associabili al flusso di drenaggio della bassa valle del Tevere e ai venti catabatici dai Colli Albani. E' stato inoltre ipotizzato il contributo delle forzanti sinottiche nel definire quale delle due viene rilevata.

Durante il giorno, invece, non è semplice individuare dei *cluster* altrettanto ben definiti. Questo è probabilmente dovuto alla maggiore interazione tra circolazione sinottica e locale durante il giorno. Durante la notte, infatti, la presenza di inversione termica favorisce il disaccoppiamento tra gli strati atmosferici interessati dalle due circolazioni.

L'andamento della velocità media in Fig. 4.4 appare pressoché simile con valori compresi tra 2 e 5 m/s.

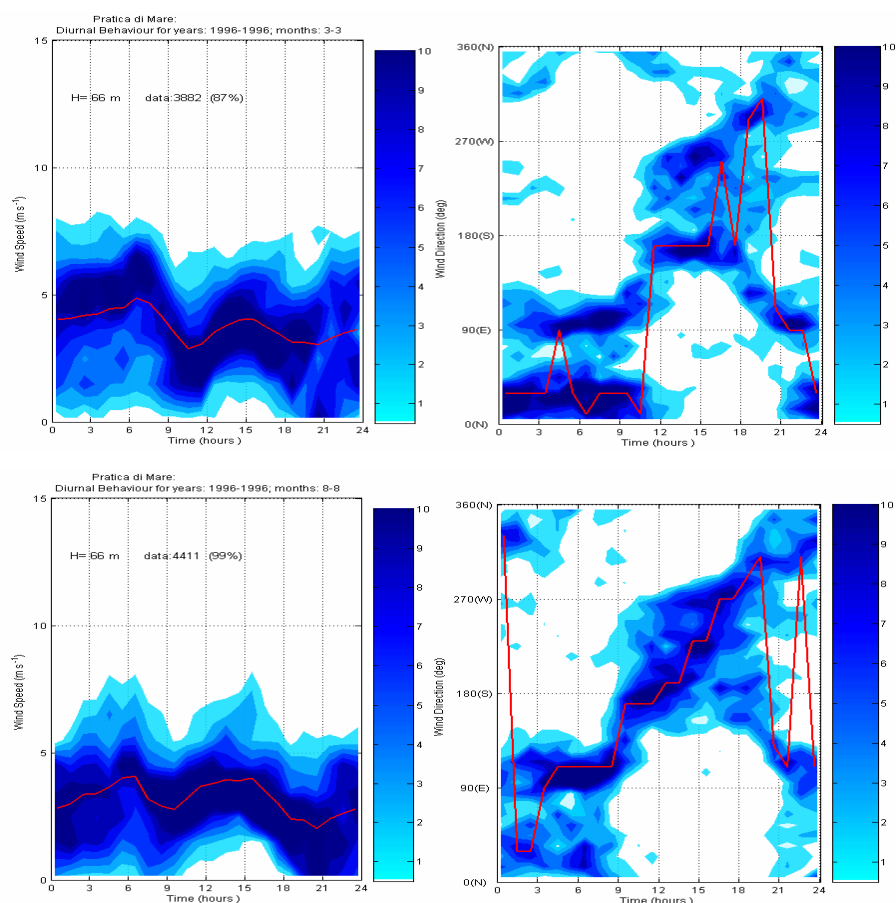


Figura 4.4– Andamento giornaliero della velocità (a sinistra) e della direzione (a destra) del vento a 70 m circa nel sito PDM (dati rilevati dal sistema Sodar); in alto: marzo 1996, in basso: agosto 1996.

Riguardo all'interazione tra la circolazione locale e quella a grande scala, è bene tener presente che spesso le forzanti locali tendono a produrre correnti che hanno valori del vento (intensità e direzione) diverse da quelle sinottiche. Quando le correnti sinottiche non prendono il sopravvento su quelle locali e le condizioni di stabilità termica minimizzano i flussi verticali di momento e quindi l'interazione tra le due, allora il profilo del vento permette di individuare gli spessori atmosferici interessati dalle correnti di origine locale.

Questo disaccoppiamento permette di valutare lo spessore della circolazione locale attraverso l'analisi statistica dei profili di vento e più in particolare delle direzioni. Per misurare gli spessori delle correnti locali sono stati quindi utilizzati i profili di vento misurati dai Sodar. In particolare, considerando i periodi in cui erano certamente attive le circolazioni notturne, in Figura 4.5 e Figura 4.6 sono mostrati i profili del vento durante le ore notturne, che nella quota inferiore registrano una direzione di provenienza dai settori angolari 0° - 40° e 80° - 120° . Il disaccoppiamento tra gli strati atmosferici più bassi e quelli più alti permette di stimare lo spessore della circolazione locale, più facilmente durante la notte, perché in assenza di nubi il raffreddamento radiativo produce inversioni termiche e disaccoppiamenti più netti tra le correnti degli strati più bassi e quelle degli strati superiori,

interessati da circolazione sinottica. Inoltre, le correnti locali, se presenti, hanno spessori compatibili con il raggio d'azione dello strumento di misura.

In Fig. 4.5 sono riportati gli sviluppi verticali delle misure delle direzioni per i profili che alle quote più basse (seconda quota) registrano una direzione di provenienza dal settore 0° - 40° . Si può osservare che la corrente in oggetto ha una uniformità nella direzione fino a 100-150 m. Alle quote superiori c'è la transizione verso direzioni maggiormente influenzate dalle circolazioni a scala sinottica.

In Fig. 4.6 vengono riportati in modo analogo quanto ottenuto per i profili che alle basse quote registrano una direzione di provenienza dal settore 80° - 120° . In questo caso però per quanto sia evidente il disaccoppiamento esistente tra le correnti alle quote più basse e quelle alle quote superiori, non è facilmente identificabile il punto di discontinuità nel profilo della direzione, che permetta di dedurne lo spessore.

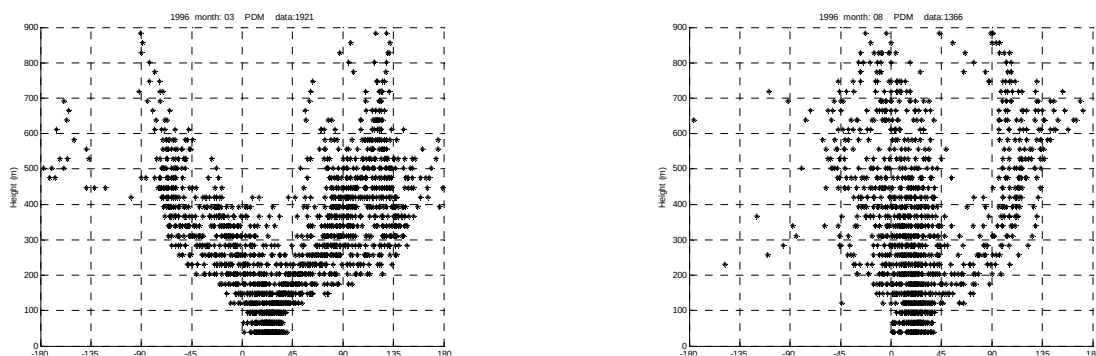


Figura 4.5– Misura delle direzioni del vento alle diverse quote, per i profili per i quali la direzione di provenienza del vento alle quote più basse ricade nel settore 0° - 40° . A sinistra i profili in marzo, a destra in agosto (Coniglio, 2004).

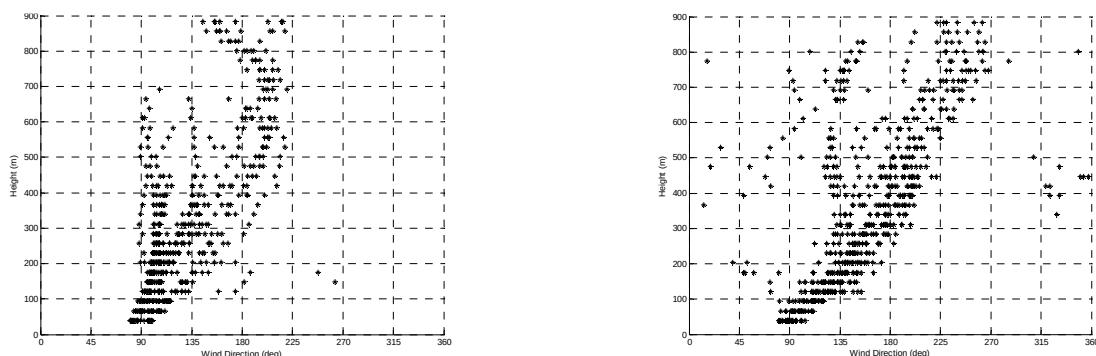


Figura 4.6– Misura delle direzioni del vento alle diverse quote, per i profili per i quali la direzione di provenienza del vento alle quote più basse ricade nel settore 80° - 120° . A sinistra i profili in marzo, a destra in agosto (Coniglio, 2004).

4.3.2- L'andamento giornaliero del vento

Nell'analisi preliminare sono emerse delle importanti caratteristiche della circolazione locale, adesso è necessario approfondirne alcuni aspetti. Per aumentare la statistica l'analisi viene estesa a periodi più lunghi, caratteristici della stagione primaverile

(marzo-aprile) e estiva (luglio-settembre). Come esempio sono stati utilizzati tutti i dati per evidenziare il rumore legato alla forzante sinottica nella definizione della corrente locale. La Figura 4.7 e la Figura 4.8 mostrano il comportamento del vento in funzione del tempo alle prime sei quote (relative ai dati del Sodar), rispettivamente per il periodo marzo-aprile e il periodo luglio-settembre 1996; in tal modo è possibile evidenziare l'andamento e l'intensità relativa dei *cluster* delle direzioni (individuati dai toni di blu più scuri, che indicano una maggiore frequenza).

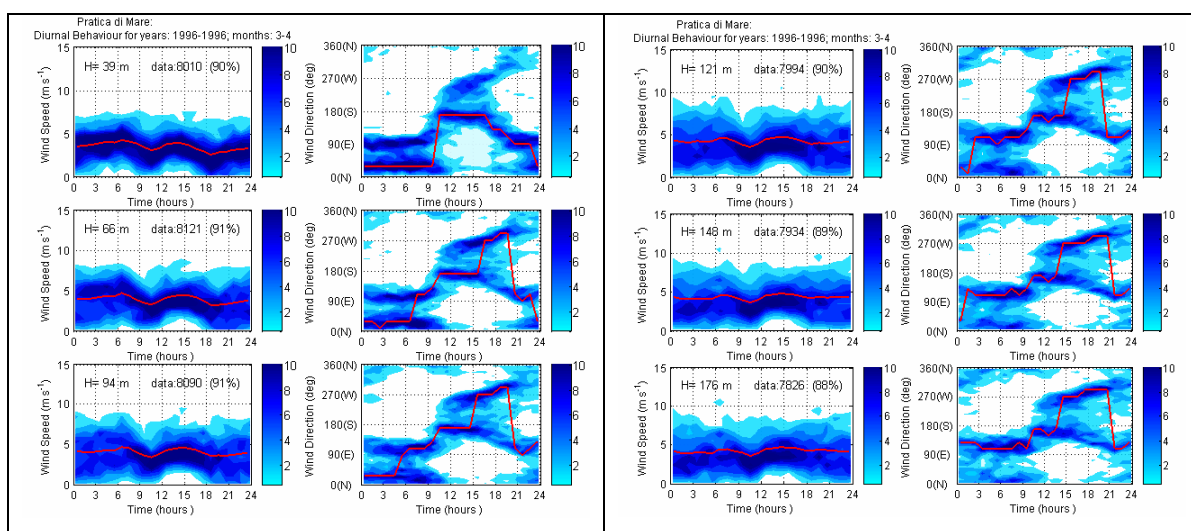


Figura 4.7– Comportamento giornaliero per le altezze 39, 66, 94, 121, 148, 176 m nel sito PDM nell'intervallo marzo-aprile 1996; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua) , a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua).

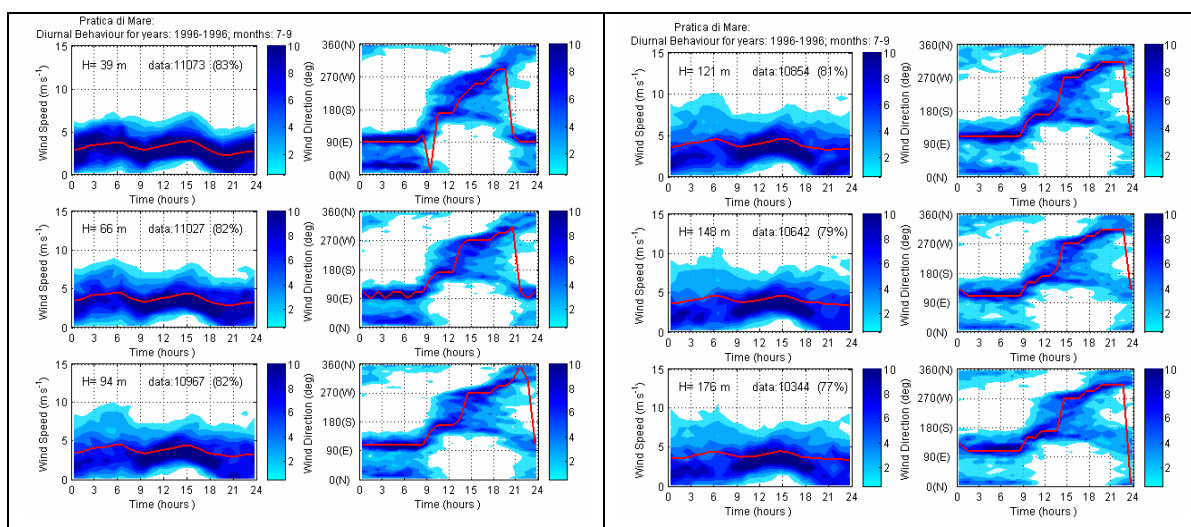


Figura 4.8– Comportamento giornaliero per le altezze 39, 66, 94, 121, 148, 176 m nel sito PDM nell'intervallo luglio-settembre 1996; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua) , a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua).

Nella Figura 4.9 e nella Figura 4.10 sono mostrati gli stessi andamenti riguardo all'intensità e direzione del vento, dopo aver eliminato dall'analisi i giorni con il cielo coperto. A questo scopo sono state utilizzate le informazioni meteorologiche riportate nei *file* METAR dell'Aeroporto di Fiumicino. Nessuna condizione è stata posta sulla direzione di provenienza del vento, sia per quanto riguarda i flussi notturni che diurni; le percentuali dei dati sono da riferirsi solo ai giorni sereni.

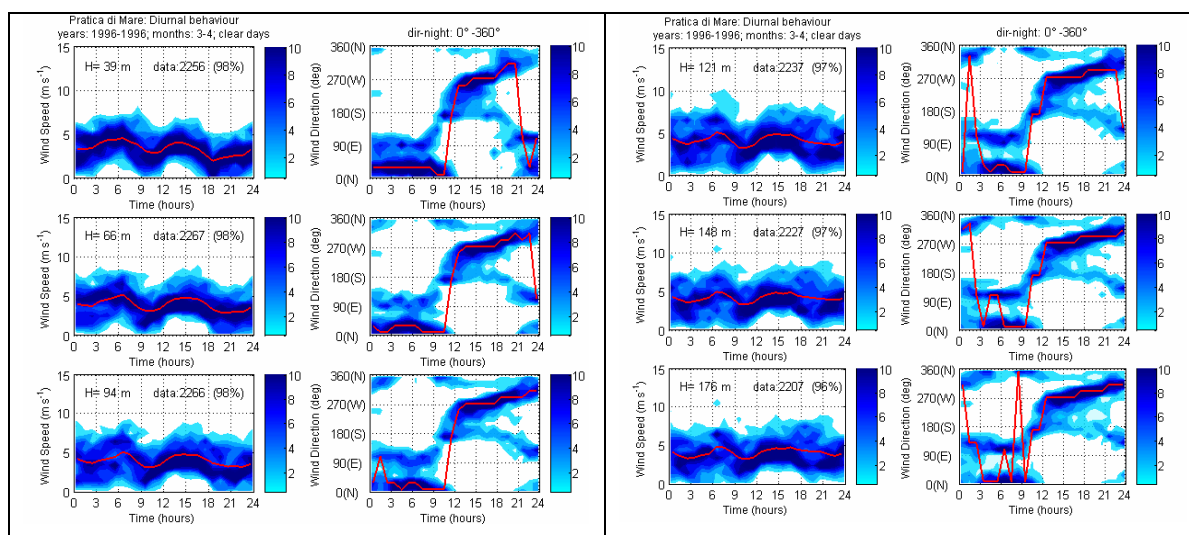


Figura 4.9– Comportamento giornaliero per le altezze 39, 66, 94, 121, 148, 176 m nel sito PDM nell'intervallo marzo-aprile 1996 durante i giorni di cielo sereno; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua), a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua).

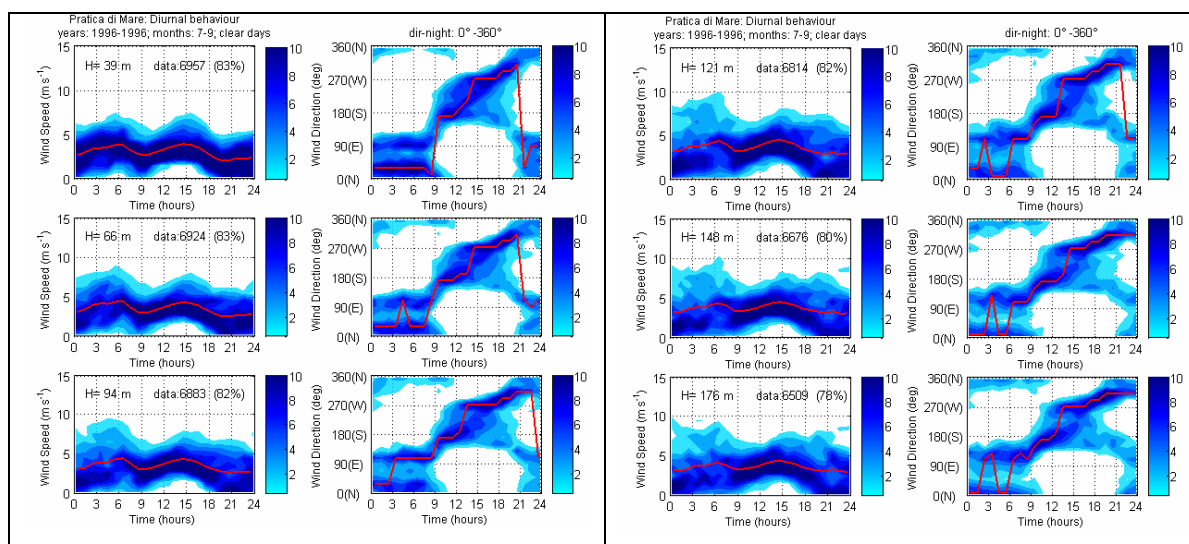


Figura 4.10– Comportamento giornaliero per le altezze 39, 66, 94, 121, 148, 176 m nel sito PDM nell'intervallo luglio-settembre 1996, durante i giorni di cielo sereno; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua), a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua).

Dopo aver eliminato i dati in cui la forzante sinottica è presumibilmente maggiore, i due *cluster* notturni emergono ancora più chiaramente, anche a quote più alte e in entrambi i periodi dell'anno. Nella notte due diversi tipi di correnti di gravità possono essere osservati: il primo flusso (flusso di drenaggio: settore di direzione 0° - 40°) si origina nella bassa valle del Tevere e raggiunge poi la città di Roma, il secondo flusso (brezza di monte /brezza di terra: settore di direzione 80° - 130°) si origina dalle colline a Est di Pratica di Mare. Soprattutto alle quote più alte la frequenza di occorrenza delle due configurazioni è simile, mentre alle quote più basse è maggiormente presente la corrente che proviene dal settore Nord.

La separazione dei due flussi è parte della procedura per verificare l'ipotesi che i due andamenti alternativi sono il risultato dell'influenza della forzante a scala sinottica. In prima approssimazione si consideri che nella maggior parte dei casi selezionati la forzante a scala sinottica non vari troppo nel corso della giornata.

Anche se durante la notte si possono osservare due configurazioni diverse della circolazione, per ora è stato considerato l'insieme di dati registrati nell'intervallo orario 03:00-06:00 LT in cui la direzione del vento alla seconda quota è compresa nel settore 0° - 135° , che comprende entrambi i due flussi notturni (Coniglio, 2004). La Figura 4.11 e la Figura 4.12 mostrano l'andamento rispettivamente per i periodi marzo-aprile e di luglio-settembre per le prime quattro quote. Per quanto riguarda il periodo primaverile sembra prevalere la circolazione proveniente da Nord, fino alla quota di 121 m, mentre per quanto riguarda il periodo estivo comincia ad esserci la prevalenza della corrente proveniente da Est.

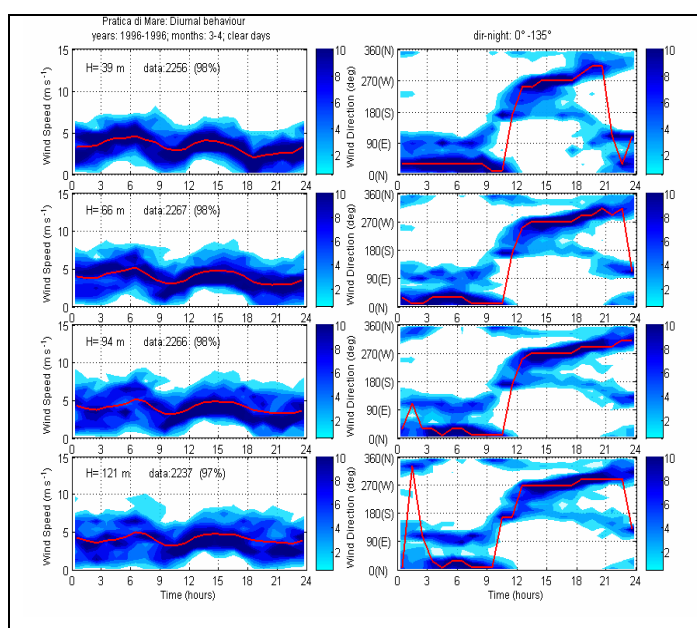


Figura 4.11– Comportamento giornaliero per le altezze 39, 66, 94, 121 m nel sito PDM, nel periodo marzo-aprile 1996, durante i giorni sereni; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua), a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua). I dati considerati sono quelli per cui le direzioni dei venti notturni sono nell'intervallo 0° - 135° .

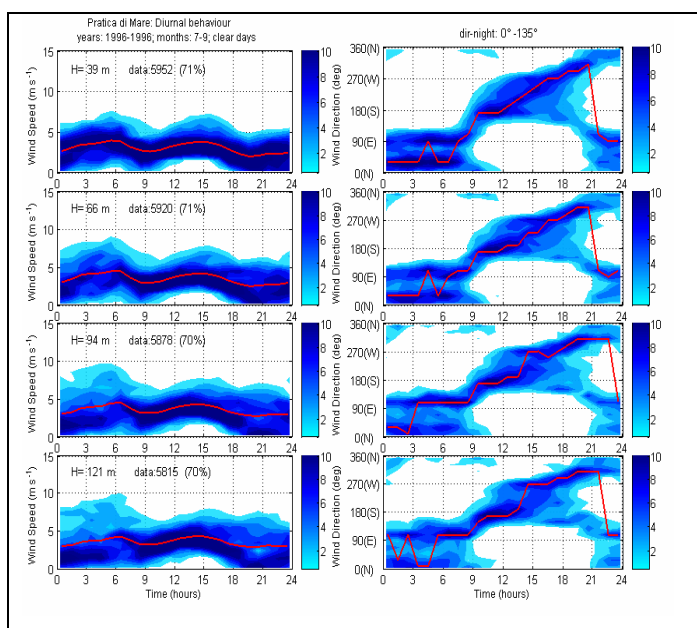


Figura 4.12– Comportamento giornaliero per le altezze 39, 66, 94, 121 m nel sito PDM, nel periodo luglio-settembre, durante i giorni sereni; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua), a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua). I dati considerati sono quelli per cui le direzioni dei venti notturni sono nell'intervallo 0° - 135° .

Nell'ipotesi che i due *cluster* notturni siano associati a due configurazioni alternative della circolazione locale, determinate dalla forzante sinottica, e che la forzante permanga senza cambiamenti sostanziali nel corso del giorno, sono stati considerati due insiemi di dati, separatamente per i due periodi di marzo-aprile e di luglio-settembre 1996: il primo riguarda i dati registrati durante le ore notturne (dalle 03:00 alle 06:00 LT) con direzione media di provenienza dal settore 0° - 70° alla seconda quota, il secondo i dati registrati con direzione di provenienza dal settore 80° - 150° . I risultati sono nelle Figure 4.13, 4.14, 4.15 e 4.16. Gli estremi dei due settori sono stati modificati, in modo da considerare due intervalli consecutivi di uguale ampiezza.

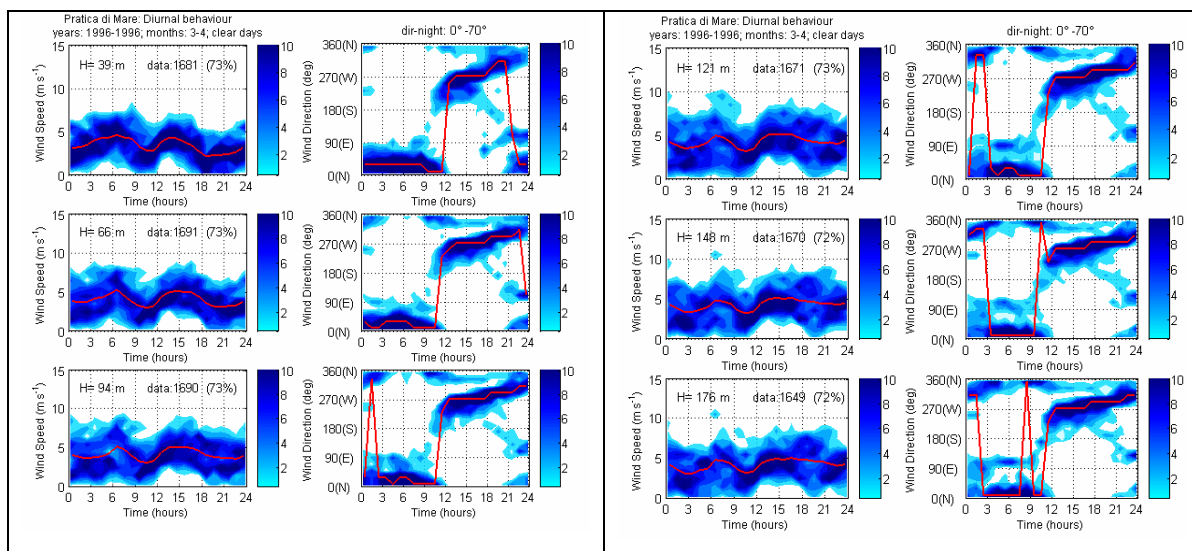


Figura 4.13– Comportamento giornaliero per le altezze 39, 66, 94, 121, 148, 176 m nel sito PDM nel periodo marzo-aprile 1996, durante i giorni sereni; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua) , a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua). I dati considerati sono quelli per cui le direzioni dei venti notturni sono nell'intervallo 0°- 70°.

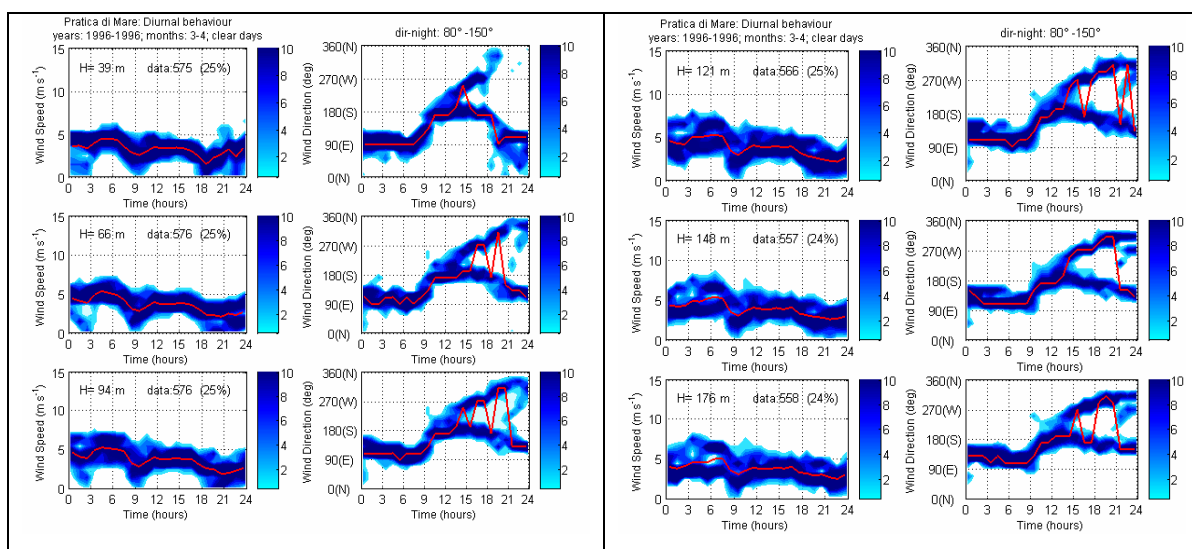


Figura 4.14– Comportamento giornaliero per le altezze 39, 66, 94, 121, 148, 176 m nel sito PDM nel periodo marzo-aprile 1996, durante i giorni sereni; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua) , a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua). I dati considerati sono quelli per cui le direzioni dei venti notturni sono nell'intervallo 80°- 150°.

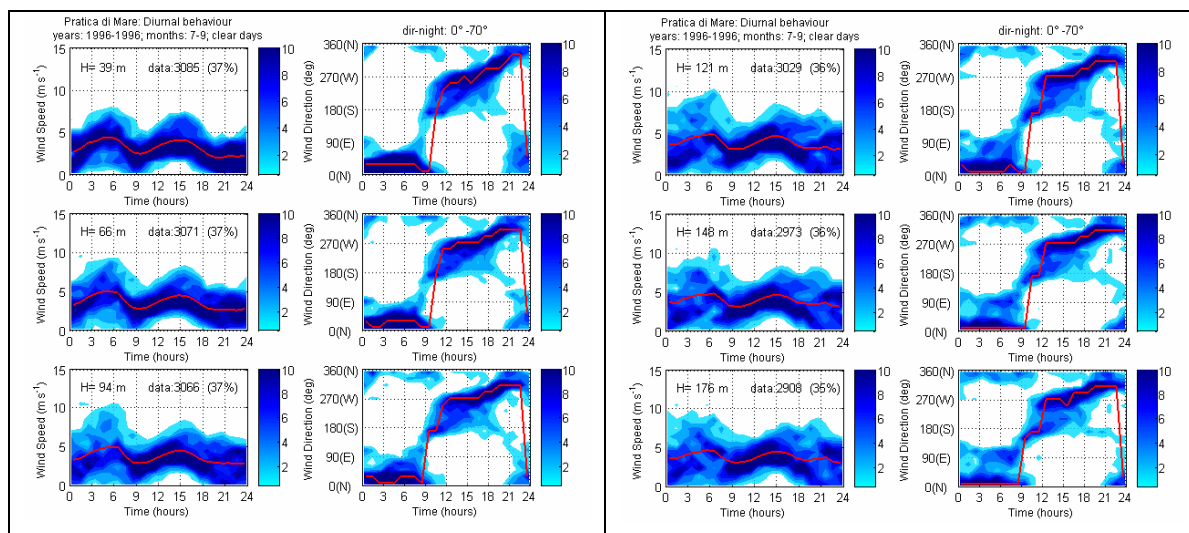


Figura 4.15– Comportamento giornaliero per le altezze 39, 66, 94, 121, 148, 176 m nel sito PDM nel periodo luglio-settembre 1996, durante i giorni sereni; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua) , a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua). I dati considerati sono quelli per cui le direzioni dei venti notturni sono nell'intervallo 0°- 70°.

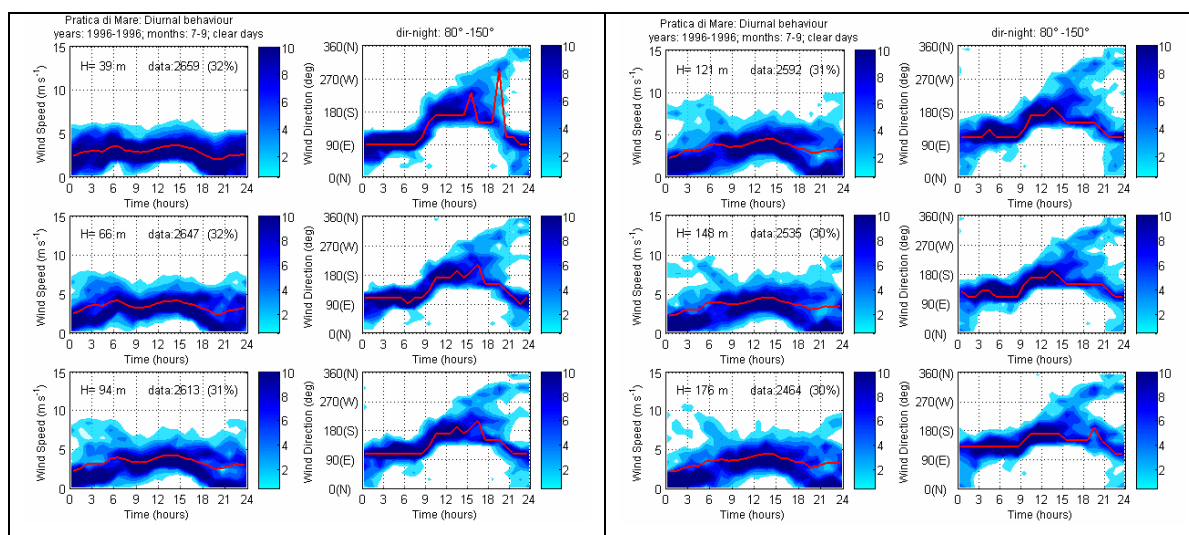


Figura 4.16– Comportamento giornaliero per le altezze 39, 66, 94, 121, 148, 176 m nel sito PDM nel periodo luglio-settembre 1996, durante i giorni sereni; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua) , a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua). I dati considerati sono quelli per cui le direzioni dei venti notturni sono nell'intervallo 80°- 150°.

Come si può osservare dalle figure precedenti il complesso andamento diurno che si unisce ai due citati andamenti notturni segue tendenzialmente due diversi percorsi: nel primo caso, il *pattern* nel corso della sera si unisce al regime notturno proseguendo a girare nello stesso senso orario; nel secondo caso, il *pattern* nel corso della sera si unisce al regime notturno tornando indietro, quindi proseguendo in senso opposto (Mastrantonio et al., 2008). I due diversi andamenti sono più evidenti nei mesi estivi.

Si può senz'altro stabilire che tale analisi è in grado di separare i due diversi andamenti giornalieri della circolazione locale. Il primo (direzione notturna 0° - 70°) ha un andamento dell'intensità che presenta due picchi, uno notturno prima delle 06:00 (LT) e l'altro diurno intorno alle 15:00 (LT). Questo andamento è tipico di molte circolazioni di brezza.

Durante il giorno le stesse condizioni meteorologiche di fondo portano ad un flusso che nel corso della sera si unisce al *pattern* notturno proseguendo a girare nello stesso verso (Fig. 4.13 e Fig. 4.15). Il secondo (direzione notturna 80° - 150°), diversamente dal caso precedente, non ha un definito *pattern* di intensità, sebbene un massimo relativo può esser individuato appena dopo le 06:00 (LT) nella mattina. Il comportamento diurno mostra un *pattern* che si unisce alla circolazione notturna tornando indietro per quanto riguarda la direzione (Fig. 4.14 e Fig. 4.16).

4.3.3- L'influenza della circolazione sinottica

Una volta identificate le due configurazioni di circolazione, si è cercato di trovare una relazione tra le due e le relative condizioni sinottiche di fondo. Per trovare queste relazioni sono stati utilizzati i profili del vento ottenuti dai radiosondaggi collezionati nel sito di Pratica di Mare ed in particolare le medie nello strato centrato a 1500 m, quota del vento geostrofico.

I diagrammi di Figura 4.17 (relativi ai dati dell'intero anno 1996) mostrano la relazione tra la direzione del vento alle quote inferiori a 150 m (dati del Sodar mediate nell'intervallo orario mostrato) e la direzione del vento relativo allo strato centrato a 1500 m (dati dei radiosondaggi): a sinistra il tempo del radiosondaggio è 00:00 (LT) e le misure del Sodar sono mediate nell'intervallo 00:00-07:00 (LT), a destra il tempo del radiosondaggio è 12:00 (LT) e le misure del Sodar sono mediate nell'intervallo 14:00-18:00 (LT). In entrambi i casi, ai due *cluster* della direzione del vento alle basse quote sono state associate due corrispondenti direzioni prevalenti del vento geostrofico ($-45^{\circ} \div +45^{\circ}$) e ($180^{\circ} \div 270^{\circ}$); rimane quindi da verificare, se date queste direzioni prestabilite del vento sinottico, sia possibile prevedere la circolazione alle basse quote.

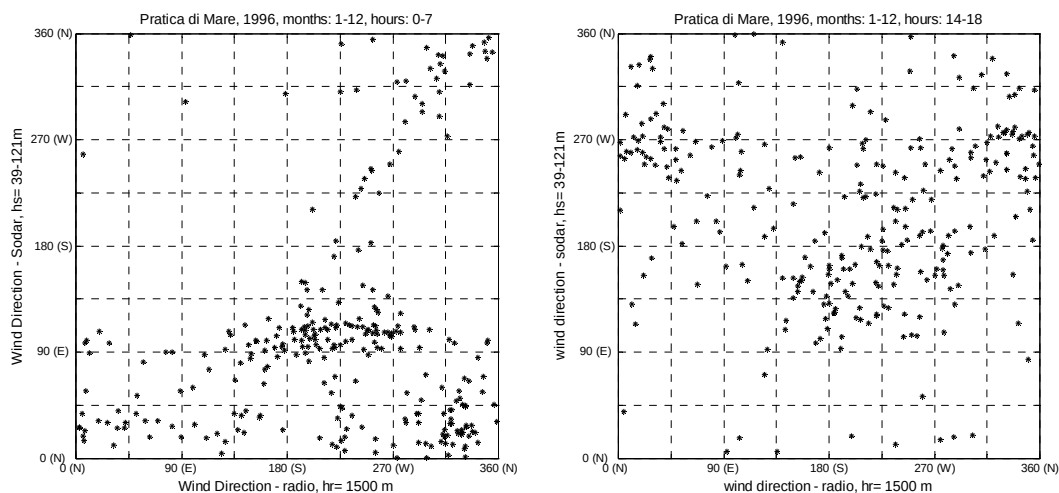
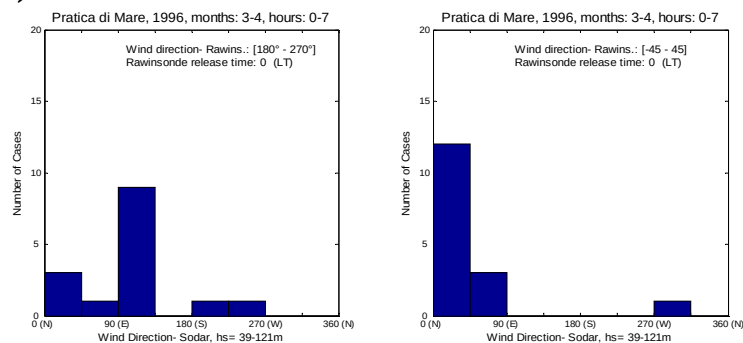


Figura 4.17- Diagrammi della direzione del vento alle quote inferiori a 150 m (a PDM) rispetto alla direzione del vento dello strato centrato a 1500 m (dati anno 1996), a sinistra il tempo del radiosondaggio è 00:00 (LT) e le misure del Sodar sono mediate nell'intervallo 0:00-07:00 (LT), a destra il tempo del radiosondaggio è 12:00 (LT) e le misure del Sodar sono mediate nell'intervallo 14:00-18:00 (LT).

In Figura 4.18 e Figura 4.19 sono mostrati gli istogrammi delle direzioni del vento misurate dal Sodar di PDM nell'intervallo di altezze inferiori a 150 m, rispettivamente per i periodi marzo-aprile e di luglio-settembre. In alto sono considerate le misure del Sodar mediate nell'intervallo 00:00-07:00 (LT), mentre in basso quelle mediate nell'intervallo 14:00-18:00 (LT). I dati dei radiosondaggi sono stati mediatati considerando lo strato centrato a 1500 m, considerando i radiosondaggi relativi allo 00:00 (LT) per le ore notturne e i radiosondaggi relativi alle 12:00 (LT) per le ore diurne.

a)



b)

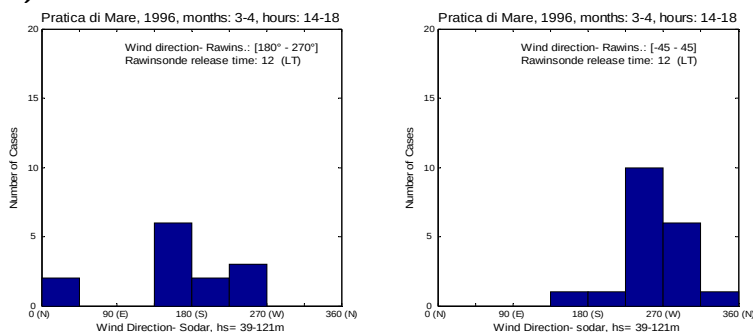


Figura 4.18- a) Istogrammi della direzione del vento misurati dal Sodar a PDM nell'intervallo 00:00-07:00 (LT) nello strato inferiore a 150 m circa, in corrispondenza della direzione del vento misurato a 00:00 LT, nello strato centrato a 1500 m nel settore 180°- 270° (a sinistra) e nel settore -45°- 45° (a destra); b) lo stesso che in a), ma il vento a 1500 m è misurato alle 12:00 LT e l'intervallo di tempo per le misure effettuate con il Sodar è 14:00-18:00 (LT). Il periodo preso in considerazione è marzo-aprile 1996.

a)

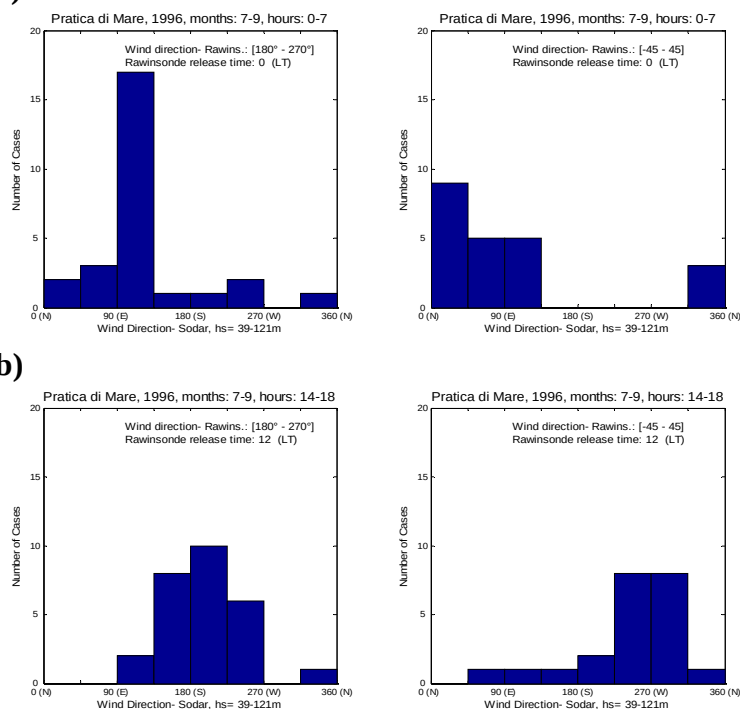


Figura 4.19- a) Istogrammi della direzione del vento misurati dal sodar a PDM nell'intervallo 00:00-07:00 (LT) nello strato inferiore a 150 m circa, in corrispondenza della direzione del vento misurato a 00:00 LT, nello strato centrato a 1500 m nel settore 180°- 270° (a sinistra) e nel settore -45°- 45° (a destra); b) lo stesso che in a), ma il vento a 1500 m è misurato alle 12:00 LT e l'intervallo di tempo per le misure effettuate con il Sodar è 14:00-18:00 (LT). Il periodo preso in considerazione è luglio-settembre 1996.

Emerge chiaramente l'influenza del vento geostrofico rispetto alla circolazione alle quote più basse. Quando nelle ore notturne il vento geostrofico soffia dal settore 180°÷ 270° (SSW), il vento alle quote più basse soffia prevalentemente da ESE (Fig. 4.18a e Fig. 4.19a, a sinistra); quando il vento geostrofico soffia dal settore -45°÷ 45°, il vento alle quote più basse soffia prevalentemente da NNE (Fig. 4.18a e Fig. 4.19a, a destra).

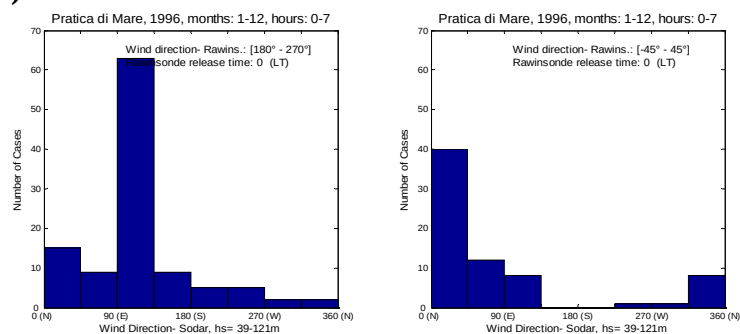
Durante il giorno, le stesse condizioni portano il vento negli strati bassi ad avere una direzione prevalente da Sud (Fig 4.18b e Fig. 4.19b, a sinistra) o una direzione prevalente da Ovest (Fig 4.18b e Fig. 4.19b, a destra). Questo spiega perché in un caso il raccordo con la circolazione notturna avviene tornando indietro in un caso e girando nello stesso senso nell'altro.

Per verificare la generalità di questo risultato sono stati applicati gli stessi criteri agli istogrammi relativi a tutto l'anno 1996 (Figura 4.20).

Durante il giorno, l'influenza della componente sinottica si sente di meno, mentre nella notte l'effetto è più evidente. Durante il giorno, quando il vento sinottico proviene dal settore Nord, si ha uno spostamento verso Sud della brezza, rispetto al caso del vento sinottico proveniente da SW.

Durante la notte a PDM è facilitata la corrente da NNE, soprattutto durante i mesi invernali, come già si era visto a proposito della Fig. 4.11.

a)



b)

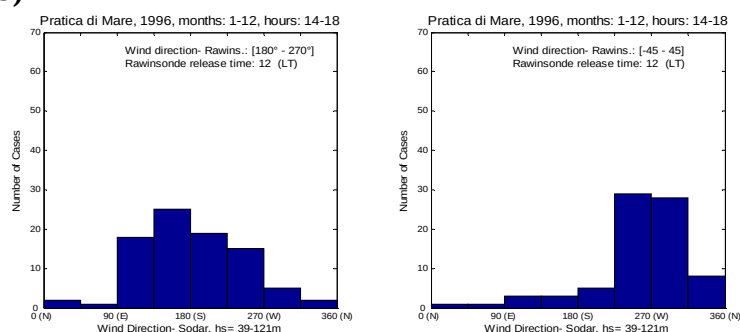


Figura 4.20- a) Istogrammi della direzione del vento misurati dal sodar a PDM nell'intervallo 00:00-07:00 (LT) nello strato inferiore a 150 m circa, in corrispondenza della direzione del vento misurato a 00:00 LT, nello strato centrato a 1500 m nel settore 180°- 270° (a sinistra) e nel settore -45°- 45° (a destra); b) lo stesso che in a), ma il vento a 1500 m è misurato alle 12:00 LT e l'intervallo di tempo per le misure effettuate con il Sodar è 14:00-18:00 (LT). Il periodo preso in considerazione è l'anno 1996.

In conclusione, si può senz'altro affermare che l'analisi statistica del campo di vento a bassa quota nel sito PDM ha permesso di delineare le principali caratteristiche della circolazione locale e la sua evoluzione durante il giorno. Anche filtrando la forzante a scala sinottica selezionando solo i dati registrati in condizioni di tempo sereno, un'influenza residua è ancora presente e determina quali delle correnti di gravità prevalgono nel sito: il flusso di drenaggio dalla valle del Tevere (settore NNE) o il flusso catabatico/brezza di terra (settore ESE). Dall'analisi della correlazione tra il vento geostrofico (dati dei radiosondaggi) e il vento alle basse quote è stato evidenziato che, quando il vento geostrofico proviene dal settore Nord, il flusso di drenaggio raggiunge Pratica di Mare. In questo caso l'intensità alle basse quote raggiunge un massimo un po' prima delle 06:00 (LT), per poi diminuire fino a raggiungere un minimo alle 09:00 (LT), quando comincia la circolazione diurna (brezza di mare).

Secondo l'analisi statistica dei dati del Sodar a PDM si possono osservare due possibili regimi giornalieri: il primo corrisponde al flusso notturno proveniente dal settore 0°-70° che si sviluppa durante il giorno girando nello stesso verso fino a riunirsi al regime notturno; il secondo corrisponde al flusso proveniente dal settore 80°-150° che dopo essersi sviluppato durante il giorno prosegue in senso opposto per unirsi in serata al regime notturno.

L'esistenza del primo o del secondo regime va correlata alla direzione del vento geostrofico. Il primo è osservato principalmente quando il vento geostrofico proviene dal settore Nord ($-45^{\circ} \div 45^{\circ}$), il secondo quando proviene dal settore SSW ($180^{\circ} \div 270^{\circ}$).

Allora è possibile prevedere il pattern giornaliero della circolazione locale una volta stabilita la correlazione tra i dati Sodar e i dati dei radiosondaggi. Quando mancano i dati dei radiosondaggi, è possibile ottenere tali informazioni dalle analisi dell'ECMWF (vedi il Paragrafo 5.5).

4.4- L'analisi dei dati nel sito AMA

4.4.1- Le considerazioni preliminari

Il sito di Ponte Malnome (AMA) si trova a circa metà strada tra Roma e la costa. L'area unisce il fondovalle del Tevere, in cui si estende la città di Roma alla costa, da cui è separata da una zona pianeggiante estesa per circa 10-15 km. Ad Est della zona in esame si trovano i primi rilievi dell'Appennino a circa 30 km, mentre a Sud-Ovest i Colli Albani sono a circa 20 km.

Analisi simili a quelle già fatte per Pratica di Mare sono state fatte anche per i dati registrati dal sistema Sodar di Ponte Malnome. La Figura 4.21 mostra le distribuzioni in funzione del tempo dell'intensità e della direzione del vento rilevate alla quota di circa 70 m nell'arco delle 24 ore, rispettivamente per il mese di marzo e agosto.

Come già evidenziato in studi precedenti (Coniglio, 2004), la circolazione notturna ha un'intensità inferiore e presenta una maggiore variabilità, rispetto a quella rilevata a PDM. La direzione di provenienza della circolazione notturna è confinata approssimativamente nel settore 0° - 135° , e non presenta *clusters* definiti come a PDM. Inoltre l'andamento giornaliero sembra avere caratteristiche diverse a marzo e ad agosto, almeno per quanto riguarda il periodo notturno.

Come già ipotizzato (Coniglio, 2004), nel sito AMA è possibile che coesistano circolazioni diverse, ed in alcuni casi contrapposte: ad esempio la brezza di terra, la circolazione associata all'Isola di Calore Urbana (ICU), la corrente di drenaggio del fondovalle del Tevere, la corrente catabatica proveniente dai Colli Albani. E' presumibile che l'intensità relativa di queste correnti vari durante la notte e sia diversa nelle varie stagioni: questo spiegherebbe l'andamento notturno diverso della circolazione a marzo e ad agosto. L'ICU prodotta dalla presenza della città è già stata oggetto di vari studi nel passato (Colacino e Lavagnini, 1982; Colacino, 1980; Colacino, 1978) e contribuisce in

modo rilevante alla determinazione del campo di vento della zona in esame, poiché la circolazione associata raggiunge anche l'altezza di 300 m.

Osservando la Fig. 4.21 si può ipotizzare che nella prima parte della mattina sembra prevalere la corrente proveniente dai Colli Albani (intorno a 135°), almeno alla quota presa in considerazione. Successivamente si intensifica la brezza di terra che porta ad una rotazione verso ENE e nello stesso tempo inizia a far sentire la sua influenza la corrente di drenaggio che si allarga dal fondovalle del Tevere (Mastrantonio et al., 2006).

A conferma della presenza di varie correnti provenienti da diverse direzioni, si noti che, durante la notte nel sito AMA i venti sono più deboli rispetto al sito PDM (vari effetti che si contrappongono: catabatico, isola di calore urbano, brezza di terra). Durante il giorno le brezze hanno invece intensità confrontabili. Si noti inoltre, nel passaggio da marzo ad agosto l'intensificarsi della circolazione di brezza (con un picco di intensità del vento intorno alle 15:00 LT); probabilmente la presenza di una vasta area piana perpendicolare alla costa, favorisce in presenza di irraggiamento solare e forzanti sinottiche deboli, questo tipo di circolazione.

Non è stato possibile negli studi precedenti, determinare lo spessore delle correnti notturne, a causa probabilmente della loro debole intensità, della contrapposizione di alcune di esse e della conseguente variabilità della direzione di provenienza (Mastrantonio et al., 2006).

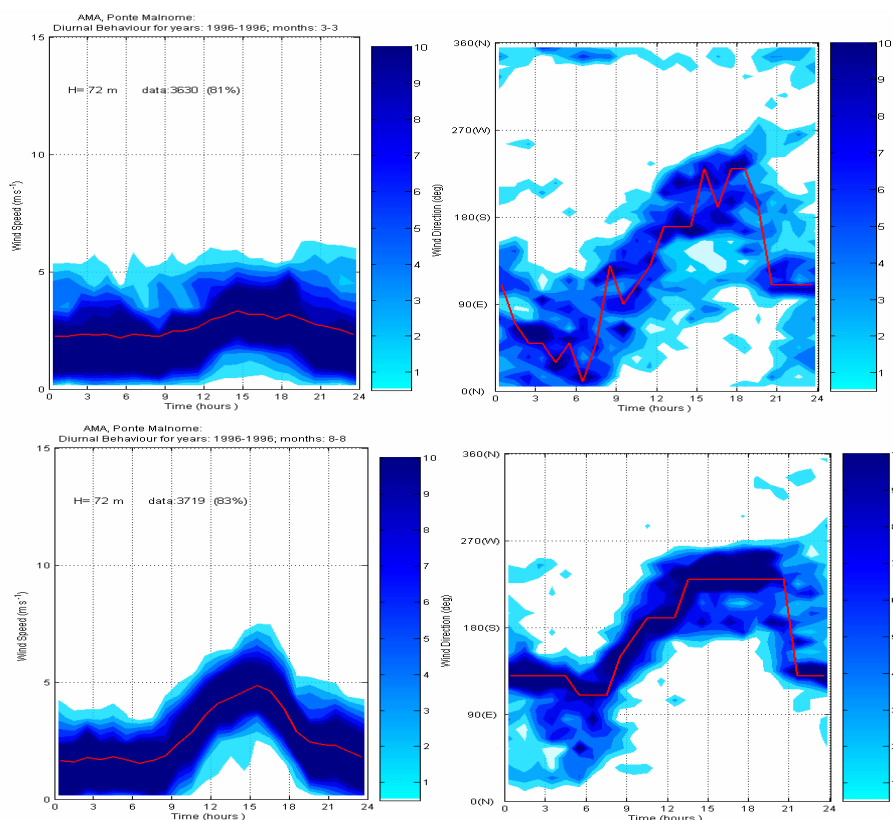


Figura 4.21– Comportamento giornaliero della velocità (a sinistra) e della direzione (a destra) del vento a 70 m circa nel sito AMA (dati rilevati dal sistema Sodar); in alto: marzo 1996, in basso: agosto 1996.

4.4.1- L'andamento giornaliero del vento

Analogamente a quanto fatto per il sito PDM, per aumentare la statistica e far emergere più chiaramente le caratteristiche della circolazione locale l'analisi viene estesa ai mesi tipici della stagione invernale-primaverile, marzo-aprile (Figura 4.22) e quelli della stagione estiva, luglio-agosto-settembre (Figura 4.23).

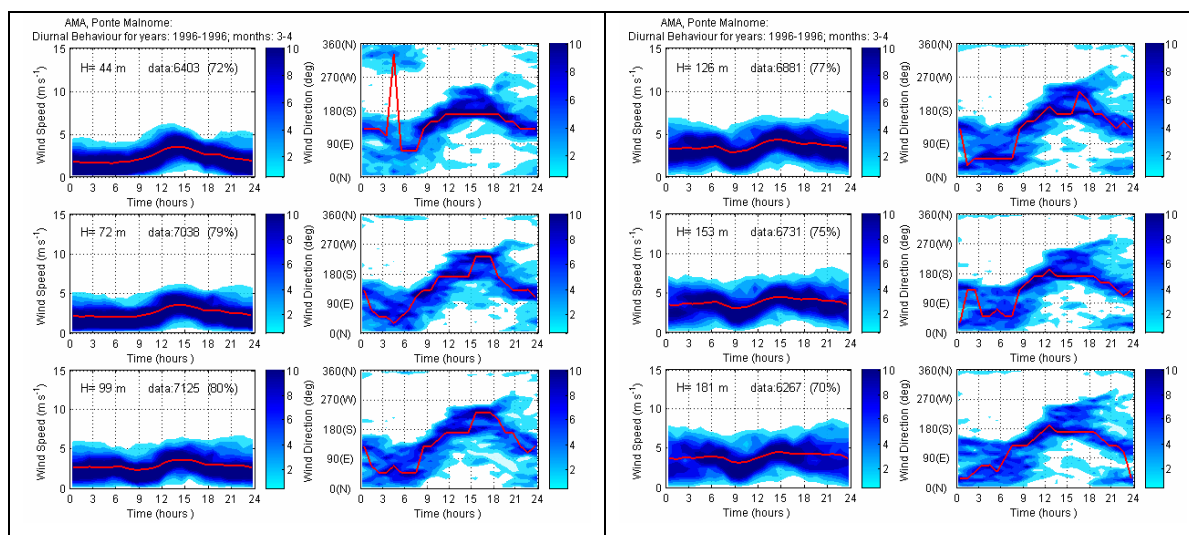


Figura 4.22– Comportamento giornaliero per le altezze 44, 72, 99, 126, 153, 181 m nel sito AMA per il periodo marzo-aprile 1996; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua), a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua). Nelle mappe l'intensità del colore è proporzionale alla frequenza con cui ogni valore è presente ad un determinato tempo del giorno, in unità arbitrarie.

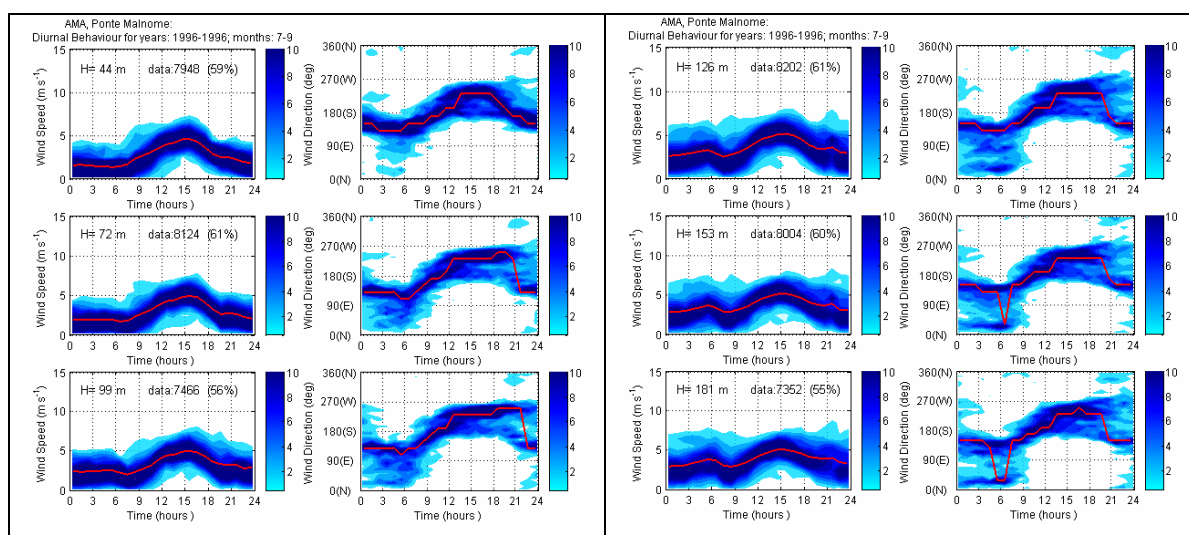


Figura 4.23– Comportamento giornaliero per le altezze 44, 72, 99, 126, 153, 181 m nel sito AMA, per il periodo luglio-settembre 1996; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua), a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua). Nelle mappe l'intensità del colore è proporzionale alla frequenza con cui ogni valore è presente ad un determinato tempo del giorno, in unità arbitrarie.

Osservando i vari andamenti, durante il giorno, viene confermato anche alle altre quote, il picco maggiore di intensità della brezza ad agosto rispetto a marzo. Per quanto riguarda la notte, alle quote superiori sembra realizzarsi una distinzione in *cluster* della circolazione nei mesi estivi, in analogia a quanto visto a PDM.

Nelle Figure 4.24 e 4.25 sono mostrati gli stessi tipi di grafici, considerando questa volta solo i giorni di tempo sereno, usando i *file* METAR di Fiumicino. Si considerano tutte le direzioni dei venti notturni, rispettivamente per i periodi di marzo-aprile e di luglio-settembre. In questo caso, durante la notte, alle quote superiori a 70 m, anche nei mesi invernali, sembrano evidenziarsi due diversi *cluster* associabili a direzioni di provenienza distinti. Nessuna delle due direzioni sembra dominare rispetto all'altra per frequenze di occorrenza.: nella distribuzione giornaliera di entrambi i periodi considerati è evidente alle quote più alte la componente da Nord e la componente da SSE.

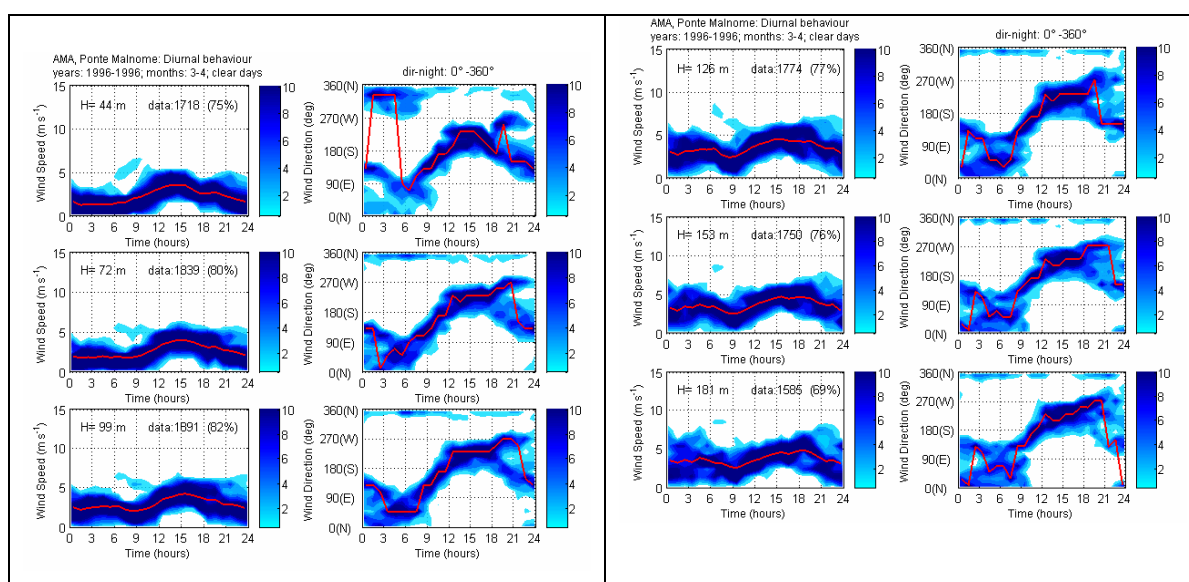


Figura 4.24- Comportamento giornaliero per le altezze 44, 72, 99, 126, 153, 181 m nel sito AMA, nel periodo marzo-aprile 1996, durante i giorni sereni; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua), a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua).

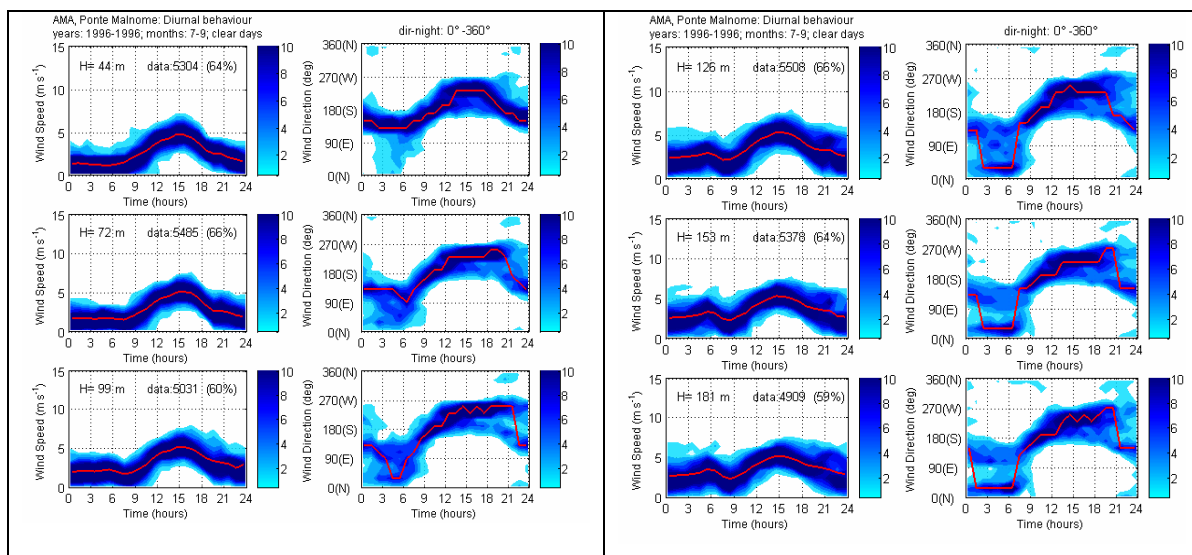


Figura 4.25- Comportamento giornaliero per le altezze 44, 72, 99, 126, 153, 181 m nel sito AMA, nel periodo luglio-settembre 1996, durante i giorni sereni; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea continua rossa), a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua).

Si considerino ora i giorni sereni e la direzione media dei venti notturni (03:00-06:00 LT) relativi alla seconda quota compresa tra 0° - 135° , per i periodi marzo-aprile (Figura 4.26) e luglio-settembre (Figura 4.27); in entrambi i casi sono rappresentate le prime sei quote.

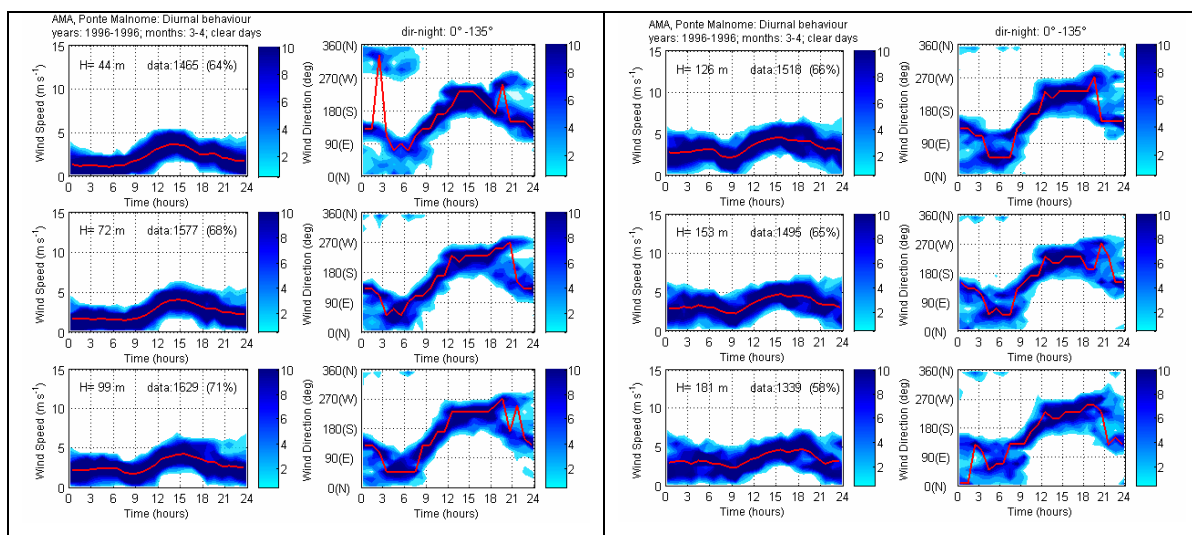


Figura 4.26- Comportamento giornaliero per le altezze 44, 72, 99, 126, 153, 181 m nel sito AMA, nel periodo marzo-aprile 1996, durante i giorni sereni; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea continua rossa), a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua). I dati considerati sono quelli le cui direzioni dei venti notturni sono nell'intervallo 0° - 135° ; è indicato il numero dei dati valido e la relativa percentuale.

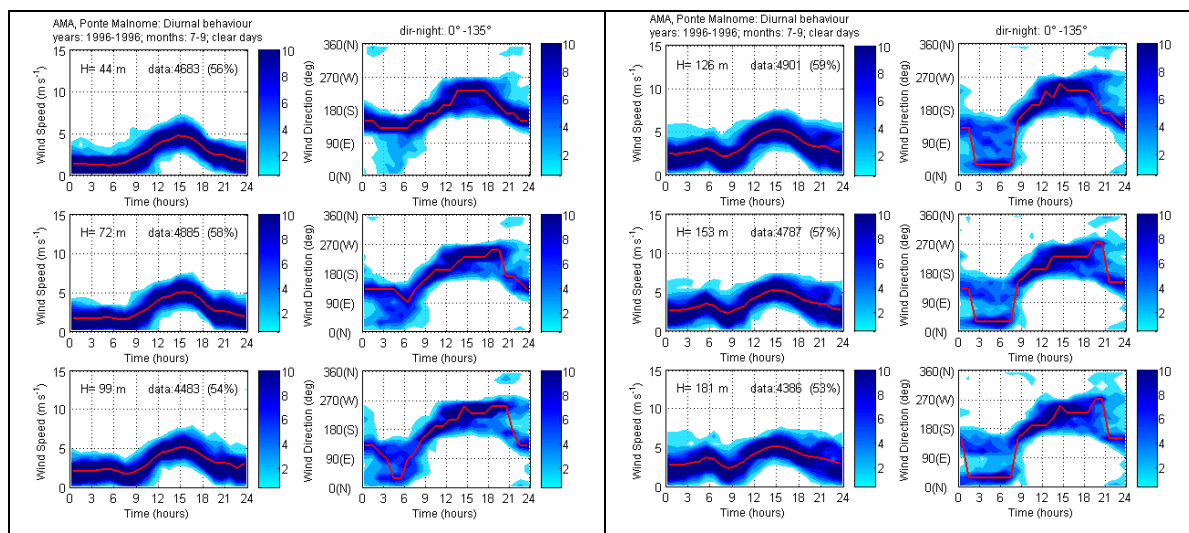


Figura 4.27- Comportamento giornaliero per le altezze 44, 72, 99, 126, 153, 181 m nel sito AMA, nel periodo luglio-settembre 1996, durante i giorni sereni; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea continua rossa), a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua). I dati considerati sono quelli le cui direzioni dei venti notturni sono nell'intervallo 0°-135°; è indicato il numero dei dati valido e la relativa percentuale.

Dalle Fig. 4.26 e 4.27 viene messa di nuovo in evidenza la presenza di due circolazioni notturne per quote superiori a 100 m, maggiormente definite nel periodo estivo. Per analogia con quanto fatto per il sito di PDM, si è cercato di discriminare la corrente proveniente dai Colli Albani dalla corrente associabile al drenaggio della Valle del Tevere. Si considerino allora i due insiemi di dati per quanto riguarda i periodi di marzo-aprile e di luglio-settembre 1996: il primo riguarda i dati registrati durante le ore notturne (dalle 03:00 alle 06:00) la cui direzione media si trova nell'intervallo 0°-70° per la seconda quota, il secondo i dati la cui direzione media si trova nell'intervallo 80°-150°. I risultati sono nelle Figure 4.28, 4.29, 4.30 e 4.31.

Per quanto riguarda l'intensità dei flussi con direzione di provenienza dal settore 0°-70°, per le quote superiori a 100 m (non è evidente a quote più basse), si osserva in entrambi i periodi un minimo relativo intorno alle 09:00 (LT) del mattino, successivo ad un massimo intorno alle 06:00 (LT) e precedente di un altro massimo alle 15:00 (LT). Nel caso che la circolazione provenga dal settore 80°-150°, l'andamento della velocità mostra un solo massimo intorno alle 15:00 (LT), maggiore nel periodo estivo, quando è più evidente il regime di brezza; tale regime può instaurarsi anche durante il periodo invernale, in condizioni di deboli gradienti sinottici, anche se è chiaro che, a differenza di quanto avviene d'estate, il gradiente di temperatura orizzontale (tra la superficie marina e terrestre) che si forma durante i mesi invernali non è tale da produrre un intenso flusso di brezza, che quindi è più difficilmente osservabile.

Per quanto riguarda i *pattern* diurni nel caso di flussi provenienti da 0° - 70° si ha uno spostamento verso NW rispetto al caso di flussi provenienti da 80° - 150° ; in entrambi i casi nel corso della sera il *pattern* diurno corrispondente si unisce al regime notturno tornando indietro, quindi proseguendo in senso opposto.

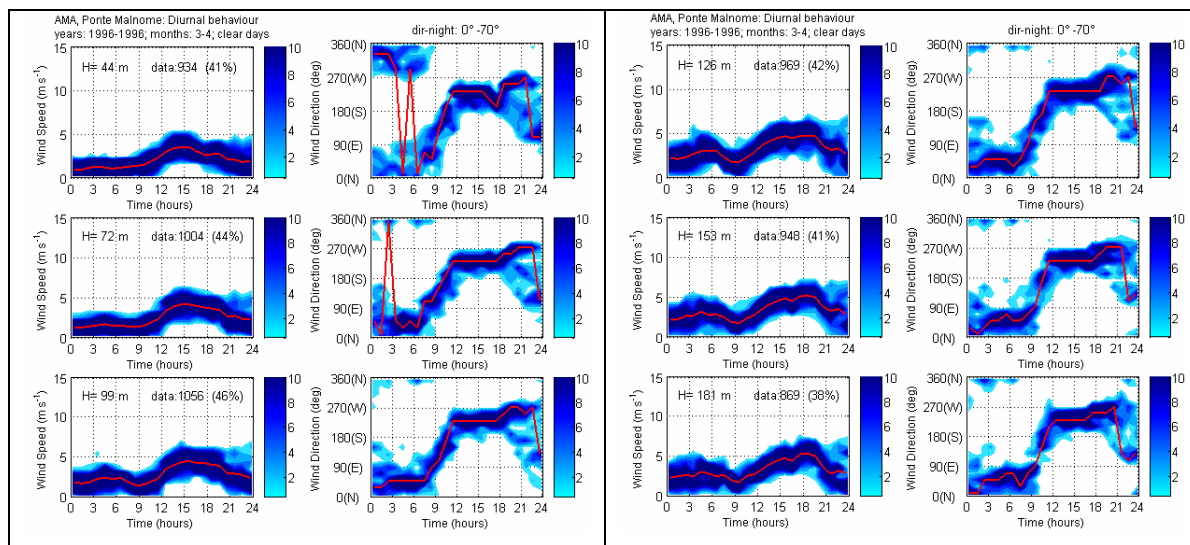


Figura 4.28.- Comportamento giornaliero per le altezze 44, 72, 99, 126, 153, 181 m nel sito AMA, nel periodo marzo-aprile 1996, durante i giorni sereni; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua), a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua). I dati considerati sono quelli le cui direzioni dei venti notturni sono nell'intervallo 0° - 70° ; è indicato il numero dei dati valido e la relativa percentuale.

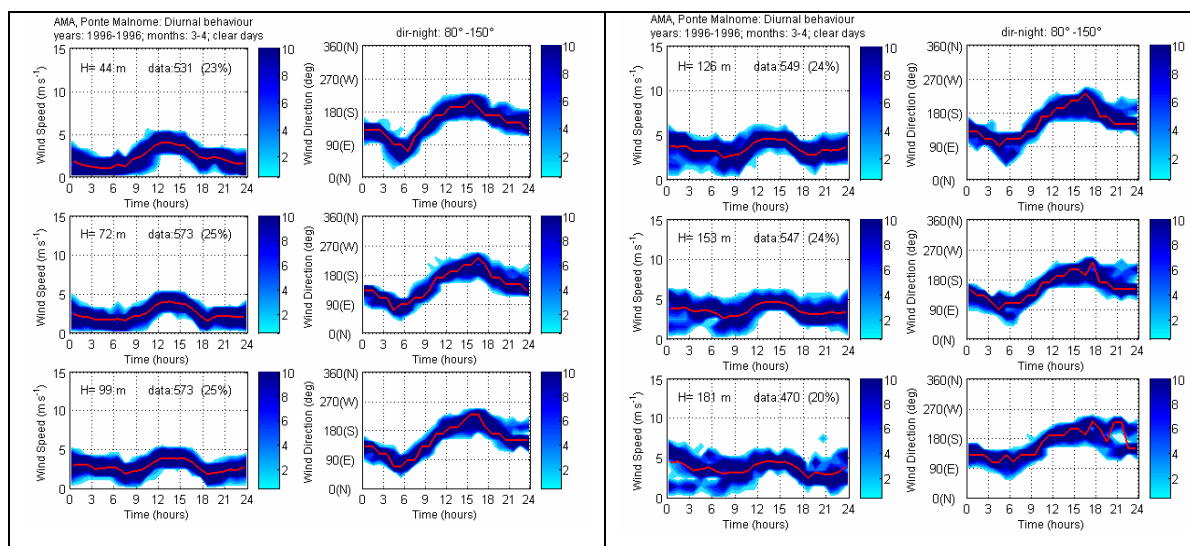


Figura 4.29.- Comportamento giornaliero per le altezze 44, 72, 99, 126, 153, 181 m nel sito AMA, nel periodo marzo-aprile 1996, durante i giorni sereni; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua), a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua). I dati considerati sono quelli le cui direzioni dei venti notturni sono nell'intervallo 80° - 150° ; è indicato il numero dei dati valido e la relativa percentuale.

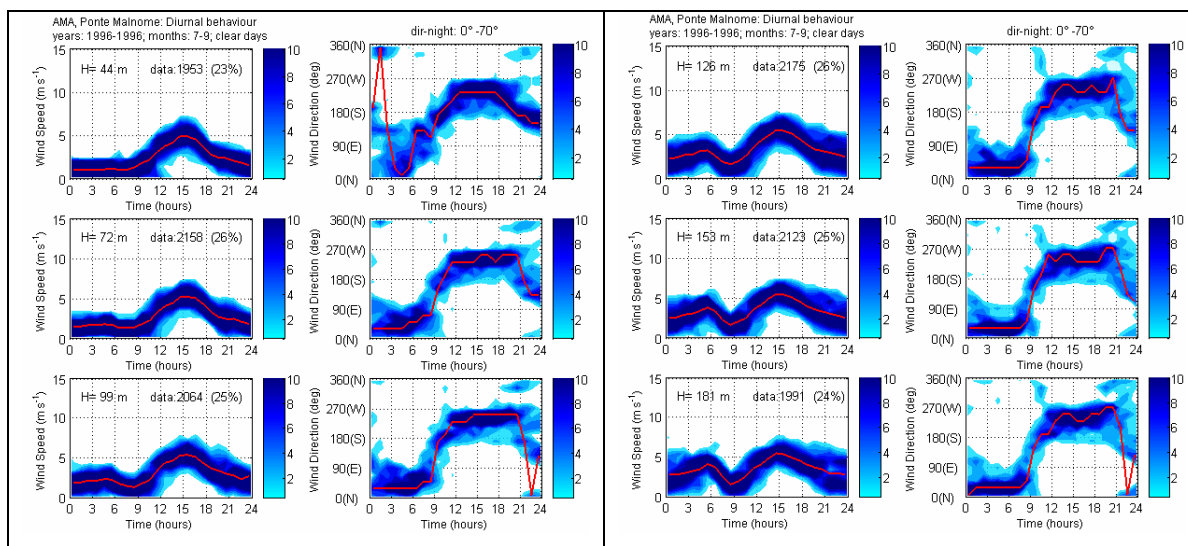


Figura 4.30- Comportamento giornaliero per le altezze 44, 72, 99, 126, 153, 181 m nel sito AMA, nel periodo luglio-settembre 1996, durante i giorni sereni; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua), a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua). I dati considerati sono quelli le cui direzioni dei venti notturni sono nell'intervallo 0°-70°; è indicato il numero dei dati valido e la relativa percentuale.

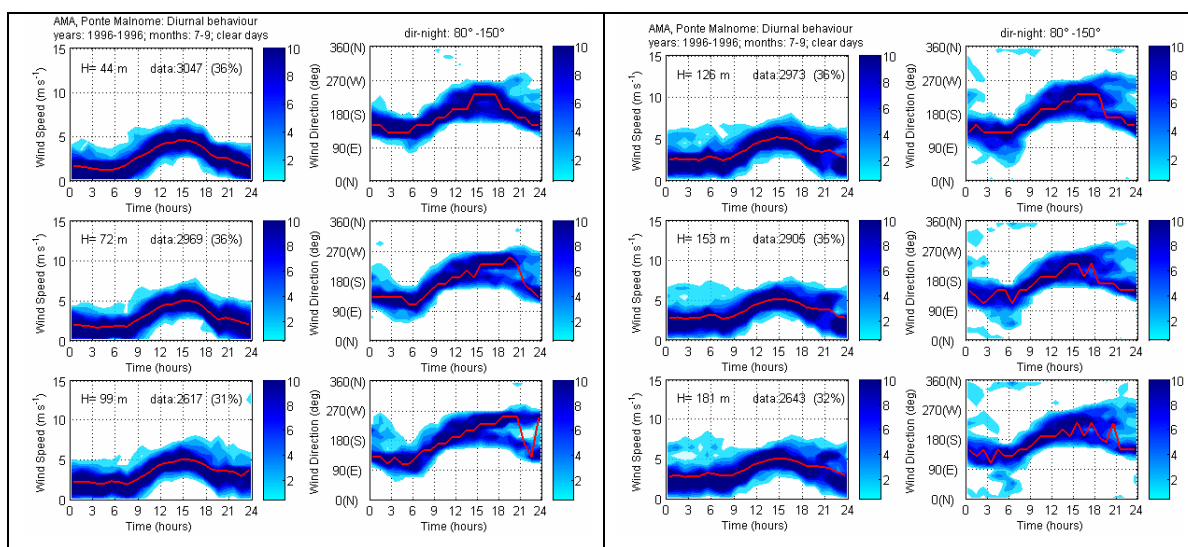


Figura 4.31- Comportamento giornaliero per le altezze 44, 72, 99, 126, 153, 181 m nel sito AMA, nel periodo luglio-settembre 1996, durante i giorni sereni; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua), a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua). I dati considerati sono quelli le cui direzioni dei venti notturni sono nell'intervallo 80°-150°; è indicato il numero dei dati valido e la relativa percentuale.

4.4.3- L'influenza della circolazione sinottica

Come per PDM, si è cercato di verificare l'esistenza di una relazione tra le due configurazioni della circolazione a scala locale e quella a scala sinottica. La Figura 4.32 mostra i diagrammi della direzione del vento alle quote inferiori a 150 m (dati Sodar mediati nell'intervallo orario mostrato) rispetto alla direzione del vento relativo allo strato

centrato a 1500 m (dati dei radiosondaggi); in analogia all'analisi di PDM, ai due *clusters* della direzione del vento alle basse quote sono state associate due corrispondenti direzioni prevalenti del vento geostrofico $[-45^\circ, 45^\circ]$ e $[180^\circ, 270^\circ]$. Per quanto riguarda la circolazione notturna, il diagramma a sinistra risulta simile a quello ottenuto nel sito di PDM; invece nelle ore centrali della giornata, si nota dal diagramma a destra un intensificarsi di casi nella fascia centrale, nonché un raggruppamento maggiore.

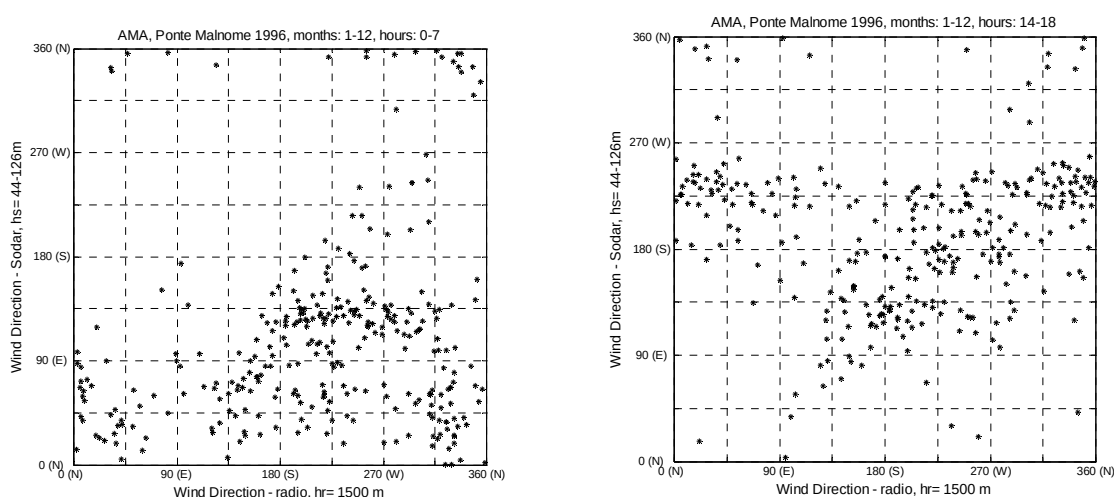


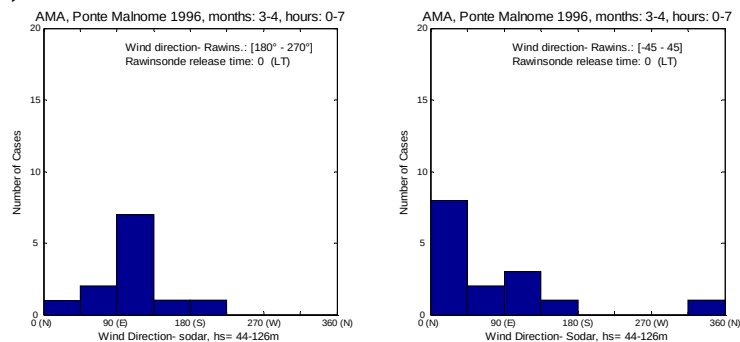
Figura 4.32- Diagrammi della direzione del vento alle quote inferiori a 150 m (sito AMA) rispetto alla direzione del vento dello strato centrato a 1500 m (dati anno 1996,), a sinistra il tempo del radiosondaggio è 00:00 (LT) e le misure del Sodar sono mediate nell'intervallo 00:00-07:00 (LT), a destra il tempo del radiosondaggio è 12:00 (LT) e le misure del Sodar sono mediate nell'intervallo 14:00-18:00 (LT).

Nelle Figure 4.33 e 4.34 sono mostrati gli istogrammi delle direzioni del vento misurate dal Sodar dell' AMA nell' intervallo di altezze inferiori a 150 m, rispettivamente per i periodi marzo-aprile e luglio-settembre. In alto, sono considerati i dati nell'intervallo 00:00-07:00 (LT), mentre in basso i dati nell'intervallo 14:00-18:00 (LT).

Nella notte con la direzione dei radiosondaggi tra 180° e 270° , si osserva all' AMA, per le quote basse (dati del Sodar) che i venti provengono da Est; per le direzioni del vento a 1500 m tra -45° e 45° il picco tende a spostarsi verso Est nei mesi estivi. Durante il giorno, in corrispondenza della direzione del vento tra 180° e 270° , il comportamento appare leggermente diverso per i mesi estivi e invernali: durante il periodo invernale le direzioni di provenienza sono spostate verso NE, rispetto al periodo estivo.

Nel confronto tra AMA e PDM, si può osservare che durante il giorno, in corrispondenza del vento geostrofico proveniente dal settore $[180^\circ, 270^\circ]$ non ci sono sostanziali cambiamenti. Nel caso di vento dal settore $[-45^\circ, 45^\circ]$ il picco è maggiormente polarizzato ad AMA, intorno alla direzione SSW; a PDM, invece, il picco è più spostato verso Ovest.

a)



b)

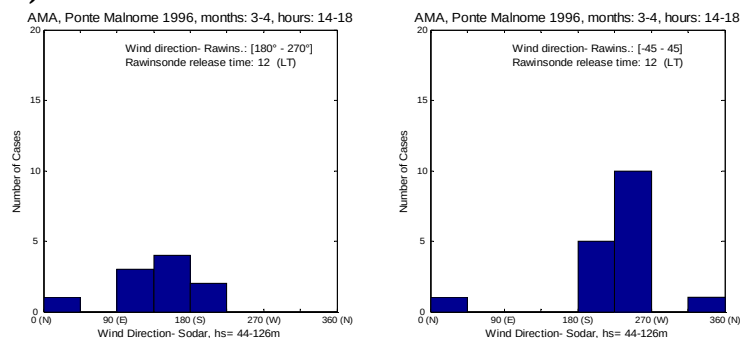
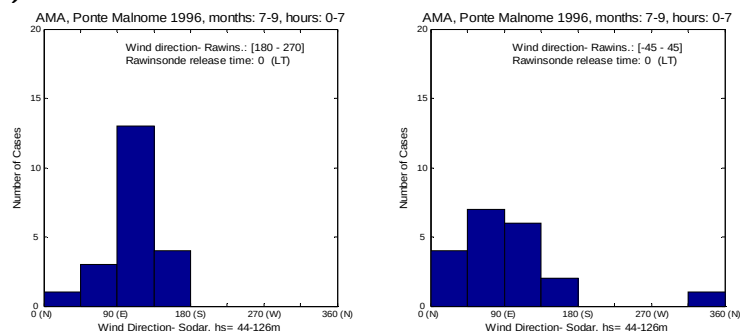


Figura 4.33- a) Istogrammi della direzione del vento misurati dal Sodar nel sito AMA nell'intervallo 00:00-07:00 (LT) nello strato inferiore a 150 m circa, in corrispondenza della direzione del vento misurato a 00:00 LT, nello strato centrato a 1500 m nel settore ($180^\circ \div 270^\circ$) (a sinistra) e nel settore ($-45^\circ \div 45^\circ$) (a destra); b) lo stesso che in a), ma il vento a 1500 m è misurato alle 12:00 LT e l'intervallo di tempo per le misure effettuate con il Sodar è 14:00-18:00 (LT). Il periodo preso in considerazione è marzo-aprile 1996.

a)



b)

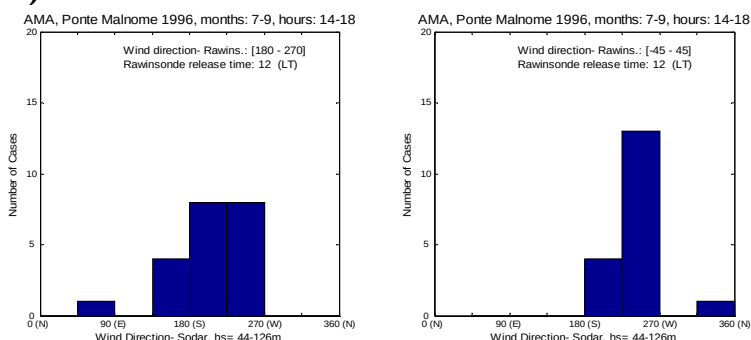


Figura 4.34 - a) Istogrammi della direzione del vento misurati dal Sodar nel sito AMA nell'intervallo 00:00-07:00 (LT) nello strato inferiore a 150 m circa, in corrispondenza della direzione del vento misurato a 00:00 LT, nello strato centrato a 1500 m nel settore ($180^\circ \div 270^\circ$) (a sinistra) e nel settore ($-45^\circ \div 45^\circ$) (a destra); b) lo stesso che in a), ma il vento a 1500 m è misurato alle 12:00 LT e l'intervallo di tempo per le misure effettuate con il Sodar è 14:00-18:00 (LT). Il periodo preso in considerazione è luglio-settembre 1996.

La stessa analisi viene fatta riguarda ai dati del Sodar, per le quote più basse e per quelle più alte separatamente, allo scopo di poter distinguere due diversi flussi. Nelle Figure 4.35 e 4.36 sono stati confrontati gli istogrammi nel caso di correlazione tra i radiosondaggi e i dati delle prime due quote (Fig. 4.35a, Fig. 4.36a) e tra i radiosondaggi e

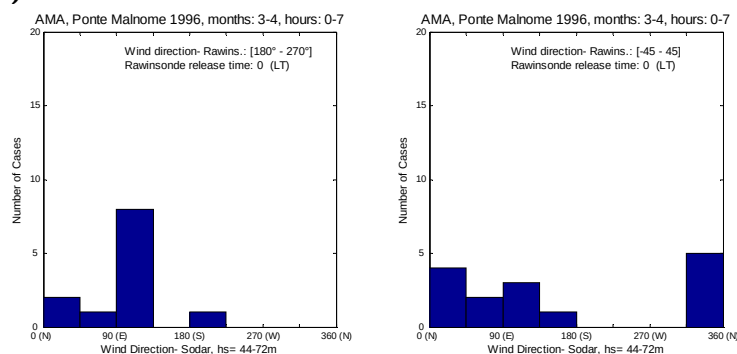
i dati della quarta (126 m) e quinta quota (153 m), per il periodo di marzo-aprile (Fig. 4.35b, Fig 4.36b). Rispetto alla Fig. 4.33, l'andamento per i due diversi gruppi di quote è all'incirca lo stesso; per quanto riguarda la Fig. 4.36, quando la forzante sinottica proviene dal settore Nord, prevale la componente della brezza da SSW.

La stessa cosa viene ripetuta per il periodo di luglio-settembre nella Figure 4.37 e 4.38.

Nel caso dei mesi estivi durante la notte per venti sinottici da 180° - 270° , alla quarta e quinta quota prevalgono i flussi da SES, mentre alle quote più basse i flussi da E; nel caso di forzante sinottica proveniente da $[-45^{\circ}, 45^{\circ}]$ alla quarta e quinta quota prevale una componente da Nord, mentre alle quote più basse non c'è tale predominanza. Durante il giorno, l'andamento è molto più uniforme per entrambi i gruppi di quote.

A conclusione di quanto detto, in Figura 4.39 sono mostrati gli istogrammi per tutto l'anno 1996 considerando le misure del Sodar inferiori a 150 m. L'analisi per tutto l'anno evidenzia che nel caso della direzione di provenienza del vento a 1500 m tra $[-45^{\circ}, 45^{\circ}]$, alle quote più basse prevale la direzione dal settore Nord, come accade nei soli mesi primaverili. Se invece si considerano solo i mesi estivi, il picco si sposta verso NE (Fig. 4.34a).

a)



b)

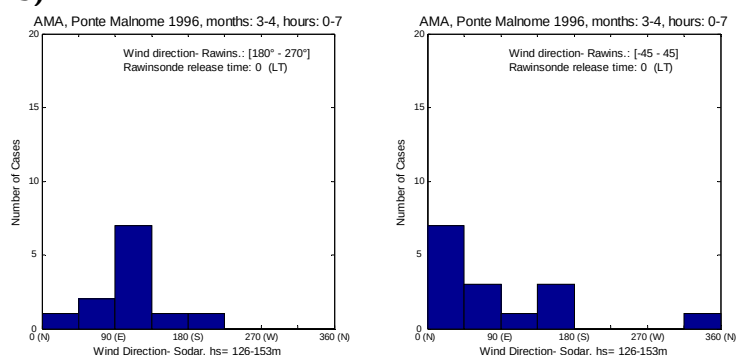
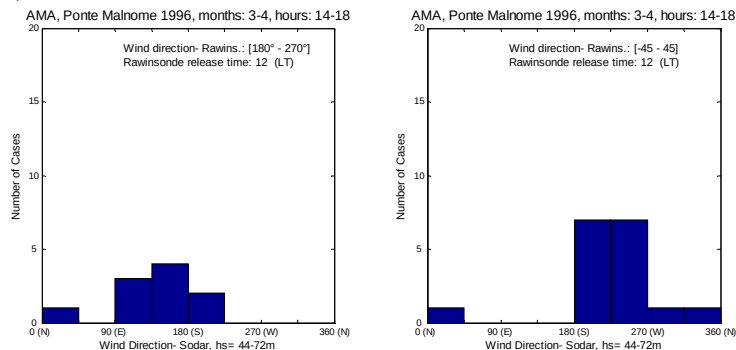


Figura 4.35- a) Istogrammi della direzione del vento misurati dal sodar all'AMA nell'intervallo 00:00-07:00 (LT) per le prime due quote, per direzione del vento misurata a 00:00 (LT), nello strato centrato a 1500 m nel settore ($180^\circ \div 270^\circ$) (a sinistra) e nel settore ($-45^\circ \div 45^\circ$) (a destra); b) lo stesso che in a), ma le quote analizzate per il Sodar sono la quarta e la quinta. Il periodo analizzato è marzo-aprile 1996.

a)



b)

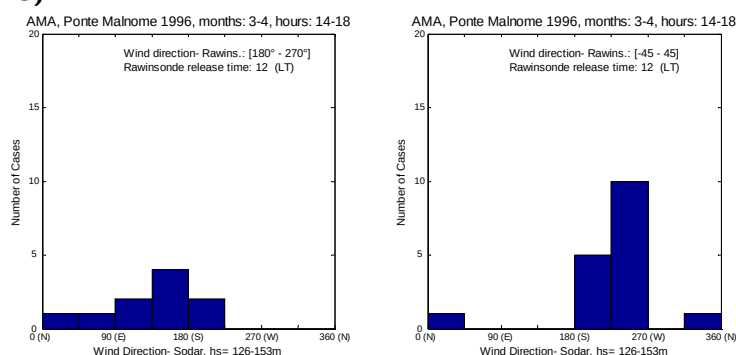
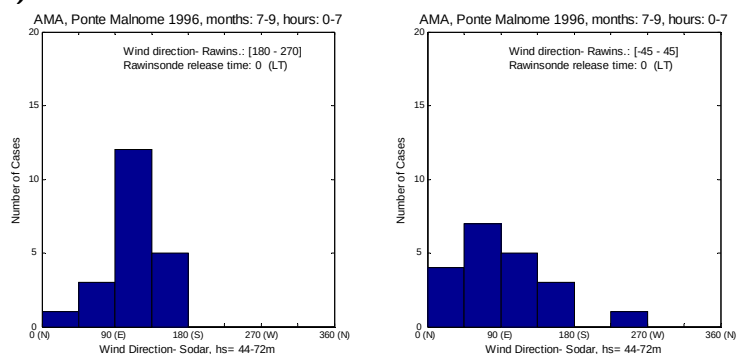


Figura 4.36- a) Istogrammi della direzione del vento misurati dal Sodar all'AMA nell'intervallo 14:00- 18:00 (LT) per le prime due quote, per direzione del vento misurata a 12:00 LT, nello strato centrato a 1500 m nel settore ($180^\circ \div 270^\circ$) (a sinistra) e nel settore ($-45^\circ \div 45^\circ$) (a destra); b) lo stesso che in a), ma le quote analizzate per il Sodar sono la quarta e la quinta. Il periodo analizzato è marzo-aprile 1996.

a)



b)

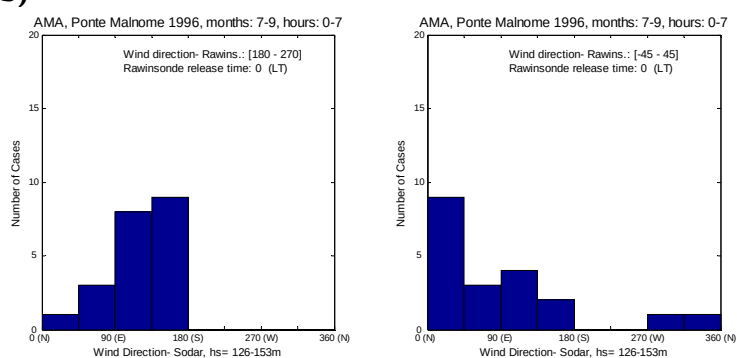
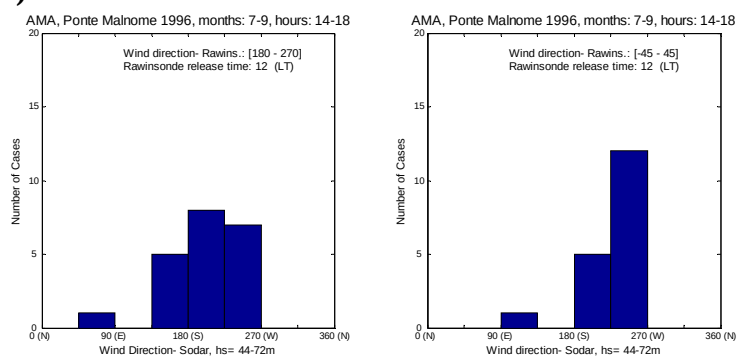


Figura 4.37- a) Istogrammi della direzione del vento misurati dal Sodar ad AMA nell'intervallo 00:00-07:00 (LT) per le prime due quote, per direzione del vento misurata a 00:00 (LT), nello strato centrato a 1500 m nel settore ($180^{\circ}\div 270^{\circ}$) (a sinistra) e nel settore ($-45^{\circ}\div 45^{\circ}$) (a destra); b) lo stesso che in a), ma le quote analizzate per il Sodar sono la quarta e la quinta. Il periodo analizzato è luglio-settembre 1996.

a)



b)

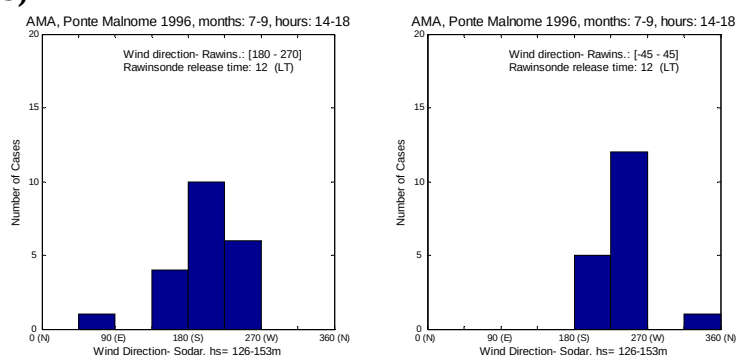
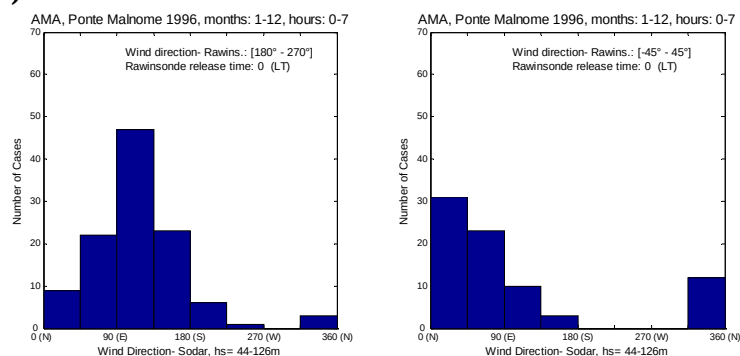


Figura 4.38 - a) Istogrammi della direzione del vento misurati dal Sodar ad AMA nell'intervallo 14:00-18:00 (LT) per le prime due quote, per direzione del vento misurata a 12:00 (LT), nello strato centrato a 1500 m nel settore ($180^{\circ}\div 270^{\circ}$) (a sinistra) e nel settore ($-45^{\circ}\div 45^{\circ}$) (a destra); b) lo stesso che in a), ma le quote analizzate per il Sodar sono la quarta e la quinta. Il periodo analizzato è luglio-settembre 1996.

a)



b)

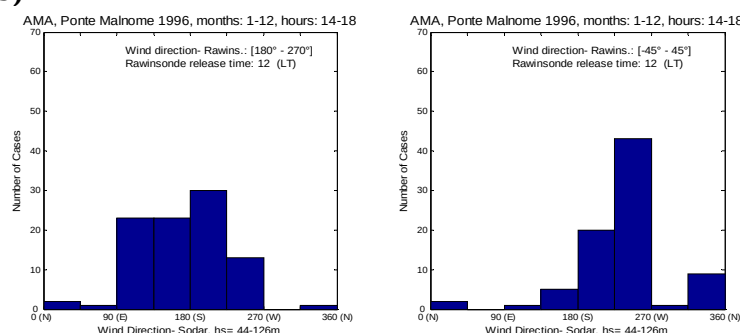


Figura 4.39- a) Istogrammi della direzione del vento misurati dal Sodar all' AMA nell'intervallo 00:00-07:00 (LT) nello strato inferiore a 150 m circa, per direzione del vento misurata a 00:00 (LT), nello strato centrato a 1500 m nel settore (180°÷270°) (a sinistra) e nel settore (-45°÷45°) (a destra); b) lo stesso che in a), ma il vento a 1500 m è misurato alle 12:00 (LT) e l'intervallo di tempo per le misure effettuate con il Sodar è 14:00 -18:00. Il periodo preso in considerazione è l'anno 1996.

4.4.4- Il confronto tra il sito PDM e il sito AMA

In questo paragrafo viene fatto un confronto tra la velocità e la direzione di provenienza del vento nei siti di PDM e AMA.

Nella Figure 4.40 viene mostrata la correlazione tra le velocità e la direzione di provenienza del vento tra il sito AMA e il sito PDM, per l'anno 1996, in un intervallo temporale notturno (03:00-06:00 LT) e per i primi 100 m. E' evidente che durante la notte i valori della velocità sono più bassi a AMA, rispetto a PDM. Per quanto riguarda la direzione, sembra non esserci correlazione ed in ogni sito si presentano dei *cluster* associati a specifiche condizioni sinottiche.

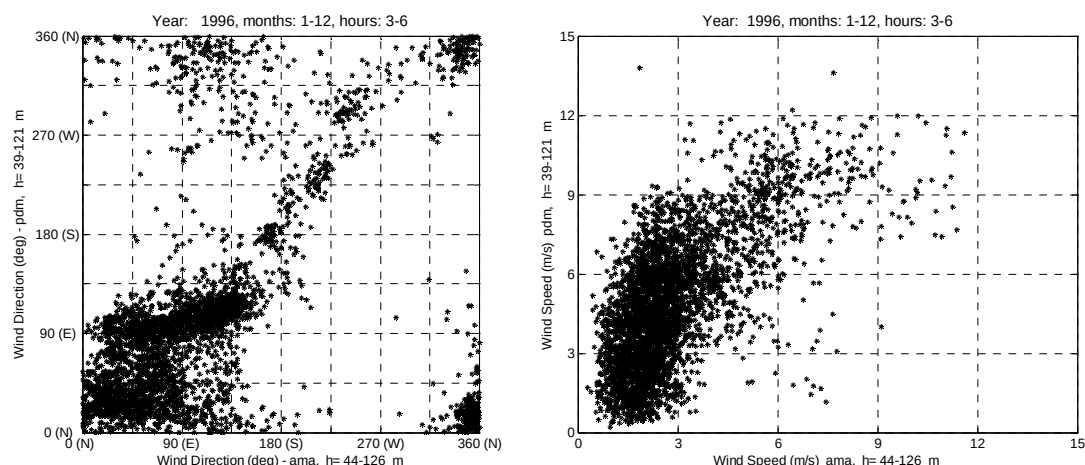


Figura 4.40- Grafico di correlazione per la direzione del vento nei siti di PDM e AMA (a sinistra), e per la velocità (a destra), nell'intervallo 03:00-06:00, anno 1996.

Per quanto riguarda il giorno, nella Figura 4.41 viene mostrato lo *scatter plot* tra la velocità e la direzione del vento tra il sito AMA e il sito PDM, per il 1996 nell'intervallo di tempo 14:00-18:00. Durante il giorno, le velocità in entrambi i siti sono maggiormente confrontabili. La direzione di provenienza all'AMA rimane confinata entro i 270°, tranne punti isolati, mentre a PDM un numero di punti significativo si trova comunque al di sopra di 270°. Durante il giorno tra le direzioni sembra esserci una correlazione maggiore, che è indice di uniformità del campo di vento nella zona.

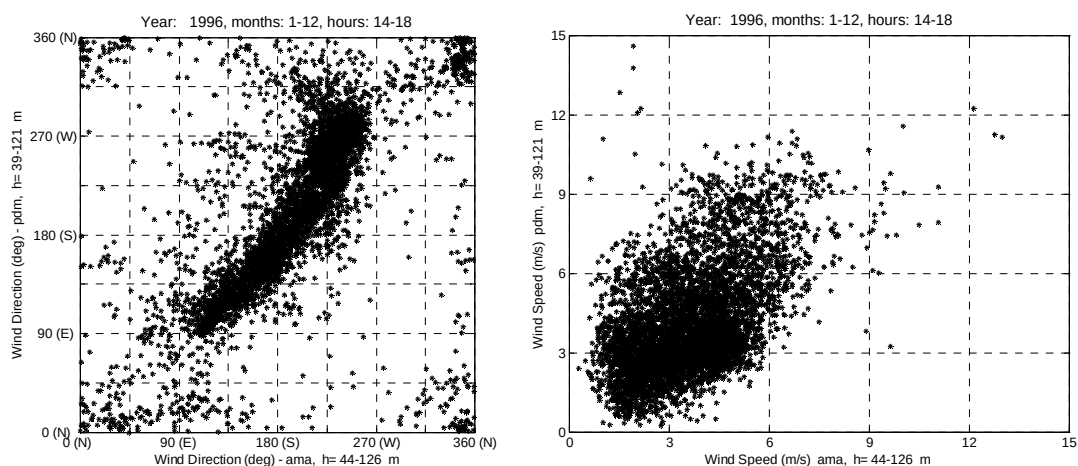


Figura 4.41- Grafico di correlazione per la direzione del vento nei siti di PDM e AMA (a sinistra), e per la velocità (a destra), nell'intervallo 14:00-18:00, anno 1996.

4.5- L'analisi dei dati nel sito IFU

Il sito IFU si trova al centro della città di Roma ed in vicinanza delle abitazioni, per cui è stato necessario limitare la potenza acustica emessa dal Sodar. La concomitanza del rumore del traffico cittadino e del sistema di condizionamento termico del Dipartimento di Fisica ha comportato una drastica diminuzione del rapporto segnale rumore negli echi, e quindi una drastica diminuzione del raggio d'azione dello strumento, come si è già osservato in Fig. 4.2.

Non è stato quindi possibile svolgere un'analisi anche alle quote superiori, come negli altri siti; visti i precedenti andamenti della circolazione si è scelto di utilizzare come discriminante i dati dei radiosondaggi allo scopo di evidenziare le diverse componenti; da ciò si è ricostruito poi l'andamento giornaliero della direzione e dell'intensità del vento. In pratica, nel caso dei dati dell'IFU l'analisi è fatta in senso inverso, procedendo dai radiosondaggi e arrivando infine alla ricostruzione dell'andamento giornaliero.

4.5.1- La correlazione tra la circolazione sinottica e la circolazione locale

In Figura 4.42 sono riportati gli *scatter plot* della direzione del vento alle quote inferiori a 150 m (dati Sodar mediati nell'intervallo orario mostrato) rispetto alla direzione del vento relativo allo strato centrato a 1500 m (dati dei radiosondaggi); come nei casi precedenti ai due *cluster* della direzione del vento alle basse quote è possibile associare due corrispondenti direzioni prevalenti del vento geostrofico $[-45^\circ, +45^\circ]$ e $[180^\circ, 270^\circ]$, anche se soprattutto nelle ore notturne non si nota una netta separazione come negli altri siti, probabilmente a causa del rumore.

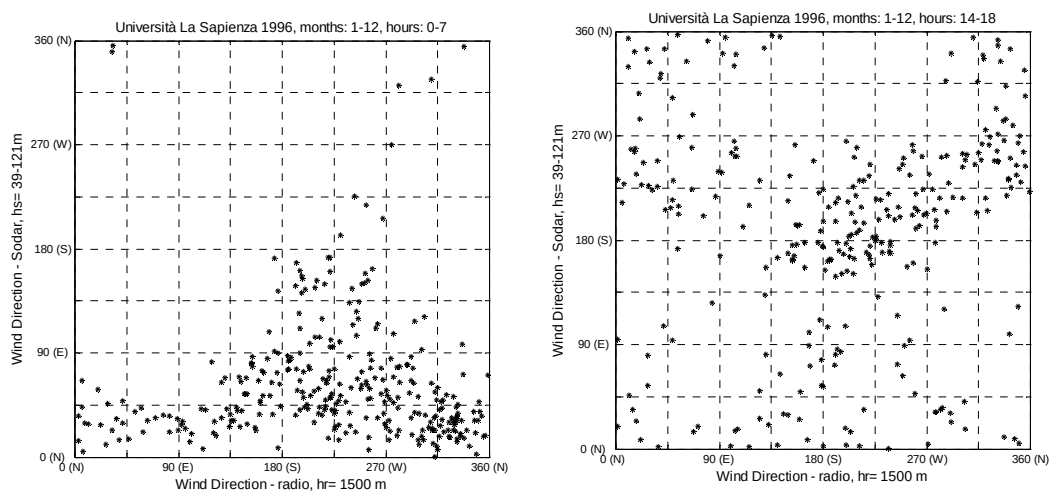


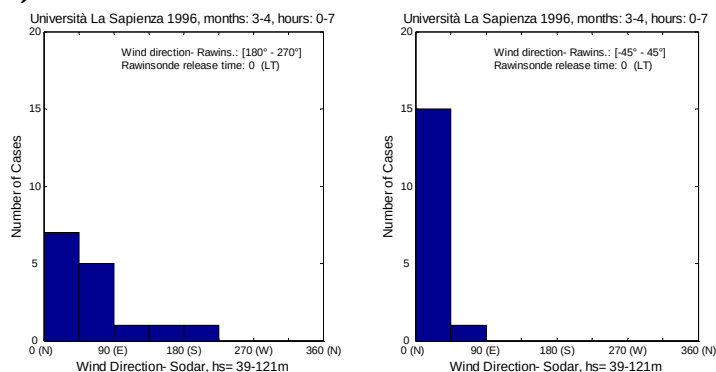
Figura 4.42- Diagrammi della direzione del vento alle quote inferiori a 150 m (sito IFU) rispetto alla direzione del vento dello strato centrato a 1500 m (dati anno 1996,), a sinistra il tempo del radiosondaggio è 00:00 (LT) e le misure del Sodar sono mediate nell'intervallo 00:00-07:00 (LT), a destra il tempo del radiosondaggio è 12:00 (LT) e le misure del Sodar sono mediate nell'intervallo 14:00-18:00 (LT).

Nelle Figure 4.43 e 4.44 sono mostrati gli istogrammi delle direzioni del vento misurate dal Sodar dell' IFU nell' *intervallo* di altezze inferiori a 150 m, rispettivamente per i periodi marzo-aprile e luglio-settembre. Durante la notte, quando il vento geostrofico proviene da $[180^\circ, 270^\circ]$, all'IFU la direzione prevalente è il settore NNE (spostamento verso Nord, rispetto agli altri siti). Quando il vento geostrofico proviene da $[-45^\circ, 45^\circ]$, la direzione prevalente è il settore Nord, ma soprattutto in estate sono presenti componenti con provenienza da Est.

Durante il giorno, il picco della direzione più probabile si sposta verso Sud, rispetto agli altri due siti, nel caso di direzione dei dati dei radiosondaggi da $[180^\circ, 270^\circ]$. Nell'altro caso il picco si trova nel settore Ovest (come gli altri siti), con discreta presenza di dati anche nel settore NWN.

Infine, è possibile osservare che nel confronto tra mesi estivi e primaverili all'IFU, durante il giorno, il numero di casi nell'istogramma aumenta sensibilmente, unitamente all'evidenziarsi del regime di brezza (si accentua il picco nell'istogramma di Fig. 4.44b).

a)



b)

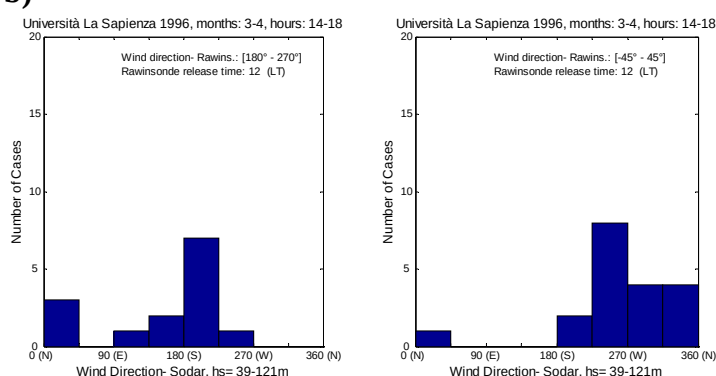
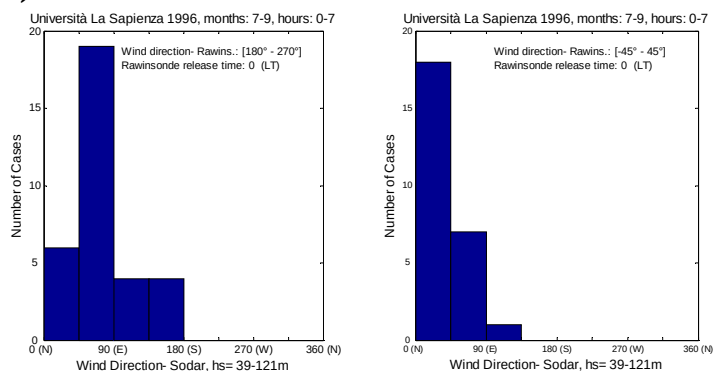


Figura 4.43- a) Istogrammi della direzione del vento misurati dal Sodar nel sito IFU nell'intervallo 00:00-07:00 (LT) nello strato inferiore a 150 m circa, in corrispondenza della direzione del vento misurato a 00:00 LT, nello strato centrato a 1500 m nel settore ($180^{\circ}\div 270^{\circ}$) (a sinistra) e nel settore ($-45^{\circ}\div 45^{\circ}$) (a destra); b) lo stesso che in a), ma il vento a 1500 m è misurato alle 12:00 LT e l'intervallo di tempo per le misure effettuate con il Sodar è 14:00-18:00 (LT). Il periodo preso in considerazione è marzo-aprile 1996.

a)



b)

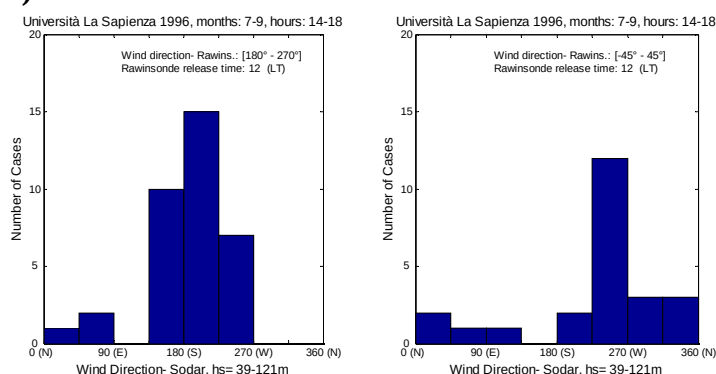
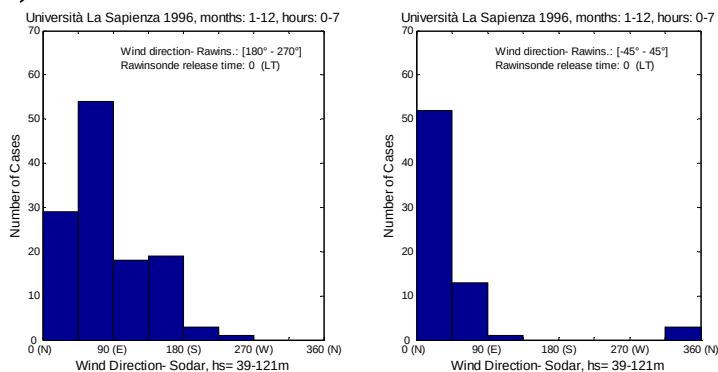


Figura 4.44- a) Istogrammi della direzione del vento misurati dal sodar a PDM nell'intervallo 00:00-07:00 (LT) nello strato inferiore a 150 m circa, in corrispondenza della direzione del vento misurato a 00:00 LT, nello strato centrato a 1500 m nel settore ($180^{\circ}\div 270^{\circ}$) (a sinistra) e nel settore ($-45^{\circ}\div 45^{\circ}$) (a destra); b) lo stesso che in a), ma il vento a 1500 m è misurato alle 12:00 LT e l'intervallo di tempo per le misure effettuate con il Sodar è 14:00-18:00 (LT). Il periodo preso in considerazione è luglio-settembre 1996.

La Figura 4.45 mostra in sintesi gli istogrammi per l'intero anno 1996. Prevale la situazione vista già per i mesi estivi, sia durante il giorno che durante la notte: ad esempio di notte nel caso di flusso sinottico proveniente dal settore $[180^{\circ}\div 270^{\circ}]$, la direzione di provenienza è in prevalenza da NE (Fig. 4.44 e Fig. 4.45).

a)



b)

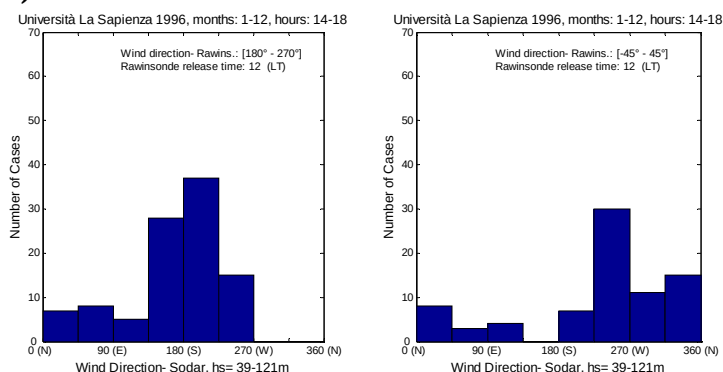


Figura 4.45- a) Istogrammi della direzione del vento misurati dal Sodar all' IFU nell'intervallo 00:00-07:00 (LT) nello strato inferiore a 150 m circa, per direzione del vento misurata a 00:00 (LT), nello strato centrato a 1500 m nel settore $(180^{\circ}\div 270^{\circ})$ (a sinistra) e nel settore $(-45^{\circ}\div 45^{\circ})$ (a destra); b) lo stesso che in a), ma il vento a 1500 m è misurato alle 12:00 (LT) e l'intervallo di tempo per le misure effettuate con il Sodar è 14:00 - 18:00. Il periodo preso in considerazione è l'anno 1996.

4.5.2- Il confronto tra il sito IFU ed i siti PDM e AMA

Come ulteriore conferma di quanto detto, sono stati confrontati i dati dei Sodar presso il sito IFU (sull'asse delle ascisse) e quelli presso il sito PDM e il sito AMA (sull'asse delle ordinate), nell'intervallo temporale 03:00-06:00 (LT) e 14:00-18:00 (LT); le Figure 4.46 e 4.47 mostrano per il 1996 il risultato del confronto IFU-PDM e le Figure 4.48 e 4.49 il confronto IFU-AMA.

Si consideri il confronto tra il sito IFU e il sito PDM (Fig. 4.46 e 4.47). In tutto l'arco della giornata i valori della velocità sono confrontabili; per quanto riguarda la direzione di provenienza del vento, durante il giorno vi è un ottimo accordo, ma durante la notte a PDM il vento oltre che da NNE, proviene anche da ESE, mentre all' IFU il vento proviene prevalentemente dal settore Nord.

Si ricordi che questo sito risente degli effetti dell'isola di calore urbano, che mostra una grande differenza di temperatura tra le aree urbane e rurali (Colacino e Lavagnini, 1982; Colacino, 1978).

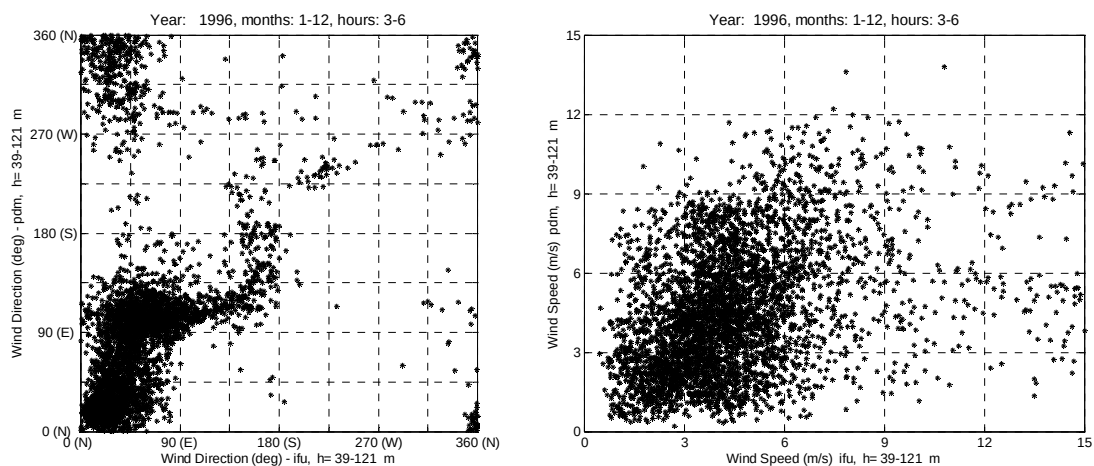


Figura 4.46 - Grafico di correlazione per la direzione del vento (a sinistra), e per la velocità (a destra), nei siti di PDM e IFU, nell'intervallo 03:00-06:00, anno 1996.

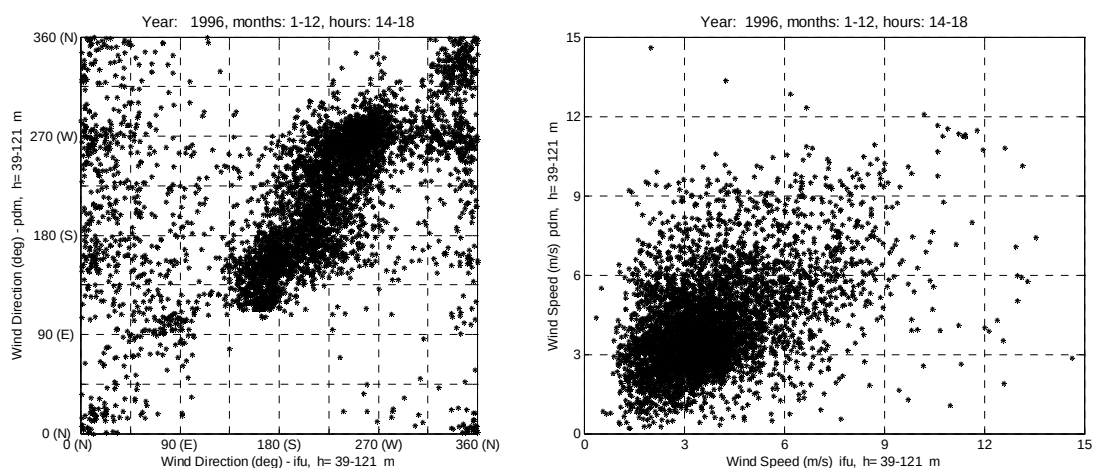


Figura 4.47 - Grafico di correlazione per la direzione del vento (a sinistra), e per la velocità (a destra), nei siti di PDM e IFU, nell'intervallo 14:00-18:00, anno 1996.

Nelle Fig. 4.48 e 4.49 viene fatto questa volta il confronto tra il sito IFU e il sito AMA. E' possibile osservare che anche in questo caso, durante le ore notturne, mentre nel sito IFU il vento proviene in prevalenza da NNE, nel sito AMA proviene anche da ESE. Durante le ore diurne, le direzioni di provenienza sono in buon accordo nei due siti, anche parecchi punti si presentano in modo sparso piuttosto casuale. I valori notturni di intensità del vento sono più alti all'IFU, che all'AMA.

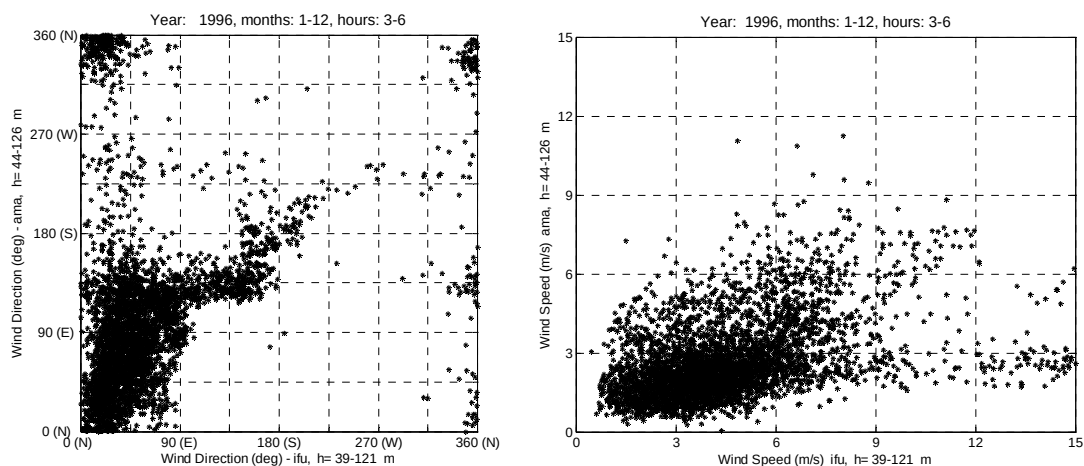


Figura 4.48- Grafico di correlazione per la direzione del vento (a sinistra), e per la velocità (a destra), nei siti di AMA e IFU nell'intervallo 03:00-06:00, anno 1996.

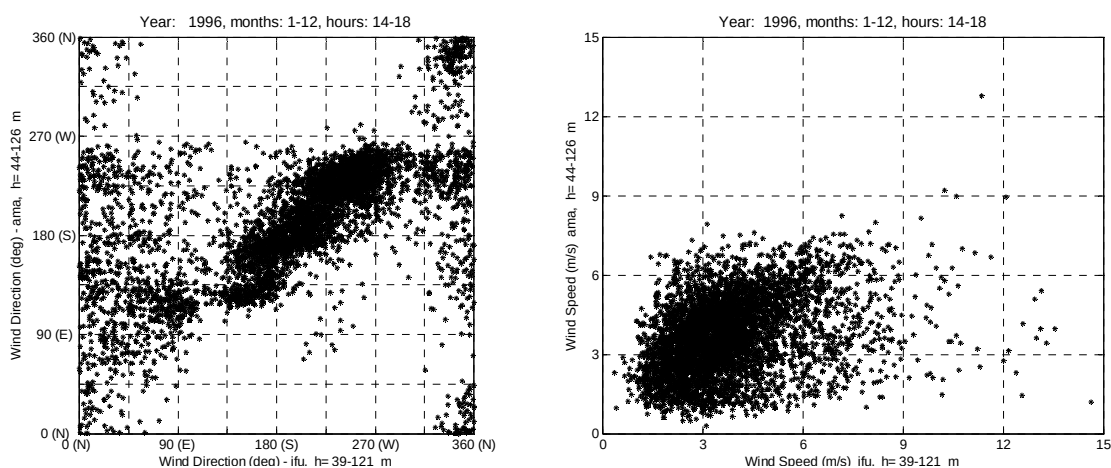


Figura 4.49- Grafico di correlazione per la direzione del vento nei siti di AMA e IFU (a sinistra), e per la velocità (a destra), nell'intervallo 14:00-18:00, anno 1996.

4.5.3- La ricostruzione dell'andamento giornaliero

Allo scopo di ricostruire l'andamento giornaliero del vento nel sito IFU nelle due componenti, sono stati usati come unica discriminante i risultati delle misure dei radiosondaggi per le direzioni $[-45^\circ, 45^\circ]$ e $[180^\circ, 270^\circ]$, nel periodo di marzo-aprile e di luglio-settembre, durante i giorni di bel tempo. La ricostruzione dell'andamento è mostrata nelle Figure 4.50, 4.51, 4.52 e 4.53. Come si osserva in tutte le figure, la prima quota è affetta da molto rumore e non può essere presa in considerazione. Inoltre i mesi primaverili presentano pochi dati, mentre i mesi estivi, sono meglio rappresentati e l'andamento appare più definito e continuo; non sembrano evidenziarsi le due componenti della circolazione notturna e durante il giorno non si notano due *pattern* diversi.

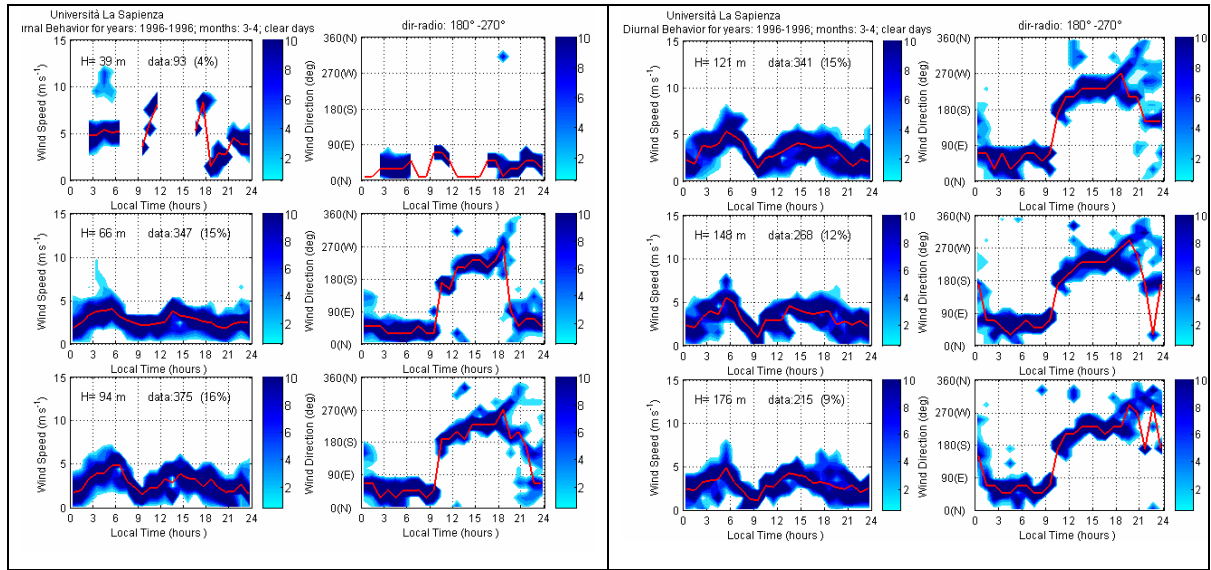


Figura 4.50- Ricostruzione del comportamento giornaliero per le altezze 39, 66, 94, 121, 148, 176 m nel sito IFU, nel periodo marzo-aprile, durante i giorni sereni; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua), a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua). I dati considerati sono quelli per cui le direzioni dei radiosondaggi sono limitate nell'intervallo [180°, 270°].

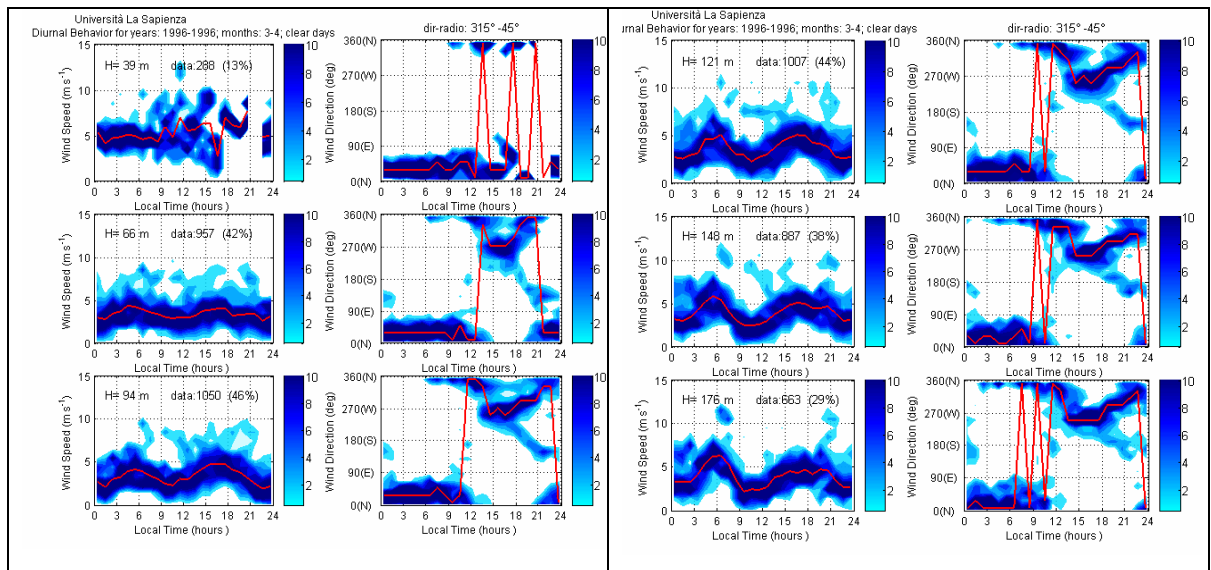


Figura 4.51– Ricostruzione del comportamento giornaliero per le altezze 39, 66, 94, 121, 148, 176 m nel sito IFU, nel periodo marzo-aprile, durante i giorni sereni; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua), a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua). I dati considerati sono quelli per cui le direzioni dei radiosondaggi sono limitate nell'intervallo [-45°, 45°].

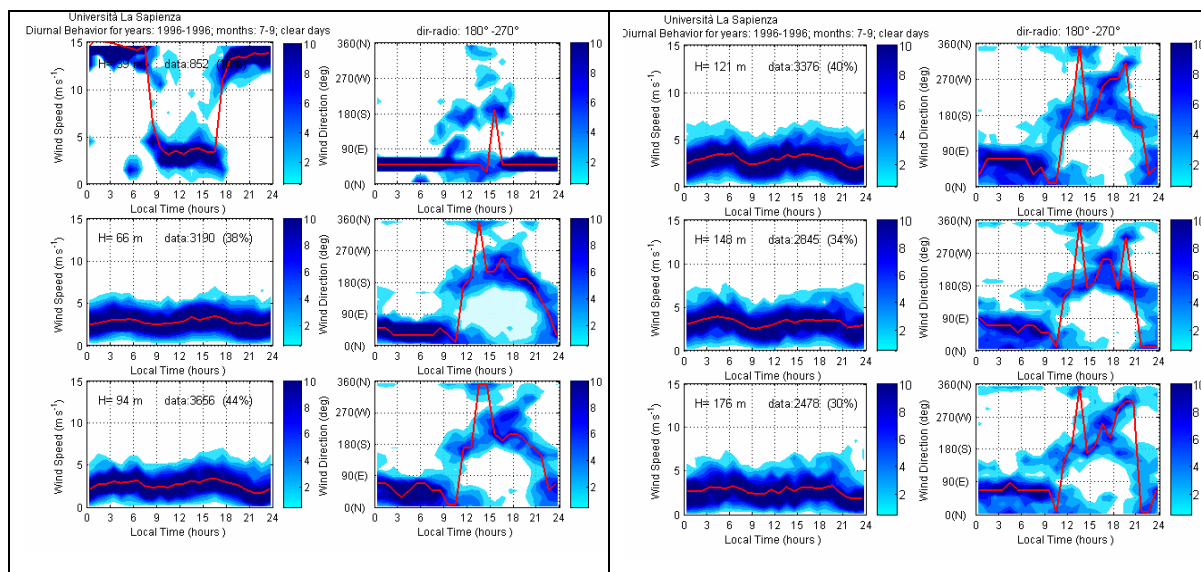


Figura 4.52– Ricostruzione del comportamento giornaliero per le altezze 39, 66, 94, 121, 148, 176 m nel sito IFU, nel periodo luglio-settembre, durante i giorni sereni; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua) , a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua) I dati considerati sono quelli per cui le direzioni dei radiosondaggi sono limitate nell'intervallo $[180^\circ, 270^\circ]$.

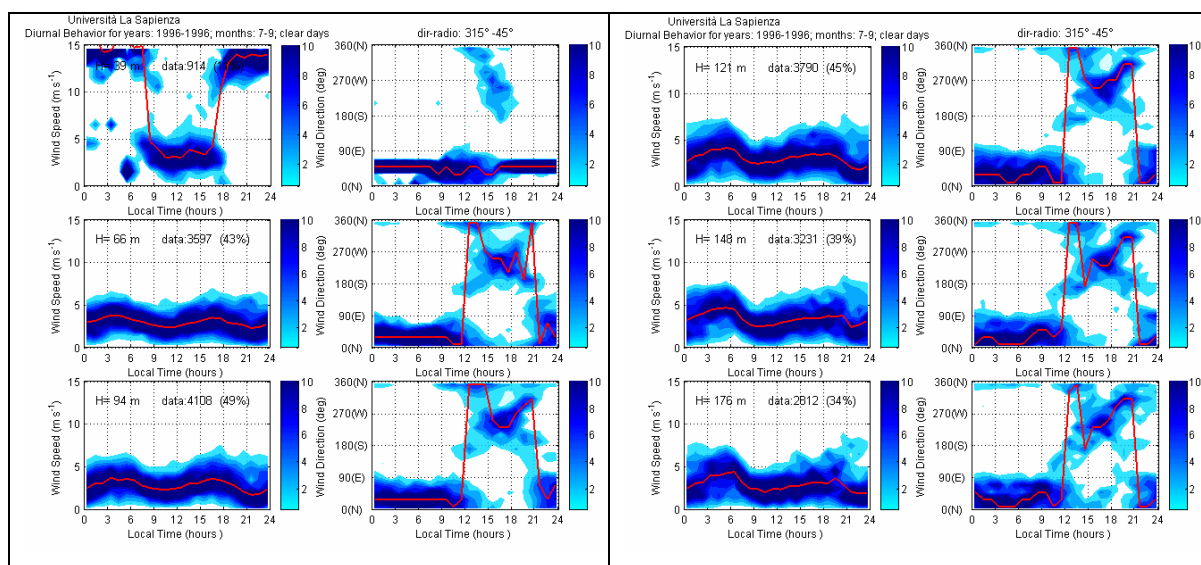


Figura 4.53– Ricostruzione del comportamento giornaliero per le altezze 39, 66, 94, 121, 148, 176 m nel sito IFU, nel periodo luglio-settembre, durante i giorni sereni; a sinistra il comportamento della velocità del vento (in toni di blu) e l'andamento dei valori medi (linea rossa continua) , a destra il comportamento della direzione (in toni di blu) e l'andamento dei massimi nella distribuzione delle frequenze di occorrenza (linea rossa continua) I dati considerati sono quelli per cui le direzioni dei radiosondaggi sono limitate nell'intervallo $[-45^\circ, 45^\circ]$.

CAPITOLO 5

I RISULTATI: LA RICOSTRUZIONE DEL CAMPO ORIZZONTALE DI VENTO

Questo Capitolo riassume i risultati ottenuti dall'analisi dei dati raccolti, grazie all'impiego di una rete di Sodar, durante la campagna sperimentale del 1996, organizzata allo scopo di studiare la circolazione locale e la sua influenza sull'inquinamento atmosferico nell'area della città di Roma.

La campagna di misura utilizzava tre stazioni Sodar (PDM, AMA e IFU): la loro presenza ha consentito di studiare la circolazione nell'area romana in modo sistematico, grazie all'elevata risoluzione verticale e alla continuità di acquisizione dei dati.

L'analisi è stata completata utilizzando i dati forniti da stazioni meteorologiche situate in alcuni aeroporti dell'area in esame (FCO, CMP, URB, PDM e GDN).

5.1- Il vento delle stazioni meteorologiche nei sedimi aeroportuali: l'andamento stagionale ed inter-annuale

La disponibilità dei dati di vento (alla quota di 10 m) registrati nelle stazioni meteorologiche nel periodo 1952-2005 con periodicità di tre ore, ha permesso di completare la caratterizzazione della circolazione nel 1996, usando altri di misura nella zona in esame. Si sono usati i dati di vento sia per analizzare la variabilità della circolazione locale in funzione del mese negli ultimi dieci anni, sia per studiare la variabilità inter-annuale delle circolazioni locali utilizzando l'analisi statistica dei venti nel periodo luglio-settembre per l'intervallo 1994-2003 a cadenza annuale. In questo intervallo erano disponibili le informazioni meteorologiche contenute nei *file* METAR di Fiumicino.

Nelle Figure 5.1, 5.2, 5.3, 5.4 e 5.5 è riportata per ogni mese la statistica dei venti relativi al periodo 1994-2003 nell'arco delle 24 ore, rispettivamente per gli aeroporti di Guidonia, Pratica di Mare, Roma Ciampino, Roma Urbe e Roma Fiumicino. Come nei grafici del Capitolo 4, l'intensità del colore (blu), in unità arbitrarie, è proporzionale alle frequenze di occorrenza; la linea rossa continua nel caso della velocità rappresenta l'andamento dei valori medi e nel caso della direzione rappresenta l'andamento del massimo della distribuzione delle frequenze di occorrenza. I dati sono stati considerati nella loro totalità, per tutte le condizioni meteorologiche. La ripetitività giornaliera

associata alla circolazione di origine locale permette di fare emergere comunque le caratteristiche di questa rispetto a quella sinottica, considerata in questo caso come rumore di fondo.

Risulta chiaro che a Guidonia (Fig. 5.1) le misure sono effettuate solo durante il giorno in ogni periodo dell'anno. Per quanto riguarda la direzione nell'arco della giornata, il vento proviene prevalentemente dal settore SSW, e dal settore Nord; in alcuni mesi si nota anche l'esistenza di correnti da Sud più evidenti ad aprile, ottobre e novembre. L'andamento della velocità appare diverso al variare della stagione: ad esempio è molto bassa (minore di 2 m/s) e pressoché costante nei mesi invernali e presenta un picco intorno alle 15:00 (LT) con intensità media che raggiunge i 5 m/s a luglio.

A Pratica di Mare (Fig. 5.2), il grafico della direzione mostra che per tutto l'anno durante la notte sono probabili due regimi di vento ben distinti, l'uno proveniente da Nord e l'altro proveniente da ESE. La componente da Nord è osservata più spesso. La circolazione diurna proviene tendenzialmente da SSW e il tempo di durata è inferiore nei mesi invernali. Per quanto riguarda la velocità, è costante nei mesi invernali, mentre nei mesi primaverili-estivi presenta un andamento medio con un picco di circa 5 m/s tra le 12:00 e le 15:00 (LT).

A Ciampino (Fig. 5.3) nelle ore centrali della giornata il vento proviene per lo più dal settore 160°-280°, ma durante i mesi invernali proviene anche prevalentemente da Nord. Durante le prime ore della notte, il vento proviene prevalentemente da [0°, 180°], e dopo le 03:00 (LT) circa dai settori distinti NNE e ESE, finché non si instaura il regime diurno: questa transizione è più rapida nei mesi estivi. Anche a Ciampino durante l'inverno la velocità è costante (2-3 m/s) e presenta in media un picco di intensità che supera i 5 m/s in estate.

A Roma Urbe (Fig. 5.4) durante la notte il flusso proviene in prevalenza da Nord (flusso di drenaggio dalla valle del Tevere) e durante il giorno dal settore Sud-Ovest, direzione probabile molto ben delineata nei mesi estivi. Presumibilmente i mesi invernali sono molto influenzati dai flussi sinottici, tanto che le caratteristiche peculiari della circolazione non riescono ad emergere. Anche qui la velocità è costante nei mesi invernali e in media presenta un picco intorno alle 15:00 (LT) appena inferiore a 5 m/s nei mesi estivi.

A Fiumicino (Fig. 5.5) nei mesi invernali non si distingue l'alternanza della circolazione notturna e diurna. Nei mesi primaverili e estivi sono evidenti le due circolazioni, quella notturna prevalentemente da NNE e quella diurna prevalentemente da

SSW. E' evidente l'aumento della durata della circolazione di brezza al variare dei mesi andando verso l'estate e la sua diminuzione andando dall'autunno verso l'inverno. Come già visto nelle altre stazioni, la velocità è costante in inverno e presenta un picco in media di circa 5 m/s tra le 12:00 e le 15:00 (LT) durante l'estate.

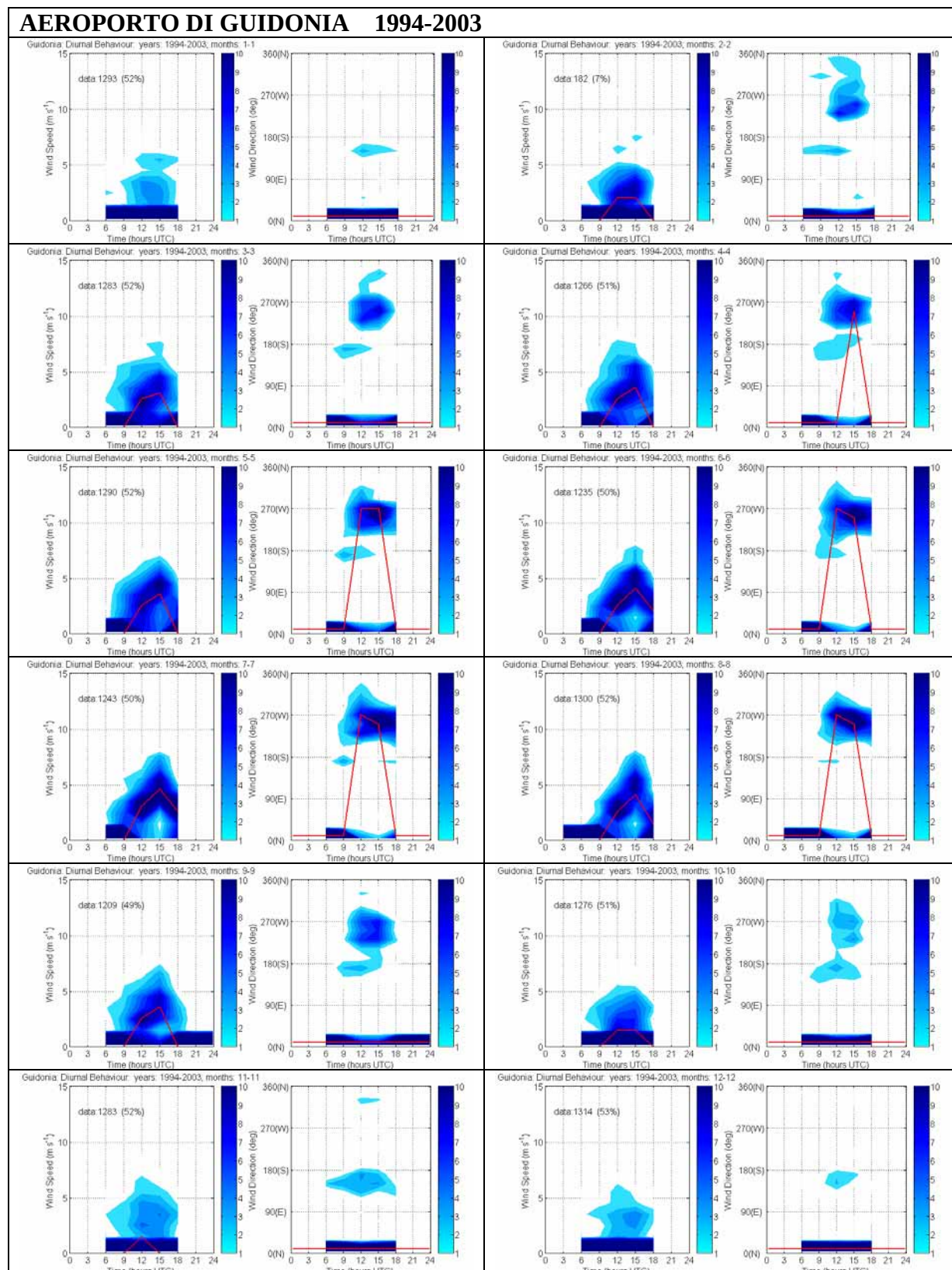


Figura 5.1-Distribuzione delle occorrenze (densità di colore in unità arbitrarie) dei valori di velocità e direzione del vento registrati all'aeroporto di Guidonia, in funzione dell'ora del giorno nel periodo 1994-2003 in ogni mese dell'anno. La linea rossa continua rappresenta nel caso della velocità l'andamento dei valori medi e nel caso della direzione l'andamento dei massimi di distribuzione delle frequenze di occorrenza.

AEROPORTO DI PRATICA DI MARE 1994-2003

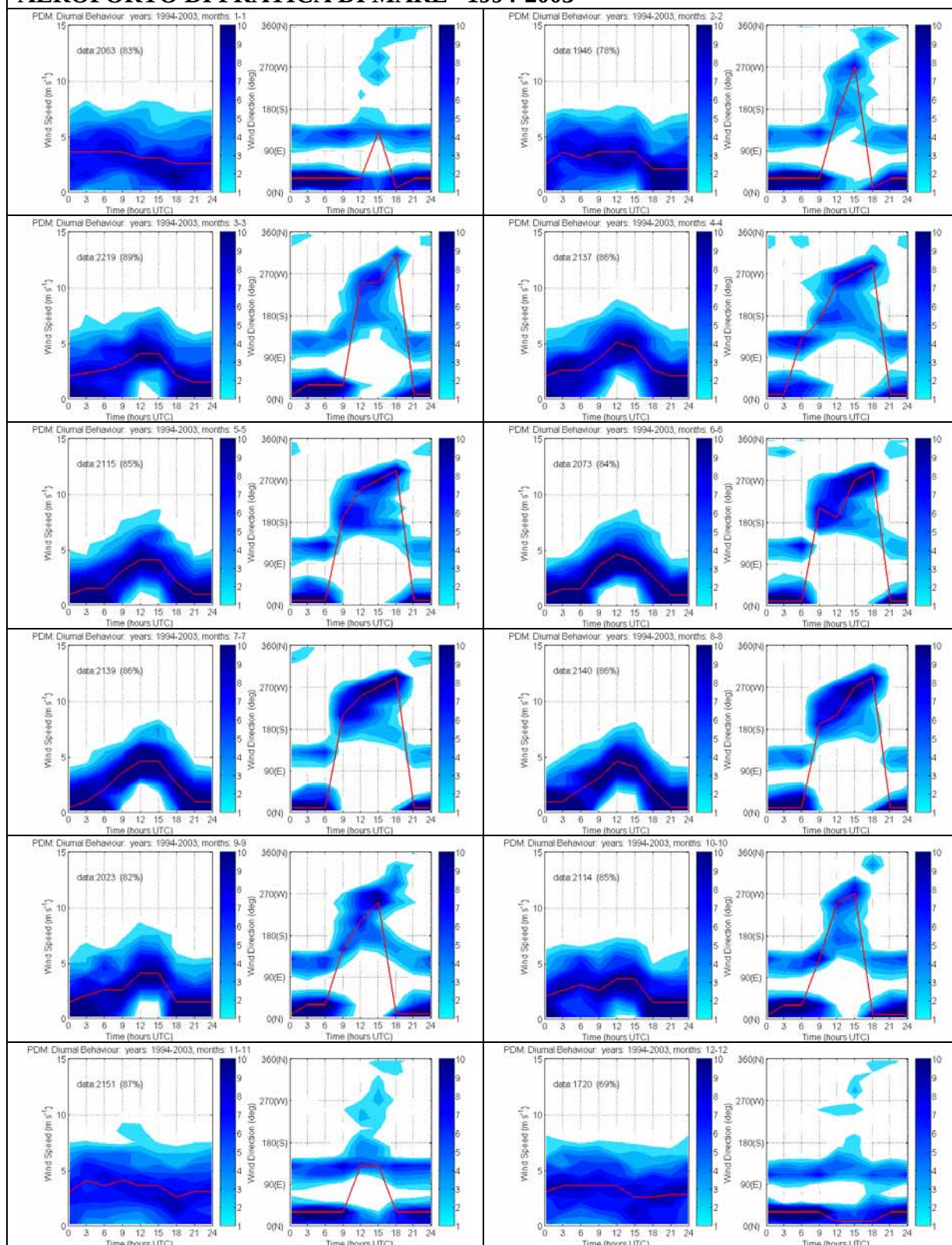


Figura 5.2-Distribuzione delle occorrenze (densità di colore in unità arbitrarie) dei valori di velocità e direzione del vento registrati all'aeroporto di Pratica di Mare, in funzione dell'ora del giorno nel periodo 1994-2003 in ogni mese dell'anno. La linea rossa continua rappresenta nel caso della velocità l'andamento dei valori medi e nel caso della direzione l'andamento dei massimi di distribuzione delle frequenze di occorrenza.

AEROPORTO DI ROMA CIAMPINO 1994-2003

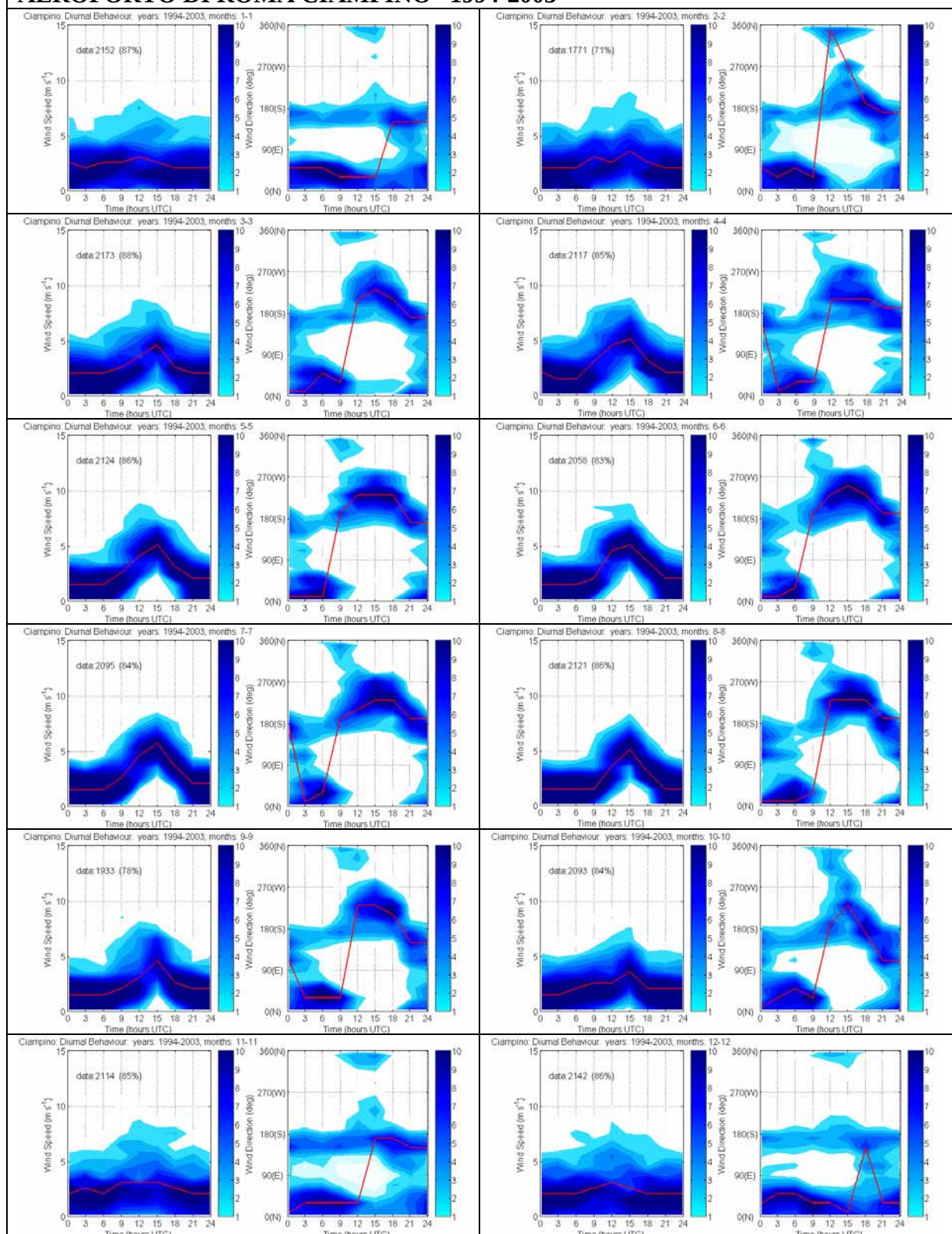


Figura 5.3-Distribuzione delle occorrenze (densità di colore in unità arbitrarie) dei valori di velocità e direzione del vento registrati all'aeroporto di Ciampino, in funzione dell'ora del giorno nel periodo 1994-2003 in ogni mese dell'anno. La linea rossa continua rappresenta nel caso della velocità l'andamento dei valori medi e nel caso della direzione l'andamento dei massimi di distribuzione delle frequenze di occorrenza.

AEROPORTO DI ROMA URBE 1994-2003

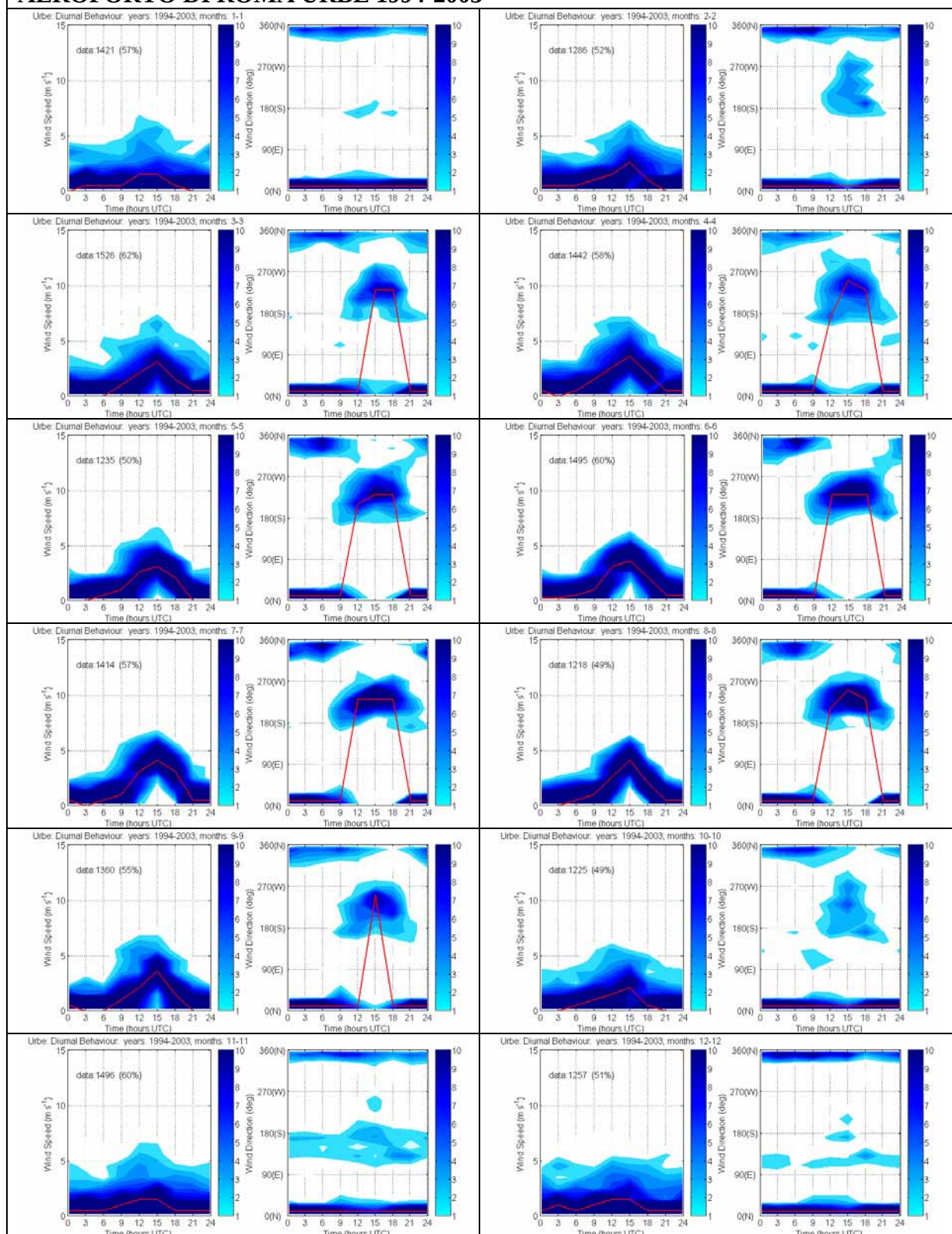


Figura 5.4-Distribuzione delle occorrenze (densità di colore in unità arbitrarie) dei valori di velocità e direzione del vento registrati all'aeroporto di Roma Urbe, in funzione dell'ora del giorno nel periodo 1994-2003 in ogni mese dell'anno. La linea rossa continua rappresenta nel caso della velocità l'andamento dei valori medi e nel caso della direzione l'andamento dei massimi di distribuzione delle frequenze di occorrenza.

AEROPORTO DI ROMA FIUMICINO 1994-2003

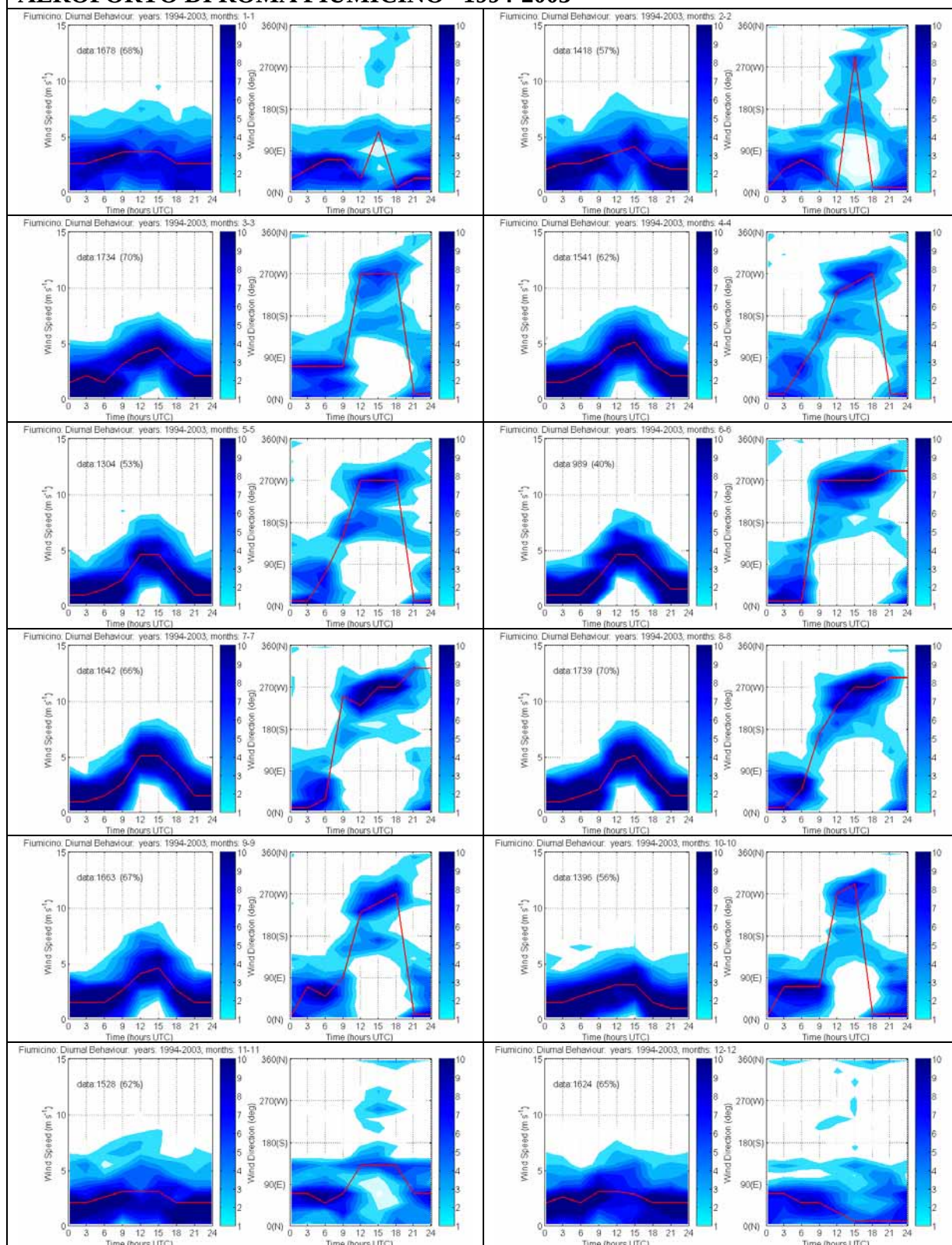


Figura 5.5-Distribuzione delle occorrenze (densità di colore in unità arbitrarie) dei valori di velocità e direzione del vento registrati all'aeroporto di Roma Fiumicino, in funzione dell'ora del giorno nel periodo 1994-2003 in ogni mese dell'anno. La linea rossa continua rappresenta nel caso della velocità l'andamento dei valori medi e nel caso della direzione l'andamento dei massimi di distribuzione delle frequenze di occorrenza.

Per mettere in evidenza una eventuale variabilità inter-annuale della circolazione locale, si è infine analizzata la distribuzione delle occorrenze dei valori di velocità e direzione del vento registrati nei vari siti, in funzione dell'ora del giorno per i mesi di luglio-settembre di ogni anno nell'intervallo 1994-2003. I valori di vento usati si riferiscono ai giorni dei tre mesi estivi in cui i *file* METAR segnalano cielo sereno o poco nuvoloso. Viene omessa l'analisi dei dati relativi all'aeroporto di Guidonia, a causa della mancanza di misure nelle ore notturne.

I risultati dell'analisi statistica sono riportati nelle Figure 5.6 (aeroporto di Pratica di Mare), 5.7 (aeroporto di Roma Ciampino), 5.8 (aeroporto di Roma Urbe) e 5.9 (aeroporto di Roma Fiumicino); si osserva che l'andamento giornaliero del vento nei diversi siti è relativamente costante nel corso degli ultimi 10 anni. Questo risultato sembra indicare che analisi statistiche del vento, se filtrate opportunamente, possono contribuire alla ricostruzione delle caratteristiche della circolazione locale, anche se relative ad anni diversi. Ad esempio, avendo verificato che nella stazione dell'aeroporto di Roma Urbe (Fig. 5.8), l'andamento è molto simile nell'arco degli anni, nella ricostruzione della circolazione atmosferica del 1996 sarà poi considerato l'anno con i dati migliori, il 1999, poiché nel 1996 i dati non sono presenti durante la notte.

In ogni stazione si nota un evidente regime di brezza sottolineato dalla presenza di venti da quadranti opposti nelle ore diurne rispetto a quelle notturne.

In particolare, a PDM (Fig. 5.6) si osserva che durante la notte le due circolazioni sono abbastanza distinte; la velocità in media presenta un picco intorno a 5 m/s tra le 12:00 e le 15:00 (LT).

A CMP (Fig. 5.7) la velocità in media presenta un picco intorno alle 15:00 (LT) e in alcuni anni (ad esempio il 2000) supera i 5 m/s e in altri ne scende al di sotto (ad esempio il 2003); lo stesso risultato si trova a FCO (Fig. 5.8) dove ad esempio nel 1999 la velocità media supera i 5 m/s e nel 2002 ne scende al di sotto.

AEROPORTO DI PRATICA DI MARE

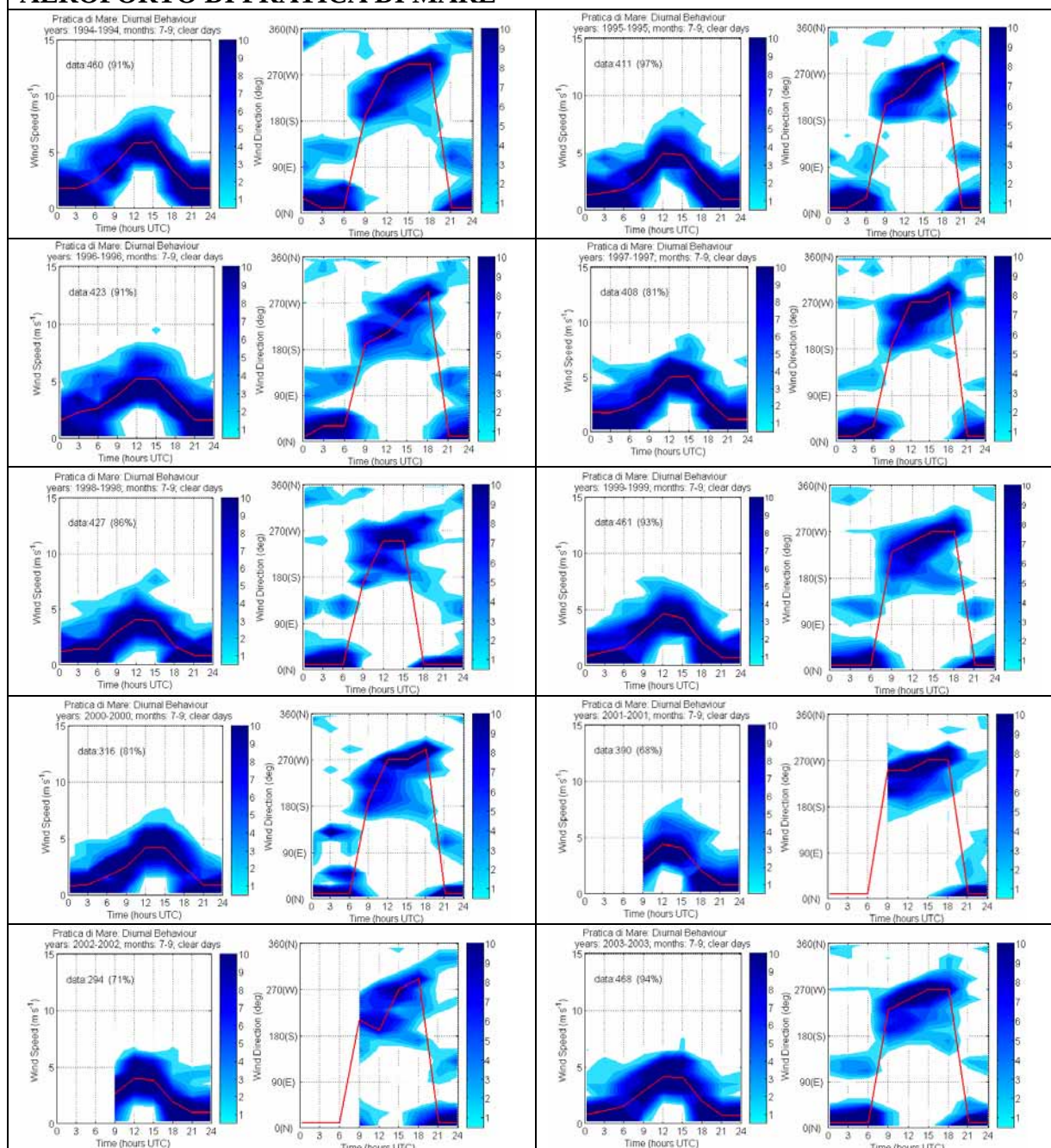


Figura 5.6- Distribuzione delle occorrenze (densità di colore in unità arbitrarie) dei valori di velocità e direzione del vento registrati all'aeroporto di Pratica di Mare, in funzione dell'ora del giorno per il periodo luglio-settembre di ogni anno nell'intervallo 1994-2003. I valori di vento usati si riferiscono ai giorni dei mesi estivi in cui i METAR segnalano cielo sereno o poco nuvoloso. La linea rossa continua rappresenta nel caso della velocità l'andamento dei valori medi e nel caso della direzione l'andamento dei massimi di distribuzione delle frequenze di occorrenza.

AEROPORTO DI ROMA CIAMPINO

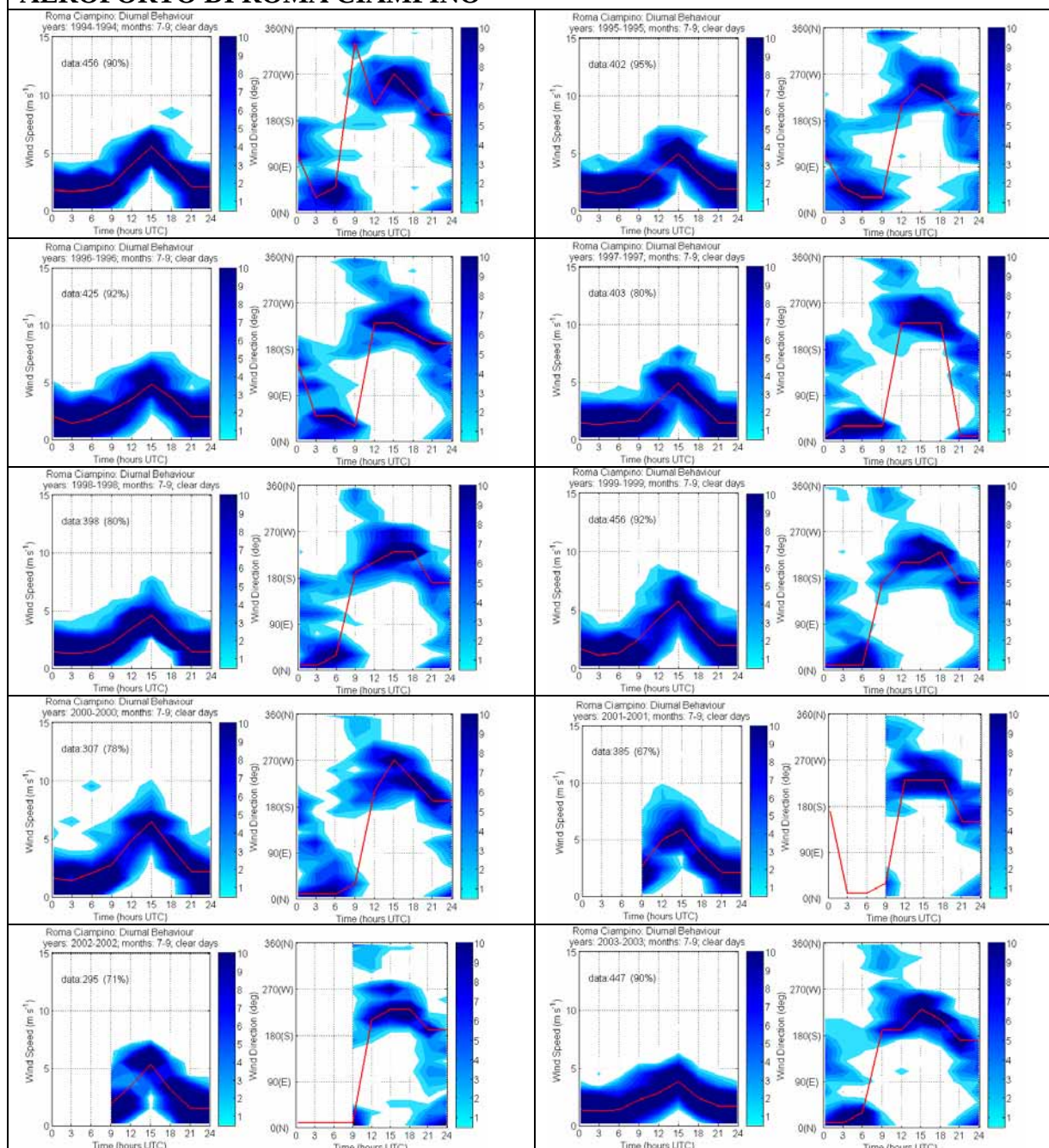


Figura 5.7- Distribuzione delle occorrenze (densità di colore in unità arbitrarie) dei valori di velocità e direzione del vento registrati all'aeroporto di Roma Ciampino, in funzione dell'ora del giorno per il periodo luglio-settembre di ogni anno nell'intervallo 1994-2003. I valori di vento usati si riferiscono ai giorni dei mesi estivi in cui i METAR segnalano cielo sereno o poco nuvoloso. La linea rossa continua rappresenta nel caso della velocità l'andamento dei valori medi e nel caso della direzione l'andamento dei massimi di distribuzione delle frequenze di occorrenza.

AEROPORTO DI ROMA URBE

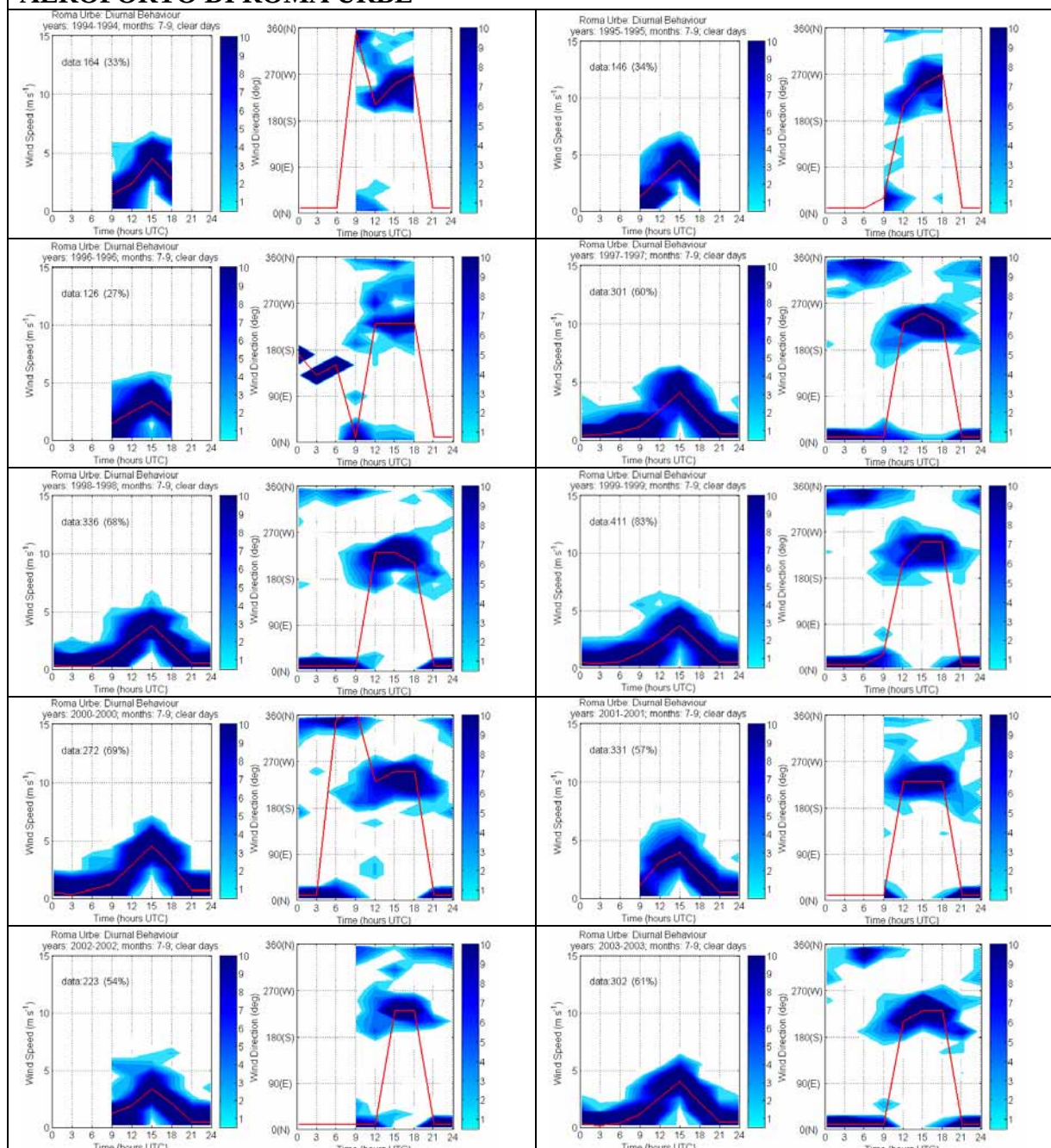


Figura 5.8- Distribuzione delle occorrenze (densità di colore in unità arbitrarie) dei valori di velocità e direzione del vento registrati all'aeroporto di Roma Urbe, in funzione dell'ora del giorno per il periodo luglio-settembre di ogni anno nell'intervallo 1994-2003. I valori di vento usati si riferiscono ai giorni dei mesi estivi in cui i METAR segnalano cielo sereno o poco nuvoloso. La linea rossa continua rappresenta nel caso della velocità l'andamento dei valori medi e nel caso della direzione l'andamento dei massimi di distribuzione delle frequenze di occorrenza.

AEROPORTO DI ROMA FIUMICINO

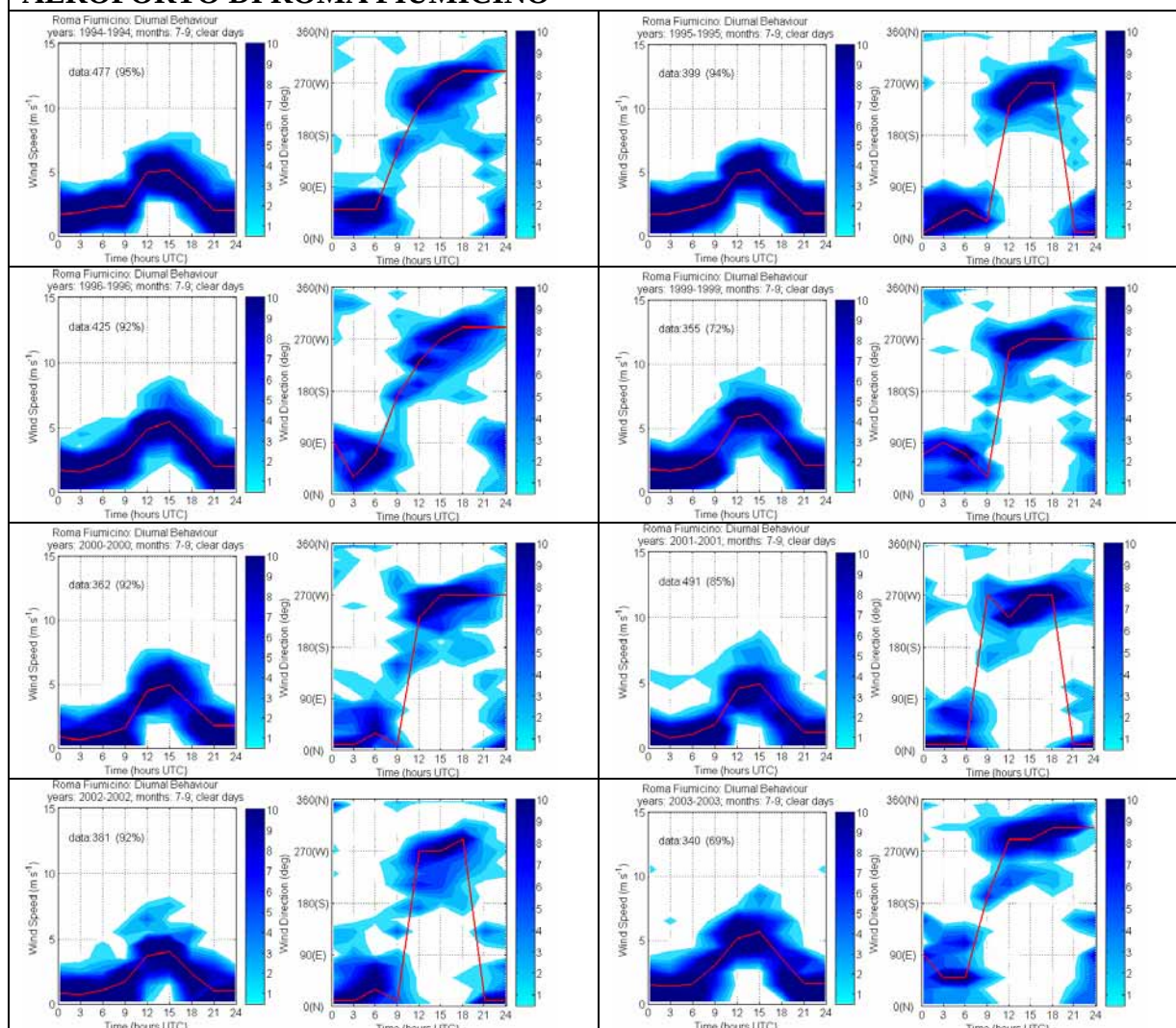


Figura 5.9- Distribuzione delle occorrenze (densità di colore in unità arbitrarie) dei valori di velocità e direzione del vento registrati all'aeroporto di Roma Fiumicino, in funzione dell'ora del giorno per il periodo luglio-settembre di ogni anno nell'intervallo 1994-2003 (mancano i dati per gli anni 1997 e 1998). I valori di vento usati si riferiscono ai giorni dei mesi estivi in cui i METAR segnalano cielo sereno o poco nuvoloso. La linea rossa continua rappresenta nel caso della velocità l'andamento dei valori medi e nel caso della direzione l'andamento dei massimi di distribuzione delle frequenze di occorrenza.

5.2-Il confronto degli andamenti giornalieri

Dal confronto dell'andamento giornaliero della velocità e direzione del vento nei diversi siti si possono estrarre alcune informazioni. Naturalmente la circolazione sinottica influenza tali andamenti, per cui quello che si può ottenere da un'analisi statistica è il comportamento medio del fenomeno che si vuole analizzare. A questo scopo la statistica dell'andamento giornaliero per il periodo luglio-settembre del 1996 sono state già analizzate o ricostruite nel Capitolo 4 per i dati Sodar e nel Paragrafo 5.1 per i dati degli aeroporti. Considerando quindi i valori medi, il confronto tra gli andamenti del vento nei diversi siti può essere fatto più facilmente.

Nelle Figure 5.10 e 5.11, viene messo a confronto l'andamento registrato nei siti AMA, PDM e IFU, a 40 m circa, nel caso che la circolazione notturna provenga da Nord (Fig. 5.10) e nel caso provenga da SSE (Fig. 5.11); per il sito IFU si usano come discriminante le misure dei radiosondaggi. Si può osservare una differenza nel modo in cui si passa dal regime di circolazione notturna a quella diurna di brezza: più rapido all'IFU e a PDM, più lento all'AMA. Inoltre, risulta evidente a PDM la differenza dei due tipi di circolazione notturna nella transizione tra regime diurno e notturno: verso sera, in un caso il vento prosegue a girare in senso orario (Fig. 5.10) e nell'altro prosegue in senso opposto (Fig. 5.11). D'altra parte in alcuni casi è anche difficile stabilire la fine esatta della circolazione diurna; le simulazioni con l'utilizzo di modelli, e le osservazioni mostrano che il regime di brezza di mare può continuare ad esistere dopo il tramonto (Ferretti et al., 2003). Il massimo della velocità è raggiunto tra le 13:00 e le 16:00 (LT); queste sono le ore della giornata in cui generalmente il flusso di brezza è a pieno regime. Infine, è evidente durante la notte il minor valore della velocità (quasi costante) ad AMA, mentre all'IFU e a PDM l'intensità è più alta e mostra un picco tra le 03:00 e le 06:00 (LT); durante il giorno l'intensità è maggiore ad AMA rispetto agli altri siti.

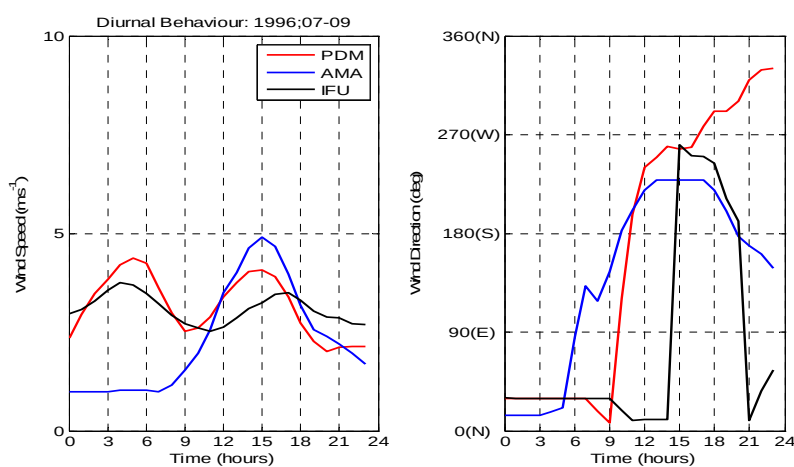


Figura 5.10- Andamento giornaliero della velocità e direzione del vento ottenute come medie nel periodo luglio-settembre 1996, nel caso della circolazione notturna proveniente da Nord. Viene fatto il confronto nei siti PDM, AMA e IFU a 40 m.

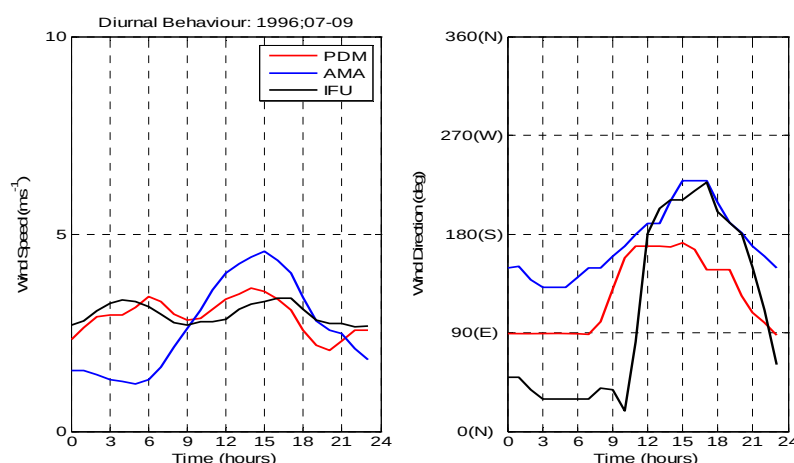


Figura 5.11- Andamento giornaliero della velocità e direzione del vento ottenute come medie nel periodo luglio-settembre 1996, nel caso della circolazione notturna proveniente da SSE. Viene fatto il confronto nei siti PDM, AMA e IFU a 40 m.

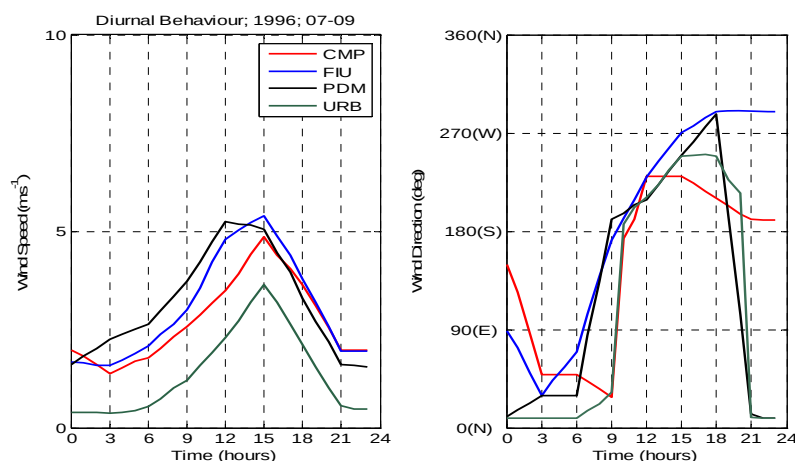


Figura 5.12- Andamento giornaliero della velocità e direzione del vento ottenute come medie nel periodo luglio-settembre 1996. Viene fatto il confronto nei siti CMP, FCO, PDM, URB (10 m).

La Figura 5.12 mostra l'andamento giornaliero del vento a 10 m nei siti di misura degli aeroporti (Ciampino, Fiumicino, Pratica di Mare e Urbe) nel periodo luglio-settembre 1996. Nel caso di Guidonia, si è ritenuto opportuno non utilizzare i dati in quanto limitati ad un periodo breve del giorno. Da qui in poi, per l'aeroporto di Roma Urbe sono stati considerati i dati del 1999, in quanto è stato possibile osservare che l'andamento giornaliero del vento è molto simile nell'arco degli anni. L'andamento della velocità è pressoché uguale in ogni stazione con un picco tra le 12:00 e le 15:00 (LT) a PDM e intorno alle 15:00 (LT) per tutte le altre stazioni. Il cambio di direzione avviene in modo più repentino nei siti URB e CMP, e a mattinata inoltrata.

Inoltre, si osserva che a Pratica di Mare gli andamenti sono leggermente diversi per quanto riguarda le misure del Sodar e le misure a 10 m. Molto probabilmente ciò è dovuto all'orografia che influenza la circolazione negli strati più bassi, per cui i cambiamenti di direzione del vento potrebbero interessare prima le quote più basse e poi gli strati più alti. Per la velocità a 10 m è evidente solo il picco diurno a metà giornata, mentre nel caso dei dati del Sodar si era anche notato un picco intorno alle 06:00 (LT).

Nei prossimi paragrafi si cercherà di spiegare questi comportamenti con la ricostruzione delle mappe del vento.

5.3-Il campo del vento a 40 m e il confronto con il vento a 10 m

L'andamento medio giornaliero del vento nel periodo luglio-settembre 1996 nei siti in cui era presente un Sodar è stato utilizzato per ricostruire il campo di vento. In un primo momento sono stati considerati i soli dati Sodar, disponibili ad AMA e PDM per la quota più bassa (40 m circa) e all'IFU dalla seconda quota in poi (nel Capitolo 4 è stata già messa in evidenza la costanza degli andamenti dell'intensità e della direzione del vento); tale

campo è messo a confronto con il vettore vento a 10 m, graficato nel sito di ogni aeroporto (FCO, CMP, URB, PDM, GDN). La ricostruzione è stata fatta utilizzando per ogni componente del vento, un algoritmo descritto da Sandwell (1987), che trova una superficie che passa attraverso un set di punti spazati in modo non uniforme avente curvatura minima. Tale metodo al pari dell'interpolazione cubica, produce superfici regolari. E' opportuno notare che la significatività dei valori ottenuti diminuisce allontanandosi dall'area delimitata dai punti di misura. Inoltre, in questa ricostruzione non si è tenuto conto dell'orografia, che pure può avere un impatto significativo sul campo del vento, specie alle quote più basse.

Esistono modelli numerici 'mass consistent' che permettono di ricostruire il campo del vento in maniera più accurata poiché, partendo da un insieme di misure di tipo diverso e sfruttando una serie di informazioni sul territorio (orografia, uso del suolo ecc), ricostruiscono i valori dei parametri meteorologici su un grigliato. In generale, costruire modelli di flusso atmosferico è difficile, specialmente quando si simulano campi di vento su superfici irregolari (Belcher e Hunt, 1998). Il concetto dietro lo sviluppo di un modello 'mass consistent' è quello di minimizzare le differenze tra i valori osservati della velocità e i valori elaborati. L'obiettivo è riuscire a uguagliare i valori simulati ai dati meteorologici misurati, senza perturbare i valori misurati (Wang e Pepper, 2005).

Nonostante non si sia tenuta nella giusta considerazione l'orografia, il campo del vento ottenuto fornisce un quadro che sembra rappresentare in prima approssimazione i campi reali. Nelle Figure 5.13 (a-x) e 5.14 (a-x) viene ricostruito il campo del vento medio, prodotto dalle forzanti locali nell'area di interesse, alla quota di circa 40 m, nel caso della componente della circolazione notturna proveniente dal settore $[0^\circ, 70^\circ]$ (Fig. 5.13) e di quella proveniente dal settore $[80^\circ, 150^\circ]$ (Fig. 5.14). La differenza che in alcune ore si nota tra campo di vento ricostruito e misura del vento a 10 m può avere diverse cause: è probabilmente necessario aumentare l'accuratezza con cui il campo viene ricostruito, includendo anche gli effetti orografici. Inoltre è da considerare comunque la differenza di quota (40 m almeno per i dati dei Sodar, ma soli 10 m per i dati degli anemometri).

5.3.1- La componente della circolazione notturna proveniente dal settore 0° - 70°

La Fig. 5.13 (a-h) mostra l'evoluzione temporale del campo di vento a 40 m durante la notte, la Fig. 5.13 (i-p) dalla mattina al primo pomeriggio e la Fig. 5.13 (q-x) dal pomeriggio alle ore serali, considerando la circolazione proveniente dal settore $[0^\circ, 70^\circ]$.

Innanzitutto si registra a Ciampino la presenza di venti catabatici (03:00 LT), a causa della presenza di piccoli rilievi intorno all'aeroporto. Inoltre, dalle 02:00 alle 09:00 il vettore del vento sulla superficie segue abbastanza bene il campo del vento relativo agli strati superiori, per poi disallinearsi nelle ore successive fino alle 15:00 circa, quando i vettori tornano ad essere paralleli fino alle 20:00. Il vento alle quote più basse si sposta in anticipo, e sembra essere interessato prima al cambiamento del regime di circolazione.

A Fiumicino si osserva che il vento a 10 m si muove in modo coerente con il campo di vento all'incirca fino alle 13:00 (LT), dopodichè ruota verso Est rispetto al vento negli strati superiori; i due flussi continuano ad essere disaccoppiati nel resto della giornata.

Anche a PDM i flussi nei due strati sono concordi fino alle 06:00 (LT), e dopo quello nello strato più basso ruota verso Ovest, prima parallelo (08:00 LT) e poi perpendicolare (09:00 LT) alla costa. Tra le 09:00 e le 10:00 (LT) la brezza comincia a formarsi prima negli strati più bassi e poi con un ritardo di una o due ore interessa quelli più alti. I due vettori proseguono paralleli fino alle 18:00 (LT) circa ; quindi il vento nello strato più basso comincia a ruotare in senso inverso (19:00 LT) e quello a 40 m resta parallelo alla costa.

A Guidonia, il vento proviene da Sud intorno alle 14:00 (LT) e dalle 15:00 (LT) da SW, parallelamente al campo di vento.

Infine, a Roma Urbe tra le 15:00 e le 18:00 (LT) i due vettori del vento sono perfettamente allineati e anche qui si nota come il vento a 10 m precorra gli eventi, subendo per primo un cambiamento di direzione.

Si può concludere dicendo che complessivamente c'è un accordo tra le misure del vento a 10 m e quelle a 40 m, con anticipo dei movimenti dei flussi alle quote inferiori.

5.3.2- La componente della circolazione notturna proveniente dal settore 80°-150°

La Fig. 5.14 (a-h) mostra l'evoluzione temporale del campo di vento a 40 m durante la notte, la Fig. 5.14 (i-p) dalla mattina al primo pomeriggio e la Fig. 5.14 (q-x) dal pomeriggio alle ore serali, considerando la circolazione proveniente dal settore [80°, 150°].

In questo caso il vento a 10 m e quello a 40 m hanno direzioni consistentemente diverse. Se il vento notturno proviene da SSE interagisce con il vento nello strato superiore e non con quello nello strato superficiale.

A FCO si ha coincidenza nella direzione dei due flussi solo tra le 08:00 e le 10:00 (LT); a PDM solo tra le 07:00 e le 08:00 (LT) e a GDN tra le 15:00 e le 18:00 (LT). Un'eccezione si ha a Roma Urbe, dove i due flussi scorrono paralleli per più tempo,

addirittura tra le 13:00 e le 19:00 (LT); in serata e durante la notte, il flusso diventa molto debole (come già evidenziato in Fig. 5.12). A causa della posizione geografica, URB sembra risentire maggiormente della brezza di valle, la cui direzione è perpendicolare al fondovalle (vento anabatico). Si può osservare che tra le 09:00 e le 10:00 (LT) il vento a 10 m proviene da Nord, ma successivamente cambia direzione e proviene da SSW.

Riassumendo si può affermare che nel caso di circolazione notturna da SSE, le misure a 10 m e il campo di vento sembrano essere disaccoppiati, cioè il vento negli strati più alti non arriva negli stati inferiori.

5.3.3-Le differenze tra i due flussi notturni

Nei paragrafi precedenti si è ricostruito il campo del vento tramite i dati Sodar a 40 m, riguardo ai due regimi notturni di vento. In particolare rispetto ai valori del vento misurato in superficie, si è visto che i vettori del vento a 40 m mostrano un comportamento molto diverso nel caso che la componente della circolazione notturna provenga da Nord oppure da ESE. E' lecito chiedersi la ragione di tale comportamento e quindi provare a spiegarla.

Si osserva nel caso del vento da 80° - 150° , che nelle ore in cui è presente la brezza (ore centrali della giornata), mentre la forzante sinottica produce la deviazione del vento alle quote superiori, a 10 m prevale comunque il flusso di brezza, come è evidente dalle immagini (Fig. 5.14 m-p, 12:00-15:00 PDM e FCO). E' quindi evidente un disaccoppiamento tra i venti in superficie e quelli in quota, che risentono della forzante sinottica.

Nel caso della componente della circolazione da $[0^{\circ}, 70^{\circ}]$, il vento sinottico non influenza in modo dominante il campo del vento prodotto dai dati Sodar, cioè la corrente a 40 m segue i venti in superficie (Fig. 5.13 m-p).

Nel caso di venti sinottici da Nord (corrispondente al vento da 0° - 70° , Cap.4), a causa della presenza di montagne, la circolazione locale si estende maggiormente in quota, anche se con un certo ritardo come si è già visto; grazie allo schermaggio delle montagne, l'influenza della circolazione sinottica diminuisce e il campo del vento segue maggiormente la circolazione tipica di brezza.

Nel caso di vento sinottico da Sud (corrispondente al vento da 80° - 150° , Cap. 4), la circolazione locale si estende poco in altezza, poiché non c'è lo schermaggio delle montagne e allora la circolazione totale si compone della circolazione locale e di quella sinottica: il gradiente verticale è maggiore.

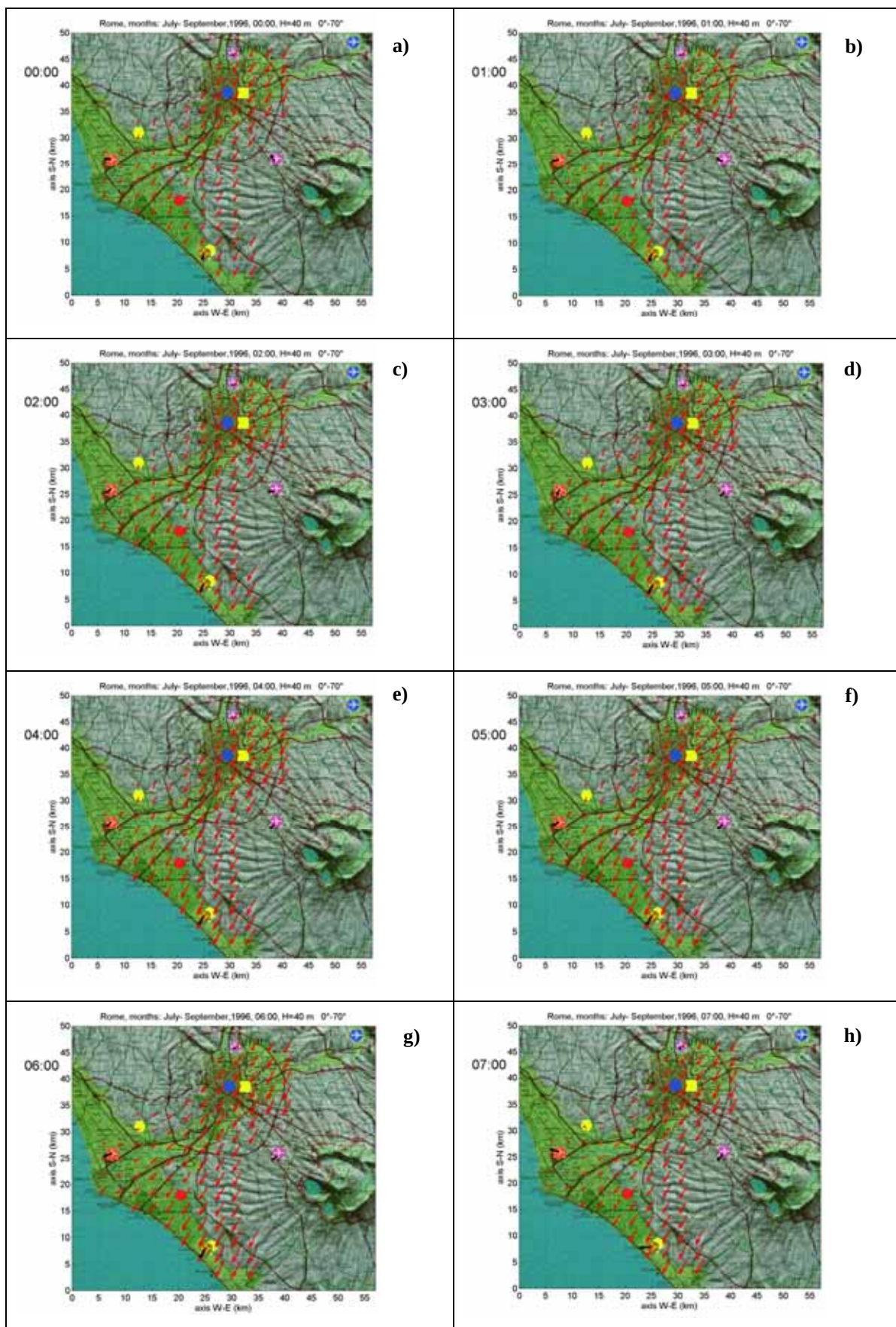


Figura 5.13 (a-h)- Ricostruzione del campo del vento medio, prodotto dalle forzanti locali nell'area di interesse, alla quota di circa 40 m, nel caso della circolazione notturna proveniente dal settore $[0^\circ, 70^\circ]$. La ricostruzione è stata ottenuta mediante interpolazione dei dati Sodar alle quote più basse; il campo è messo a confronto con il vettore del vento misurato nelle stazioni degli aeroporti.

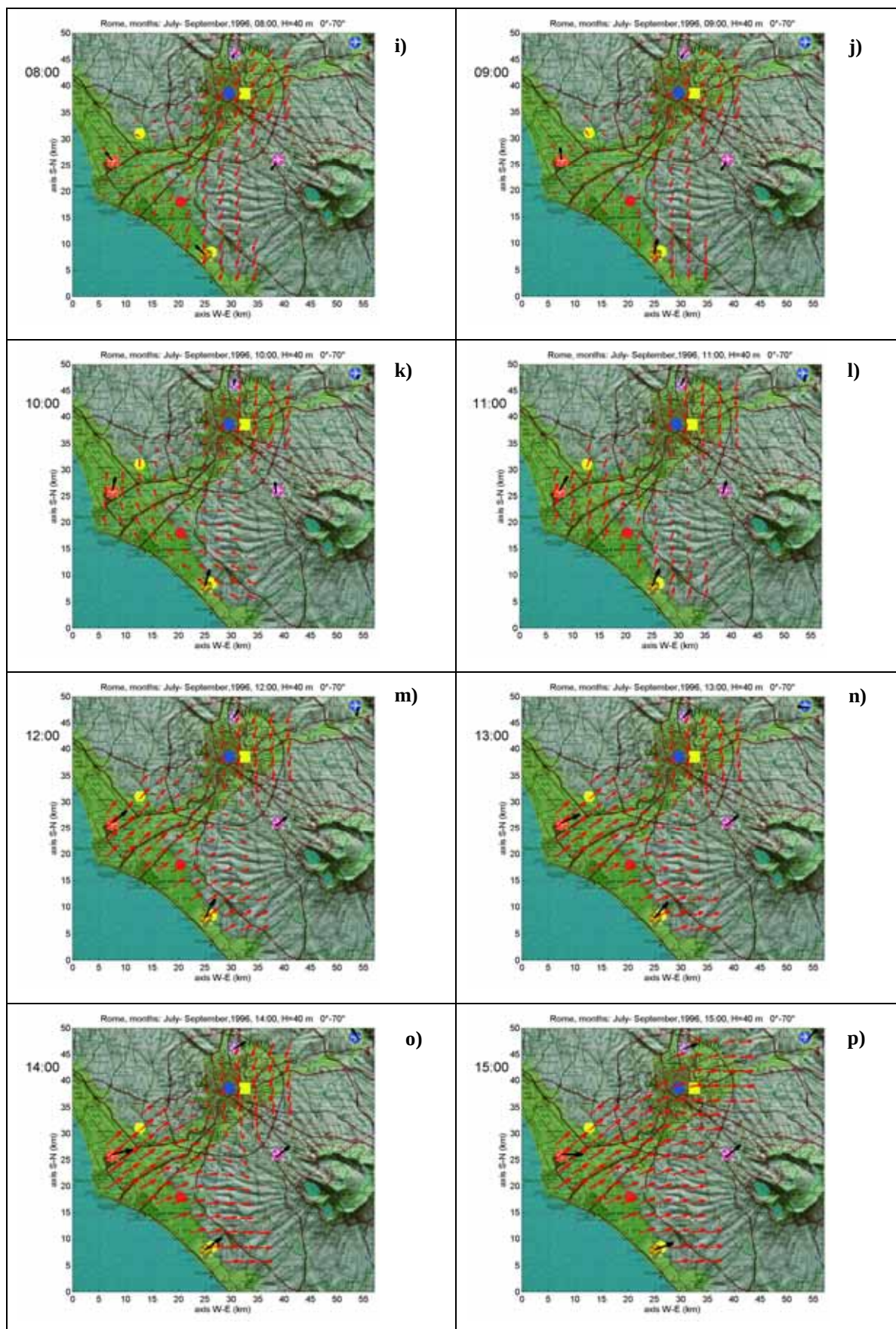


Figura 5.13 (i-p)- Ricostruzione del campo del vento medio, prodotto dalle forzanti locali nell'area di interesse, alla quota di circa 40 m, nel caso della circolazione notturna proveniente dal settore [0°, 70°]. La ricostruzione è stata ottenuta mediante interpolazione dei dati Sodar alle quote più basse; il campo è messo a confronto con il vettore del vento misurato nelle stazioni degli aeroporti.

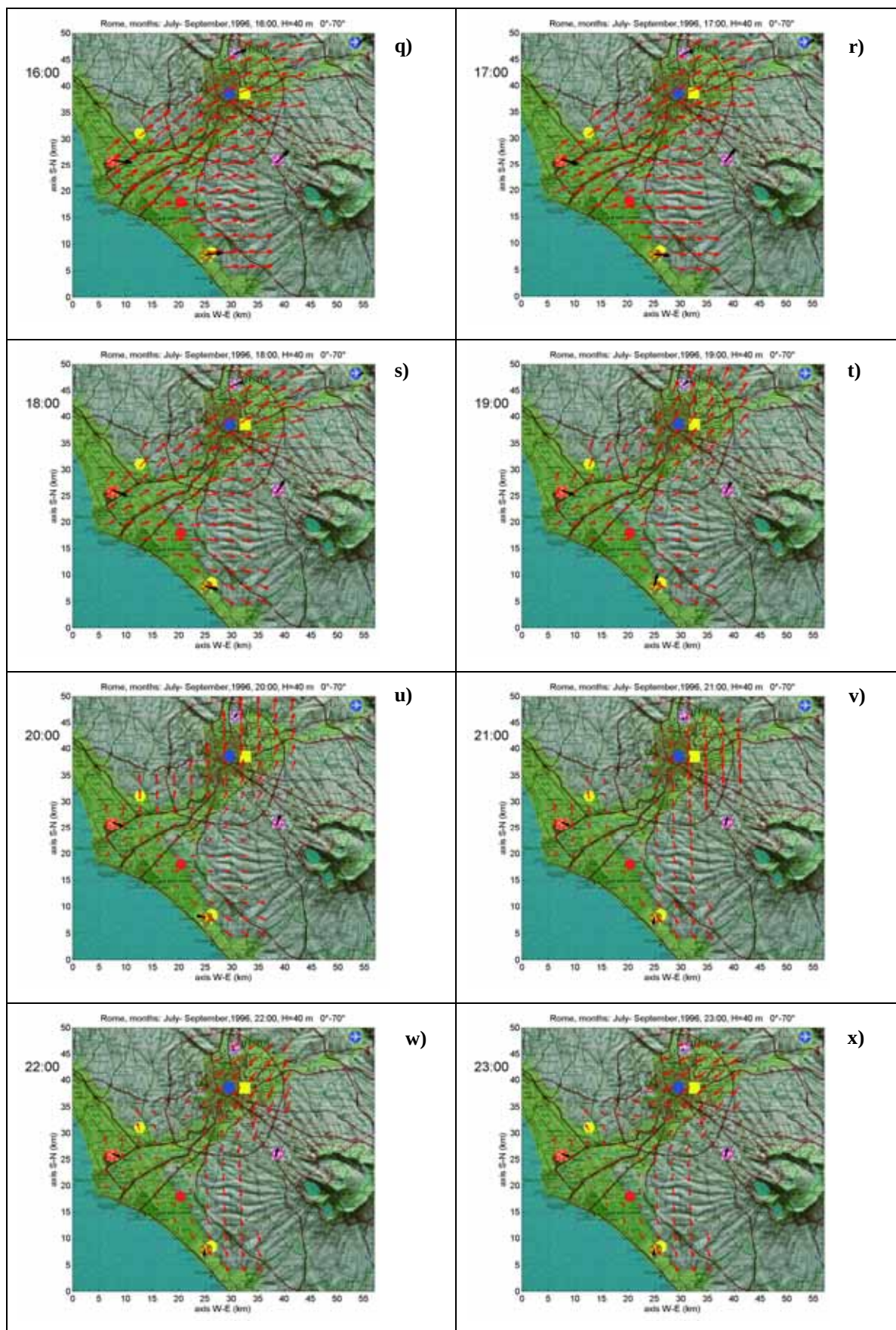


Figura 5.13 (q-x)- Ricostruzione del campo del vento medio, prodotto dalle forzanti locali nell'area di interesse, alla quota di circa 40 m, nel caso della circolazione notturna proveniente dal settore $[0^\circ, 70^\circ]$. La ricostruzione è stata ottenuta mediante interpolazione dei dati Sodar alle quote più basse; il campo è messo a confronto con il vettore del vento misurato nelle stazioni degli aeroporti.

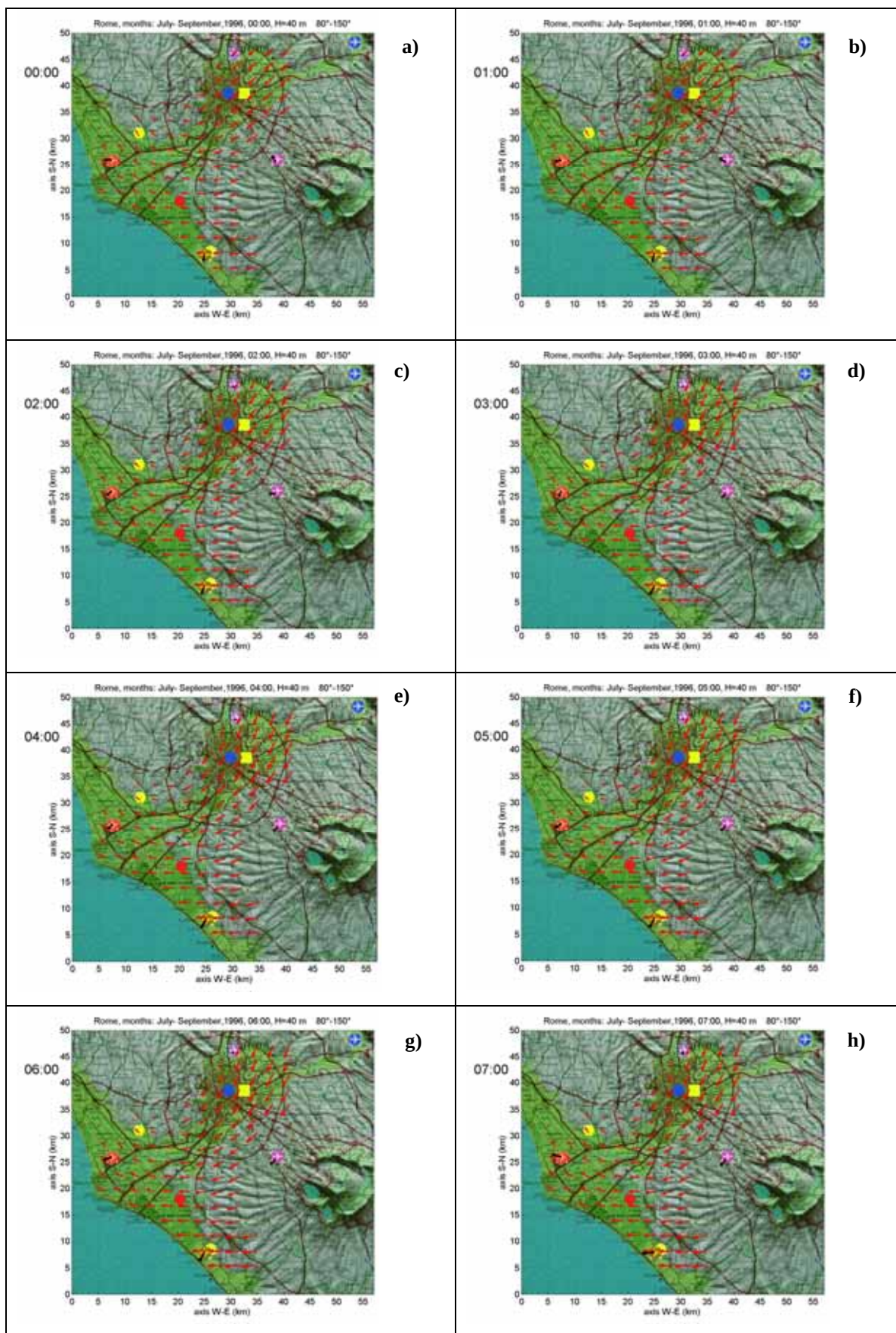


Figura 5.14 (a-h)- Ricostruzione del campo del vento medio, prodotto dalle forzanti locali nell'area di interesse, alla quota di circa 40 m, nel caso della circolazione notturna proveniente dal settore $[80^{\circ}, 150^{\circ}]$. La ricostruzione è stata ottenuta mediante interpolazione dei dati Sodar alle quote più basse; il campo è messo a confronto con il vettore del vento misurato nelle stazioni degli aeroporti.

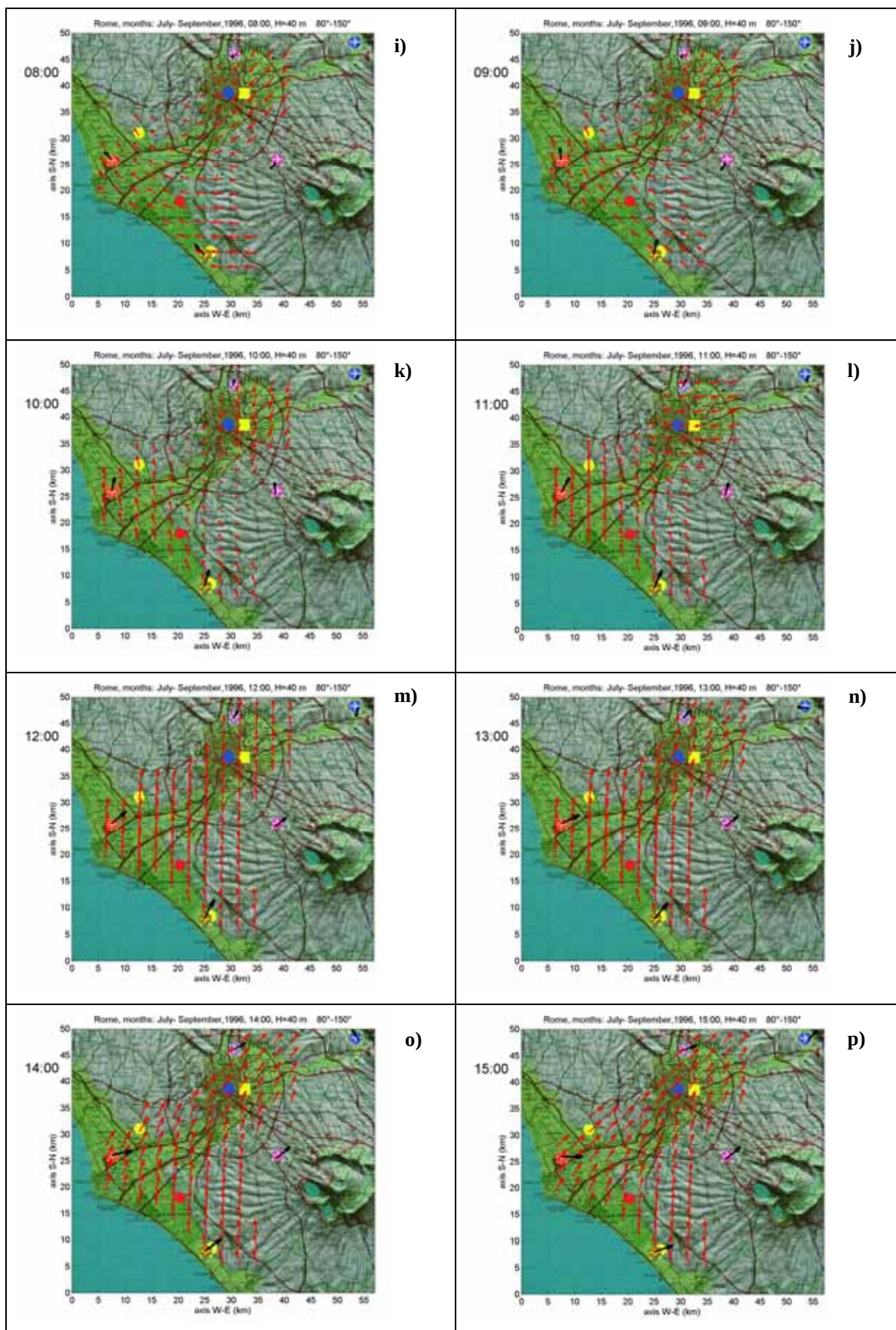


Figura 5.14 (i-p)- Ricostruzione del campo del vento medio, prodotto dalle forzanti locali nell'area di interesse, alla quota di circa 40 m, nel caso della circolazione notturna proveniente dal settore $[80^\circ, 150^\circ]$. La ricostruzione è stata ottenuta mediante interpolazione dei dati Sodar alle quote più basse; il campo è messo a confronto con il vettore del vento misurato nelle stazioni degli aeroporti.

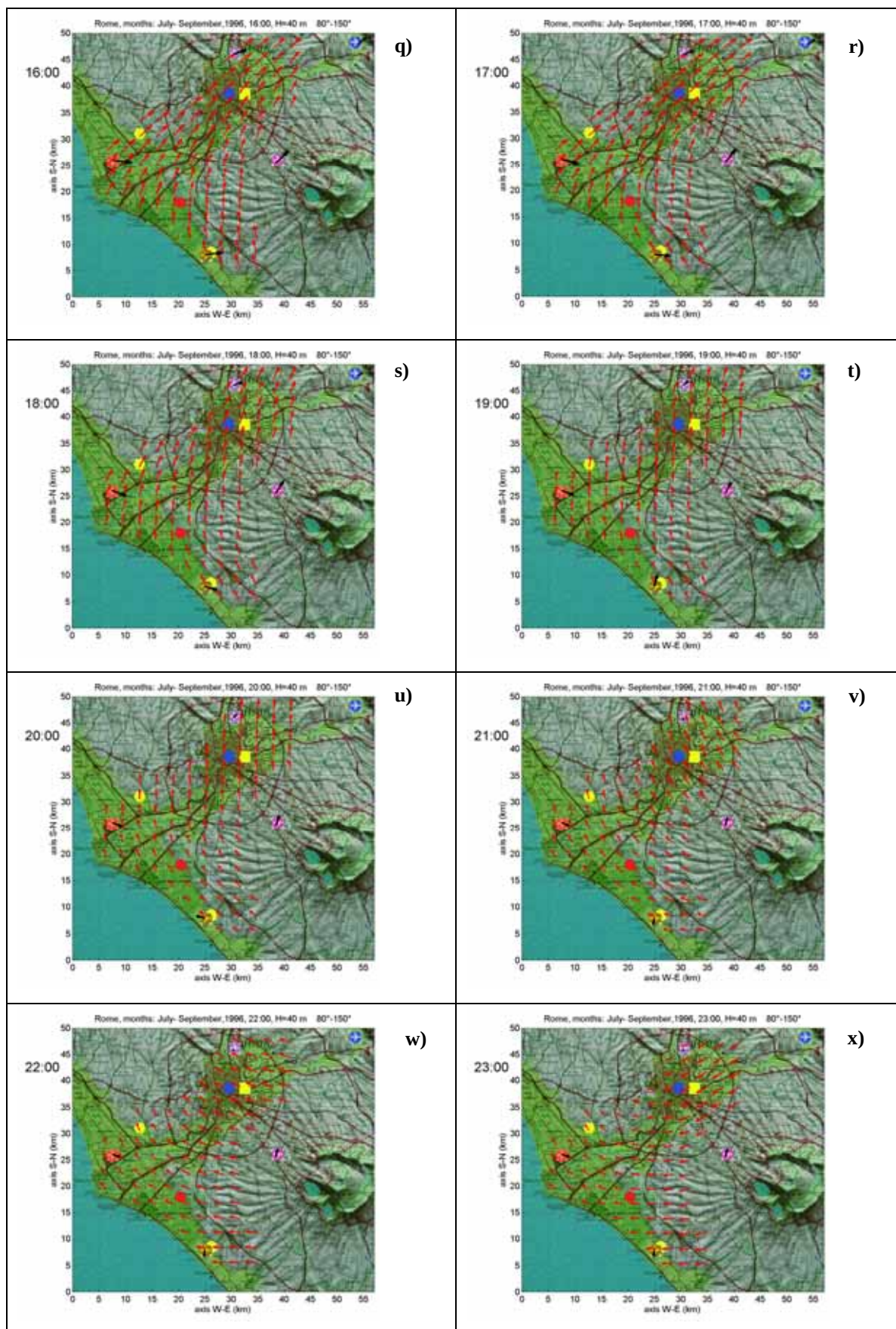


Figura 5.14 (q-x)- Ricostruzione del campo del vento medio, prodotto dalle forzanti locali nell'area di interesse, alla quota di circa 40 m, nel caso della circolazione notturna proveniente dal settore $[80^\circ, 150^\circ]$. La ricostruzione è stata ottenuta mediante interpolazione dei dati Sodar alle quote più basse; il campo è messo a confronto con il vettore del vento misurato nelle stazioni degli aeroporti.

5.4- Il campo del vento a 40 m e a 10 m

In una seconda fase si sono introdotte le stazioni di Roma Fiumicino, Roma Ciampino e Roma Urbe usando le misure del vento a 10 m nella ricostruzione insieme alle misure dei dati Sodar di PDM, AMA e IFU alla quota di circa 40 m. I dati misurati a 10 m nell'aeroporto di Pratica di Mare non sono stati considerati, a causa della presenza dei dati Sodar relativi allo stesso sito.

A seguire sono riportate nelle Figure 5.15 e 5.16 le mappe del campo di vento, con la separazione delle due circolazioni notturne, e con le condizioni sopra enunciate.

La Fig. 5.15 (a-h) mostra l'evoluzione temporale del campo di vento a 40 m durante la notte, la Fig. 5.15 (i-p) dalla mattina al primo pomeriggio e la Fig. 5.15 (q-x) dal pomeriggio alle ore serali, considerando la circolazione proveniente dal settore $[0^\circ, 70^\circ]$. La Fig. 5.16 (a-h) evidenzia l'evoluzione temporale del campo di vento a 40 m durante la notte, la Fig. 5.16 (i-p) dalla mattina al primo pomeriggio e la Fig. 5.16 (q-x) dal pomeriggio alle ore serali, considerando la circolazione proveniente dal settore $[80^\circ, 150^\circ]$.

In entrambi i casi è possibile identificare la circolazione tipica di brezza tra le 11:00 e le 16:00 (LT). Le maggiori differenze rispetto alle precedenti ricostruzioni si hanno quando il flusso sinottico è da Sud (circolazione da $[80^\circ, 150^\circ]$), poiché si è già visto che i flussi a 10 m e a 40 m sono disaccoppiati (ad esempio si veda l'evoluzione del campo di vento dalla parte centrale a quella finale della giornata).

La circolazione da $[0^\circ, 70^\circ]$ è invece molto meglio descritta nelle prime ore della mattina e nelle ore serali soprattutto nella zona tra AMA e FCO e su tutto il litorale laziale. Nelle ore centrali della giornata la circolazione è anche meglio descritta su Roma, intorno a URB, quando il vento di brezza ha già attraversato tutta la città interagendo con l'isola di calore urbana.

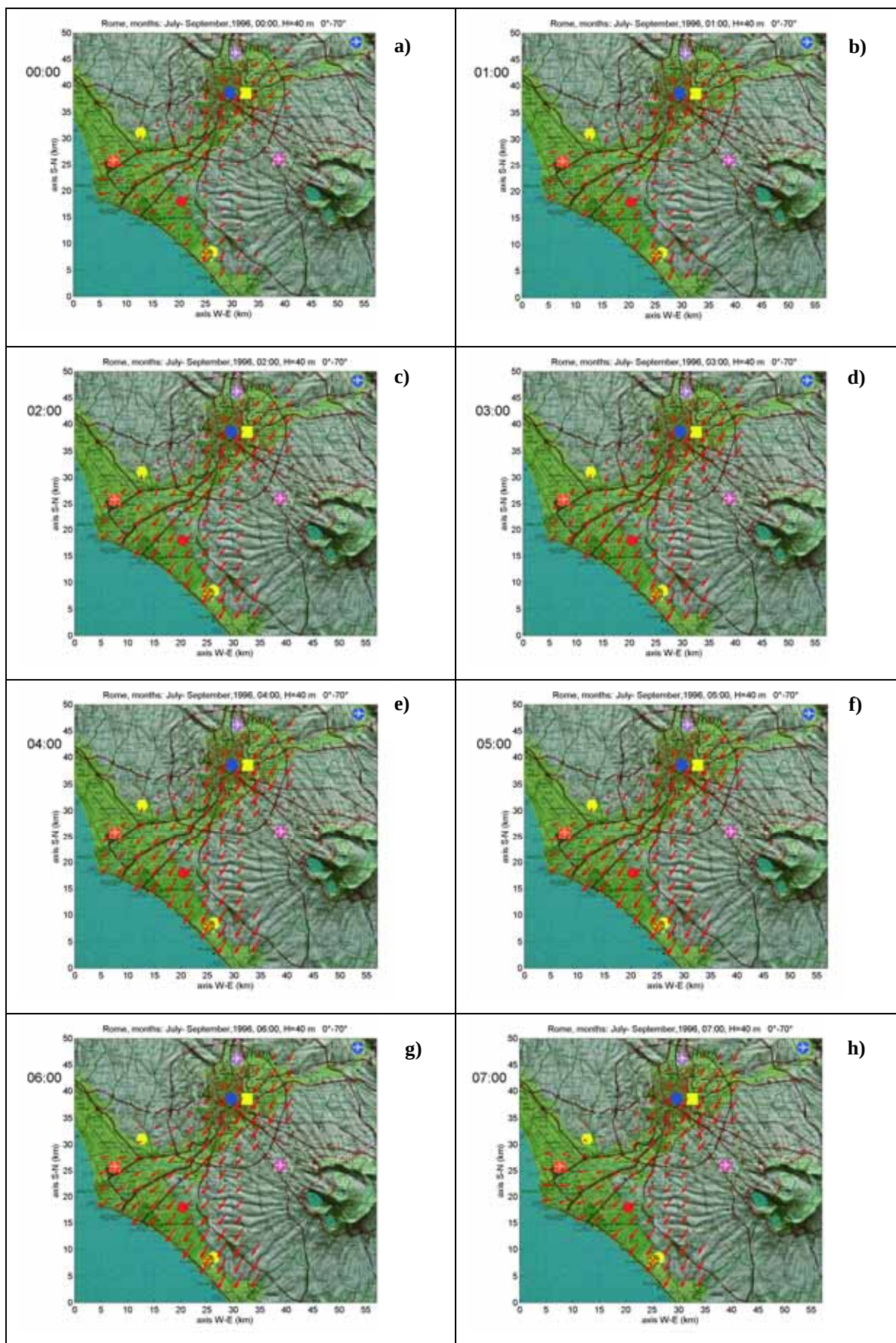


Figura 5.15 (a-h)- Ricostruzione del campo del vento medio, prodotto dalle forzanti locali nell'area di interesse, alla quota di circa 40 m, nel caso della circolazione notturna proveniente dal settore $[0^\circ, 70^\circ]$. La ricostruzione è stata ottenuta mediante interpolazione dei dati Sodar alle quote più basse e interpolazione dei dati di FCO, CMP, URB.

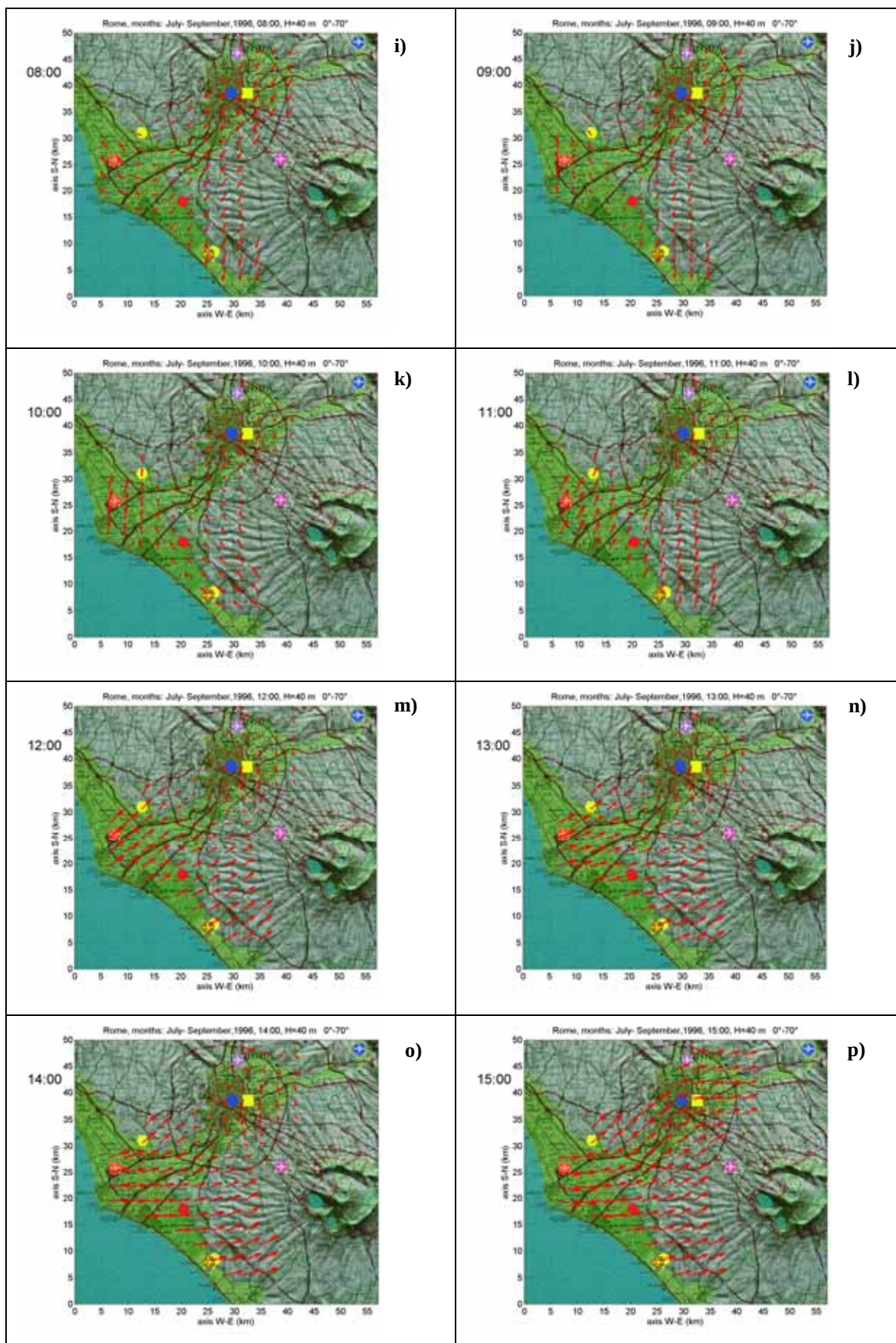


Figura 5.15 (i-p)- Ricostruzione del campo del vento medio, prodotto dalle forzanti locali nell'area di interesse, alla quota di circa 40 m, nel caso della circolazione notturna proveniente dal settore $[0^\circ, 70^\circ]$. La ricostruzione è stata ottenuta mediante interpolazione dei dati Sodar alle quote più basse e interpolazione dei dati di FCO. CMP. URB.

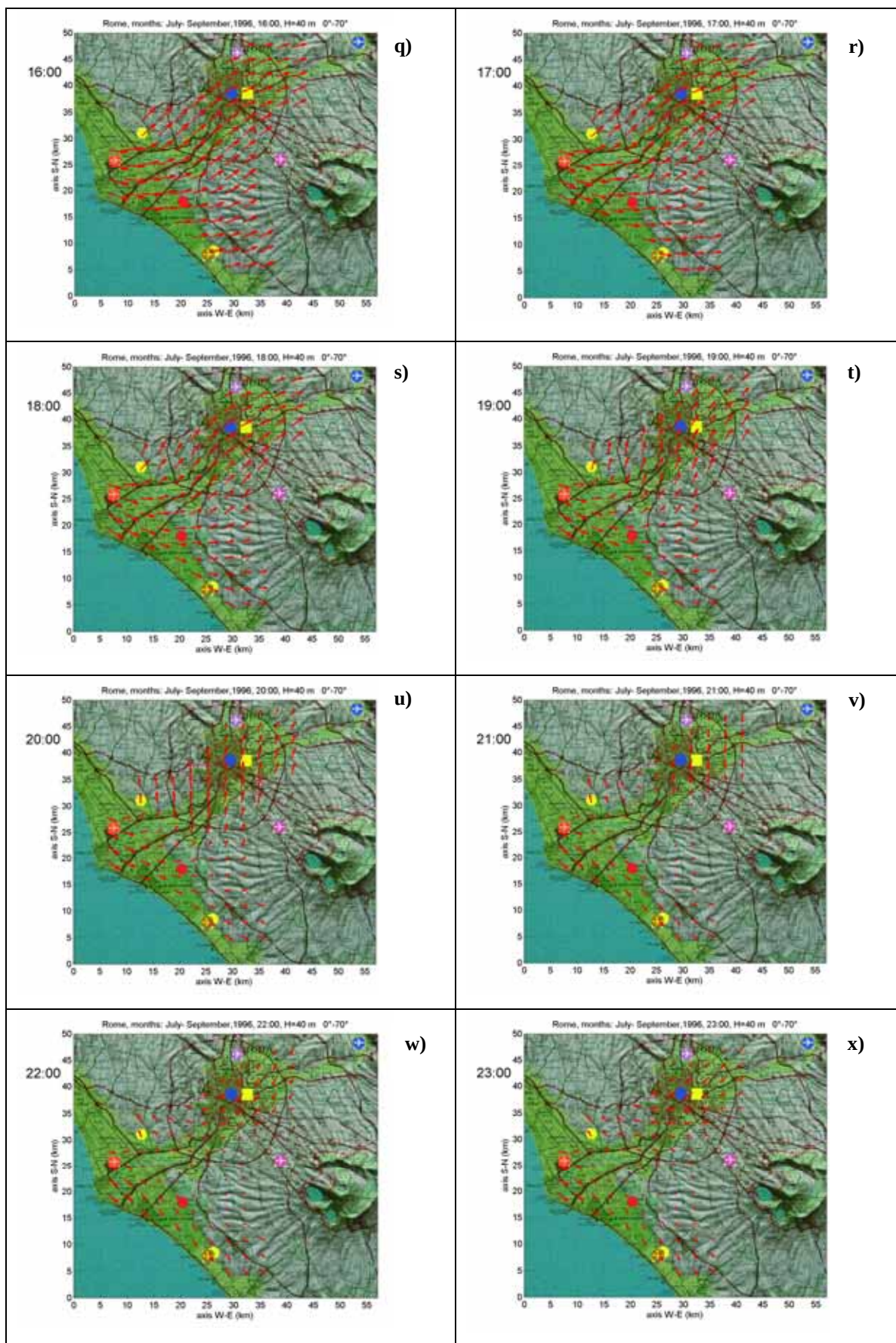


Figura 5.15 (q-x)- Ricostruzione del campo del vento medio, prodotto dalle forzanti locali nell'area di interesse, alla quota di circa 40 m, nel caso della circolazione notturna proveniente dal settore $[0^\circ, 70^\circ]$. La ricostruzione è stata ottenuta mediante interpolazione dei dati Sodar alle quote più basse e interpolazione dei dati di FCO. CMP. URB.

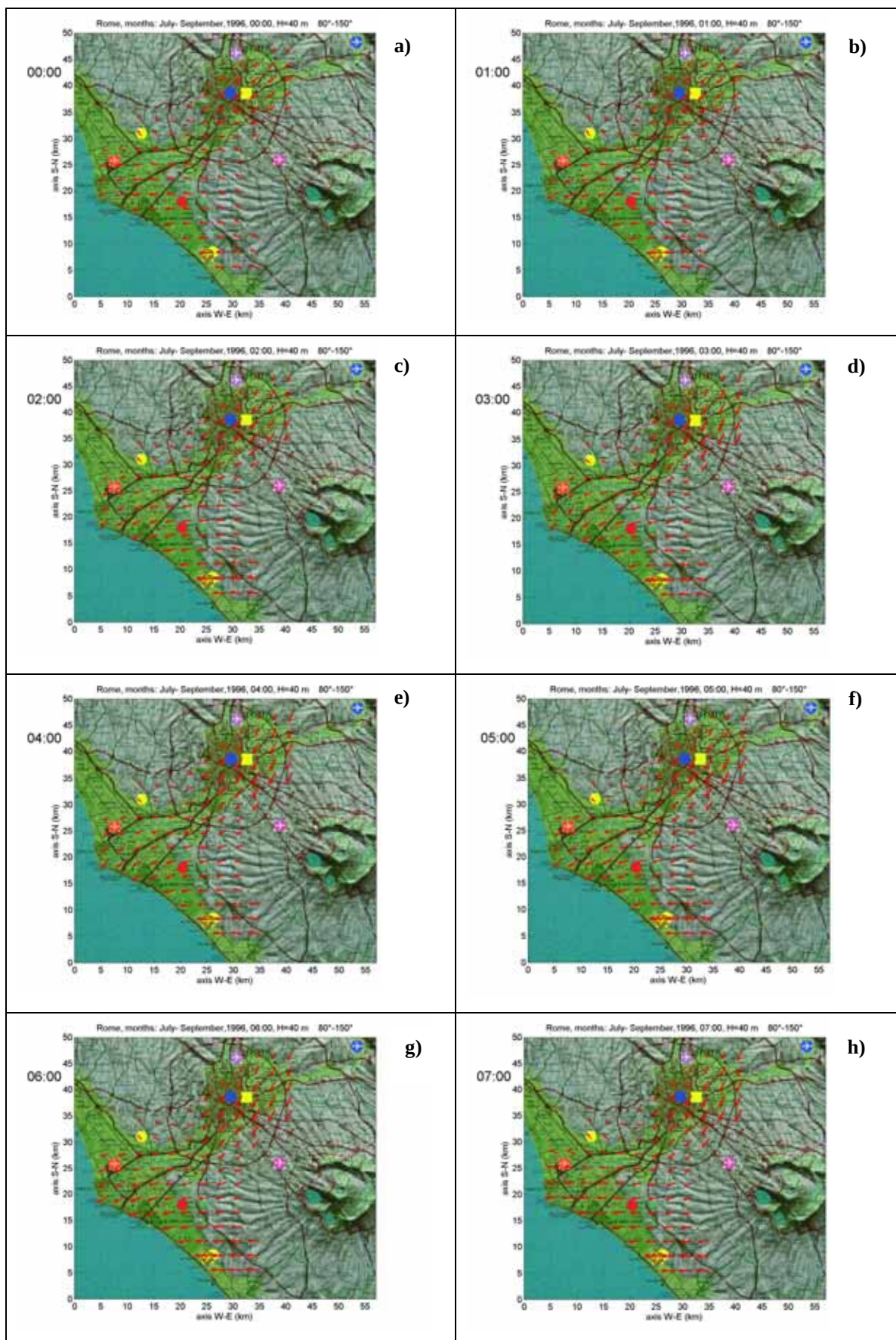


Figura 5.16 (a-h)- Ricostruzione del campo del vento medio, prodotto dalle forzanti locali nell'area di interesse, alla quota di circa 40 m, nel caso della circolazione notturna proveniente dal settore [80°, 150°]. La ricostruzione è stata ottenuta mediante interpolazione dei dati Sodar alle quote più basse e interpolazione dei dati di FCO, CMP, URB.

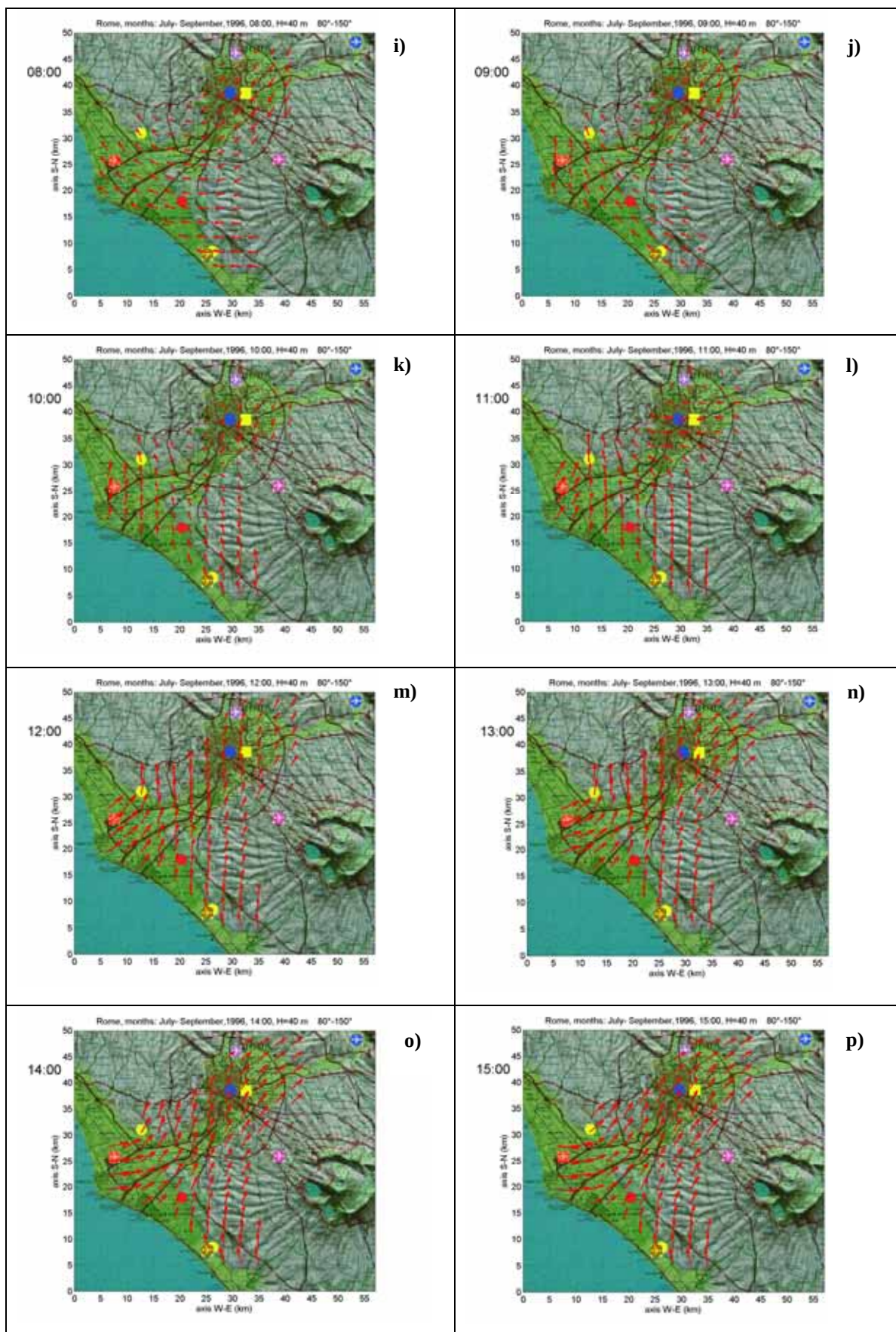


Figura 5.16 (i-p)- Ricostruzione del campo del vento medio, prodotto dalle forzanti locali nell'area di interesse, alla quota di circa 40 m, nel caso della circolazione notturna proveniente dal settore $[80^\circ, 150^\circ]$. La ricostruzione è stata ottenuta mediante interpolazione dei dati Sodar alle quote più basse e interpolazione dei dati di FCO, CMP, URB.

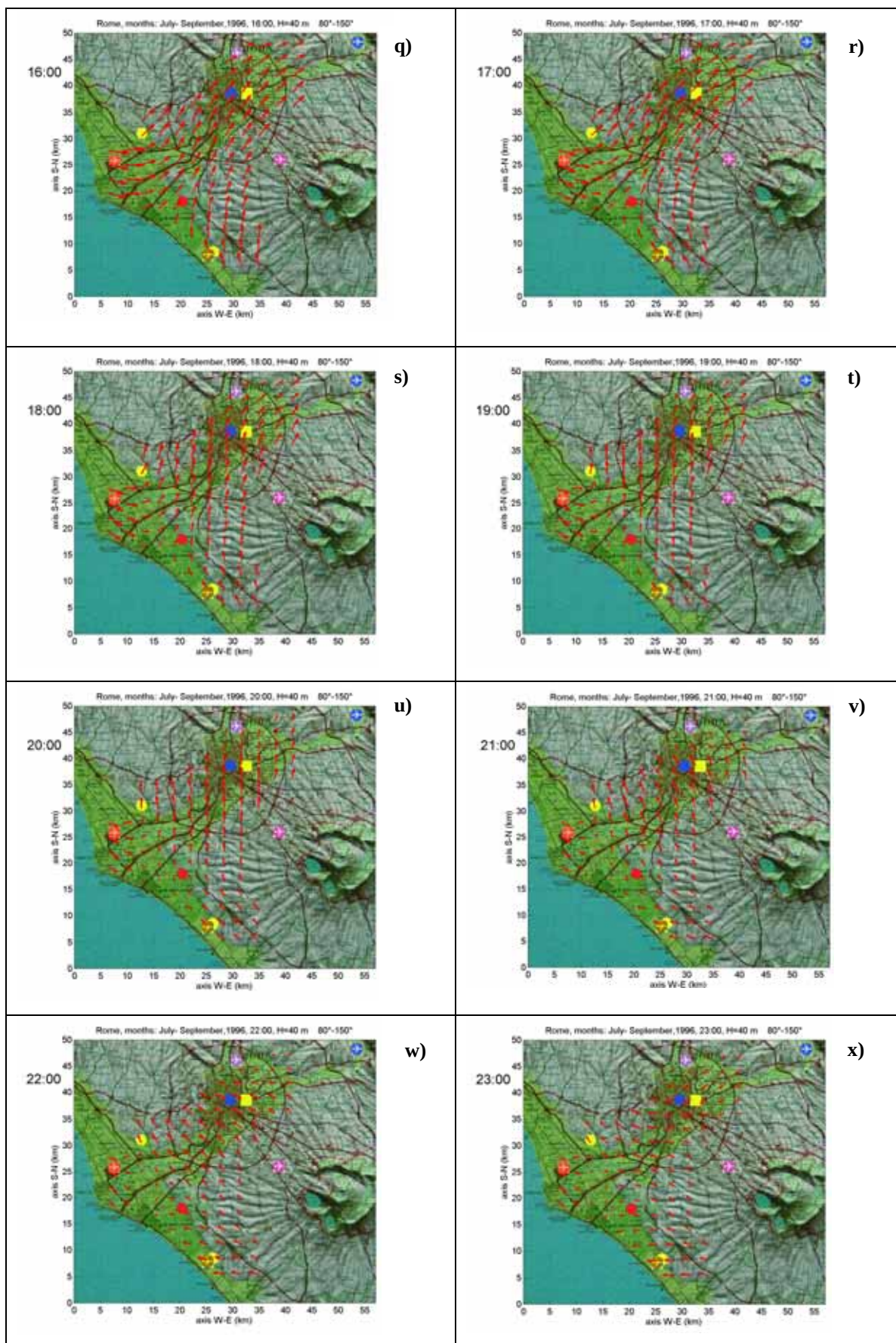


Figura 5.16 (q-x)- Ricostruzione del campo del vento medio, prodotto dalle forzanti locali nell'area di interesse, alla quota di circa 40 m, nel caso della circolazione notturna proveniente dal settore $[80^\circ, 150^\circ]$. La ricostruzione è stata ottenuta mediante interpolazione dei dati Sodar alle quote più basse e interpolazione dei dati di FCO, CMP, URB.

5.5- L'uso dei dati dalle rianalisi ECMWF in assenza di radiosondaggi

Non sempre i siti di cui si vuole caratterizzare la circolazione locale possono contare sulla presenza nell'area di un sito con radiosondaggi eseguiti regolarmente. Nel caso in esame si è potuto contare sulla disponibilità dei radiosondaggi di Pratica di Mare, ma ciò non significa che uno studio analogo non possa avvenire se non si dispone dei radiosondaggi. In tal caso è stato verificato che le informazioni mancanti possono essere derivate dalle rianalisi dei dati dell'ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts) di Reading, U.K. (Mastrantonio et al., 2008).

Dal 1979, l'ECMWF lavora allo sviluppo di un modello globale per produrre dati di previsione (Uppala et al., 2005; Gibson et al., 1999). Tale modello nel corso degli anni è stato migliorato sia nella risoluzione sia nella parametrizzazione dei processi fisici. I dati di rianalisi consistono nell'elaborazione di una grande varietà di osservazioni, tra cui i dati da satellite. Mentre l'analisi è la ricostruzione del campo di una variabile meteorologica in tempo quasi reale, la rianalisi è prodotta a posteriori, utilizzando tutti i dati e i nuovi metodi resosi nel frattempo disponibili.

Nel presente lavoro sono stati considerati i dati di vento del modello a 850 hPa (circa 1500 m) allo scopo di rappresentare il vento geostrofico sull'area costiera in esame (Lavagnini et al., 2006; Lavagnini e Sempreviva, 1993).

Per verificare la possibilità di sostituire i dati da rianalisi ai radiosondaggi, si possono confrontare i dati di vento (direzione e intensità) relativi a 1500 m sopra il sito di PDM, derivati dalla rianalisi ECMWF e quelli derivati dai radiosondaggi (viene considerato lo strato centrato a 1500 m). La Figura 5.17 mostra gli istogrammi radiali, suddivisi in quattro classi di intensità e dodici classi di direzione. L'estensione radiale di ogni classe è proporzionale alla percentuale di dati che cadono nella classe stessa. Le classi di intensità sono distinte da diverse gradazioni di colore, come riportato nella legenda a sinistra degli istogrammi.

Per le direzioni è stata utilizzata la convenzione meteorologica classica (direzione di provenienza calcolata da Nord verso Est). Per quanto riguarda i dati del modello, in alcuni settori angolari (ad esempio SW) si ha una percentuale maggiore di dati, ma con valori di velocità più basse rispetto ai dati dei radiosondaggi. Nel settore 180°-210°, la percentuale dei dati è molto bassa nel caso del modello, e diventa confrontabile con quella degli altri settori nel caso dei radiosondaggi.

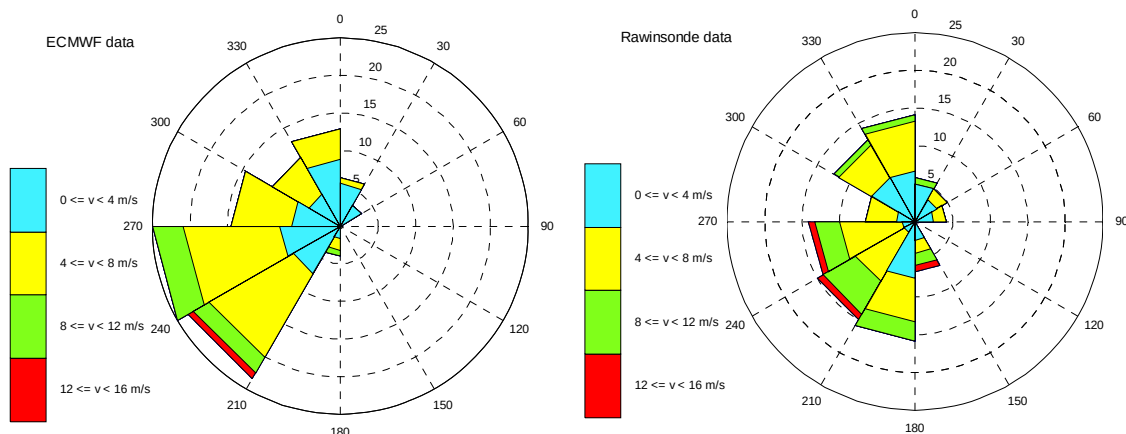


Figura 5.17– Distribuzione angolare dell'intensità del vento, derivata dai radiosondaggi e dall'analisi ECMWF a 1500 m sopra l'aeroporto di Pratica di Mare. Il periodo preso in considerazione è agosto 1996. A sinistra sono mostrate le classi di intensità; l'estensione radiale di ogni classe è proporzionale alla percentuale di dati che cadono nella classe stessa.

La Figura 5.18 mostra il confronto giornaliero nel corso del mese di agosto 1996 tra i dati dell'ECMWF e quelli dei radiosondaggi. L'accordo tra i due insiemi di dati è abbastanza soddisfacente non solo per la direzione del vento (qui i settori angolari sono 8 e non 12), ma anche per la velocità.

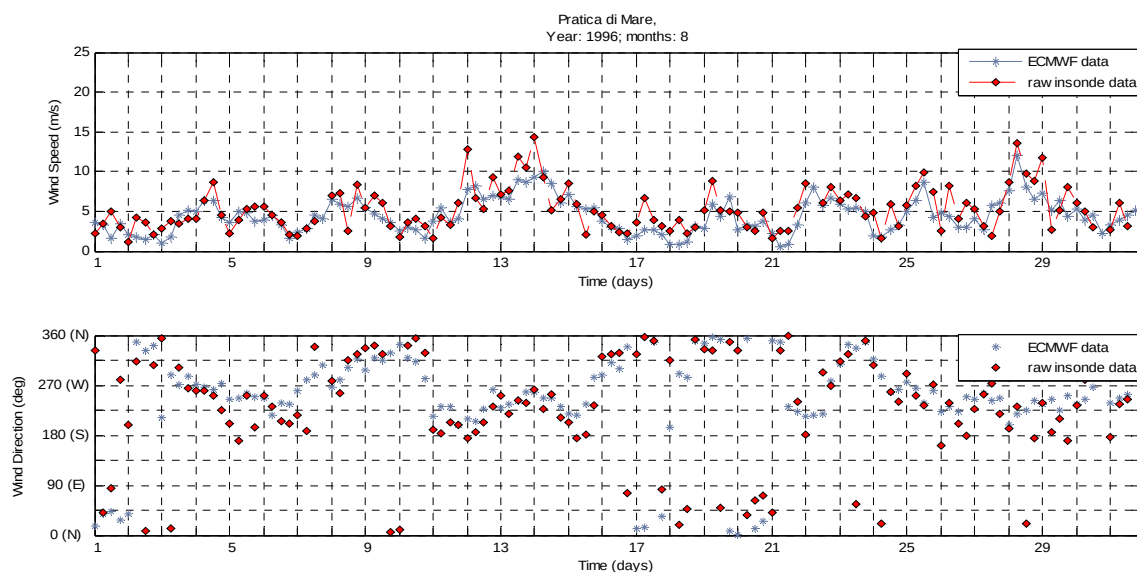


Figura 5.18- Confronto tra intensità (sopra) e direzione (sotto) del vento misurati dai radiosondaggi e derivati dall'analisi ECMWF a 1500 m sopra l'aeroporto di Pratica di Mare. Il periodo preso in considerazione è agosto 1996.

Le stesse conclusioni possono essere ottenute nel caso di analisi estesa all'intero anno 1996 riguardo alla correlazione tra i due insiemi di dati. In Figura 5.19 vengono mostrati gli *scatter plot* nel caso della direzione (Fig. 5.19a) e dell'intensità (Fig. 5.19b) del vento. Osservando il grafico della correlazione della direzione, si dovrebbe tenere presente che, quando la velocità è bassa, l'errore nel caso della direzione aumenta e ciò è molto probabilmente all'origine della dispersione di molti punti nel grafico.

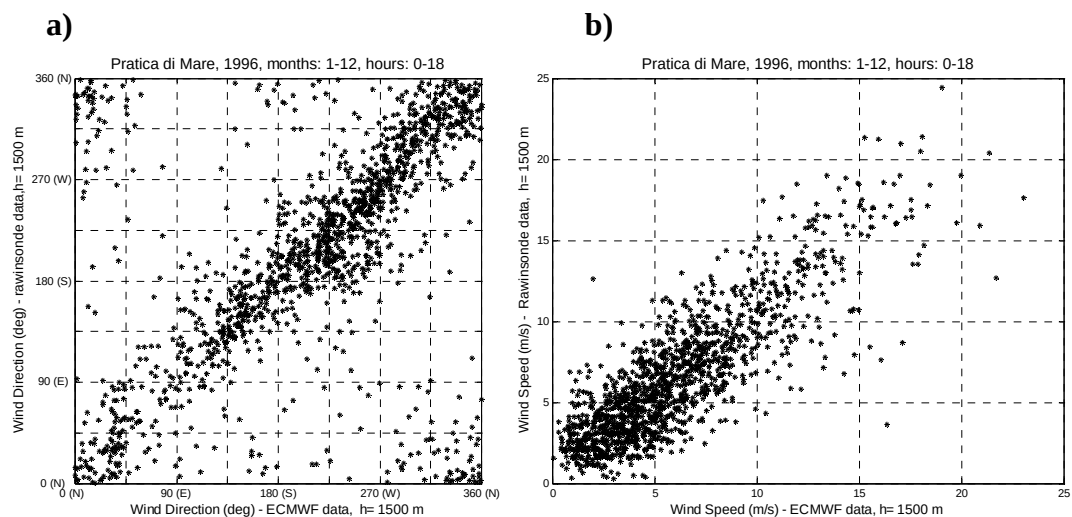


Figura 5.19- Correlazione tra direzione (a) e intensità del vento (b) misurati dai radiosondaggi e derivati dall'analisi dell'ECMWF a 1500 m sopra l'aeroporto di Pratica di Mare per l'anno 1996.

CONCLUSIONI

L'analisi statistica delle misure del vento registrate in diversi punti nell'area adiacente la città di Roma ha permesso di caratterizzare la circolazione locale, facendo emergere le diverse componenti e la loro evoluzione giornaliera. A questo scopo sono stati eliminati i periodi in cui il contributo delle forzanti sinottiche alla circolazione nell'area appariva rilevante.

L'importanza di questa circolazione è dovuta all'influenza che essa ha sull'agricoltura e su altri aspetti dell'attività umana. Essa ha un ruolo importante nel trasporto e diffusione degli inquinanti aeriformi e quindi nella determinazione della qualità dell'aria.

Lo studio è stato eseguito mediante un'analisi statistica condotta su profili verticali d'intensità e direzione del vento per l'anno 1996. La raccolta di questi dati ha fatto parte di una campagna di misura, svolta nel periodo 1996-1998, in cui è stata utilizzata una rete di tre Sodar dislocati nell'area romana, a Pratica di Mare (PDM), Ponte Malnome (AMA) e Istituto di Fisica dell'Università (IFU), allo scopo di evidenziare la struttura e l'evoluzione del PBL, di studiarne l'interazione con la circolazione e di valutare la correlazione di questi con le concentrazioni al suolo di inquinanti.

I risultati dell'analisi statistica nei diversi punti di misura sono stati utilizzati per ricavare l'andamento medio giornaliero della circolazione dovuta alle sole forzanti locali. Anche quando la forzante a scala sinottica è filtrata con la selezione dei giorni sereni o a bassa copertura nuvolosa (attraverso l'utilizzo dei METAR), è sempre presente un'influenza residua che determina la configurazione assunta dalle componenti della circolazione notturna nei diversi siti di misura e la sua evoluzione giornaliera.

Lo studio della correlazione tra il vento geostrofico, i cui valori sono ottenuti dai radiosondaggi a 1500 m, e il vento negli strati più bassi, i cui valori sono ottenuti dai dati dei Sodar, ha permesso ad esempio di stabilire che, durante la notte, quando il vento sinottico proviene dal settore settentrionale, il flusso di drenaggio della valle del Tevere raggiunge l'aeroporto di Pratica di Mare. Si è anche evidenziato che, a causa della presenza di rilievi, la circolazione si estende in quota, e il vento negli strati superiori segue quello in superficie, anche se con ritardo di 1-2 ore.

Nello stesso sito quando il vento sinottico proviene da SSW, è più probabile misurare negli strati più bassi un vento catabatico dai Colli Albani. In questo caso la circolazione si estende poco in altezza ed è evidente un disaccoppiamento tra i venti in

superficie e i venti in quota, che risentono della forzante sinottica non schermata dalla presenza di montagne.

Secondo l'analisi statistica dei dati dei Sodar nell'andamento giornaliero delle direzioni del vento si possono individuare due regimi diversi a PDM: il primo vede il vento provenire dal settore $[0^\circ, 70^\circ]$ durante la notte ed evolvere durante il giorno ruotando in senso orario fino a rioccupare in serata il settore di partenza; il secondo vede il vento spirare dal settore $[80^\circ, 150^\circ]$ durante la notte, quindi ruotare in senso orario e spirare dal settore SW durante la circolazione di brezza di mare, per ruotare la sera in senso antiorario per tornare alla posizione di partenza.

L'esistenza del primo o del secondo regime della circolazione viene correlata con la direzione del vento geostrofico: il flusso che proviene da $[0^\circ, 70^\circ]$ è osservato principalmente quando il vento geostrofico proviene dal settore $[-45 \div 45]$ e quello da $[80^\circ, 150^\circ]$ quando il vento geostrofico proviene da $[180 \div 270]$.

Anche ad AMA si è cercato di distinguere le due componenti della circolazione notturna, evidenti a quote più alte rispetto a PDM. Si è trovato che in ambedue i regimi nel corso della sera l'andamento diurno corrispondente si unisce al regime notturno, ruotando in senso antiorario; l'andamento diurno della circolazione da $[0^\circ, 70^\circ]$ è spostato verso NW rispetto alla circolazione da $[80^\circ, 150^\circ]$. Si trova la stessa correlazione tra il vento alle quote basse e quello alle quote alte.

Ad IFU lo studio dell'andamento giornaliero ha presentato dei problemi legati al rumore del traffico cittadino. Tuttavia è stato possibile ricostruire l'andamento giornaliero del vento, discriminando i due regimi notturni del vento mediante i radiosondaggi. Usando questa metodologia è quindi possibile caratterizzare statisticamente la circolazione locale e valutarne l'evoluzione giornaliera, tenendo conto delle forzanti sinottiche.

Nel caso in cui non è possibile contare sulla presenza nell'area di un sito con radiosondaggi eseguiti regolarmente, è stato proposto l'utilizzo delle rianalisi dell'ECMWF, in sostituzione dei dati dei radiosondaggi.

I risultati dell'analisi sono infine stati utilizzati per ricostruire il campo di vento a 40 m e la sua evoluzione a partire dalle due possibili configurazioni notturne nel periodo luglio-settembre 1996 nei diversi siti di misura. Dalla composizione degli andamenti è stata riprodotta in prima approssimazione nell'area l'evoluzione giornaliera del campo del vento medio nei bassi strati prodotto dalle sole forzanti locali (senza tener in considerazione gli effetti orografici). Il campo a 40 m è stato confrontato con le misure di vento a 10 m rilevate dalle stazioni meteorologiche tradizionali situate negli aeroporti di

Pratica di Mare, Fiumicino, Ciampino, Guidonia, e Urbe. L'analisi statistica delle misure registrate nell'intervallo 1994-2003 in questi aeroporti ha evidenziato la variabilità stagionale della circolazione di brezza e la presenza di questa circolazione nella maggior parte dell'anno. L'analisi della variabilità inter-annuale non ha messo in evidenza particolari variazioni nelle caratteristiche della circolazione durante questi anni, per cui è stato possibile considerare nel sito Di Roma Urbe i dati relativi all'anno 1999, in sostituzione di quelli del 1996, che presentavano dei problemi.

L'obiettivo fondamentale di questa tesi era quello di approfondire lo studio delle caratteristiche principali della circolazione locale nell'area romana, e valutare l'influenza che la circolazione sinottica ha su di essa. Questo obiettivo è stato raggiunto, anche se un miglioramento sull'accuratezza della ricostruzione del campo di vento si potrebbe avere inserendo l'orografia nella ricostruzione del campo dinamico alle basse quote.

Nell'ambito di questo studio si è verificato che nel periodo 1994-2003 non si evidenziano variazioni apprezzabili della circolazione locale. Questo studio pone le basi per estendere l'analisi anche ai dati di vento misurati nello strato superficiale negli ultimi 50-60 anni per valutare l'effetto dell'urbanizzazione sulle circolazioni locali. A questo scopo sono disponibili i dati della rete dell'Aeronautica Militare che, con risoluzione temporale di 3 ore, si estendono all'indietro fino al 1950.

APPENDICE

I MODULI DI PROGRAMMAZIONE

L'analisi statistica dei dati sperimentali è stata eseguita con l'ausilio del linguaggio di programmazione MATLAB Versione 7.0.4. L'intero procedimento ha una struttura modulare, realizzata implementando diversi programmi e modificandone alcuni già esistenti (realizzati dal Dott. I. Petenko).

Il processo di analisi dei dati si articola principalmente in tre parti:

1. lettura dei *file* tabella e costruzione del *database* (costituito dai dati dei Sodar, dei radiosondaggi e delle rianalisi ECMWF);
2. elaborazione dei dati e realizzazione dei grafici (con e senza l'ausilio dei *file* METAR);
3. costruzione delle mappe del vento.

Qui di seguito vengono riportati i diversi moduli con la descrizione dei programmi principali (con estensione *.m) , e l'esempio di un codice, dove le parole evidenziate in blu costituiscono l'inizio e la fine di alcune strutture logiche, mentre le frasi evidenziate in rosso sono delle stringhe o dei messaggi di testo che il calcolatore visualizza nel caso in cui il programma non sia eseguito correttamente. Infine, le frasi in verde precedute dal simbolo “%” sono dei commenti, ignorati durante l'esecuzione del programma; il commento iniziale costituisce una spiegazione in linea del programma.

Si tenga presente che in futuro si potrebbe ottimizzare la prestazione di ogni programma e quindi costituirne un pacchetto facile da applicare, senza inutili ripetizioni di funzioni.

1) Lettura dei *file* tabella e costruzione del *database*

	NOME	DESCRIZIONE
1	read_sodar_a.m	Lettura dei dati di vento (direzione e velocità) dei Sodar per il periodo di un anno relativi ai primi 20 <i>range-gate</i> e costruzione di un array 5-D (salvato data10_ama_1996.mat).
2	read_radio_wyo.m	Lettura dei dati di vento dei radiosondaggi per un anno in un range (0:4500) di altezze e costruzione di un array 5-D (tipo radio_16245_1996.mat).
3	read_radio_modello.m	Lettura dei dati di rianalisi ECMWF (salvati come data_model_96-06.mat).
4	diurn_sodar_cont_month.m	Determinazione del numero (in percentuale) dei dati Sodar per ogni mese di un determinato anno. Nessuna condizione sui dati.

5	diurnal_wind_3meteo_cont_month	Determinazione del numero (in percentuale) dei dati delle stazioni meteo per ogni mese di un determinato anno. Nessuna condizione sui dati.
---	--------------------------------	---

2) Elaborazione dei dati e realizzazione dei grafici

	NOME	DESCRIZIONE
1	view_sodar.m	Visualizzazione di serie di dati dei Sodar per la velocità e direzione del vento (ad esempio nell'arco di un mese) per il confronto di diverse altezze.
2	view_radiowyo_radiomod.m	Visualizzazione contemporanea di serie di dati dei radiosondaggi e delle rianalisi ECMWF per la velocità e direzione del vento (ad esempio nell'arco di un mese).
3	diurn_sodar.m	Determinazione dell'andamento giornaliero delle frequenze di occorrenza della velocità e direzione del vento dei dati dei Sodar, durante la giornata, per un numero massimo di quattro altezze. Nessuna selezione sui dati.
4	diurn_sodar_metar_seldd_3.m	Determinazione dell'andamento giornaliero delle frequenze di occorrenza della velocità e direzione del vento dei dati dei Sodar, durante la giornata, per un numero massimo di quattro altezze e per un determinato settore angolare. Selezione manuale dei giorni sereni oppure in modo automatico dai file METAR.
5	cor_radiowyo_radiomod_2.m	Correlazione (velocità e direzione del vento) tra i dati dei radiosondaggi e dei dati delle rianalisi ECMWF per un determinato periodo.
6	cor_radio_sodar_2.m	Correlazione (velocità e direzione del vento) tra i dati dei radiosondaggi e i dati Sodar per un periodo fissato (mesi, giorni e ore) e per altezze determinate.
7	cor_sodar_site1_site2.m	Correlazione (velocità e direzione del vento) tra i dati Sodar di due siti diversi per un periodo fissato (mesi, giorni e ore) e per altezze determinate.
8	diurn_sodar_rec.m	Ricostruzione dell'andamento giornaliero del vento dai dati dei radiosondaggi secondo differenti direzioni di provenienza delle circolazioni.
9	graf_stazioni.m	Confronto tra le velocità e direzioni del vento delle stazioni degli aeroporti.
10	graf_stazioni_sodar.m	Confronto tra le velocità e direzioni del vento dei Sodar.
11	pol_radiowyo_radiomod.m	Grafico polare dei dati dei radiosondaggi e dati di rianalisi ECMWF (settori angolari e gruppi di velocità).

3) Costruzione delle mappe del vento

	NOME	DESCRIZIONE
1	windfield_sod_media_3.m	Ricostruzione dell'evoluzione del campo di vento misurato da tre Sodar e possibile confronto con le misure del vento a 10 m.
2	windfield_sod_media_4.m	Ricostruzione dell'evoluzione del campo di vento misurato da tre Sodar e dalle stazioni tradizionali.

Esempio

-read_radio_modello.m

%This program selects a file .txt and creates a file .mat about data from ECMWF and a file .txt.
Columns: dates (1-year; 2-month; 3-day; 4-hour), 7-wind speed, components of winds (5-vx and 6-vy), 8- wind direction (mean over components).

%06-02-08 Lucia Coniglio

```
warning off all
currrdir=pwd;
%Select a file .txt
[FileName,PathName] = uigetfile('*.txt','Select the ASCII file');
dir_in=[PathName '\'];
cd (dir_in)
display('I'm working..Wait for!')
display('I'm reading the following file')
x=[dir_in, FileName]

%Read text file
[str]= textread(x, '%s',-1, 'delimiter', '\n');

aa=char(str);
[r1,c1]=size(aa);

year_a =sscanf(aa(:, 1:2), '%2d');
l_y=length(year_a);
month_a =(sscanf(aa(:, 3:4), '%2d'));
day_a =(sscanf(aa(:, 5:6), '%2d'));
hour_a=(sscanf(aa(:, 7:8), '%2d'));
v_x=(sscanf(aa(:, 41:47), '%7f'));
v_y=(sscanf(aa(:,54:60), '%7f'));
speed_a=(sscanf(aa(:,15:23), '%8f'));
dire_a=(sscanf(aa(:,27:34), '%8f'));

l_year=length(year_a);
C=[year_a, month_a, day_a, hour_a, v_x, v_y, speed_a, dire_a];

[s,r]=size(C);
year=C(:,1);

%Correct the date (4 digits)
vv=0;
for i=1:s
    if year_a(i)>90
        bb=1900+C(i,1);
    end
    if year_a(i)<10
        bb=2000+C(i,1);
    end
    vv=[vv,bb];
end
C(:,1)=vv(2:end);
date=[C(:,1:4)];
vx=C(:,5);
vy=C(:,6);
speed=C(:,7);
dire=C(:,8);

%Mean over components of wind
dir=atan2(vx, vy)/pi*180+180;
C(:,8)=dir;
%Save data
display('Save data...')
dir_out=uigetdir('C:\', 'Save data in a directory');
cd (dir_out)
save(['data_model_96-06'], 'C', '-v6'); %save as vers. 6
filename='data_model_96-06.txt';
fid = fopen(filename, 'wt');
fprintf(fid,'%4d %02d %02d %02d %8.4f %8.4f %8.4f %8.4f \n',C);

cd (currrdir)
fclose(fid);
```

BIBLIOGRAFIA

Libri e articoli:

-Ackerman B.: 'Temporal March of the Chicago Heat Island', *J. Clim. Appl. Meteor.* 24, 547-554, 1985;

-Amanatidis G.T., Papadopoulos K.H., Bartzis J.G. and Helmis C.G.: 'Evidence of Katabatic Flows Deduced from a 84 m Meteorological Tower in Athens, Greece', *Boundary-Layer Meteor.* 58, 117-132, 1992;

-Amanatidis G.T., Papadopoulos K.H., Bartzis J.G. and Helmis C.G.: 'Evidence of Katabatic Flows Deduced from a 84 m Meteorological Tower in Athens, Greece', *Boundary-Layer Meteor.* 58, 117-132, 1992;

-Anfossi D., Bossa F., Richiardone R.: 'La dispersione di inquinanti in atmosfera a scala locale', *Le Scienze*, 129, 24-37, 1979;

-Anfossi D., Brusasca G. e Ferrero E.: 'Modelli per la dispersione degli inquinanti in atmosfera', *Le Scienze* 288, 38-49, 1992;

-Antikainen V., Paukkunen A., Jauhiainen H.: 'Measurement accuracy and repeatability of Vaisala RS90 radiosonde', *Vaisala news*, 159, 2002;

-Argentini S., Mastrantonio G.: 'Atmosfera. Lo strato limite', *Scienza e Tecnica, Enciclopedia Italiana Treccani*, Libro IV, Scienza della Terra, 425-436, 2007;

-Asimakopoulou D.N., Helmis C.G., Papadopoulos K.H., Kalogiros J.A., Kassomenos P. and Petrakis M.: 'Inland Propagation of Sea Breeze under Opposing Offshore Wind', *Meteor. Atmos. Phys.* 70, 97-110, 1999;

-Augustin P., Delbarre H., Lohou F., Campistron B., Puygrenier V., Cachier H., and Lombardo T.: 'Investigation of local meteorological events and their relationship with ozone and aerosols during an ESCOMPTE photochemical episode', *Ann. Geophys.*, 24, 2809-2822, 2006;

-Azorin-Molina C., Baldi M., Dalu G.: 'An analytical study of the inland penetration of sea breezes in presence of complex topography', *Geoph. Res. Abstr.*, 10, EGU2008-A-05678, 2008;

-Balling R.C.Jr. and CERVENY,R.S.: 'Long-Term Associations Wind Speeds and the Urban Heat Island of Phoenix, Arizona', *J. Clim. Appl. Meteor.* 26, 712-716, 1987;

-Banta M.R., Olivier L.D. and Levinson D.H.: 'Evolution of the Monterey Bay Sea-Breeze Layer as Observed by Pulsed Doppler Lidar', *J. Atmos. Sci.* 50, 3959-3982, 1993;

-Barr S. and Orgill M.M.: 'Influence of External Meteorology on Nocturnal Valley Drainage Winds', *J. Appl. Meteor.* 28, 497-517, 1989;

- Barros N., Borrego C., Toll I., Soriano C., Jimenez P., Baldasano J.M.: 'Urban Photochemical Pollution in the Iberian Peninsula: Lisbon and Barcelona Airsheds', *J. Air & Waste Manage. Assoc.* 53, 347-359, 2003;
- Belcher S.E. and Hunt J.C.R.: 'Turbulent flow over hills and waves', *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 30, 507-530, 1998;
- Bell R.C. and Thompson R.O.R.Y.: 'Valley Ventilation by Cross Winds', *J. Fluid Mech.* 96, part 4, 757-767, 1980;
- Blumenthal D.L., White W.H. and Smith T.B.: 'Anatomy of a Los Angeles Smog Episode: Pollutant Transport in the Daytime Sea Breeze Regime', *Atmos. Environment* 12, 893-907, 1978;
- Borstein R.D.: 'Observations of the Urban Heat Island Effect in New York City', *J. Appl. Meteor.* 7, 575-582, 1968;
- Brettle M. J. and Galvin J. F. P.: 'Back to basics: Radiosondes: Part 1- The instrument', *Weather*, 57, 336-341, 2003;
- Brown E.H. and Hall F.F.Jr.: 'Advances in Atmospheric Acoustic', *Review of Geophys. and Space Phys.* 16, NO.1, 1978;
- Caballero R., Lavagnini A.: 'A numerical investigation of the sea breeze and slope flows around Rome', *Il Nuovo Cimento*, 25 C, 287-304, 2002;
- Choudhury S., Mitra S.: 'A connectionist approach to Sodar pattern Classification', *IEEE Geosc. and Remote Sensing Lett.*, 1, 42-46, 2004;
- Clappier A., Martilli A., Grossi P., Thunis P., Pasi F., Krueger B.C., Calpini B., Graziani G., Van de Bergh H.: 'Effect of Sea Breeze on air pollution in the greater Athens Area. Part I: Numerical Simulations and Field Observations.', *J. Appl. Meteorol.*, 39, 546- 562, 2000;
- Clements W.E. and Nappo C.J.: 'Observations of a Drainage Flow Event on a High-Altitude Simple Slope', *J. Clim. Appl. Meteor.* 22, 331-335, 1983;
- Colacino M.: 'Infrared Radiometric Measurements for the Study of Rome Urban Heat Island', *Arch. Meteor. Geoph. Biokl., Ser. B* 26, 207-217, 1978;
- Colacino M. and Dell'Osso L.: 'The Local Atmospheric Circulation in the Rome Area: Surface Observations', *Boundary-Layer Meteor.* 14, 133-151, 1978;
- Colacino M.: 'Some Observations of the Urban Heat Island in Rome During the Summer Season', *Il Nuovo Cimento* 3C, 165-179, 1980;
- Colacino M.: 'Observations of a Sea Breeze Event in Rome Area', *Arch. Meteor. Geoph. Biokl., Ser. B* 30, 127-139, 1982;
- Colacino M. and Lavagnini A.: 'Evidence of the Urban Heat Island in Rome by Climatological Analyses', *Arch. Meteor. Geoph. Biokl., Ser. B* 31, 87-97, 1982 ;

- Colacino M. and Rovelli A.: 'The Yearly Averaged Air Temperature in Rome from 1782 to 1975', *Tellus* 35A, 389-397, 1983;
- Colella G, 'Meteorologia Aeronautica', *IBN Editore*, IV Edizione, 2005;
- Dabberdt W.F., Shellhorn R., Cole H., Paukkunen A., Horhammer J., Antikainen V.: 'Radiosondes', *Encyclopedia of Atmospheric Sciences, Elsevier Sciences*, 1900-1913, 2003;
- Dabberdt W.F., Frederick G.L., Hardesty R.M., Lee W.C., Underwood K.: 'Advances in meteorological instrumentation for air quality and emergency response', *Meteorol. Atmos. Phys.*, 87, 57-88, 2004;
- Dalu G.A. and Pielke R.A.: 'An Analytical Study of the Sea Breeze', *J. Atmos. Sci.* 46, 1815-1825, 1989;
- Draxler R.R.: 'Simulated and Observed Influence of the Nocturnal Urban Heat Island on the Local Wind Field', *J. Clim. Appl. Meteor.* 25, 1125-1133, 1986;
- Elisei G., Maini M., Marzorati A., Morselli M.G., Fiocco G., Cantarano S. and Mastrantonio G.: 'Implementation of a Multiaxial Doppler Sodar System with Advanced Data Processing', *Atmos. Res.* 20, 109-118, 1986;
- Ferretti R., Mastrantonio G., Argentini S., Santoleri L., Viola A.P.: 'A Model-aided Investigation of a Winter thermally driven Circulation on the Italian Tyrrhenian Coast: A case Study', *J. Geoph. Res.*, 108, D24, 4777-4792, 2003;
- Fiocco G., Mastrantonio G. and Ricotta A.: 'Boundary Layer Structure Observed by Shipborne Doppler Sodar in the Suez Canal Zone', *Il Nuovo Cimento* 3C, 321-336, 1980;
- Galvin J. F. P.: 'Back to basics: Radiosondes: Part 2-Using and interpreting the data', *Weather*, 58, 387-395, 2003;
- Gariazzo C., Silibello C., Finardi S., Radice P., Piersanti A., Calori G., Cucinato A., Perrino C., Nussio F., Cagnoli M., Pelliccioni A., Gobbi G. P., Di Filippo P.: 'A gas/aerosol air pollutants study over the urban area of Rome using a comprehensive chemical transport model', *Atmos. Environment*, 41, 7286-7303, 2007;
- Garratt J.R. and Physick W.L.: 'The Inland Boundary Layer at Low Latitudes: II Sea-Breeze Influences', *Boundary-Layer Meteor.* 33, 209-231, 1985;
- Georges T.M. and Clifford S.F.: 'Acoustic Sounding in a Refracting Atmosphere', *J. Acoust. Soc. Am.* 52, 1397-1405, 1972;
- Gibson J.K., Kallberg P., Uppala S., Hernandez A., Nomura A., Serrano E.: 'ERA Description' *ECMWF ERA-15 Project Report Series*, 1, 71 pp., 1999;
- Godowitch J.M., Ching J.K.S. and Clarke J.F.: 'Evolution of the Nocturnal Inversion Layer at an Urban and Nonurban Location', *J. Appl. Meteor.*, 24, 791-804, 1985;

- Goldreich Y.: 'The Structure of the Ground-Level Heat Island in a Central Business District', *J. Clim. Appl. Meteor.* 24, 1237-1244, 1985;
- Grant A.L.M. and Mason P.J.: 'Observations of Boundary-Layer Structure over Complex Terrain', *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 116, 159-186, 1990;
- Grossi P., Thunis P., Martilli A. and Clappier A.: 'Effect of Sea Breeze on Air Pollution in the Greater Athens Area. Part II: Analysis of Different Emission Scenarios', *J. Appl. Meteor.* 39, 563-575, 2000;
- Harris C.M.: 'Absorption of Sound in Air versus Humidity and Temperature', *J. Acoust. Soc. Am.* 40, 148-159, 1966;
- Helmis C.G., Asimakoupolos D.N., Deligiorgi D.G. and Lalas D.P.: 'Observations of Sea-Breeze fronts near the Shoreline', *Boundary-Layer Meteor.* 38, 395-410, 1987;
- Holden J.J., Derbyshire S.H. and Belcher S.E.: 'Tethered balloon Observations of the Nocturnal Stable Boundary Layer in a Valley', *Boundary-Layer Meteor.* 97, 1-24, 2000;
- Horst T.W. and Doran J.C.: 'Nocturnal Drainage Flow on Simple Slopes', *Boundary-Layer Meteor.* 34, 263-286, 1986;
- Katsoulis B.D. and Theoharatos G.A.: 'Indications of the Urban Heat Island in Athens, Greece', *J. Clim. Appl. Meteor.* 24, 1296-1302, 1985;
- Lalas D.P., Veirs V.R., Karras G. and Kallos G. : 'An Analysis of the SO₂ Concentration Levels in Athens, Greece', *Atmos. Environment* 16, 531-544, 1982;
- Lalas D.P., Asimakopoulos D.N., Deligiorgi D.G. and Helmis C.G.: 'Sea-Breeze Circulation and Photochemical Pollution in Athens, Greece', *Atmos. Environment* 17, 1621-1632, 1983;
- Lalaurette F. and Andre' J.: 'On the Integral modeling of Katabatic Flow', *Boundary-Layer Meteor.* 33, 135-149, 1985;
- Lavagnini A., Sempreviva A.: 'Wind climatology between 950 and 500 hPa over the Mediterranean Area above Italy', *Il Nuovo Cimento* , 16 C, 131-140, 1993;
- Lavagnini A., Sempreviva, Transerici C., Accadia C., Casaioli M., Mariani S., Speranza A.: 'Offshore wind climatology over the Mediterranean basin', *Wind Energy*, 9, 251-266, 2006;
- Leuzzi G., Monti P.: 'Breeze analysis by mast and sodar measurements', *Il Nuovo Cimento* , 20 C, 343-359, 1997;
- Leuzzi G. and Monti P.: 'Numerical modelling of flow and dispersion in Rome Area', *9th Int. Conf. on Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes*, Germany, 85-89, 2004;
- Low P.S.: 'Katabatic Winds in the Lower Tamar Valley, Tasmania', *Il Nuovo Cimento* 13C, 985-994, 1990;

- Luers J.K.: 'Temperature error of the Vaisala RS90 Radiosonde', *J. Atmos. Oc. Tech.*, 14, 1520-1532, 1997;
- Maguire A.J., Rees J.M., Derbyshire S.H.: 'Depth of the Stable Atmospheric Boundary Layer over a Shallow Uniform Slope', *Fisica de la Tierra*, 19, 11-20, 2007;
- Mahrt L. and Heald R.C.: 'Comments on "Determining Height of the Nocturnal Boundary Layer"', *J. Appl. Meteor.* 18, 383, 1979;
- Mahrt L., Heald R.C., Lenschow D.H., Stankov B.B. and Troen IB: 'An Observational Study of the Structure of the Nocturnal Boundary Layer', *Boundary-Layer Meteor.* 17, 247-264, 1979;
- Mahrt L., Vickers D., Nakamura R., Soler M. R., Sun J., Burns S., Lenschow D.H.: 'Shallow Drainage Flows', *Boundary-Layer Meteor.* 101, 243-260, 2002;
- Manins P.C. and Sawford B.L.: 'A Model of Katabatic Winds', *J. Atmos. Sci.* 36, 619-630, 1979;
- Manuale di Meteorologia, Collana Meteo, Centro Epson Meteo, a cura del Colonnello M. Giuliacci, Alpha Test, 2003;
- Marani A. s.c., Macaluso L., Scalvini G., Zane O.: 'Mutamenti climatici e progresso tecnologico', *ATTI DELL' ISTITUTO VENETO DI SCIENZE, LETTERE ED ARTI*, Tomo CLXV - Classe di scienze fisiche, matematiche e naturali, 2006-2007;
- Mastrantonio G. and Fiocco G.: 'Accuracy of Wind Velocity Determinations with Doppler Sodars', *J. Appl. Meteor.* 21, 823-830, 1982 ;
- Mastrantonio G., Fiocco G. and Marzorati A.: 'Simultaneous Operation of a Sodar System in Monostatic and Bistatic Modes: Preliminary Results', *Atmos. Res.* 20, 213-223, 1986 ;
- Mastrantonio G., Viola A.P., Argentini S., Fiocco G., Giannini L., Rossini L., Abbate G., Ocone R. and Casonato M.: 'Observations of Sea Breeze Events in Rome and the Surrounding Area by a Network of Doppler Sodars', *Boundary-Layer Meteor.* 40, 67-80, 1994;
- Mastrantonio, G.: 'Telesondaggio Acustico dell'Atmosfera', 'Tecniche e Strumenti per il Telerilevamento Ambientale', *CNR* 10, 883-960, 2002;
- Mastrantonio G. , Viola A.P., Petenko I., Argentini S., Conidi A., Coniglio L.: 'Caratterizzazione della circolazione locale mediante analisi di dati di vento', in " Il sistema ambientale della tenuta Presidenziale di Castelporziano", *Segretariato Generale della Presidenza della Repubblica Italiana - Accademia Nazionale delle Scienze detta dei XL. - Scritti e documenti XXXVII*, 2006;
- Mastrantonio G., Viola A.P., Petenko I., Argentini S.: 'Charatcteristics of the Local Circulation in the Low Tiber Valley Inferred by the Statistical Analyses of Wind Measurements', *Proc. 13th Int. Symp. Adv. Bound. Layer Rem. Sens.* , Garmish-Partenkirchen, Germany, 112-114, 2006;

- Mastrantonio G. , Petenko I., Viola A.P., Argentini S., Coniglio L., Monti P., Lezzi G.: 'Influence of the synoptic circulation on the local wind field in a coastal area of the Tyrrhenian Sea', *Proc. 14th Int. Symp. Adv. Bound. Layer Rem. Sens.*, Denmark , 2008;
- McAllister, L.G.: 'Acoustic Sounding of the Lower Troposphere', *J. Atmos. Terr. Phys.* 30, 1439-1440, 1968;
- McElroy J.L. and Smith T.B.: 'Vertical Pollutant Distributions and Boundary Layer Structure Observed by Airborne Lidar near the Complex Southern California Coastline', *Atmos. Environment* 20, 1555-1566, 1986;
- Miller S.T.K. and Keim B.D.: 'Synoptic-scale controls on the sea breeze of the central New England coast', *Weather Forecast.*, 18, 236-248, 2003;
- Miller S.T.K., Keim B.D., Talbot R.W., Mao H.: 'Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts', *Rev. Geophys.*, 41, no.3, 1011, 2003;
- Miloshevich L.M., Vomel H., Pakkunen A., Heymsfield A.J., Oltmans S. J.: 'Characterization and Correction of Relative Humidity Measurements from Vaisala RS80-A Radiosondes at Cold Temperatures', *J. Atmos. Oc. Tech.*, 18, 135-156, 2001;
- Monti P. and Leuzzi G.: 'A numerical study of mesoscale airflow and dispersion over coastal complex terrain', *Int. J. Environment and Pollution*, 25, 239-250, 2005;
- Moraes O.L.L., Acevedo O.C., Da Silva R., Magnago R. and Siqueira A.C.: 'Nocturnal Surface-Layer Characteristics at the Bottom of a Valley', *Boundary-Layer Meteor.* 112, 159-177, 2004;
- Neff W.D. and King C.W.: 'Observations of Complex-Terrain Flows Using Acoustic Sounders: Experiments, Topography, and Winds', *Boundary-Layer Meteor.* 40, 363-392, 1987;
- Neff W.D. and King C.W.: 'Observations of Complex-Terrain Flows Using Acoustic Sounders: Drainage Flow Structure and Evolution', *Boundary-Layer Meteor.* 43, 15-41, 1988;
- Oke T.R.: 'The Energetic Basis of the Urban Heat Island', *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 108, 1-24, 1982;
- Orlanski I.: 'A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes', *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 56, 527-530, 1975 ;
- Palau J. L., Perez-Landa G., Dieguez J. J., Monter C., and Millan M. M.: 'The importance of meteorological scale to forecast air pollution scenarios on coastal complex terrain', *Atmos. Chem. Phys.* 5, 2771-2785, 2005;
- Papadopoulos K.H., Helmis C.G., Soilemes A.T., Kalogiros J., Papageorgas P.G. and Asimakopoulos D.N.: 'The Structure of Katabatic Flows down a Simple Slope', *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 123, 1581-1601, 1997;

- Papadopoulos K.H. and Helmis C.G.: 'Evening and Morning Transition of Katabatic Flows', *Boundary-Layer Meteor.* 92, 195-227, 1999;
- Perez I.A., Garcia M.A., Sanchez M.L., de Torre B.: 'Analysis of wind data in the low atmosphere from a RASS Sodar', *Ann. Geophys.*, 24, 415-426, 2006;
- Prezerakos N.G.: 'Characteristics of the Sea Breeze in Attica, Greece', *Boundary-Layer Meteor.* 36, 245-266, 1986;
- Rapoport V.O., Zinichev V.A., Mityakov N.A., Sazonov Yu. A., Vybornov F.I., Ryzhov N.A.: 'Study of the wind characteristics of the atmospheric turbulence using a multibeam Sodar', *Radiophys. and Quantum Electronics*, 46, 172-179, 2003;
- Rotunno R.: 'On the Linear Theory of the Land and Sea Breeze', *J. Atmos. Sci.* 40, 1999-2009, 1983;
- Rust W.D., Marshall T.C, Stolzenburg M.: 'Test of a GPS Radiosonde in Thunderstorm Electrical Environments', *J. Atmos. Oc. Tech.*, 16, 550-560, 1999;
- Sandwell D.T.: 'Biharmonic Spline Interpolation of GEOS-3 and SEASAT altimeter data', *Geophys. Res. Lett.*, 14, 139-142, 1987;
- Savijarvi H. and Liya J.: 'Local winds in a valley city', *Boundary-Layer Meteor.* 100, 301-319, 2001;
- Simpson J.E., Mansfield D.R., Milford J.R.: 'Inland Penetration of Sea-Breeze Fronts', *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 103, 47-76, 1977;
- Soler M.R., Infante C. and Buenestado P., Mahrt L.: 'Observations of Nocturnal Drainage Flow in a Shallow Gully', *Boundary-Layer Meteor.* 105, 253-273, 2002;
- Soler M.R., Hinojosa J., Bravo M., Pino D. and Vilà-Guerau De Arellano J.: 'Analyzing the basic features of different complex terrain flows by means of a Doppler SODAR and a numerical model: Some implications for air pollution problems', *Meteor. Atmos. Phys.* 85, 141-154, 2004;
- Spizzichino A.: 'Discussion of the Operating Conditions of a Doppler Sodar', *J. Geoph. Res.* 79, 5585-5591, 1974;
- Steinbrecht W., Claude H., Schonenborn F., Leiterer U., Dier H., Lanzinger E.: 'Pressure and temperature differences between Vaisala RS80 and RS92 radiosonde systems', *J. Atmos. Oc. Tech.*, 25, 909-927, 2008;
- Steyn, D.G.: 'Scaling the Vertical Structure of Sea Breezes', *Boundary-Layer Meteor.* 86, 505-524, 1998;
- Steyn D. G.: 'Scaling the Vertical Structure of Sea Breezes revisited', *Boundary-Layer Meteor.* 107, 177-188, 2003;
- Strangeways I.: 'Back to basics: The 'met.enclosure': Part 8 (b)- Barometric pressure, aneroid barometers', *Weather*, 57, 204-209, 2002;

- Stull R.B.: 'An Introduction to Boundary Layer Meteorology ', Kluwer Academic Publishers, 666pp, 1988;
- Talbot C., Augustin P., Leroy C., Willart V., Delbarre H., Khomenko G.: 'Impact of a sea breeze on the boundary-layer dynamics and the atmospheric stratification in a coastal area of the North', *Boundary-Layer Meteor.* 125, 133-154, 2007;
- Talbot C., Leroy C., Augustin P. , Willart V., Delbarre H. , Fourmentin M., and Khomenko G.: 'Transport and dispersion of atmospheric sulphur dioxide from an industrial coastal area during a sea-breeze event', *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 15989-16022, 2007;
- Tampieri F.: 'Separation Features of Boundary-Layer Flow over Valleys', *Boundary-Layer Meteor.* 40, 295-307, 1987;
- Ueda H.: 'Effects of External Parameters on the Flow Field in the Coastal Region- A linear Model', *J. Clim. Appl. Meteor.* 22, 312-321, 1983 ;
- Uppala S. M., Kållberg P. W., Simmons A. J., Andrae U., Da Costa Bechtold V., Fiorino M., Gibson J. K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G. A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R. P., Andersson E. , Arpe K., Balmaseda M. A., Beljaars A. C. M., Van De Berg L., Bidlot J., Bormann N., Cairns S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M. , Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Hólm E., Hoskins B. J., Isaksen L., Janssen P. A. E. M., Jenne R., McNally A. P., Mahfouf J.-F., Morcrette J.-J., Rayner N. A., Saunders R. W., Simon P. , Sterl A., Trenberth K. E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P. , Woollen J.: 'The ERA-40 re-analysis', *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961-3012, 2005;
- Vickers D. and Mahrt L: 'Evaluating Formulations of Stable Boundary Layer Height', *J. Appl. Meteor.*, 43, 1736-1749, 2004;
- Walsh J.: 'Sea Breeze Theory and Application ', *J. Atmos. Sci.* 31, 2012-2026, 1974;
- Wang J., Cole H.L., Carlson D.J., Miller E.R., Beierle K., Pakkunen A., Laine T.K.: 'Correction of Humidity measurement errors from the Vaisala RS80 radiosonde- Application to TOGA COARE data', *J. Atmos. Oc. Tech.*, 19, 981-1002, 2002;
- Wang X. and Pepper D.W.: 'A Mass-Consistent Atmospheric Model Using FEMLAB Optimization', *Excerpt from the Proceedings of the COMSOL Multiphysics User's Conference*, Boston, 2005;
- Wendler G., Stearns C., Weidner G., Dargaud G. and Parish T.: 'On the Extraordinary Katabatic Winds of Adélie Land', *J. Geoph. Res.* 102 D4, 4463-4474, 1997;
- Whiteman C.D. and Doran J.C.: 'The Relationship between Overlying Synoptic-Scale Flows and Winds within a Valley', *J. Appl. Meteor.* 32, 1669-1682, 1993;
- Whiteman C.D.: 'Breakup of Temperature Inversions in Deep Mountain Valleys: Part I. Observations', *J. Appl. Meteor.* 21, 270-289, 1982;

-Zannetti P.: 'Air Pollution Modeling: Theories, Computational Methods and Available Software', Computational Mechanics Publications-Southampton Boston, Van Nostrand Reinhold, New York, 1-40 pp, 1990;

Lezioni e dispense:

-Bonafè G. : 'Meteorologia dello strato limite atmosferico', ARPA SIM Emilia Romagna, Bologna, 2006;

-Caroselli G.: 'Lezioni di meteorologia', 2000;

-Cassardo C.: 'Meteorologia di base' , Università di Torino: www.ph.unito.it;

-Massironi M.: 'Telerilevamento da satellite per l'osservazione della Terra', Università di Padova.

-Pierdicca N.: 'Telerilevamento. 1° modulo', Dipartimento Ingegneria Elettronica- Univ. "La Sapienza" di Roma ;

-Villasmunta V.: 'Corso Avanzato sul sondaggio termodinamico dell'atmosfera' Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare, Istituto Tecnico Aeronautico Statale "Euclide" , Seminari di Meteorologia;

Tesi:

-Coniglio Lucia , Tesi di Laurea in Fisica , Università La Sapienza di Roma: ' Andamento stagionale della circolazione locale nella bassa valle del Tevere, ricavata dall'analisi statistica dei dati di una rete di Sodar', a.a. 2003-2004;

-Fazzolari Antonio, Tesi di Laurea in Fisica, Università degli Studi di Firenze, 'Effetti relativistici in sistemi non inerziali-I problemi della sincronizzazione, dell'elettrodinamica e della velocità della luce in un riferimento rotante', a.a. 2000-2001;

-Grappone Maria Luisa ,Tesi di Laurea Università degli Studi di Napoli 'Federico II', Facoltà di Ingegneria, Corso di Laurea in Ingegneria Aerospaziale' Processamento di dati LIDAR per l'analisi dell'evoluzione del articolato atmosferico urbano';

-Nardo Andrea, Tesi di Dottorato in Astronautica e Scienze da satellite, Università di Padova:'Campo di velocità europeo dedotto da misure GPS', a.a. 2007-2008;

Siti Internet:

- http://w3.uniroma1.it/dibeni/laboratorio/gpswebpage/principi_di_funzionamento.html;

- http://it.wikipedia.org/wiki/Dispersione_degli_inquinanti_in_atmosfera

- <http://it.wikipedia.org/wiki/METAR>

- http://it.wikipedia.org/wiki/Stazione_meteorologica
- <http://ulisse.sissa.it/chiediAUlisse/domanda/2003/Ucau030917d001>
- <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>
- www.ing.unitn.it/~antonacc/mod-amb/temperature_potenziale.pdf
- www.meteoam.it;
- www.nautica.it
- www.nsidc.org/
- www.radiomontagna.org;
- www.smr.arpa.emr.it/ctn/didattica/Corso_CD-sozzi/FM_Capitolo_2a.pdf;
- www.vaisala.com.

RINGRAZIAMENTI

Colgo l'occasione per ringraziare il Dott. G. Mastrantonio e il Dott. I. Petenko dell'I.S.A.C. (Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima) presso l'Area di Ricerca di Tor Vergata (ARTOV) del C.N.R. per aver seguito il mio lavoro di tesi e per i preziosi suggerimenti. Si ringraziano inoltre gli altri componenti del gruppo Sodar dell'I.S.A.C., il Dott. A. Viola, la Dott.ssa S. Argentini e il tecnico A. Conidi.

Un ringraziamento particolare va al Prof. G. Fiocco e al Prof. S. Martellucci, per la guida che mi hanno fornito nel percorso del dottorato.

Si ringraziano il Prof. C. Bellecci, coordinatore del dottorato, per avermi dato la possibilità di svolgere questa tesi all'I.S.A.C., la Dott.ssa M. Richetta, mio tutor, la Dott.ssa A. Ermini e il Dott. P. Gaudio.

Si ringraziano l'A.M.A. per i dati Sodar, raccolti dal Sodar in funzione a Ponte Malnome e il gruppo di Fisica Terrestre dell'Università 'La Sapienza' di Roma per i dati Sodar raccolti presso l'Università. Inoltre, si ringrazia l'ENAV S.p.A. per aver reso disponibili i dati di vento all'interno dell'Aeroporto di Fiumicino.