

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI TRIESTE

Dipartimento di Fisica

Corso di Laurea Magistrale Interateneo in Fisica

Tesi di Laurea

STUDIO DELLO STRATO LIMITE ATMOSFERICO
TRAMITE SIMULAZIONI NUMERICHE AD ALTA RISOLUZIONE

Relatore:
Dott. DARIO GIAIOTTI

Laureando:
SARA BACER

Correlatore:
Dott. FULVIO STEL

ANNO ACCADEMICO 2011-2012

Indice

Introduzione	1
1 Atmospheric Boundary Layer	5
1.1 Definizione del boundary layer	5
1.2 Importanza del boundary layer	6
1.3 Meccanismi di trasporto	7
1.3.1 La turbolenza	7
1.4 Caratteristiche del boundary layer	8
1.4.1 Ipotesi di Taylor	8
1.4.2 Temperatura potenziale	8
1.4.3 Temperatura virtuale	9
1.4.4 Frequenza di Brunt-Väisälä	11
1.5 Struttura e altezza del boundary layer	14
1.5.1 Mixed Layer	15
1.5.2 Residual Layer	17
1.5.3 Stable Boundary Layer	18
1.5.4 Surface Layer	19
2 Il modello WRF	21
2.1 Descrizione del modello WRF	21
2.1.1 Importanza del modello WRF	22
2.2 Componenti e funzionamento del WRF	23
2.3 Preparazione del modello WRF	24
2.3.1 Installazione	24
2.3.2 Configurazione	25
2.3.3 Compilazione	25
2.3.4 Running del modello	25
2.4 Performance e scalabilità	27
2.5 Post-processing e visualizzazione	29
2.6 Descrizione del WPS	30
2.6.1 Programma geogrid	31
2.6.2 Programma ungrib	31
2.6.3 Programma metgrid	32

2.7	Preparazione del WPS	32
2.7.1	Installazione	32
2.7.2	Configurazione e compilazione	32
2.7.3	Running del WPS	33
2.8	Simulazioni reali	33
3	Preparazione e lancio delle simulazioni	35
3.1	Impostazioni per le simulazioni di tesi	35
3.1.1	Preparazione delle simulazioni con il WPS	35
3.1.2	Esecuzione delle simulazioni con il WRF	37
3.2	Test propedeutici alle simulazioni	40
3.2.1	Stima della memoria occupata	40
3.2.2	Stima del tempo di rilassamento del modello	40
3.3	Attività computazionale	43
3.4	Valutazione della qualità delle simulazioni	45
4	Analisi mensile	49
4.1	Studio dell'altezza del boundary layer	51
4.2	Studio della diluizione nel boundary layer	65
4.3	Studio della friction velocity nel surface layer	79
5	Evoluzione del Boundary Layer: casi studio	93
5.1	Caso primaverile con calma di vento	95
5.2	Caso estivo con calma di vento	101
5.3	Caso autunnale con calma di vento	106
5.4	Caso invernale con calma di vento	111
5.5	Caso invernale con episodi di bora forte	116
5.6	Schema interpretativo	120
6	Applicazioni	121
7	Conclusioni e possibili sviluppi	125
A	Equazioni fondamentali dell'atmosfera	127
B	Cluster e Risorse	131
B.1	Cluster Nexus	131
B.1.1	Jobs e sottomissione di jobs	131
B.1.2	Calcolo parallelo	132
B.2	Moduli	132
B.2.1	PGI	133
B.2.2	Libreria NetCDF	133
B.2.3	NCO e CDO	134
B.2.4	GrADS	134
B.2.5	GMT	135

B.2.6 R	135
C Schemi locali e non locali	137
D Analisi mensile	139
D.1 Studio dell'altezza del boundary layer	140
D.2 Studio della diluizione nel boundary layer	154
D.3 Studio della friction velocity nel surface layer	168
E Condizioni al contorno ECMWF	183
F Episodi di bora forte a Trieste	185
Bibliografia	187
Ringraziamenti	191

*Ai miei genitori
e a mio fratello Luca*

Introduzione

Lo strato limite atmosferico, comunemente chiamato atmospheric boundary layer (ABL), è la parte di atmosfera direttamente influenzata dalla presenza della superficie terrestre. Fenomeni come l'evaporazione, l'attrito con il suolo, il flusso di calore proveniente dal terreno e l'immissione di inquinanti influenzano l'ABL con tempi al massimo dell'ordine dell'ora.

Lo studio dell'ABL è di notevole interesse perché legato alle attività dell'uomo sulla Terra. E' infatti importante saper valutare l'influenza che le attività antropiche possono avere sull'ABL per esempio mediante l'immissione di sostanze inquinanti, che alterano la composizione chimica dell'aria. Inoltre le previsioni meteorologiche su scala locale richiedono di saper descrivere in modo efficace la fisica dell'ABL poiché particolari fenomeni che si sviluppano al suo interno, quali gruppi di temporali e tornado, hanno ripercussioni anche negli strati più alti dell'atmosfera. L'importanza di capire a fondo i processi fisici e micrometeorologici dell'ABL si riflette quindi nell'influenza che tali processi possono avere sull'evoluzione degli strati più alti della troposfera e negli studi di qualità dell'aria sulla dispersione degli inquinanti.

Le moderne tecniche di simulazione numerica sono in grado di riprodurre correttamente la maggior parte dei fenomeni che avvengono all'interno dell'ABL, ma esistono ancora molti aspetti che necessitano di essere migliorati. Ad esempio, essendo l'ABL caratterizzato dai moti turbolenti, molti processi microfisici devono essere parametrizzati nelle simulazioni. La modellistica dell'ABL è quindi uno degli ambienti più fertili per la ricerca nell'ambito della fisica dell'atmosfera. Un'accurata simulazione dell'ABL è di grande aiuto per le applicazioni riguardanti le previsioni del tempo su scala locale e per la descrizione del trasporto degli inquinanti immessi nell'aria. Inoltre consente lo studio dei fenomeni di transizione dell'ABL dalla configurazione notturna stabile a quella convettiva diurna e degli effetti indotti dall'orografia e dalla presenza di masse d'acqua.

Con questa tesi per la prima volta si esegue un'analisi sistematica dell'ABL sulla regione Friuli Venezia-Giulia. La scelta di un modello meteorologico supplisce alla mancanza di misure che permettano un'esplorazione nello spazio e nel tempo dell'ABL sufficiente per mettere in evidenza e risolvere i fenomeni micrometeorologici tipici di questo strato atmosferico.

Gli obiettivi prefissati in questa tesi sono:

- calcolare le caratteristiche medie delle principali grandezze dell'ABL sul territorio del Friuli Venezia-Giulia;
- studiare i tempi caratteristici di transizione dall'ABL diurno a quello notturno, nelle zone di pianura e sul mare della regione Friuli Venezia-Giulia;
- verificare l'esistenza di gradienti significativi nei campi dell'ABL, con particolare attenzione alle transizioni tra mare aperto e pianura;
- determinare gli effetti delle caratteristiche spazio temporali dell'ABL sulle grandezze utilizzate per la simulazione della dispersione degli inquinanti.

Il modello atmosferico utilizzato per simulare l'ABL è il modello WRF (Weather Research and Forecasting Model), tra i più avanzati e diffusi nell'ambito della simulazione numerica applicata all'atmosfera.

La tesi è organizzata come segue.

- **I capitolo:** si definisce l'ABL e l'importanza del suo studio. Vengono descritte le sue grandezze fisiche principali e le caratteristiche delle sue componenti strutturali che evolvono nel corso della giornata.
- **II capitolo:** il capitolo è dedicato alla descrizione del modello meteorologico usato per il lavoro di tesi. La prima parte riporta nel dettaglio le fasi di preparazione del modello per il lancio di semplici simulazioni ideali; nella seconda parte è descritta la fase di preprocessing necessaria all'esecuzione delle simulazioni reali.
- **III capitolo:** è descritta la configurazione computazionale del modello utilizzata per generare le simulazioni numeriche di questa tesi e la validazione dei risultati ottenuti.
- **IV capitolo:** in questo capitolo inizia l'analisi dei dati. Viene descritto lo studio statistico mensile svolto su alcune grandezze fondamentali dell'ABL sul territorio del Friuli Venezia-Giulia; in particolare sono stati evidenziati gli andamenti dell'ABL al variare della stagione e delle aree regionali.
- **V capitolo:** si riporta l'analisi di cinque casi studio svolti sulla base dei dati orari prodotti dalle simulazioni. Per ciascun è stato considerato un breve periodo di tempo in cui è stata osservata l'evoluzione spaziale e temporale dell'ABL; in particolare sono state evidenziate le transizioni tra giorno e notte e quelle indotte dall'orografia.
- **VI capitolo:** si illustrano le applicazioni dei risultati ottenuti sull'ABL nel contesto delle simulazioni per la dispersione degli inquinanti.
- **VII capitolo:** nell'ultimo capitolo vengono presentate le conclusioni sui risultati ottenuti; inoltre sono considerati i possibili sviluppi futuri di questo lavoro e i possibili miglioramenti.

- **Appendici:** nelle Appendici sono riportati alcuni dettagli tecnici sulla strumentazione utilizzata per la realizzazione del lavoro di tesi e sull'analisi dei dati assieme ad alcune note teoriche.

Capitolo 1

Atmospheric Boundary Layer

Trascorrendo gran parte della sua vita sulla superficie terrestre, l'uomo ha acquisito una certa familiarità con il ciclo diurno della temperatura, con il microclima e le brezze locali, notando le differenze che vi sono viaggiando da un posto all'altro. Queste caratteristiche sono tipiche nei pressi del suolo dove la superficie terrestre esercita una forte influenza sugli strati bassi dell'atmosfera, mentre sono piuttosto rare nel resto dell'atmosfera.

La superficie terrestre limita inferiormente l'atmosfera e costituisce il cosiddetto *boundary*; la parte di atmosfera appena al di sopra del boundary ne è fortemente influenzata e viene chiamata *atmospheric boundary layer (ABL)* oppure *planetary boundary layer (PBL)*. La restante parte della troposfera, che non è influenzata dalla presenza della superficie del pianeta, è detta libera atmosfera o *free air (FA)*. Questo capitolo tratta l'ABL, talvolta detto semplicemente boundary layer, descrivendo la sua struttura e le sue caratteristiche principali.

1.1 Definizione del boundary layer

L'atmosfera può essere classificata in base alla sua stratificazione termica, ovvero in base al profilo verticale della sua temperatura. Viene chiamato troposfera lo strato inferiore vicino alla superficie terrestre con uno spessore variabile tra gli 8 km (sopra i poli) e i 18 km (sopra l'equatore). Nella troposfera la temperatura diminuisce all'aumentare della quota (gradiente termico verticale negativo) e in essa si manifestano la maggior parte dei fenomeni meteorologici. Si definisce *atmospheric boundary layer* quella parte di troposfera direttamente influenzata dalla presenza della superficie terrestre che risponde alle forzanti di superficie con tempi scala di circa un'ora o meno [1], dove con forzanti di superficie si intende la forza di attrito, i processi di evaporazione e di traspirazione, il trasferimento di calore, le emissioni di inquinanti e le distorsioni del flusso d'aria indotte dall'orografia. Lo spessore del boundary layer può variare da una decina di metri a qualche chilometro, a seconda del luogo, del ciclo diurno e del tempo meteorologico.

Un tipico fenomeno che caratterizza il boundary layer è il ciclo diurno della temperatura, particolarmente evidente nei pressi del suolo e sempre più attenuato all'aumentare dell'altitudine. Le variazioni della temperatura infatti non sono causate dalla radiazione solare diretta, che viene assorbita dal boundary layer solo in minima parte, ma dalla radiazione emessa dal suolo il quale assorbe gran parte dell'energia solare e influenza l'aria sovrastante.

1.2 Importanza del boundary layer

Nonostante la fisica e la chimica dell'atmosfera abbiano prodotto modelli teorici quantitativi in grado di riprodurre accuratamente i fenomeni relativi alla FA, sono ancora molti gli aspetti non chiariti e difficili da modellizzare nello strato prossimo alla superficie terrestre, l'atmospheric boundary layer.

L'importanza di capire a fondo i processi meteorologici dell'ABL si riflette sull'influenza che questi hanno sulla FA e su vari fenomeni fisici ad essa legati. Recenti studi hanno messo in evidenza l'essenziale contributo dell'ABL nella formazione e nell'evoluzione di intensi vortici atmosferici a scale dell'ordine di alcune centinaia di metri, come i tornado [2]. La localizzazione dello sviluppo di importanti celle convettive, come gruppi di temporali, che costituiscono una minaccia per le attività umane, può avvenire solo con una conoscenza dettagliata dello stato e dell'evoluzione dell'atmosfera negli strati immediatamente sovrastanti la superficie terrestre [3]. E' invece ancora poco chiaro il contributo della dinamica e della termodinamica dell'ABL sull'evoluzione climatica del pianeta [4].

I principali fenomeni che stanno alla base dello scambio di proprietà fisiche e chimiche tra gli oceani e l'atmosfera risiedono nell'ABL [5]. Tali fenomeni sono oggetto di ricerca in quanto estremamente importanti per la comprensione unitaria del sistema globale atmosfera-oceano [6].

Per quanto riguarda l'impatto delle attività antropiche sull'atmosfera del pianeta, l'ABL è della massima importanza in quanto l'immissione della maggior parte delle sostanze inquinanti avviene in prossimità del terreno, dove risiedono le attività umane, direttamente nell'aria dell'ABL [7]. A partire dagli strati bassi dell'atmosfera gli inquinanti vengono poi diffusi nel resto della troposfera.

Nel campo della modellistica numerica applicata all'atmosfera la rappresentazione dell'ABL riveste un ruolo estremamente importante sia per quanto riguarda le previsioni meteorologiche sia per le previsioni di scenari climatici. In queste classi di modelli infatti i processi fisici residenti nell'ABL vengono parametrizzati, ovvero vengono descritti da semplici funzioni che sono il risultato di modelli teorici e di contributi empirici derivanti da campagne di misure. L'impossibilità di costruire modelli numerici completi dell'ABL risiede nel fatto che questa parte di atmosfera terrestre è particolarmente caratterizzata da moti turbolenti, e dal punto di vista fluidodinamico la turbolenza è attualmente un problema aperto.

1.3 Meccanismi di trasporto

Nel boundary layer le caratteristiche fisiche dell'aria come umidità, calore, quantità di moto e inquinanti vengono distribuite in tutte le direzioni. I meccanismi di trasporto hanno origine dal flusso d'aria, ovvero dal vento, che può essere diviso in tre categorie: il *vento medio*, le *onde di gravità* e la *turbolenza* [1].

Il vento medio è responsabile del trasporto rapido su tragitti orizzontali (fenomeno dell'avvezione) con una velocità che varia dai 2 m/s ai 10 m/s; la velocità verticale al contrario è molto bassa, dell'ordine di qualche millimetro o centimetro al secondo. A causa dell'attrito con il terreno la velocità del vento è minore in prossimità del suolo e aumenta con l'altezza generando il cosiddetto effetto *wind shear*, ovvero un forte gradiente del campo dei venti. Le onde di gravità hanno tipicamente un'origine locale e si formano dal wind shear o dal flusso del vento medio sopra gli ostacoli. Esse si sviluppano all'interno del boundary layer soprattutto nelle ore notturne, quando la stratificazione dell'aria rende l'atmosfera fortemente stabile. La turbolenza infine è responsabile del trasporto verticale. Essa si forma nei pressi del suolo e distingue il boundary layer dal resto dell'atmosfera, in cui la turbolenza si forma principalmente vicino agli *stream jet* dove è presente un forte wind shear.

Per studiare la turbolenza o le onde di gravità di una certa grandezza fisica, per esempio la temperatura, si esprime tale grandezza come somma di due contributi: la parte media e la parte perturbata, che nell'esempio corrispondono rispettivamente alla temperatura media e agli effetti della turbolenza o dell'onda che si sovrappongono alla grandezza media.

1.3.1 La turbolenza

Un aspetto distintivo del boundary layer è la sua natura turbolenta. Questa si contrappone al moto laminare che caratterizza invece l'atmosfera libera, dove la turbolenza è raramente presente se non in luoghi di forte wind shear. Viene definito regime turbolento il flusso di un fluido in cui i moti vorticosi, chiamati *eddies*, di grandezze diverse si sovrappongono al flusso medio. A differenza del regime laminare, in cui una particella di aria segue una traiettoria lineare parallela al flusso medio del fluido, nel regime turbolento la traiettoria della particella è dettata sia dalla vorticosità degli eddies che dal flusso medio ed appare quindi caotica [1].

Nel boundary layer la turbolenza si forma principalmente nei pressi del suolo ad opera di certe forzanti di superficie. Il calore liberato dal suolo genera per esempio le cosiddette *termiche* di aria calda verso l'alto che formano praticamente dei grandi eddies. La forza di attrito che il suolo esercita sul flusso di aria sovrastante accresce il fenomeno dello wind shear che genera turbolenza. Infine anche gli ostacoli, come alberi ed edifici, deviando il flusso possono causare delle onde turbolente. Le forzanti appena descritte generano gli eddies più grandi che possono avere un diametro massimo pari allo spessore dello stesso boundary layer. Eddies più piccoli sono per esempio quelli che si manifestano con il turbinio delle foglie secche in autunno men-

tre quelli ancora più piccoli sono dell'ordine di alcuni millimetri; questi ultimi sono anche i più deboli a causa degli effetti di dissipazione dovuti alla viscosità molecolare.

1.4 Caratteristiche del boundary layer

I moti turbolenti che distinguono il boundary layer dal resto dell'atmosfera vengono considerati dei moti casuali e possono essere trattati mediante un approccio stocastico. Il primo a descrivere la turbolenza da un punto di vista statistico fu G. I. Taylor nel 1935 [1]. Per lo studio e la trattazione del boundary layer spesso si fa riferimento all'ipotesi di Taylor, che verrà trattata nella prossima sottosezione.

Non sempre per definire il boundary layer si adotta la definizione riportata nella sezione 1.1; spesso si fa affidamento ad altre grandezze che caratterizzano fortemente i suoi strati, come la temperatura potenziale e la temperatura virtuale. Un'altra grandezza rilevante è il gradiente verticale della temperatura potenziale che rientra nella definizione della frequenza di Brunt-Väisälä, la quale fornisce una misura per la stabilità dell'aria.

1.4.1 Ipotesi di Taylor

L'ipotesi di Taylor, detta anche *ipotesi della turbolenza congelata*, assume che il campo della turbolenza sia stazionario ed omogeneo, ovvero "congelato". Questo significa che, nella descrizione lagrangiana del moto del fluido, la turbolenza non cambia ma viene avvetta dal flusso medio del fluido. Dal punto di vista matematico l'ipotesi di Taylor viene tradotta con la formula:

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \nabla)f = 0, \quad (1.4.1)$$

dove f è una variabile qualunque che descrive un aspetto turbolento del fluido [1]. Quest'assunzione ha importanti conseguenze interpretative e teoriche; infatti nella misura e nella trattazione matematica delle grandezze associate alla turbolenza, le variazioni nel tempo di tali grandezze, in un punto dello spazio, sono la conseguenza del moto del fluido, le cui proprietà turbolente presentano dei gradienti.

L'ipotesi di Taylor è soddisfatta in molti casi concreti, tra i quali quello dell'ABL. Infatti se i tempi caratteristici di evoluzione della turbolenza sono molto maggiori rispetto ai tempi tipici del moto medio del fluido, la turbolenza può essere considerata congelata, cioè trasportata dal fluido senza variazioni. Tale ragionamento viene applicato quando si considera una stazione meteorologica (solitamente montata su una torre) che nello stesso posto esegue una lunga serie temporale di misure: se vale l'ipotesi di Taylor significa che la turbolenza avvetta sopra il sensore è congelata.

1.4.2 Temperatura potenziale

Per definire la temperatura potenziale si considera una trasformazione adiabatica, in cui il sistema non scambia calore con l'esterno ($\frac{dQ}{dt} = 0$), e l'espressione di Poisson

per i processi adiabatici:

$$pV^\gamma = \text{const} \quad \text{con} \quad \gamma = \frac{C_p}{C_v}, \quad (1.4.2)$$

dove C_p è il calore specifico a pressione costante mentre C_v è il calore specifico a volume costante. Utilizzando la legge dei gas perfetti e fissando una pressione di riferimento p_0 (o una quota z_0) si può riscrivere la (1.4.2) come:

$$p^{\frac{1-\gamma}{\gamma}} T = p_0^{\frac{1-\gamma}{\gamma}} T_0, \quad (1.4.3)$$

dove T_0 è la temperatura al livello p_0 . Ricordando la relazione di Mayer $R = c_p - c_v$, dove c_p è il calore specifico a pressione costante per unità di massa e c_v è il calore specifico a volume costante per unità di massa, si ricava la *temperatura potenziale* indicata con θ :

$$\theta \equiv T_0 = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}, \quad (1.4.4)$$

dove la pressione di riferimento p_0 è solitamente pari a 1000 hPa e il rapporto $\frac{R}{c_p}$ è pari a 0.286. La temperatura potenziale è quindi la temperatura che avrebbe un volume di aria secca con pressione p e temperatura T se fosse portato alla pressione p_0 mediante un processo adiabatico [8]. Per costruzione la temperatura potenziale gode della proprietà di essere una grandezza conservativa durante le trasformazioni adiabatiche. Inoltre essa consente di riconoscere lo stato di stabilità dell'atmosfera molto facilmente. Calcolando infatti la derivata verticale di θ si ottiene:

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{\theta}{T} \left(\frac{dT_s}{dz} - \frac{dT_p}{dz} \right) \quad \text{con} \quad \frac{dT_p}{dz} = -\frac{g}{c_p}, \quad (1.4.5)$$

dove $\frac{dT_s}{dz}$ è il gradiente termico verticale dell'ambiente e $\frac{dT_p}{dz}$ è il cosiddetto *dry adiabatic lapse rate* del volume di aria secca che vale circa -9.8 K/km. Si possono così distinguere le seguenti situazioni:

- quando $\frac{dT_s}{dz} > \frac{dT_p}{dz} \Rightarrow \frac{d\theta}{dz} > 0 \Rightarrow$ situazione stabile nel tempo;
- quando $\frac{dT_s}{dz} = \frac{dT_p}{dz} \Rightarrow \frac{d\theta}{dz} = 0 \Rightarrow$ situazione neutra nel tempo;
- quando $\frac{dT_s}{dz} < \frac{dT_p}{dz} \Rightarrow \frac{d\theta}{dz} < 0 \Rightarrow$ situazione instabile nel tempo.

Per comprendere il significato di stabilità e instabilità statica dell'atmosfera occorre conoscere il concetto di frequenza di Brunt Väisälä spiegato nella sezione 1.4.4.

1.4.3 Temperatura virtuale

Per poter applicare la legge di stato dei gas perfetti anche all'aria della troposfera è stata introdotta la *temperatura virtuale*, definita come la temperatura che dovrebbe avere l'aria secca per uguagliare la densità dell'aria umida a parità di pressione.

Dalla legge di Dalton si ha che la pressione totale p di un volume unitario di troposfera è data dalla somma dei contributi di pressione dell'aria secca p_d e dell'aria umida p_w . Per l'aria secca con densità ρ_d e per l'aria umida con densità ρ_w vale l'equazione di stato dei gas perfetti quindi si ottiene:

$$p = p_d + p_w = \rho_d R_d T + \rho_w R_w T, \quad (1.4.6)$$

dove R_d e R_w sono le costanti specifiche dei gas perfetti per l'aria secca e per l'aria umida. Nella relazione la temperatura T è la stessa per entrambi i gas poiché essi coesistono all'equilibrio termico. Siccome le densità parziali sono difficili da misurare si preferisce trattare la densità totale $\rho = \rho_d + \rho_w$, che viene esplicitata dalla relazione (1.4.6) assieme a R_d e T . Ricordando le definizioni di umidità specifica q e del rapporto di mescolanza r :

$$q = \frac{\rho_w}{\rho} \quad r = \frac{\rho_w}{\rho_d} \quad (1.4.7)$$

e manipolando la (1.4.6) si ottiene l'espressione:

$$p = \rho R_d \left[1 + \left(\frac{R_w}{R_d} - 1 \right) q \right] T. \quad (1.4.8)$$

Si definisce allora la temperatura virtuale come [9]:

$$T_v = \left[1 + \left(\frac{R_w}{R_d} - 1 \right) q \right] T, \quad (1.4.9)$$

ovvero una correzione alla temperatura assoluta, dove il termine tra parentesi tonde è pari a 0.61. In questo modo l'equazione di stato per la troposfera assume la stessa forma dell'equazione di stato dei gas perfetti [10]:

$$p = \rho R_d T_v. \quad (1.4.10)$$

Dalla definizione di temperatura potenziale è chiaro che, essendo il vapore acqueo meno denso dell'aria secca, per uguagliare le due densità bisognerebbe aumentare la temperatura dell'aria secca. Ne deriva che la temperatura virtuale dell'aria umida (non satura) è sempre superiore alla sua reale temperatura. Viceversa l'acqua liquida è più densa dell'aria secca; pertanto l'aria contenente una sospensione di goccioline di acqua (come le nuvole) è meno leggera dell'aria secca e la sua temperatura virtuale è più bassa della temperatura reale.

A parità di temperatura, l'aria umida (non satura) è soggetta a una forza verso l'alto maggiore rispetto all'aria secca. In questo caso, dove le termiche di aria calda salgono perché meno dense dell'aria circostante, si parla di *positive buoyancy* mentre si definisce *negative buoyancy* la situazione in cui le termiche di aria fredda scendono verso il basso.

Nota la temperatura virtuale, è immediato definire la *temperatura potenziale virtuale* analogamente alla temperatura potenziale [9]:

$$\theta_v = T_v \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}, \quad (1.4.11)$$

ovvero la temperatura potenziale che dovrebbe avere l'aria secca per uguagliare la densità dell'aria umida.

1.4.4 Frequenza di Brunt-Väisälä

Per studiare la stabilità dell'atmosfera (intesa come fluido stratificato) si analizza il comportamento di un volumetto di aria comprimibile che viene spostato di una quantità δz lungo la verticale. Per descrivere il moto del volumetto caratterizzato da una densità ρ_p , si considera la componente verticale (A.0.5) delle equazioni del momento riportate in Appendice A trascurando il termine di attrito e il termine di Coriolis (poiché $u = 0$):

$$\frac{dw_p}{dt} = \frac{d^2z}{dt^2} = -\frac{1}{\rho_p} \frac{\partial p}{\partial z} - g. \quad (1.4.12)$$

Assumendo che il sistema si adatti velocemente alle variazioni di pressione, si ha che la pressione interna al volumetto è sempre pari a quella esterna, quindi $p_s = p_p = p$, mentre non vale altrettanto per la temperatura e la densità che restano diverse tra sistema e ambiente esterno. Nell'ipotesi inoltre che l'ambiente sia in equilibrio idrostatico, cioè:

$$\frac{dw_s}{dt} = 0 \quad \Rightarrow \quad \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho_s g, \quad (1.4.13)$$

l'equazione (1.4.12) diventa:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = \frac{\rho_s - \rho_p}{\rho_p} g. \quad (1.4.14)$$

Con questa prima espressione si distinguono i tre casi riportati in Figura 1.1:

- se $\rho_p > \rho_s \Rightarrow \frac{d^2z}{dt^2} < 0 \Rightarrow$ il volumetto è accelerato verso il basso;
- se $\rho_p = \rho_s \Rightarrow \frac{d^2z}{dt^2} = 0 \Rightarrow$ il volumetto non è soggetto ad accelerazioni nella direzione z ;
- se $\rho_p < \rho_s \Rightarrow \frac{d^2z}{dt^2} > 0 \Rightarrow$ il volumetto è accelerato verso l'alto.

Nell'espressione (1.4.14) si può riscrivere la densità in funzione della temperatura (più facile da misurare) mediante l'equazione di stato dei gas perfetti. Ipotizzando che le costanti dei gas specifiche siano uguali tra loro, ovvero $R_s = R_p = R$, si ottiene l'espressione:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = \frac{T_p - T_s}{T_s} g, \quad (1.4.15)$$

da cui si traggono le stesse conclusioni tenendo conto però che la temperatura è inversamente proporzionale alla densità.

Fatte queste considerazioni si può supporre di spostare il volumetto di aria dalla quota z_0 alla quota z per un tratto δz . Poiché le temperature della (1.4.15) cambiano con la quota, devono essere scritte come sviluppo in serie di Taylor:

$$T(z) \cong T(z_0) + \left. \frac{dT}{dz} \right|_{z_0} (z - z_0). \quad (1.4.16)$$

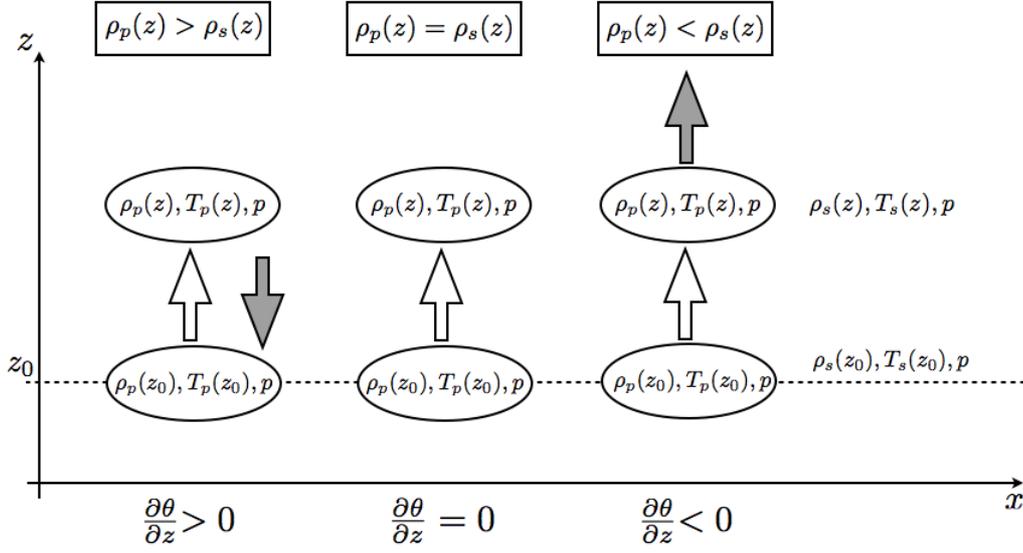


Figura 1.1: Atmosfera stabile, neutrale e instabile.

Sono riportati i casi in cui la densità del volume di aria unitario è maggiore, uguale e minore di quella esterna. La freccia bianca indica la perturbazione dall'equilibrio che subisce il volume mentre la freccia grigia indica il moto che segue la perturbazione. Si distinguono, da sinistra verso destra, tre situazioni: il volume torna all'equilibrio (stabilità), resta fermo (neutralità) e si allontana dalla posizione di equilibrio (instabilità).

Ipotizzando inoltre che:

- $T_s(z_0) = T_p(z_0)$, ovvero alla quota z_0 la temperatura esterna al sistema è la stessa di quella interna
- $\frac{dT_p}{dz} = -\frac{g}{c_p}$, ovvero il volumetto è soggetto a una trasformazione adiabatica (vedere (1.4.5))

l'equazione (1.4.15) diventa:

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = -\frac{\left(\frac{g}{c_p} + \frac{dT_s}{dz}\right)z}{T_s} g. \quad (1.4.17)$$

Ricordando il risultato (1.4.5) ottenuto per il calcolo della derivata verticale della temperatura potenziale si può riscrivere l'equazione (1.4.17) nella forma:

$$\frac{d^2 z}{dt^2} + \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} z = 0. \quad (1.4.18)$$

Si trova così che il moto verticale di un volumetto di aria spostato dalla sua posizione di equilibrio è il moto di un oscillatore armonico la cui frequenza:

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}} \quad (1.4.19)$$

è la *frequenza di Brunt Väisälä* [9]. A seconda del segno della frequenza si distinguono tre casi (vedere Figura 1.1) che spiegano il comportamento stabile o meno della troposfera, di cui si è parlato nella sezione 1.4.2.

1. Caso $N^2 > 0 \Rightarrow \frac{\partial\theta}{\partial z} > 0$

L'equazione (1.4.18) è quella dell'oscillatore armonico semplice e la soluzione è una funzione sinusoidale caratterizzata da una frequenza propria N . Nell'ambito dell'atmosfera l'equazione descrive il moto armonico di un volume di aria, caratterizzato da una densità ρ_p , che una volta spostato dalla sua posizione di equilibrio z_0 si trova circondato da aria con una densità ρ_s maggiore quando scende e minore quando sale. Questo significa che la temperatura ambientale diminuisce con la quota meno rapidamente della temperatura del volume spostato [10]. In questo modo la derivata $\frac{\partial\theta}{\partial z}$ in atmosfera è l'analogo della costante elastica per una molla: più grande è il suo valore, maggiore è la forza di richiamo verso la posizione di equilibrio, più l'atmosfera è stabile.

2. Caso $N^2 = 0 \Rightarrow \frac{\partial\theta}{\partial z} = 0$

Non vi è alcuna forza di richiamo che agisce sul sistema quindi l'accelerazione del volume è nulla lungo z . In questo caso la temperatura interna ed esterna al sistema è caratterizzata da un unico tasso di variazione verticale quindi il sistema, anche se perturbato, resta in equilibrio e l'atmosfera è in una condizione di staticità.

3. Caso $N^2 < 0 \Rightarrow \frac{\partial\theta}{\partial z} < 0$

L'equazione (1.4.18) è un'equazione differenziale lineare omogenea del secondo ordine che ha come soluzione una combinazione lineare di funzioni esponenziali, quindi ad una perturbazione del sistema corrisponde un allontanamento sempre maggiore dall'equilibrio. Dal punto di vista della fisica dell'atmosfera questo significa che se il volume di aria viene spostato dalla sua posizione di equilibrio z_0 continua ad allontanarsi sempre più, perché salendo si trova circondato da una densità ambientale ρ_s maggiore della sua ρ_p oppure perché scendendo si trova circondato da una densità ρ_s minore di ρ_p . In questo caso la temperatura esterna decresce con l'altezza più rapidamente della temperatura interna del sistema e sono favoriti i moti verticali che determinano la formazione di un'atmosfera instabile.

Studiando il segno della derivata verticale della temperatura potenziale si nota, come in Figura 1.2, che la stratosfera è fortemente stabile, infatti $\frac{\partial\theta}{\partial z} \gg 0$, e non può ospitare fenomeni meteorologici. La troposfera invece è tendenzialmente in equilibrio, con $\frac{\partial\theta}{\partial z} = 0$, salvo piccole variazioni: c'è instabilità in situazioni di forti rimescolamenti di aria e stabilità nei periodi di inversione termica.

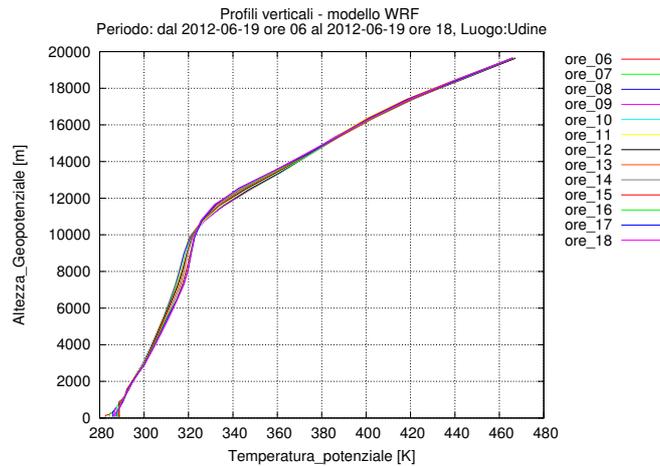


Figura 1.2: Profilo verticale della temperatura potenziale.

Il grafico riporta la temperatura potenziale calcolata dal modello WRF con frequenza oraria il giorno 19/06 in un punto di griglia. Nei primi 1000 m si notano i comportamenti stabili e instabili dell'ABL, alla quota di 10000-12000 m l'inversione separa la troposfera stabile dalla stratosfera fortemente stabile.

1.5 Struttura e altezza del boundary layer

Il boundary layer può essere diviso, secondo una sezione verticale, in zone diverse le cui proprietà variano nel tempo. La sua evoluzione è fortemente influenzata dal momento del giorno, dal luogo e dalle condizioni meteorologiche.

Sopra gli oceani lo spessore del boundary layer varia molto lentamente sia nello spazio che nel tempo. Questo perché la grande capacità termica del mare e il rimescolamento delle acque superficiali producono piccole e lente variazioni della temperatura dell'acqua superficiale che influiscono solo debolmente sulle forzanti di superficie.

Sia sulla terra che sul mare il boundary layer tende ad essere più basso nelle zone di alta pressione rispetto alle zone di bassa pressione. La subsidenza e la divergenza orizzontale associate all'alta pressione muovono l'aria verso le zone di bassa pressione, dove viceversa l'aria converge e si solleva fino alla troposfera. In queste situazioni è difficile definire il limite superiore del boundary layer. Talvolta esso viene attribuito alla base delle nuvole che si formano nelle zone di bassa pressione, ma in questo modo lo spessore risulta più fino rispetto alla zona di alta pressione.

Sulla terra nelle condizioni di alta pressione la struttura del boundary layer è ben definita e nei periodi di calma di vento evolve con periodicità giornaliera, come si può vedere in Figura 1.3. Le tre componenti più importanti della struttura sono: *mixed layer (ML)*, *residual layer (RL)* e *stable boundary layer (SBL)*. Inoltre si possono distinguere uno strato alla base del boundary layer, *surface layer (SL)*, e uno strato ancora più sottile, *microlayer*, che comprende i primi centimetri di aria sopra il suolo dove il trasporto molecolare domina sulla turbolenza [1].

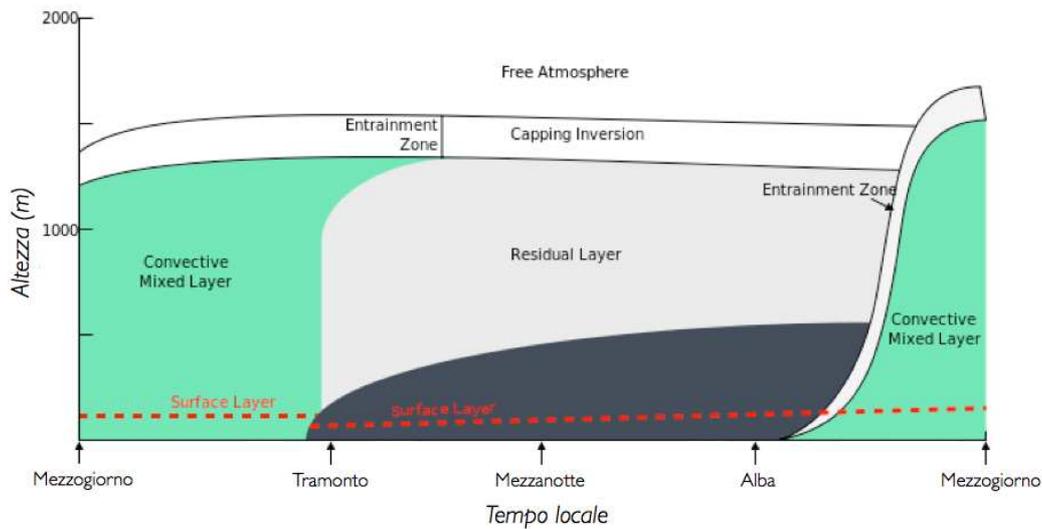


Figura 1.3: Struttura dell'Atmospheric Boundary Layer.

Viene illustrata l'evoluzione del boundary layer nel corso della giornata; sono visibili il mixed layer (ML), il residual layer (RL), lo stable boundary layer (SBL) e il surface layer (SL).

1.5.1 Mixed Layer

Il nome “mixed layer” deriva dagli intensi rimescolamenti verticali che tendono a mantenere costanti in altezza variabili come la temperatura potenziale, l'umidità, l'intensità del vento e la concentrazione di inquinanti.

Nel ML domina la turbolenza che ha principalmente origine convettiva, ma può generarsi anche in zone di forte vento. Le sorgenti della convezione sono il trasferimento di calore dal suolo caldo all'aria sovrastante, che crea termiche di aria calda verso l'alto, e il raffreddamento radiativo dello strato nuvoloso, che crea termiche di aria fredda verso il basso. Si possono verificare entrambe le situazioni quando uno strato di nuvole limita superiormente il ML in corrispondenza di un suolo più caldo. I tempi scala della convezione, ovvero i tempi tipici impiegati dall'aria a circolare tra il fondo e il top del ML, sono dell'ordine di 10-20 minuti. Poiché il processo di rimescolamento non è istantaneo e può essere in parte ostacolato da altre forzanti, le grandezze menzionate prima in realtà non sono del tutto conservate al variare dell'altezza. Ad esempio la temperatura potenziale presenta un minimo al centro del ML, essendo lontano dall'aria potenzialmente più calda proveniente dal suolo e dalla sovrastante libera atmosfera (FA).

Il limite superiore del ML spesso è identificato con la metà dello strato chiamato *entrainment zone*, il cui nome indica il “trascinamento” (*entrainment*) dell'aria proveniente dalla FA nel ML con il conseguente accrescimento di quest'ultimo. Durante la convezione accade infatti che le termiche di aria calda oltrepassano per un breve tratto il confine del ML entrando nella FA (*overshooting*); poiché la FA è più calda

le termiche si trovano nella condizione di negative buoyancy e curvano nuovamente verso il ML. A causa della forte turbolenza nel ML l'aria delle termiche viene rapidamente mescolata e non torna più verso l'entrainment zone. Questo è il motivo per cui, nonostante la debole turbolenza nella FA, l'aria proveniente dal ML, e quindi anche gli inquinanti, non viene dispersa nel resto della FA ma resta intrappolata all'interno del ML.

L'evoluzione dell'altezza del ML è legata al riscaldamento solare del suolo e può essere suddivisa in quattro fasi (1) la formazione di uno strato sottile, (2) una rapida crescita, (3) il mantenimento costante dello spessore e (4) il decadimento della turbolenza [1]. A partire da mezz'ora dopo l'alba inizia a crearsi un ML turbolento che per le prime ore del mattino resta molto basso (prima fase): la sua altezza può variare dall'ordine di alcune decine di metri nelle giornate di calma di vento alle centinaia di metri nelle giornate ventose. La crescita del nuovo ML in queste ore è molto lenta e ostacolata dalla presenza dello stable boundary layer sovrastante ben insediato. Con il passare delle ore l'aria dello stable boundary layer si riscalda e il ML accresce penetrando nel residual layer. Non essendo più bloccato da strati stabili a questo punto, il ML aumenta rapidamente fino alla zona delle inversioni (seconda fase); qui i moti verticali vengono ostacolati e il tasso di crescita del ML decresce. L'altezza del ML resta pressoché costante per il resto del pomeriggio (terza fase) raggiungendo il suo massimo nel tardo pomeriggio; alle medie latitudini l'altezza è tipicamente dell'ordine di 1-2 km mentre all'equatore può raggiungere i 3 km. Non appena il sole tramonta la turbolenza diminuisce fino a cessare (quarta fase) e il ML di conseguenza decade, lasciando il posto allo stable boundary layer.

Diluizione

Dal momento che tutte le sostanze inquinanti sono immesse e trattenute all'interno del boundary layer, lo studio della dispersione degli inquinanti è localizzato proprio in questo strato della troposfera. Una grandezza caratteristica del boundary layer e fondamentale per gli studi della qualità dell'aria è la *diluizione*.

Per definire tale grandezza si considera un volume V variabile nel tempo, in quanto funzione dei moti atmosferici non turbolenti, dipendente dalle tre componenti del vento. Tali moti avvengono nelle tre direzioni spaziali, anche se generalmente i movimenti verticali sono significativamente minori rispetto a quelli orizzontali. Fissando l'attenzione sui moti orizzontali di uno strato dell'ABL avente spessore dz , nel quale l'intensità del vento orizzontale può considerarsi uniforme, il volume elementare dV disponibile all'inquinante per la dispersione turbolenta in un tempo Δt può essere stimato come segue:

$$dV = L v_h \Delta t dz, \quad (1.5.1)$$

dove v_h è l'intensità orizzontale del vento e L rappresenta la lunghezza ortogonale alla direzione del vento orizzontale lungo la quale il campo del vento può considerarsi uniforme (vedere Figura 1.4). Il termine dV quindi rappresenta il volume elementare interessato dal trasporto orizzontale dell'inquinante durante il tempo Δt ; sommando i contributi in altezza, cioè integrando i volumi elementari lungo la coor-

dinata verticale, si ottiene l'intero spazio a disposizione della sostanza dispersa. Il limite inferiore all'integrazione verticale è identificato facilmente, in quanto si tratta della superficie terrestre che limita inferiormente l'atmosfera. Per quanto riguarda il limite di integrazione superiore, invece, si deve tenere presente che oltre ai moti orizzontali esistono anche dei movimenti verticali, i quali contribuiscono al trasporto delle sostanze immesse nell'aria. Le misure e le osservazioni sulla distribuzione tridimensionale degli inquinanti negli strati bassi dell'atmosfera terrestre, evidenziano che l'altezza dello strato corrisponde al livello al quale la dispersione degli inquinanti viene favorita dai moti verticali della bassa troposfera [11]. Pertanto viene naturale estendere l'integrazione dei volumi elementari fino all'altezza del boundary layer (indicata con $PBLH$). Con la definizione:

$$V = \int_0^{PBLH} L v_h \Delta t dz \quad (1.5.2)$$

V indica il volume nel quale l'inquinante viene distribuito dalla turbolenza durante il tempo Δt . A partire dal volume V può essere definita una grandezza indipendente dall'intervallo di tempo considerato e dalla lunghezza L . Tale grandezza, che ha le dimensioni di un volume per unità di lunghezza e di tempo, ovvero $[L]^2[t]^{-1}$, operativamente all'ARPA FVG viene chiamata *diluizione* ed è indicata con la sigla DIL :

$$DIL = \frac{V}{\Delta t L} = \int_0^{PBLH} v_h dz. \quad (1.5.3)$$

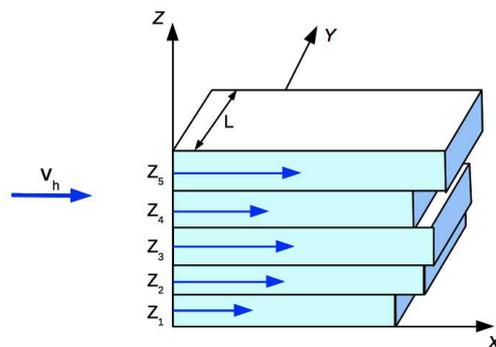


Figura 1.4: Volumi di spazio elementari.

Volumi di spazio all'interno dei quali il campo del vento orizzontale può considerarsi uniforme.

1.5.2 Residual Layer

Circa mezz'ora prima del tramonto, quando le termiche smettono di formarsi e la turbolenza cala d'intensità, si forma uno strato caratterizzato inizialmente dalle stesse variabili del ML precedente; da questo deriva il termine di "residual layer".

Il RL si stratifica neutralmente e la turbolenza, più debole, diviene isotropa. Di conseguenza i fumi emessi dalle ciminiere nel RL fluiscono orizzontalmente allargandosi in modo uniforme lateralmente e verticalmente (effetto *coning*) mentre gli inquinanti dispersi nel ML durante il giorno restano sospesi nel RL durante la notte. Altre variabili, come la temperatura potenziale, nelle ore notturne decrescono molto lentamente e il profilo resta adiabatico. Il RL permane tutta la notte e diverso tempo anche dopo il sorgere del sole. Il RL non ha un diretto contatto con il suolo perché è al di sopra dello stable boundary layer, che durante la notte aumenta modificando lo spessore del RL. Con l'avanzare della mattina il ML raggiunge il RL che favorisce l'accrescimento del primo mediante il fenomeno dell'entrainment. Eventuali fumi e sostanze intrappolati nel RL, allo svilupparsi dell'attività convettiva, vengono richiamati verso il basso fino al suolo dando luogo ad un forte inquinamento.

1.5.3 Stable Boundary Layer

Con l'avanzare della notte la parte bassa del residual layer viene trasformata nello stable boundary layer, dove "stable" indica la stabilità dell'aria, soggetta solo a deboli e sporadiche turbolenze, che si stratifica ogni volta che la superficie è più fredda dell'aria sovrastante. Solitamente ciò accade di notte quando, in assenza di radiazione solare, il suolo emette calore e si raffredda; per questo motivo lo SBL viene anche chiamato *nocturnal boundary layer (NBL)*. Altre volte lo SBL può formarsi durante il giorno, come nel caso dell'arrivo di aria calda (*avvezione*) su una superficie fredda.

Diversamente dal ML lo SBL non ha un limite superiore ben definito, ma tende gradualmente al RL; la quota a cui avviene la transizione è quella in cui l'intensità della turbolenza è piccola rispetto al suo valore sulla superficie.

Per la forte stabilità di questo strato i moti turbolenti sono praticamente soppressi, tuttavia gli spostamenti verticali sono possibili grazie alle onde di gravità.

Nelle ore notturne i venti hanno un comportamento molto complesso. Vicino alla superficie solitamente sono deboli ma all'altezza di circa 200 m possono raggiungere valori fino a 10-30 m/s, formando i cosiddetti *getti notturni*. I forti gradienti di vento sono accompagnati anche da rapidi cambi di direzione rispetto alla direzione al suolo, che è perpendicolare alle isobare verso le zone di bassa pressione. Gli inquinanti emessi nello SBL vengono quindi dispersi rapidamente in orizzontale e molto poco in verticale. Sopra i getti notturni la velocità e la direzione del vento cambiano nuovamente e tendono al vento geostrofico.

Tra i 2 e 10 metri dal suolo si possono generare inoltre dei venti causati dal flusso di aria fredda lungo le inclinazioni del terreno per l'influenza della gravità; si formano così i *venti catabatici*, responsabili del ristagno di aria fredda nelle valli e nelle depressioni. In questi pochi metri quindi la direzione del vento è determinata soprattutto dalla topografia locale e la sua velocità da attrito, buoyancy ed entrainment; nelle zone pianeggianti e nei fondovalle infatti il vento solitamente è calmo.

1.5.4 Surface Layer

Il nome “surface layer” indica lo strato più basso della troposfera dove l’aria è a diretto contatto con la superficie terrestre. Si tratta di uno strato caratterizzato da gradienti verticali molto forti di umidità, temperatura, vento, concentrazioni di inquinanti e altre grandezze. A differenza del ML e dello SBL, il SL esiste sempre e il suo spessore è circa pari al 10% del boundary layer. Tuttavia, dipendendo dalle grandezze elencate prima, anch’esso subisce delle variazioni giornaliere. Nel SL la direzione del vento non cambia con l’altezza e la forza di Coriolis è trascurabile rispetto alle forze dovute ai gradienti di pressione e all’attrito.

Come scritto nella sezione 1.3.1 una forzante che genera turbolenza è il wind shear, ovvero il gradiente verticale del campo dei venti che viene indicato con $\frac{\partial u}{\partial z}$ (derivata parziale del modulo del vettore velocità rispetto a z). In Figura 1.5 si vede che il wind shear è inversamente proporzionale all’altezza z ed è nullo al suolo per la *no slip condition*, assunzione della fluidodinamica secondo la quale un fluido viscoso che scorre sopra o all’interno di una superficie rigida ha velocità nulla nei punti a contatto con la superficie stessa.

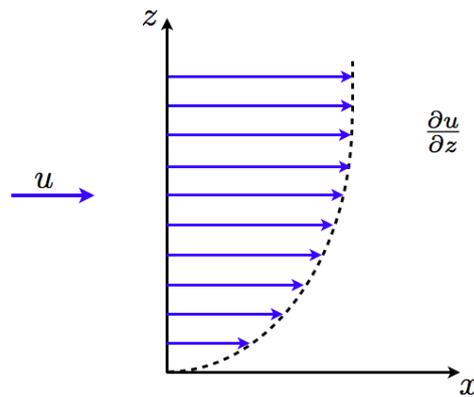


Figura 1.5: Wind shear.

Gradiente verticale del modulo della velocità, supponendo che il campo del vento \mathbf{u} sia contenuto interamente nella direzione x .

La forza di attrito per unità di superficie viene chiamata *shear stress* ed è indicata con τ . Vale quindi la relazione:

$$\frac{\partial u}{\partial z} \propto \frac{\tau}{z}. \quad (1.5.4)$$

Nel caso dell’atmosfera l’aria a contatto col suolo ha velocità nulla a causa dell’attrito con il terreno; all’aumentare dell’altezza la velocità aumenta rapidamente nel SL poi tende a un valore di regime costante. E’ proprio nel SL, dove il wind shear è grande ($\frac{\partial u}{\partial z} \gg 0$), che la vorticità è il fenomeno fisico preponderante per il rimescolamento del fluido.

Friction velocity

Per quantificare la turbolenza in fluidodinamica viene definita la *friction velocity*, indicata con u^* . Tale variabile non è una grandezza direttamente misurabile ma è un artificio che è stato introdotto perchè, dipendendo dallo shear della velocità, fornisce una misura sull'entità della turbolenza. La friction velocity è infatti definita in base allo shear stress e alla densità dell'aria (ρ) mediante la formula [12]:

$$u^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}. \quad (1.5.5)$$

Quindi si ha che:

$$\frac{\partial u}{\partial z} \propto \frac{\tau}{z} \propto f\left(\frac{u^*}{z}\right), \quad (1.5.6)$$

dove f è una funzione che dipende dal rapporto $\frac{u^*}{z}$. Si trova così che maggiore è la friction velocity maggiore è la turbolenza.

Capitolo 2

Il modello WRF

L'intero lavoro di tesi è stato svolto grazie al supporto informatico in dotazione all'ARPA FVG (Appendice B). Tutte le simulazioni eseguite in parallelo sono state realizzate con un unico modello computazionale: il modello WRF. In questo capitolo vengono trattati gli aspetti generali del WRF che hanno lo scopo di introdurre al lettore una visione globale della strumentazione utilizzata per la tesi. Nella prima parte del capitolo sono descritti l'importanza del modello, le sue caratteristiche principali e le prime sperimentazioni che sono state svolte con la finalità di acquisire praticità e dimestichezza del modello. Nella seconda parte è descritto il sistema di preprocessing utilizzato dal WRF, il WPS, che elabora le condizioni iniziali e al contorno necessarie per generare le simulazione reali.

2.1 Descrizione del modello WRF

Il modello WRF (acronimo inglese per *Weather Research and Forecasting Model*) è un sistema di simulazione atmosferica creato per la ricerca e per la previsione meteorologica [13]. Il WRF è tra i modelli atmosferici più avanzati attualmente esistenti, è disponibile gratuitamente ed è efficiente anche per il calcolo parallelo. Esso offre una vasta gamma di applicazioni a diversa scala, dai fenomeni alla microscala (su uno spazio di qualche metro) a quelli alla scala sinottica (su uno spazio di migliaia di chilometri). Si tratta di un modello fluidodinamico completamente comprimibile e non idrostatico in cui vengono conservate le variabili scalari e sono applicati gli schemi di integrazione di Runge-Kutta. La griglia utilizzata è del tipo Arakawa C-grid, in cui gli scalari e i vettori delle velocità sono calcolati in punti di griglia sfalsati, e le coordinate verticali sono coordinate di massa (dette anche coordinate *eta* η) [14]. Queste seguono il profilo del terreno e sono definite in funzione della pressione idrostatica mediante la formula:

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{p_{hs} - p_{ht}}, \quad (2.1.1)$$

dove p_h è la componente idrostatica della pressione, p_{ht} è il valore di pressione idrostatica al confine tra troposfera e stratosfera, p_{hs} è il valore di pressione idrostatica sulla superficie terrestre. In Figura 2.1 si nota che al diminuire della pressione (ovvero all'aumentare della quota) le coordinate diminuiscono passando dal valore uno al livello del suolo al valore zero nella tropopausa e che il profilo della curvatura viene gradualmente attenuato.

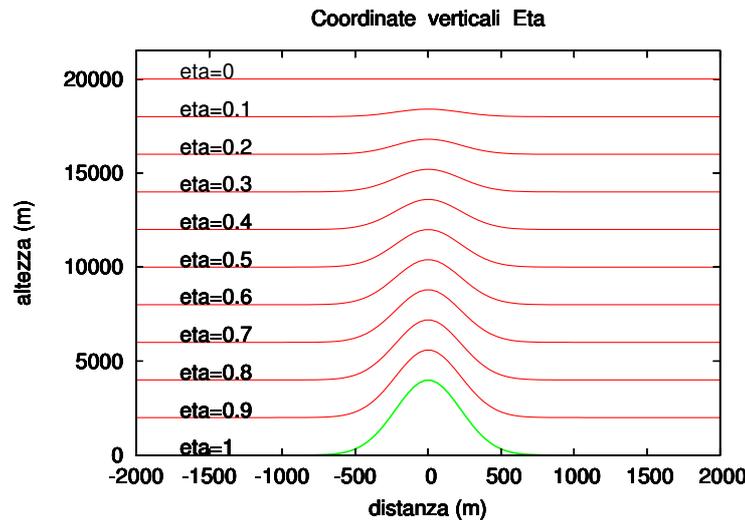


Figura 2.1: Coordinate verticali eta.

Nell'esempio è riportato il profilo semplificato di una montagna alta 4000 m e le coordinate di massa che seguono il terreno, da 0 a 20000 m.

Il modello WRF si avvale di un programma di inizializzazione, sia per dati ideali (*ideal.exe*) che per dati reali (*real.exe*), un programma di integrazione numerica (*wrf.exe*), un programma per l'annidamento dei domini (*ndown.exe*) e un programma per lo studio dei cicloni tropicali (*tc.exe*). In particolare il penultimo programma consente di aumentare la risoluzione di uno o più domini interamente contenuti nel dominio principale (meccanismo che viene indicato con la parola inglese *one-way-nesting*) mentre l'ultimo permette il movimento del nesting, per esempio sulla traiettoria di un ciclone (*moving nest*).

Le applicazioni più comuni del WRF sono le simulazioni ideali e reali con diverse opzioni di condizioni al contorno, l'innesto del *two-way-nesting* (dati un dominio interno all'altro, quello esterno, oltre a fornire le condizioni al contorno a quello interno, viene influenzato da quello interno con un'azione detta *feedback*) e l'assimilazione di misure per la simulazione.

2.1.1 Importanza del modello WRF

La scelta di impiego del WRF per questa tesi risiede nella capacità del modello di soddisfare pienamente i requisiti del lavoro prefissato e nell'affidabilità che esso

può garantire. Il modello WRF è infatti il risultato di anni di collaborazione tra i principali centri di ricerca internazionali nell'ambito della fisica dell'atmosfera; tra questi il National Center for Atmospheric Research (NCAR) è quello che ha dato il maggior contributo [13].

Grazie alla collaborazione di una vasta e valida comunità scientifica il modello ha subito un rapido sviluppo che ha indotto la comunità a diffondere la sua conoscenza tramite workshops e a scrivere una corposa documentazione a supporto degli utenti. Oggi il modello WRF è utilizzato in tutto il mondo nella maggior parte dei centri di studio e di previsioni atmosferiche.

2.2 Componenti e funzionamento del WRF

Per questa tesi è stata utilizzata la versione *Advanced Research WRF (ARW)* del modello WRF [14]. L'ARW si può scomporre nelle quattro parti principali schematizzate in Figura 2.2.

1. Dati esterni: risorse esterne, come dati osservati, griglie del territorio e dati orografici terrestri, che vengono utilizzate per i casi reali;
2. WPS (WRF Preprocessing System): insieme di programmi che prepara i dati di input per le simulazioni reali;
3. Modello WRF: parte fondamentale del modello costituita dai programmi di inizializzazione per le simulazioni ideali e reali e dai programmi di integrazione numerica;
4. Post-Processing e Visualizzazione: ultima fase che consiste nell'estrazione dei dati, nella loro conversione in formato ASCII e nella loro visualizzazione.

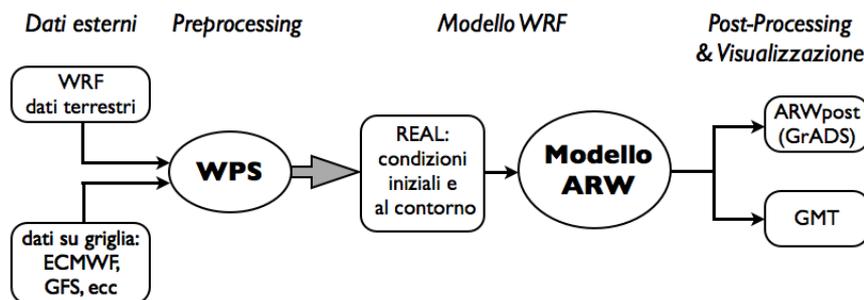


Figura 2.2: Componenti principali del modello WRF.

Come già scritto, il modello WRF è in grado di generare due tipi di simulazioni:

- simulazioni di casi ideali;
- simulazioni di casi reali.

Nel primo caso vengono definiti dal modello i file di inizializzazione sulla base di un profilo verticale delle proprietà termodinamiche e dinamiche dell'atmosfera (detto radiosondaggio) e di un'orografia semplificata; non è necessaria invece la creazione di un file per le condizioni al contorno (queste sono generalmente scelte periodiche). Per le simulazioni reali serve invece cominciare dalla fase di preprocessing per ottenere le condizioni iniziali e al contorno. Alcuni esempi di simulazioni ideali sono i casi bidimensionali della brezza e del flusso atmosferico sopra una collina e i casi tridimensionali del temporale a supercella e del ciclone tropicale.

Al fine di acquisire familiarità con il modello, prima di cominciare ad utilizzarlo per il vero lavoro di tesi, sono state eseguite diverse prove: dalla simulazione di un caso ideale bidimensionale in modalità seriale si è passati alla simulazione di un caso ideale tridimensionale in modalità parallela.

2.3 Preparazione del modello WRF

Nelle sottosezioni successive sono descritte, in modo riassuntivo, le diverse fasi di preparazione del modello WRF, dall'installazione all'esecuzione delle simulazioni più semplici, cioè quelli ideali.

2.3.1 Installazione

Per l'installazione del modello si accede alla pagina web dell'ARW dove è contenuto l'elenco di tutte le versioni scaricabili e si esegue il download della versione desiderata. Per questa tesi è stato scaricato il file relativo all'ultima versione del modello, il "WRF model (versione 3.4)" rilasciato il 6 Aprile 2012 [15]. Il file, un archivio compresso nel formato gzip, è stato scaricato nell'ambiente dell'utente sul cluster ed è stato decompresso. Si è creata così la nuova cartella WRFV3 di cui si riportano i file di maggior utilizzo:

- *README*, file di testo contenente le informazioni generali sul modello ARW;
- *clean*, script per ripulire l'ambiente dai file creati e dagli eseguibili;
- *configure*, script che crea il file *configure.wrf*;
- *compile*, script per compilare il codice WRF;
- *dyn_em*, cartella dedicata alla parte dinamica e numerica dell'ARW;
- *main*, cartella per le routine principali e gli eseguibili;
- *phys*, cartella dedicata alla parte fisica;
- *test*, cartella contenente i diversi casi di simulazioni (ideali e reali).

2.3.2 Configurazione

Seguendo le istruzioni del README sono stati caricati i moduli (Appendice B.2) del compilatore PGI e della libreria NetCDF ed è stata definita la variabile d'ambiente che identifica il percorso della libreria NetCDF.

Solo a questo punto si è potuto eseguire il file `configure`. Sullo standard output è comparsa la lista dei possibili tipi di compilazione (Appendice B.1.2) adatta al computer:

- compilazione in seriale (*serial*)
- compilazione in parallelo di tipo shared-memory (*smpar*)
- compilazione in parallelo di tipo distributed-memory (*dmpar*)
- compilazione in parallelo di tipo distributed-memory con shared-memory (*dm+sm*)

dove ciascun caso si differenzia inoltre per il tipo di compilatore (`gcc`, `cc` e altri). Una volta fatta la selezione è comparsa la scelta se compilare con o senza `nesting`. Terminata la configurazione è stato creato il nuovo file `configure.wrf`.

Come già detto sono state eseguite delle simulazioni ideali per acquisire dimestichezza con il modello e con la macchina. Il primo caso studiato è stato quello bidimensionale della collina, per il quale si è scelta la compilazione in seriale, con il compilatore `gcc`, senza `nesting`, mentre il secondo caso è stato quello tridimensionale del temporale a supercella, per il quale è stata fatta una prova sia in seriale senza `nesting` che in parallelo (`dm`) con `nesting`.

2.3.3 Compilazione

Dopo la configurazione si è passati alla compilazione del modello. Da linea di comando è stato eseguito il file `compile` con specificato il caso da studiare; sono stati così creati nella cartella `main` i due file eseguibili `ideal.exe` e `wrf.exe`. Poiché prima di simulare un nuovo caso è necessario ricompilare il modello per generare gli eseguibili, la compilazione è stata fatta una volta per la simulazione della collina e due volte per la simulazione del temporale (una in modalità seriale e l'altra in modalità parallela).

2.3.4 Running del modello

A questo punto si è potuto procedere con la simulazione del caso ideale scelto, lavorando nella rispettiva cartella come descritto nei paragrafi seguenti.

Caso ideali della collina - parte 1

Dopo la compilazione i file contenuti nella cartella `test/em_hill2d_x` sono:

- i link agli eseguibili `ideal.exe` e `wrf.exe` contenuti nella cartella `main`;

- il file *input_sounding*, che contiene i dati del radiosondaggio (con valori di pressione, temperatura potenziale e rapporto di mescolanza del vapore al suolo e di temperatura potenziale, rapporto di mescolanza del vapore e componenti orizzontali della velocità al variare della quota);
- il file *namelist.input*, che contiene i valori di tutte le variabili input che definiscono la simulazione (data di inizio, data di fine, tempo di integrazione, dominio di integrazione, risoluzione, frequenza degli output, parametri fisici ecc).

E' stato lanciato allora l'eseguibile *ideal.exe*, che ha letto il file contenente il radiosondaggio e ha generato il file con le condizioni iniziali (*wrfinput_d01*), e il *wrf.exe*, che ha generato i file di output del tipo *wrfout_d01_0001-01-01_00:00:00* a ogni intervallo di tempo definito nel file *namelist.input*. Tutto ciò è stato svolto in seriale sul master node del cluster Nexus (Appendice B.1). Poiché i file di output e di inizializzazione sono prodotti nel formato netCDF (Appendice B.2.2) è stata usata la utility *ncdump* della libreria NetCDF per convertirli in ASCII e vedere il loro contenuto sullo standard output, effettuando una prima validazione dei risultati. Oltre al comando *ncdump* è stata utilizzata la utility *ncview* per validare graficamente gli stessi risultati.

Caso ideale della collina - parte 2

Poiché per il lavoro di tesi è previsto di usare le code di calcolo, la stessa simulazione della collina è stata rilanciata sui nodi computazionali tramite coda di calcolo mediante un job-template (Appendice B.1.1).

I file di output ottenuti sono gli stessi del caso precedente, anche se gli standard error e gli standard output sono stati salvati nella cartella specificata all'interno del job invece che comparire sullo standard output.

Caso ideale del temporale a supercella - parte 1

Essendo stata scaricata l'ultima versione del WRF, prima di girare la simulazione in parallelo, si è scelto di lanciare anche questa simulazione in seriale (senza nesting) tramite coda di calcolo. Non è servito quindi rifare la configurazione ma è bastato compilare il nuovo caso relativo al temporale per creare i due file eseguibili *ideal.exe* e *wrf.exe*.

Caso ideale del temporale a supercella - parte 2

Per introdurre il calcolo parallelo è stata eseguita una simulazione tridimensionale. Durante la configurazione è stata selezionata l'opzione per il calcolo parallelo del tipo distributed memory (Appendice B.1.2) e l'opzione per poter calcolare il nesting; poi è stato compilato il caso del temporale a supercella e sono stati creati i due eseguibili *ideal.exe* e *wrf.exe*.

Prima di lanciare la simulazione in parallelo è stato necessario caricare un altro modulo: l'*openmpi*. Solo dopo si è potuto lanciare tramite coda di calcolo il job per la

simulazione, dove il job utilizzato è diverso da quello per il calcolo seriale e specifica il numero di processori minimo (e massimo) da usare per il calcolo parallelo.

Analogamente a prima sono stati ottenuti i file in formato netCDF di inizializzazione, del tipo *wrfinput_d01*, e di output del tipo *wrfout_d01_0001-01-01_00:00:00*, per il dominio di calcolo principale, e del tipo *wrfout_d02_0001-01-01_00:00:00*, per il dominio più piccolo; gli standard error e gli standard output sono stati salvati in file le cui radici del nome sono *rsl.out* e *rsl.error*.

2.4 Performance e scalabilità

Sono state testate le performance e la scalabilità del modello WRF sul cluster Nexus (Appendice B.1) inizialmente con il caso ideale della collina in modalità seriale e con quello della supercella in modalità parallela, poi con la configurazione computazionale utilizzata per la tesi.

Nel caso ideale della collina sono state cambiate per una decina di volte le seguenti variabili contenute nel file *namelist.input*: la risoluzione orizzontale (dx , dy), il passo temporale di integrazione (*time_step*) e il numero di punti di griglia. Nel modificare la risoluzione è stata prestata particolare attenzione a rispettare la regola secondo la quale il *time_step* in secondi deve essere pari a sei volte la risoluzione dx espressa in chilometri. Volendo mantenere l'area di superficie costante anche il numero dei punti di griglia è stato calcolato ogni volta in modo proporzionale. Ad ogni modifica il run della simulazione è stato rieseguito. Nel grafico a sinistra in Figura 2.3 è riportata la dipendenza del tempo di calcolo in secondi (*ru_wallclock*) in funzione della risoluzione (dx). E' evidente che all'aumentare della risoluzione, ovvero all'aumentare del numero di punti di griglia, il tempo aumenta in modo quadratico.

Uno studio analogo è stato svolto per la simulazione ideale del temporale in modalità parallela, ma in questo caso è stata analizzata la dipendenza dei tempi di calcolo al variare del numero di processori impiegati. E' stato variato quindi il numero di slots, ovvero il numero di cores utilizzati per i calcoli, all'interno del job che poi è stato lanciato tramite coda di calcolo. Per ottenere la scalabilità dei tempi di calcolo della simulazione eseguita in parallelo è stato osservato il grafico a destra in Figura 2.3. E' evidente che i tempi diminuiscono monotamente all'aumentare degli slot fino a raggiungere un minimo a partire dal quale, pur aumentando il numero di cores impiegati nel calcolo, i tempi aumentano: il tempo quasi dimezza passando dall'utilizzo di uno slot a due, diminuisce ancora di un terzo passando da due a quattro, e continua a diminuire (sempre meno) fino ad un numero di processori pari a otto per poi aumentare con piccole fluttuazioni. Ciò significa che per questo tipo di simulazione, a causa della lentezza di comunicazione tra i nodi di calcolo della rete di Nexus, i tempi di esecuzione dei run diminuiscono notevolmente fino al numero di sei processori e che non si ha alcun vantaggio a lavorare con un numero di processori maggiore.

La stessa analisi è stata poi rifatta attivando il calcolo del nesting. Nel grafico a destra in Figura 2.3 si osserva che la curva di dipendenza è la stessa al caso

precedente, ma i tempi sono molto maggiori.

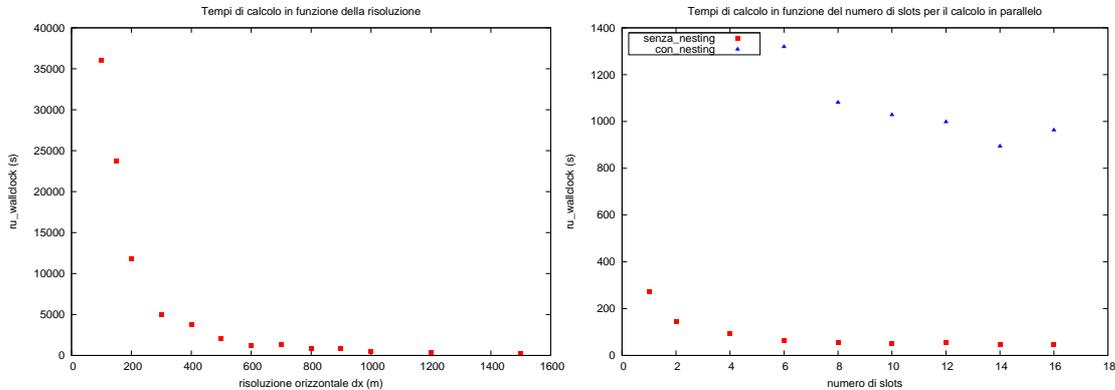


Figura 2.3: Performance e scalabilità del modello WRF.

A sinistra la dipendenza dei tempi di calcolo dalla risoluzione nel caso ideale della collina eseguito in seriale; a destra la scalabilità dei tempi in funzione del numero di slots nel caso reale della supercella eseguito in parallelo.

Dai risultati ottenuti sono state ricavate le seguenti informazioni:

- all'aumentare del numero di punti di griglia i tempi di calcolo aumentano in modo quadratico quindi, quando si vuole lanciare una simulazione molto lunga, bisogna prestare attenzione nell'impostare la risoluzione, per evitare di occupare troppo a lungo risorse comuni con altri utenti;
- all'aumentare del numero di processori i tempi di calcolo di una simulazione eseguita in parallelo decrescono quindi, ogni volta prima di lanciare una nuova simulazione, è buona norma ricavare la scalabilità caratteristica della simulazione al fine di ottimizzare i tempi di calcolo e di non occupare risorse inutilmente.

I test di scalabilità eseguiti sulla configurazione computazionale utilizzata per il lavoro di questa tesi hanno dimostrato che, sul cluster di calcolo Nexus, il numero ottimale di processori è 32, distribuiti su quattro nodi computazionali (vedere Figura 2.4). Nonostante che la massima velocità di esecuzione del modello numerico si ottenga con 32 processori, la limitatezza delle risorse di calcolo a disposizione per questo lavoro hanno imposto l'utilizzo di un numero minore di nodi computazionali. Tenuto conto che le performance di calcolo non cambiano significativamente passando da 16 a 24 processori, ovvero da due a tre nodi computazionali, si è deciso di svolgere tutti i calcoli paralleli utilizzando 16 processori, lasciando a disposizione il resto delle risorse agli altri utenti.

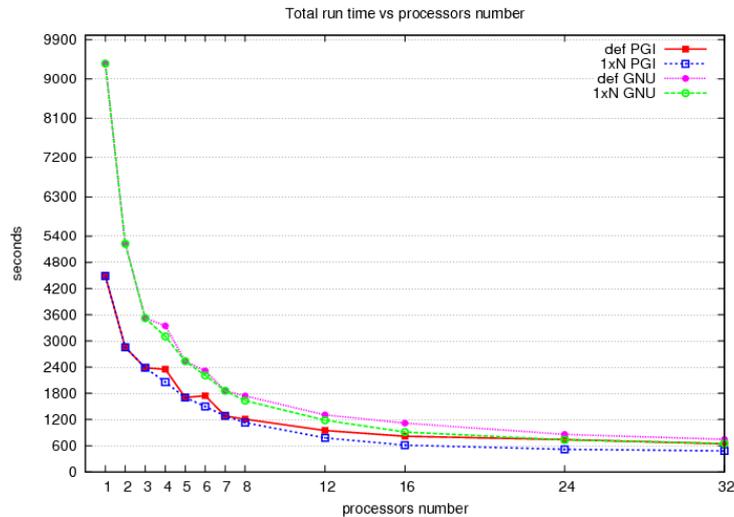


Figura 2.4: Scalabilità del modello WRF sul cluster dell'ARPA. Test di scalabilità, in funzione del numero di processori, eseguiti utilizzando compilatori diversi.

2.5 Post-processing e visualizzazione

L'ultima fase del modello è quella di estrazione e visualizzazione dei dati. Per poter visualizzare i dati del modello WRF-ARW nel formato netCDF bisogna far affidamento a quegli strumenti predisposti alla lettura di tale formato, come NCL, RIP4, ARWpost, WPP e VAPOR, per ciascuno dei quali è necessario aver installato la libreria NetCDF [14].

Come prima esperienza per la fase di post-processing è stato utilizzato il pacchetto ARWpost, uno strumento di visualizzazione che consente di estrarre i dati di interesse dai file di output del modello WRF in modo tale da poter essere poi visualizzati con il programma GrADS (Appendice B.2.4).

Analogamente a quanto visto per l'installazione del modello WRF, anche per l'ARWpost si è dovuto scaricare sul cluster il relativo archivio [16] e poi decomprimerlo. In questo modo è stata creata la cartella ARWpost, di cui si riportano alcuni file:

- *README*, file di testo contenente le informazioni generali sull'ARWpost e sul significato delle variabili del file namelist.ARWpost;
- *clean*, script per ripulire l'ambiente dai file creati e dagli eseguibili;
- *configure*, script che crea il file configure.arw per la configurazione della piattaforma su cui si lavora;
- *compile*, script per compilare il codice;

- *namelist.ARWpost*, file contenente le informazioni sul tipo di estrazione (quanti dati estrarre, con quali intervalli di tempo ecc.) e altre opzioni tra cui la possibilità di inserire il calcolo di grandezze fisiche ulteriori a quelle già calcolate dal modello.

Caricati la libreria NetCDF e il compilatore PGI è stata eseguita la configurazione, durante la quale è stata selezionata l'opzione appropriata al sistema (pgi-compiler), e la compilazione, che ha creato l'eseguibile *ARWpost.exe*. Dopo aver modificato in base alle proprie esigenze il file *namelist.ARWpost* è stato eseguito l'*ARWpost.exe* per l'estrazione dei dati dai file di output del WRF. In questo modo sono stati prodotti due tipi di file: uno *streaming-file* (con estensione *.dat*) in cui i dati sono riportati in maniera sequenziale ed un file descrittore (con estensione *.ctl*) in formato ASCII, che descrive come leggere il file precedente. Dopo aver caricato anche il modulo GrADS sono stati visualizzati i risultati della simulazione utilizzando come file di input gli ultimi due generati.

2.6 Descrizione del WPS

Per le simulazioni reali serve svolgere una parte di preprocessing che elabora le condizioni iniziali e al contorno necessarie poi all'ARW per generare le simulazioni. Di seguito è descritto da cosa è composto e come funziona il sistema di preprocessing utilizzato dal WRF (il WPS) e come viene eseguito quindi il lancio di una simulazione reale.

Il WPS (*WRF Preprocessing System*) è un sistema che prepara gli input destinati all'ARW per le simulazioni di casi reali (Figura 2.2). Tale sistema, come si osserva in Figura 2.5, è costituito da tre programmi indipendenti, il *geogrid*, l'*ungrib* e il *metgrid*, il cui lavoro dipende dalle impostazioni definite nel file *namelist.wps* [14]. Anche il WPS, similmente al modello WRF, deve essere scaricato, installato e presenta varie opzioni per la configurazione e la compilazione.

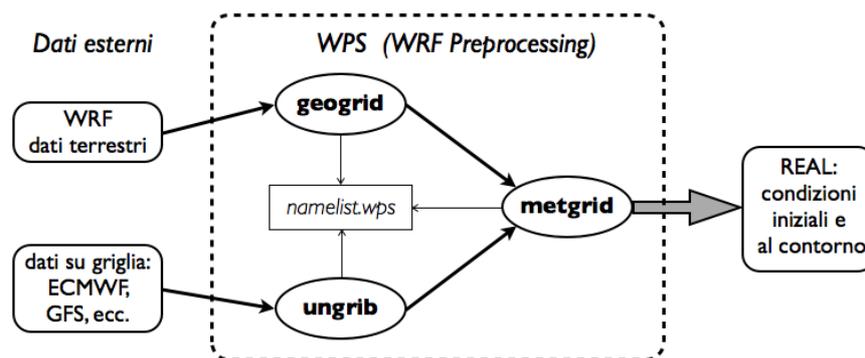


Figura 2.5: Componenti del sistema di preprocessing WPS.

2.6.1 Programma geogrid

Il geogrid interpola i dati terrestri orografici (che in Figura 2.5 rientrano nella voce di dati esterni) con il sistema di griglia scelto per i domini della simulazione. Al fine di ridurre le distorsioni dovute alla proiezione di una superficie sferica su un piano bidimensionale il modello di griglia deve essere scelto in base all'area da rappresentare. Quelli supportati dall'ARW sono:

- la proiezione conforme di Lambert, adatta per le medie latitudini;
- la proiezione di Mercatore, adatta per le basse latitudini o per domini estesi longitudinalmente;
- la proiezione stereografica polare, adatta per le alte latitudini;
- la proiezione equidistante cilindrica, adatta per le simulazioni globali.

Oltre a calcolare latitudine, longitudine e fattore di scala (che indica l'entità della distorsione) in ogni punto di griglia il geogrid interpola i dati relativi a categorie di suolo differenti, frazione di vegetazione mensile, albedo mensile, altezza del terreno e temperatura media annua del suolo. I dati globali di ciascuno di questi campi, come pure quelli orografici, sono delle risorse esterne al sistema WPS invariante nel tempo che possono essere quindi scaricati un'unica volta. La risoluzione con cui questi dati sono disponibili sono: 30", 2', 5', 10' di arco ovvero 926 m, 3704 m, 9260 m e 18,5 km rispettivamente.

Il geogrid può essere compilato nella modalità *distributed memory* per simulare domini molto vasti, riducendo il tempo di calcolo. I file di output del geogrid vengono scritti di default nel formato nativo del modello, WRF I/O API, tuttavia è possibile settare una variabile che permette di scriverli nel formato *netCDF*.

2.6.2 Programma ungrib

Il programma ungrib legge i file nel formato GRIB (B.2.2) che contengono i dati meteorologici per le condizioni al contorno e genera dei nuovi file scritti in un formato più semplice, il formato intermedio, destinati poi al metgrid.

I file GRIB con le condizioni al contorno per il modello vengono scaricati dai centri di previsione globale, come il GFS (*Global Forecast System*) americano e l'ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*), che li generano ogni sei ore. I campi contenuti nei file GRIB sono molti di più di quanti servono all'inizializzazione del modello e per sapere quali usare l'ungrib si basa su delle tabelle, chiamate *Vtables*, che contengono le variabili da estrarre e i codici ad esse associati. La scelta della *Vtable* dipende dal tipo di dataset usato (esistono per esempio le *Vtable.GFS* e *Vtable.ECMWF*).

Differentemente dai programmi geogrid e metgird, l'ungrib non è parallelizzabile e può essere eseguito solo su un processore. Poiché il contenuto dei file GRIB varia nel tempo, ad ogni nuova simulazione deve corrispondere un run del programma al fine di creare le nuove condizioni iniziali e al contorno del modello.

2.6.3 Programma metgrid

Il programma metgrid interpola orizzontalmente le condizioni al contorno create dall'ungrib con i domini della simulazione definiti dal geogrid.

Anche il metgrid può girare in parallelo e poiché i suoi file dipendono dal tempo il programma deve essere rieseguito per ogni nuova simulazione. I file di output che si ottengono sono nel formato netCDF e sono il risultato finale della parte di preprocessing; questi file saranno poi dati in input all'ARW.

2.7 Preparazione del WPS

Nella sua struttura e nel suo metodo di funzionamento il WPS si presenta molto simile al modello WRF. Nelle sezioni seguenti sono descritte in modo riassuntivo le diverse fasi di installazione e preparazione del sistema.

2.7.1 Installazione

Dalla stessa pagina web del WRF è stata scaricata la versione 3.4 del WPS, rilasciata il 6 Aprile 2012 [17]. Il file è stato decompresso sul cluster creando una nuova cartella WPS con i file:

- *README*, contenente le informazioni generali sul sistema WPS;
- *clean*, script per ripulire l'ambiente dai file creati e dagli eseguibili;
- *configure*, script che crea il file *configure.wps*;
- *compile*, script che crea gli eseguibili *geogrid.exe*, *ungrib.exe* e *metgrid.exe*;
- *namelist.wps*, file in cui l'utente specifica tutte le variabili necessarie per la simulazione reale;
- *geogrid*, cartella contenente sorgenti e file necessari al programma geogrid;
- *metgrid*, cartella contenente sorgenti e file necessari al programma ungrib;
- *ungrib*, cartella contenente sorgenti e file necessari al programma metgrid.

Poiché il WPS si serve delle librerie del modello WRF, il modello deve essere compilato prima di installare il WPS.

2.7.2 Configurazione e compilazione

Prima di iniziare con la configurazione è necessario caratterizzare l'ambiente. Per non dover caricare molti moduli ad ogni nuovo accesso al cluster è stato definito un unico modulo WRFV, comprendente i moduli NetDCF, pgi, openmpi, jasper e la definizione di alcune variabili d'ambiente indispensabili.

Durante la configurazione è stata selezionata la stessa opzione scelta per il modello WRF: la compilazione in modalità parallela del tipo distributed memory (dm). Una volta pronta la piattaforma di lavoro è stata fatta la compilazione del WPS che ha generato i tre file eseguibili: *geogrid.exe*, *ungrib.exe* e *metgrid.exe*.

2.7.3 Running del WPS

L'intero lavoro del WPS può essere suddiviso in tre parti sulla base dei compiti dei tre programmi appena ottenuti:

1. definizione del dominio esterno e degli eventuali nesting della simulazione con il geogrid;
2. estrazione dei dati meteorologici dai file GRIB per le condizioni al contorno nel periodo della simulazione con l'ungrib;
3. interpolazione orizzontale dei dati meteorologici e dei domini con il metgrid.

Come si vede in Figura 2.5 i tre programmi attingono allo stesso file *namelist.wps* che contiene le informazioni necessarie a caratterizzare il lavoro di preprocessing. Al suo interno devono essere definiti il dominio esterno e gli eventuali nesting della simulazione (gli stessi saranno definiti nel file *namelist.input* del modello WRF), il periodo della simulazione, la regolarità con cui attingere ai file GRIB (poiché questi sono prodotti ogni sei ore la periodicità deve essere di sei ore o multipli di sei) e il tipo di Vtable a cui fare riferimento (in base all'origine dei file GRIB). Completato il file *namelist.wps* si può eseguire il geogrid che crea i file di output del tipo *geo_em.d01.nc* contenenti i dati orografici dei domini fissati con la risoluzione richiesta; si tratta di dati statici che devono essere ricalcolati solo nel caso in cui si vuole modificare l'estensione del dominio o la sua risoluzione. Con l'esecuzione dell'ungrib si ottengono i file di output, del tipo *FILE:2012-09-15_00*, che vengono utilizzati dal programma metgrid. I file di output del metgrid, del tipo *met_em.d01.2012-09-15_00:00:00.nc*, sono i risultati finali della parte di preprocessing svolta dal WPS pronti per essere utilizzati dall'ARW per le simulazioni reali.

2.8 Simulazioni reali

Conclusa la parte di preprocessing restano ancora alcune operazioni da svolgere prima di procedere con il lancio della simulazione. Poiché i file prodotti dal metgrid costituiscono gli input del programma di inizializzazione del WRF, che crea le condizioni iniziali e al contorno, deve essere creato un link a questi file nella stessa cartella in cui è contenuto l'eseguibile *real.exe*. Prima del lancio di ogni nuova simulazione si verifica che il contenuto del file *namelist.input* sia congruente al *namelist.wps* (il periodo di simulazione, i domini, i nesting e i livelli verticali devono essere gli stessi in entrambi i file). Nel *namelist* del WRF si possono inoltre modificare altre grandezze, come i livelli eta, il tipo di parametrizzazione del boundary layer e le variabili

che regolano il salvataggio dei dati nei file di output. A questo punto il modello è pronto per il lancio della simulazione di un caso reale.

Con la configurazione del WPS e del WRF nella modalità *distributed memory* si può sottomettere alla coda di calcolo un job che esegua il programma *real.exe* in seriale sul mater node e il *wrf.exe* in parallelo. All'interno del job vengono definiti inoltre alcuni parametri come il numero di slots, la cartella a cui destinare gli standard error e gli standard output, quella di lavoro in cui salvare i file di output, il tempo massimo di esecuzione del job e la memoria massima da riservare ai file prodotti.

Una volta terminato il job, la cartella di lavoro contiene tutti i file di output prodotti dalla simulazione. Tra questi vi sono i file con le condizioni al contorno, *wrfbdy_d01*, i file con le condizioni iniziali, *wrfinput_d01* (ed eventualmente *wrfinput_d02* e *wrfinput_d03* a seconda dei nesting attivati), e i file di output con i risultati della simulazione, per esempio *wrfout_d03_2012-01-01_00:00:00*. Tutti i file sono nel formato netCDF, quindi il loro contenuto può essere letto con la utility *ncdump* o visualizzato con la utility *ncview* nell'attesa di essere post-processati.

Capitolo 3

Preparazione e lancio delle simulazioni

Finora sono state trattate le potenzialità e le funzionalità del modello WRF da un punto di vista generale. In questo capitolo si vedrà l'uso che ne è stato fatto per la realizzazione delle simulazioni di tesi. Le sezioni descrivono i parametri scelti per caratterizzare il modello e i test svolti sulla base di brevi simulazioni per stabilire in modo consapevole come organizzare il lavoro computazionale. L'ultima sezione riporta la validazione del modello, eseguita sulla base delle misure registrate dalle stazioni meteorologiche dell'OSMER.

3.1 Impostazioni per le simulazioni di tesi

Di seguito sono scritti i parametri e i valori definiti all'interno dei file `namelist.wps`, per il WPS, e `namelist.input`, per il WRF.

3.1.1 Preparazione delle simulazioni con il WPS

I dati orografici e di uso del suolo utilizzati dal geogrid nella fase iniziale di pre-processing sono quelli disponibili sul sito del WRF; si tratta di dati globali con una risoluzione fino a 30" d'arco, ovvero fino a circa 900 m. Tali dati, disponibili sul cluster, sono stati scelti per le simulazioni di tre domini di calcolo uno interno all'altro, come illustrato in Figura 3.1. Nel dominio esterno, che comprende tutto il continente europeo, le informazioni hanno una risoluzione spaziale di 5 minuti (circa 9,3 km); il secondo dominio (primo nesting) si estende sulla penisola italiana con una risoluzione di 2 minuti (circa 3,7 km); il secondo nesting ricopre la regione del Friuli Venezia-Giulia con la massima risoluzione di 30" d'arco. Affinchè il modello possa simulare nel dettaglio la fisica nel dominio di interesse, quello più piccolo, è necessario che conosca i moti atmosferici a scala continentale; per questo motivo il modello deve disporre delle condizioni al contorno per il dominio esterno e simulare la fisica a scala sinottica che influenzerà nelle giuste proporzioni i nesting interni.



Figura 3.1: Domini di calcolo del modello.

Il dominio esterno è quello più vasto che include l'Europa (centrato nel punto 1); il secondo dominio riveste l'Italia (con centro in 2); il terzo dominio è quello più piccolo che racchiude la regione Friuli Venezia-Giulia (centrato nel punto 3).

Ad ogni dominio di calcolo è stata associata una risoluzione spaziale adottando un passo di griglia espresso in chilometri. Per il dominio esterno è stato scelto un passo di 50 km; per il dominio nazionale un passo di 10 km; per il dominio regionale un passo pari a due chilometri. Quest'ultimo valore è stato scelto in base all'esperienza maturata all'ARPA, secondo la quale, per sfruttare al massimo la risoluzione del modello, il miglior compromesso tra tempo di calcolo e parametrizzazione è un passo di griglia di 2 km. Per ciascun dominio sono stati salvati rispettivamente i dati ogni 24 ore, ogni 6 ore e ogni ora nel dominio più piccolo. Nella Tabella 3.1 sono riportati per ciascun dominio la risoluzione, i passi di griglia e le dimensioni in funzione dei punti di griglia.

Poiché i domini sono centrati alle medie latitudini è stata scelta la proiezione conica conforme di Lambert (LCC), che a queste latitudini minimizza la distorsione. Il punto di tangenza del piano di proiezione è stato fissato in corrispondenza delle coordinate 45.0N e 11.3E.

Considerando gli obiettivi della tesi, e il tempo e le risorse a disposizione, è stato scelto di simulare l'intero anno 2012 dal primo gennaio al 31 dicembre.

Poiché per lo stesso periodo della simulazione si deve disporre dei file GRIB con le condizioni iniziali e al contorno, sono stati scaricati dal centro europeo ECMWF i

file GRIB dal primo dicembre 2011 al primo gennaio 2013. L'ente ECMWF produce infatti le analisi globali ogni sei ore con tutti campi meteorologici necessari alle condizioni al contorno per il modello WRF. Per questo lavoro è stato estratto un sottoinsieme di dati tale da ricoprire interamente il dominio europeo, così da poter inizializzare il modello su tale dominio.

All'interno del namelist.wps si è controllato infine che le Vtable (vedere sezione 2.6.2) utilizzate dal preprocessore ungrib fossero quelle riferite al centro europeo, ovvero le Vtable.ECMWF.

domini	risoluzione	griglia	parent_id	i-start	j-start	e_we	e_sn	e_vert
d_01	5 m	50 km	d_01	1	1	96	96	37
d_02	2 m	10 km	d_01	36	27	136	156	37
d_03	30 s	2 km	d_02	68	112	91	91	37

Tabella 3.1: Dati caratteristici di ciascun dominio di calcolo.

Nella seconda colonna sono scritte le risoluzioni, in minuti d'arco e secondi d'arco, dei dati terrestri; nella terza colonna è riportato il passo di griglia; la colonna "parent_id" indica qual è il genitore, ovvero il dominio a cui fa riferimento il dominio in questione; la colonna "i-start" indica il punto di griglia iniziale nel dominio genitore nella direzione x; la colonna "j-start" indica il punto di griglia iniziale nel dominio genitore nella direzione y; la colonna "e_we" definisce il punto di griglia finale nella direzione x; la colonna "e_sn" definisce il punto di griglia finale nella direzione y; nella colonna "e_vert" è riportato il numero di livelli verticali di integrazione del modello.

3.1.2 Esecuzione delle simulazioni con il WRF

Affinchè il file namelist.input fosse congruente con il namelist.wps, sono stati definiti al suo interno gli stessi intervalli temporali e gli stessi domini di calcolo. Il numero dei livelli verticali (*num_metgrid_levels*), su cui il modello dispone delle condizioni al contorno, deve essere uguale a quello letto con la utility ncdump nei file di output del metgrid; nel caso di questa tesi la variabile *num_metgrid_levels* è stata fissata a 18.

A seconda degli scopi della simulazione si possono modificare il numero totale dei livelli verticali di integrazione del modello e i valori delle coordinate verticali eta. Con l'obiettivo di studiare gli strati bassi dell'atmosfera il numero totale di livelli è stato incrementato, rendendoli più fitti nei primi 300 metri di atmosfera. La scelta adottata per la risoluzione verticale delle simulazioni è stata ispirata da un recente lavoro [18] svolto con il modello WRF sul boundary layer. I valori usati per la coordinata verticale eta sono: 0.9979, 0.9956, 0.9931, 0.9904 e 0.9875 corrispondenti a 18 m, 37 m, 57 m, 80 m e 104 m sopra la superficie terrestre. Per conoscere indicativamente a quale quota corrispondesse ciascun livello verticale, è stata lanciata una breve simulazione e sono stati estratti, in un punto di griglia, i valori del geopotenziale in funzione dell'altezza. Dividendo infatti il geopotenziale

le per l'accelerazione di gravità si ottiene l'altezza geopotenziale, ovvero la quota in metri rispetto all'orografia del luogo. Per incrementare il numero di livelli nelle prime centinaia di metri di altezza, dopo aver osservato qualitativamente le altezze ottenute, sono stati aggiunti ulteriori quattro valori per eta: 0,9835, 0,975, 0,97, 0,965. Alla fine il modello è stato quindi caratterizzato da 37 livelli verticali in tutto (come indicato nell'ultima colonna della Tabella 3.1); i valori di eta, dell'altezza geopotenziale e della differenza tra due quote consecutive sono riportati nella Tabella 3.2. Da questa si osserva che nei primi 300 metri il modello dispone di 10 livelli verticali distanti tra loro di una quantità crescente (dai 15 ai 40 metri). Si nota che per aumentare la distanza in metri tra un livello e l'altro è necessario aumentare la differenza tra due valori di eta successivi, poiché nelle prime centinaia di metri la pressione è pressoché costante al variare dell'altezza. Dai 400 ai 3000 metri le distanze tra quote successive aumentano fino alle centinaia di metri. Dal livello 20, ovvero dalla quota di circa 4000 metri, le coordinate verticali si distanziano dagli 800 ai 1000 metri; si osserva inoltre che la differenza tra due valori eta consecutivi è praticamente costante all'aumentare della quota, in quanto la pressione dell'aria decresce esponenzialmente con l'altezza.

Nei modelli numerici per la simulazione dei moti atmosferici i processi fisici con scale spaziali e temporali inferiori alla risoluzione del modello sono parametrizzati in funzione di grandezze già calcolate dal modello. Quando avviene su scale ridotte (sotto-griglia) la turbolenza è un tipico esempio in cui il modello deve utilizzare uno schema di parametrizzazione per simulare al meglio il processo. E' stato trovato in letteratura [19] che per lo studio del boundary layer la parametrizzazione migliore è l'ACM2 (*Asymmetrical Convective Model version 2*).

Schema di parametrizzazione ACM2 e altezza dell'ABL.

La parametrizzazione del boundary layer utilizzata per le simulazioni di questa tesi è l'ACM2, combinata con uno schema di chiusura non locale (Appendice ??). E' stato dimostrato che lo schema ACM2 riproduce verosimilmente le altezze dell'ABL e i profili delle principali grandezze meteorologiche. Tale risultato è stato ottenuto per mezzo di ricerche [19] che hanno confrontato misure dell'ABL con analoghe simulazioni che riproducono gli aspetti microscopici della turbolenza.

L'altezza dell'ABL (indicata con PBLH, cioè *Planetary Boundary Layer Height*) viene calcolata in due modi distinti a seconda che il profilo atmosferico dei bassi strati sia stabile oppure no; l'instabilità viene determinata dal modello con il gradiente verticale della temperatura potenziale. Nel calcolo viene utilizzato il *numero di Richardson*, grandezza adimensionale usata in fluidodinamica per lo studio della stratificazione dei fluidi, che viene definito in funzione della frequenza di Brunt-Väisälä (N) come:

$$Ri = \frac{N^2}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2}. \quad (3.1.1)$$

Quando il numero di Richardson è minore di un certo valore critico il wind shear prevale sulla stabilità del fluido stratificato generando turbolenza, mentre quando

è maggiore del valore critico la turbolenza è soppressa. Per l'atmosfera il numero di Richardson critico è pari a 0.25 [20]. Nel caso stabile il PBLH viene calcolato come sommatoria di altezze che dalla superficie raggiungono la quota in cui il valore del numero di Richardson diviene critico, ovvero la quota dell'entrainment zone (vedere sezione 1.5.1) dove la turbolenza predomina sulla stratificazione del fluido. Praticamente il calcolo del PBLH viene eseguito risolvendo ricorsivamente un'equazione implicita. In tale equazione compaiono la differenza tra la temperatura potenziale virtuale del livello più basso del modello e quella dell'altezza cercata, la temperatura potenziale virtuale media dell'ABL, il quadrato del modulo del vento orizzontale e il numero di Richardson critico. Nel caso instabile il rimescolamento dell'ABL è attribuibile anche alle correnti convettive, e non solo alla turbolenza. La temperatura potenziale ha un gradiente verticale negativo, pertanto la frequenza di Brunt-Väisälä è un numero immaginario e il numero di Richardson non ha interpretazione fisica. In questa situazione la ricerca del PBLH avviene ricorsivamente utilizzando il numero di Richardson e verificando la quota alla quale esso diventa significativo e assume il valore critico, poiché a tale quota predomina la turbolenza rispetto ai moti verticali, prima di raggiungere la stabilità della libera atmosfera.

Liv	Eta	Altezza(m)	Diff(m)	Liv	Eta	Altezza(m)	Diff(m)
1	1,00000000	82		20	0,55726270	4431	841
2	<i>0,99790000</i>	98	16	21	0,49282320	5272	840
3	<i>0,99560000</i>	116	18	22	0,43398280	6110	839
4	<i>0,99310000</i>	135	20	23	0,38033850	6946	835
5	<i>0,99040000</i>	156	21	24	0,33151170	7777	832
6	<i>0,98750000</i>	179	23	25	0,28714660	8605	828
7	<i>0,98420000</i>	206	26	26	0,24690970	9432	827
8	<i>0,98040000</i>	236	30	27	0,21048790	10260	828
9	<i>0,97590000</i>	272	36	28	0,17758800	11093	833
10	<i>0,97040000</i>	316	44	29	0,14793520	11937	844
11	0,95400000	449	133	30	0,12127220	12803	866
12	0,93400000	613	164	31	0,09735856	13701	898
13	0,90900000	822	209	32	0,07596929	14638	937
14	0,88000000	1072	250	33	0,05689425	15619	981
15	0,83617010	1465	393	34	0,03993714	16644	1025
16	0,79234040	1876	411	35	0,02491467	17709	1065
17	0,74851060	2305	428	36	0,01165564	18816	1107
18	0,70468070	2751	446	37	0,00000000	19985	1169
19	0,62772990	3591	840				

Tabella 3.2: Livelli verticali del modello: valori eta e quota indicativa.

I valori di eta scritti in corsivo sono quelli che sono stati modificati o aggiunti rispetto ai livelli di default del modello. L'altezza geopotenziale è stata calcolata dai dati del geopotenziale estratti nel punto di griglia più vicino alle coordinate di Udine; il primo livello di conseguenza si trova alla quota di 82 metri, che corrisponde circa all'altitudine sul livello del mare di Udine. Anche le differenze in metri tra due livelli successivi sono relative al punto di griglia scelto.

3.2 Test propedeutici alle simulazioni

Prima di lanciare una lunga simulazione occorre valutare quanto tempo impiegherebbe e quanta memoria occuperebbe il run, al fine di organizzare il lavoro efficientemente e senza spreco di risorse.

3.2.1 Stima della memoria occupata

Per sapere quanta memoria occupano i file di output del WRF e stimare quanta ne occuperebbero per un anno di simulazione è stata lanciata, tramite coda di calcolo, una simulazione di un giorno e una di undici giorni. Nella Tabella 3.3 sono riportate le dimensioni in MegaByte dei file di output di ciascun dominio per entrambi i periodi. Dai dati si è stimato che per un mese di simulazione gli output avrebbero occupato circa 40 GigaByte e per un anno quasi 500 GigaByte; anche comprimendoli essi avrebbero ridotto troppo la memoria disponibile sul master node. E' stato necessario quindi estrarre e salvare in altri file tutte le informazioni utili allo studio del boundary layer e spostare i file originali sulla memoria dei nodi computazionali.

durata	dominio 1	dominio 2	dominio 3	totale
1 giorno	127 MB	529 MB	569 MB	1.35 GB
11 giorni	1116 MB	5116 MB	5899 MB	12.52 GB
30 giorni	5256 MB	17567 MB	17739 MB	40.56 GB
366 giorni	64126 MB	214312 MB	216414 MB	494.85 GB

Tabella 3.3: Memoria occupata dai file di output del WRF.

Nella prima colonna sono indicate le lunghezze temporali della simulazione. Tutti i valori attribuiti al periodo di un mese e di un anno sono delle stime calcolate sulla base dei valori ottenuti con le simulazioni di un giorno e di undici giorni. Nelle colonne indicate con “dominio” è riportato lo spazio di memoria occupato dai file di output della simulazione esclusi i file di inizializzazione e per le condizioni al contorno. Nella colonna “totale” è scritto lo spazio occupato da tutti i file di output (compresi i file di inizializzazione e al contorno).

3.2.2 Stima del tempo di rilassamento del modello

Per non impegnare troppo tempo le risorse di calcolo comuni ad altri utenti e per non rischiare che un guasto improvviso interrompesse l'esecuzione di una simulazione molto lunga, si è cercato l'intervallo temporale ottimale da simulare per l'intero anno, anche al fine di poter monitorare regolarmente l'esecuzione della simulazione e accorgersi in tempo della presenza di eventuali errori. La lunghezza del periodo da simulare viene scelta in base al “tempo di rilassamento del modello”, ovvero il tempo in cui il modello non dipende più dalle condizioni iniziali; praticamente è il tempo necessario affinché la simulazione che inizia al tempo B presenti le stesse

caratteristiche della simulazione che inizia al tempo antecedente A . Le simulazioni quindi non devono cominciare con l'ultimo giorno della simulazione precedente, ma lo devono precedere di un periodo pari al tempo di rilassamento; in questo modo tra due simulazioni consecutive esiste sempre un periodo di sovrapposizione e i risultati considerati sono solo quelli posteriori al tempo di rilassamento. Quindi, per non scartare troppi risultati (e tempo), si deduce che se il tempo di rilassamento è dell'ordine del giorno si possono simulare una decina di giornate alla volta mentre se il tempo è pari a qualche giorno conviene simulare periodi più lunghi (per esempio mensili).

Per conoscere il tempo di rilassamento del modello WRF sono state lanciate due simulazioni con un periodo di sovrapposizione di una decina di giorni: la prima dal 01/01/2012 al 09/01/2012 e la seconda dal 30/12/2011 al 09/01/2012. terminate le simulazioni sono state estratte, nello stesso punto di griglia per alcuni livelli (livello 1, 5, 10), i valori di alcune grandezze termodinamiche (la temperatura a due metri dal suolo T_2 e la perturbazione della temperatura potenziale T), di altre dinamiche (le componenti orizzontali del vento U e V) e dell'altezza del boundary layer $PBLH$. Sono state ottenute così, per ciascuna grandezza e per ogni livello, due serie temporali che sono state riportate in uno stesso grafico al fine di stimare approssimativamente il periodo di rilassamento del modello. Osservando i grafici riportati in Figura 3.2 si può notare che durante il periodo di sovrapposizione, ovvero dal 01/01/2012 al 09/01/2012, le serie tendono ad un unico andamento al passare del tempo e all'aumentare del livello. Infatti gli andamenti delle grandezze T , U e V al livello verticale 5 (seconda colonna di figure) mostrano un periodo di rilassamento del modello di circa 80 ore, mentre le stesse grandezze al livello del suolo (prima colonna di figure) indicano che il tempo di rilassamento del modello è di circa 120 ore, ovvero cinque giorni. L'aumento delle differenze tra gli andamenti al diminuire dei livelli testimonia il fatto che, all'avvicinarsi del suolo, l'influenza dalle condizioni iniziali è sempre più forte.

Per un'analisi più accurata e per calcolare la correlazione tra le serie è stato usato il software R (Appendice B.2.6). Questo strumento ha permesso di ottenere (per ogni variabile, per ogni livello e per ogni serie) alcune grandezze statistiche, i valori minimi, massimi e le medie, che sono state riportate nella Tabella 3.4. Esso inoltre ha calcolato il test di ipotesi¹ per la correlazione (R^2), il livello di significatività² del test di ipotesi (sl) e la regressione lineare con il metodo dei minimi quadrati tra le due serie; questi risultati sono stati riportati nella stessa Tabella 3.4. Si osserva che all'aumentare del livello le differenze tra le grandezze statistiche appartenenti a serie diverse si assottigliano e la regressione lineare tende alla bisettrice del primo

¹Si definisce test d'ipotesi il calcolo della probabilità di ottenere un valore sperimentale di uno stimatore statistico assunta vera un'ipotesi, indicata con H_0 , la quale definisce la distribuzione usata per il calcolo.

²Il livello di significatività (sl), con cui si valuta il rigetto di un'ipotesi sotto test statistico, è quel valore di probabilità secondo cui, assunta l'ipotesi H_0 , si può ottenere il valore sperimentale, o uno più estremo, dello stimatore statistico scelto per il test.

quadrante. In tutti i casi il livello di significatività è nullo, quindi su un periodo di dieci giorni la correlazione tra le due serie è massima e il modello si è stabilizzato.

Con questa analisi sono state confermate le considerazioni tratte qualitativamente dall'osservazione dei grafici in Figura 3.2 ed è stato scelto come tempo di rilassamento del modello un periodo di 6 giorni. In questo modo ogni simulazione è stata fatta cominciare sei giorni prima della fine del mese precedente al mese da simulare; per esempio, per simulare il mese di gennaio, sono state fissate come data di inizio 26/12/2011 e come data di fine 01/02/2012.

Analisi statistica							
VAR	LEV	MIN1	MIN2	MAX1	MAX2	MEAN1	MEAN2
T	1	-27.05	-29.25	-16.58	-17.80	-22.97	-23.90
T2	1	272.80	271.60	281.10	280.90	276.90	276.10
U	1	-4.91	-5.12	7.05	13.07	-0.48	-0.57
V	1	-11.20	-12.41	6.88	11.11	-0.94	-0.86
PBLH	1	131.00	131.10	4216.00	4256.00	428.10	339.50
T	5	-21.46	-22.50	-14.28	-14.38	-18.49	-19.05
U	5	-3.70	-5.09	12.70	14.82	1.63	1.24
V	5	-24.47	-22.95	14.20	16.75	-1.13	-1.11
T	10	-16.69	-16.11	-6.42	-6.04	-11.57	-11.46

Regressione lineare					
VAR	LEV	R2	m	q	ls
T	1	0.6168	0.8866	-3.5350	1.9497e-41
T2	1	0.6587	0.8574	38.7100	3.1628e-46
U	1	0.6094	0.8462	-0.1666	1.2252e-40
V	1	0.4847	0.7364	-0.1617	3.6575e-29
PBLH	1	0.1445	0.3075	207.8000	5.3876e-08
T	5	0.7842	0.9751	-1.0260	3.5489e-65
U	5	0.6946	0.8696	-0.1740	7.9579e-51
V	5	0.8413	0.9054	-0.0850	7.2734e-78
T	10	0.9707	0.9834	-0.0859	1.4175e-147

Tabella 3.4: Analisi statistica e regressione lineare delle serie temporali durante il periodo di sovrapposizione.

Nella tabella superiore sono riportati i valori minimi, massimi e medi delle due serie, per ciascuna grandezza estratta ai livelli 1, 5 e 10; il numero di dati su cui è stata calcolata la statistica è 192. Nella tabella inferiore sono scritti i risultati della regressione lineare.

3.3 Attività computazionale

Per eseguire un lavoro ripetitivo, come il lancio di dodici simulazioni, e per gestire e post-elaborare tanti dati conviene sostituire il lavoro interattivo dell'utente con degli appositi script. Il database, su cui si è basato il lavoro di tesi, è stato creato da due programmi principali.

- **Il job-script**

E' stato scritto un job-script (Appendice B.1.1) con tutti i comandi necessari per impostare il modello WRF ed eseguire una simulazione mensile mediante il calcolo parallelo (Appendice B.1.2). Lo script soddisfa una serie di compiti: verificare l'esistenza delle condizioni al contorno ECMWF, svolgere la parte di preprocessing con i programmi ungrid e metgrid del WPS (quindi preparare le condizioni iniziali e al contorno per il run del modello), generare i file con le condizioni iniziali e al contorno (con il programma `real.exe`), eseguire la simulazione (con il programma `wrf.exe`). Tale script è stato lanciato interattivamente attraverso la coda di calcolo SGE (Appendice B.1.1) su 16 processori del cluster Nexus (Appendice B.1). Per ogni nuova simulazione è bastato cambiare la data di inizio (tenendo conto del periodo di rilassamento del modello) e di fine. Si ricorda che il programma `geogrid` è indipendente dal tempo quindi, una volta definito il `namelist.wps`, è bastato eseguirlo un'unica volta.

- **Lo shell-script**

Per via delle considerazioni riportate nella sezione 3.2.1 sulla memoria occupata dai file di output del WRF, è stato necessario creare uno script che svolgesse i seguenti compiti: estrarre dai file di output le informazioni utili all'analisi progettata, archiviare tali informazioni in nuovi file, comprimere i file, spostare gli output originali. Lo script è stato eseguito sul cluster ad intervalli di tempo regolari tramite la utility `cron`; in questo modo i file di output del WRF sono stati processati che man mano venivano generati.

Tutti gli script successivi avevano lo scopo di estrarre o elaborare i dati contenuti nei file compressi creati con lo shell-script. Alcuni esempi sono:

- script per estrarre, in alcuni punti di griglia, le serie temporali orarie di certe grandezze con lo scopo di monitorare i risultati della simulazione e controllare che la sua esecuzione fosse corretta (script è eseguito tramite `cron`);
- script per estrarre i dati di alcune grandezze in alcuni punti del dominio a livello del suolo;
- script per calcolare la regressione lineare tra i dati estratti precedentemente e le misure delle stazioni al suolo con il software R (Appendice B.2.6);
- script per calcolare la statistica mensile di alcune variabili per tutto il dominio regionale mediante il software CDO (Appendice B.2.3);

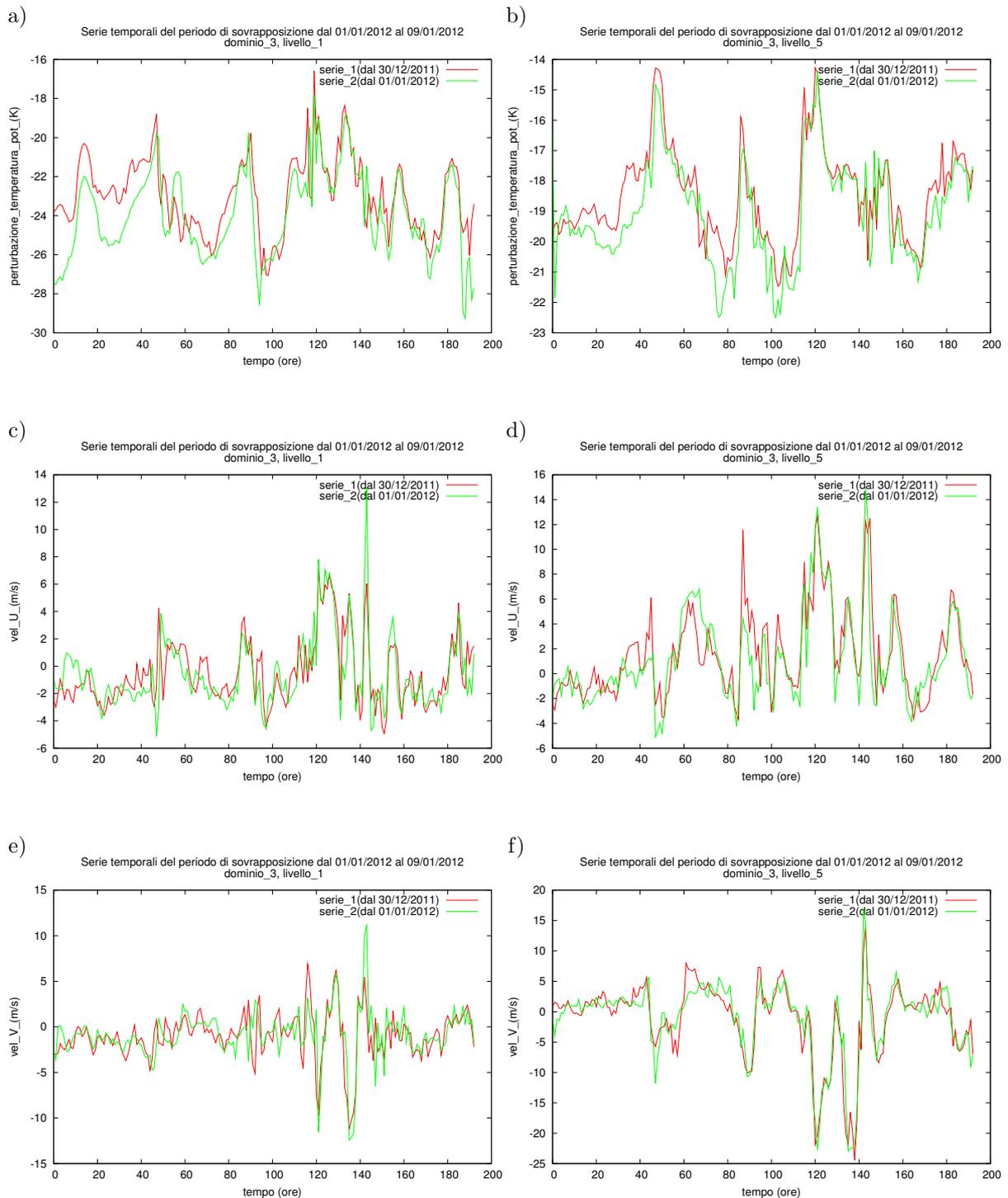


Figura 3.2: Serie temporali durante il periodo di sovrapposizione.

I grafici riportati mostrano l'andamento delle serie dal 01/01/2012 al 09/01/2012: nella prima colonna i grafici sono delle grandezze T, U, V al livello 1 mentre nella seconda colonna sono relativi alle stesse grandezze al livello 5.

- script per creare i grafici dei valori statistici con il programma GMT (Appendice B.2.5);
- script per creare i grafici di alcuni casi particolari con il programma GrADS (Appendice B.2.4).

3.4 Valutazione della qualità delle simulazioni

Prima dell'analisi dei risultati è stata verificata la bontà delle simulazioni, effettuando quello che viene chiamato processo di *validazione del modello*. E' stato possibile confrontare direttamente i risultati del modello con le misure perché le condizioni al contorno usate dal WRF derivano dall'analisi globale dell'ente ECMWF, eseguita ogni sei ore per l'intero anno 2012.

Per la validazione sono state utilizzate le misure orarie di alcune grandezze fisiche registrate dalle stazioni meteorologiche dell'OSMER. Le caratteristiche delle misure sono riportate nella Tabella 3.5.

grandezza	simbolo	quota	soglia	portata	errore
Temperatura	$T2$	2 m	$-30^{\circ}C$	$50^{\circ}C$	$0.5^{\circ}C$
Velocità (comp. est-ovest)	$U10$	10 m	0.1 m/s	50 m/s	1 m/s
Velocità (comp. nord-sud)	$V10$	10 m	0.1 m/s	50 m/s	1 m/s
Radiazione	Rad	2 m	0	4000 KJ/m^2h	5 KJ/m^2h
Concentrazione PM10	ρ_{PM10}	2 m	1 $\mu g/m^3$	10 $\mu g/m^3$	1 $\mu g/m^3$

Tabella 3.5: Caratteristiche delle stazioni meteorologiche dell'OSMER.

Nella tabella è riportata la quota del sensore che effettua la misura, il valore minimo e massimo che può essere misurato e l'errore associato alla misura. Nell'ultima riga PM10 indica il particolato sospeso nell'aria con un diametro inferiore o uguale a 10 μm .

Poiché la temperatura al suolo è una grandezza termodinamica fondamentale per lo studio dell'ABL e per il calcolo di PBLH, è stata riportata solamente la verifica eseguita con la variabile $T2$.

Sono stati estratti nei punti di griglia più vicini alle coordinate geografiche delle stazioni i dati orari di $T2$ generati dal modello per tutto l'anno 2012. Con il software R è stata calcolata la regressione lineare tra i dati del modello e le misure, ottenendo i grafici a dispersione riportati in Figura 3.3. Nell'immagine in alto a sinistra sono stati considerati i dati del 2012 di tutte le stazioni, negli altri casi i dati sono stati suddivisi per luogo. In ogni grafico è stato osservato il valore del livello di significatività (sl) del test di ipotesi H_0 (che ipotizza una correlazione R^2 nulla) e l'equazione del fit, quindi il coefficiente angolare e l'intercetta. Lo studio statistico ha permesso di stimare gli errori da attribuire al modello. Dai valori dei fit riportati in Figura 3.3 sono state tratte le seguenti conclusioni.

- Nel caso generale, in cui vengono considerati i dati di tutte le stazioni per l'intero anno, è evidente che i dati e le misure sono correlati tra loro ($sl = 0$). La retta di regressione è quasi coincidente alla bisettrice, tuttavia il modello sottostima leggermente le temperature di superficie.
- Sui rilievi, in questo caso sul monte Zoncolan, la correlazione tra le temperature osservate e quelle previste è significativa ($sl = 0$); il best fit, con pendenza leggermente minore di uno e intercetta quasi nulla, indica che il modello sovrastima di poco la realtà. I punti verso i valori minimi distaccati dal fit sono relativi probabilmente a un singolo evento caratterizzato da temperature particolarmente rigide.
- A Udine la correlazione tra misure e dati è buona ($sl = 0$) ma il modello sottostima leggermente la realtà; infatti la retta di regressione ha pendenza uno ma l'intercetta è positiva.
- Sull'altopiano carsico, a Sgonico, la correlazione è significativa ($sl = 0$) e le temperature simulate sono leggermente sottostimate rispetto alla realtà (il bias è di circa 2°C).
- Sul mare, dove si trova la boa dell'OSMER, la correlazione tra misure e dati previsti è significativa ($sl = 0$). Sul mare il WRF tende a sottostimare la realtà: il modello presenta un bias negativo di circa 4°C . La distribuzione non omogenea dei punti nel grafico indica che la dinamica delle temperature simulata dal modello è inferiore rispetto a quella reale.
- A Trieste la correlazione tra simulazione e realtà è statisticamente significativa ($sl = 0$); il modello sottostima leggermente le temperature minime e massime dell'anno con un bias maggiore di 3°C . In certi intervalli si nota una dinamica delle temperature del modello inferiore a quella della realtà, proprio come sul mare. Si ricorda che il punto di griglia prossimo alla stazione meteorologica di Trieste (che si trova sul molo Fratelli Bandiera) è in una zona di forte gradiente orografico e di uso del suolo per il modello. Inoltre è da tener presente che, essendo la risoluzione di griglia di 2 km, il punto più vicino alle coordinate della stazione potrebbe essere un chilometro verso l'interno oppure sul mare, motivando così le somiglianze riscontrate con la dinamica delle temperatura della boa.

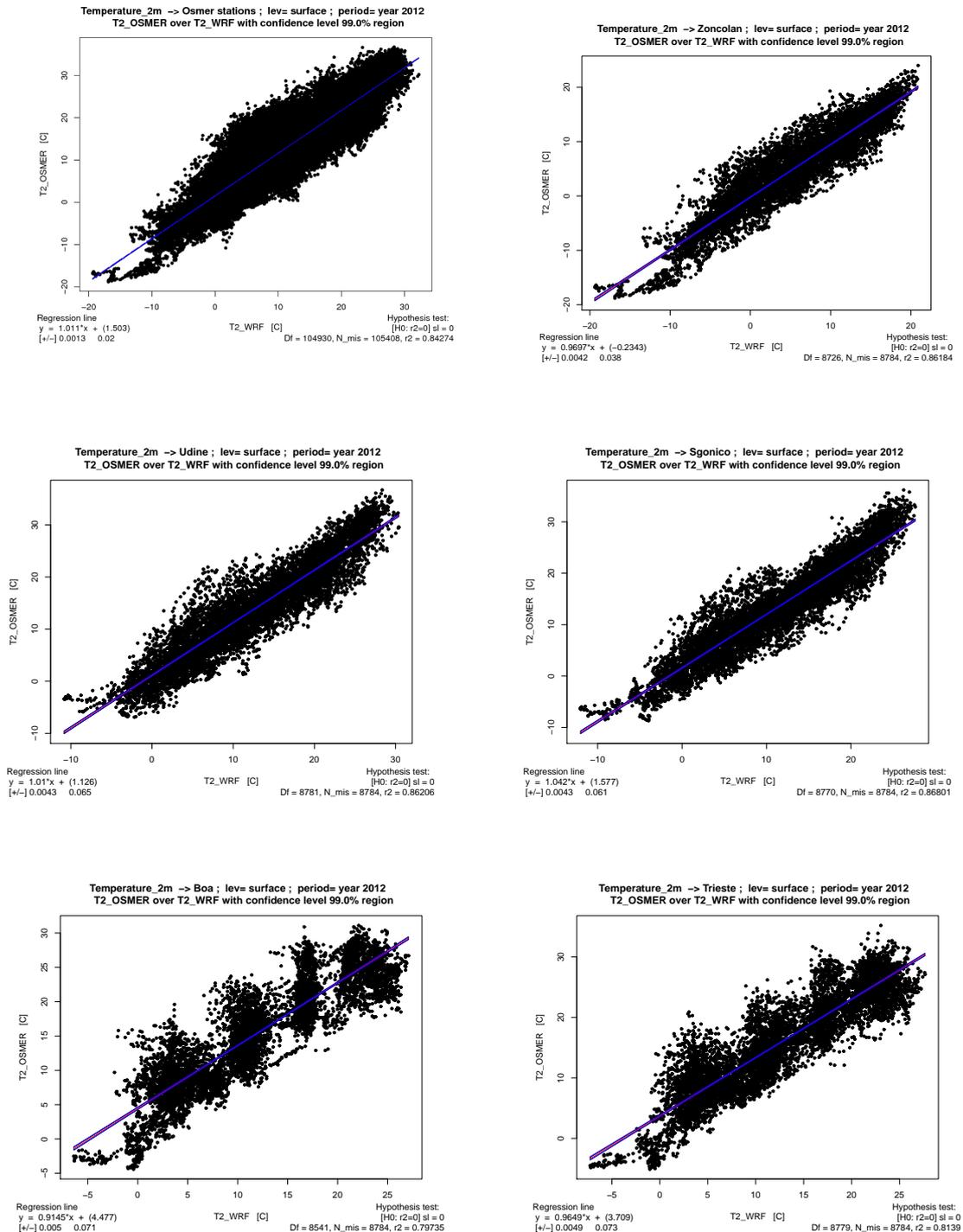


Figura 3.3: Grafici a dispersione dei dati del WRF e delle misure per la temperatura a 2 metri.

La prima figura in alto a sinistra mostra la regressione lineare di tutti i dati annuali considerando tutte le stazioni; le altre figure mostrano la regressione lineare calcolata per ciascuna stazione.

Capitolo 4

Analisi mensile

Questo questo capitolo è il primo dedicato all'analisi delle simulazioni ottenute per l'anno 2012 sul territorio del Friuli Venezia-Giulia. In particolare verrà presentato lo studio statistico delle variabili rilevanti per l'ABL. Le grandezze prese in esame sono l'altezza del boundary layer e la diluizione, per lo studio del boundary layer, e la friction velocity, per la descrizione del surface layer. Per ogni mese sulla base dei dati orari sono stati calcolati i valori medi, mediani, le deviazioni standard, i minimi e i massimi percentili su tutto il dominio regionale mediante il software CDO (Appendice B.2.3). I risultati sono stati poi visualizzati con il programma di grafica GMT (Appendice B.2.5).

Si ricorda a questo punto la differenza tra media e mediana. La media è il risultato della somma dei diversi valori diviso il loro numero totale, quindi ogni elemento "pesa" quanto il suo valore e il risultato riassume con un solo numero l'insieme di dati. La mediana è il valore in corrispondenza del quale il numero degli elementi della distribuzione è esattamente la metà; in questo caso ciascun elemento della distribuzione pesa una unità. E' noto che se la distribuzione è simmetrica la media e la mediana coincidono mentre se è asimmetrica le due differiscono. I grafici ottenuti per i campi medi e mediani, oltre a mostrare quindi se la distribuzione è simmetrica o asimmetrica, indicano gli andamenti medi e mediani dei mesi relativi ad un anno qualsiasi (esclusi i casi in cui nel mese si sia verificato un episodio anomalo). Poiché la deviazione standard indica la dispersione dei dati attorno al valore medio tipicamente fluttuazioni molto ampie implicano forti variazioni tra giorno e notte.

Infine si riportano le definizioni di minimo e massimo percentile, fissati a 5% e 95% in questo lavoro. Il minimo percentile è il valore al di sotto del quale è contenuto il 5% della distribuzione e permette di capire come si sviluppa la coda della distribuzione verso i valori minimi. Il massimo percentile è il valore al di sotto del quale è contenuto il 95% della distribuzione e aiuta a conoscere l'estensione della coda verso i valori massimi. E' importante notare che il 5% dei dati mensili corrisponde a 40 valori simulati. Di conseguenza i minimi percentili indicano i valori minimi raggiunti nel mese; tipicamente i valori minimi delle variabili considerate sono relativi alle ore

notturne. I massimi percentili invece indicano i valori massimi raggiunti nel mese e dipendono fortemente da eventuali avvenimenti particolari. Tali valori quindi non possono essere considerati tipici del mese anche per altri anni. E' emblematico l'esempio del mese di febbraio 2012, che è stato caratterizzato da un lungo periodo di bora forte. L'evento anomalo oltre ad avere ripercussioni su media, mediana e deviazione standard influenza i massimi percentili, che risultano particolarmente elevati; di conseguenza il mese di febbraio 2012 non può essere rappresentativo per i mesi di febbraio in generale.

L'analisi mensile è stata ripetuta per ciascuna variabile osservando:

- i valori medi e la presenza di eventuali gradienti sul dominio per capire l'entità delle transizioni da un luogo all'altro;
- le deviazioni standard per capire la grandezza delle fluttuazioni attorno al valore medio;
- i valori mediani e la loro vicinanza con i valori medi per capire se la distribuzione è simmetrica o asimmetrica;
- i minimi percentili, che descrivono i valori minimi raggiunti solitamente nelle ore notturne;
- i massimi percentili, che descrivono i valori massimi raggiunti durante episodi particolari.

Le sezioni successive descrivono l'analisi ripercorrendo le considerazioni appena fatte. Nel capitolo sono stati riportati solo alcuni mesi: gennaio per la stagione invernale, maggio per la stagione primaverile, luglio per la stagione estiva, settembre per la stagione autunnale e febbraio per la sua peculiarità. L'analisi relativa agli altri mesi si trova in Appendice D.1 per l'altezza del boundary layer, in Appendice D.2 per la diluizione e in Appendice D.3 per la friction velocity.

4.1 Studio dell'altezza del boundary layer

Una grandezza fondamentale per lo studio del boundary layer è la sua altezza. Dalla teoria (vedere sezione 1.5) è noto che lo spessore del boundary layer dipende fortemente dal modulo dei venti e dall'irraggiamento. Lo studio delle mappe statistiche ha messo in evidenza l'evoluzione di questa variabile a seconda della stagione e del tipo di superficie sottostante.

L'altezza del boundary layer, successivamente indicata con l'abbreviazione PBLH (Planetary Boundary Layer Height), è una variabile calcolata direttamente dal modello come descritto nella sezione 3.1.2. Dall'analisi delle mappe mensili del PBLH sono stati osservati alcuni comportamenti ricorrenti.

- I valori mediani sono (quasi) sempre minori dei valori medi, indicando che la distribuzione dei valori di PBLH è asimmetrica con una coda verso i valori alti. Fanno eccezione alcuni mesi (gennaio, febbraio, luglio, settembre, novembre) in cui media e mediana sono confrontabili sul mare.
- Le deviazioni standard sono (quasi) sempre confrontabili con i valori medi su tutto il dominio di calcolo. Fanno eccezione i mesi di maggio e giugno in cui le deviazioni standard sono doppie rispetto ai valori medi sul mare, fatto che può essere interpretato verosimilmente con la presenza di forti escursioni termiche tra il giorno e la notte sulla zona marina.
- I minimi percentili sulla pianura sono sempre inferiori a 50 m durante l'anno; sui monti i valori sono più eterogenei e possono raggiungere i 75-100 m; sul mare i valori minimi variano a seconda della stagione.

Osservando il PBLH dei mesi appartenenti alla stessa stagione meteorologica sono state tratte le seguenti considerazioni.

- **Primavera (1 marzo - 31 maggio).**

Nell'entroterra i valori medi di PBLH sono compresi tra 300 e 600 m, tranne in marzo dove sono leggermente inferiori (200-300 m); essi sono distribuiti in modo omogeneo e la distinzione tra pianura e montagna è quasi inesistente (eventualmente i valori maggiori sono in pianura). Sul mare i valori medi sono sempre inferiori all'entroterra e sono compresi tra 100 e 300 m. Il gradiente tra mare ed entroterra esiste e segue molto bene la linea di costa; la sua importanza aumenta col passare della stagione. Le mediane mostrano lo stesso andamento osservato con le medie ma i loro valori sono inferiori. In questa stagione i minimi percentili sono sempre minori di 50 m sia sulla pianura che sul mare e talvolta scendono al di sotto di 25 m; sulla zona orograficamente complessa i valori minimi sono leggermente superiori e raggiungono i 75 m. I valori massimi percentili sulla pianura con valori fino a 1500 m sono maggiori del resto del dominio. Il gradiente tra mare e pianura esiste con valori minori sul mare e si accentua col passare della stagione.

- **Estate (1 giugno - 31 agosto).**

I valori medi nella stagione estiva sono distribuiti piuttosto omogeneamente su tutto il dominio e sono compresi tra 300 e 600 m. Nei mesi di giugno e agosto l'entroterra presenta una suddivisione a fasce, seppur poco marcata, tra montagna, bassa pianura e alta pianura, con valori maggiori nell'alta pianura. I gradienti lungo la costa sono poco importanti, con valori inferiori sul mare, e nulli a luglio. I valori mediani in luglio riproducono lo stesso andamento dei valori medi, mentre in giugno e agosto non mostrano la suddivisione a fasce nell'entroterra. I valori mediani in estate sono sempre inferiori a quelli medi, escluso il mese di luglio sul mare. I minimi percentili sono analoghi alla stagione primaverile tranne nel mese di luglio, in cui aumentano fino a 200 m sul mare. I massimi percentili mostrano una distinzione a fasce nell'entroterra (come i valori medi) con valori fino a 1500 m nell'alta pianura; esiste un netto gradiente tra mare ed entroterra.

- **Autunno (1 settembre - 30 novembre).**

L'autunno è caratterizzato da un gradiente tra mare ed entroterra invertito rispetto alla stagione estiva e primaverile. Infatti, mentre nell'entroterra i valori medi di PBLH passano da 600 a 200 m circa col passare della stagione, sul mare i valori sono attorno agli 800 m in settembre e poi diminuiscono fino a circa 300 m. Non si notano distinzioni tra le zone montuose e pianeggianti. I valori mediani nella stagione autunnale sono inferiori a quelli medi nell'entroterra e quasi confrontabili sul mare; di conseguenza il gradiente calcolato con i valori mediani è più marcato rispetto a quello calcolato con i valori medi. I valori minimi percentili presentano un gradiente tra mare ed entroterra, con valori maggiori sul mare, che caratterizza l'intera stagione autunnale. Nell'entroterra i valori minimi restano bassi e confrontabili con le altre stagioni. I valori massimi percentili sul mare variano tra 800 e 1500 m, risultando maggiori di quelli nell'entroterra e delle altre stagioni.

- **Inverno (1 dicembre - 28/29 febbraio).**

Nella stagione invernale i valori medi mostrano una suddivisione del dominio in tre zone: il mare con valori superiori al resto del dominio (sempre maggiori di 150 m), la pianura (con valori attorno a 200 m o meno) e la zona orograficamente complessa con valori leggermente superiori a quelli della pianura. Il gradiente tra terra e mare esiste ed è sempre piuttosto marcato. I valori mediani mostrano la stessa suddivisione a zone del dominio; anche in questa stagione essi sono inferiori ai valori medi nell'entroterra e quasi confrontabili sul mare. I minimi percentili continuano a mostrare valori particolarmente bassi nell'entroterra e maggiori in mare aperto. I valori massimi percentili suddividono il dominio in tre zone, analogamente ai valori medi ma con valori più elevati.

Dall'analisi mensile (riportata in parte nell'Appendice D.1) sono stati individuati inoltre alcuni comportamenti particolari.

Il PBLH di febbraio differisce dai mesi di gennaio e marzo per i suoi valori particolarmente elevati, attribuibili agli episodi di bora forte e duratura che hanno caratterizzato questo mese. Pertanto l'analisi di febbraio 2012 non può essere estesa ad altri anni.

All'interno della stagione estiva il mese di luglio spicca per il suo comportamento particolarmente omogeneo sull'intero dominio di calcolo; si nota infatti che i valori del PBLH sono alti sul mare fino ad essere confrontabili con quelli dell'entroterra, annullando in alcune zone il gradiente costiero. Anche i minimi percentili sul mare sono maggiori rispetto agli altri mesi estivi e alla stagione primaverile, in cui invece sono prossimi a zero.

Il mese di settembre si manifesta come un mese di transizione dal regime estivo al regime invernale. In particolare il gradiente tra terra e mare del PBLH si inverte, con valori maggiori sul mare, ed è il più marcato della stagione autunnale. E' molto probabile che in tutti gli anni, e non solo nell'anno 2012, settembre sia un mese di transizione per il PBLH sulla regione Friuli Venezia-Giulia, dal momento che i cambiamenti del PBLH si manifestano principalmente a causa della presenza del mare Adriatico. Questo mare infatti è un bacino poco profondo che in estate ospita un termoclino molto marcato e vicino alla superficie; finché i venti tipici della stagione autunnale non rimescolano la colonna d'acqua, distruggendo il termoclino e abbassando la temperatura del mare, l'acqua superficiale si mantiene calda. Nota la climatologia della regione Friuli Venezia-Giulia si può affermare che nel mese di settembre il termoclino non è ancora stato rimosso e che la temperatura dell'acqua superficiale elevata contribuisce quindi alla formazione di un PBLH molto alto sul mare.

Nei mesi da settembre a febbraio i valori medi, mediani, minimi e massimi sul mare non sono omogenei e mostrano un campo anomalo a forma di "cuneo", che dal mare aperto, a sud del dominio, punta verso nord. Tale anomalia è attribuibile alle condizioni al contorno dell'ente ECMWF che sono forniti in ingresso al modello (vedere Appendice E).

Sul Golfo di Trieste i minimi percentili sono spesso compresi tra 0 e 25 m, risultando minori della pianura e del resto del mare Adriatico. La zona della laguna veneta è difficile da interpretare. Anche in questi casi le cause sono attribuibili alle condizioni al contorno ECMWF che hanno una risoluzione troppo bassa per le zone costiere articolate come a Trieste, dove si passa dal mare all'altopiano carsico in pochi chilometri, e lungo la costa veneta, dove si passa dal mare aperto a una zona lagunare all'entroterra pianeggiante.

Altezza del boundary layer: gennaio 2012

Osservando i valori medi nel mese di gennaio si distinguono tre zone: il mare con valori da 200 a 400 m, la pianura con valori minori di 200 m e la zona orograficamente complessa con valori da 200 a 800 m. Il PBLH medio quindi sulla pianura è quasi dimezzato rispetto al mare mentre nella zona montana è superiore rispetto al resto del dominio. Esiste un gradiente molto marcato lungo la costa, dove il PBLH raddoppia in meno di un chilometro passando dall'entroterra al mare, mentre la transizione tra pianura e montagna è poco evidente e avviene in una trentina di chilometri. Anche i valori mediani mostrano una distribuzione a zone sul dominio di calcolo. Mentre sul mare però i valori mediani non si discostano molto dai valori medi, sulla pianura e nella zona montana essi sono minori rispetto ai valori medi; in particolare il PBLH è alto 50-100 m in pianura e 100-300 m in montagna. I minimi percentili nell'entroterra sono generalmente compresi tra 25 e 50 m; si distinguono tuttavia le zone pianeggianti, con valori minori di 25 m, e i rilievi orografici, con valori fino a 75 m. Sul mare ci sono zone in cui il PBLH non scende al di sotto dei 150 m, giustificando il fatto che sul mare i valori medi e mediani sono confrontabili. I valori massimi percentili mostrano una chiara distinzione tra mare, pianura e montagna: sul mare i valori sono al massimo di 1000 m, sulla pianura al massimo di 600 m e sui monti tra 1000 e 1500m, probabilmente a causa della forte ventilazione.

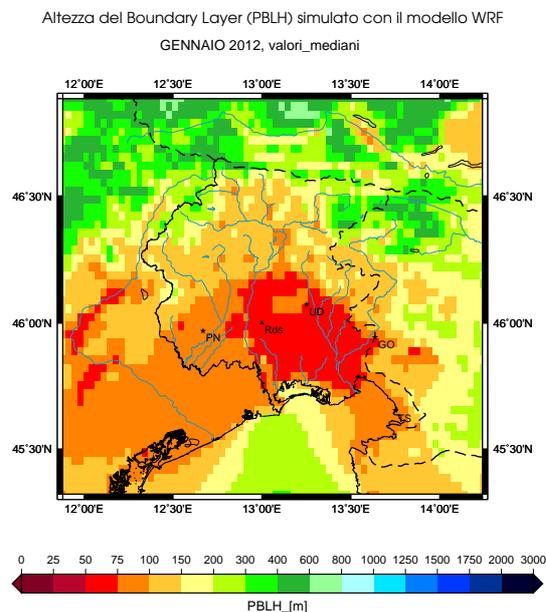
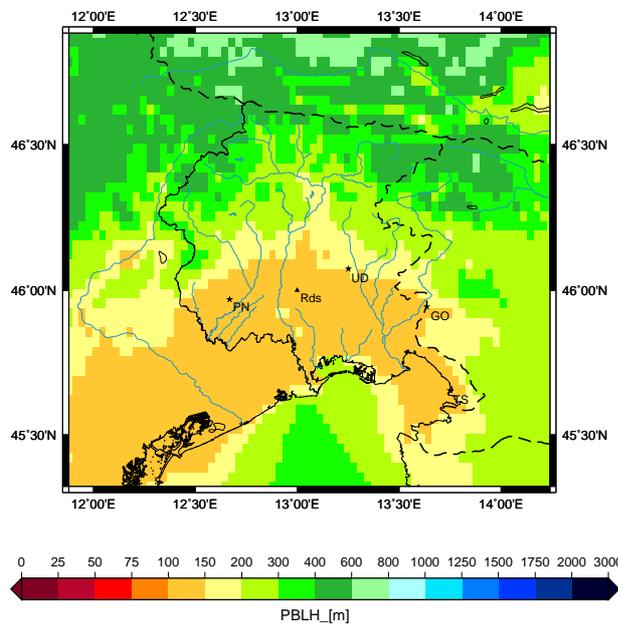


Figura 4.1: Altezza del boundary layer nel mese di gennaio 2012. Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di gennaio 2012 per la grandezza PBLH.

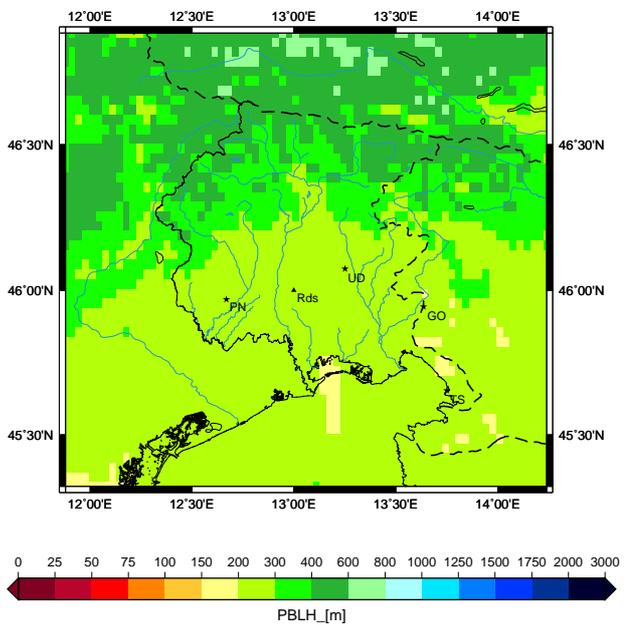
a) Valori medi

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
GENNAIO 2012, valori_medi



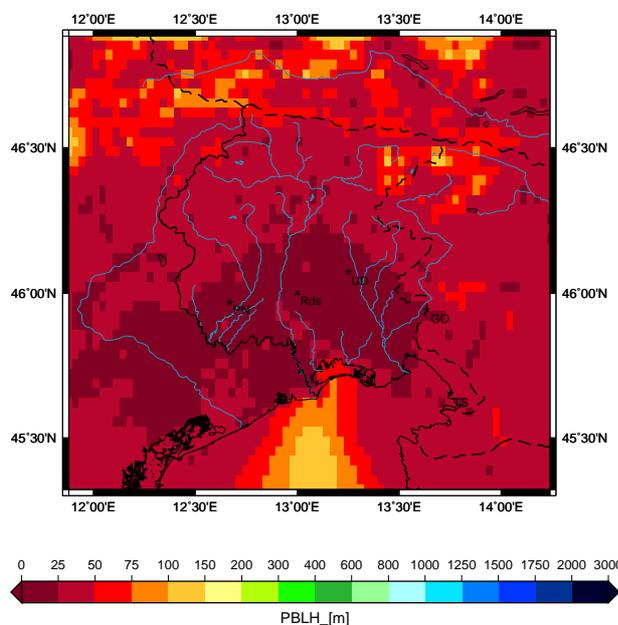
b) Deviazione standard

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
GENNAIO 2012, deviazione_standard



c) Valori minimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
GENNAIO 2012, minimi_percentili_(5%)



d) Valori massimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
GENNAIO 2012, massimi_percentili_(95%)

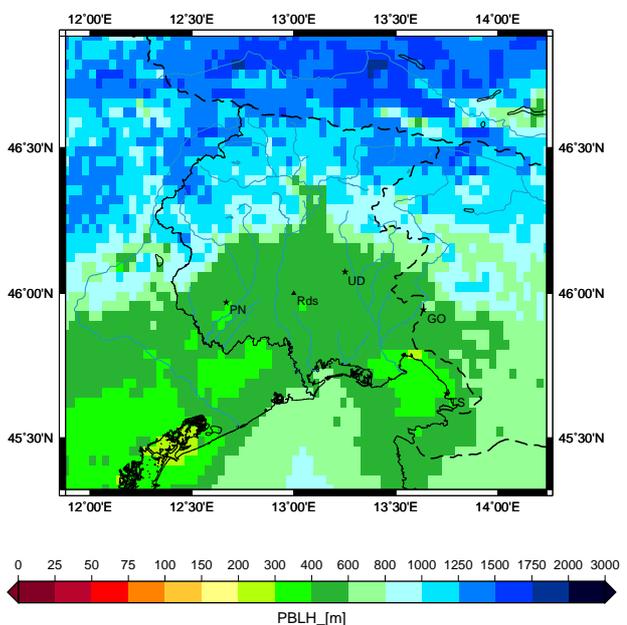


Figura 4.2: Altezza del boundary layer nel mese di gennaio 2012.

I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di gennaio 2012 per la grandezza PBLH.

Altezza del boundary layer: febbraio 2012

Il campo dei valori medi è molto omogeneo e non sono più distinguibili le tre zone individuate nel mese di gennaio; infatti il PBLH medio in pianura raddoppia, raggiungendo valori tra 200 e 400 m confrontabili con la zona montana, e sul mare aumenta a 300-600 m. Di conseguenza il gradiente costiero presente nel mese di gennaio è fortemente ridotto o addirittura nullo. I valori mediani continuano a essere inferiori a quelli medi nell'entroterra e confrontabili sul mare. I minimi percentili sono analoghi a quelli di gennaio tranne sul Golfo di Trieste, dove i valori si abbassano a 0-25 m come in pianura. I valori massimi percentili nell'entroterra sono attorno a 1000 m mentre sul mare sono compresi tra 1200 e 2000 m; in questo caso il gradiente tra terra e mare è molto marcato mentre non c'è distinzione tra montagna e pianura. Va ricordato che nel mese di febbraio ci sono stati degli episodi di bora intensa della durata di alcune settimane.

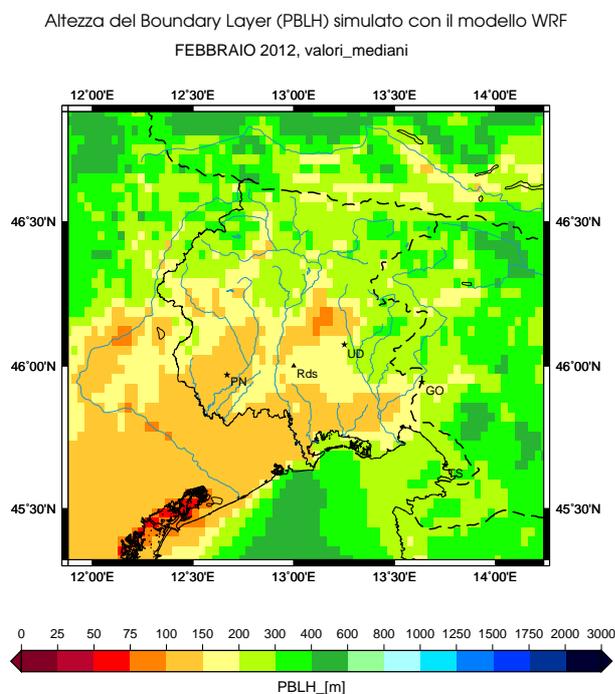
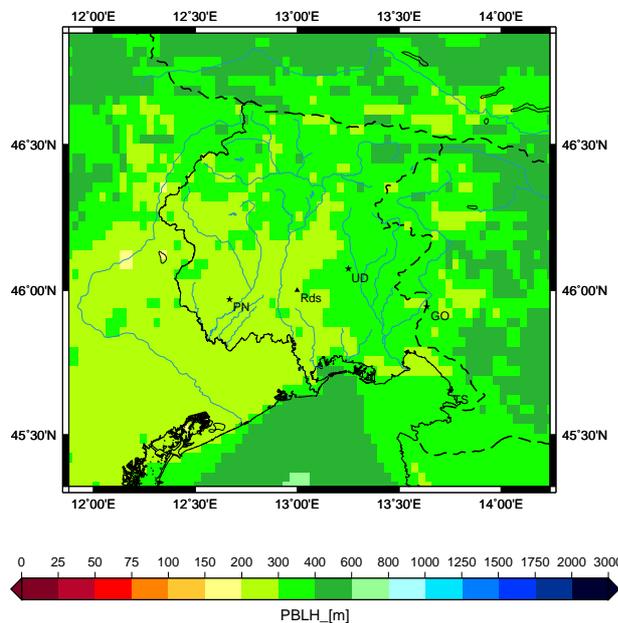


Figura 4.3: Altezza del boundary layer nel mese di febbraio 2012. Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza PBLH.

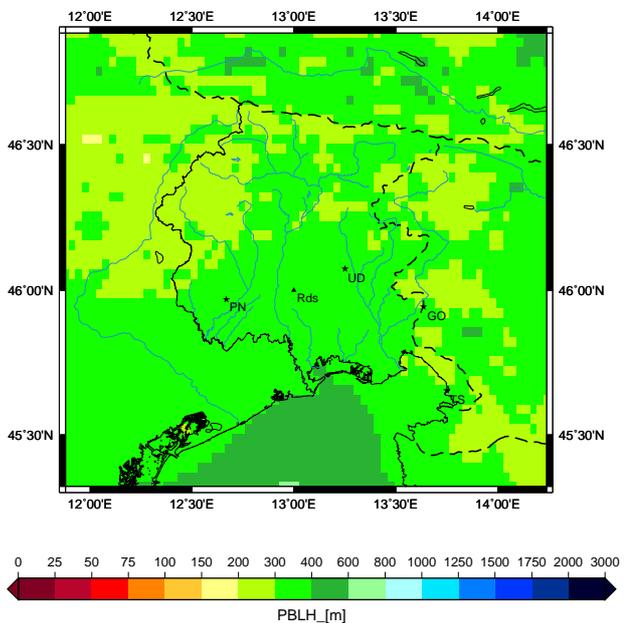
a) Valori medi

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
FEBBRAIO 2012, valori_medi



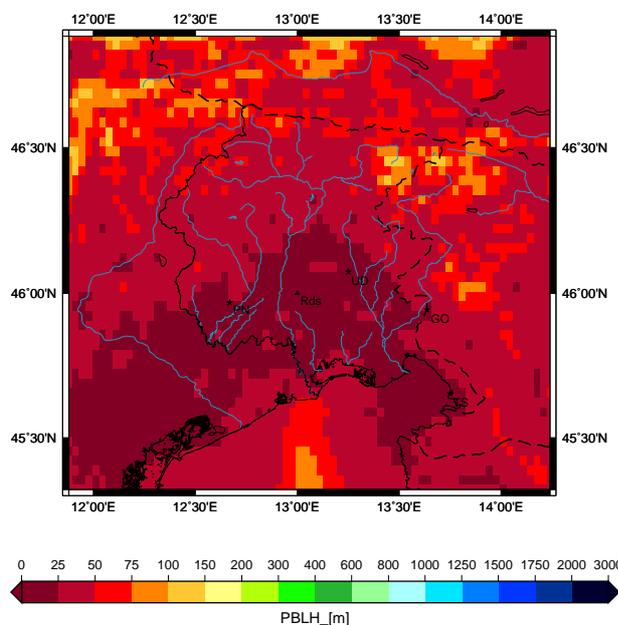
b) Deviazione standard

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
FEBBRAIO 2012, deviazione_standard



c) Valori minimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
FEBBRAIO 2012, minimi_percentili_(5%)



d) Valori massimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
FEBBRAIO 2012, massimi_percentili_(95%)

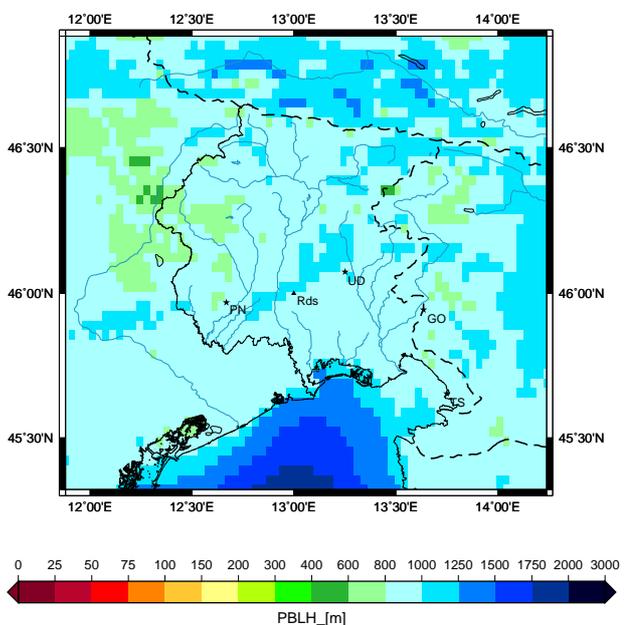


Figura 4.4: Altezza del boundary layer nel mese di febbraio 2012.

I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza PBLH.

Altezza del boundary layer: maggio 2012

Il PBLH medio rispetto al mese di aprile è diminuito sul mare, raggiungendo valori di 100-150 m, mentre nell'entroterra è rimasto compreso tra 300 e 600 m; il gradiente costiero è importante ed è di 500 m in 10 km circa. In questo mese le deviazioni standard sul mare sono quasi il doppio dei valori medi, mentre nell'entroterra restano confrontabili. I valori mediani continuano a essere molto minori rispetto ai valori medi: sul mare sono compresi tra 50 e 75 m mentre nell'entroterra variano da 150 a 400 m. Il gradiente sulla costa è presente ma è la metà di quello calcolato con i valori medi. I valori minimi percentili sono sempre minori di 50 m; in particolare nella pianura e nell'alto Adriatico sono minori di 25 m, probabilmente a causa delle inversioni notturne. Osservando i valori massimi percentili si nota che la differenza tra zona marina ed entroterra si accentua rispetto al mese precedente (i valori sul mare sono diminuiti) e che il gradiente è molto forte, circa 700 m in 10 km.

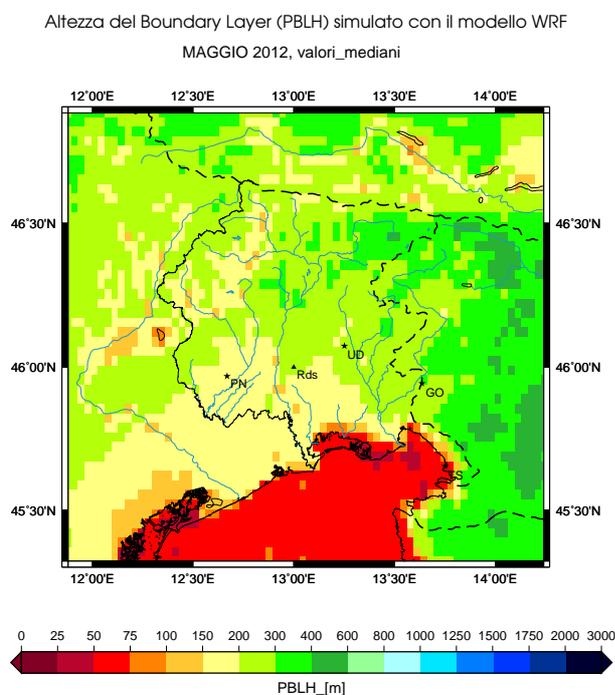
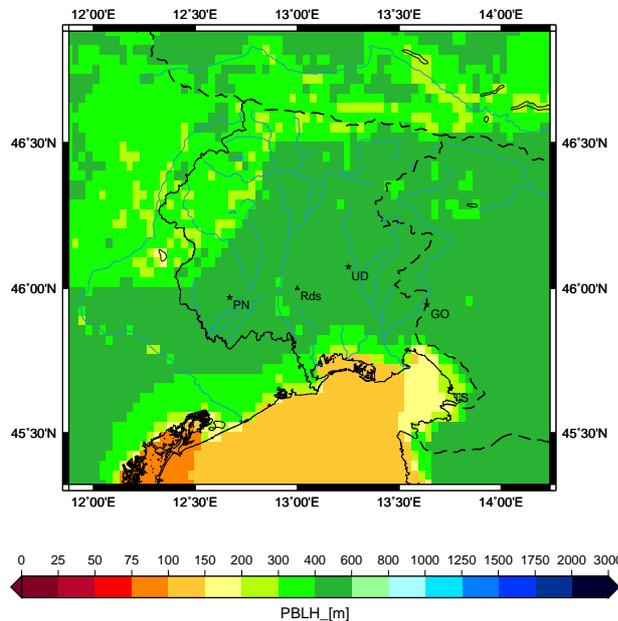


Figura 4.5: Altezza del boundary layer nel mese di maggio 2012.

Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di maggio 2012 per la grandezza PBLH.

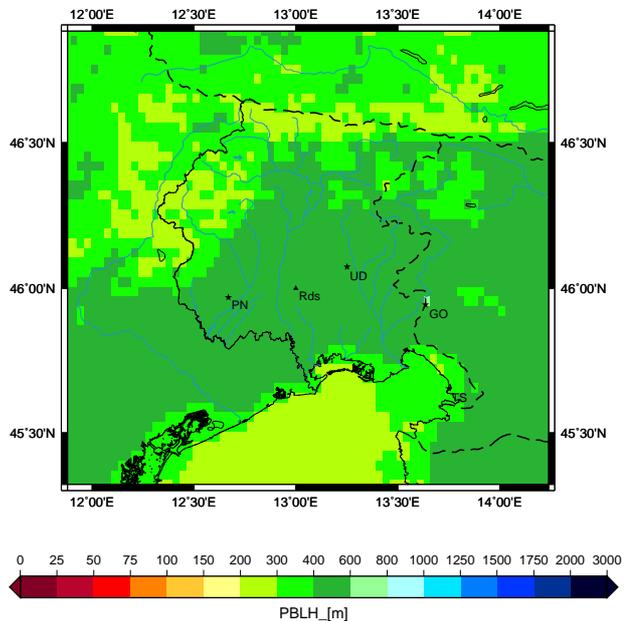
a) Valori medi

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
MAGGIO 2012, valori_medi



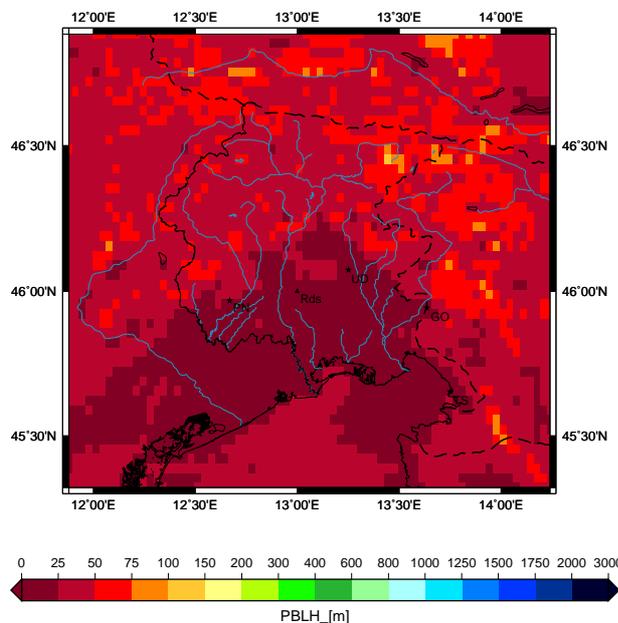
b) Deviazione standard

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
MAGGIO 2012, deviazione_standard



c) Valori minimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
MAGGIO 2012, minimi_percentili_(5%)



d) Valori massimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
MAGGIO 2012, massimi_percentili_(95%)

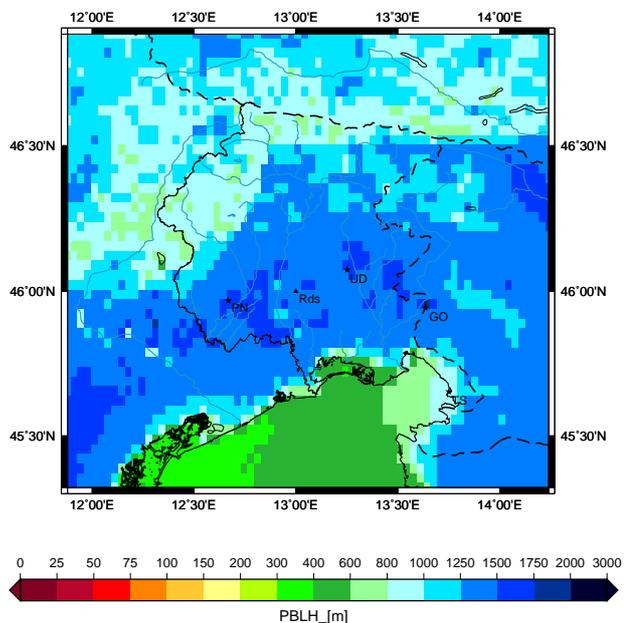


Figura 4.6: Altezza del boundary layer nel mese di maggio 2012.

I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di maggio 2012 per la grandezza PBLH.

Altezza del boundary layer: luglio 2012

Osservando i valori medi si nota che il PBLH è compreso tra 400 e 600 m su tutto il dominio, solo sul mare vicino alla costa scende a 200 m. Il gradiente tra mare ed entroterra di conseguenza è molto ridotto e quasi nullo in alcuni punti. I valori mediani continuano a essere minori rispetto ai valori medi e mostrano lo stesso andamento omogeneo nell'entroterra; sul mare lontano dalla costa invece i valori medi e mediani sono confrontabili. I minimi percentili in luglio sono leggermente superiori a quelli dei mesi precedenti; i valori infatti non scendono mai al di sotto di 25 m e sul mare raggiungono i 150 m (giustificando il fatto che media e mediana sono confrontabili). Questi valori sono attribuibili al fatto che verosimilmente la temperatura dell'aria di notte è inferiore a quella dell'acqua sottostante e conseguentemente l'instabilità è favorita anche nelle ore notturne. I valori massimi percentili nell'entroterra raggiungono i 1500 m; sul mare i valori sono inferiori rispetto all'entroterra (1000 m) ma maggiori rispetto al mese precedente.

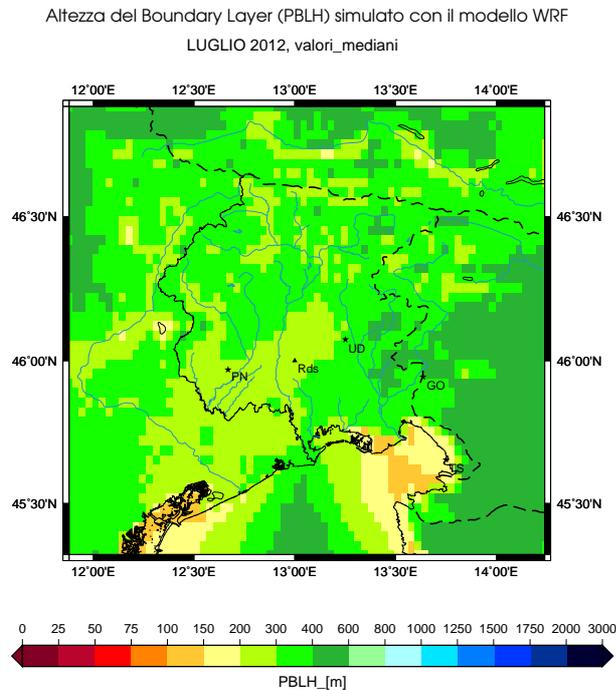
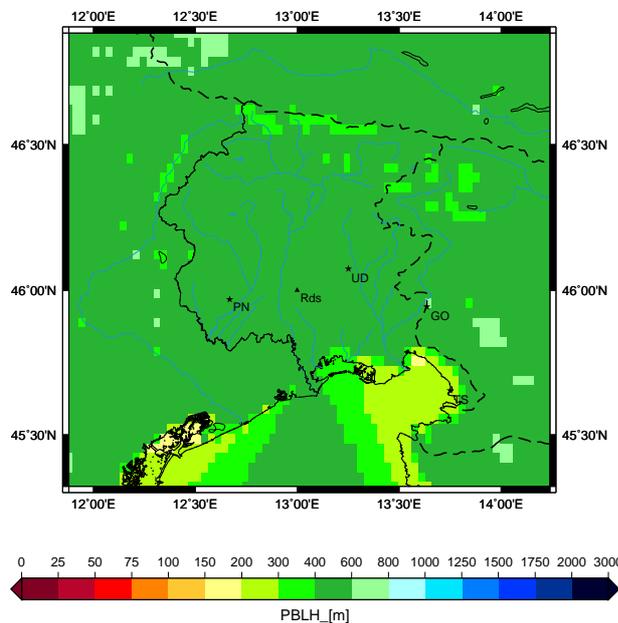


Figura 4.7: Altezza del boundary layer nel mese di luglio 2012.

Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di luglio 2012 per la grandezza PBLH.

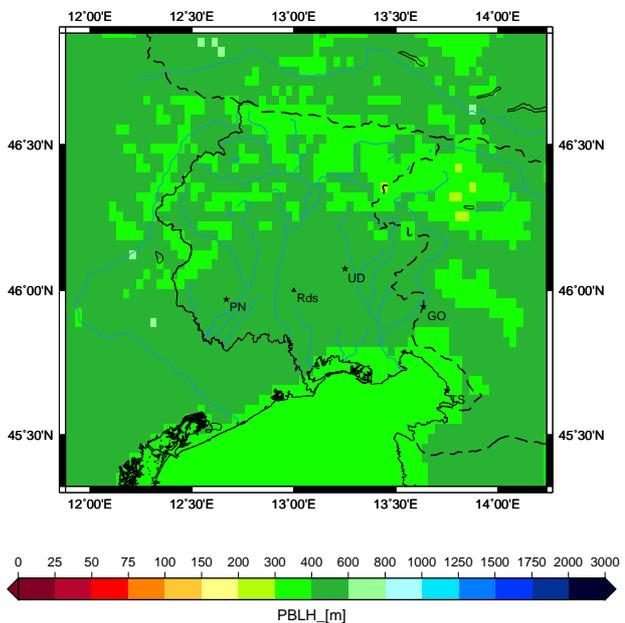
a) Valori medi

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
LUGLIO 2012, valori_medi



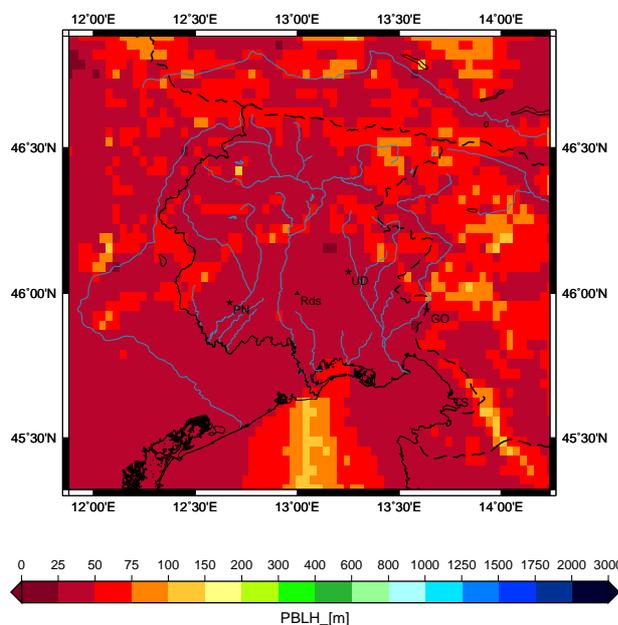
b) Deviazione standard

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
LUGLIO 2012, deviazione_standard



c) Valori minimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
LUGLIO 2012, minimi_percentili_(5%)



d) Valori massimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
LUGLIO 2012, massimi_percentili_(95%)

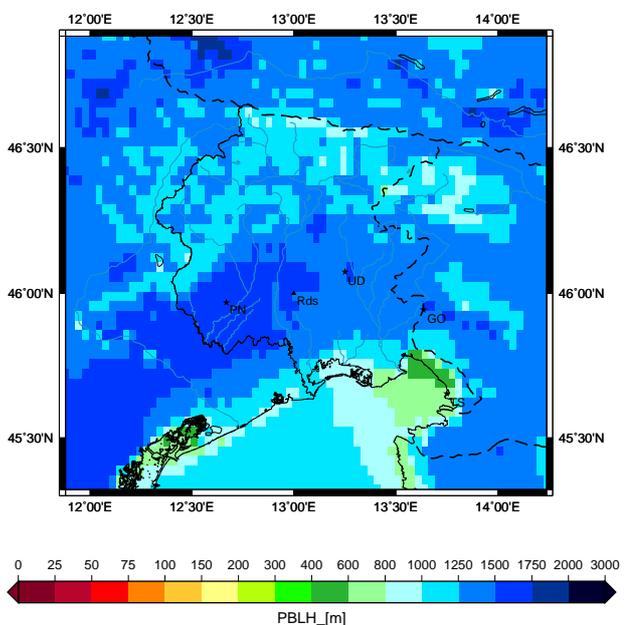


Figura 4.8: Altezza del boundary layer nel mese di luglio 2012.

I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza PBLH.

Altezza del boundary layer: settembre 2012

Nell'entroterra il PBLH medio è piuttosto omogeneo: in montagna è compreso tra 300 e 400 m e in pianura tra 400 e 600 m. Sul mare i valori medi sono maggiori e compresi tra 600 e 1000 m. Il gradiente quindi per la prima volta dopo il mese di febbraio si inverte. I valori mediani sono confrontabili con i valori medi sul mare mentre sono inferiori nell'entroterra, dove sono compresi tra 200-400 m. Il gradiente calcolato sulla base dei valori mediani quindi è maggiore rispetto a quello calcolato con i valori medi. Questo fatto può essere interpretato attribuendo al PBLH valori diurni marini confrontabili con quelli diurni nell'entroterra e valori notturni marini superiori a quelli notturni nell'entroterra. I minimi percentili infatti restano compresi tra 25 e 50 m quasi ovunque tranne che sul mare, dove il PBLH raggiunge i 600 m e assume valori minimi maggiori rispetto a tutti i mesi precedenti. Per la prima volta i minimi percentili mostrano un gradiente costiero molto marcato (600 m in 10 km). In questo periodo pare verosimile la seguente interpretazione: il mare mantiene una temperatura superficiale maggiore di quella dell'aria che lo sovrasta anche durante la notte, pertanto l'atmosfera viene rimescolata per alcune centinaia di metri, mentre sulla terra la presenza di inversioni garantisce la stabilità dei primi strati atmosferici. I valori massimi percentili variano tra 1000 e 1500 m sulla pianura e presentano valori più bassi nella zona montana (800-1000 m); sul mare i valori sono distribuiti in un intervallo tra 1250 e 1750 m. Questi sul mare sono i valori massimi percentili più alti dell'anno, escluso il mese di febbraio, e sono causati verosimilmente dalla grande differenza di temperatura tra l'acqua del mare (ancora calda essendo appena terminata la stagione estiva meteorologica) e l'aria (che a settembre inizia a essere più fredda).

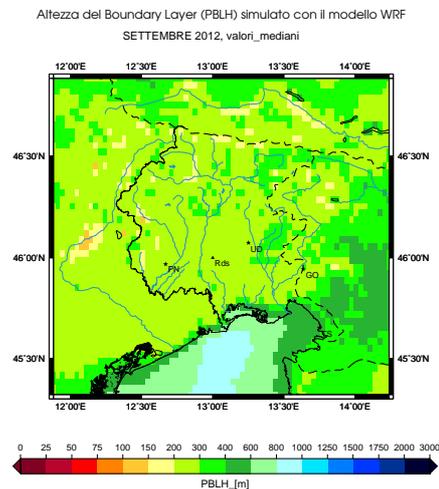
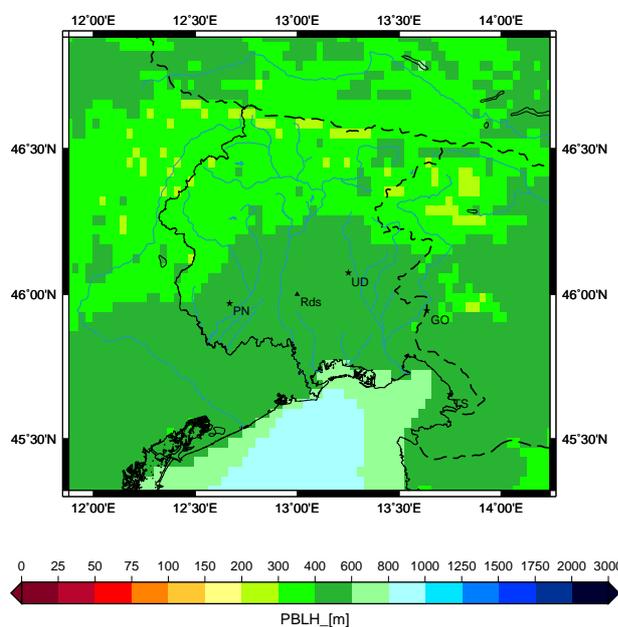


Figura 4.9: Altezza del boundary layer nel mese di settembre 2012.

Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di settembre 2012 per la grandezza PBLH.

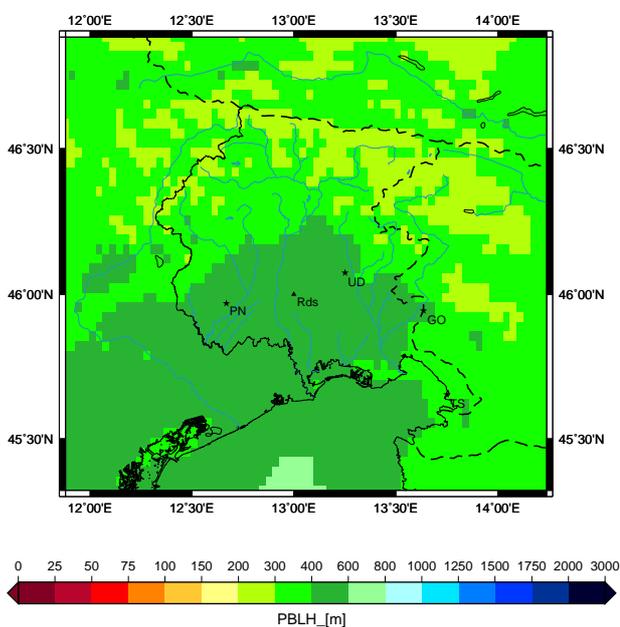
a) Valori medi

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
SETTEMBRE 2012, valori_medi



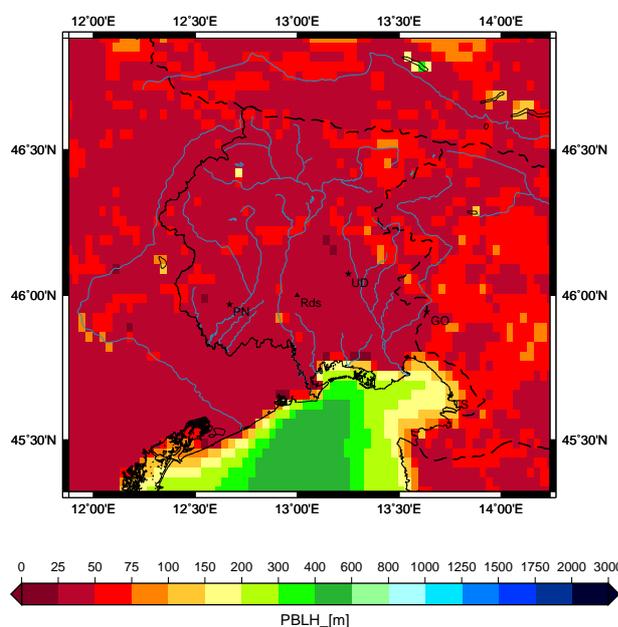
b) Deviazione standard

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
SETTEMBRE 2012, deviazione_standard



c) Valori minimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
SETTEMBRE 2012, minimi_percentili_(5%)



d) Valori massimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
SETTEMBRE 2012, massimi_percentili_(95%)

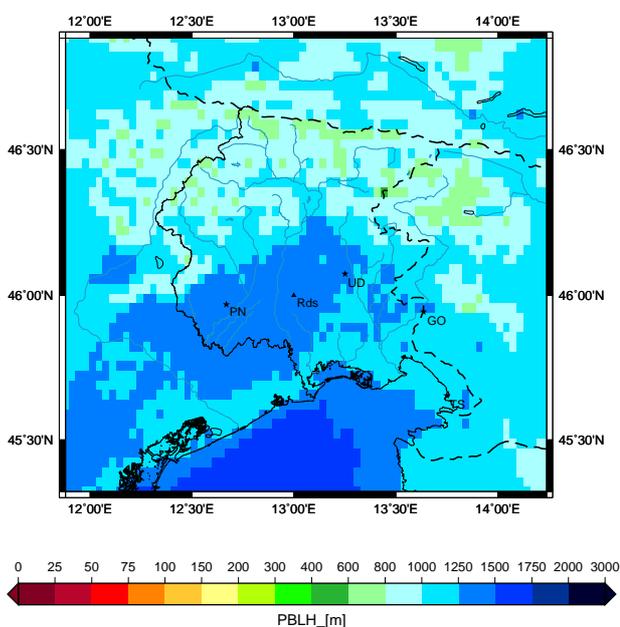


Figura 4.10: Altezza del boundary layer nel mese di settembre 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza PBLH.

4.2 Studio della diluizione nel boundary layer

Data l'importanza della diluizione per lo studio della dispersione degli inquinanti (sezione 1.5.1) è stata fatta la statistica e l'analisi mensile anche per questa grandezza, un'altra caratteristica del boundary layer.

Diversamente dall'altezza del boundary layer, la diluizione non è una variabile determinata direttamente dal modello. E' stato necessario quindi calcolare la diluizione oraria su tutto il dominio regionale utilizzando la formula (1.5.3).

Analizzando le mappe statistiche mensili sono stati riscontrati alcuni comportamenti comuni della diluizione nel corso dell'anno.

- I valori mediani sono sempre minori (quasi la metà) dei valori medi, indicando che la distribuzione della diluizione è asimmetrica con una coda verso i valori alti.
- Le deviazioni standard sono sempre maggiori dei valori medi su tutto il dominio e da ottobre a marzo sono addirittura doppie. Fanno eccezione le zone marine, dove in alcuni mesi (febbraio, settembre, novembre e dicembre) le deviazioni standard sono quasi confrontabili con i valori medi.
- I minimi percentili nell'entroterra sono sempre minori di 150 unità durante l'anno, ad eccezione sui rilievi orografici più alti dove i valori talvolta raggiungono le 300 unità. Anche sul mare i minimi percentili sono minori di 150 unità tranne nella stagione autunnale, in cui i valori in mare aperto restano superiori a 300 unità.

Di seguito sono riportati i tratti comuni individuati per ciascuna stagione meteorologica.

- **Primavera (1 marzo - 31 maggio).**

La diluizione media durante la stagione primaverile è omogeneamente distribuita nell'entroterra e compresa tra 2500 e 4000 unità; solo nel mese di marzo i valori sono minori (la metà) e i rilievi orografici sono distinguibili. Sul mare i valori sono confrontabili con l'entroterra ma a maggio inizia a formarsi un gradiente lungo la costa con valori maggiori nell'entroterra. Le mediane mostrano lo stesso andamento osservato con le medie, ma i loro valori sono dimezzati rispetto a quelli medi. I valori minimi percentili sono compresi tra 0 e 150 unità su tutto il dominio; solo sui rilievi i valori sono leggermente maggiori. Analogamente ai valori medi, i massimi percentili tendono ad avere una distribuzione omogenea nell'entroterra, con valori maggiori di 10000 unità, e con il mese di maggio mostrano un gradiente costiero con valori maggiori sulla terra.

- **Estate (1 giugno - 31 agosto).**

I valori medi in estate sono distribuiti in modo omogeneo nell'entroterra, con valori tra 1500 e 2500 unità in giugno e agosto e maggiori in luglio. Tuttavia si

nota una lieve differenza tra la pianura e la zona montana, dove i valori sono leggermente inferiori. Il gradiente tra mare ed entroterra, con valori minori sul mare, non è molto marcato e in luglio è quasi nullo. I valori mediani sono ovunque la metà dei valori medi. I minimi percentili sono analoghi alla stagione primaverile tranne nel mese di luglio, in cui i valori aumentano a 600 unità in mare aperto. I massimi percentili in questa stagione sono molto variabili: a giugno i valori sono attorno a 6000 unità nell'entroterra e la metà sul mare, a luglio sono maggiori di 8000 unità nell'entroterra e maggiori di 15000 sul mare mentre ad agosto calano nuovamente.

- **Autunno (1 settembre - 30 novembre).**

La stagione autunnale è caratterizzata da un gradiente tra mare ed entroterra invertito rispetto all'estate e alla primavera. Infatti nell'entroterra i valori medi della diluizione passano da 4000 a 1500 unità col passare della stagione mentre sul mare i valori sono attorno a 8000 unità in settembre e poi diminuiscono. Non si notano distinzioni tra le zone montuose e pianeggianti. I valori mediani sono la metà di quelli medi su tutto il dominio di calcolo. I minimi percentili di questa stagione sono caratterizzati da valori maggiori di 300 unità sul mare, mentre nell'entroterra i valori continuano a essere prossimi allo zero. Solamente in autunno quindi esiste un gradiente tra mare ed entroterra calcolato con i minimi percentili. I massimi percentili sono piuttosto variabili nel corso della stagione; tuttavia tendono a essere maggiori rispetto a quelli della stagione precedente, in particolar modo sul mare dove si mantengono maggiori di 10000 unità. Di conseguenza anche il gradiente costiero calcolato con i massimi percentili è invertito, con valori maggiori sul mare.

- **Inverno (1 dicembre - 28/29 febbraio).**

In inverno i valori medi della diluizione mostrano una suddivisione del dominio in tre zone: la montagna con valori sempre maggiori di 2500 unità (con i picchi sui rilievi), la pianura con i valori inferiori rispetto al resto del dominio (minori di 2000 unità) e il mare con valori minori o confrontabili con la montagna. Più precisamente questo andamento è comune ai mesi di dicembre e gennaio ma non al mese di febbraio (influenzato dagli episodi di bora forte). Esiste il gradiente tra mare ed entroterra lungo la costa, con valori maggiori sul mare. I valori mediani di tutta la stagione invernale mostrano la stessa suddivisione a zone dei valori medi. Scompare l'anomalia dei minimi percentili sul mare e su tutto il dominio i valori minimi sono prossimi a zero (tranne sui rilievi). I massimi percentili suddividono il dominio in tre zone, analogamente ai valori medi ma con valori più elevati.

Con l'analisi della diluizione (riportata in parte nell'Appendice D.2) sono stati individuati alcuni mesi particolari. Poiché la diluizione è calcolata come l'integrale del vento orizzontale sullo spessore del boundary layer, spesso le peculiarità osservate sono una conseguenza del comportamento del PBLH commentato nella sezione precedente 4.1.

Nel mese di febbraio si è visto che il PBLH presenta valori molto maggiori rispetto agli altri mesi, soprattutto sul mare. La diluizione mostra pure valori molto alti su tutto il dominio ma questi sono distribuiti in modo diverso rispetto ai valori del PBLH. Siccome la bora è più intensa nelle zone orientali del dominio, ovvero sul territorio sloveno e nella zona di Trieste, la diluizione mostra un gradiente in direzione est-ovest calcolato con i valori medi, mediani e massimi percentili. Inoltre, dato che in febbraio il PBLH sul mare era molto alto, la diluizione sul mare è confrontabile con le zone più esposte al vento nell'entroterra. I valori della diluizione nel mese di febbraio, analogamente a quelli del PBLH, sono da considerare atipici rispetto agli altri anni.

Il mese di luglio è caratterizzato da campi della diluizione particolarmente omogenei sul dominio rispetto agli altri mesi estivi. L'andamento molto simile a quello del PBLH nello stesso mese induce a pensare che i valori della diluizione sono principalmente dovuti a quelli del PBLH, e non dei venti.

Settembre anche per la diluizione è un mese di transizione. Siccome si notano le stesse anomalie riscontrate per il PBLH si deduce che è il particolare comportamento del boundary layer a influenzare la diluizione; di conseguenza settembre è un tipico un mese di transizione anche per la diluizione.

Diluizione nel boundary layer: gennaio 2012

I valori medi della diluizione a gennaio mostrano una suddivisione del dominio a zone proprio come i valori medi del PBLH. In pianura i valori sono compresi tra 1000 e 2000 unità e sono minori rispetto al resto del dominio o confrontabili con alcune zone sul mare, annullando il gradiente tra mare ed entroterra. In montagna la diluizione è maggiore, con valori fino a 15000 unità, per la presenza di venti più forti rispetto ai bassi strati dell'atmosfera. I valori mediani sono molto minori rispetto alla media e si deduce che la distribuzione della diluizione è asimmetrica con una coda verso i valori alti. I valori mediani sono omogenei sulla pianura e sul mare (annullando il gradiente tra mare ed entroterra) e inferiori a quelli nella zona montana. Su tutto il dominio di calcolo i valori minimi percentili sono molto bassi, compresi tra zero e 150 unità. I valori massimi percentili invece non sono uniformi sul territorio ma sono anch'essi divisi a zone. Si notano valori prossimi a 30000 unità nella zona montana, dove verosimilmente il contributo dei venti in quota è rilevante, valori compresi tra 4000 e 8000 unità nella zona di pianura e superiori a 6000 unità sul mare. Esiste un gradiente tra mare ed entroterra approssimativamente di 6000 unità in 5 km, con valori maggiori sul mare.

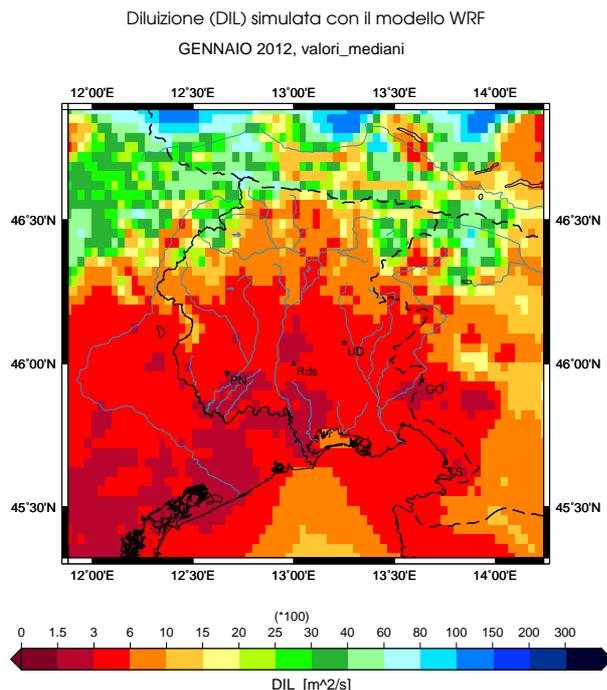
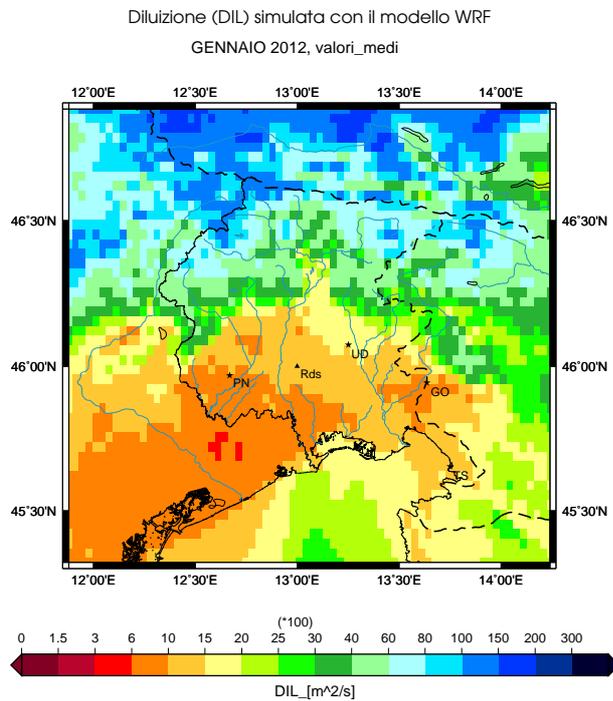


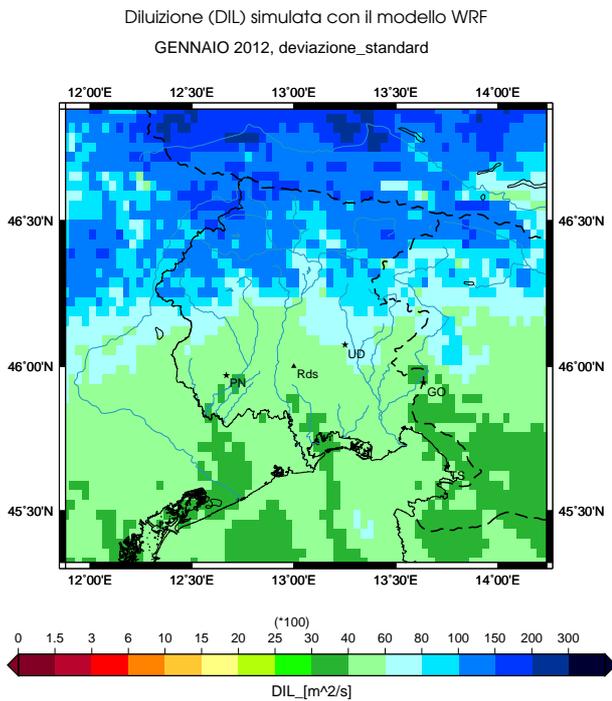
Figura 4.11: Diluizione nel boundary layer nel mese di gennaio 2012.

Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di gennaio 2012 per la grandezza DIL.

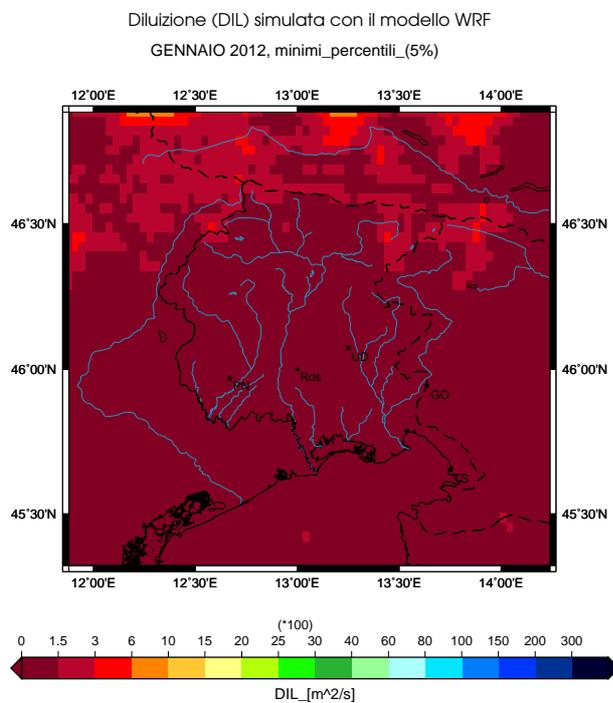
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

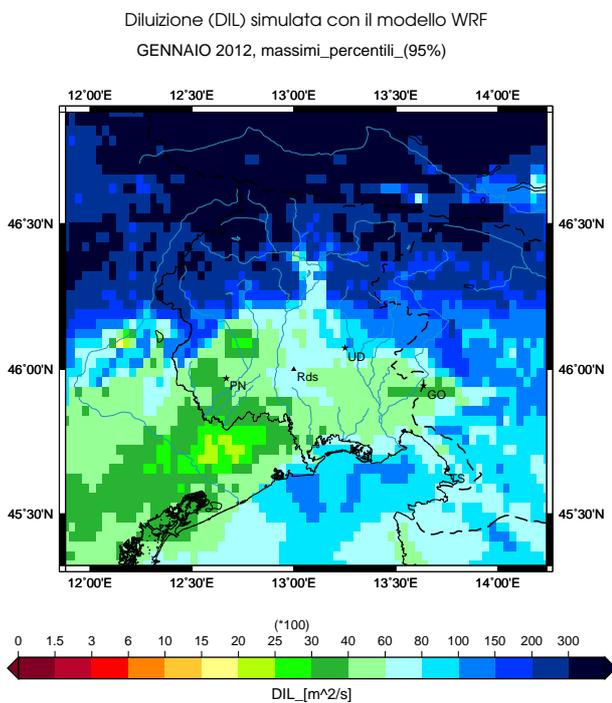


Figura 4.12: Diluizione nel boundary layer nel mese di gennaio 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza DIL.

Diluizione nel boundary layer: febbraio 2012

I valori medi mostrano una diluizione molto maggiore sul mare (fino a 10000 unità) rispetto all'entroterra (al massimo 4000 unità), dove inoltre scompare la distinzione tra zona montana e pianura del mese precedente. Si nota un gradiente nella direzione est-ovest con valori della diluizione maggiori ad est. Tale gradiente viene interpretato come una conseguenza del periodo particolarmente lungo di vento forte da nord-est (bora) che ha caratterizzato il mese di febbraio 2012; infatti la bora ha intensità maggiori sulle zone orientali della regione rispetto a quelle occidentali. Osservando i valori mediani si nota un importante gradiente costiero, di 5000 unità in una decina di chilometri, e lo stesso gradiente nella direzione est-ovest individuato con i valori medi. Su tutto il dominio di calcolo i valori mediani sono minori rispetto ai valori medi e mostrano la distinzione a zone come nel mese di gennaio. I minimi percentili sono ovunque prossimi a zero e quindi confrontabili con quelli del mese precedente. Con i massimi percentili non si distinguono più tre zone come nel mese di gennaio e la diluizione assume valori superiori a 10000 unità su tutto il dominio. Questo fatto viene interpretato attribuendo gli estremi superiori della distribuzione della diluizione all'eccezionale periodo ventoso di febbraio. Nella zona a ridosso del ciglione carsico i valori sono leggermente inferiori rispetto al mare e all'entroterra; poichè i valori massimi del PBLH sono costanti su questa zona, ciò avviene verosimilmente a causa di una diminuzione dell'intensità del vento simulata dal modello per l'equazione di continuità.

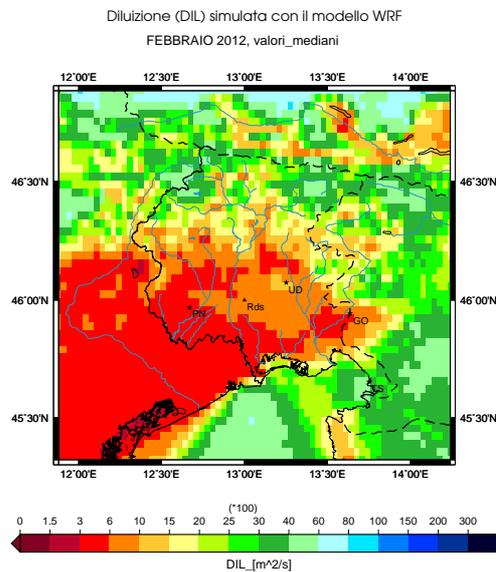
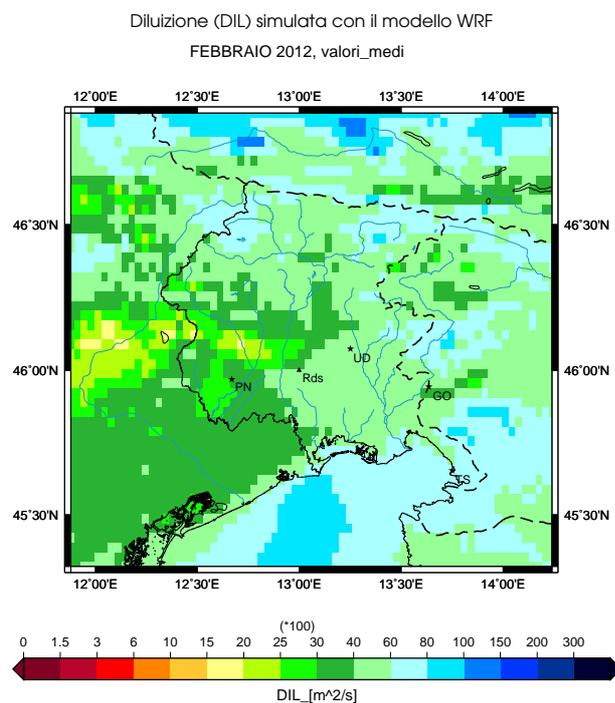
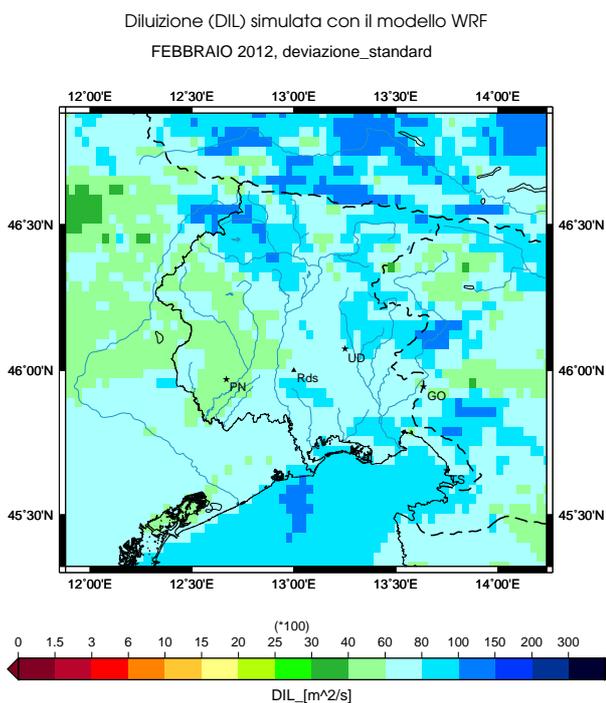


Figura 4.13: Diluizione nel boundary layer nel mese di febbraio 2012. Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza DIL.

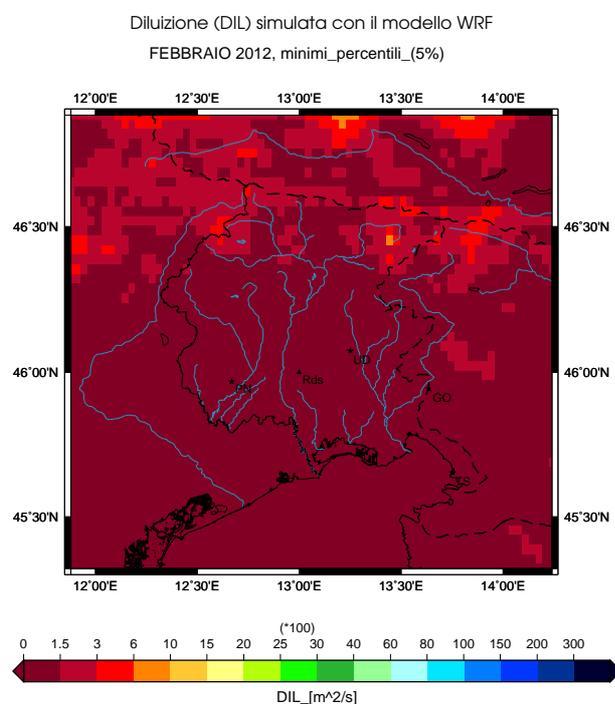
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

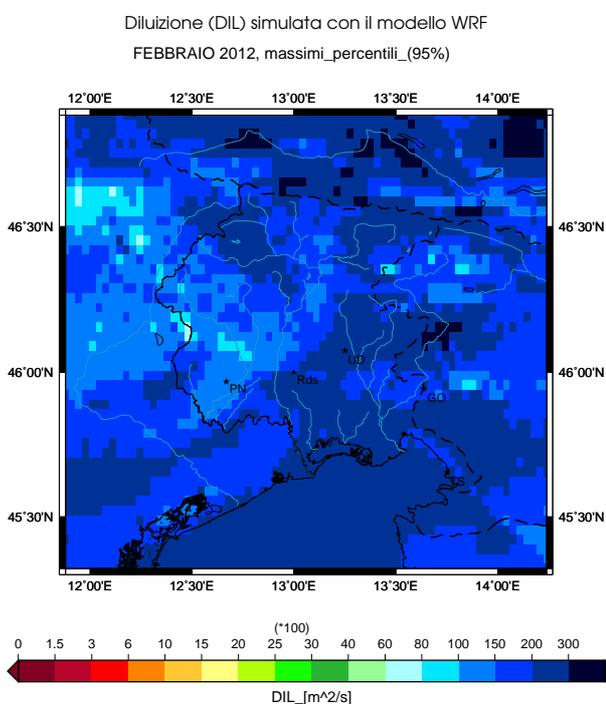


Figura 4.14: Diluizione nel boundary layer nel mese di febbraio 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza DIL.

Diluizione nel boundary layer: maggio 2012

I valori medi nell'entroterra sono piuttosto omogenei e leggermente minori rispetto al mese di aprile; sul mare diminuiscono notevolmente e restano inferiori a 2000 unità. Si osserva un gradiente significativo di 3000 unità in 10 km tra mare ed entroterra (con valori maggiori sulla terra) che riflette l'analogo gradiente osservato per il PBLH nello stesso mese. I valori mediani continuano a essere inferiori alla media e sono minori rispetto al mese precedente soprattutto sul mare (rafforzando il gradiente costiero). I valori minimi percentili sono prossimi allo zero su tutto il dominio. I valori massimi percentili sono confrontabili con quelli del mese di aprile, salvo una diminuzione sul mare Adriatico nord-occidentale.

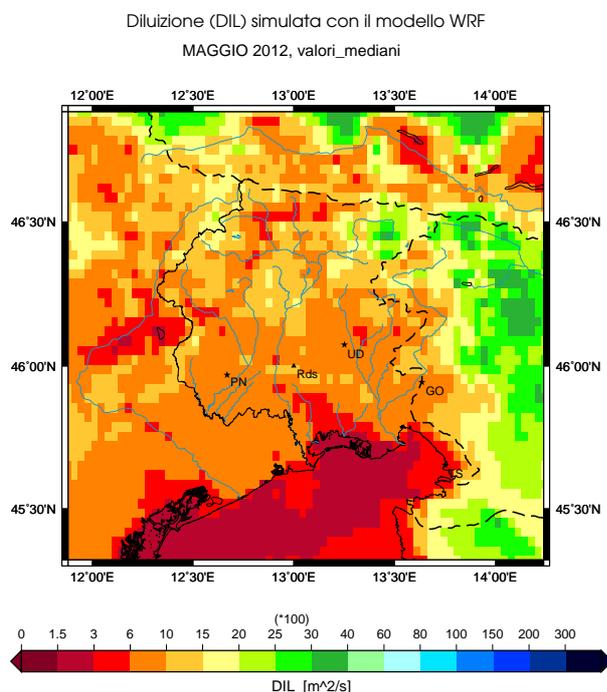
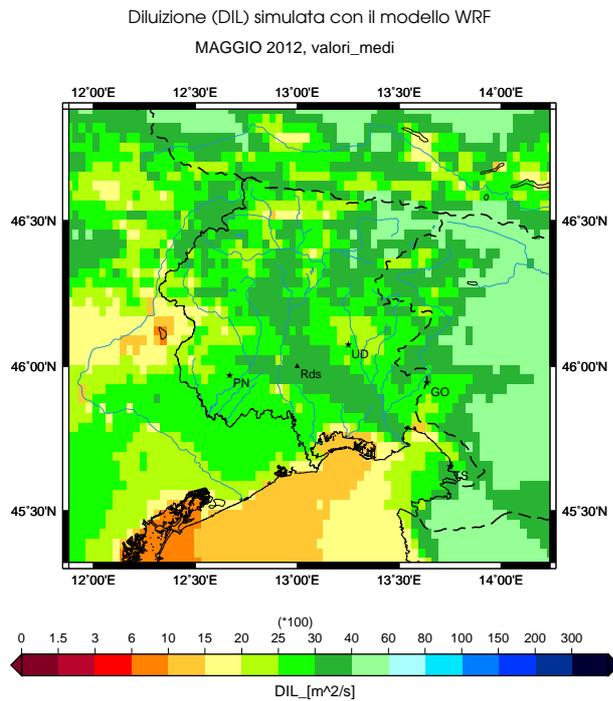


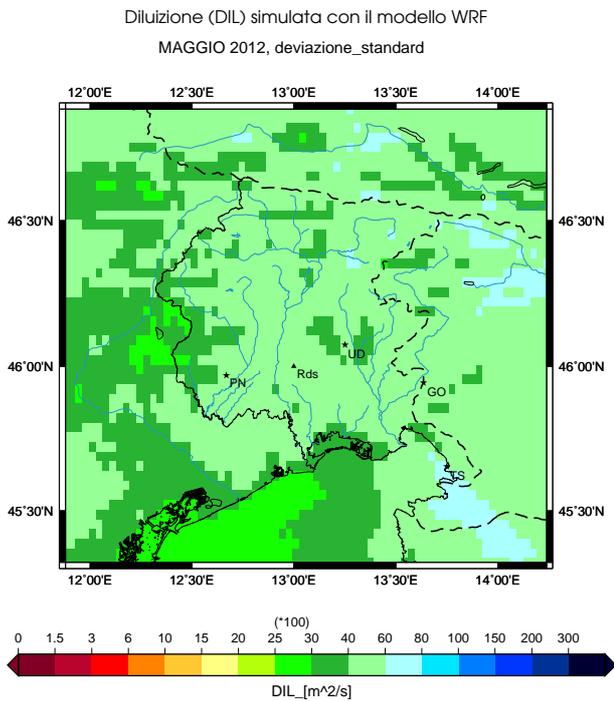
Figura 4.15: Diluizione nel boundary layer nel mese di maggio 2012.

Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di maggio 2012 per la grandezza DIL.

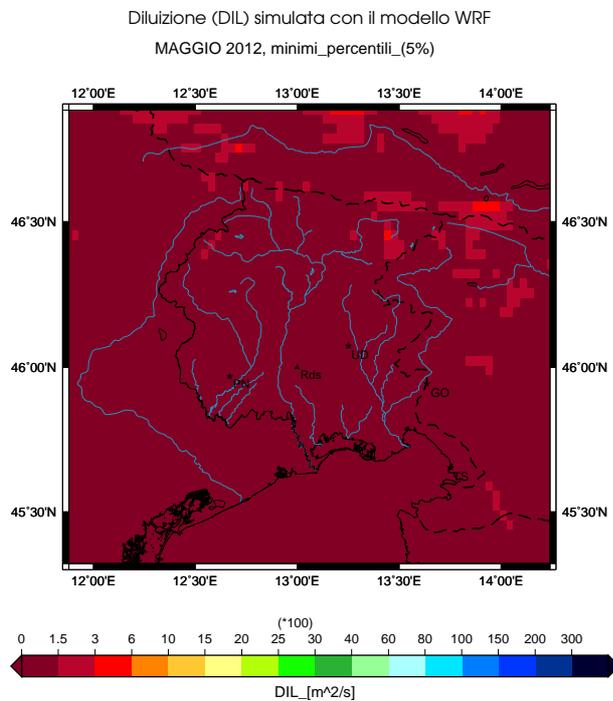
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

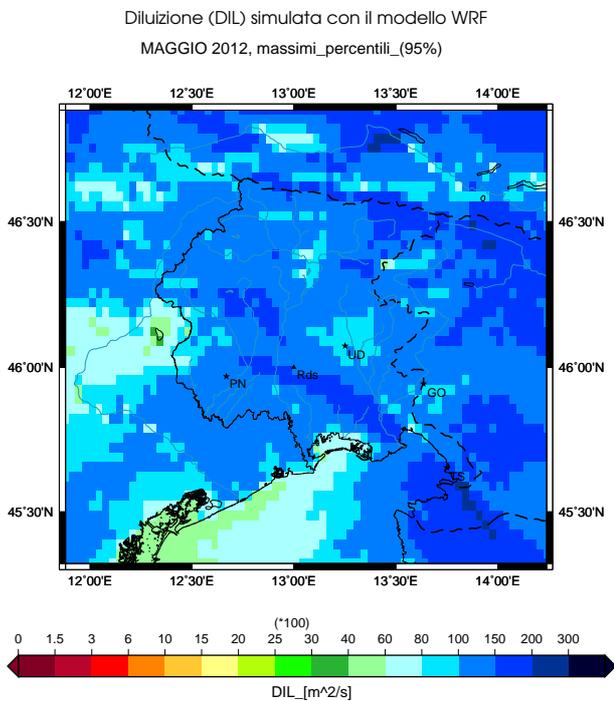


Figura 4.16: Diluizione nel boundary layer nel mese di maggio 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza DIL.

Diluizione nel boundary layer: luglio 2012

I valori medi della diluizione sono aumentati rispetto al mese precedente e su buona parte del dominio di calcolo sono prossimi a 4000 unità. Si notano valori superiori, prossimi a 6000 unità, al largo del Golfo di Trieste e valori leggermente inferiori, attorno a 3000 unità, in montagna. Il gradiente costiero è praticamente nullo. I valori mediani aumentano su tutte le zone, raggiungendo valori tra 2000 e 2500 unità, e in particolare sul mare aperto. Esiste un gradiente tra mare ed entroterra (calcolato con i valori mediani) significativo nella zona di Trieste e nullo nella zona costiera al confine con il veneto. I valori mediani continuano a essere la metà dei valori medi. I minimi percentili della diluizione sono prossimi a zero quasi ovunque a parte su alcune zone marine, dove i valori sono attorno a 600 unità. I valori massimi percentili nell'entroterra hanno una distribuzione omogenea attorno a 1000 unità mentre sul mare, al largo dalla costa, raggiungono valori anche doppi. Si forma un gradiente costiero invertito rispetto ai mesi precedenti, cioè con valori maggiori sul mare proprio come in gennaio e febbraio.

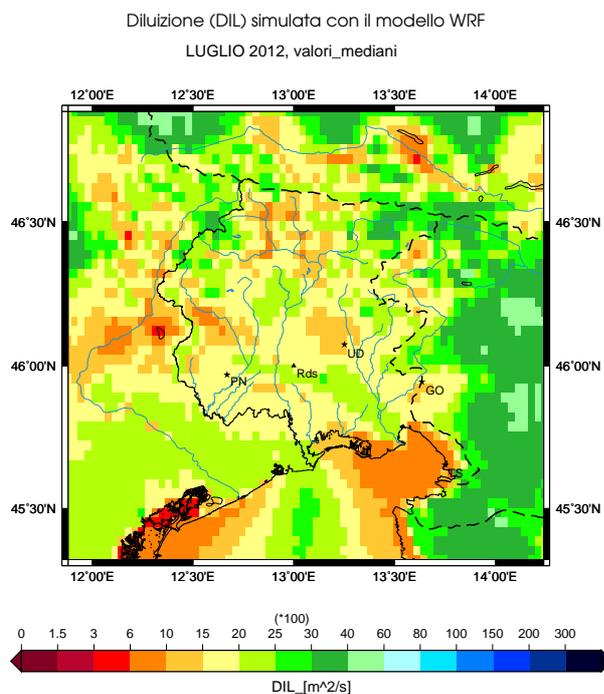
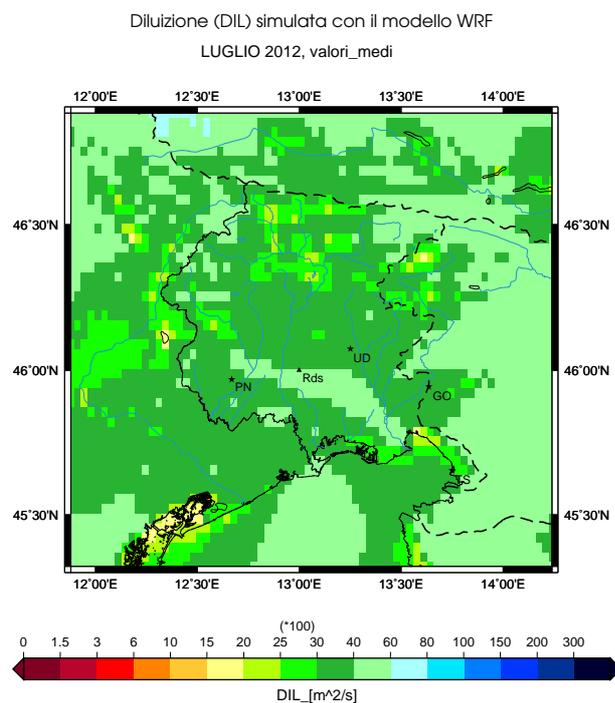
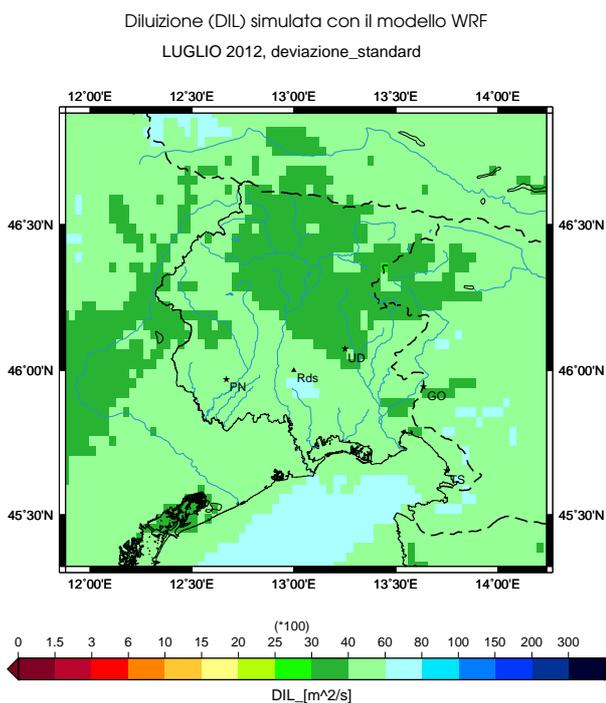


Figura 4.17: Diluizione nel boundary layer nel mese di luglio 2012. Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di luglio 2012 per la grandezza DIL.

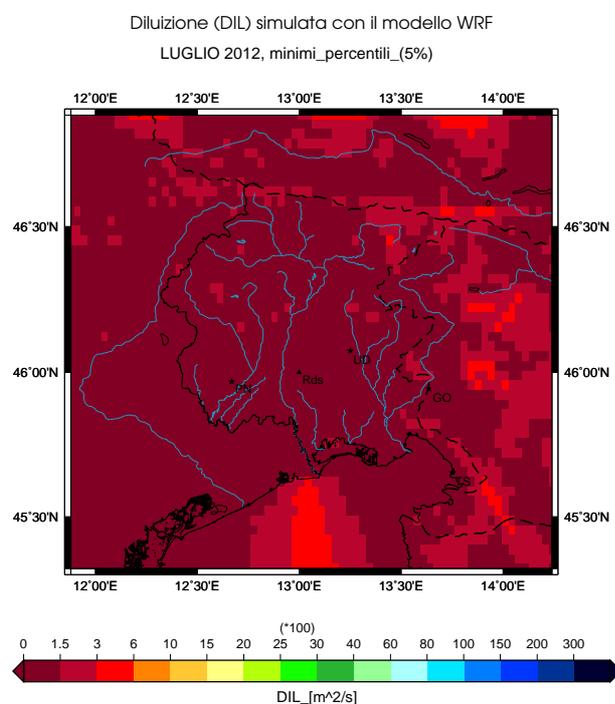
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

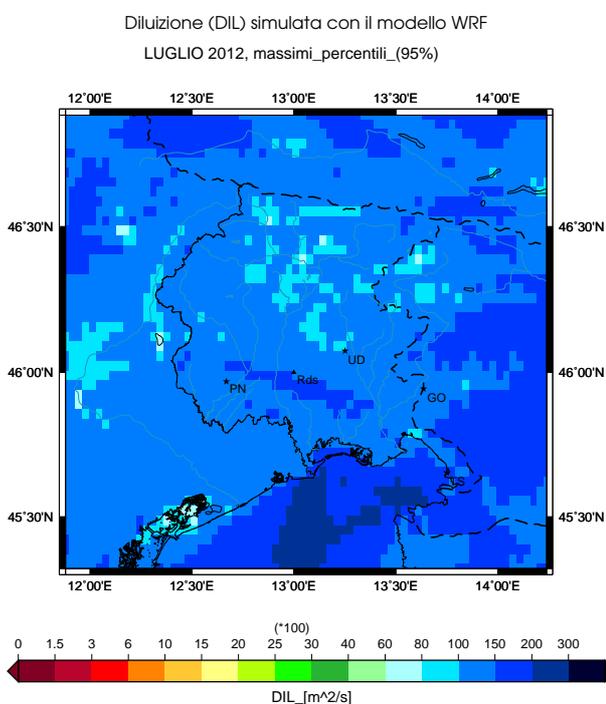


Figura 4.18: Diluizione nel boundary layer nel mese di luglio 2012.

I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza DIL.

Diluizione nel boundary layer: settembre 2012

La diluizione media aumenta rispetto al mese di agosto su tutte le zone: nell'entroterra i valori sono più che raddoppiati e compresi tra 3000 e 6000 unità mentre sul mare i valori sono attorno a 10000 unità. Si manifesta così un forte gradiente tra mare ed entroterra (di 4000 unità in 5 km) che risulta invertito rispetto ai mesi precedenti, con valori maggiori sul mare. L'aumento della diluizione media viene giustificato con la transizione del regime sinottico della circolazione atmosferica sulla regione; infatti nei periodi autunnali le depressioni favoriscono i venti sinottici di maggiore intensità mentre nei periodi estivi (luglio e agosto) le alte pressioni rendono la circolazione atmosferica più debole. Anche in valori medi, pari alla metà di quelli medi, mostrano un forte gradiente tra mare ed entroterra, con valori maggiori sul mare. I valori minimi percentili del mese di settembre mostrano un'importante differenza tra terra e mare: mentre nell'entroterra la diluizione è pressoché nulla, sul mare si mantiene sempre al di sopra di 600 unità. Il gradiente costiero è particolarmente evidente con una zona di transizione di pochissimi chilometri. Le disomogeneità sul mare sono giustificate verosimilmente con la presenza di instabilità nei bassi strati anche nelle ore notturne a causa della temperatura dell'acqua costantemente maggiore di quella dell'aria, creando un PBLH maggiore sul mare (come si è visto con l'analisi del PBLH in settembre). I valori massimi percentili nell'entroterra sono omogenei, anche considerando la zona montana, e compresi tra 1000 e 1500 unità, analogamente al mese di luglio. Sul mare i valori massimi sono i più alti di tutto l'anno 2012 con valori maggiori di 30000 unità.

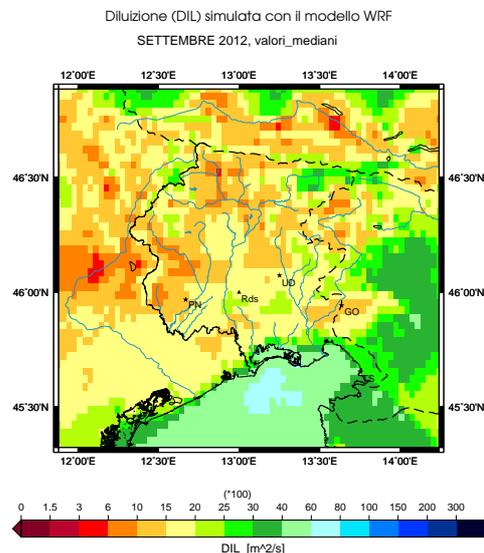
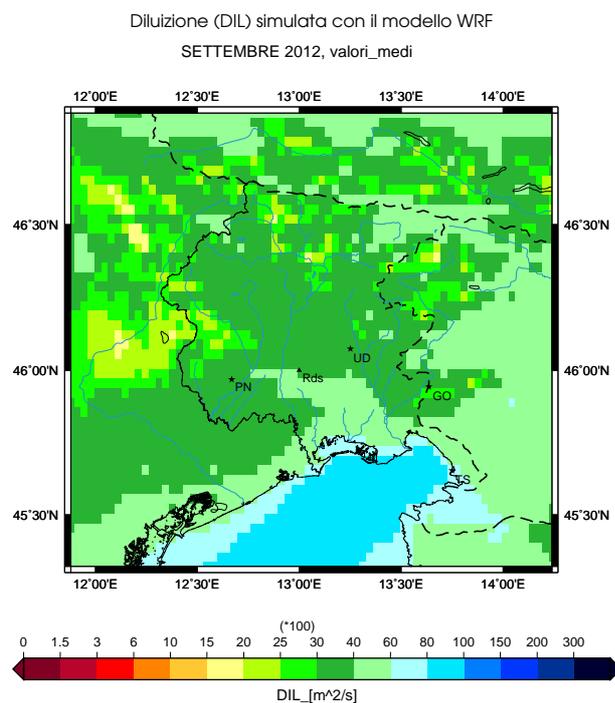
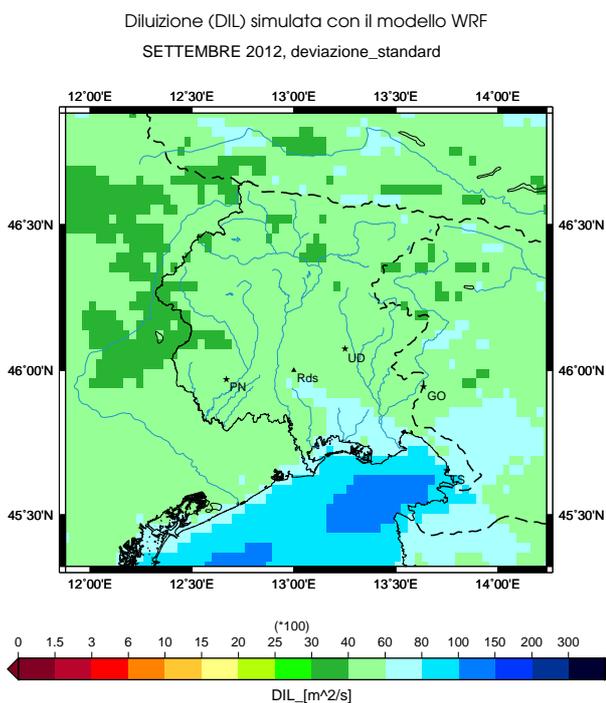


Figura 4.19: Diluizione nel boundary layer nel mese di settembre 2012. Il grafico descrive i valori medi calcolati sul dominio regionale nel mese di settembre 2012 per la grandezza DIL.

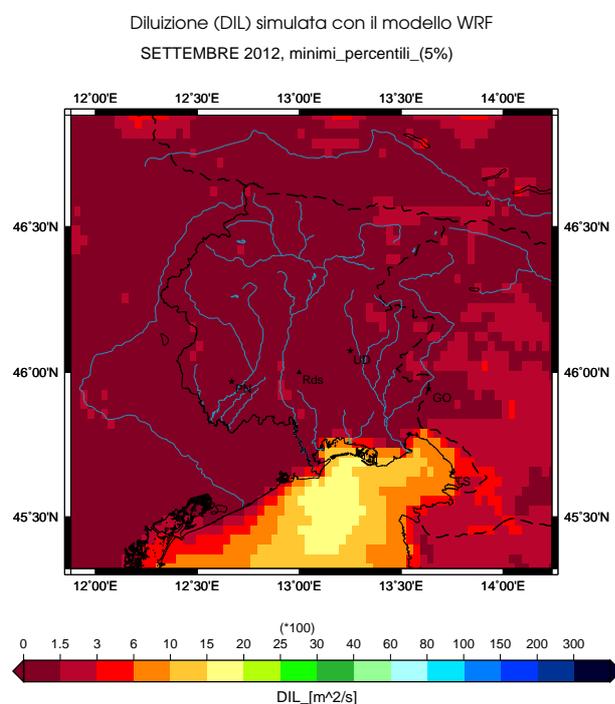
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

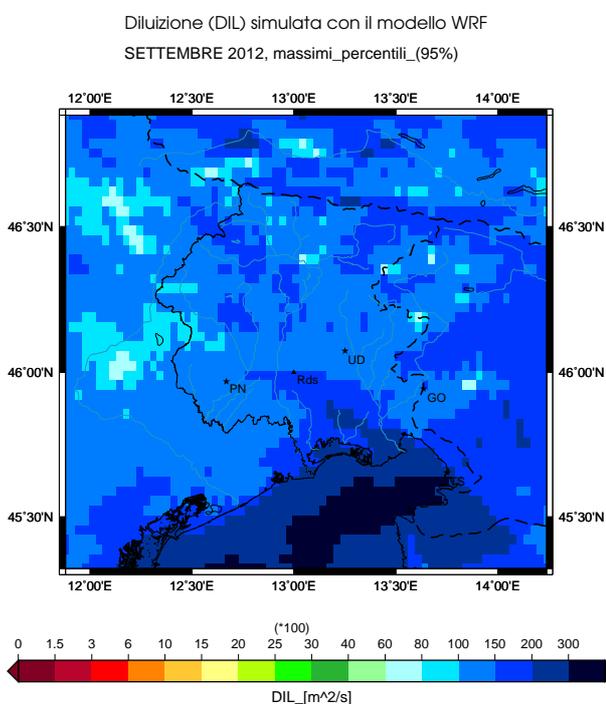


Figura 4.20: Diluizione nel boundary layer nel mese di settembre 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza DIL.

4.3 Studio della friction velocity nel surface layer

Il surface layer è di fondamentale importanza per lo sviluppo del boundary layer. Essendo aderente alla superficie terrestre infatti, il SL ospita al suo interno i moti turbolenti generati dal wind shear che rimescolano l'aria rendendola instabile. La grandezza che fornisce una misura della turbolenza, e che dipende dal wind shear, è la friction velocity (sezione 1.5.4).

E' stata calcolata allora, direttamente dal modello, la friction velocity (abbreviata come UST) per lo studio della turbolenza all'interno del SL sul dominio regionale.

Di seguito sono riportate alcune caratteristiche di UST ricorrenti nell'anno 2012.

- I valori mediani da settembre ad aprile sono minori dei valori medi su tutto il dominio di calcolo, tranne sui rilievi dove sono confrontabili. Nei mesi più caldi, da maggio ad agosto, i valori medi e mediani sono praticamente gli stessi, quindi la distribuzione di UST è simmetrica.
- I minimi percentili sono sempre molto bassi e prossimi a zero. Sul mare e in pianura i valori sono generalmente inferiori a 0.05 m/s, nella zona montana spesso scendono al di sotto di 0.025 m/s mentre sui rilievi più alti sono compresi tra 0.05 m/s e 0.10 m/s.
- Nella zona montana i valori medi, mediani e massimi percentili sono sempre maggiori rispetto al resto del dominio. I valori medi in montagna sono compresi tra 0.30 e 0.40 m/s durante tutto l'anno; i rilievi orografici sono sempre riconoscibili per i valori particolarmente alti, compresi tra 0.40 e 0.75 m/s sia nel campo delle medie che delle mediane.

Osservando la UST stagione per stagione sono state fatte le seguenti considerazioni.

- **Primavera (1 marzo - 31 maggio).**

I valori medi nella stagione primaverile sono suddivisi in tre zone: in montagna i valori sono sempre superiori a 0.25 m/s (con picchi attorno a 0.50 m/s sui rilievi orografici) e sono i maggiori del dominio, in pianura sono compresi tra 0.15 e 0.25 m/s, sul mare sono inferiori a 0.20 m/s. Esiste un gradiente tra mare ed entroterra che aumenta con il trascorrere della stagione e che segue molto bene la linea di costa. Le deviazioni standard sono minori dei valori medi nell'entroterra e maggiori sul mare. I valori mediani sono generalmente minori dei valori medi, tranne sui rilievi dove sono confrontabili; tuttavia col passare della stagione le differenze tra medie e mediane tendono a diminuire. I valori minimi percentili sono minori di 0.025 m/s su alcune zone montane e marine, minori di 0.05 m/s in pianura e attorno a 0.10 m/s sui rilievi; solo in aprile i minimi sono leggermente maggiori su tutto il dominio. I massimi percentili in questa stagione sono sempre maggiori di 0.75 m/s in montagna. Con l'avanzare della primavera, mentre i valori in pianura aumentano, quelli sul mare diminuiscono e il gradiente calcolato con i valori massimi si inverte.

- **Estate (1 giugno - 31 agosto).**

Nella stagione estiva continuano a distinguersi le tre zone: in montagna i valori restano alti e confrontabili con quelli primaverili, in pianura sono compresi tra 0.20 e 0.30 m/s, sul mare sono inferiori a 0.15 m/s in giugno e agosto mentre sono leggermente maggiori in luglio. Per tutta la stagione esiste un gradiente costiero, con valori maggiori in pianura. Le deviazioni standard sono sempre minori dei valori medi nell'entroterra e maggiori o confrontabili sul mare. I valori mediani nella stagione estiva sono ovunque confrontabili con i valori medi, ciò significa che la distribuzione di UST in estate è simmetrica. Sia i campi medi che mediani mostrano un'anomalia sul Golfo di Trieste, dove i valori sono inferiori rispetto al resto del mare Adriatico. I minimi percentili mostrano un andamento simile a quello primaverile: i valori sono minori di 0.025 m/s su alcune zone montane e marine, minori di 0.05 m/s in pianura e attorno a 0.10 m/s sui rilievi; solo in luglio i minimi aumentano leggermente. I massimi percentili suddividono il dominio in tre zone, analogamente ai valori medi: i valori maggiori sono in montagna (superiori a 0.75 m/s) e quelli minori sul mare (minori di 0.35 m/s). Solamente a luglio i valori sul mare sono compresi tra 0.50 e 0.75 m/s e confrontabili con quelli in pianura.

- **Autunno (1 settembre - 30 novembre).**

Nella stagione autunnale la distribuzione nello spazio dei valori medi cambia: in pianura e sul mare i valori sono confrontabili, compresi tra 0.15 e 0.25 m/s (0.30 m/s nel mese di settembre) mentre nella zona montana restano elevati e maggiori rispetto al resto del dominio. Il gradiente costiero evidente nelle stagioni precedenti praticamente scompare. Le deviazioni standard all'inizio della stagione sono minori dei valori medi, poi diventano confrontabili o maggiori. Come in primavera, i valori mediani sono ovunque minori dei valori medi, tranne sui rilievi dove sono confrontabili. I minimi percentili continuano a essere inferiori a 0.05 m/s in pianura e prossimi a zero in alcune zone montane. Tuttavia la stagione si distingue per i valori compresi tra 0.05 m/s e 0.10 m/s sul mare, mostrando un gradiente costiero, seppur molto debole, calcolato con i minimi percentili (come in nessun'altra stagione). Questo è verosimilmente dovuto al fatto che la superficie del mare di notte si mantiene a una temperatura maggiore di quella dell'aria, favorendo l'instabilità degli strati atmosferici appena sovrastanti. Analogamente ai valori medi, i massimi percentili mostrano una chiara distinzione tra la zona montana, con valori maggiori di 0.75 m/s, e il resto del dominio. Infatti sia in pianura che sul mare i valori sono compresi tra 0.50 e 0.75 m/s e il gradiente costiero è nullo (tranne a settembre).

- **Inverno (1 dicembre - 28/29 febbraio).**

Come per la stagione autunnale, anche in inverno i valori medi in pianura e sul mare sono distribuiti piuttosto omogeneamente, con valori tra 0.15 e 0.20 m/s, e sono distinti dalla zona montana, dove sono maggiori di 0.30 m/s con picchi

di 0.75 m/s sui rilievi. Il gradiente costiero quindi è nullo, escluso il mese di febbraio, e i valori nella zona montana sono doppi di quelli in pianura. Le deviazioni standard in inverno continuano a essere confrontabili o maggiori dei valori medi. I valori mediani sono sempre inferiori ai valori medi, esclusi i rilievi orografici dove sono confrontabili. Nella stagione invernale i valori mediani mostrano un'anomalia sul Golfo di Trieste, dove sono minori rispetto al resto del mare Adriatico. I minimi percentili sono quasi ovunque inferiori a 0.05 m/s; solo sui rilievi i valori sono maggiori mentre in montagna e sul Golfo di Trieste sono prossimi a zero (minori di 0.025 m/s). I massimi percentili, analogamente ai valori medi, mostrano una chiara distinzione tra la zona montana, con valori maggiori di 0.75 m/s, e il resto del dominio. Il gradiente costiero è praticamente nullo, anche se i valori sul mare sono leggermente superiori a quelli in pianura. Ciò che caratterizza i massimi percentili di questa stagione è la presenza di due anomalie nella bassa e alta pianura con valori minori rispetto al territorio circostante.

Dall'analisi mensile (riportata in parte nell'Appendice D.3) sono stati individuati alcuni casi particolari.

Come si è visto per l'altezza del boundary layer e per la diluizione, il mese di febbraio è un mese particolare anche per la friction velocity. La UST mostra infatti valori molto alti nelle zone più esposte alla bora, dove verosimilmente il wind shear, e di conseguenza la turbolenza, è importante a causa del vento.

Il mese di settembre è singolare perchè in pianura e sul mare mostra valori maggiori rispetto al resto dell'anno (sono confrontabili solo con luglio). Quindi settembre viene identificato come un mese di transizione anche per la UST.

Osservando le medie e le mediane sul Golfo di Trieste si è riscontrato molto spesso un'anomalia con valori minori rispetto al resto del mare Adriatico. Dato il forte gradiente orografico lungo la costiera triestina potrebbe essere che il modello simuli un gradiente verticale del vento minore sotto costa rispetto che al largo.

Sul territorio sloveno i valori medi e mediani sempre molto maggiori rispetto al resto del dominio e confrontabili con i valori sui rilievi, probabilmente a causa del diverso uso del suolo del modello.

Friction velocity nel surface layer: gennaio 2012

I valori medi a gennaio sono distribuiti in maniera omogenea sul mare e in pianura distinguendosi dalla zona montana. Infatti i valori sono compresi tra 0.10 e 0.20 m/s in pianura e sul mare, senza mostrare gradienti importanti lungo la linea di costa, e sono praticamente doppi nella zona montana, con picchi di 0.75 m/s sui rilievi orografici. Le deviazioni standard sono maggiori dei valori medi sul mare e in pianura e confrontabili nella zona montana; sui rilievi orografici le deviazioni standard sono minori delle medie. I valori mediani sono inferiori a quelli medi su tutto il territorio, riproducendo il loro stesso andamento; solo sui rilievi medie e mediane sono confrontabili. Si nota un'anomalia sul Golfo di Trieste, dove i valori medi e mediani sono inferiori rispetto al resto del mare Adriatico. I valori minimi percentili sono ovunque prossimi a zero (inferiori a 0.05 m/s) in particolare nella zona montana e sul Golfo di Trieste, dove sono compresi tra 0 e 0.025 m/s; sui rilievi orografici invece superano i 0.05 m/s. I massimi percentili sono quasi ovunque superiori a 0.40 m/s con valori maggiori di 0.75 m/s nella zona montana; tuttavia si notano delle disomogeneità sulla bassa e alta pianura, dove i valori scendono a 0.30 m/s.

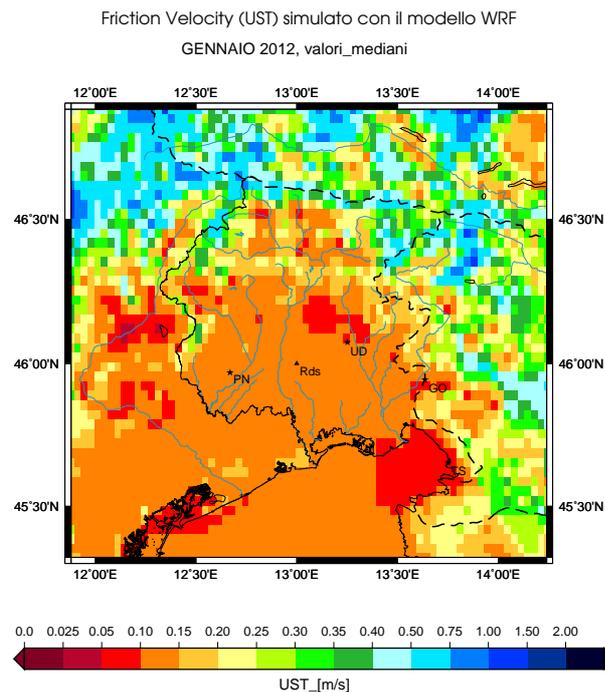


Figura 4.21: Friction velocity nel surface layer nel mese di gennaio 2012.

Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di gennaio 2012 per la grandezza UST.

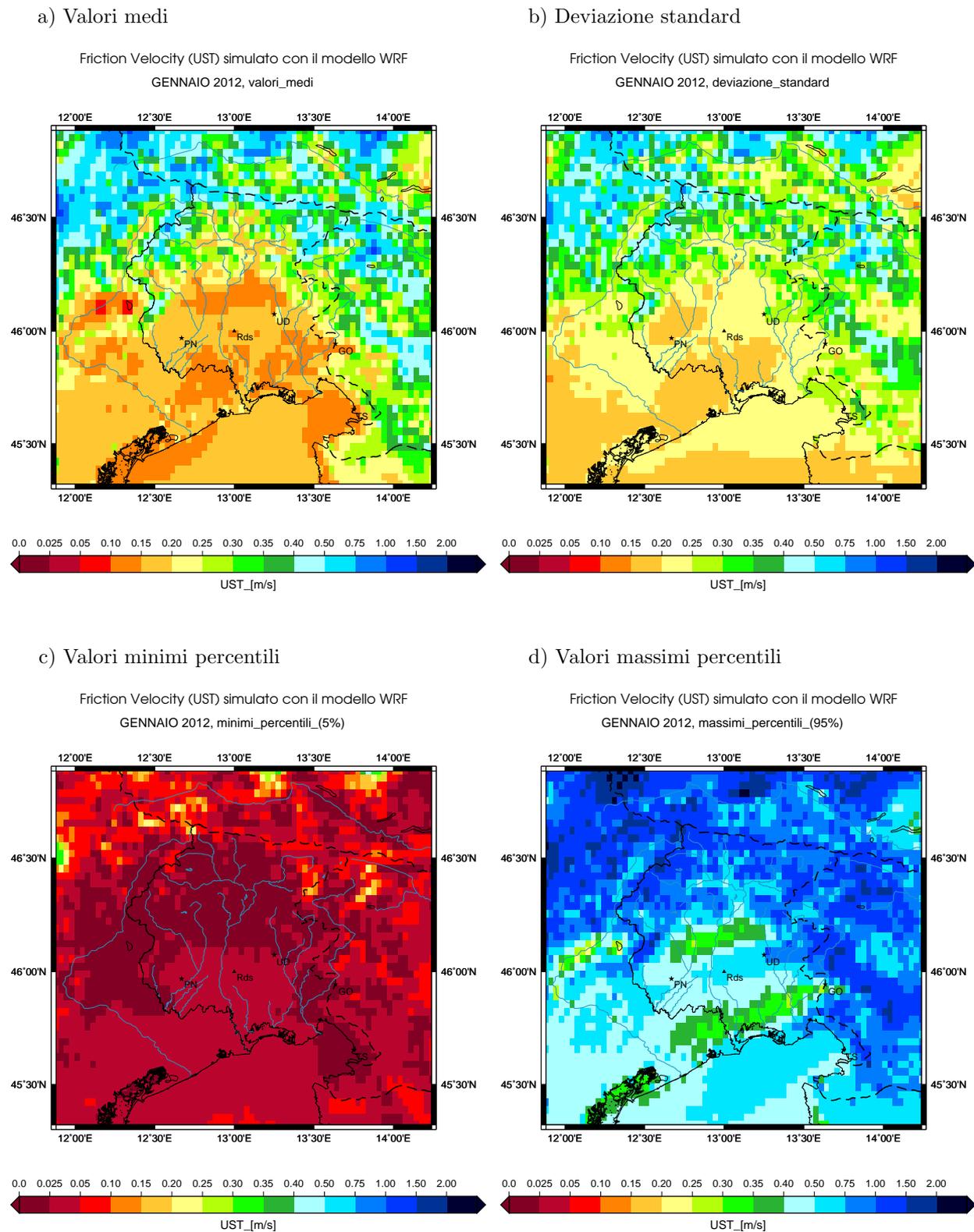


Figura 4.22: Friction velocity nel surface layer nel mese di gennaio 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza UST.

Friction velocity nel surface layer: febbraio 2012

Nel mese di febbraio i valori medi aumentano notevolmente su tutto il dominio di calcolo, in particolare nelle zone orientali, dove sono compresi tra 0.50 e 1.00 m/s, e sul mare, dove sono compresi tra 0.30 e 0.50 m/s. Si nota un gradiente tra mare ed entroterra di 0.15 m/s in 10 km, con valori maggiori sul mare, e un gradiente nella direzione est-ovest di 0.50 m/s in una trentina di chilometri. Sui rilievi i valori si mantengono elevati e confrontabili con il mese precedente. Analogamente alle medie, anche i valori mediani aumentano rispetto a gennaio, in particolar modo a oriente e sul mare. Le mediane continuano a essere inferiori rispetto alle medie, a parte sui rilievi più alti. Il gradiente tra mare ed entroterra è meno marcato rispetto ai valori medi mentre resta evidente quello nella direzione est-ovest. Si nota inoltre l'anomalia sul Golfo di Trieste, dove i valori mediani sono inferiori al resto del mare e confrontabili con la pianura. I minimi percentili sono ovunque confrontabili con il mese precedente. I massimi percentili invece mostrano un aumento rispetto a gennaio su tutto il dominio: nelle zone orientali i valori sono prossimi a 1.50 m/s con picchi oltre i 2.00 m/s, sul mare sono omogeneamente distribuiti attorno al valore di 1.00 m/s, sulla pianura sono inferiori a 1.00 m/s e restano evidenti le anomalie sulla bassa e alta pianura. Come per i valori medi esiste un debole gradiente costiero e un gradiente molto forte nella direzione est-ovest. Si ricorda che i percentili considerano un numero esiguo di valori orari e in questo caso i massimi sono verosimilmente associati all'episodio di bora forte che ha caratterizzato il mese di febbraio.

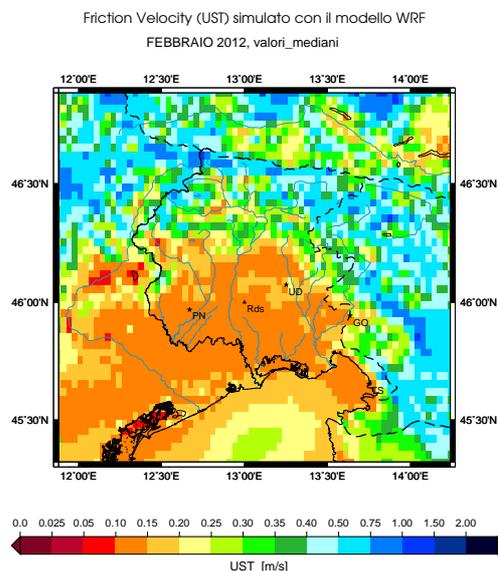


Figura 4.23: Friction velocity nel surface layer nel mese di febbraio 2012. Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza UST.

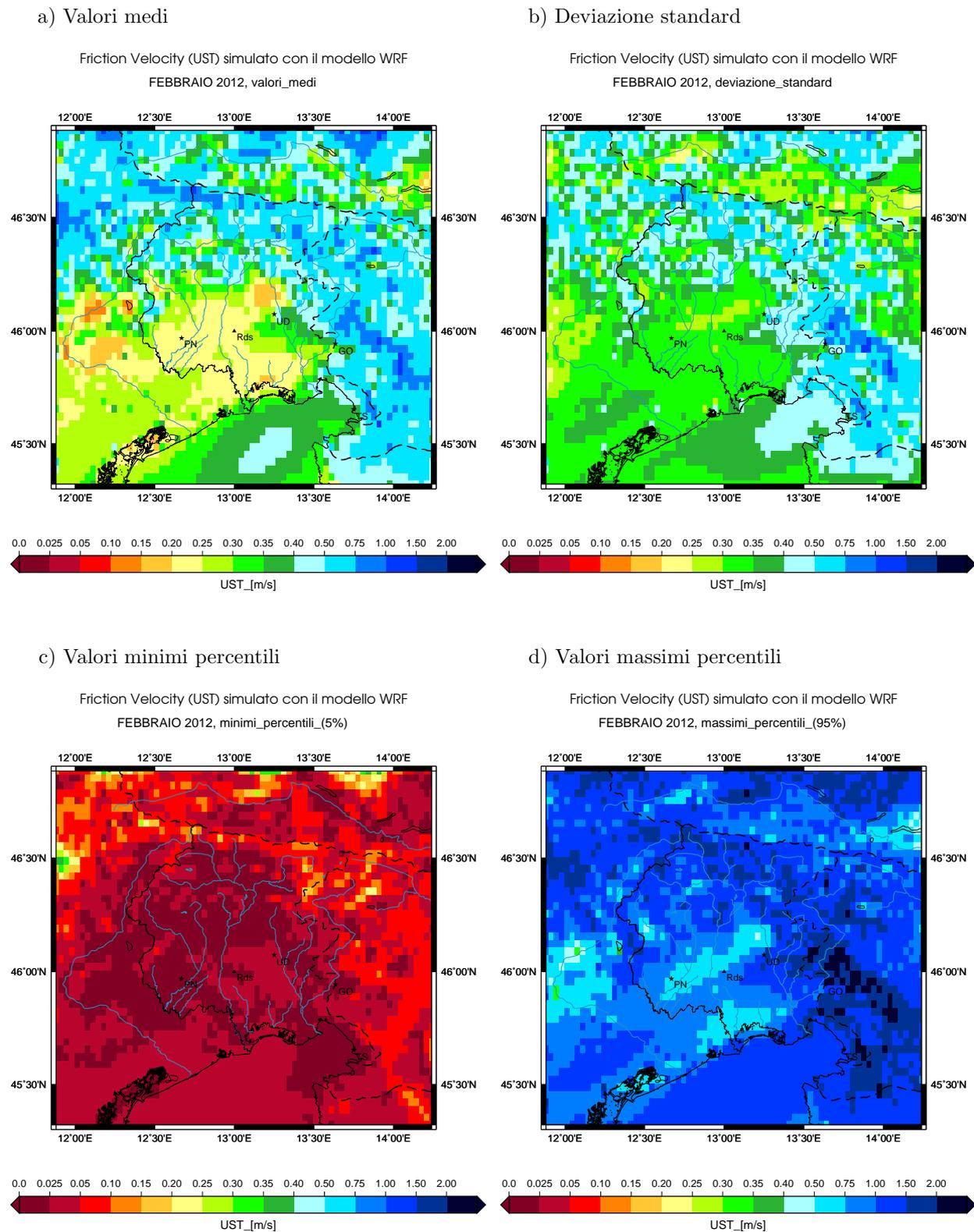


Figura 4.24: Friction velocity nel surface layer nel mese di febbraio 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza UST.

Friction velocity nel surface layer: maggio 2012

I valori medi diminuiscono di circa 0.5 m/s quasi ovunque rispetto al mese di aprile e il gradiente costiero resta importante; sul Golfo di Trieste la differenza tra mare ed entroterra è ancora più marcata. In montagna i valori continuano a essere superiori rispetto alla pianura. Le deviazioni standard sono inferiori ai valori medi nell'entroterra e sono invece maggiori sul mare. I valori medi diminuiscono leggermente rispetto al mese di aprile e in modo più evidente sul mare, rinforzando il gradiente tra pianura e mare. I valori medi sono leggermente minori dei valori medi nella zona montana (tranne sui rilievi orografici) e quasi confrontabili sul mare e in pianura. I valori minimi percentili diminuiscono leggermente soprattutto sul mare, dove sono nuovamente prossimi a zero. Per quanto riguarda i valori massimi percentili non si avvisano variazioni nell'entroterra, mentre si nota una diminuzione sul mare e di conseguenza la formazione di un importante gradiente che segue la linea di costa.

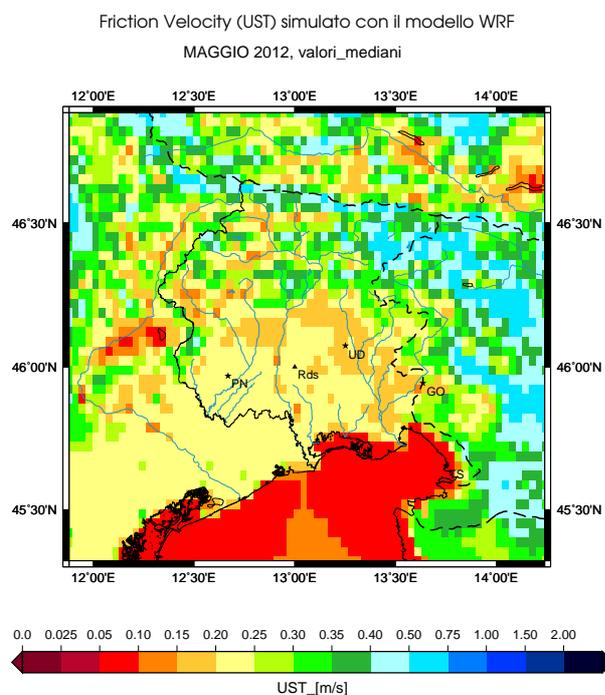
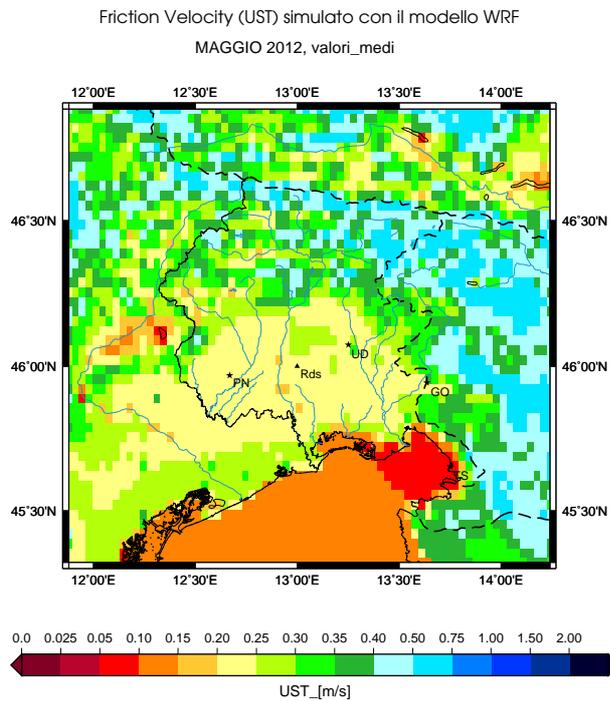
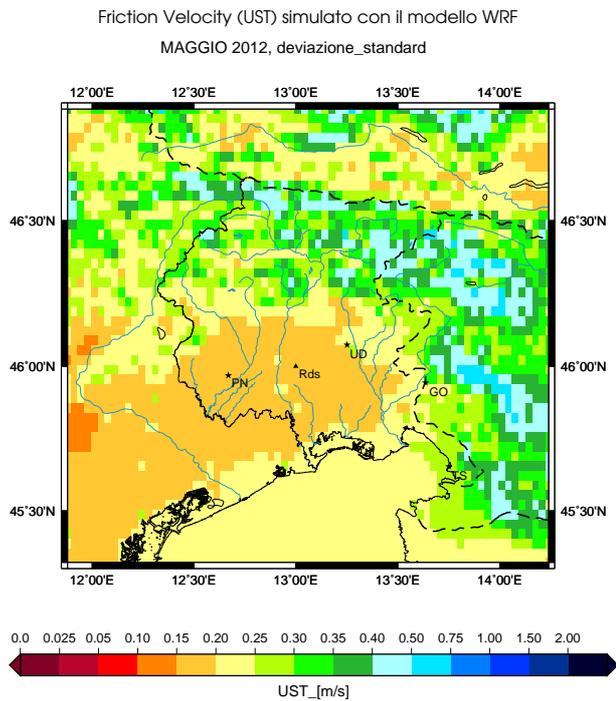


Figura 4.25: Friction velocity nel surface layer nel mese di maggio 2012. Il grafico descrive i valori medi calcolati sul dominio regionale nel mese di maggio 2012 per la grandezza UST.

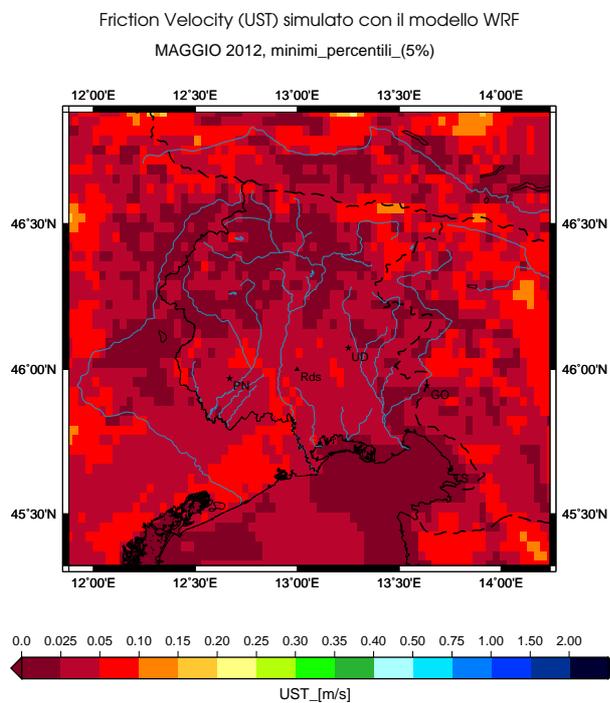
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

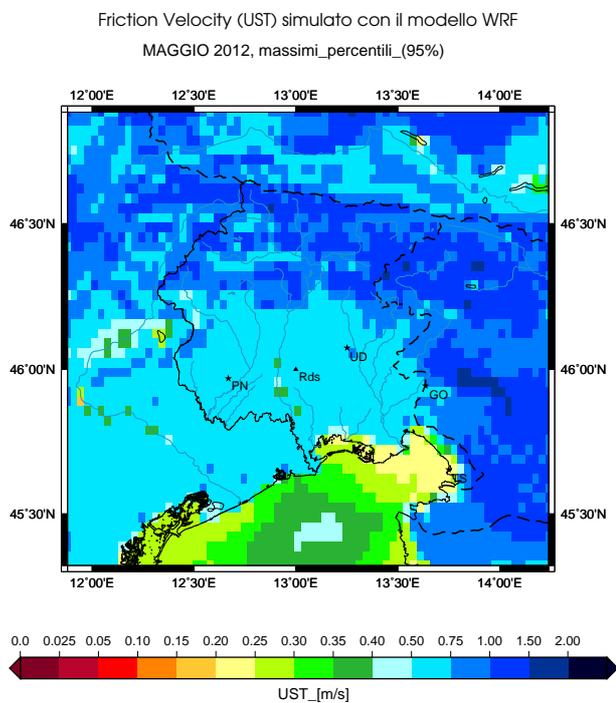


Figura 4.26: Friction velocity nel surface layer nel mese di maggio 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza UST.

Friction velocity nel surface layer: luglio 2012

I valori medi di UST aumentano su tutto il dominio di calcolo rispetto al mese precedente, in particolar modo sul mare, dove da 0.10-0.15 m/s passano a 0.20-0.25 m/s. Si mantiene la distinzione tra mare e pianura, dove i valori sono tra 0.20 e 0.30 m/s, ma il gradiente è meno importante dei mesi precedenti. Sul Golfo di Trieste i valori continuano a essere inferiori di 0.05 m/s rispetto al resto del mare Adriatico. Le deviazioni standard sono minori dei valori medi nell'entroterra e confrontabili sul mare. Le mediane aumentano ovunque rispetto a giugno e il gradiente tra terra e mare, con valori minori sul mare, resta marcato. I valori mediani continuano a essere quasi confrontabili con i valori medi, soprattutto nella zona montana. I valori minimi percentili aumentano rispetto al mese precedente: sulla pianura, nelle zone orientali e in mare aperto raggiungono valori fino a 0.10 m/s, mentre nella zona montana e sul Golfo di Trieste restano inferiori a 0.05 m/s. Anche i massimi percentili, rispetto al mese di giugno, aumentano leggermente nella zona montana, sul territorio sloveno e in particolar modo sul mare, dove diventano confrontabili con la pianura annullando il gradiente costiero.

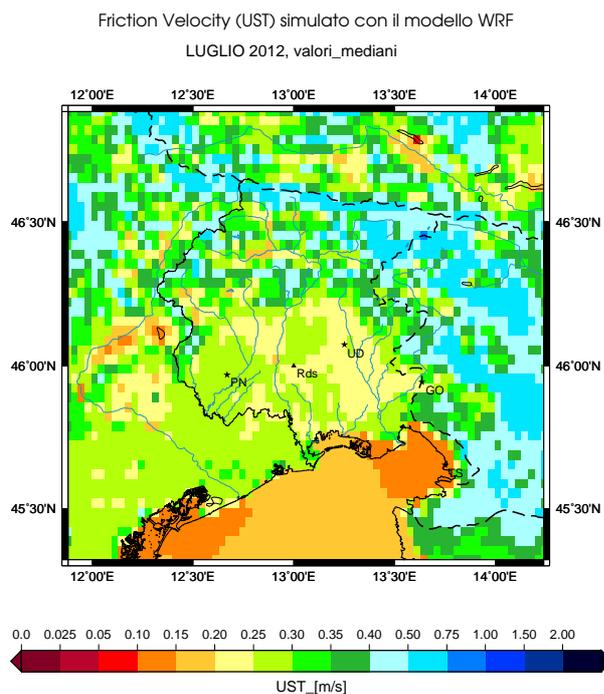


Figura 4.27: Friction velocity nel surface layer nel mese di luglio 2012.

Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di luglio 2012 per la grandezza UST.

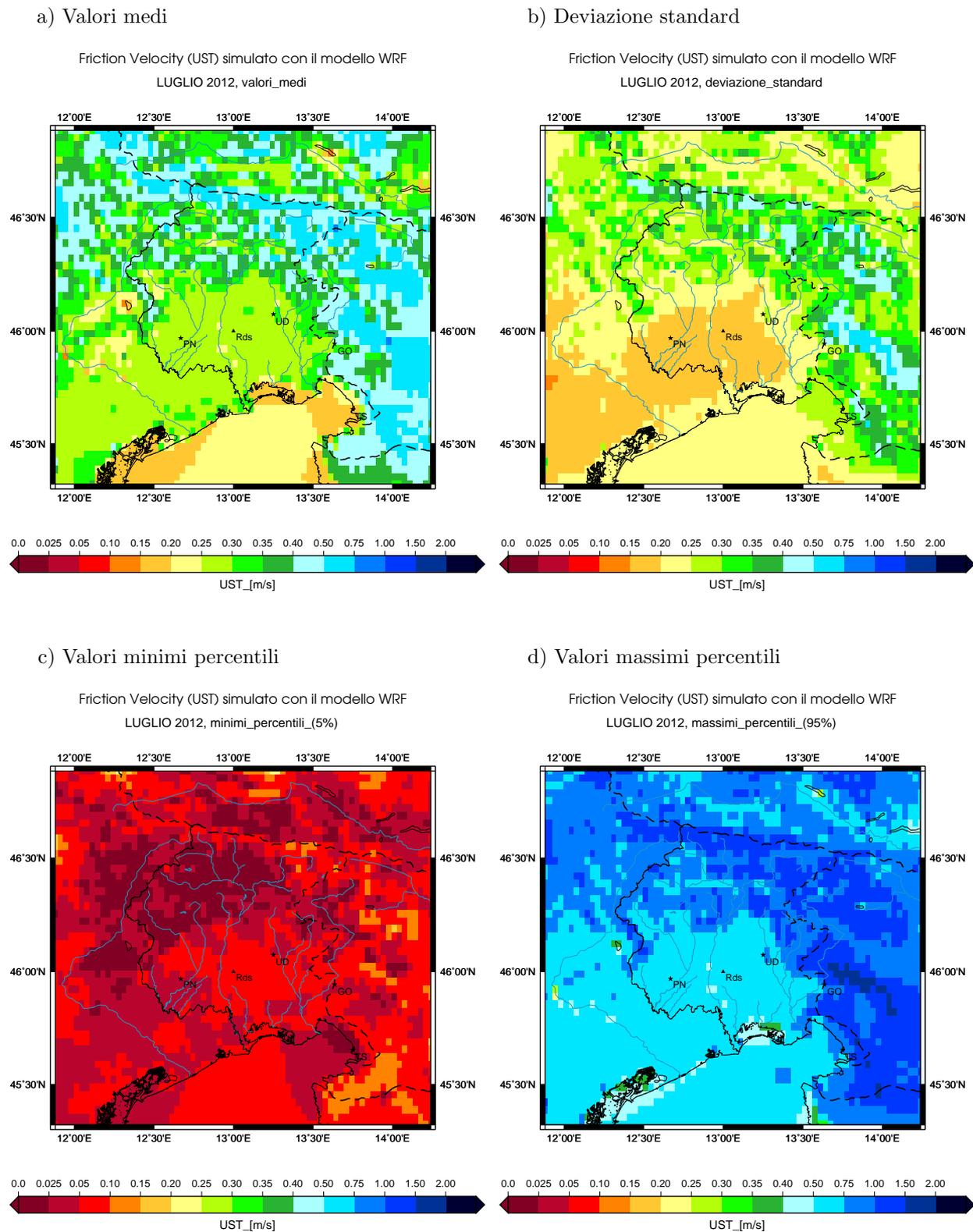


Figura 4.28: Friction velocity nel surface layer nel mese di luglio 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza UST.

Friction velocity nel surface layer: settembre 2012

Nel mese di settembre la media di UST aumenta su tutto il dominio di calcolo e in particolar modo sul mare, dove passa da valori tra 0.10-0.15 m/s in agosto a 0.30-0.35 m/s. In pianura le medie raggiungono i 0.30 m/s e il gradiente lungo la costa è praticamente nullo. Nella zona montana i valori superano i 0.35 m/s, con picchi ancora maggiori sui rilievi. Sul Golfo di Trieste per la prima volta i valori sono maggiori rispetto al resto dell'Adriatico e lungo la costa triestina si forma un gradiente di circa 0.30 m/s in una decina di chilometri. Le deviazioni standard sono minori dei valori medi su tutto il dominio di calcolo, compresa la zona marina. I valori mediani aumentano rispetto al mese di agosto, in modo analogo ai valori medi rispetto ai quali sono nuovamente inferiori (esclusi i rilievi). I minimi percentili aumentano e raggiungono i 0.10 m/s in alcune zone della pianura e su tutto il mare. Il fatto che nel mese di settembre la UST sia decisamente maggiore di zero sul mare anche di notte indica che l'instabilità è favorita, ed è quello che ci si aspetta dal momento che la superficie del mare si mantiene a una temperatura maggiore di quella dell'aria sovrastante anche nelle ore notturne. Nella zona montana i valori restano bassi e confrontabili con i mesi precedenti. I valori massimi percentili aumentano ovunque rispetto ad agosto: sui monti e nelle zone orientali i valori sono superiori a 0.75 m/s, con picchi maggiori sui rilievi, mentre sul mare raggiungono 1.00 m/s invertendo il gradiente costiero, seppur debole, con valori maggiori sul mare.

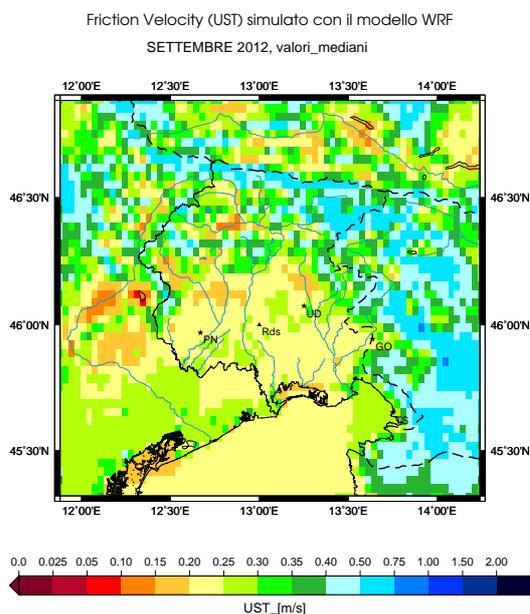
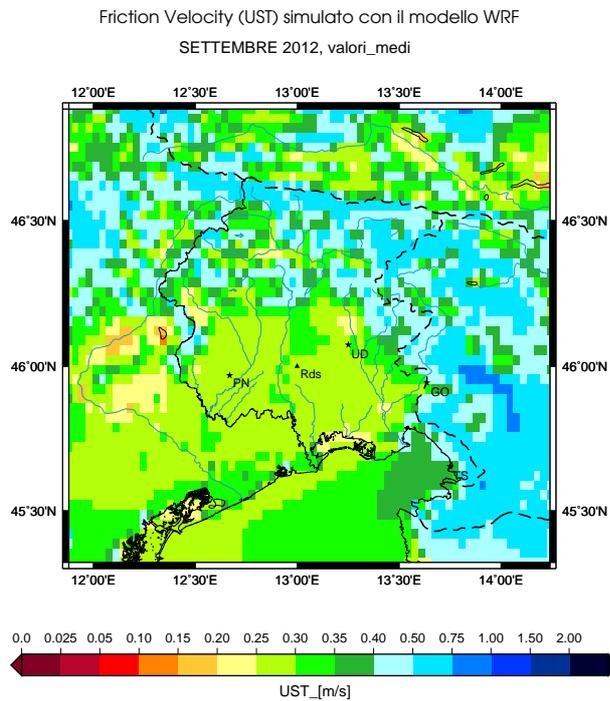
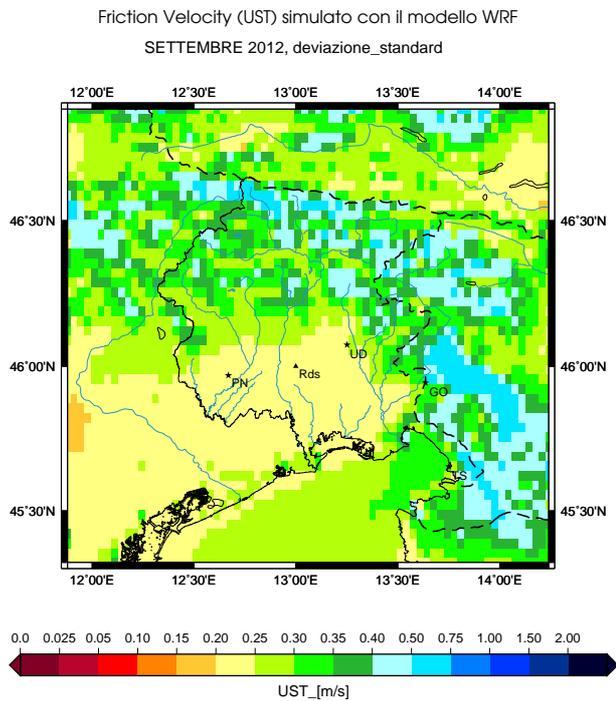


Figura 4.29: Friction velocity nel surface layer nel mese di settembre 2012. Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di settembre 2012 per la grandezza UST.

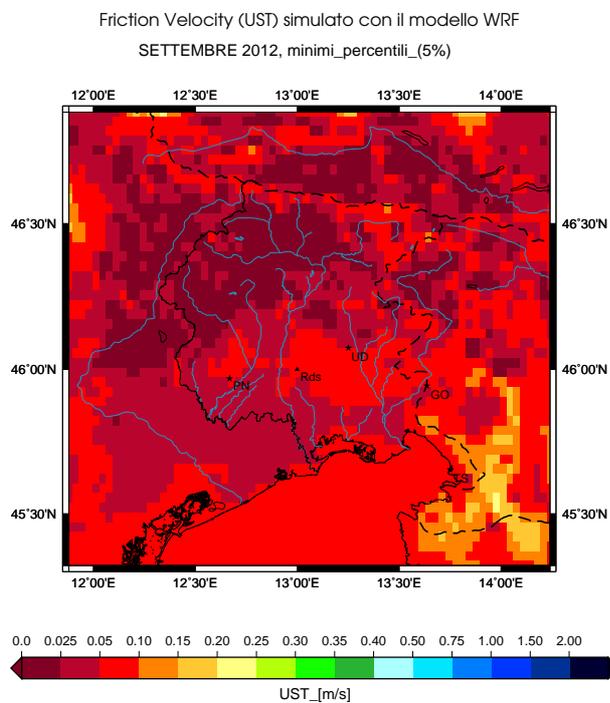
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

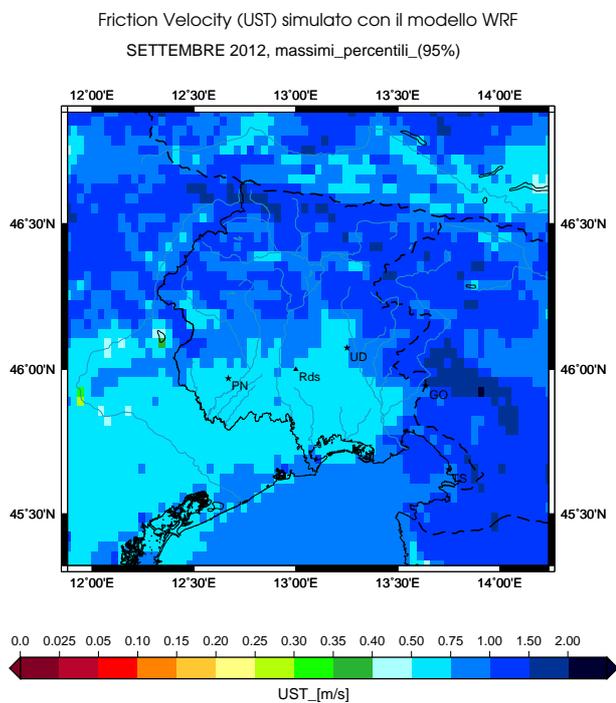


Figura 4.30: Friction velocity nel surface layer nel mese di settembre 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza UST.

Capitolo 5

Evoluzione del Boundary Layer: casi studio

Dopo lo studio delle grandezze statistiche mensili per l'intera regione, l'analisi è stata indirizzata alla comprensione di alcuni casi studio scelti per le loro particolari caratteristiche. L'attenzione quindi è stata concentrata su un breve periodo di tempo per studiare l'evoluzione dell'altezza del boundary layer e della temperatura potenziale.

Per quanto riguarda la scelta del periodo temporale, sono stati cercati alcuni giorni consecutivi di calma di vento in ciascuna stagione, al fine di evidenziare il ruolo fondamentale che il surface layer riveste nello sviluppo del boundary layer. Infatti l'influenza del SL viene apprezzata maggiormente confrontando i diversi periodi dell'anno quando i moti orizzontali non predominano sui moti convettivi (già nella sezione 4.1 si è visto che le caratteristiche mensili del PBLH cambiano) .

Avendo la fortuna di esaminare un dominio regionale caratterizzato da un territorio molto eterogeneo, con montagne più alte di 2000 m, una zona di pianura e una zona marina, è interessante vedere quali sono le zone di transizione per il PBLH e come questo si comporta su una zona o l'altra. Siccome la morfologia del territorio della regione Friuli Venezia-Giulia cambia nella direzione nord-sud, con lo strumento di visualizzazione GrADS (Appendice B.2.4) sono stati creati dei grafici in cui una dimensione spaziale, la longitudine, è stata mantenuta costante. La longitudine scelta è quella del punto di griglia più vicino alla città di Udine (13.2133E) per i seguenti motivi: la sezione è abbastanza centrale nel dominio di calcolo, include aree sul mare (a sud) sulla pianura e sulle montagne (a nord), i dati del modello possono essere utilizzati per un confronto con le misure delle stazioni meteorologiche di Udine (al suolo) e di Campoformido (del radiosondaggio). In Figura 5.1 è rappresentata l'orografia del dominio regionale ottenuta con i dati del modello, alla longitudine fissata di 13.2133E. Si nota che fino alla latitudine di 45.8N si estende il mare (il profilo infatti è alla quota costante di 0 m), poi si distingue la pianura, che si innalza fino alla quota di circa 200 m, e dalla latitudine 46.2N comincia la zona orograficamente complessa. E' evidente che la risoluzione del modello di 2 km è

insufficiente per cogliere tutte le disomogeneità dei rilievi e delle valli regionali, di conseguenza le simulazioni nella zona montana sono solo parzialmente aderenti alla realtà. Per tale motivo l'interpretazione dei risultati ottenuti nelle aree caratterizzate da orografia complessa è stata eseguita con la massima cautela, tenendo sempre ben presenti i limiti della risoluzione spaziale adottata.

I dati utilizzati per l'analisi in questo capitolo sono dati orari di variabili calcolate direttamente dal modello. Le grandezze considerate sono l'intensità del vento a 10 m dal suolo (VV), l'altezza del boundary layer ($PBLH$) e la temperatura potenziale (θ). Nelle sezioni successive sono stati riportati e analizzati i grafici con:

- l'intensità del vento nel surface layer in funzione della latitudine e del tempo;
- l'altezza del boundary layer in funzione della latitudine e dello stesso periodo di tempo;
- i profili orari (relativi a una giornata) dell'altezza del boundary layer al variare della latitudine;
- i profili orari della temperatura potenziale calcolati in un punto di griglia (solitamente quello più vicino alle coordinate geografiche delle stazioni meteorologiche di Udine e di Trieste).

Per verificare le ipotesi formulate durante l'analisi, facendo uso anche di misure dirette, sono stati riportati i grafici con le misure registrate dalle stazioni meteorologiche al suolo dell'OSMER, a Udine e sulla boa al largo di Trieste, e dal radiosondaggio di Campoformido. Le caratteristiche delle misure e gli errori associati sono quelli riportati nella Tabella 3.5.

Una nota, valida per tutti i grafici contenuti in questo capitolo, è che il tempo è sempre espresso in ore UTC, quindi per risalire all'ora locale (in Italia) si deve aggiungere un'ora quando è in vigore l'ora solare, due ore quando è in vigore l'ora legale.

Si ricorda infine che sono stati utilizzati, come condizioni al contorno, i dati delle analisi fornite dall'ente ECMWF, le quali sono disponibili ogni sei ore per l'intero anno 2012. Ne consegue che sono state impiegate le migliori condizioni al contorno disponibili.

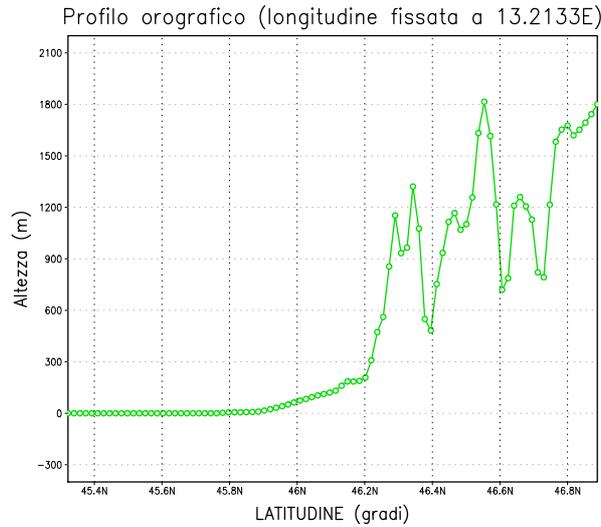


Figura 5.1: Profilo dell'orografia al variare della latitudine. Il grafico mostra l'orografia lungo tutto il dominio regionale con la longitudine fissata a 13.2133E e con la risoluzione di 2 km.

5.1 Caso primaverile con calma di vento

Sono state individuate nel mese di marzo quattro giornate, dal 01/03 al 04/03, in cui l'intensità del vento nel surface layer è molto debole. In Figura 5.2 si vede che il vento è quasi sempre inferiore a 3 m/s, sia in pianura che sul mare, e che tende ad essere superiore di qualche unità nella zona orograficamente complessa.

Osservando il grafico in Figura 5.3 sull'altezza del boundary layer si possono trarre diverse considerazioni, a seconda del luogo e della giornata in esame. Sul mare il PBLH raggiunge al massimo 200 m di altezza e non si notano variazioni diurne. Infatti, in questo periodo dell'anno, il mare è freddo e la temperatura dell'aria si mantiene sempre maggiore della temperatura dell'acqua superficiale; di conseguenza né di giorno né di notte riescono a svilupparsi moti convettivi dell'aria sovrastante il mare. Anche in montagna il PBLH resta piuttosto basso, minore di 300 m, e non mostra modulazioni diurne. Sulla zona pianeggiante invece è molto evidente il ciclo diurno del PBLH, con picchi nelle ore centrali della giornata. La modulazione del boundary layer in pianura si nota nelle giornate 1, 3, 4 marzo, mentre nella giornata del 2 marzo il PBLH si sviluppa solo alla latitudine 46.2N. In realtà, tutte e quattro le giornate hanno la caratteristica comune di mostrare valori maggiori del PBLH alla stessa latitudine di 46.2N, che dalla Figura 5.1 si vede corrispondere alla zona orograficamente favorevolmente esposta al flusso incidente di radiazione solare. Per capire il motivo per cui a ridosso delle montagne il PBLH è maggiore occorre fare anche riferimento alla radiazione emessa dal terreno, la quale contribuisce al bilancio energetico dell'ABL. Mentre in pianura la radiazione viene emessa isotropicamente su tutto il mezzo angolo solido che la sovrasta, a ridosso delle

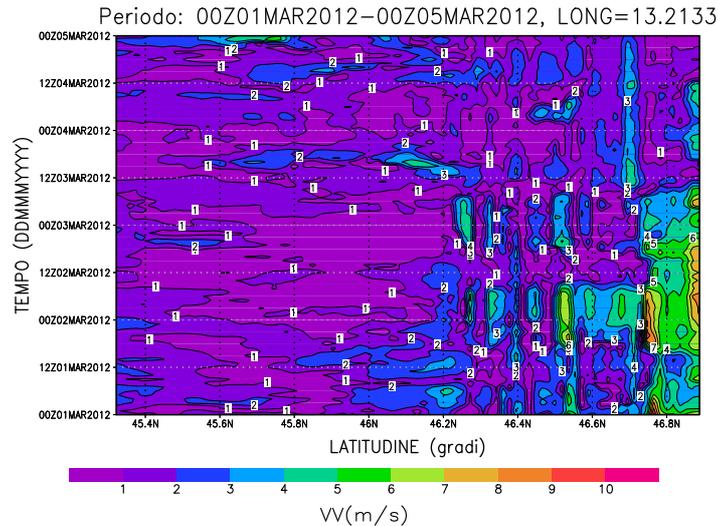


Figura 5.2: Intensità del vento nel mese di marzo.

Il grafico mostra l'evoluzione spaziale lungo la latitudine e l'evoluzione temporale dal 01/03 al 04/03 dell'intensità del vento a 10m (longitudine fissata a 13.2133E).

montagne vengono a sommarsi i contributi irradiati dalla pianura e dai pendii, i quali irradiano verso lo spazio con geometrie diverse da quelle tipiche della pianura e con temperature superiori, conseguenti all'esposizione favorevole. Di conseguenza nelle giornate soleggiate il bilancio energetico a ridosso delle montagne è maggiore che nel resto della pianura e favorisce l'instaurarsi dei moti convettivi, che accrescono il PBLH. Viceversa nelle zone montuose il bilancio energetico è inferiore a causa delle diverse direzioni in cui vengono emessi i contributi dai pendii, che riescono a sommarsi solo all'interno delle valli. Per questi motivi, nelle giornate soleggiate con calma di vento, il PBLH è maggiore al confine tra pianura e montagna ed è minore in montagna.

Per verificare che quanto appena scritto fosse valido per i giorni dal 01/03 al 04/03, è stato appurato che questi fossero effettivamente soleggiate con le misure della radiazione incidente registrate dalla stazione meteorologica di Udine (Figura 5.4).

Resta da capire perché il modello mostra dei valori di PBLH molto bassi nella giornata del 2 marzo. Trattandosi di una giornata soleggiata, l'ipotesi che lo sviluppo del boundary layer fosse stato inibito dalla nuvolosità è da scartare. Gli andamenti della temperatura del suolo e dell'aria (riportati in Figura 5.4) sono analoghi alla giornata precedente e successiva (in parte), quindi anche l'ipotesi che il surface layer del 2 marzo fosse stato diverso dagli altri giorni non è valida. A parità di radiazione e di condizioni del SL, un fattore che può determinare un basso valore del PBLH è la presenza di inversioni termiche. Dalla teoria (vedere sezione 1.4.4) è noto che uno strato fortemente stabile è caratterizzato da un valore positivo della frequenza di Brunt-Väisälä. Supponendo che la crescita diurna del PBLH del giorno 2 sia

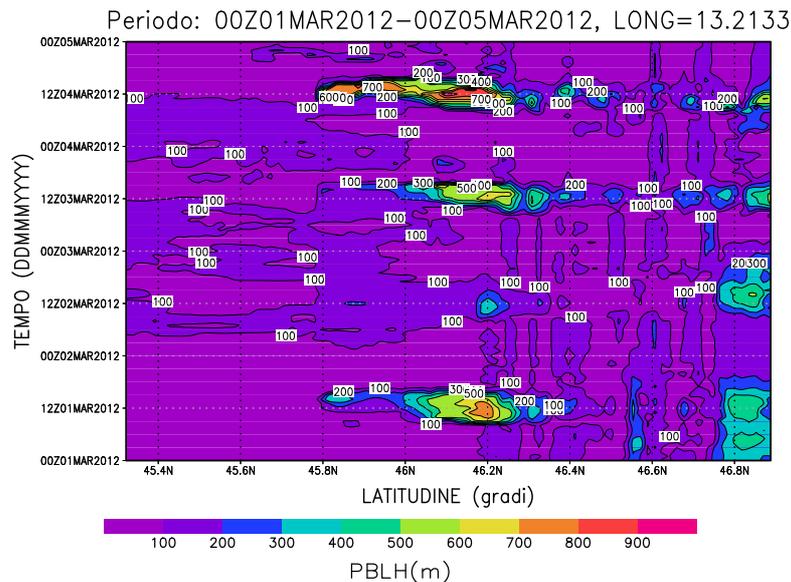


Figura 5.3: Altezza del boundary layer nel mese di marzo.

Il grafico mostra l'evoluzione spaziale lungo la latitudine e l'evoluzione temporale dal 01/03 al 04/03 dell'altezza del boundary layer (longitudine fissata a 13.2133E).

stata ostacolata dalla presenza di uno strato stabile sovrastante l'ABL, sono stati visualizzati i profili verticali della temperatura potenziale calcolata dal modello nel punto di griglia più vicino alle coordinate di Udine. Osservando i profili orari del 2 marzo, riportati in Figura 5.6, si nota un'inversione molto forte vicino al terreno alle ore 00. Col passare del tempo la quota dell'inversione aumenta leggermente descrivendo l'evoluzione del nocturnal boundary layer (NBL). Dalle ore 09 i profili mostrano una leggera stabilità al di sotto di 300 m circa e un'inversione molto forte tra 300 e 1000 m che persiste fino alle ore 00 del giorno 3 marzo. In questo modo il modello simula un'inversione termica al di sopra di 300 m che nasce al mattino del 2 marzo e permane tutto il giorno, impedendo al boundary layer di svilupparsi anche nelle ore centrali.

Per verificare l'esistenza di un'inversione termica si è fatto ricorso alle misure ad alta risoluzione spaziale della temperatura dell'aria in quota effettuate dal radiosondaggio di Udine. Avendo a disposizione le misure ogni dodici ore sono stati riportati nello stesso grafico i profili termici verticali delle prime tre giornate di marzo (Figura 5.5). Osservando il profilo del giorno 2 alle ore 12.00 si nota effettivamente una brusca inversione della temperatura alla quota di 1000 m circa e un gradiente verticale della temperatura positivo fino a 1500 m. Si deduce allora che il modello ha cercato di simulare questa inversione ma, avendo a disposizione solo tre livelli verticali tra 500 e 1000 m di quota (vedere Tabella 3.2), ha simulato un'inversione termica meno marcata in un intervallo verticale tra 300-1000 m.

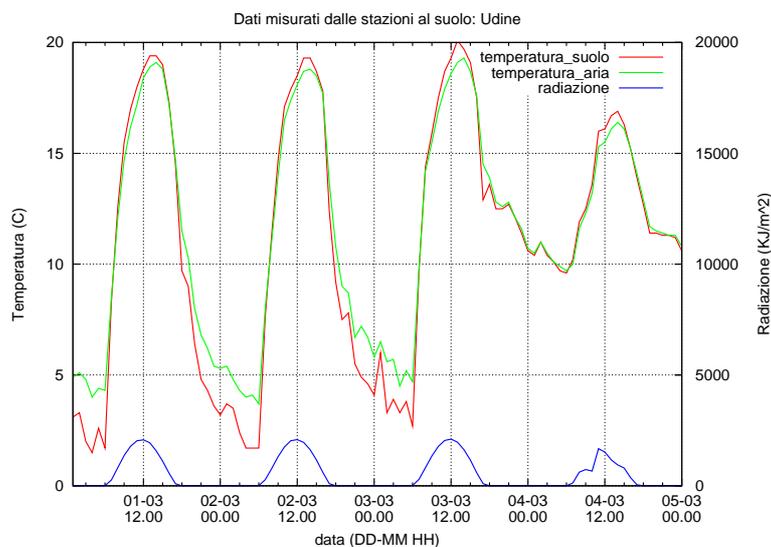


Figura 5.4: Misure della stazione meteorologica a Udine.

Sull'asse y di sinistra sono riportate le temperature dell'aria a 2 m e del suolo; sull'asse y di destra è riportata la radiazione incidente a 2 metri dal suolo.

Motivo dell'inversione termica nella giornata del 2 marzo 2012.

Volendo motivare l'esistenza dell'inversione simulata dal modello e registrata dal radiosondaggio il 2 marzo si è analizzato il flusso delle masse di aria della giornata. Con l'analisi attenta delle misure in quota del radiosondaggio di Udine si nota che fino alla quota di 1000 m l'aria proviene da sud e sud-ovest, tra 1000 e 1400 m proviene da est mentre da 1400 m in su il vento vira ulteriormente e proviene da nord, con una velocità maggiore (5 m/s). Si deduce in questo modo che l'inversione termica del 2 marzo è di natura orografica. Infatti l'aria proveniente da sud nei bassi strati dell'atmosfera (tra la superficie della pianura fino a 1000 m) incontra la barriera delle Prealpi, mentre il vento freddo da nord supera la barriera orografica e l'aria fredda, scendendo dai rilievi a ridosso della pianura, si riscalda per compressione adiabatica. Ne risulta una stratificazione stabile in cui aria più calda e secca sovrasta aria più fredda.

Confronto tra profili di θ con e senza inversione termica.

Per conoscere l'andamento della temperatura potenziale di una giornata di marzo in "condizioni normali", cioè in assenza di venti, con soleggiamento e senza inversioni termiche, sono stati visualizzati i profili della giornata del 4 marzo. In Figura 5.6 si può osservare un confronto diretto tra le temperature potenziali dei giorni 2 e 4 marzo. Durante le ore notturne di entrambe le giornate si nota una leggera stabilità fino a 200 m e poi una forte inversione della temperatura potenziale; tale inversione determina la quota del NBL. Dalle ore 06 alle 12 del giorno 2 marzo l'inversione

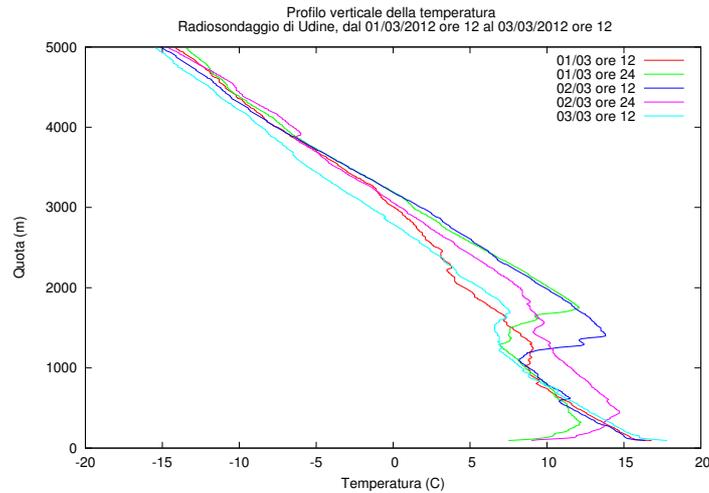


Figura 5.5: Profili termici verticali misurati dal radiosondaggio di Udine. Nel grafico sono riportate le misure della temperatura in quota effettuate dal radiosondaggio di Udine ogni 10 metri.

aumenta di quota, di qualche decina di metri, col passare del tempo ma resta sempre molto marcata. Nelle stesse ore, per il giorno 4, si osserva che il NBL stabile dalle ore 08 viene sostituito da un SL instabile e un mixed layer (ML) neutrale; dalle ore 10 alle 12 il ML neutrale aumenta in modo decisivo, da 250 a 700 m circa, e la temperatura potenziale aumenta di qualche grado, da 267 a 272 Kelvin. Nel pomeriggio il ML del giorno 2 continua a essere stabile e alto fino a circa 300 m mentre quello del giorno 4 è neutrale dal livello del suolo (scompare l'instabilità del SL) e ben sviluppato fino alle ore 16. Dalle 17 il ML scompare (il sole infatti è tramontato) e si ricrea il NBL fino alla quota di 200 m. Durante la sera i profili della temperatura potenziale del giorno 2 continuano a mostrare una forte inversione a 300 m, mentre quelli del giorno 4 hanno una pendenza costante positiva che non permette di distinguere il NBL dal residual layer (RL) e dalla libera atmosfera (FA).

Si può concludere che nelle giornate tipiche (cioè in condizioni normali) primaverili il ruolo del surface layer è molto importante e che:

- sul mare il boundary layer è molto basso e non mostra modulazioni diurne;
- sulla pianura l'altezza del boundary layer è caratterizzata da una modulazione diurna ed è massima nelle ore centrali della giornata.

Inoltre si è visto che:

- nelle giornate con inversione termica il boundary layer resta basso;
- nelle zone orograficamente esposte il boundary layer raggiunge quote maggiori rispetto alla zona di pianura.

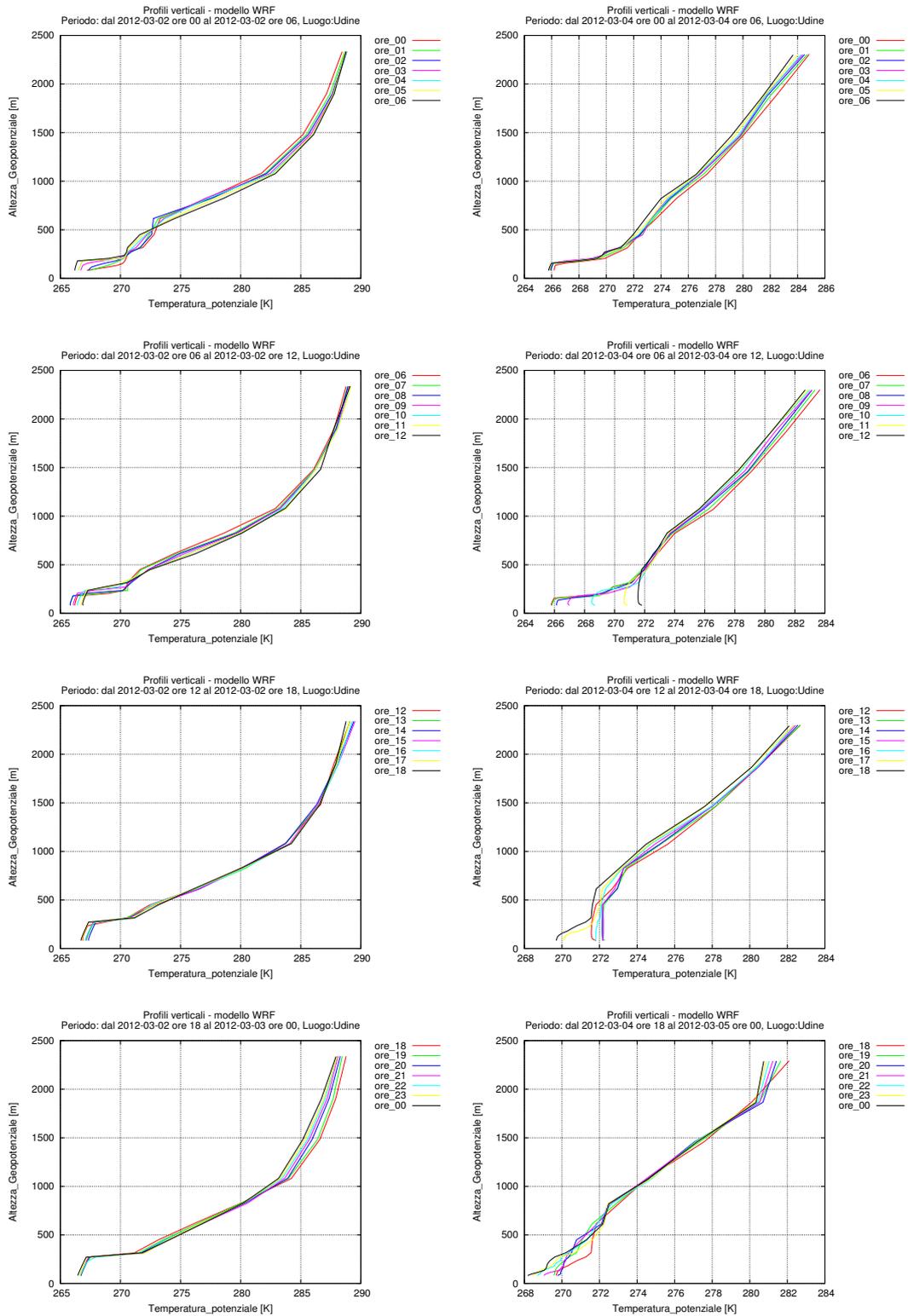


Figura 5.6: Profili verticali della temperatura potenziale nel mese di marzo. Nella prima colonna i grafici sono relativi alla giornata del 2 marzo caratterizzata da un'inversione termica; nella seconda colonna i grafici sono relativi a una tipica giornata primaverile (4 marzo).

5.2 Caso estivo con calma di vento

Per la stagione estiva sono state cercate alcune giornate di calma di vento nel mese di giugno. E' stato scelto il periodo dal 19/06 al 22/06, durante il quale l'intensità del vento si mantiene al di sotto di 4 m/s tranne nella zona montana, dove aumenta leggermente (vedere Figura 5.7). Si nota che il periodo considerato comprende il giorno del solstizio d'estate (21 giugno), in cui il numero di ore di luce al giorno è massimo rispetto al resto dell'anno.

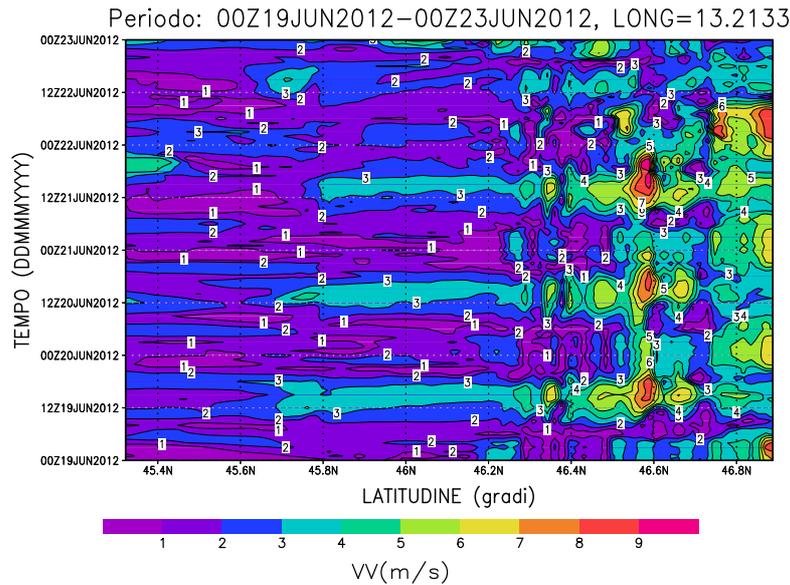


Figura 5.7: Intensità del vento nel mese di giugno.

Il grafico mostra l'evoluzione spaziale lungo la latitudine e l'evoluzione temporale dal 19/06 al 22/06 dell'intensità del vento a 10 m (longitudine fissata a 13.2133E).

Per le stesse giornate è stato osservato l'andamento dell'altezza del boundary layer simulato dal modello e riportato in Figura 5.8. Si osserva che sul mare il PBLH è sempre minore di 200 m e non risente del ciclo diurno. In montagna la situazione è complessa e di difficile interpretazione; tuttavia si riconosce una modulazione diurna del PBLH con valori inferiori a 200 m nella notte e variabili tra 400 e 1600 m durante il giorno. Sulla pianura invece l'andamento della variabile PBLH nel tempo è ben definito: dalla costa alle Prealpi (cioè dalla latitudine 45.8N a 46.2N) il PBLH si mantiene inferiore a 200 m nelle ore notturne mentre con le prime ore del mattino, al sorgere del sole, inizia a crescere, raggiungendo valori massimi (1000-1200 m) a mezzogiorno o poco dopo. Nel tardo pomeriggio il PBLH cala molto bruscamente e dopo il tramonto torna alla quota di 200 m. Nella zona di pianura quindi il PBLH ha una modulazione diurna. Sempre in riferimento alla zona pianeggiante, si può notare che al variare della latitudine, fissato il tempo, il PBLH cresce allontanandosi

dal mare. Esiste quindi un gradiente positivo che attraversa la pianura e termina con i valori massimi a ridosso delle montagne (appare così più evidente quanto osservato nel mese di marzo).

Confrontando infine il PBLH di marzo con quello di giugno nella pianura, si nota che in giugno il boundary layer, oltre a raggiungere altezze maggiori, presenta una modulazione giornaliera più ampia e più netta fino alla zona costiera; di conseguenza il gradiente estivo tra mare e pianura, durante il giorno, marca bene la linea di costa.

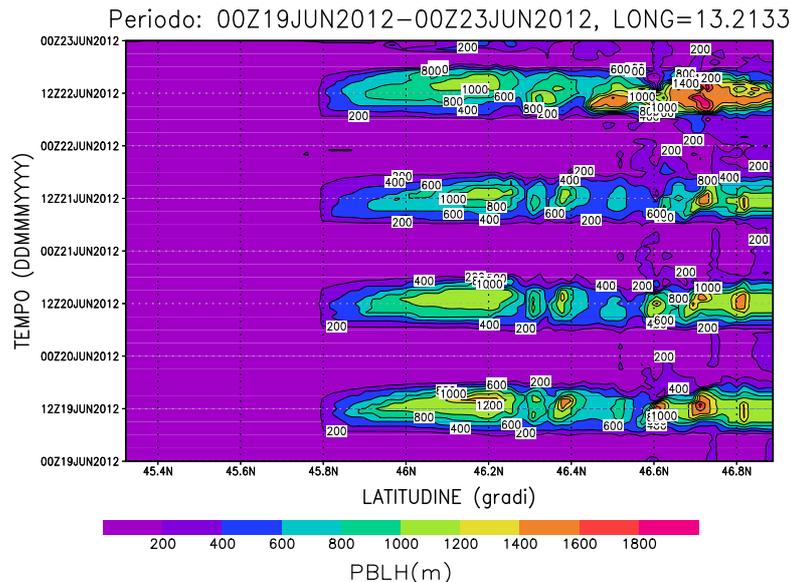


Figura 5.8: Altezza del boundary layer nel mese di giugno.

Il grafico mostra l'evoluzione spaziale lungo la latitudine e l'evoluzione temporale dal 19/06 al 22/06 dell'altezza del boundary layer (longitudine fissata a 13.2133E).

Per apprezzare in modo immediato l'evoluzione del PBLH, nel corso della giornata e al variare del tipo di terreno sottostante, sono stati creati i grafici riportati in Figura 5.9. A destra si può osservare lo sviluppo del ML in pianura: l'altezza aumenta di quasi 200 m all'ora, dalle 06 alle ore 12, in particolar modo lontano dalla costa. A sinistra, sempre in pianura, si vede la fase di maturazione del ML e il suo declino: il PBLH aumenta fino alle ore 16 (ore 18 locali), ovvero fino al tramonto, e poi diminuisce bruscamente di 1000 m nell'arco di due ore. Sul mare entrambi i grafici mostrano che il PBLH resta costante alla quota di 200 m. Da questi profili emerge chiaramente il ruolo importante che riveste il SL per lo sviluppo del boundary layer.

Analogamente al caso primaverile, si è appurato che le giornate prese in considerazione fossero soleggiate guardando l'andamento della radiazione misurata sul

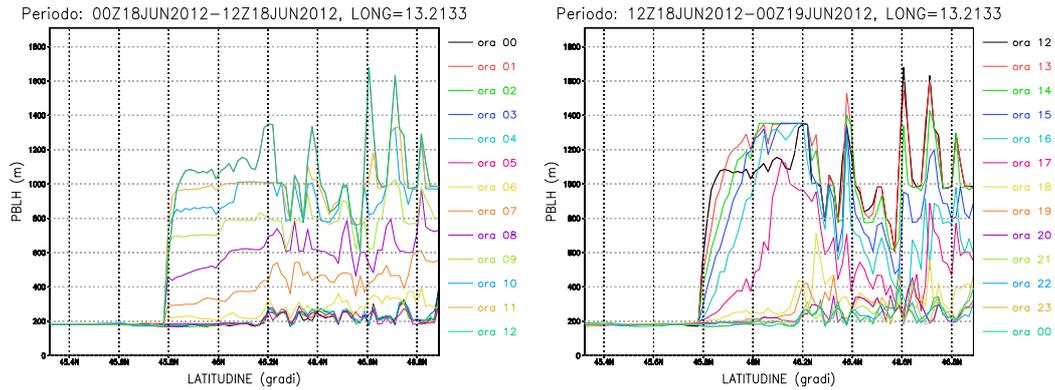


Figura 5.9: Profilo dell'altezza del boundary layer nel mese di giugno. I grafici mostrano l'evoluzione oraria dell'altezza del boundary layer al variare della latitudine (longitudine fissata a 13.2133E).

mare, con la centralina della boa, e nell'entroterra, con la stazione di Udine. I grafici in Figura 5.10 mostrano che in entrambi i luoghi la radiazione incidente è praticamente la stessa. Si è potuto allora analizzare e confrontare il comportamento della temperatura potenziale in un punto sopra la superficie del mare e sopra la pianura in una giornata tipica estiva a parità di forzante radiativo esterno.

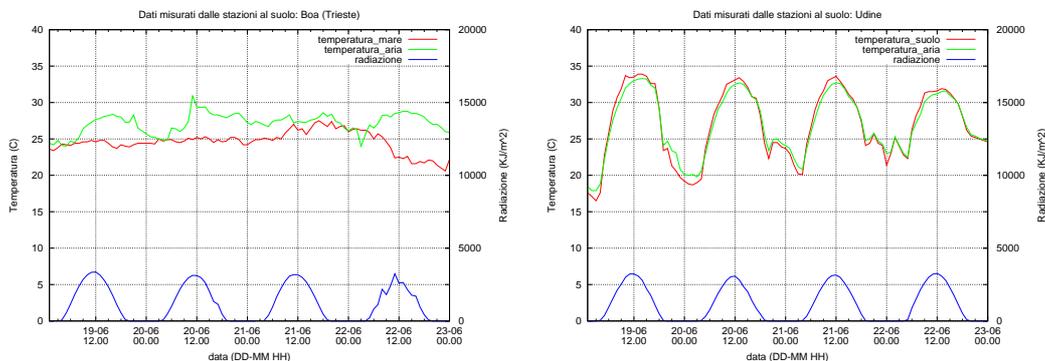


Figura 5.10: Misure delle stazioni meteorologiche in mare e a Udine.

Il grafico di sinistra contiene le misure effettuate dalla centralina sulla boa al largo di Trieste, quello di destra le misure della stazione a Udine. Sull'asse y di sinistra sono riportate le temperature dell'aria a 2 m e dell'acqua o del suolo; sull'asse y di destra è riportata la radiazione incidente a 2 metri dal suolo.

Confronto tra profili di θ sul mare e sulla terra.

I profili orari verticali della temperatura potenziale calcolati dal modello dal 18/06 alle ore 12 al 19/06 alle ore 12 sono riportati in Figura 5.9. Analizzando i profili sopra il mare si nota che il loro andamento è pressoché costante nel tempo, escludendo effettivamente la possibilità di osservare ciclicità diurne del PBLH. Inoltre, al

variare dell'altezza, i gradienti sono sempre positivi (a partire livello della superficie del mare) con un leggero cambio di pendenza alla quota di 200-300 m. Questo significa che la superficie marina è sovrastata da un ABL fortemente stabile dello spessore di qualche centinaio di metri che a sua volta è sovrastato dallo strato stabile della FA.

I profili della temperatura potenziale nell'entroterra, sopra Udine, mostrano un andamento molto diverso che muta nel corso della giornata. Fino alle ore 16 si osserva un tratto sottile con pendenza negativa vicino al suolo, una prima inversione, dove l'andamento diventa verticale fino alla quota di 1000 m circa, e una seconda inversione, da cui la pendenza diventa positiva. Fisicamente questo significa che esiste un primo strato instabile aderente alla superficie terrestre, il SL, uno strato neutrale il cui spessore aumenta fino a prima del tramonto, il ML, e uno strato stabile, la FA. Dalle ore 17 l'instabilità del SL scompare e il ML, oltre a diminuire di quota, diventa sempre più stabile trasformandosi nel NBL. Durante la notte la temperatura potenziale diminuisce mostrando una forte inversione vicino al suolo, che separa il NBL molto stabile dal RL, e una leggera inversione alla quota di circa 800 m, dove avviene la transizione tra RL e FA. Alle 06 si forma un nuovo SL instabile sovrastato da un ML leggermente instabile; fino alle 12 la temperatura potenziale aumenta e il ML neutrale cresce, con una transizione molto rapida dalle 06 alle 09.

Si può concludere che nelle giornate tipiche estive:

- sul mare il boundary layer è molto basso e non mostra modulazioni diurne;
- sulla pianura l'altezza del boundary layer è caratterizzata da una modulazione diurna ed è massima nelle ore centrali della giornata;
- nelle zone orograficamente esposte il boundary layer raggiunge valori maggiori rispetto alla zona di pianura;
- la distinzione tra mare e pianura è netta nelle ore diurne.

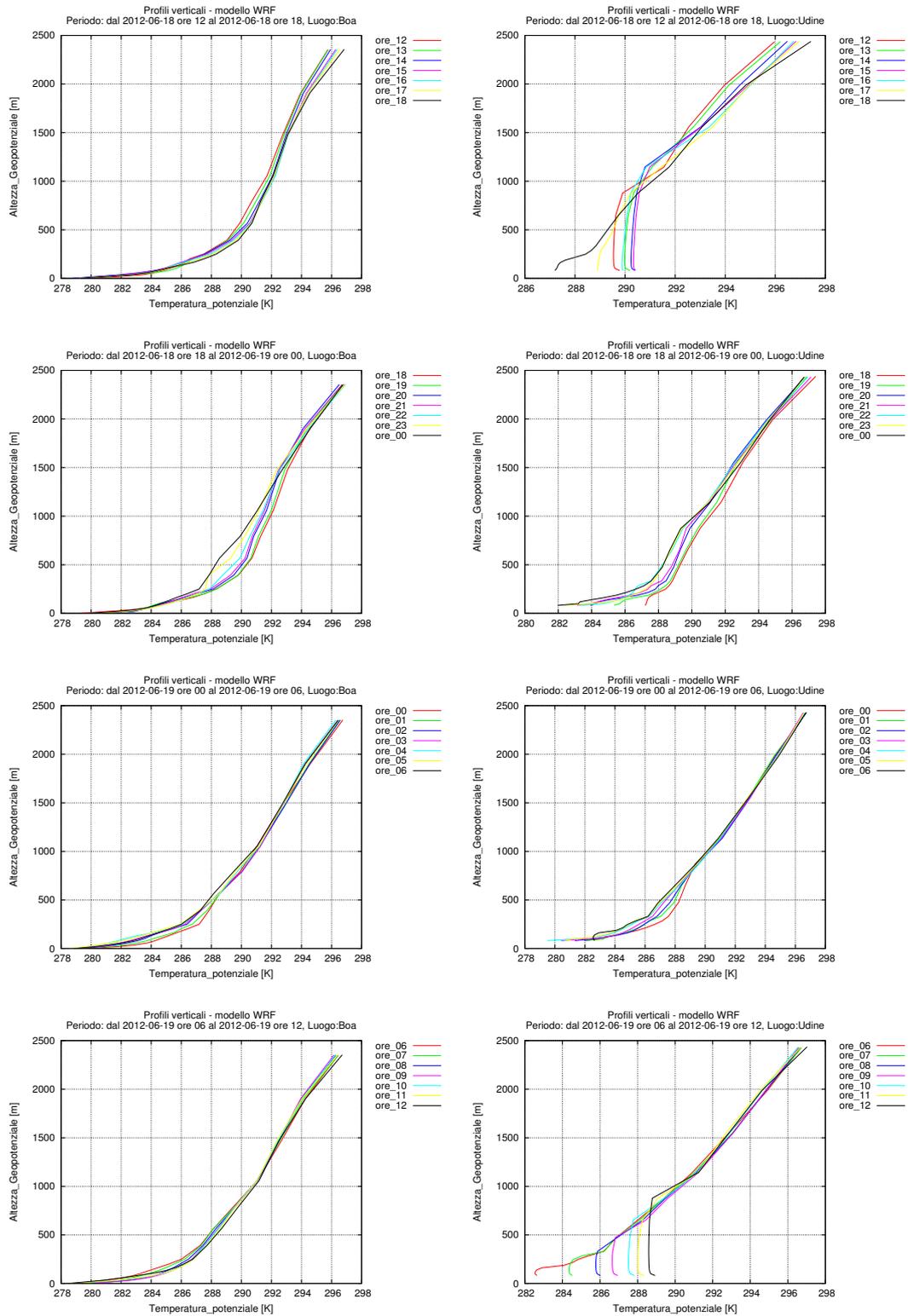


Figura 5.11: Profili verticali della temperatura potenziale nel mese di giugno. Nella prima colonna i grafici sono relativi al punto di griglia più vicino alle coordinate della boa al largo di Trieste; nella seconda colonna i grafici sono relativi al punto di griglia più vicino alla stazione di Udine.

5.3 Caso autunnale con calma di vento

Avendo individuato settembre come mese di transizione (capitolo 4) sono state cercate alcune giornate in condizioni normali proprio in questo mese. Cominciando con la valutazione dell'intensità dei venti è stato scelto il periodo dal 13/09 al 17/09: il primo giorno i venti sono un po' più elevati, in particolare sul mare e in montagna, mentre dal giorno 14 l'intensità è quasi sempre minore di 4 m/s (vedere Figura 5.12).

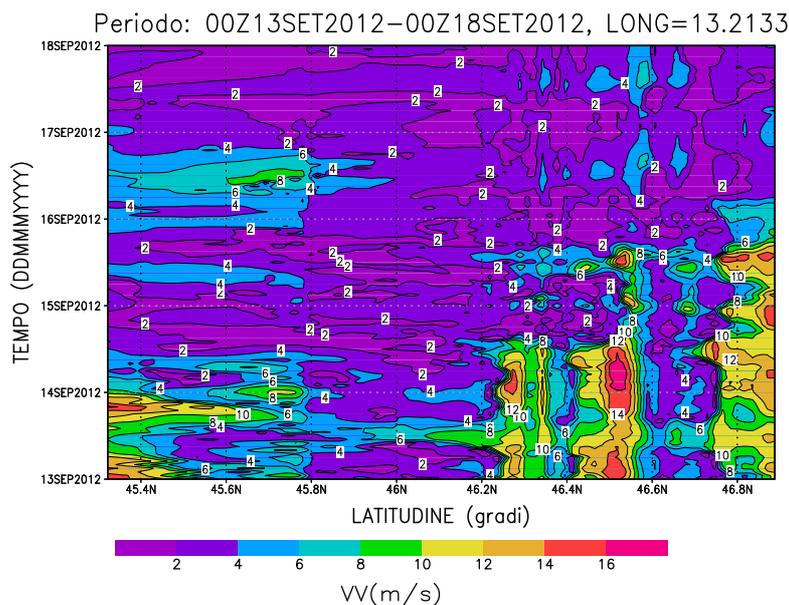


Figura 5.12: Intensità del vento nel mese di settembre.

Il grafico mostra l'evoluzione spaziale lungo la latitudine e l'evoluzione temporale dal 13/09 al 17/09 dell'intensità del vento a 10 m (longitudine fissata a 13.2133E).

L'altezza del boundary layer per le stesse giornate è riportata in Figura 5.13. Senza addentrarsi nella descrizione della zona montana, in cui il PBLH mostra una ciclicità diurna sovrapposta ad altri fenomeni, ciò che appare evidente è un elevato ABL sul mare. Infatti, mentre nel caso estivo il PBLH sul mare è costante e molto basso (di 200 m nelle giornate dal 13/06 al 22/06), nel mese di settembre i valori sul mare sono sempre maggiori di 900 m e arrivano fino a 2000 m; nel giorno 13, in cui esiste il contributo del vento, il PBLH raggiunge quasi 3000 m. Sul mare quindi non si notano periodicità diurne. In pianura invece il ciclo diurno del PBLH è molto evidente; il suolo infatti è fortemente influenzato dall'irraggiamento solare e la sua temperatura varia con la radiazione incidente. Durante la notte il PBLH è inferiore a 300 m mentre durante il giorno cresce e raggiunge i valori massimi nelle ore centrali. Diversamente dal mese di giugno il PBLH diurno ha valori confrontabili con quelli

sul mare, e non presenta più un gradiente crescente dalla costa verso l'entroterra, e la distinzione tra mare ed entroterra è netta nelle ore notturne, e non più diurne.

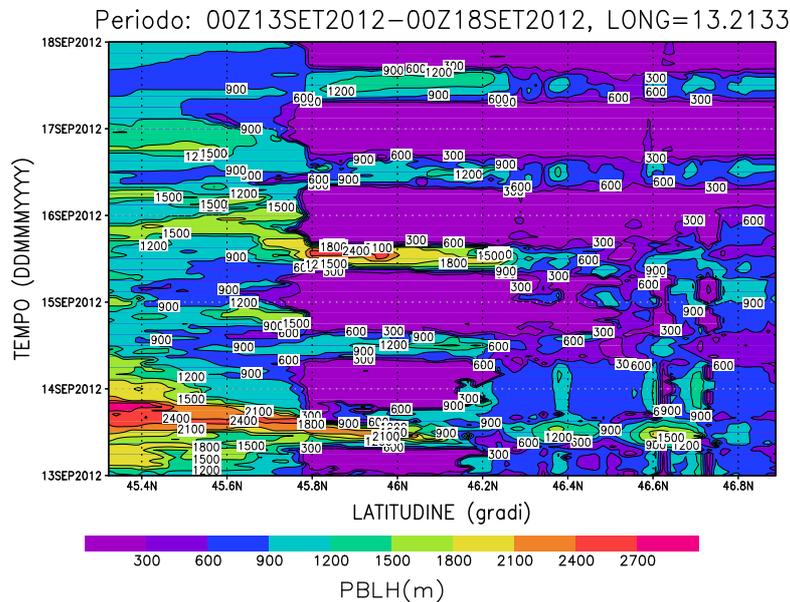


Figura 5.13: Altezza del boundary layer nel mese di settembre.

Il grafico mostra l'evoluzione spaziale lungo la latitudine e l'evoluzione temporale dal 13/09 al 17/09 dell'altezza del boundary layer (longitudine fissata a 13.2133E).

Gli andamenti del PBLH appena descritti possono essere facilmente visualizzati con i profili orari riportati in Figura 5.14. Si nota che per tutta la giornata il PBLH sul mare resta elevato mentre è evidente l'evoluzione del PBLH nella zona di pianura. Fino alle ore 04 il PBLH resta alla quota di 200 m, dalle 08 inizia ad aumentare e in un'ora raggiunge la quota di 800 m, confrontabile con i valori del PBLH sopra il mare. Il ML continua a crescere lentamente fino alle 12 e poi ricomincia a diminuire (si ricorda che la giornata analizzata è prossima all'equinozio di autunno, in cui le ore di luce sono tante quante quelle buie); in due ore, dalle 15 alle 17, il ML torna alla quota di 200 m.

Per capire l'andamento del PBLH, e perché sul mare è costantemente elevato, bisogna analizzare la temperatura potenziale. Osservando la curva della radiazione incidente in Figura 5.15 si è appurato che il periodo dal 13/09 al 17/09 è stato interessato da un normale irraggiamento, sia sul luogo della boa che a Udine.

Confronto tra profili di θ sul mare e sulla terra.

Sono stati calcolati i profili verticali della temperatura potenziale sul mare, nel punto di griglia più vicino alla boa (prima colonna in Figura 5.16), e nell'entroterra, nel

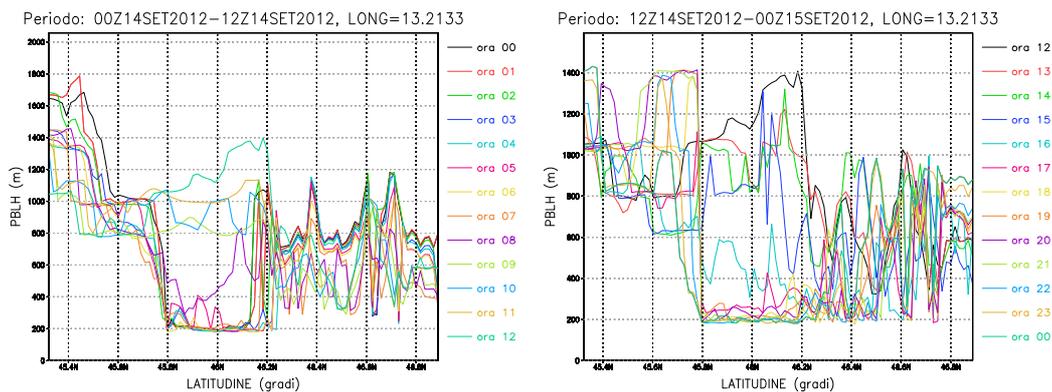


Figura 5.14: Profilo dell'altezza del boundary layer nel mese di settembre. I grafici mostrano l'evoluzione oraria dell'altezza del boundary layer al variare della latitudine (longitudine fissata a 13.2133E).

punto di griglia più vicino a Udine (seconda colonna in Figura 5.16). Osservando la temperatura potenziale e le sue inversioni sopra il mare è evidente che il ML è sempre piuttosto sviluppato. Tutti i profili durante la giornata mostrano un'inversione vicino alla superficie che limita superiormente uno strato instabile, il SL; in particolare dalla ore 00 alle 08 il SL appare più instabile rispetto alle ore successive. Una seconda inversione limita il ML dalla FA. Il ML è neutrale o leggermente stabile e il suo spessore varia tra i 500 e 1000 m circa, dove le variazioni, non mostrando una ciclicità diurna, non dipendono dalla radiazione solare. La sorgente continua dei moti convettivi dell'aria è infatti la differenza tra la temperatura dell'acqua superficiale e quella dell'aria, differenza che in questo periodo dell'anno è costantemente (di giorno e di notte) maggiore di zero.

La temperatura potenziale calcolata nell'entroterra mostra invece una precisa evoluzione nel corso della giornata. Dalle 00 alle 06 si distingue molto bene il NBL, caratterizzato da uno strato fortemente stabile a partire dalla superficie alto tra i 100 e 200 m. Alla quota di 800 m circa un altro cambio di pendenza dei profili divide il RL dalla FA, entrambi stabili. Alle 07 comincia a svilupparsi il SL instabile e un ML che da stabile diventa sempre più neutrale e cresce fino alla quota di circa 1000 m. Dalle 17 infine ricompare una forte inversione vicino al suolo che determina la formazione del NBL stabile. Sul terreno quindi è evidente che il PBLH, in condizioni di calma di vento, dipende fortemente dall'irraggiamento il quale, in poco tempo, scalda o raffredda il terreno favorendo o inibendo rispettivamente i moti convettivi dell'aria.

Per avere una conferma delle considerazioni appena fatte sono stati osservati gli andamenti della temperatura dell'aria, dell'acqua e del suolo in Figura 5.15. Mentre a Udine le due temperature, aria e suolo, coincidono e variano anche di 15°C nel corso della giornata, sul mare la temperatura dell'acqua è costante (anche durante la notte) sui 22°C-24°C ed è quasi sempre maggiore di quella dell'aria.

Nelle giornate tipiche autunnali quindi:

- sul mare l'altezza del boundary layer è elevata e non mostra periodicità diurna;
- sulla pianura l'altezza del boundary layer è caratterizzata da una modulazione diurna ed è massima nelle ore centrali della giornata;
- la distinzione tra mare e pianura è netta nelle ore notturne.

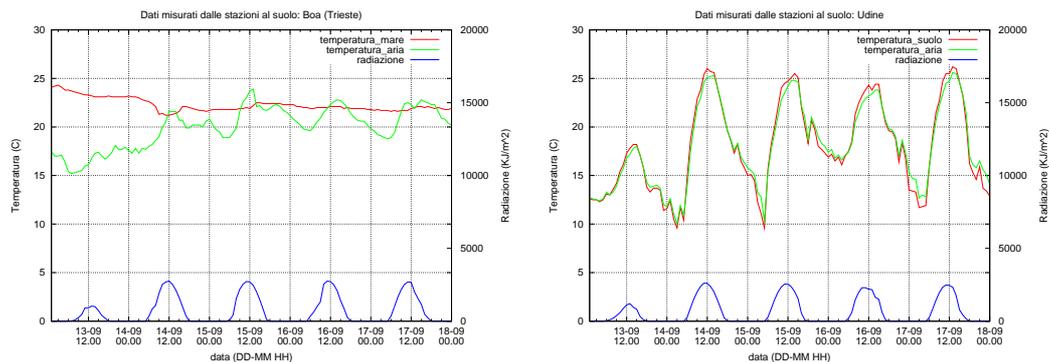


Figura 5.15: Misure delle stazioni meteorologiche in mare e a Udine.

Il grafico di sinistra contiene le misure effettuate dalla centralina sulla boa al largo di Trieste, quello di destra le misure della stazione a Udine. Sull'asse y di sinistra sono riportate le temperature dell'aria a 2 m e dell'acqua o del suolo; sull'asse y di destra è riportata la radiazione incidente a 2 metri dal suolo.

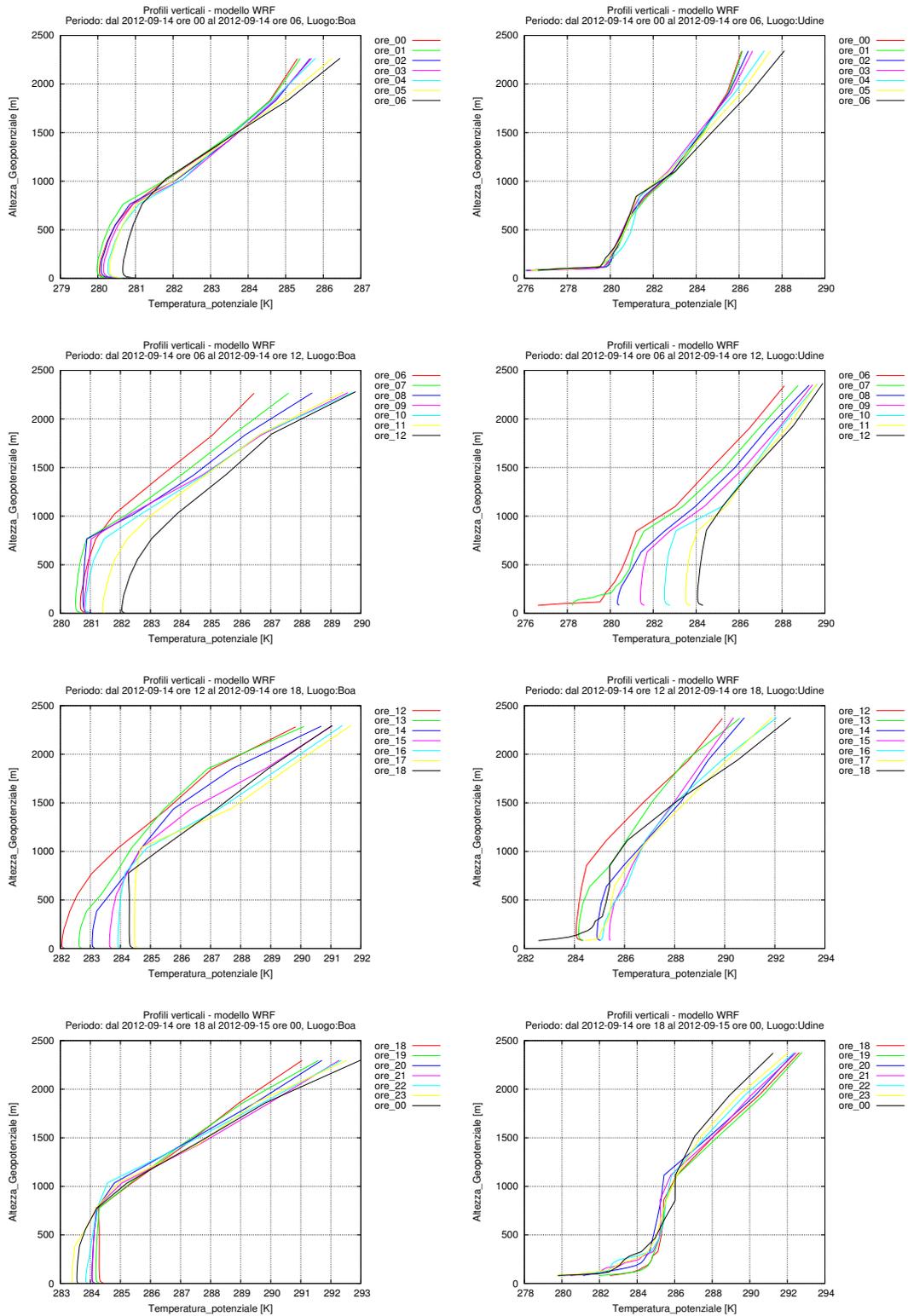


Figura 5.16: Profili verticali della temperatura potenziale in settembre. Nella prima colonna i grafici sono relativi al punto di griglia più vicino alle coordinate della boa al largo di Trieste; nella seconda colonna i grafici sono relativi al punto di griglia più vicino alla stazione di Udine.

5.4 Caso invernale con calma di vento

Per studiare l'altezza del boundary layer e la temperatura potenziale durante il periodo invernale sono state cercate delle giornate tipiche nel mese di dicembre. In seguito alla valutazione dell'intensità dei venti sono state considerate le giornate dal 18/12 al 20/12. In Figura 5.17 si vede infatti che in questo periodo la velocità del vento è minore di 4 m/s sia sul mare che in pianura, e solo nella zona montana è maggiore (in particolare il giorno 19). E' da notare che le giornate considerate, essendo prossime al solstizio d'inverno, hanno un numero di ore di radiazione incidente quasi minimo rispetto al resto dell'anno.

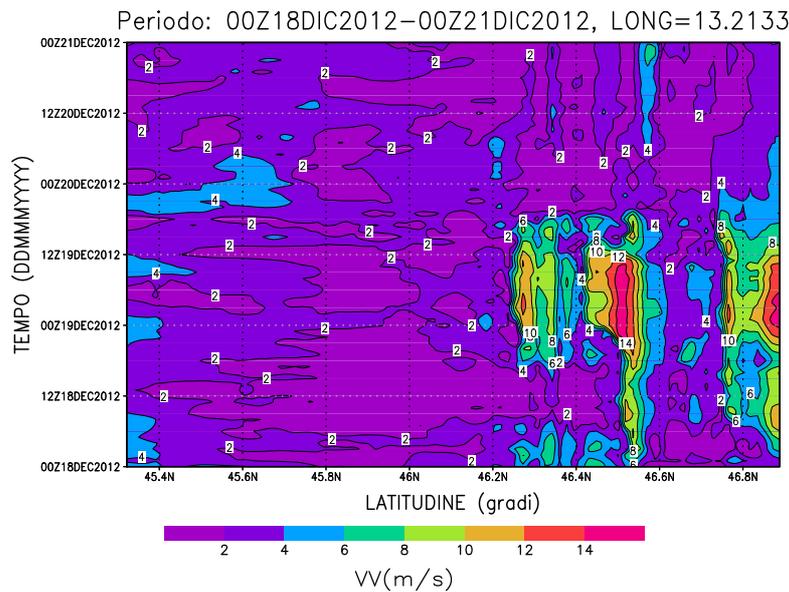


Figura 5.17: Intensità del vento nel mese di dicembre.

Il grafico mostra l'evoluzione spaziale lungo la latitudine e l'evoluzione temporale dal 13/09 al 18/09 dell'intensità del vento a 10 m (longitudine fissata a 13.2133E).

In Figura 5.18 si può osservare l'altezza del boundary layer relativa allo stesso periodo. Trascurando la zona montana, dove si può solamente riconoscere la correlazione tra valori elevati di PBLH e intensità maggiori del vento, è stato osservato il PBLH in pianura e sul mare. Nell'entroterra il PBLH si sviluppa solamente nelle ore centrali della giornata. I valori raggiunti sono inferiori rispetto alle altre stagioni, si aggirano sui 300-400 m, e concentrati nella zona a ridosso della barriera orografica. Durante la notte e nelle ore in cui l'irraggiamento è debole il PBLH è minore di 100 m. Nella stagione invernale quindi il PBLH nell'entroterra mostra una ciclicità diurna meno evidente e regolare delle altre stagioni. Sul mare esiste una modulazione che è speculare a quella dell'entroterra: il PBLH dopo la mezzanotte cresce fino a 300-400 m, all'alba i suoi valori sono massimi, poi si riduce fino al va-

lore di 100-200 m nelle ore centrali. Una giustificazione plausibile è la seguente. La temperatura superficiale, mentre nell'entroterra è modulata dalla radiazione solare incidente, sul mare è costante durante tutta la giornata ed è confrontabile a quella diurna dell'entroterra; di conseguenza l'instabilità dei bassi strati del PBLH sulla terra è massima durante le ore di massimo soleggiamento e sul mare è massima nelle ore notturne, durante le quali l'aria che sovrasta la superficie del mare è più fredda di quella dell'acqua fino a prima dell'alba.

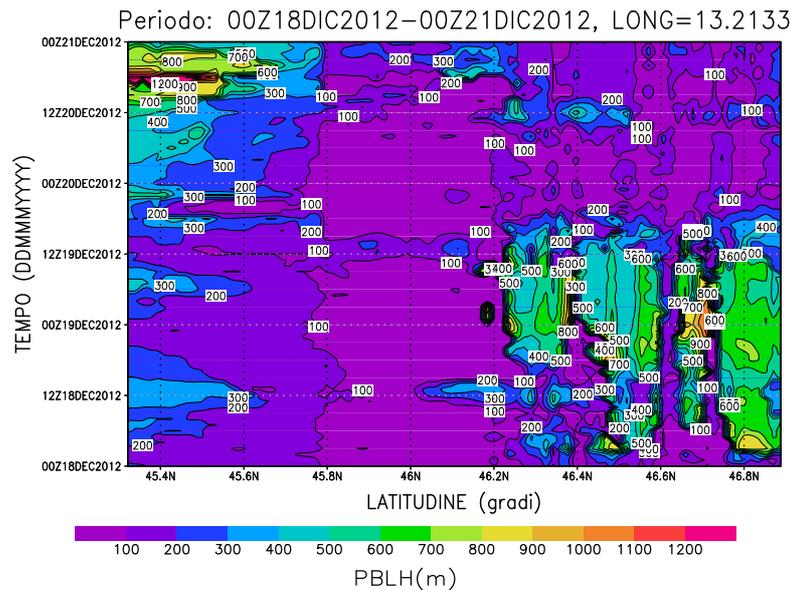


Figura 5.18: Altezza del boundary layer nel mese di dicembre.

Il grafico mostra l'evoluzione spaziale lungo la latitudine e l'evoluzione temporale dal 13/09 al 18/09 dell'altezza del boundary layer (longitudine fissata a 13.2133E).

Osservando la Figura 5.19, con i profili di PBLH lungo la latitudine, si nota che nella zona orograficamente complessa il PBLH è molto variabile nello spazio, verosimilmente per questioni relative all'esposizione al flusso radiativo solare. Nella zona pianeggiante il PBLH, per la maggior parte delle ore, è compreso tra 100-150 m e solo dalle 11 alle 15 raggiunge valori di 200-300 m. Sul mare vicino alla costa si ritrova la modulazione descritta prima, con valori massimi del PBLH nelle ore prossime all'alba, mentre sul mare aperto i profili sono più difficili da interpretare (probabilmente bisognerebbe tener conto dei contributi del vento).

Dopo aver appurato con le misure delle stazioni in Figura 5.20 che la giornata del 19 è stata soleggiata sia sul luogo della boa che a Udine, sono stati analizzati i gradienti verticali della temperatura potenziale sui due luoghi.

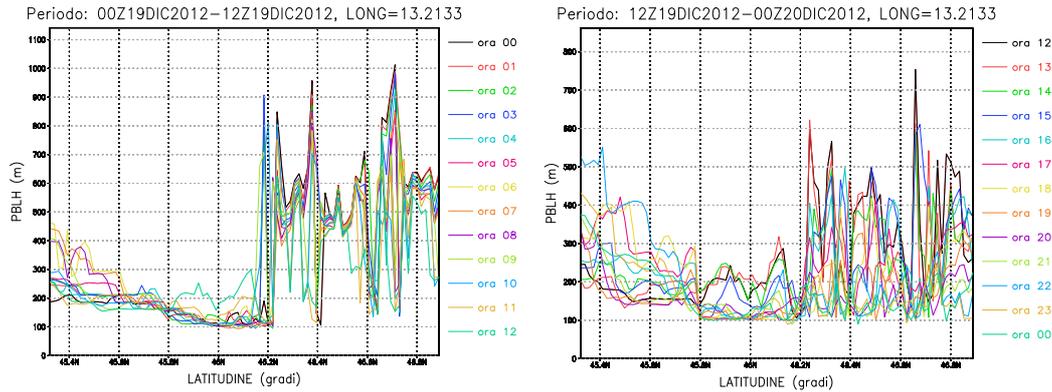


Figura 5.19: Profilo dell'altezza del boundary layer nel mese di dicembre. I grafici mostrano l'evoluzione oraria dell'altezza del boundary layer al variare della latitudine (longitudine fissata a 13.2133E).

Confronto tra profili di θ sul mare e sulla terra.

Nella prima colonna della Figura 5.21 si nota che sul mare, per tutto l'arco della giornata, è ben definito uno strato instabile: dalla mezzanotte alle ore 06 i profili mostrano un SL instabile alto circa 100-150 m, sovrastato da una forte inversione termica che limita inferiormente il RL stabile. Dalle ore 06 l'inversione diminuisce leggermente di quota e resta ben definita fino alle 19, quando aumenta la stabilità a partire dal livello della superficie. Il contributo del SL sul mare è quello di mantenere la superficie isoterma durante tutto il giorno, inibendo la modulazione dovuta alla radiazione solare.

I profili della temperatura potenziale nell'entroterra, nella seconda colonna della Figura 5.21, mostrano lo stesso andamento analizzato per gli altri casi, ma con valori della temperatura potenziale diversi. Si nota che nell'atmosfera superiore ai 250 m i profili sono analoghi a quelli sul mare, mentre al di sotto presentano una modulazione diurna. Nell'entroterra, durante la notte, non esiste lo strato instabile come sul mare e l'inversione termica comincia dal livello del suolo; il NBL persiste finché alle 10 si forma un basso strato instabile, il SL, sovrastato da uno strato leggermente stabile, il ML. Dalle ore 15 inizia il declino del ML e la formazione del nuovo NBL stabile.

Confrontando i valori del PBLH nei due luoghi durante le ore notturne si riesce a distinguere un PBLH maggiore sul mare che nell'entroterra. Osservando i valori assoluti della temperatura potenziale si nota che a Udine questi sono maggiori rispetto al mare, verosimilmente a causa della differenza di altitudine.

Si può concludere che nelle giornate tipiche invernali, in situazioni di calma di vento dove il contributo del surface layer è molto importante:

- sul mare l'altezza del boundary layer è sempre maggiore che in pianura e mostra una periodicità diurna speculare a quella dell'entroterra;

- sulla pianura l'altezza del boundary layer è caratterizzata da una modulazione diurna ed è massima nelle ore centrali della giornata;
- la linea di costa è sempre evidente, anche se il gradiente è meno marcato rispetto alle altre stagioni;
- nella stagione invernale i valori dell'altezza del boundary layer sono inferiori rispetto alle altre stagioni.

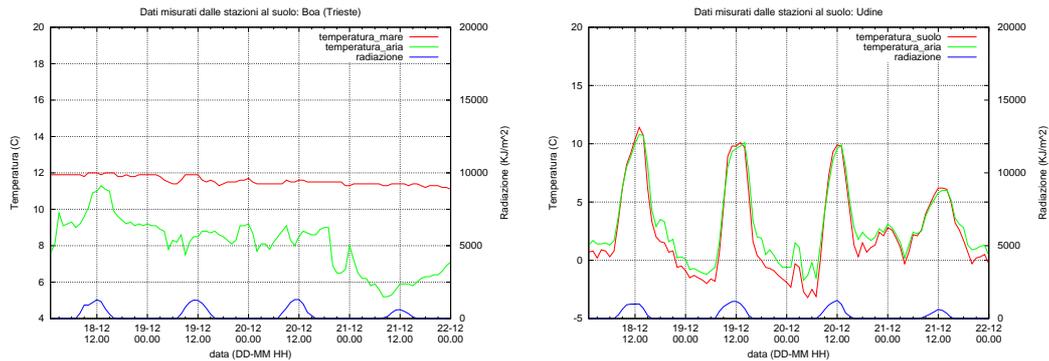


Figura 5.20: Misure delle stazioni meteorologiche in mare e a Udine.

Il grafico di sinistra contiene le misure effettuate dalla centralina sulla boa al largo di Trieste, quello di destra le misure della stazione a Udine. Sull'asse y di sinistra sono riportate le temperature dell'aria a 2 m e dell'acqua o del suolo; sull'asse y di destra è riportata la radiazione incidente a 2 metri dal suolo.

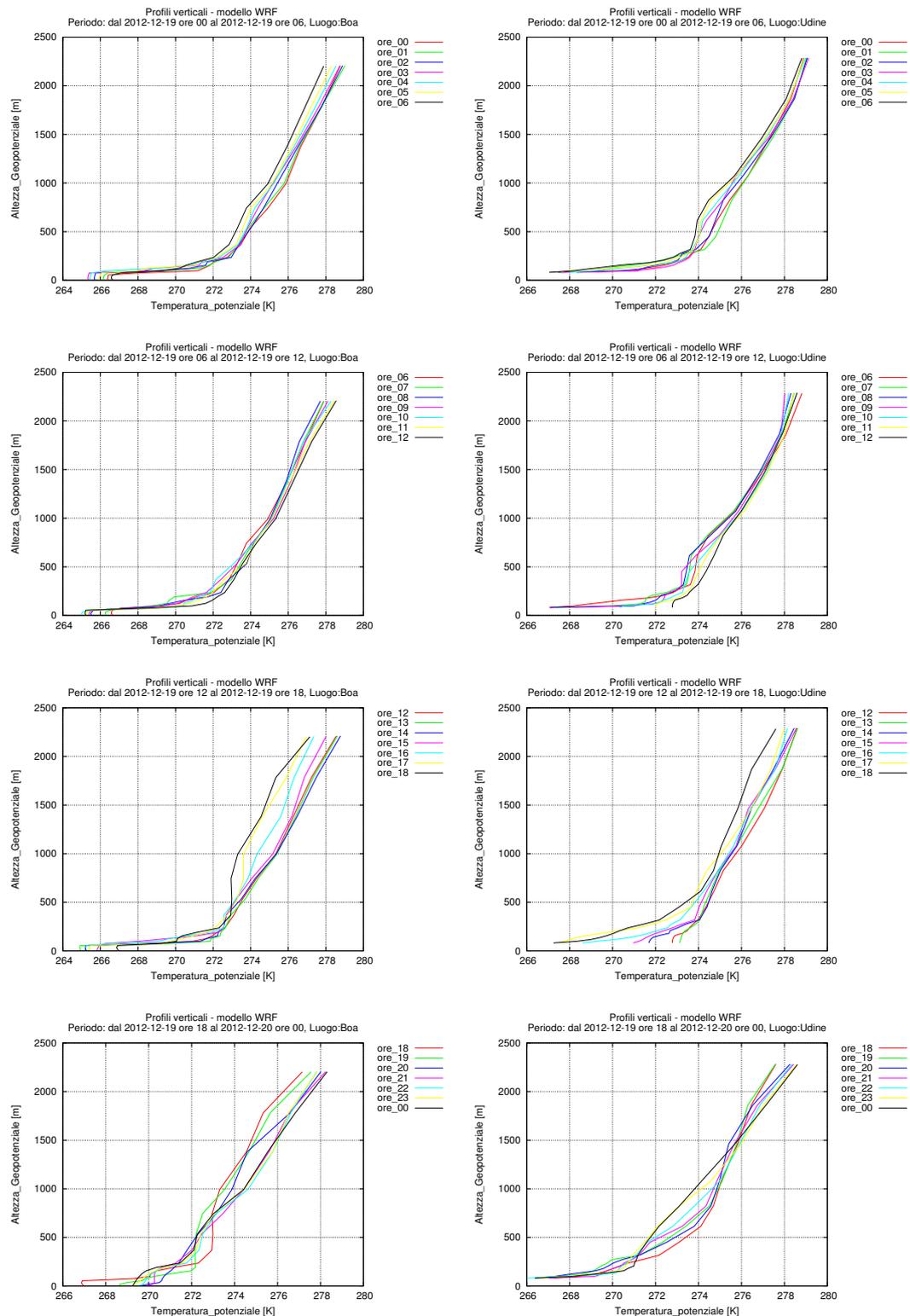


Figura 5.21: Profili verticali della temperatura potenziale in dicembre. Nella prima colonna i grafici sono relativi al punto di griglia più vicino alle coordinate della boa al largo di Trieste; nella seconda colonna i grafici sono relativi al punto di griglia più vicino alla stazione di Udine.

5.5 Caso invernale con episodi di bora forte

Si è studiato infine un caso in cui, diversamente dalle sezioni precedenti, il contributo del vento è dominante. A tal proposito si è guardato al periodo di fine gennaio, febbraio e inizio marzo del 2012 che è stato caratterizzato da più eventi di bora forte e duratura. Avendo a disposizione il grafico prodotto dall'ARPA con le intensità del vento registrate a Trieste (vedere in Appendice F) si è potuto scegliere facilmente un periodo interessato da venti forti; sono state così individuate le giornate dal 02/02 al 06/02 con venti fino a 20 m/s.

Analogamente ai casi precedenti, è stato creato il grafico con le intensità dei venti in funzione del tempo e della latitudine. Dalla Figura 5.22 si vede che dal 2 al 3 febbraio sul mare la bora è molto forte, fino a 22 m/s lontano dalla costa, mentre dal giorno 4 diminuisce a 4-8 m/s; in pianura il 2 febbraio i venti raggiungono i 14 m/s mentre i giorni successivi variano tra 2 e 6 m/s. Nell'analisi è stata trascurata la zona montana.

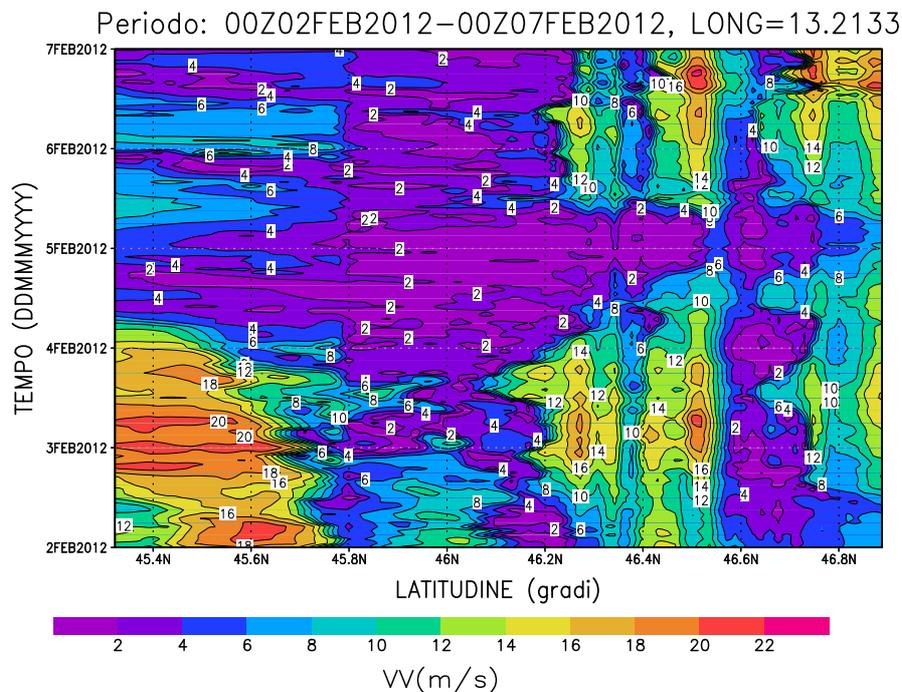


Figura 5.22: Intensità del vento nel mese di febbraio.

Il grafico mostra l'evoluzione spaziale lungo la latitudine e l'evoluzione temporale dal 02/02 al 06/02 dell'intensità del vento a 10 m (longitudine fissata a 13.2133E).

Lo studio del boundary layer in questo periodo risulta particolarmente interessante per la molteplicità di aspetti che devono essere considerati e che influenzano lo sviluppo del PBLH. Osservando la Figura 5.23 si nota che sul mare, nei giorni in cui

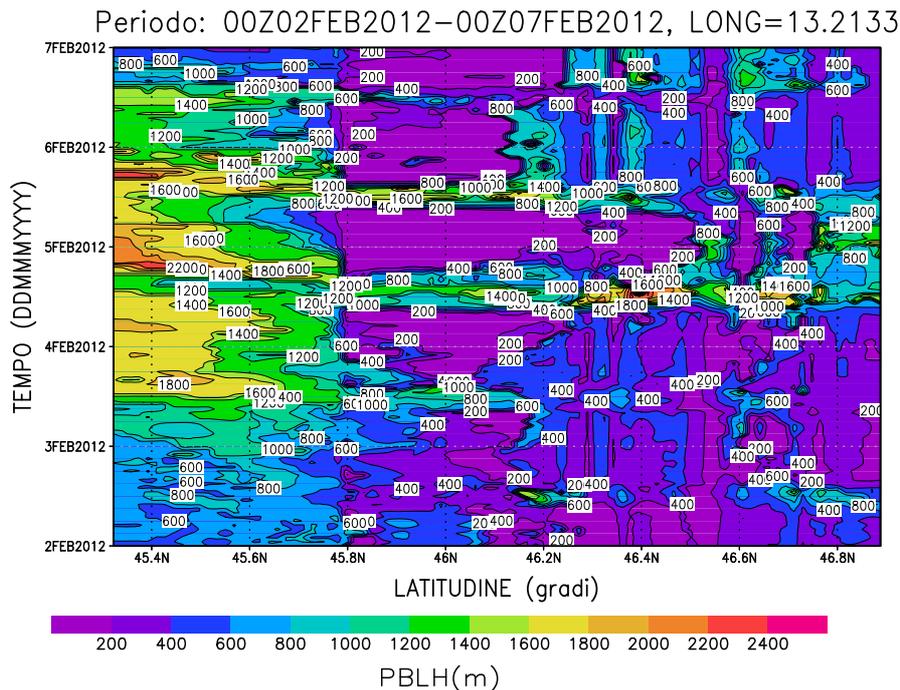


Figura 5.23: Altezza del boundary layer nel mese di febbraio.

Il grafico mostra l'evoluzione spaziale lungo la latitudine e l'evoluzione temporale dal 02/02 al 06/02 dell'altezza del boundary layer (longitudine fissata a 13.2133E).

la bora è più forte (2 e 3 febbraio), il PBLH è basso (minore di 800 m); non appena l'intensità del vento diminuisce, e scende sotto i 15 m/s circa, il PBLH aumenta bruscamente (da 800 m a 1400-1600 m) e resta elevato (fino a 1800 m) per tutti i giorni successivi in cui la bora è meno intensa. Analogamente nella zona di pianura si osserva che il PBLH resta basso (inferiore a 600 m) e non mostra modulazioni diurne fino a quando il vento ha un'intensità di 10 m/s, mentre varia giornalmente non appena il vento cala di intensità, raggiungendo valori massimi e confrontabili con quelli sul mare nelle ore centrali proprio come si è visto nel caso autunnale (sezione 5.3). Il gradiente tra mare e pianura è quasi inesistente nelle due giornate di bora e diventa marcato dal 4 febbraio durante le ore notturne, quando il PBLH sulla terra scende al di sotto di 200 m.

Il fatto che nei giorni di bora il PBLH sia minore rispetto alle giornate di calma si spiega verosimilmente in questo modo: quando l'intensità del vento è molto forte, maggiore di 10 m/s, le forzanti termiche e i moti verticali vengono distrutti dai forti moti orizzontali. Analizzando infatti il periodo tra la fine di gennaio e l'inizio di febbraio sul mare si possono fare le seguenti considerazioni: il giorno 29 gennaio inizia a soffiare bora sostenuta (vedere il grafico in AppendiceF), e le temperature dell'aria e del mare diminuiscono a causa del rimescolamento della colonna d'acqua (le serie

temporali in Figura 5.24 mostrano una brusca diminuzione della temperatura proprio a partire dal 29 gennaio). Poiché il vento orizzontale è molto forte, nonostante che la temperatura del mare sia sempre maggiore di quella dell'aria, il SL è poco importante e il PBLH resta ridotto; se il vento fosse debole invece, il SL avrebbe un ruolo importante e si formerebbero delle forzanti termiche che aumenterebbero il PBLH proprio come si è visto nel caso autunnale (sezione 5.3). Anche nell'entroterra, dove il vento ha una velocità di 10 m/s, vale lo stesso discorso per cui domina il trasporto orizzontale e il PBLH resta ridotto; le serie temporali delle temperature a Udine (Figura 5.24) dal giorno 29 mostrano che le temperature dell'aria e del suolo coincidono e sono molto basse, inferiori a 0°C anche durante il giorno.

Per motivare il fatto che, non appena cala la bora, il PBLH sul mare aumenta bisogna pensare che i moti orizzontali del vento non sono più dominanti e il ruolo del SL torna a essere fondamentale. Dalle serie temporali della temperatura sul mare in Figura 5.24 si osserva che dal giorno 4, il primo giorno con venti più deboli, la temperatura dell'acqua in poche ore aumenta di 2°C - 3°C ; poiché questa resta maggiore della temperatura dell'aria sovrastante si formano dei moti convettivi che rimescolano l'aria fino a quote elevate, sviluppando un boundary layer fortemente instabile e molto alto (1500-2000 m). Nella zona di pianura, quando il vento non è più forte, il PBLH è influenzato dalla radiazione incidente, da cui dipende la modulazione diurna; le serie temporali delle temperature dell'aria e del suolo a Udine (Figura 5.24) dal giorno 5 aumentano e mostrano un'escursione giornaliera maggiore rispetto al periodo di bora.

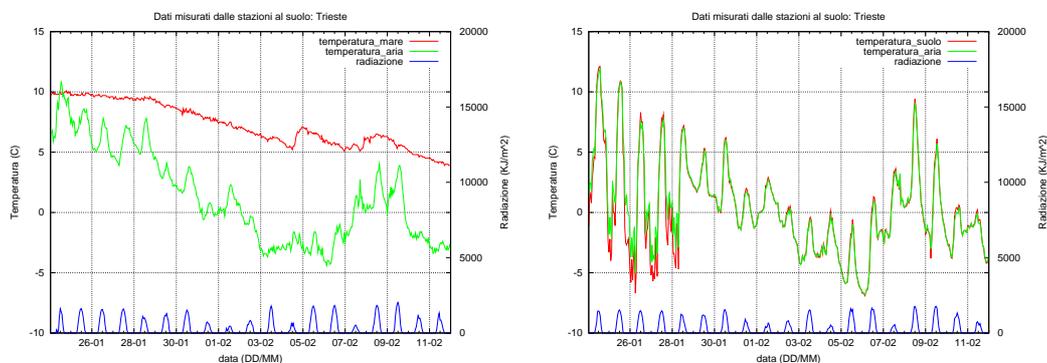


Figura 5.24: Misure delle stazioni meteorologiche in mare e a Udine.

Il grafico di sinistra contiene le misure effettuate dalla centralina sulla boa al largo di Trieste, quello di destra le misure della stazione a Udine. Sull'asse y di sinistra sono riportate le temperature dell'aria a 2 m e dell'acqua o del suolo; sull'asse y di destra è riportata la radiazione incidente a 2 metri dal suolo.

In conclusione, in un periodo invernale caratterizzato da episodi di bora forte:

- fintantoché sul mare e nell'entroterra il vento è intenso l'altezza del boundary layer non supera 1000 m e non presenta modulazioni diurne;

-
- al calare del vento le temperature dell'acqua e del suolo aumentano, ed essendo maggiori della temperatura dell'aria, determinano lo sviluppo di un boundary layer molto alto (fino a 2000 m) sul mare e confrontabile con i valori dell'entroterra nelle ore centrali.

5.6 Schema interpretativo

Per collegare le cause e gli effetti osservati sul PBLH è stato creato un diagramma di flusso seguendo la tecnica top-down. Cominciando dalla condizione di vento forte o debole si distinguono i casi in cui il contributo del SL è importante o no, con i conseguenti sottocasi ed effetti.

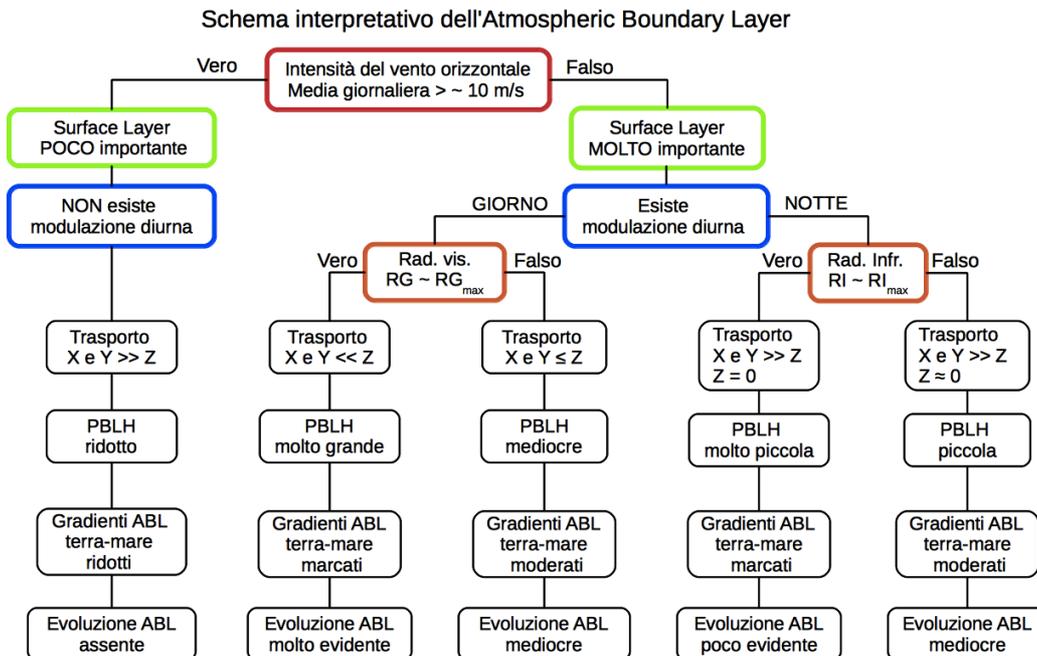


Figura 5.25: Schema riassuntivo sull'evoluzione dell'ABL.

Nel diagramma RG indica la radiazione globale giornaliera proveniente dal sole e RG_{max} il valore climatico massimo del periodo, ovvero quello di una giornata serena. Viceversa RI è la radiazione globale notturna emessa dalla superficie terrestre verso lo spazio esterno e RI_{max} è il valore climatico massimo del periodo, ovvero quello di una nottata completamente serena.

Capitolo 6

Applicazioni

La simulazione del rimescolamento turbolento verticale tramite modelli dispersivi ha un ruolo fondamentale nel calcolo della concentrazione degli inquinanti dispersi in aria. Per questo motivo una corretta riproduzione delle caratteristiche dell'ABL da parte dei modelli meteorologici è essenziale per una verosimile simulazione delle concentrazioni degli inquinanti [21]. In questo capitolo viene descritto come la diluizione, calcolata sulla base dei dati generati del modello, è correlata con le concentrazioni delle polveri sottili misurate dalla stazione di monitoraggio di Udine.

Lo strato limite dell'atmosfera terrestre è la zona in cui si svolgono la maggior parte delle attività umane, gran parte delle quali producono delle sostanze che vengono immesse nell'aria. Tali sostanze sono definite genericamente inquinanti in quanto alterano la composizione chimica dell'aria. Si tratta di modifiche estremamente piccole che generalmente sono inferiori ad una parte su un milione in termini di massa, fino a quantità prossime alla soglia di rilevamento, ovvero frazioni di parti per miliardo. Nonostante l'esiguo contributo in massa, le sostanze inquinanti producono degli effetti dannosi alla salute umana [22], in generale esercitano delle pressioni sugli ecosistemi [23], fino a svolgere un ruolo di rilievo nei cambiamenti climatici che il pianeta sta sperimentando nel corso degli ultimi cento anni [24].

Quando una sostanza inquinante è composta da elementi di dimensioni microscopiche, per esempio inferiori al decimo di millimetro, e non reagisce chimicamente con l'ambiente che la circonda, essa resta sospesa nell'aria parecchie ore, perfino giorni e settimane, prima di essere rimossa per deposizione. Con il termine deposizione si intende il processo attraverso il quale l'inquinante si fissa sui materiali presenti nell'ABL, per esempio il suolo. Dal momento in cui l'inquinante viene immesso nell'aria a quando si deposita, la sua concentrazione varia molto in quanto è soggetto a processi dinamici microscopici di dispersione e macroscopici di trasporto a lunga distanza. Nel caso specifico del particolato sottile, ovvero di particelle materiali sospese nell'aria aventi dimensioni inferiori o uguali a $10 \mu m$ (indicate come *PM10*), le evidenze sperimentali inducono a pensare che la turbolenza sia responsabile della dispersione locale della massa inquinante e che i movimenti dell'aria a scale spaziali

e temporali superiori a quelle tipiche della turbolenza siano la causa del trasporto a lungo raggio. Utilizzando tali assunzioni, è possibile realizzare un modello estremamente semplice che descrive la variazione della concentrazione delle polveri sottili in funzione delle condizioni macroscopiche dei moti atmosferici. Questo modello assume che la variazione della densità media dell'inquinante presente in un volume macroscopico d'aria sia funzione esclusivamente della variazione del volume, mentre la massa di inquinante resta costante.

Assumendo che al tempo t la massa M di inquinante sia distribuita uniformemente nel volume di aria V grazie alla turbolenza, la concentrazione, ovvero la densità di inquinante, è

$$C = \frac{M}{V}. \quad (6.0.1)$$

Se al tempo $t + \Delta t$ il volume in cui si trova l'inquinante è cambiato mentre la massa resta costante, visti i tempi lunghi di rimozione rispetto a Δt e i corrispondenti tempi brevi della dispersione turbolenta all'interno del volume considerato, la concentrazione risulterà variata.

Dalla definizione di concentrazione (6.0.1) e dalla definizione di diluizione (1.5.3), si ottiene che il prodotto tra concentrazione e diluizione resta costante nel tempo finché nuove immissioni o rimozioni di inquinanti non intervengono a modificare la massa totale della sostanza dispersa. Quindi

$$C \cdot DIL = \text{costante}. \quad (6.0.2)$$

In questo lavoro di tesi la diluizione è stata calcolata con risoluzione oraria per ciascuno dei punti di griglia del dominio di calcolo regionale. Allo scopo di verificare l'aderenza del modello che mette in relazione volumi e concentrazioni di inquinanti, è stato eseguito uno studio pilota della correlazione tra concentrazione di inquinanti e diluizione. In particolare sono state considerate le misure di concentrazione di polveri sottili PM_{10} misurate in una stazione di monitoraggio automatica degli inquinanti in atmosfera che si trova sufficientemente distante da importanti sorgenti emissive. La stazione scelta è quella di Udine S. O., che si trova alla periferia sud della città in un'area agricola. Tale punto di misura viene considerato adatto allo scopo in quanto non è affetto direttamente da sorgenti emissive. Per lo studio pilota sono state selezionate delle serie temporali orarie di concentrazione di PM_{10} e i corrispondenti valori di diluizione calcolati dal modello WRF. Applicando il logaritmo in base 10 a ciascun membro dell'equazione (6.0.2), si ottiene una relazione lineare tra concentrazione e diluizione:

$$\log(C) = -\log(DIL) + \text{costante}. \quad (6.0.3)$$

In Figura 6.1 viene riportato il grafico a dispersione dei logaritmi della concentrazione e della diluizione, con la relativa retta di regressione. Il test di ipotesi sulla correlazione tra le due grandezze mette in evidenza che la correlazione esiste ed è statisticamente significativa. La regressione lineare produce un valore per la pendenza della retta di best fit pari a 0.455 ± 0.003 , il quale è diverso dal valore atteso

(-1) secondo il modello sottoposto a verifica. Tale differenza è attribuibile al diverso valore della massa totale dispersa: poiché le serie temporali di concentrazione sono state estratte in periodi diversi dell'anno 2012, è verosimile che il valore della costante nell'equazione (6.0.3) non sia unico. Ne consegue che la regressione lineare presentata in Figura 6.1 è stata eseguita su un insieme di dati appartenenti a rette parallele di pendenza (-1) ma aventi intercetta diversa. E' da tener presente inoltre che il modello è affetto da importanti semplificazioni: non considera la deposizione di parte della massa inquinante, trascura il flusso di concentrazione dell'inquinante dai volumi circostanti a quello considerato, è congruente alla realtà solo in aree dove non sono presenti sorgenti emissive.

Nonostante la discordanza tra il coefficiente angolare calcolato sperimentalmente e quello atteso lo studio esplorativo mette in evidenza che le variazioni di concentrazione di particolato sottile sospeso è imputabile, almeno in parte, alla diluizione atmosferica.

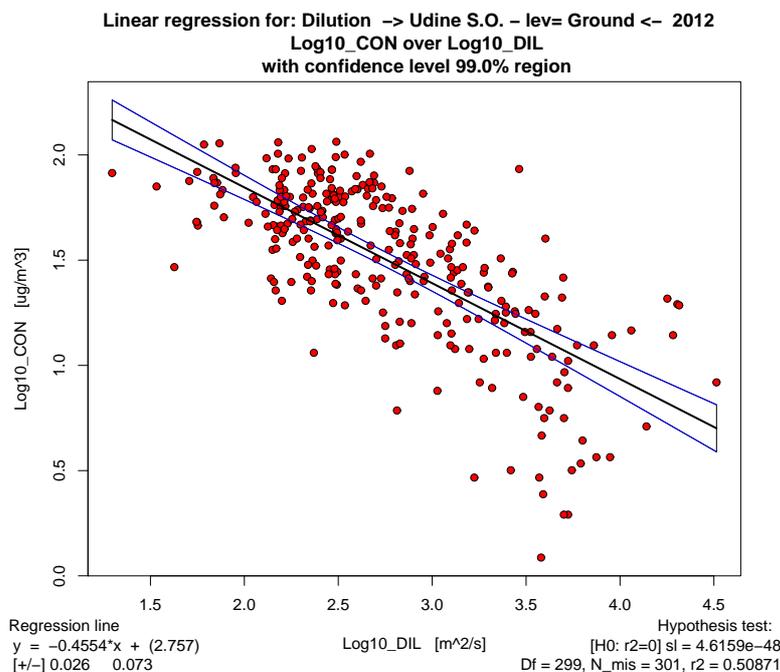


Figura 6.1: Grafico a dispersione dei logaritmi in base 10 della concentrazione e della diluizione.

E' riportata la retta di regressione con la corrispondente area relativa al livello di confidenza del 99%.

Capitolo 7

Conclusioni e possibili sviluppi

In questo lavoro di tesi si è studiato per la prima volta l'atmospheric boundary layer (ABL) sul territorio del Friuli Venezia-Giulia. Lo studio, svolto sulla base di simulazioni numeriche generate per l'anno 2012, ha permesso di valutare le caratteristiche medie mensili e l'evoluzione oraria delle principali grandezze dell'ABL sulla regione.

L'analisi mensile dei valori medi e mediani dei campi dell'ABL ha messo in evidenza significativi gradienti orizzontali con transizioni complete da situazioni tipicamente marine a terrestri nell'arco di alcuni chilometri sulla zona costiera. Osservando i valori mensili è stata inoltre riscontrata la loro dipendenza stagionale. Sul mare è stato notato che il mese di settembre è il periodo dell'anno in cui avviene la transizione tra il regime estivo e quello invernale. Nonostante lo studio sia stato svolto solamente su un anno solare, tenendo conto che le fluttuazioni interannuali delle medie mensili sono piccole rispetto ai valori medi, i risultati ottenuti con questo lavoro di tesi non dovrebbero discostarsi in modo significativo rispetto ad uno studio climatico che coinvolga decenni. Considerato che il mese di settembre 2012 non è anomalo dal punto di vista climatico, si deduce che settembre è un tipico mese di transizione per l'ABL sulla regione Friuli Venezia-Giulia. Questa transizione è principalmente dovuta alla presenza del mare Adriatico. La peculiarità climatica del mese di febbraio, che è stato caratterizzato da lunghi periodi di bora forte (Appendice F), ha rivelato l'importanza del vento orizzontale sull'omogeneizzazione dell'ABL sul mare e nell'entroterra; infatti le caratteristiche dello strato limite in presenza di forti venti è indipendente da quelle termodinamiche della superficie terrestre. Infine i valori mensili ottenuti per l'altezza dell'ABL, in particolare i valori minimi, consentono una scelta più accurata dei parametri da utilizzare nei modelli per la dispersione degli inquinanti in atmosfera.

Analizzando le serie temporali orarie delle grandezze principali dell'ABL sono stati confermati degli aspetti importanti sulla sua evoluzione giornaliera. Nell'entroterra è stata individuata per ogni stagione dell'anno la modulazione diurna dell'ABL causata dall'irraggiamento solare: di giorno lo strato è alto e instabile, o neutrale, di notte si trasforma in uno strato molto basso e stabile. Sul mare invece è stata

individuata la presenza del ciclo diurno solamente in inverno. Lo studio dei profili termici verticali ha evidenziato i tempi caratteristici di transizione tra l'ABL notturno e quello diurno, che sono dell'ordine dell'ora nell'entroterra.

Un possibile sviluppo futuro di questa tesi è l'estensione delle simulazioni a più anni. Tenendo conto dell'importanza delle parametrizzazioni nella descrizione di alcuni fenomeni fisici che si manifestano all'interno dell'ABL, un ulteriore ambito di sviluppo è l'applicazione di diversi schemi di parametrizzazione dell'ABL e il confronto dei risultati da essi prodotti con le misure.

Il lavoro svolto ha prodotto un database che permette l'analisi di fenomeni micrometeorologici in determinati siti del territorio del Friuli Venezia-Giulia. Inoltre i dati possono servire come condizioni al contorno ad altri sistemi modellistici, ad esempio per generare simulazioni sulla circolazione marina delle zone costiere e nell'alto Adriatico e sulla dispersione degli inquinanti in atmosfera per studi di qualità dell'aria.

Il database può essere ulteriormente esplorato per ricercare caratteristiche spettrali dei campi meteorologici applicando la classica analisi di Fourier o tecniche più avanzate, come la wavelet analysis. Questo secondo tipo di sviluppo permetterebbe di individuare l'esistenza di aree omogenee per caratteristiche microclimatiche con un dettaglio superiore a quello raggiunto in questa tesi, in cui la ripartizione del dominio si è limitata a tre zone, quella marina, pianeggiante e orograficamente complessa. Infine con questo lavoro si è dimostrato che attualmente è possibile intraprendere programmi di ricerca su temi di punta della fisica dell'atmosfera con tecniche di calcolo ad alta performance con hardware alla portata di centri regionali.

L'analisi dei dati prodotti ha messo in evidenza i limiti della risoluzione spaziale adottata nella descrizione dell'ABL sulle zone con una complessa orografia; infatti la risoluzione usata non permette di cogliere le disomogeneità delle valli presenti nel dominio in quanto irrisolte dalla griglia di calcolo. Tale problema potrebbe essere parzialmente risolto aumentando la risoluzione del modello.

Dal punto di vista dell'efficienza computazionale è possibile esplorare con maggior dettaglio i tempi di rilassamento del modello e la scalabilità del codice rispetto a un insieme di compilatori e alle risorse hardware utilizzabili.

E' possibile infine rendere più realistico il campo termico dell'Adriatico settentrionale e la descrizione delle peculiarità micrometeorologiche nell'entroterra affinando le condizioni al contorno da utilizzare per la simulazione, per esempio assimilando nel modello misure indirette tramite satellite sul mare e misure dirette delle stazioni meteorologiche presenti sul territorio regionale.

Appendice A

Equazioni fondamentali dell'atmosfera

Per definire l'insieme completo di equazioni che descrivono l'evoluzione dell'atmosfera viene introdotto un nuovo sistema di riferimento solidale con il volume di aria in moto, come in Figura A.1. In questo modo la descrizione dei fenomeni non è più una visione di insieme, tipica dei campi scalari e vettoriali (*descrizione euleriana*), ma si focalizza sull'evoluzione di ciascun elemento identificato dalla posizione del centro di massa all'istante iniziale (*descrizione lagrangiana*). Per passare da una descrizione all'altra viene definita la *derivata totale*, detta anche *derivata Lagrangiana*:

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla), \quad (\text{A.0.1})$$

dove $\frac{\partial}{\partial t}$ è la *derivata temporale locale* (o *derivata euleriana*) mentre $(\mathbf{v} \cdot \nabla)$ è il *termine avvevivo*.

Considerando un volume di aria unitario con densità ρ che si muove con velocità \mathbf{v} su un pianeta rotante la sua *equazione del momento* (o *equazione della conservazione della quantità di moto*) è [25]:

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = -2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v} - \frac{1}{\rho} \nabla p + \mathbf{g} + \nu \Delta \mathbf{v}. \quad (\text{A.0.2})$$

Dove

- $\frac{d\mathbf{v}}{dt}$ è l'accelerazione del volume di aria elementare;
- $-2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v}$ è l'accelerazione di Coriolis diversa da zero solo se il volume di aria è in moto sulla Terra, che a sua volta ruota con una velocità angolare $\boldsymbol{\Omega}$;
- $-\frac{1}{\rho} \nabla p$ è l'accelerazione dovuta al gradiente di pressione p ;
- $+\mathbf{g}$ è la risultante dell'accelerazione di gravità ($\nabla\phi = -g\hat{\mathbf{k}}$, dove ϕ è il potenziale gravitazionale) e dell'accelerazione centrifuga ($\boldsymbol{\Omega} \times \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}$);

- $+\nu\Delta\mathbf{v}$ è l'accelerazione di dissipazione causata dall'attrito molecolare, ovvero dagli urti tra particelle che determinano un trasferimento della quantità di moto; nell'atmosfera il coefficiente di attrito ν è dell'ordine di $10^{-4}m^2/s$ e il termine di dissipazione può essere quasi sempre trascurato rispetto agli altri termini (tranne nel caso del surface layer e del microlayer).

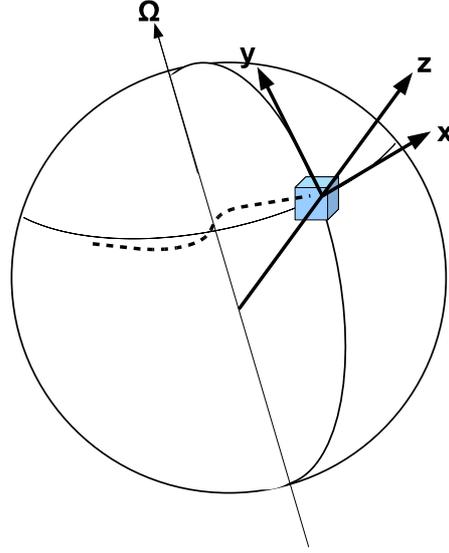


Figura A.1: Sistema di riferimento solido con il volume di aria in moto.

Gli assi x e y sono perpendicolari tra loro e giacciono sul piano tangente alla superficie terrestre; l'asse x è sempre diretto verso est mentre l'asse y verso nord. L'asse verticale z è perpendicolare al piano contenente gli altri assi ed ha verso uscente rispetto alla superficie.

Nel sistema di riferimento solido con il volumetto di aria (Figura A.1), ciascuna delle tre componenti scalari dell'equazione del momento (A.0.2) contiene i termini di curvatura in funzione del raggio terrestre R , della latitudine ϕ e delle componenti della velocità u , v , w . Di seguito sono riportate le due componenti orizzontali dell'equazione del momento, lungo $\hat{\mathbf{i}}$ e $\hat{\mathbf{j}}$, e quella verticale, lungo $\hat{\mathbf{k}}$:

$$\hat{\mathbf{i}} : \frac{du}{dt} - \frac{uv \tan(\phi)}{R} + \frac{uw}{R} = 2\Omega v \sin(\phi) - 2\Omega w \cos(\phi) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + (\nu\Delta\mathbf{v})_x \quad (\text{A.0.3})$$

$$\hat{\mathbf{j}} : \frac{dv}{dt} + \frac{u^2 \tan(\phi)}{R} + \frac{vw}{R} = -2\Omega u \sin(\phi) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + (\nu\Delta\mathbf{v})_y \quad (\text{A.0.4})$$

$$\hat{\mathbf{k}} : \frac{dw}{dt} - \frac{u^2 + v^2}{R} = 2\Omega u \cos(\phi) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + (\nu\Delta\mathbf{v})_z \quad (\text{A.0.5})$$

I termini di curvatura presenti al primo membro delle equazioni sono prodotti dall'accelerazione a cui è sottoposto il sistema di riferimento scelto; essi tuttavia valgono

qualche ordine di grandezza in meno rispetto agli altri termini quindi solitamente possono essere trascurati.

Un'altra equazione fondamentale è quella che descrive la conservazione della massa nell'atmosfera, detta *equazione di continuità* (o *equazione della conservazione della massa*):

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \nabla \cdot \mathbf{v} = 0. \quad (\text{A.0.6})$$

Questa significa che la densità dell'aria contenuta nel volume elementare varia se esiste un flusso di massa attraverso la sua superficie nell'intervallo di tempo.

Per mettere in relazione le grandezze termodinamiche si usa l'*equazione di stato dei gas perfetti*:

$$p = \rho RT, \quad (\text{A.0.7})$$

dove p , ρ e T sono rispettivamente la pressione, la densità e la temperatura assoluta del volumetto di aria mentre R è la costante specifica dei gas perfetti, pari al rapporto tra la costante universale dei gas perfetti (R^*) e la massa molare (μ) caratteristica dell'atmosfera.

Infine l'ultimo vincolo che definisce lo stato e l'evoluzione dell'atmosfera è il *principio della conservazione dell'energia*, derivato dalla prima legge della termodinamica e dall'equazione di stato:

$$\frac{d\eta}{dt} = c_p \frac{dT}{dt} - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt}. \quad (\text{A.0.8})$$

L'equazione si riferisce a un volume di aria di massa unitaria e la grandezza indicata con η è il calore assorbito o ceduto dal sistema.

Le sei equazioni (A.0.3), (A.0.4), (A.0.5), (A.0.6), (A.0.7) e (A.0.8) costituiscono l'insieme completo di equazioni fondamentali dell'atmosfera per le sei incognite u, v, w, p, ρ e T . Pur trattandosi di un sistema chiuso di equazioni esso presenta notevoli difficoltà nel calcolo delle soluzioni sia per via analitica che per via numerica. Si tratta infatti di equazioni differenziali alle derivate parziali, che necessitano delle condizioni iniziali e al contorno, con termini non lineari che rendono il sistema complesso: ad ogni minima perturbazione delle condizioni iniziali il sistema evolve in uno stato completamente divergente rispetto a prima.

Appendice B

Cluster e Risorse

In questa appendice sono descritti gli strumenti che sono stati utilizzati per lo svolgimento della tesi. La prima sezione è dedicata al cluster dell'ARPA, grazie al quale è stato possibile realizzare le simulazioni a scala regionale in modalità parallela mentre nelle sezioni successive sono descritti altri tipi di risorse, il cui impiego si è ritrovato in altri capitoli.

B.1 Cluster Nexus

Il cluster dell'ARPA del Friuli Venezia-Giulia è la struttura informatica HPC (*High Performance Computing*) sulla quale sono state svolte tutte le simulazioni per questa tesi di laurea. Esso è operativo dal primo aprile 2010, data in cui ha sostituito il cluster precedente, denominato UGOLINO, guadagnandosi il nome di NEXUS (*NEXt Ugolino System*) [26].

La gestione di Nexus è il ROCKS [27], un software open source che si occupa di tutti gli aspetti riguardanti il sistema operativo, la sincronizzazione dei nodi e le configurazioni di base.

Le code di calcolo sono gestite tramite il sistema SGE (*Sun Grid Engine*) [28]. L'utente che dispone di un account sulle macchine Linux, in dotazione all'ARPA, connette al proprio account sul cluster via SSH (Secure Shell).

Il cluster Nexus è composto da un master node e da altri sette nodi computazionali, ciascuno dotato di otto processori, per un totale quindi di 64 processori.

B.1.1 Jobs e sottomissione di jobs

Con il termine *job* in informatica si definisce solitamente uno script contenente il programma da sottoporre al cluster e la descrizione delle risorse necessarie per l'esecuzione [29]. Quando il job viene sottomesso al cluster la sua esecuzione avviene per mezzo del sistema SGE, che gestisce la coda dei lavori in funzione delle risorse disponibili, ripartendole in modo adeguato tra tutti i lavori degli utenti per un utilizzo ottimale delle risorse di calcolo.

Il comando fondamentale per la sottomissione di un job è il *qsub*; prima di lanciare un job è buona norma monitorare lo stato delle risorse utilizzando il comando *qstat*. Al termine dell'esecuzione di ciascun job, tramite l'utility *qacct*, è possibile ottenere una sintesi sulle informazioni che lo contraddistinguono e sulle risorse che sono state utilizzate. Alcune voci che compaiono in tale sintesi sono: *owner* (proprietario del job), *jobnumber* (numero del job), *slots* (numero di processori utilizzati), *ru_wallclock* (tempo di esecuzione del job in secondi), *cpu* e altre.

B.1.2 Calcolo parallelo

Con un cluster HPC si può realizzare del calcolo in parallelo, che consiste nella suddivisione di un problema in sottoproblemi, opportunamente adattati, che vengono eseguiti simultaneamente su più processori, le cui soluzioni vengono integrate fornendo la risposta al problema di partenza. In tal modo si aumenta la prestazione del sistema [30].

Un modo per classificare il tipo di parallelismo si basa sul modo di accesso alla memoria RAM da parte delle CPU; si distinguono così tre tipi di parallelismo.

- **Shared memory (sm)**

Tutti i processori hanno accesso diretto ad un'unica memoria e lo scambio di dati è favorito; il protocollo di comunicazione è l'OpenMP, che gestisce il calcolo in parallelo su processori di una stessa macchina (o nodo computazionale).

- **Distributed memory (dm)**

Ogni processore possiede una propria memoria locale e la comunicazione tra processori diversi avviene mediante una rete (network); il protocollo di comunicazione in questo caso è l'MPI, che gestisce il calcolo parallelo su più nodi computazionali.

- **Distributed memory con Shared memory (dm + sm)**

Il calcolo in parallelo viene gestito con l'MPI su più nodi computazionali e con l'OpenMP all'interno dei nodi.

B.2 Moduli

Sul cluster Nexus vi sono parecchi software installati e mantenuti aggiornati che sono di facile accesso; ogni volta che si vuole far uso di uno di questi basta caricare l'ambiente computazionale che lo ospita con una semplice invocazione tramite comando di linea. La tecnica informatica dei moduli permette al cluster di ospitare contemporaneamente diversi ambienti di calcolo personalizzati e adatti alla soluzione di specifici problemi.

I moduli utilizzati durante la tesi sono: gnuplot, pgi, netcdf, nco, cdo, openmpi, grads, gmt, R. Per quelli meno conosciuti è stata scritta una breve descrizione nei paragrafi successivi.

B.2.1 PGI

Il *Portland Group* (PGI) è una compagnia che produce compilatori per sistemi HPC, come PGF77, PGF95, PGHPF, PGC++, PGCC, nei linguaggi Fortran, C, e C++ [31].

Il comando usato per invocare un compilatore, come *pgf95*, è chiamato *compiler driver* perché guida il processo di compilazione e riconosce il tipo di input file dall'estensione del nome.

La compilazione è suddivisa in più fasi: *preprocessing*, *compiling* (compilazione), *assembling* (assemblaggio), *linking*. Una volta che il file è stato interamente compilato si ottiene il file eseguibile. Il PGI consente delle variazioni dalla solita compilazione, per esempio la si può interrompere dopo il preprocessing o altre fasi per controllare passo per passo cosa è stato intanto creato. Le opzioni (in Linux) che lo permettono sono:

- *-F*, la compilazione termina dopo la fase di preprocessing, il file di output è il file sorgente e ha estensione *.f*
- *-S*, la compilazione termina dopo la fase di compiling, il file di output è il file di assemblaggio e ha estensione *.s*
- *-c*, la compilazione si ferma dopo l'assembling, il file di output è il file oggetto (scritto in sistema binario) e ha estensione *.o*
- nessuna, la compilazione termina con la fase del linking, il file di output è l'eseguibile e ha estensione *.exe*

B.2.2 Libreria NetCDF

I dati prodotti dai modelli meteorologici sono codificati e distribuiti in un formato che è stato definito dall'organizzazione meteorologica mondiale (*World Meteorological Organization - WMO*); tale formato, nella sua versione più avanzata, è il GRIB2 [26]. Un altro tipo di formato altrettanto diffuso per i dati meteorologici è il netCDF. Il formato netCDF nasce per esigenze meteorologiche ed è stato sviluppato da una comunità di centinaia di istituzioni che hanno l'obiettivo di condividere dati scientifici e di sviluppare strumenti che possano visualizzare tali dati.

Il modello WRF legge i file GRIB per le condizioni al contorno e scrive gli output nel formato netCDF.

La NetCDF (*Network Common Data Form*) è un insieme di librerie auto-consistenti (che possiedono cioè tutte le informazioni necessarie per descrivere un file e il suo contenuto) per formati di dati indipendenti dal linguaggio della macchina. La NetCDF è un software libero il cui scopo è creare, accedere e condividere dati scientifici, soprattutto meteorologici e oceanografici, definiti nello spazio e nel tempo. Per convertire i dati dal formato netCDF, in cui sono rappresentati nel sistema binario, al formato human-readable ASCII si usa lo strumento *ncdump*; si tratta di una utility

della libreria NetCDF che mostra sullo standard output il contenuto di un file netCDF in formato ASCII.

La libreria NetCDF è indispensabile per poter lavorare con il modello WRF; nella parte di post-processing infatti si assume che i dati preparati dal WPS siano in formato netCDF.

B.2.3 NCO e CDO

La NCO (*NetCDF Operators*) è una libreria costituita da una dozzina di programmi di linea indipendenti che prendono il nome di operatori. Questi ricevono in input i file scritti esclusivamente nel formato netCDF, eseguono l'operazione e producono il file di output nel formato netCDF [32]. Alcuni esempi di operatori sono *ncks*, *ncra*, *ncrcat* e *ncrename*, che permettono di fare rispettivamente la media di un campo, la concatenazione di più file e la rinominazione di variabili. Le NCO sono particolarmente adatte alla manipolazione e all'analisi di dati scientifici distribuiti su griglia, come i dati climatici, e necessitano della libreria NetCDF.

La CDO (*Climate Data Operators*) è un software ideato appositamente per trattare gli output dei modelli climatici [33]. Anche la CDO si basa su un insieme di operatori per svolgere le funzioni statistiche e aritmetiche, la selezione di dati e altre operazioni su file di input che possono essere sia nel formato netCDF che GRIB.

B.2.4 GrADS

Il GrADS (*Grid Analysis and Display System*) è uno strumento di visualizzazione, che manipola e grafica facilmente dati scientifici terrestri [34]. Esso è stato implementato in tutto il mondo, è scaricabile gratuitamente da internet e supporta file di diversi formati, tra i quali il GRIB e il netCDF.

Per la visualizzazione il GrADS si serve di due file: uno *streaming-file* (con estensione *.dat*) contenente i dati in formato binario e un file descrittore (con estensione *.ctl*) in formato ASCII con le informazioni necessarie alla lettura e alla rappresentazione dei dati contenuti nel file precedente.

Il GrADS utilizza cinque dimensioni per i dati: quattro dimensioni convenzionali, ovvero la longitudine, la latitudine, i livelli verticali e il tempo, e una quinta dimensione opzionale per le griglie. Esistono molti tipi di visualizzazione dei dati. Si possono ottenere grafici tridimensionali, in cui la terza dimensione è data dal colore, e bidimensionali; si possono usare linee colorate, aree colorate, vettori, linee di flusso, griglie e altro ancora; la grandezza da rappresentare viene scelta dall'utente così come le dimensioni lungo le quali osservare le sue variazioni; oltre ad una rappresentazione grafica è possibile ottenere una statistica base (valore medio, valore minimo e massimo, deviazione standard) della variabile richiesta.

B.2.5 GMT

Il GMT (*Generic Mapping Tools*) è un software libero capace di manipolare dati tabulati, serie temporali e dati associati a punti di griglia e di rappresentarli in diverse forme grafiche, dai plot bidimensionali $x - y$ alle mappe tridimensionali. Tale software, costruito sulla base di strumenti scritti nel linguaggio C, è completamente documentato [35]. Il GMT permette di gestire molti particolari grafici, come per esempio il carattere e le dimensioni delle notazioni, i colori della legenda e lo spessore dei contorni usati nelle mappe, e la manipolazione dei dati, per esempio la risoluzione della mappa e il tipo di proiezione da usare per convertire le coordinate geografiche (longitudine e latitudine) in punti del grafico.

B.2.6 R

R è un software libero ideato per l'analisi statistica di file di dati. Tale strumento viene sfruttato in lavori finalizzati ad un accurato studio statistico che prevede il calcolo di regressioni lineari e non lineari, dei test statistici e la graficazione dei risultati [36].

Appendice C

Schemi locali e non locali

Nel caso dell'ABL, le equazioni che descrivono gli aspetti turbolenti dei moti atmosferici introducono un numero di variabili maggiore rispetto al numero di equazioni disponibili. Per questo motivo è necessario assumere che alcune grandezze siano parametrizzabili; tale problema viene denominato il *problema della chiusura delle equazioni*.

Esistono due approcci al problema della chiusura delle equazioni per le simulazioni dell'ABL. Il primo è chiamato *schema di chiusura locale*. In tale schema le grandezze non esplicitamente calcolate dal modello sono funzioni di altre grandezze calcolate negli stessi punti di griglia, ovvero nello stesso punto dello spazio. Il secondo approccio viene chiamato *schema di chiusura non locale*, in quanto le grandezze (non esplicitamente calcolate dal modello) in un punto sono funzioni di altre grandezze calcolate in una regione dello spazio [1].

Gli schemi locali producono ABL verosimili nel caso di atmosfere stabili, mentre quelli non locali sono più efficienti nel caso di boundary layer convettivi, proprio per la loro caratteristica di collegare grandezze turbolente locali a caratteristiche macroscopiche, medie, di un'intera area (come si osserva per esempio nelle asimmetrie degli updrafts e downdrafts delle celle convettive presenti nell'ABL). Studi eseguiti negli ultimi dieci anni sulle parametrizzazioni riguardanti l'ABL hanno messo in evidenza che gli schemi non locali riproducono meglio il boundary layer convettivo diurno (ML) [37].

Appendice D

Analisi mensile

In questa appendice sono riportate le analisi statistiche mensili a cui si fa riferimento nel capitolo 4. Le grandezze considerate sono l'altezza del boundary layer (PBLH) e la diluizione (DIL), per lo studio dell'atmospheric boundary layer, la friction velocity (UST) per il surface layer.

D.1 Studio dell'altezza del boundary layer

Altezza del boundary layer: marzo 2012

I valori medi del PBLH diminuiscono notevolmente rispetto al mese precedente sul mare, dove variano tra 100 e 150 m, e di meno nell'entroterra, dove si mantengono sui 200-300 m senza distinzioni tra montagna e pianura. Il gradiente tra mare ed entroterra è invertito rispetto ai mesi precedenti, con valori maggiori nell'entroterra, segue bene la linea di costa e non è molto marcato (la differenza è di 50 m in pochi chilometri). I valori mediani sono ovunque inferiori alla media e in particolar modo nelle zone costiere. I minimi percentili sono compresi tra 25 e 50 m su tutto il dominio, senza grosse distinzioni tra mare, montagna e pianura; solo sul Golfo di Trieste i valori continuano a essere più bassi, inferiori a 25 m. I valori massimi percentili sul mare sono inferiori rispetto all'entroterra ed è presente un gradiente di circa 300 m in 5 km lungo la costa (invertito rispetto a febbraio e gennaio). E' nuovamente visibile la distinzione tra pianura e montagna, anche se minore rispetto al mese di gennaio.

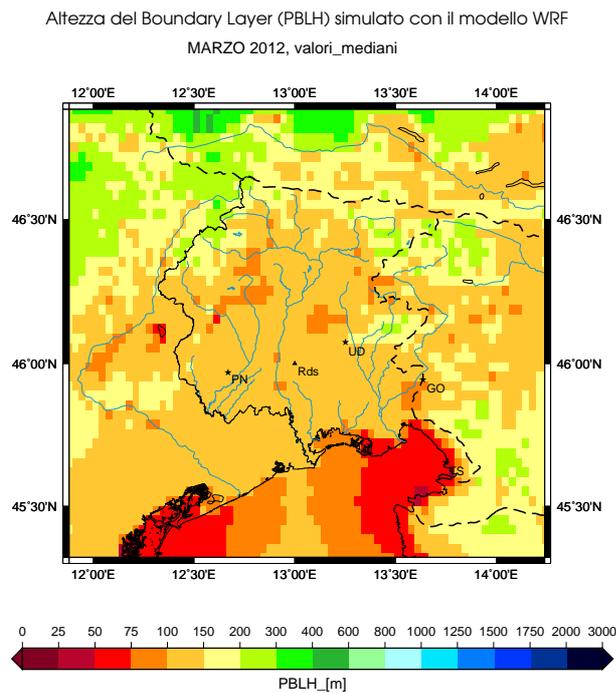
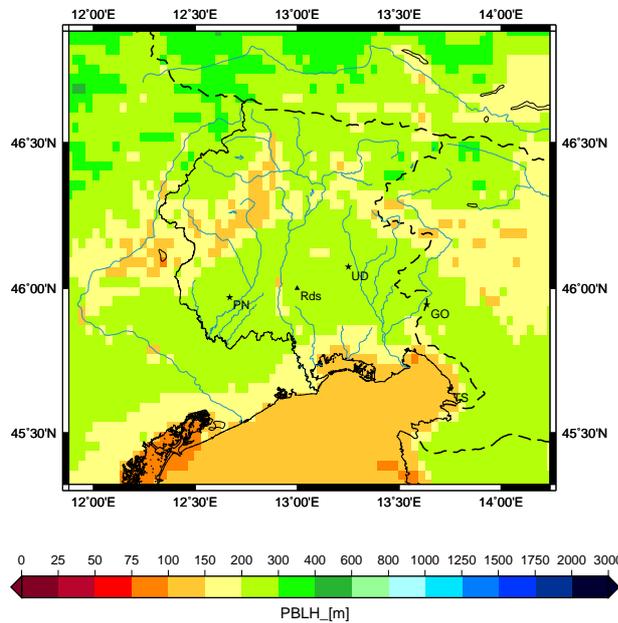


Figura D.1: Altezza del boundary layer nel mese di marzo 2012.

Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di marzo 2012 per la grandezza PBLH.

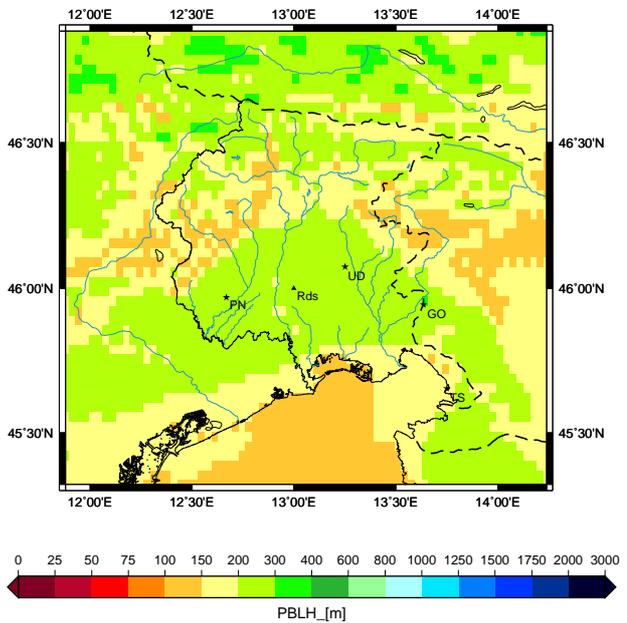
a) Valori medi

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
MARZO 2012, valori_medi



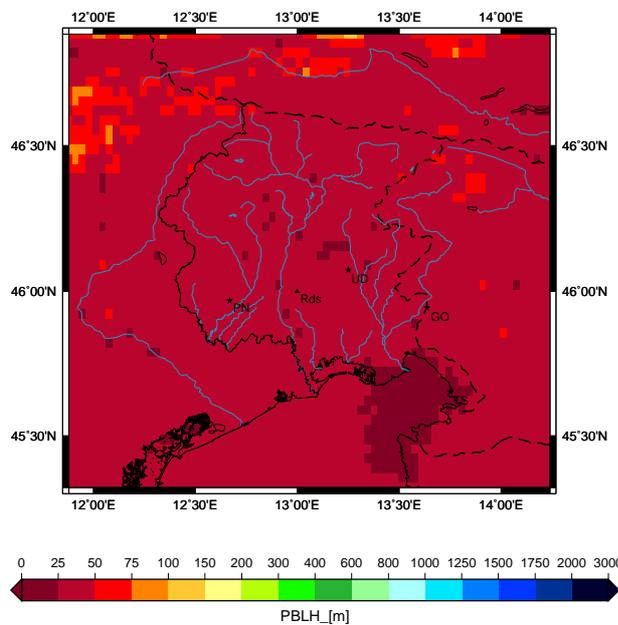
b) Deviazione standard

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
MARZO 2012, deviazione_standard



c) Valori minimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
MARZO 2012, minimi_percentili_(5%)



d) Valori massimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
MARZO 2012, massimi_percentili_(95%)

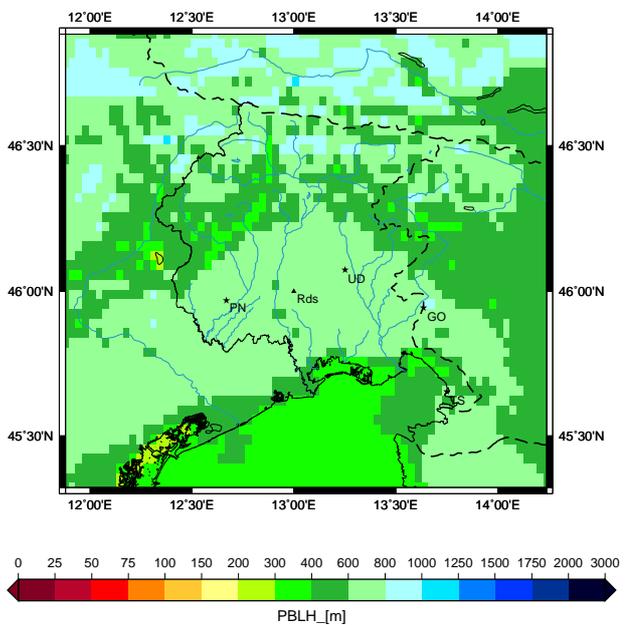


Figura D.2: Altezza del boundary layer nel mese di marzo 2012.

I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza PBLH.

Altezza del boundary layer: aprile 2012

I valori medi del PBLH aumentano ovunque rispetto a quelli del mese precedente e si distinguono nuovamente le tre zone mare, pianura e montagna. Il PBLH in pianura, con valori tra 400 e 600 m, è superiore a quello nella zona marina e montana. Il gradiente tra mare ed entroterra è aumentato (300 m in 10 km) e nella zona di Trieste è ancora più forte (300 m in 6 km). I valori mediani continuano a essere inferiori ai valori medi ma non mostrano come loro la distinzione tra pianura e montagna. Osservando i minimi percentili non si notano differenze tra mare e pianura (il PBLH è sempre compreso tra 25 e 50 m) mentre esiste una certa disomogeneità tra la pianura e le zone orograficamente complesse. I valori massimi percentili in pianura sono maggiori al resto del dominio e si aggirano tra 1000 e 1500 m; esiste quindi un gradiente lungo la zona costiera e una distinzione tra pianura e montagna.

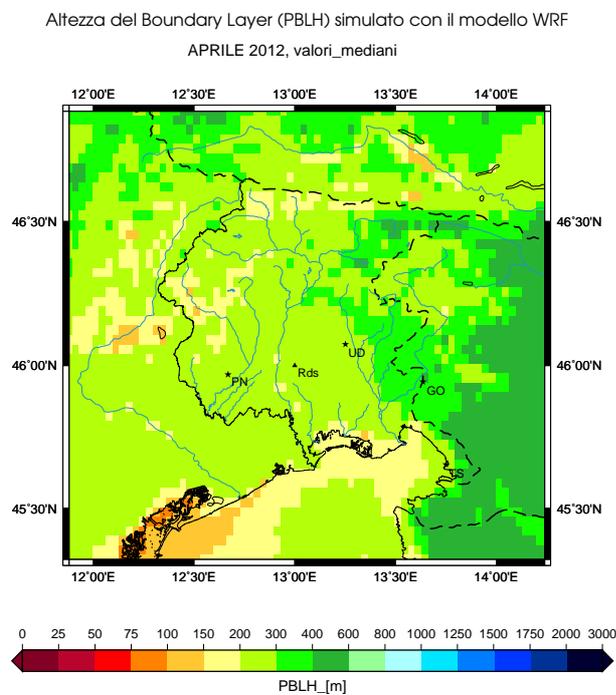
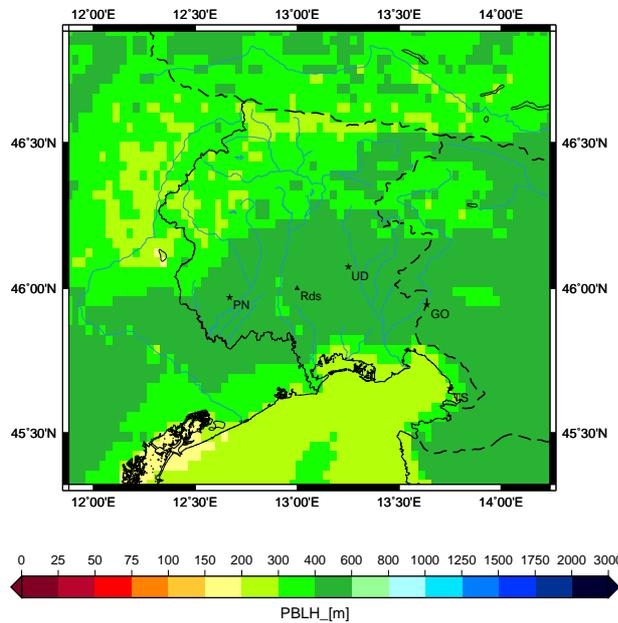


Figura D.3: Altezza del boundary layer nel mese di aprile 2012.

Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di aprile 2012 per la grandezza PBLH.

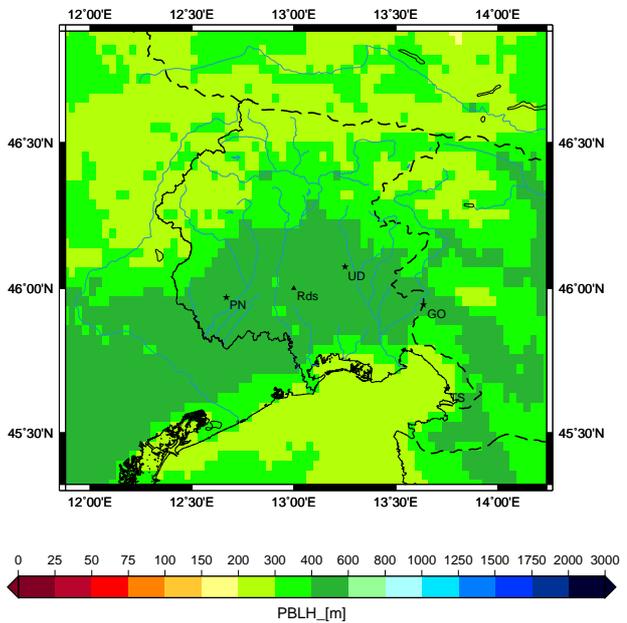
a) Valori medi

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
APRILE 2012, valori_medi



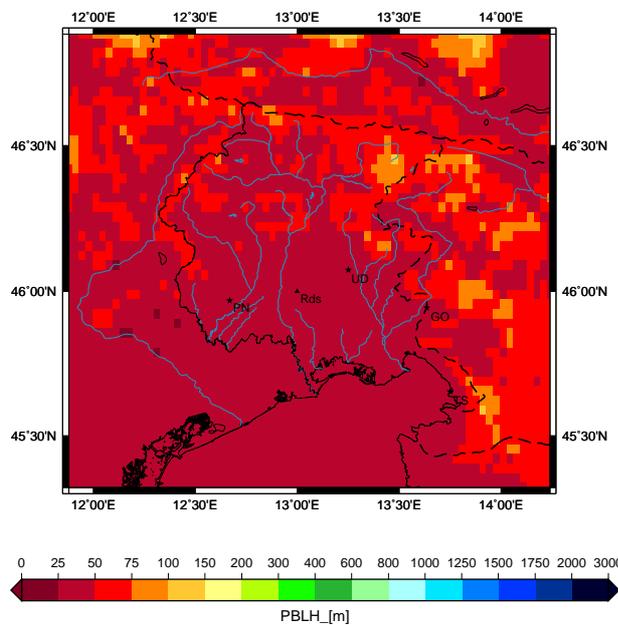
b) Deviazione standard

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
APRILE 2012, deviazione_standard



c) Valori minimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
APRILE 2012, minimi_percentili_(5%)



d) Valori massimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
APRILE 2012, massimi_percentili_(95%)

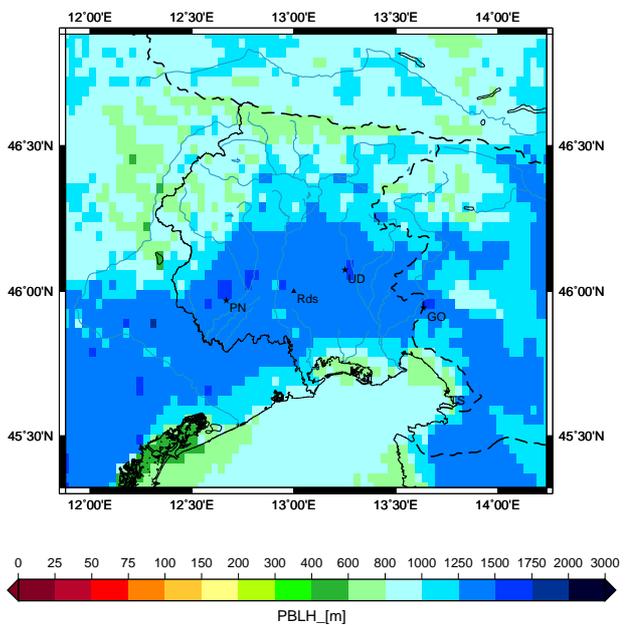


Figura D.4: Altezza del boundary layer nel mese di aprile 2012.

I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza PBLH.

Altezza del boundary layer: giugno 2012

I valori medi sul mare sono attorno a 100 m o meno, mentre nell'entroterra restano confrontabili con quelli di maggio. Si nota tuttavia una distinzione a fasce: la bassa pianura e la zona montana con valori fino a 400 m e l'alta pianura con valori attorno a 600 m. Il gradiente tra mare ed entroterra diminuisce rispetto al mese precedente (500 m in 20 km circa). Anche nel mese di giugno le deviazioni standard sul mare sono il doppio dei valori medi, mentre restano confrontabili sul resto della regione. I valori mediani sono inferiori ai valori medi e non mostrano la distinzione tra alta e bassa pianura. Si deduce che il motivo per cui nell'alta pianura i valori medi sono maggiori risiede nella distribuzione non simmetrica di PBLH, che presenta una coda verso i valori alti probabilmente dovuti a giornate di forte irraggiamento. Il gradiente tra terra e mare esiste ed confrontabile con quello del mese precedente. Sul Golfo di Trieste si notano valori mediani particolarmente bassi (25-50 m) rispetto al resto dell'Adriatico, probabilmente a causa di forti e numerose inversioni notturne. I minimi percentili continuano a essere molto bassi, tra 25 e 50 m, su quasi tutto il dominio; i valori tra 0-25 m sul Golfo di Trieste confermano l'ipotesi di forti inversioni notturne nel mese di giugno. Osservando i valori massimi percentili si ritrova la distinzione a fasce vista con i valori medi: i valori compresi tra 1250 e 1500 m nell'alta pianura confermano l'ipotesi della presenza di giornate caratterizzate da valori molto alti del PBLH. Il gradiente tra entroterra e mare esiste ma è diminuito rispetto al mese precedente (600 m in 20 km).

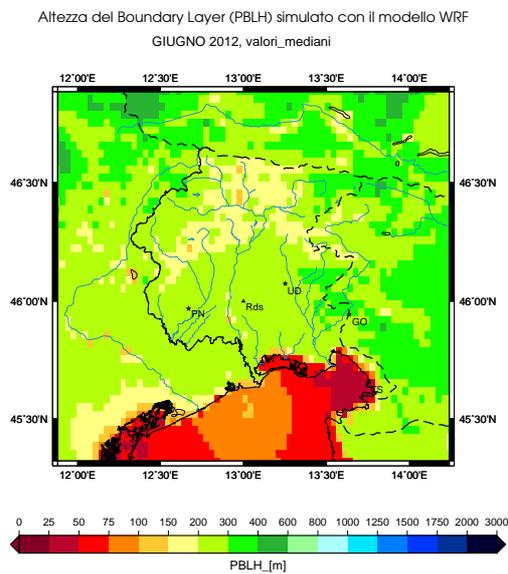
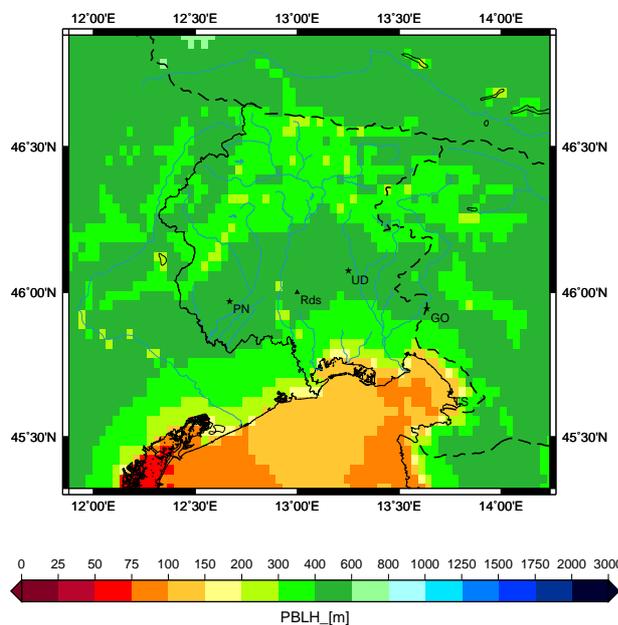


Figura D.5: Altezza del boundary layer nel mese di giugno 2012.

Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di giugno 2012 per la grandezza PBLH.

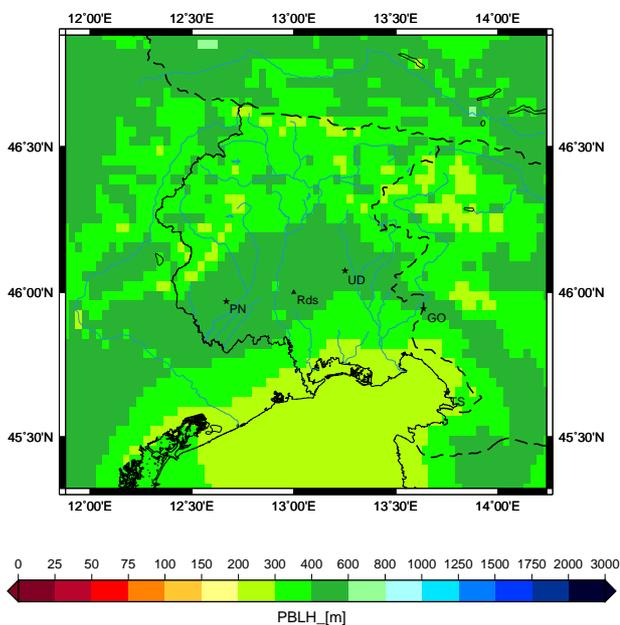
a) Valori medi

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
GIUGNO 2012, valori_medi



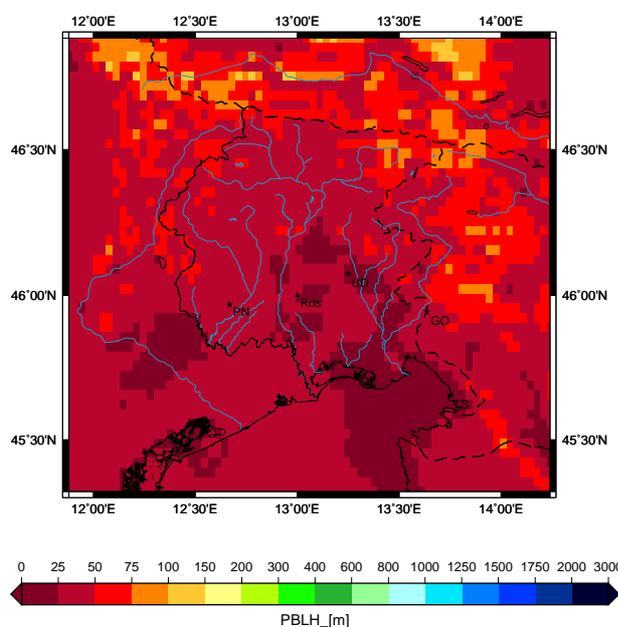
b) Deviazione standard

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
GIUGNO 2012, deviazione_standard



c) Valori minimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
GIUGNO 2012, minimi_percentili_(5%)



d) Valori massimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
GIUGNO 2012, massimi_percentili_(95%)

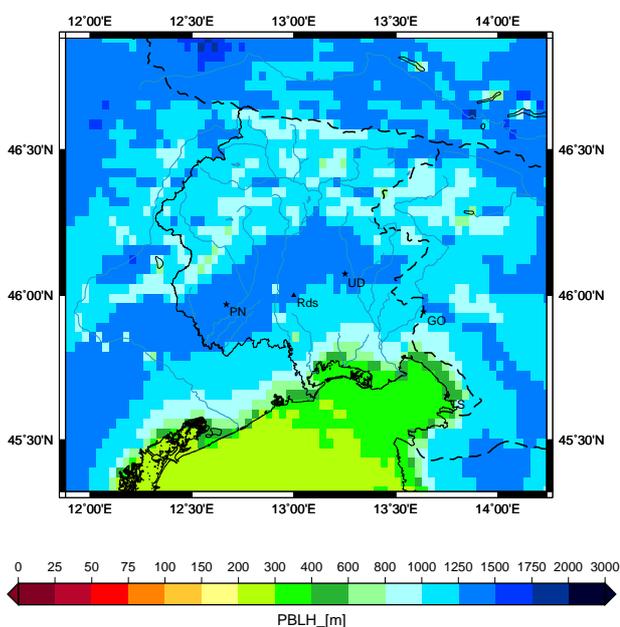


Figura D.6: Altezza del boundary layer nel mese di giugno 2012.

I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza PBLH.

Altezza del boundary layer: agosto 2012

I valori medi nell'entroterra mostrano una suddivisione a fasce analogamente al mese di giugno: nell'alta pianura i valori sono compresi tra 400-600 m mentre nella bassa pianura e in montagna i valori sono leggermente inferiori (300-400 m). Per quanto riguarda la zona marina si nota che sul Golfo di Trieste i valori sono minori (100-150 m) rispetto al mare aperto (dove raggiungono 300 m). Il gradiente tra mare ed entroterra esiste ed è più marcato del mese precedente. Analogamente al mese di giugno i valori mediani, inferiori a quelli medi, non mostrano una suddivisione a fasce. Anche i valori mediani presentano l'anomalia sul Golfo di Trieste dove i valori (compresi tra 50 e 75 m) sono inferiori rispetto al resto del mare Adriatico. Osservando i minimi percentili si distingue una zona con valori particolarmente bassi (minori di 25 m) sul Golfo di Trieste mentre su quasi tutto il resto del dominio i valori sono compresi tra 25 e 50 m. Anche i massimi percentili hanno un andamento analogo al mese di giugno: nell'entroterra i valori sono suddivisi a fasce con i valori maggiori (1500 m) sull'alta pianura. Sul mare i valori, minori rispetto al mese di luglio, variano da 300 a 1000 m in mare aperto e presentano un gradiente costiero molto marcato (circa 800 m in 10 km).

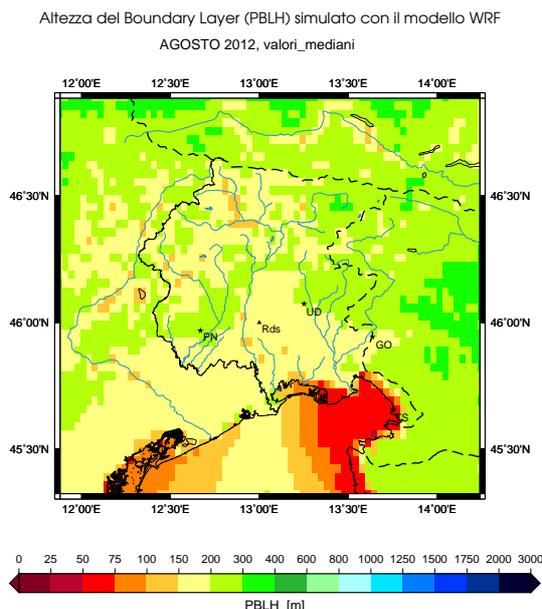
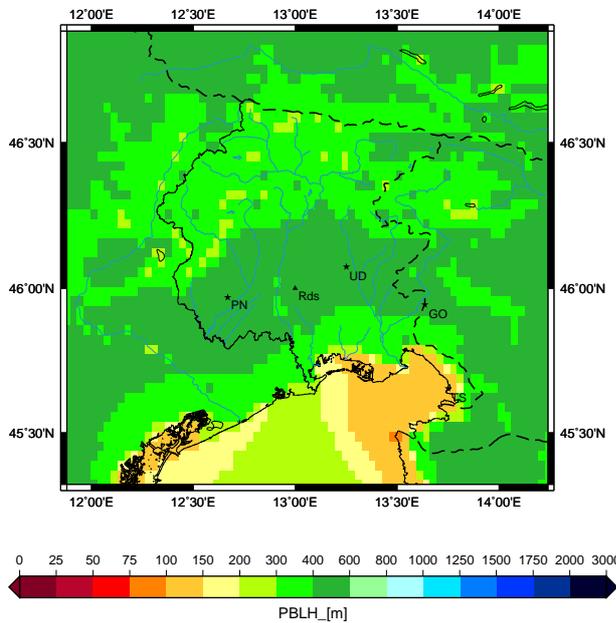


Figura D.7: Altezza del boundary layer nel mese di agosto 2012.

Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di agosto 2012 per la grandezza PBLH.

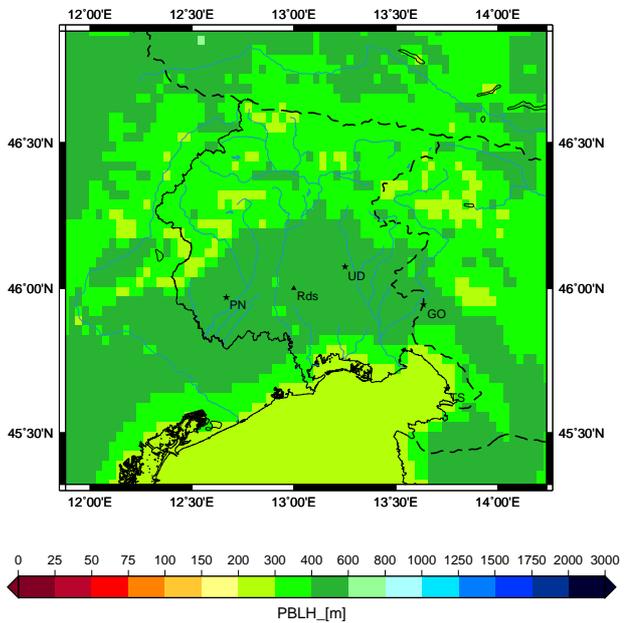
a) Valori medi

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
AGOSTO 2012, valori_medi



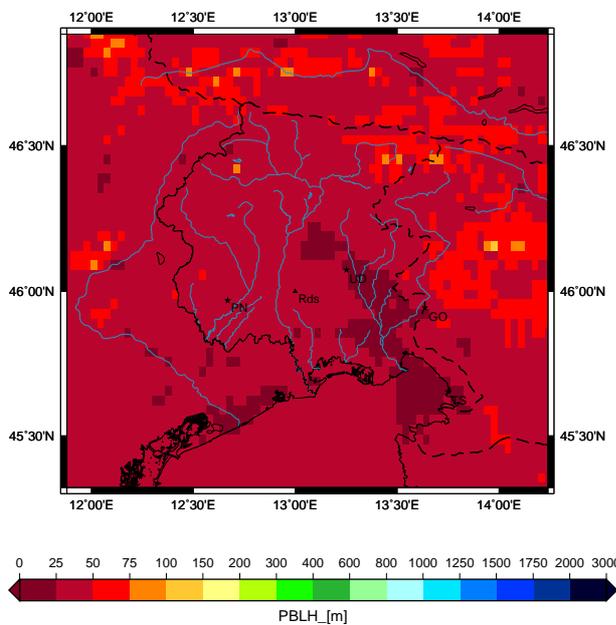
b) Deviazione standard

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
AGOSTO 2012, deviazione_standard



c) Valori minimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
AGOSTO 2012, minimi_percentili_(5%)



d) Valori massimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
AGOSTO 2012, massimi_percentili_(95%)

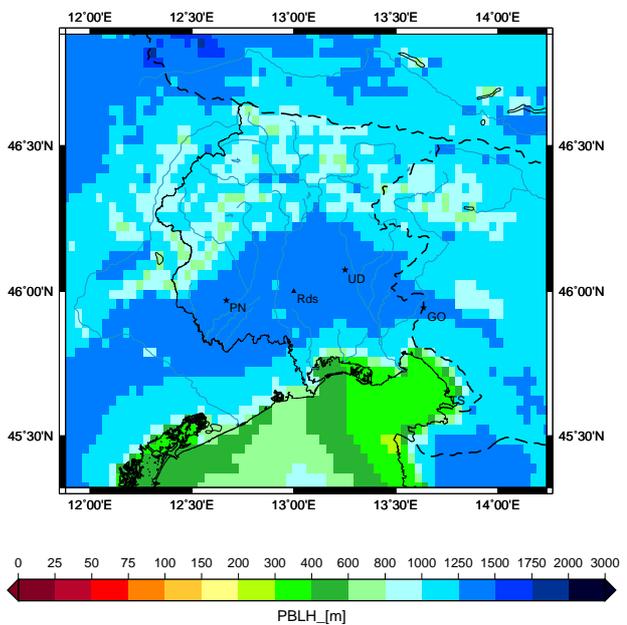


Figura D.8: Altezza del boundary layer nel mese di agosto 2012.

I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di agosto 2012 per la grandezza PBLH.

Altezza del boundary layer: ottobre 2012

Osservando i valori medi si vede che il PBLH diminuisce su tutte le zone rispetto al mese di settembre: scompare la distinzione tra montagna e pianura, dove i valori sono compresi tra 200 e 300 m, e sul mare i valori scendono a 400-600 m. Il gradiente tra mare ed entroterra esiste ma è meno forte e nullo in alcuni punti. I valori medi sono significativamente minori dei valori medi sull'entroterra e di meno sul mare; tale fatto si può interpretare come una riduzione del numero di giornate con valori di PBLH diurno elevati. Osservando i minimi percentili si nota che nell'entroterra e sul Golfo di Trieste i valori non superano i 50 m mentre nel mare Adriatico sono prossimi a 200 m. I valori massimi percentili sono ovunque diminuiti rispetto al mese precedente. Nell'entroterra i valori sono distinti tra pianura (attorno i 1000 m) e montagna (tra 400-800 m); sul mare i valori sono compresi tra 1000 e 1500 m.

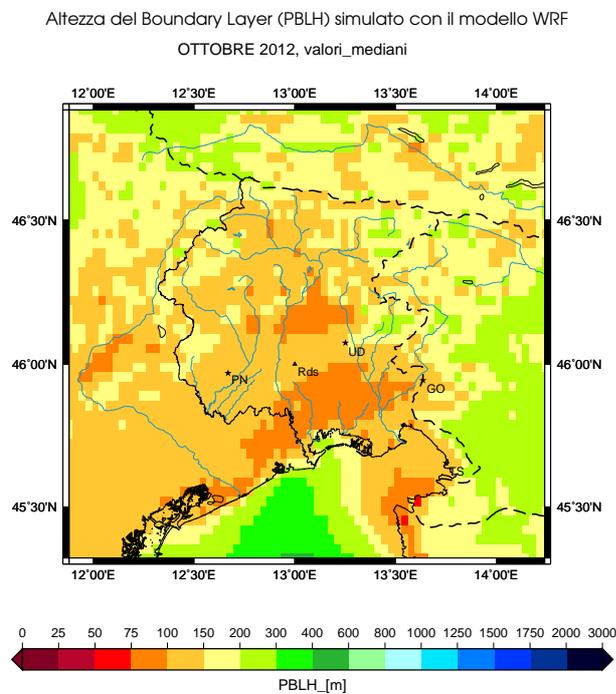
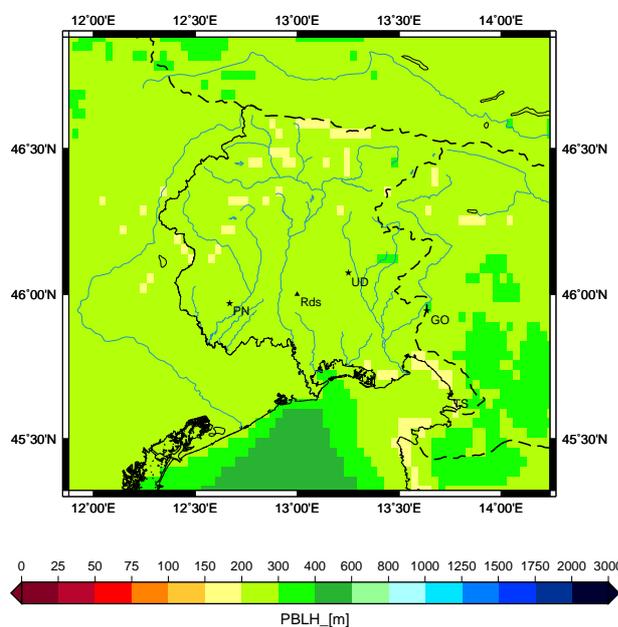


Figura D.9: Altezza del boundary layer nel mese di ottobre 2012.
Il grafico descrive i valori medi calcolati sul dominio regionale nel mese di ottobre 2012 per la grandezza PBLH.

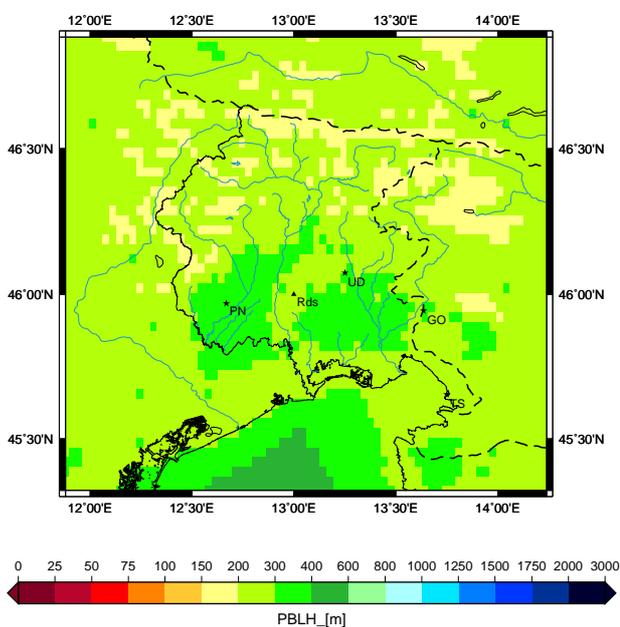
a) Valori medi

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
 OTTOBRE 2012, valori_medi



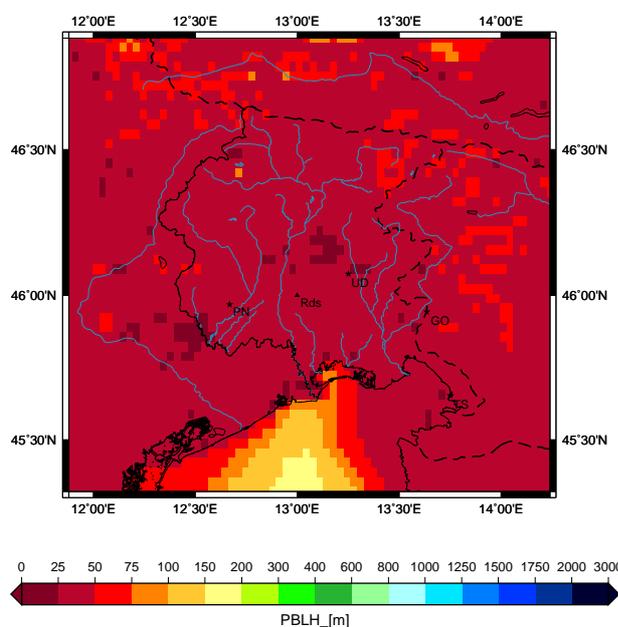
b) Deviazione standard

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
 OTTOBRE 2012, deviazione_standard



c) Valori minimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
 OTTOBRE 2012, minimi_percentili_(5%)



d) Valori massimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
 OTTOBRE 2012, massimi_percentili_(95%)

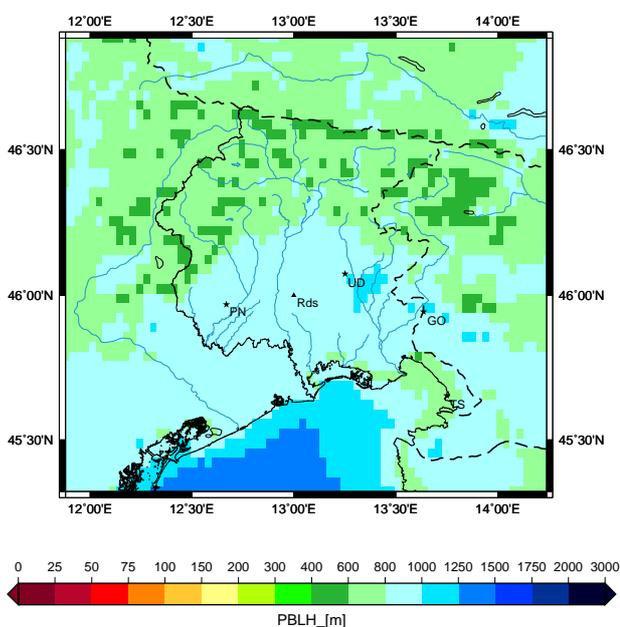


Figura D.10: Altezza del boundary layer nel mese di ottobre 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza PBLH.

Altezza del boundary layer: novembre 2012

I valori medi diminuiscono su tutto il dominio rispetto al mese precedente. Nell'entroterra i valori sono compresi tra 150-300 m, senza mostrare particolari differenze tra zona montana e pianura, sul mare i valori restano maggiori rispetto all'entroterra (200-600 m). Anche in questo mese il gradiente tra mare ed entroterra esiste ma è poco marcato e nullo in alcuni punti. I valori mediani sono minori dei valori medi tranne che sul mare, dove sono confrontabili. Questo accade perchè l'altezza del boundary layer è dominata dalla temperatura superficiale del mare piuttosto che dall'irraggiamento, che è basso nei mesi invernali. I valori minimi percentili sono analoghi al mese di ottobre mentre i valori massimi percentili si riducono notevolmente, e il gradiente sul mare è ridotto (nullo in alcuni punti).

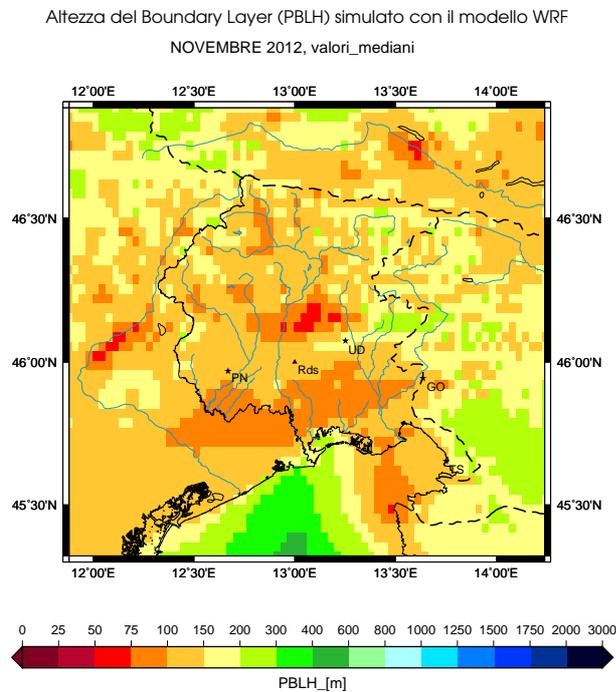
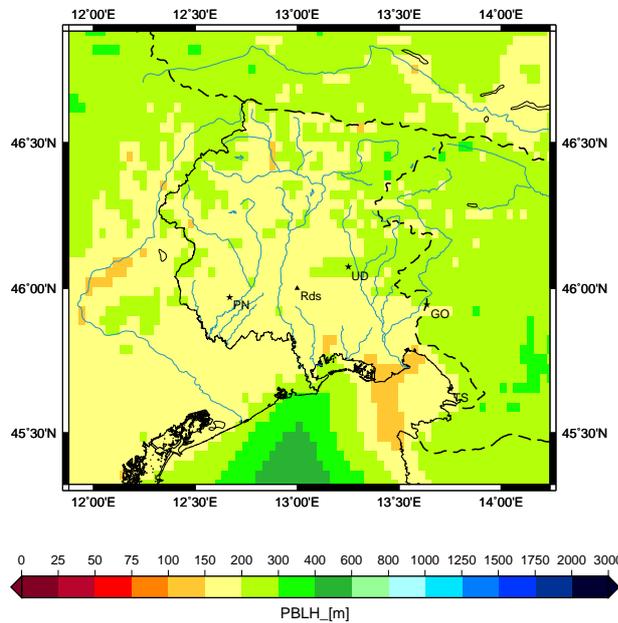


Figura D.11: Altezza del boundary layer nel mese di novembre 2012. Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di novembre 2012 per la grandezza PBLH.

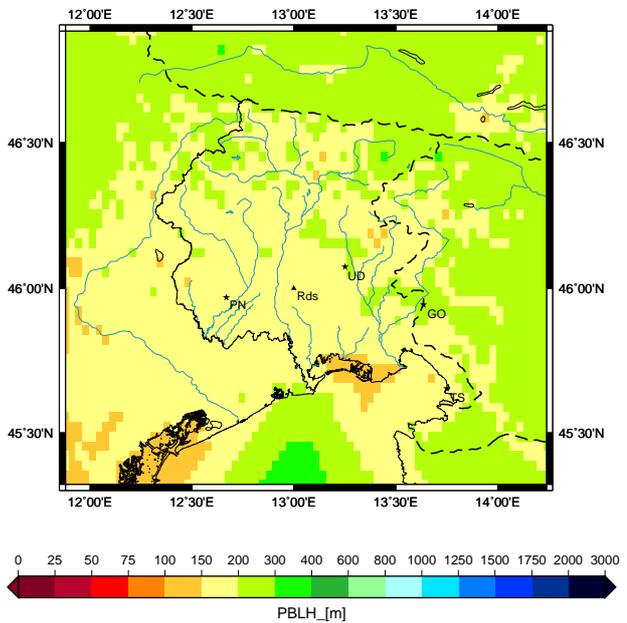
a) Valori medi

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
NOVEMBRE 2012, valori_medi



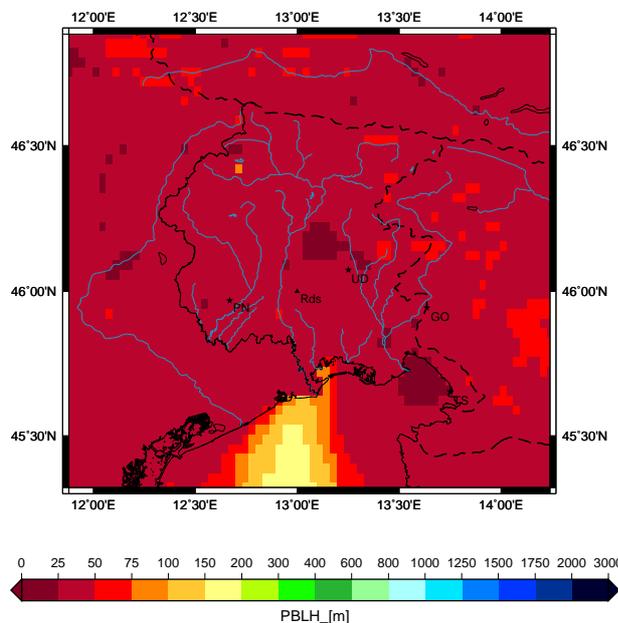
b) Deviazione standard

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
NOVEMBRE 2012, deviazione_standard



c) Valori minimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
NOVEMBRE 2012, minimi_percentili_(5%)



d) Valori massimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
NOVEMBRE 2012, massimi_percentili_(95%)

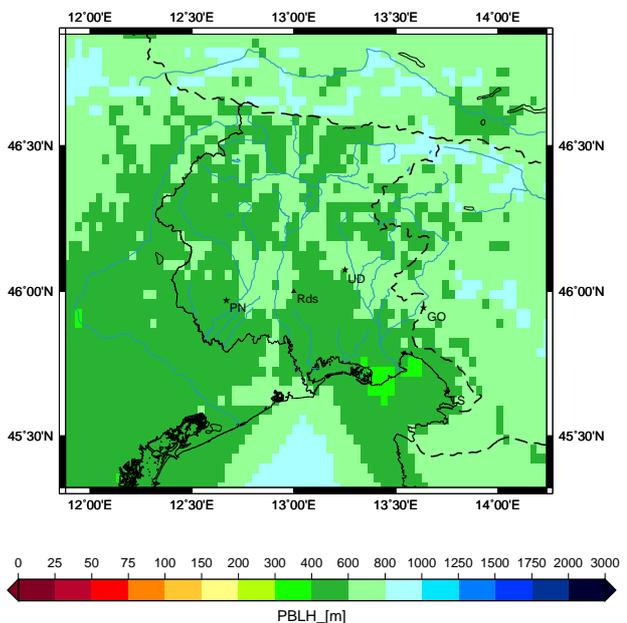


Figura D.12: Altezza del boundary layer nel mese di novembre 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza PBLH.

Altezza del boundary layer: dicembre 2012

I valori medi di PBLH si mantengono bassi in pianura (100-200 m) mentre sono un po' più alti rispetto al mese precedente in montagna (200-400 m) e sul mare (200-800 m); si ritrova così la suddivisione a zone vista per il mese di gennaio. Il gradiente tra mare ed entroterra è marcato (500 m in 20 km) con valori maggiori sul mare. I valori mediani sono confrontabili con quelli del mese precedente, anche se nell'entroterra le aree con valori molto bassi sono più estese, e continuano a essere minori dei valori medi tranne che sul mare, dove sono confrontabili. I minimi percentili sono analoghi a quelli di novembre e ottobre, con valori minori di 50 m nell'entroterra e di 200 m sul mare. Osservando i massimi percentili si ritrova la suddivisione a zone analogamente al mese di gennaio: in montagna il PBLH è compreso tra 800 e 1250 m, in pianura tra 400 e 800 m, sul mare tra 1000 e 2000 m.

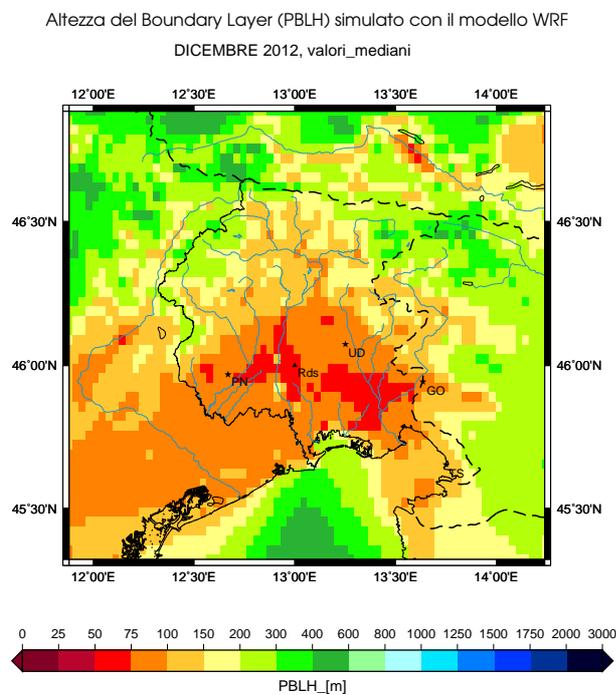
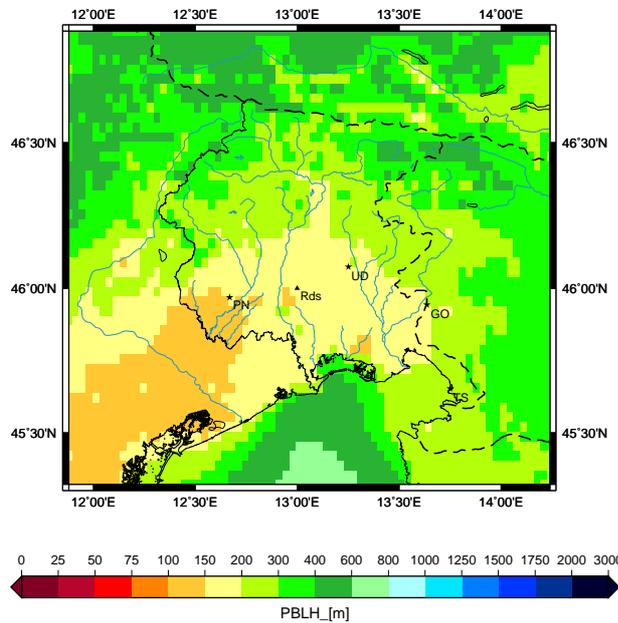


Figura D.13: Altezza del boundary layer nel mese di dicembre 2012. Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di dicembre 2012 per la grandezza PBLH.

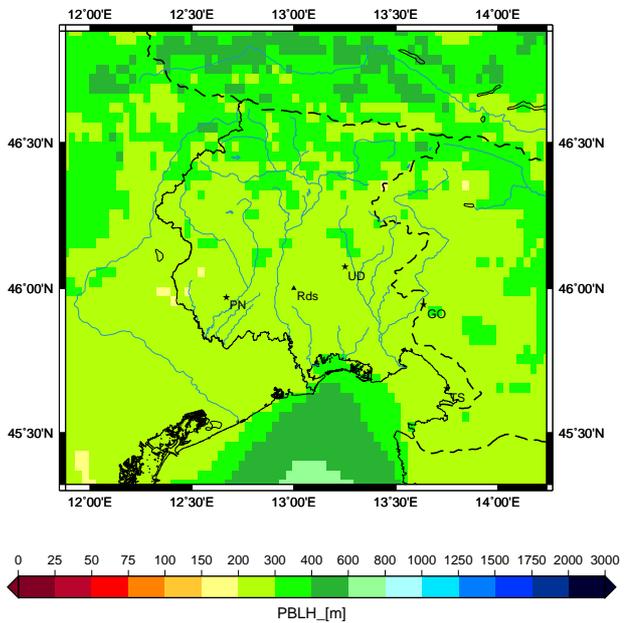
a) Valori medi

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
DICEMBRE 2012, valori_medi



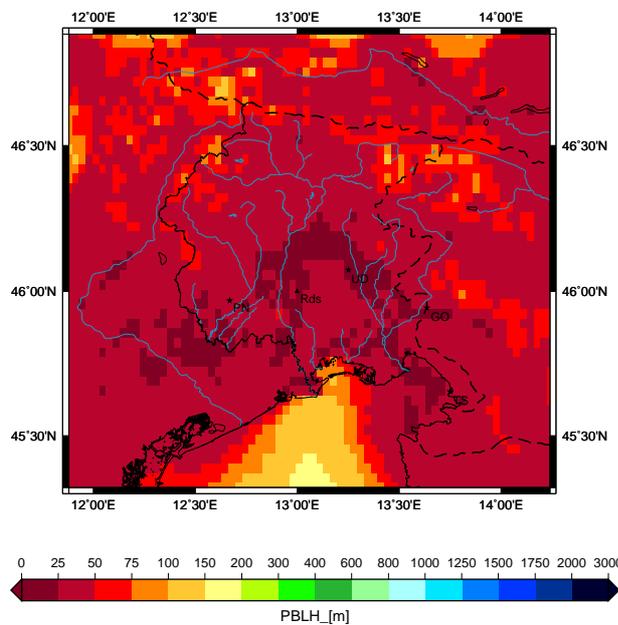
b) Deviazione standard

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
DICEMBRE 2012, deviazione_standard



c) Valori minimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
DICEMBRE 2012, minimi_percentili_(5%)



d) Valori massimi percentili

Altezza del Boundary Layer (PBLH) simulato con il modello WRF
DICEMBRE 2012, massimi_percentili_(95%)

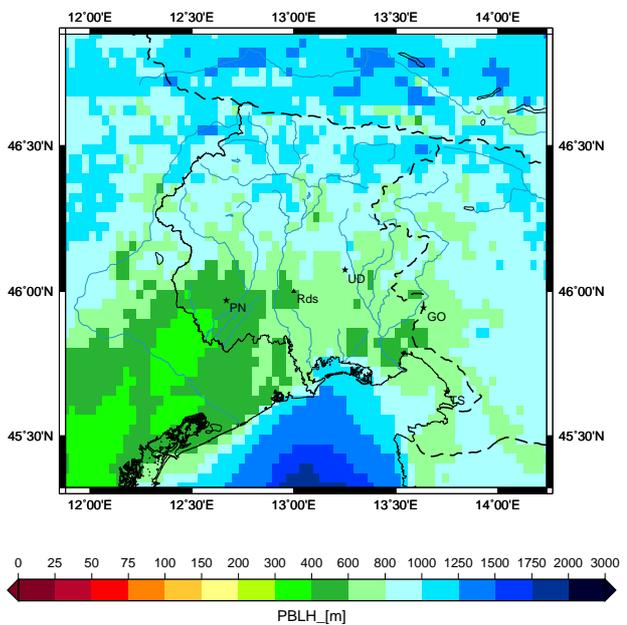


Figura D.14: Altezza del boundary layer nel mese di dicembre 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza PBLH.

D.2 Studio della diluizione nel boundary layer

Diluizione nel boundary layer: marzo 2012

I valori medi della diluizione calano drasticamente rispetto al mese di febbraio, soprattutto sul mare. I valori in pianura e sul mare sono confrontabili (non si notano quindi gradienti) e variano tra 1000 e 2000 unità mentre sui monti, soprattutto sulle creste delle montagne, i valori sono doppi (4000 unità). I valori mediani su pianura e mare non superano le 600 unità e restano ovunque inferiori ai valori medi, mostrando un andamento a loro coerente. I minimi percentili restano sempre compresi tra 0 e 150 unità come nei mesi precedenti. I valori massimi percentili sono più elevati sui monti e sul mare rispetto alla pianura, ma in modo meno marcato rispetto a febbraio. Nella zona costiera triestina i valori particolarmente elevati sono verosimilmente attribuibili alla fase terminale dell'evento di bora forte di inizio marzo.

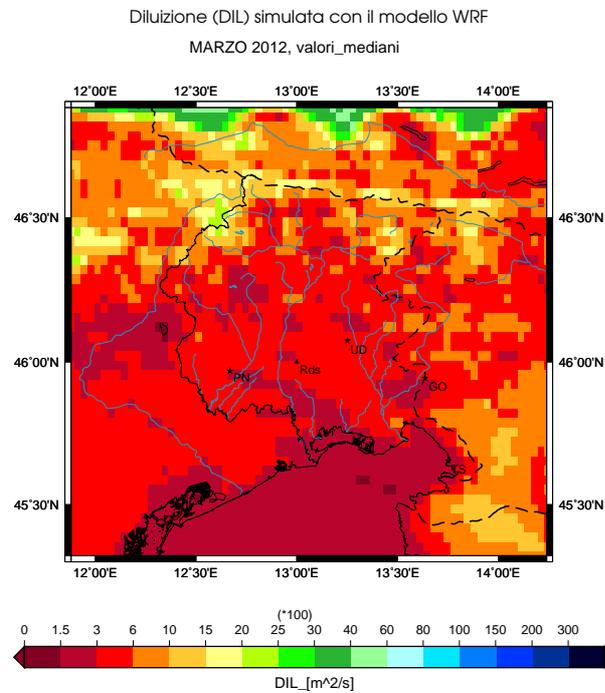
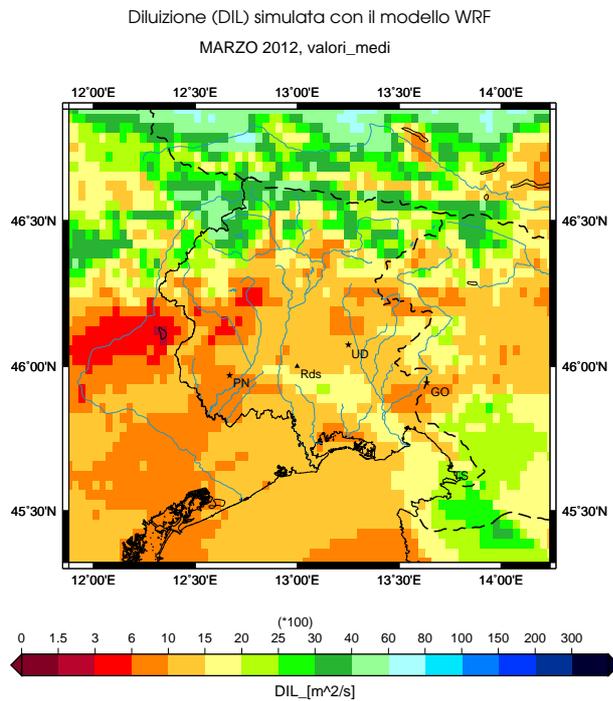
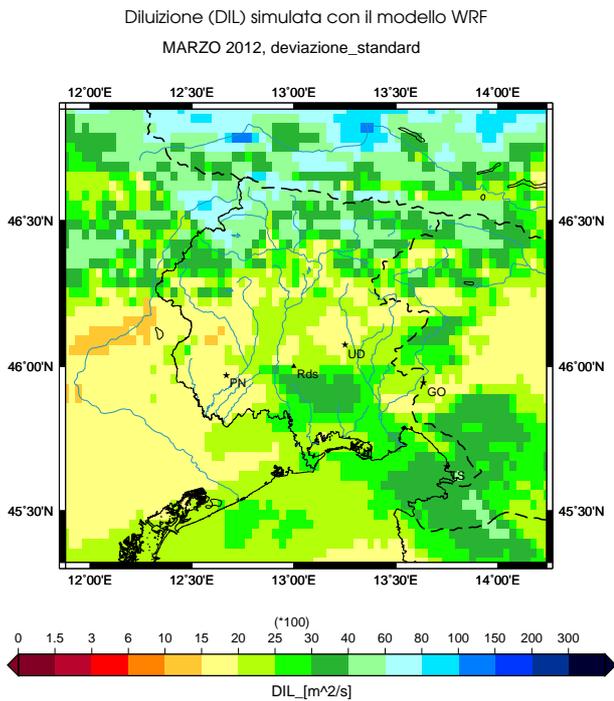


Figura D.15: Diluizione nel boundary layer nel mese di marzo 2012. Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di marzo 2012 per la grandezza DIL.

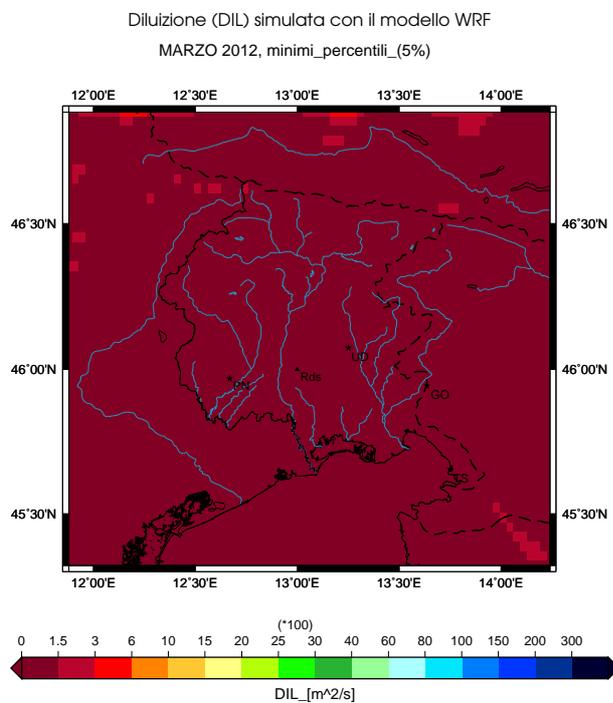
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

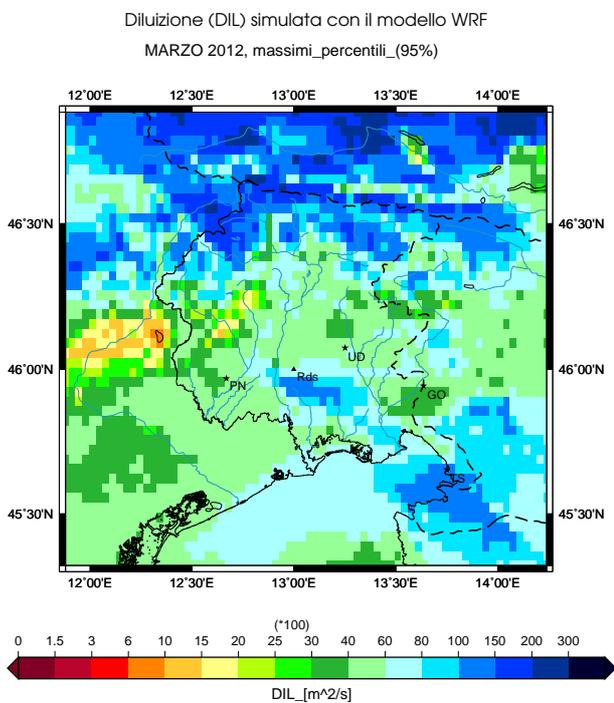


Figura D.16: Diluizione nel boundary layer nel mese di marzo 2012.

I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza DIL.

Diluizione nel boundary layer: aprile 2012

In aprile si nota un aumento sistematico della diluizione media su tutta la regione, soprattutto sulla pianura e sul mare. Tale aumento viene attribuito all'incremento dell'altezza del boundary layer rispetto ai mesi precedenti. Le eterogeneità nella zona montana sono attenuate e i valori sono confrontabili con quelli in pianura. Continuano a essere assenti i gradienti lungo la costa. I valori mediani aumentano rispetto al mese precedente, passando da 500 a 1500 unità, ma restano inferiori ai valori medi (circa la metà). I valori minimi percentili continuano a mantenersi prossimi allo zero, mentre si notano valori leggermente superiori sui rilievi orografici. I massimi percentili sono piuttosto omogenei su tutto il dominio con valori compresi nell'intervallo tra 10000 e 20000 unità, salvo alcune differenze non facilmente interpretabili nella parte sud-orientale del dominio.

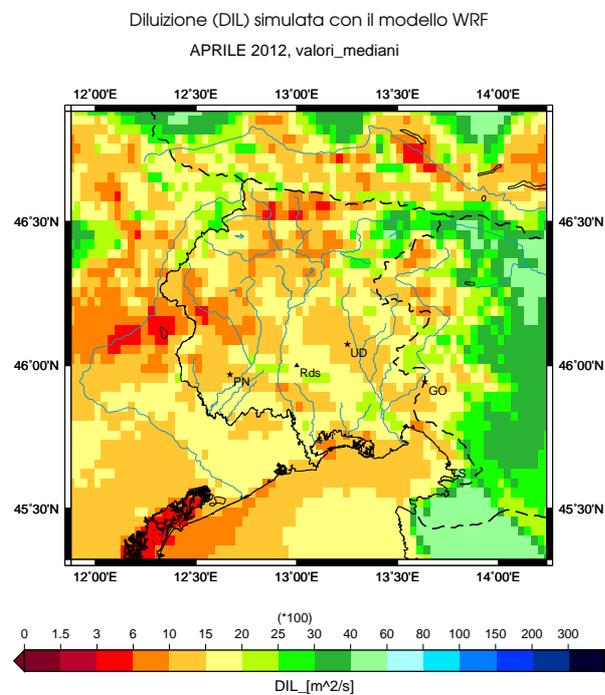
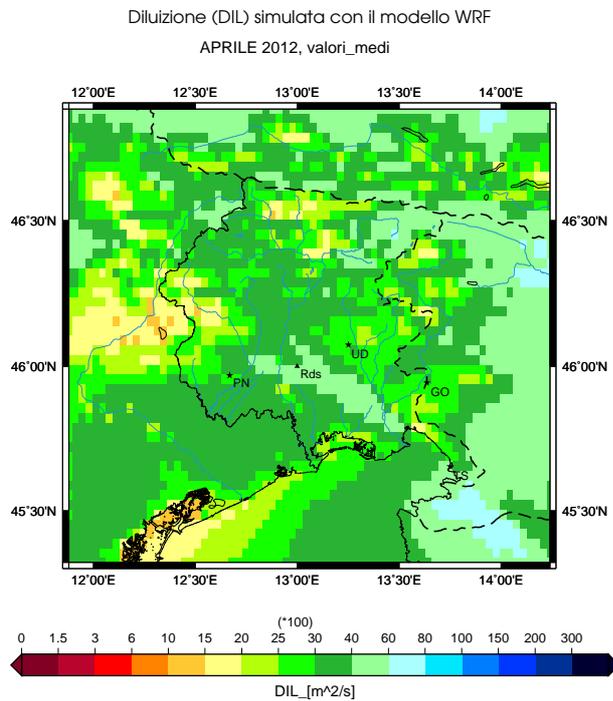
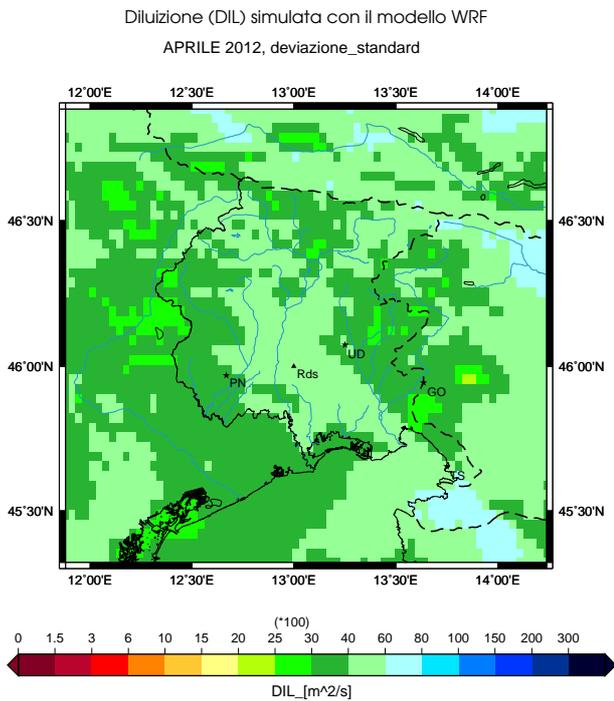


Figura D.17: Diluizione nel boundary layer nel mese di aprile 2012. Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di aprile 2012 per la grandezza DIL.

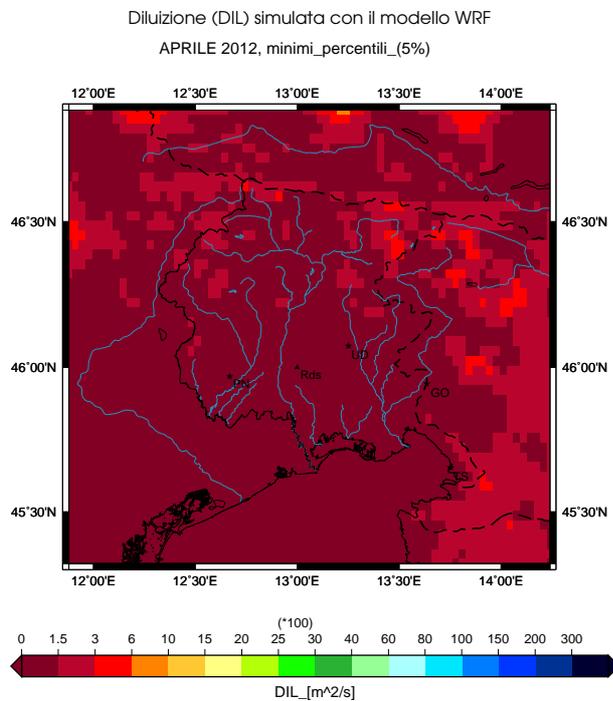
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

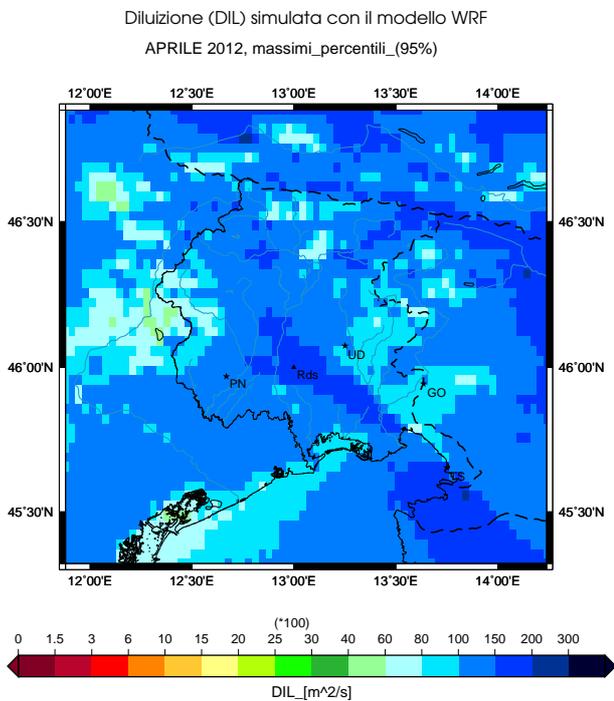


Figura D.18: Diluizione nel boundary layer nel mese di aprile 2012.

I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza DIL.

Diluizione nel boundary layer: giugno 2012

I valori medi sono diminuiti ovunque rispetto al mese precedente: nell'entroterra sono compresi tra 1500 e 2500 unità mentre sul mare sono inferiori a 1000. Il gradiente tra mare ed entroterra è marcato (1500 in 10 km) e segue molto bene la linea di costa. Sui monti si notano valori medi leggermente inferiori a quelli in pianura. I valori mediani sono la metà dei valori medi e mostrano gli stessi gradienti tra terra e mare. I minimi percentili continuano a essere prossimi allo zero su tutto il dominio regionale. I valori massimi percentili sono complessivamente inferiori rispetto al mese di maggio ma mostrano un gradiente più marcato tra terra e mare (2000 unità in 5 km con valori maggiori nell'entroterra). Nelle zone montane settentrionali la diluizione si mantiene al di sopra di 10000 unità.

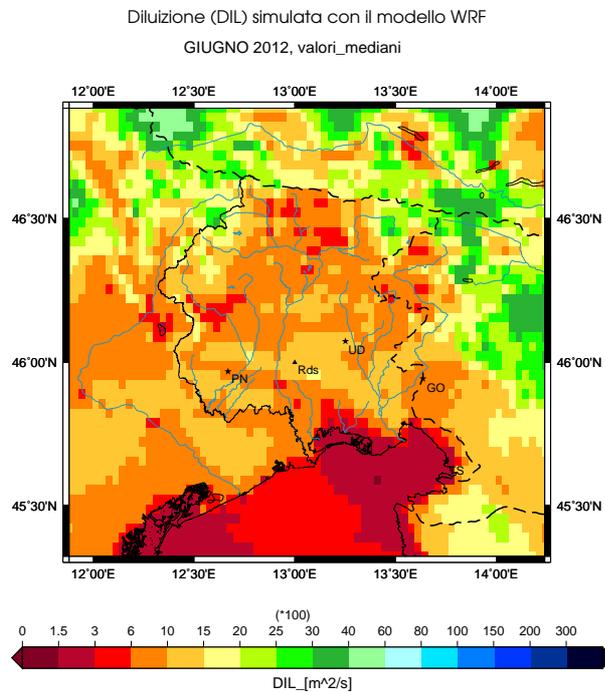
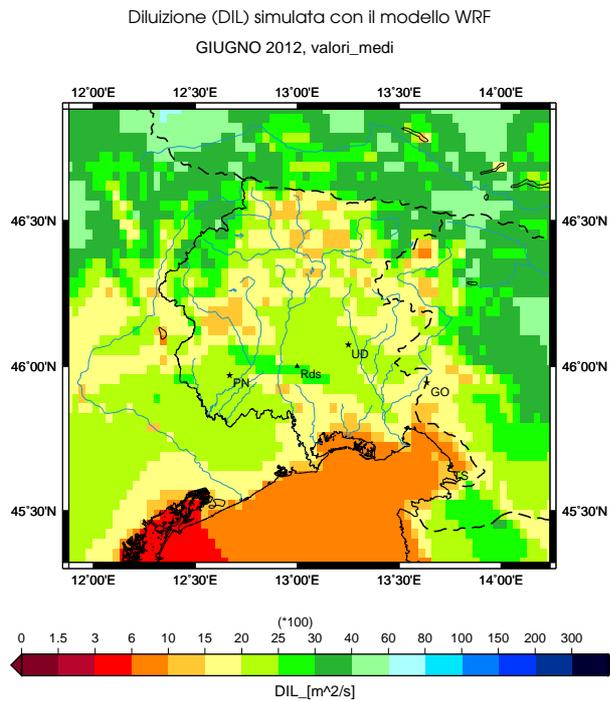
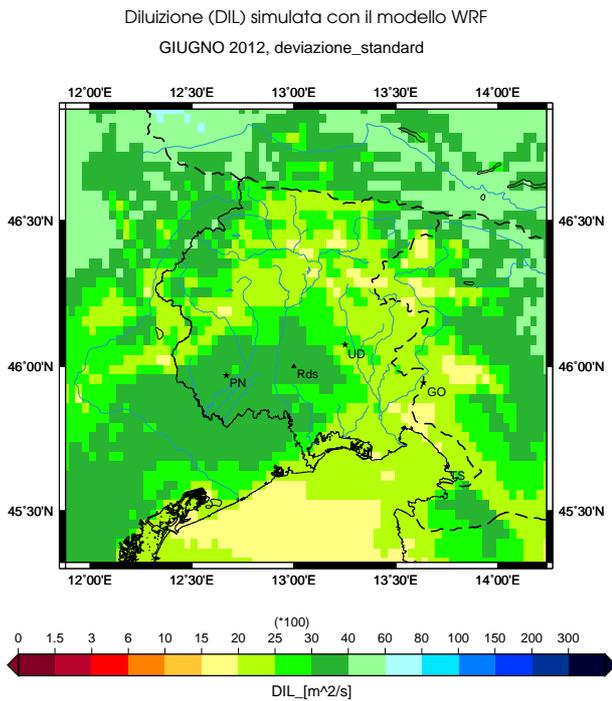


Figura D.19: Diluizione nel boundary layer nel mese di giugno 2012. Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di giugno 2012 per la grandezza DIL.

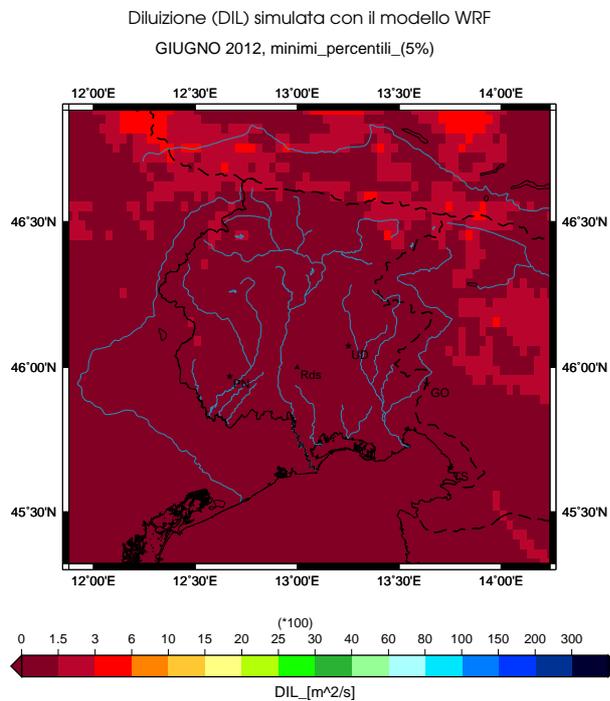
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

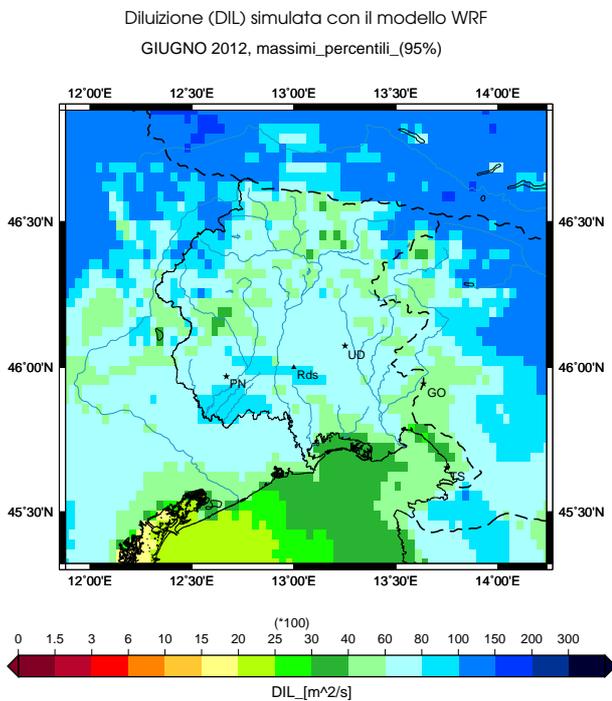


Figura D.20: Diluizione nel boundary layer nel mese di giugno 2012.

I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza DIL.

Diluizione nel boundary layer: agosto 2012

In agosto la diluizione media diminuisce su tutte le zone; in particolare si dimezza rispetto al mese precedente con eccezione della zona sul Golfo di Trieste, dove da 3000-4000 unità passa a valori inferiori a 1000 unità. Le medie nella zona montana sono confrontabili con quelle sulla pianura e sono leggermente maggiori alla zona marina; il gradiente tra mare ed entroterra esiste ma è molto debole. I valori mediiani continuano a essere la metà dei valori medi, quindi anch'essi diminuiscono rispetto al mese precedente, e i loro gradienti corrispondono a quelli osservati per la media. I valori minimi percentili su tutto il dominio di calcolo sono prossimi a zero. I massimi percentili mostrano un'importante diminuzione rispetto al mese precedente, soprattutto sul mare dove sono più che dimezzati, e un gradiente costiero molto debole. Sulla zona orograficamente complessa a nord i valori sono maggiori rispetto al resto del territorio.

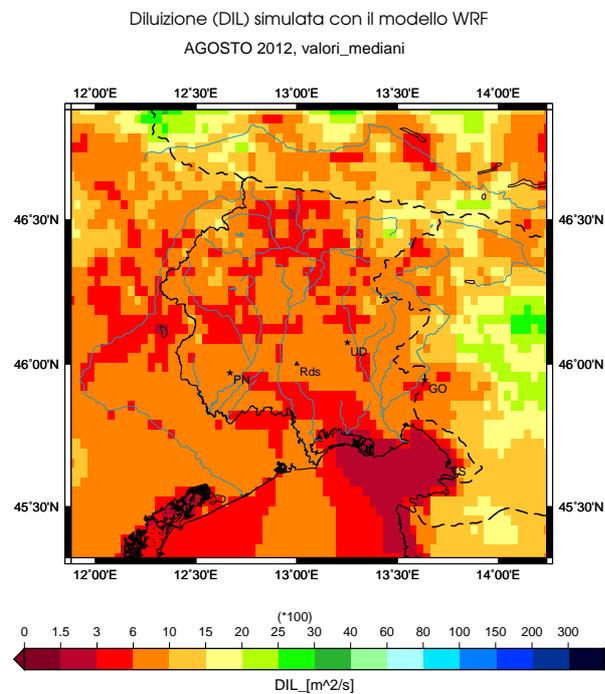
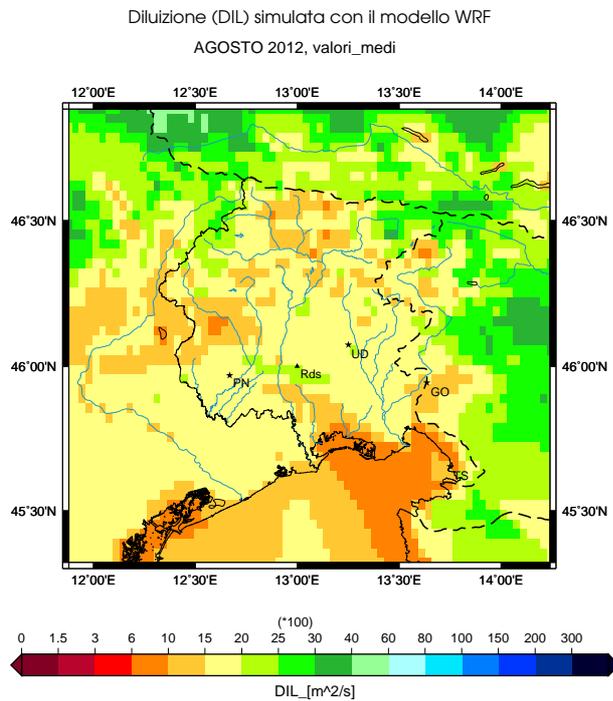
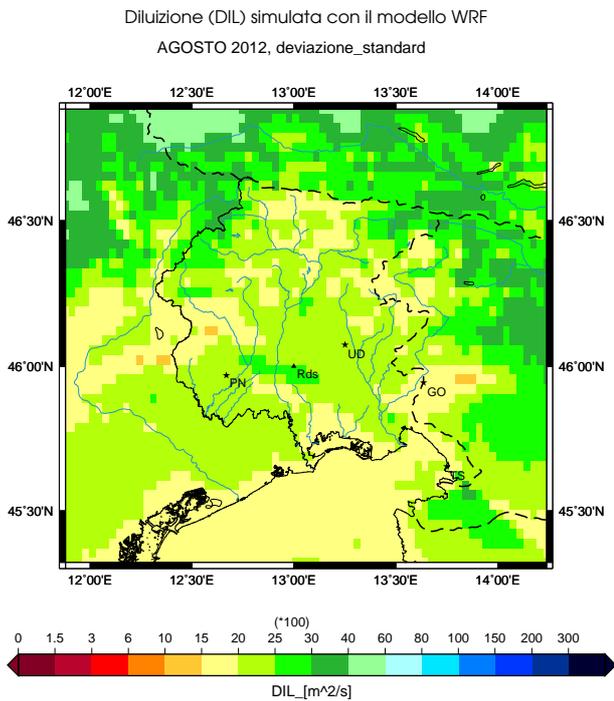


Figura D.21: Diluizione nel boundary layer nel mese di agosto 2012. Il grafico descrive i valori mediiani calcolati sul dominio regionale nel mese di agosto 2012 per la grandezza DIL.

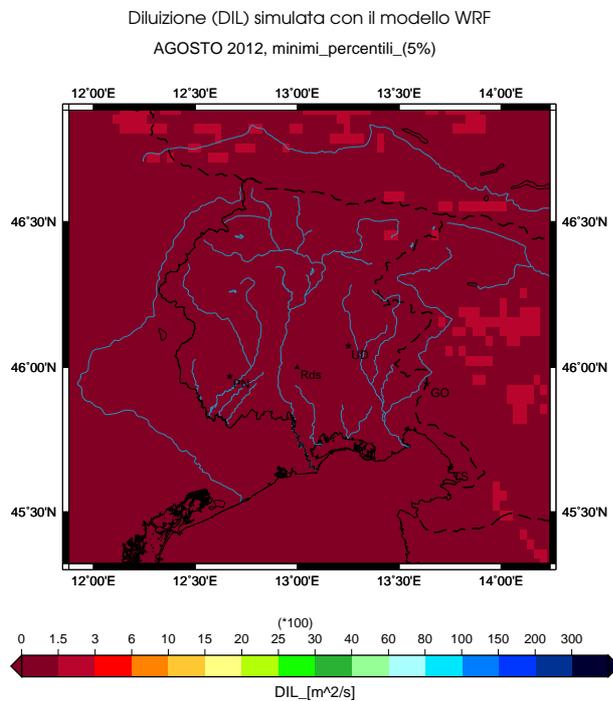
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

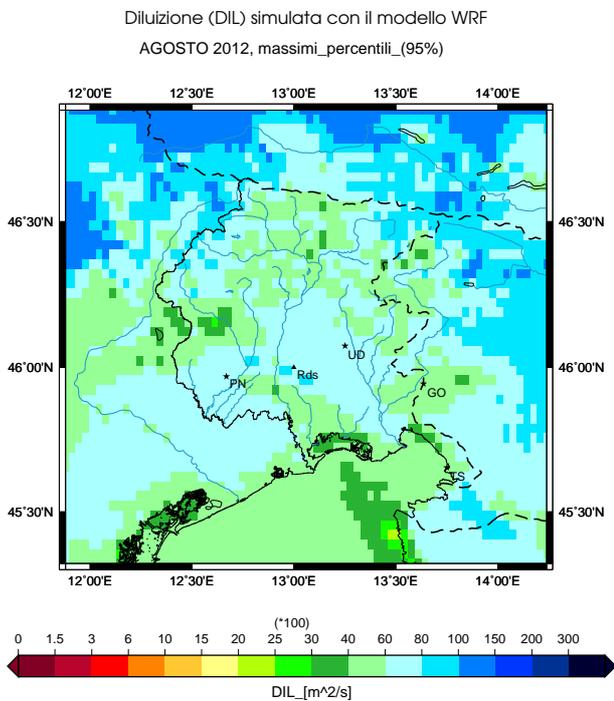


Figura D.22: Diluizione nel boundary layer nel mese di agosto 2012.

I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza DIL.

Diluizione nel boundary layer: ottobre 2012

I valori medi diminuiscono su tutto il dominio: sull'entroterra oscillano tra 1000 e 2500 unità mentre sul mare tra 3000 e 6000 unità. In montagna i valori sono leggermente inferiori (1000-2000 unità) rispetto alla pianura (1500-2500), ad eccezione delle cime dei rilievi. Il gradiente tra mare ed entroterra esiste ma non è più particolarmente marcato. I valori mediani restano circa la metà dei valori medi, quindi anch'essi sono minori su tutto il dominio rispetto al mese precedente. Non si notano differenze tra la zona montana e la pianura mentre esiste un gradiente verso il mare, dove i valori mediani sono leggermente maggiori rispetto all'entroterra. I valori minimi percentili sono prossimi a zero ovunque e l'anomalia sul mare del mese di settembre scompare. I valori massimi percentili sono leggermente diminuiti e mostrano una certa disomogeneità sul territorio: i valori in montagna sono minori che in pianura, dove arrivano fino a 15000 unità, mentre sul mare alcune zone arrivano fino a 30000 unità.

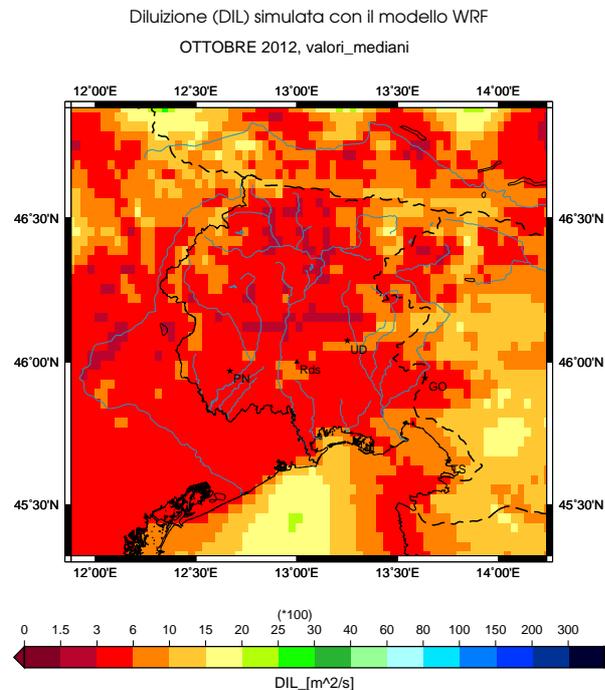
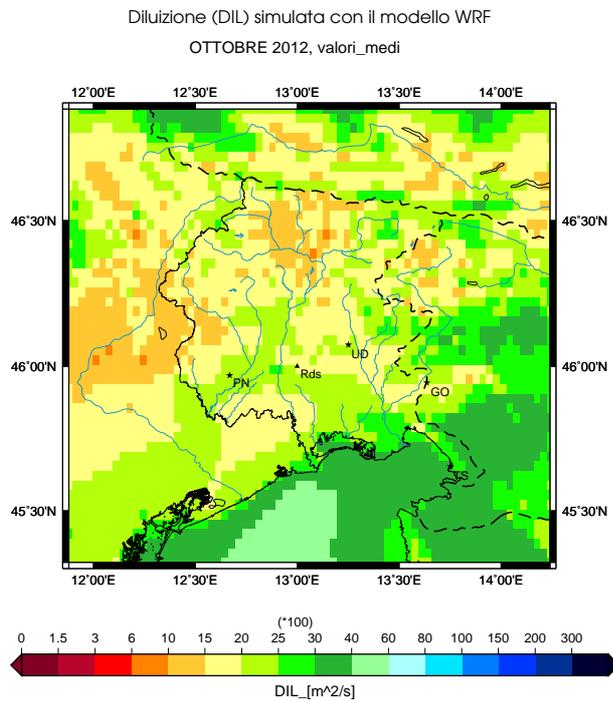


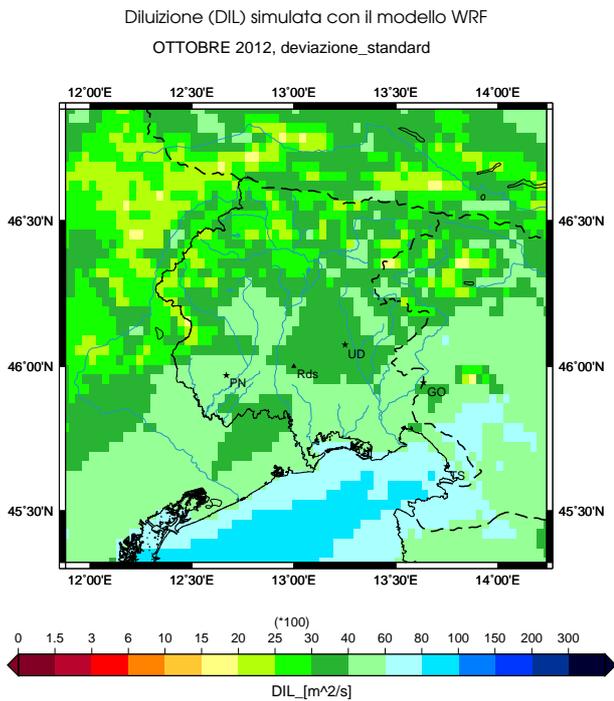
Figura D.23: Diluizione nel boundary layer nel mese di ottobre 2012.

Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di ottobre 2012 per la grandezza DIL.

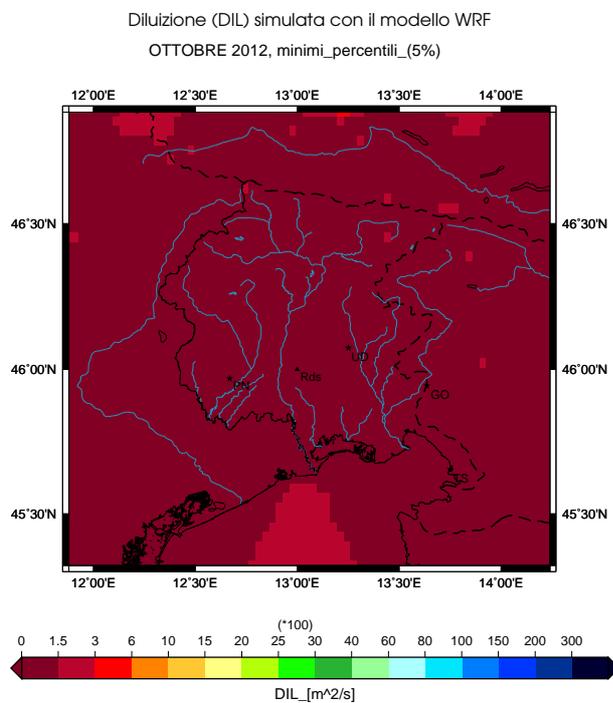
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

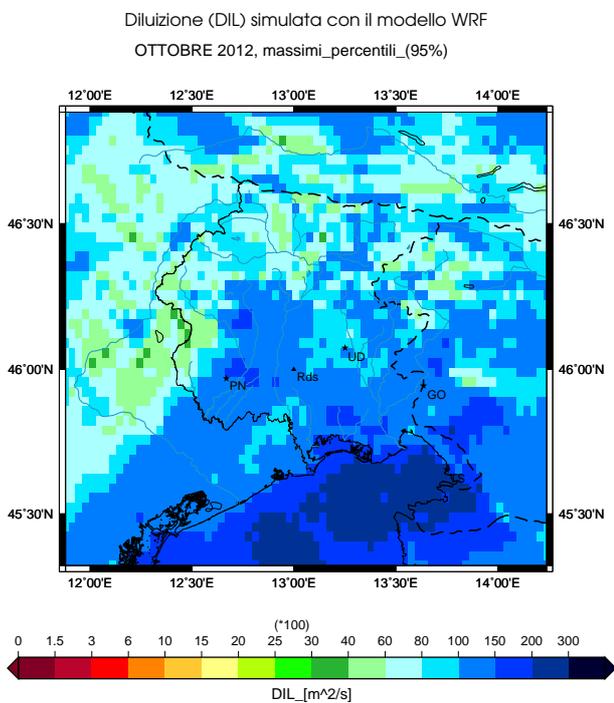


Figura D.24: Diluizione nel boundary layer nel mese di ottobre 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza DIL.

Diluizione nel boundary layer: novembre 2012

I valori medi della diluizione sono in generale confrontabili con quelli di ottobre, a parte la zona sul Golfo di Trieste dove si dimezzano. Anche i valori mediani nell'entroterra non presentano significative variazioni rispetto al mese precedente e restano inferiori a 1000 unità; sul mare invece i valori aumentano fino a 4000 unità al largo della costa. Sia le medie che le mediane continuano a mostrare un gradiente costiero con valori maggiori sul mare. I valori minimi percentili, analogamente al mese di ottobre, sono prossimi a zero nell'entroterra mentre raggiungono 600 unità sul mare Adriatico. Tale anomalia è attribuita verosimilmente ad un aumento dell'intensità dei venti, dal momento che minimi percentili del PBLH non hanno subito variazioni nei mesi di ottobre e novembre. Dai valori massimi percentili si osserva una diminuzione della diluizione sul mare e sulla pianura rispetto ad ottobre e un aumento nelle zone montane.

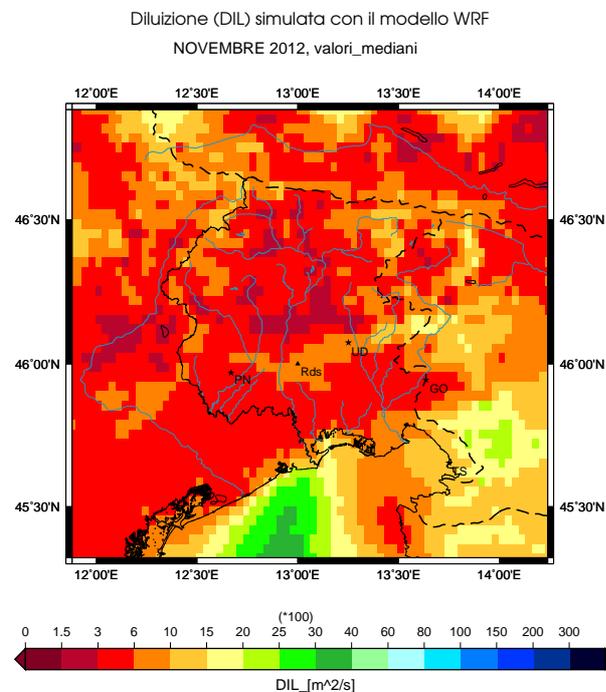
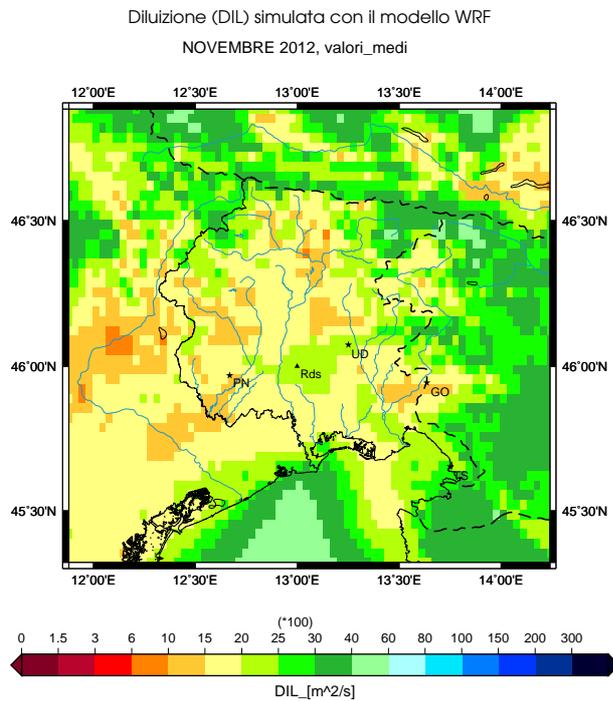
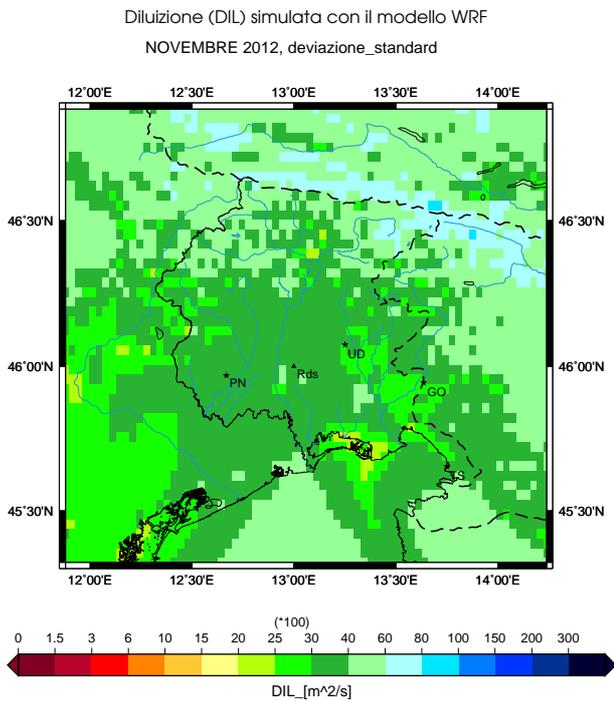


Figura D.25: Diluizione nel boundary layer nel mese di novembre 2012. Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di novembre 2012 per la grandezza DIL.

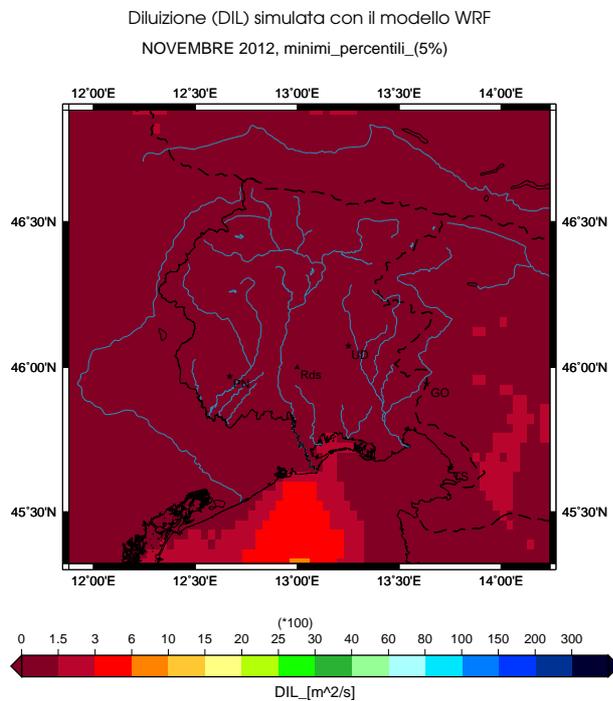
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

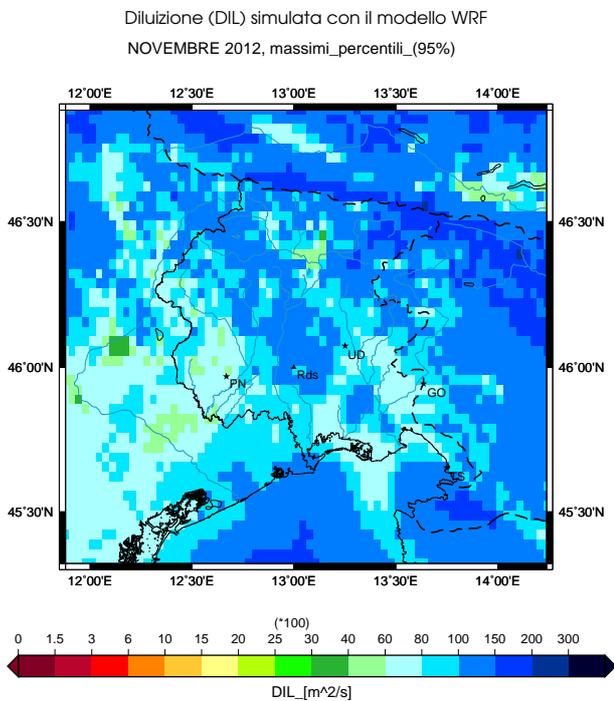


Figura D.26: Diluizione nel boundary layer nel mese di novembre 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza DIL.

Diluizione nel boundary layer: dicembre 2012

La diluizione media è confrontabile con quella di novembre in pianura ma si nota degli aumenti nella zona montana e sul mare, compreso il Golfo di Trieste. Il gradiente tra mare ed entroterra è di 5000 unità in una decina di chilometri, con valori maggiori sul mare. Nell'entroterra anche i valori mediani sono confrontabili con il mese precedente, e aumentano a 3000 unità sui rilievi orografici. Sul mare invece i valori mediani di dicembre sono confrontabili con quelli di novembre e sul Golfo di Trieste sono addirittura diminuiti. I minimi percentili sono prossimi a zero e l'anomalia sul mare del mese di novembre è scomparsa. I valori massimi percentili sono aumentati su tutte le zone ed è presente una differenza significativa tra le parti occidentali e orientali del dominio; il gradiente in direzione est-ovest con valori maggiori a est è attribuibile a un evento di bora forte.

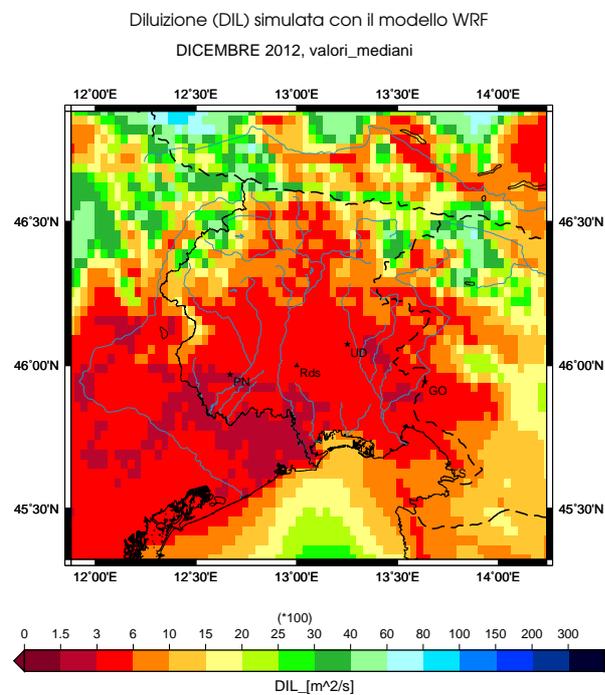
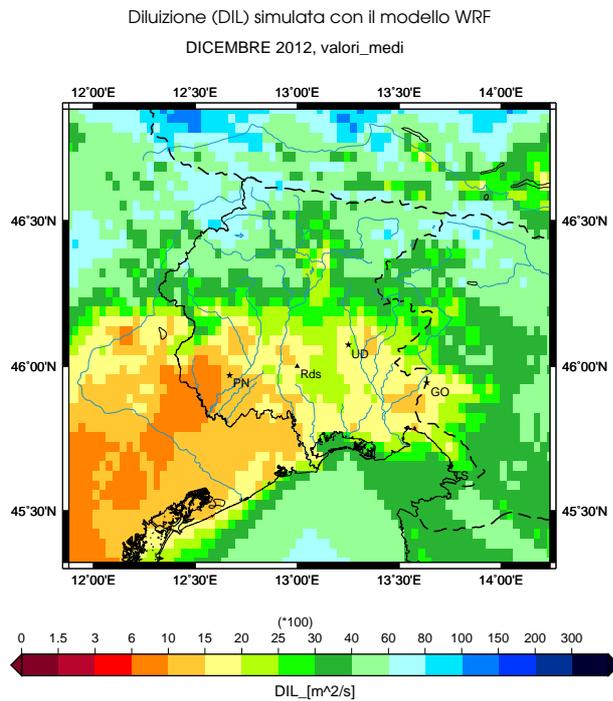
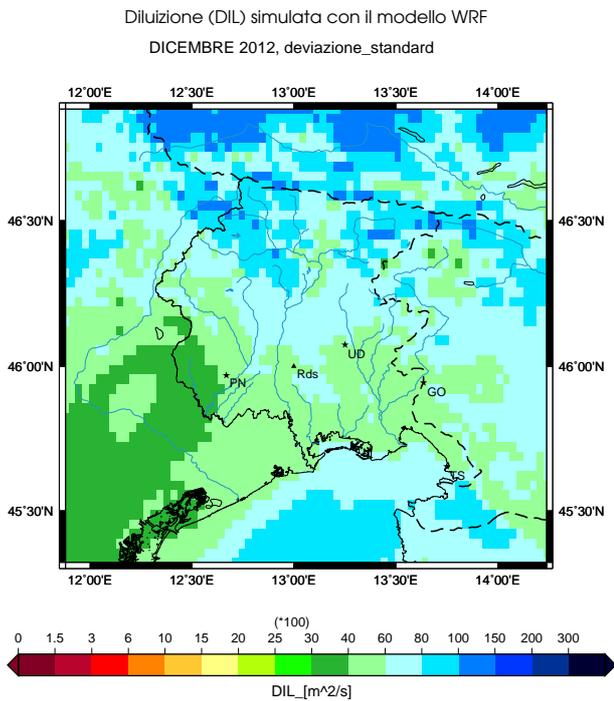


Figura D.27: Diluizione nel boundary layer nel mese di dicembre 2012. Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di dicembre 2012 per la grandezza DIL.

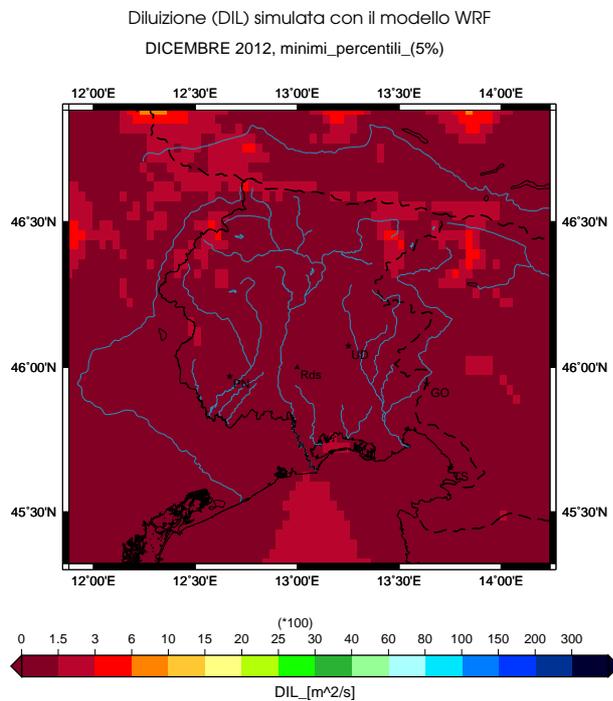
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

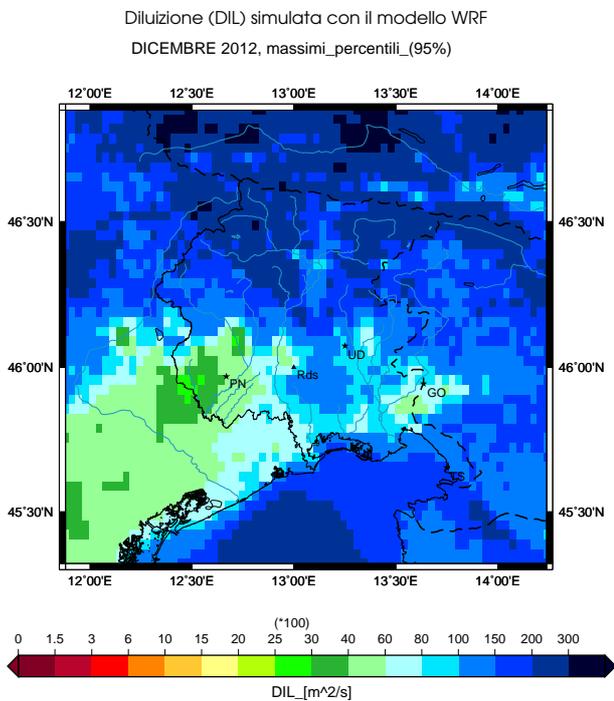


Figura D.28: Diluizione nel boundary layer nel mese di dicembre 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza DIL.

D.3 Studio della friction velocity nel surface layer

Friction velocity nel surface layer: marzo 2012

I valori medi di UST sono decisamente minori rispetto al mese di febbraio. I valori sul mare sono omogenei e compresi tra 0.10 e 0.15 m/s mentre sulla pianura sono leggermente superiori e arrivano a 0.20 m/s; il gradiente tra mare ed entroterra è debole, invertito rispetto al mese precedente e segue la linea di costa. Nella zona montana i valori restano maggiori alla zona di pianura, anche se con molte eterogeneità (la differenza tra le due zone non è più doppia), e mostrano dei picchi in corrispondenza delle cime. Le deviazioni standard sono leggermente maggiori (di 0.05 m/s) dei valori medi sul mare e in pianura; sono confrontabili o minori nelle zone montane e sul territorio sloveno. I valori mediani diminuiscono rispetto al mese di febbraio e mostrano lo stesso andamento dei valori medi. In questo mese l'anomalia sul Golfo di Trieste è scomparsa anche osservando i valori mediani. I minimi percentili diminuiscono leggermente nella zona montana e sul mare, dove sono distribuiti in modo omogeneo con valori inferiori a 0.025 m/s, mentre sul resto del dominio restano attorno a 0.05 m/s. I massimi percentili diminuiscono ovunque rispetto a febbraio; risultano particolarmente bassi (tra 0.25-0.40 m/s) sulla bassa pianura occidentale.

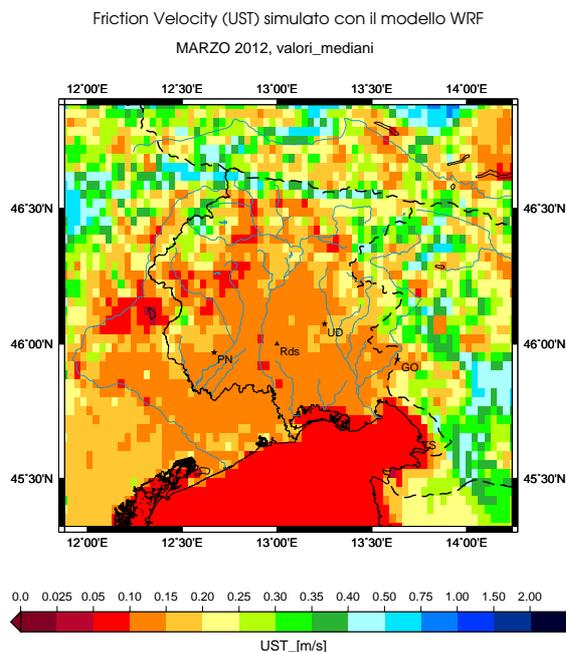
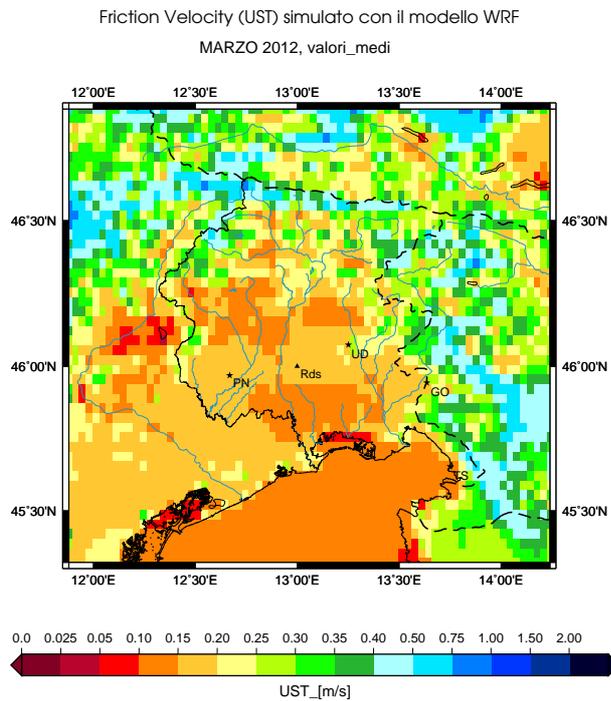


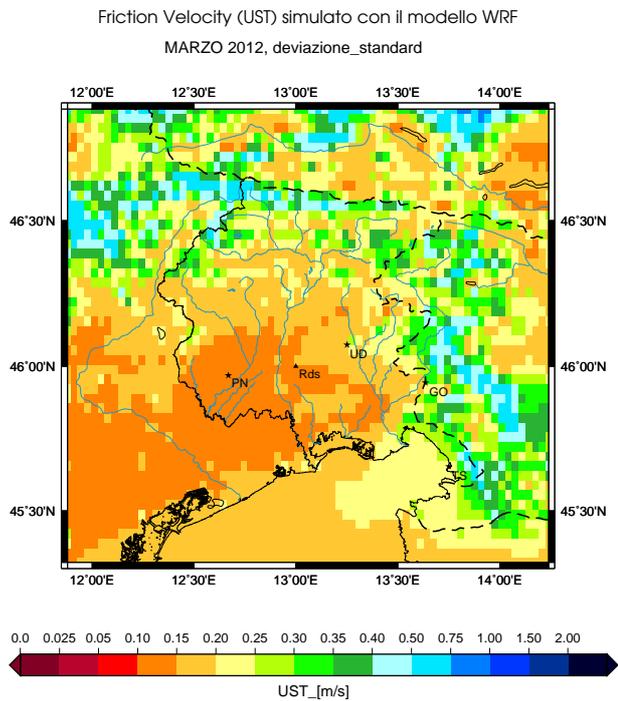
Figura D.29: Friction velocity nel surface layer nel mese di marzo 2012.

Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di marzo 2012 per la grandezza UST.

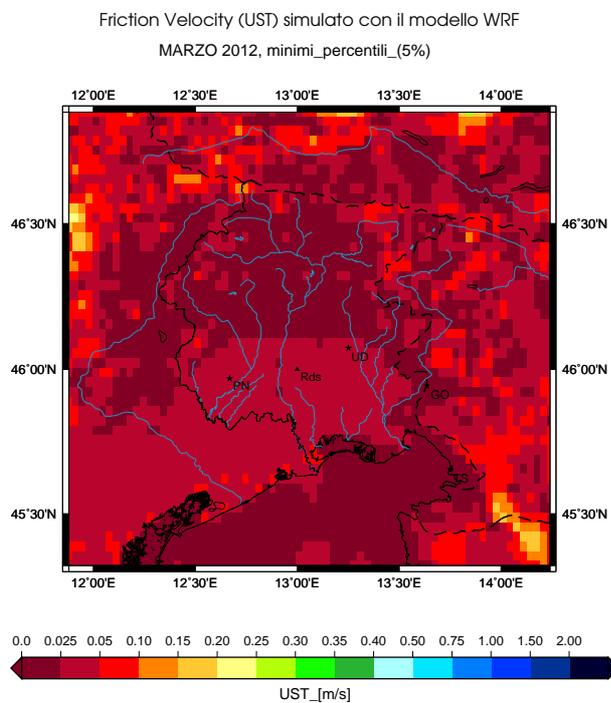
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

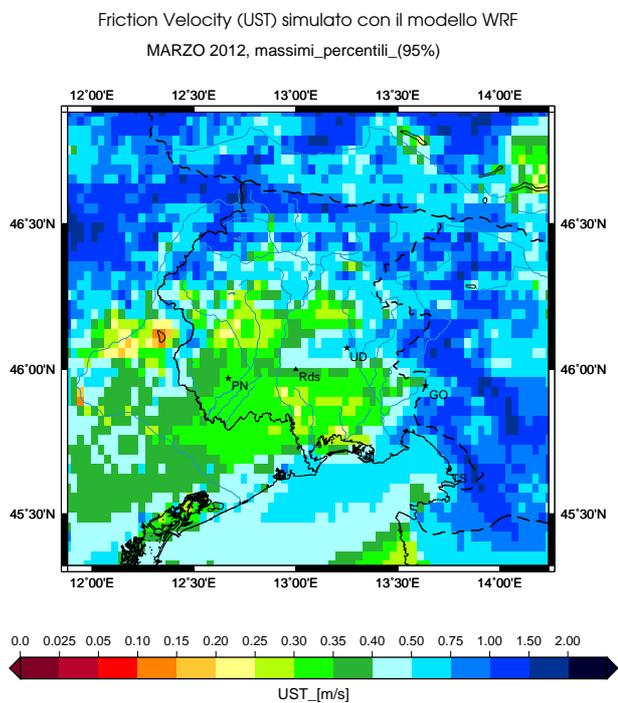


Figura D.30: Friction velocity nel surface layer nel mese di marzo 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza UST.

Friction velocity nel surface layer: aprile 2012

In aprile le medie di UST aumentano rispetto a marzo su tutto il dominio di calcolo: si distinguono la zona montana e il territorio sloveno per i valori più alti, la pianura con valori attorno a 0.25 m/s e il mare con valori minori. Lungo la linea di costa si nota un gradiente di 0.10 m/s in 5 km. Le deviazioni standard sono inferiori ai valori medi nell'entroterra e confrontabili sul mare. I valori mediani sono ovunque aumentati rispetto al mese precedente ma restano inferiori ai valori medi, tranne nella zona montana e sul territorio sloveno dove sono confrontabili. I valori minimi percentili sono aumentati e raggiungono valori pari a 0.10 m/s anche su alcune zone della pianura e sul mare. Anche i massimi percentili sono aumentati su tutte le zone, specialmente in pianura, e non si notano più gradienti significativi lungo la costa.

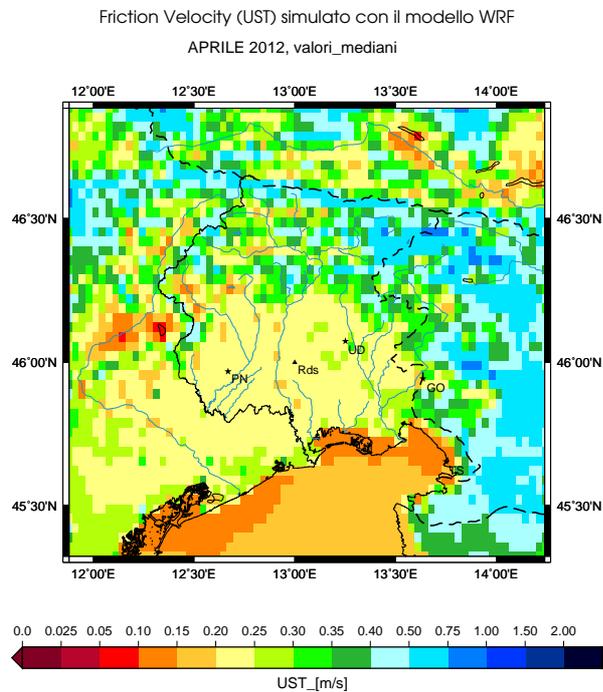


Figura D.31: Friction velocity nel surface layer nel mese di aprile 2012. Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di aprile 2012 per la grandezza UST.

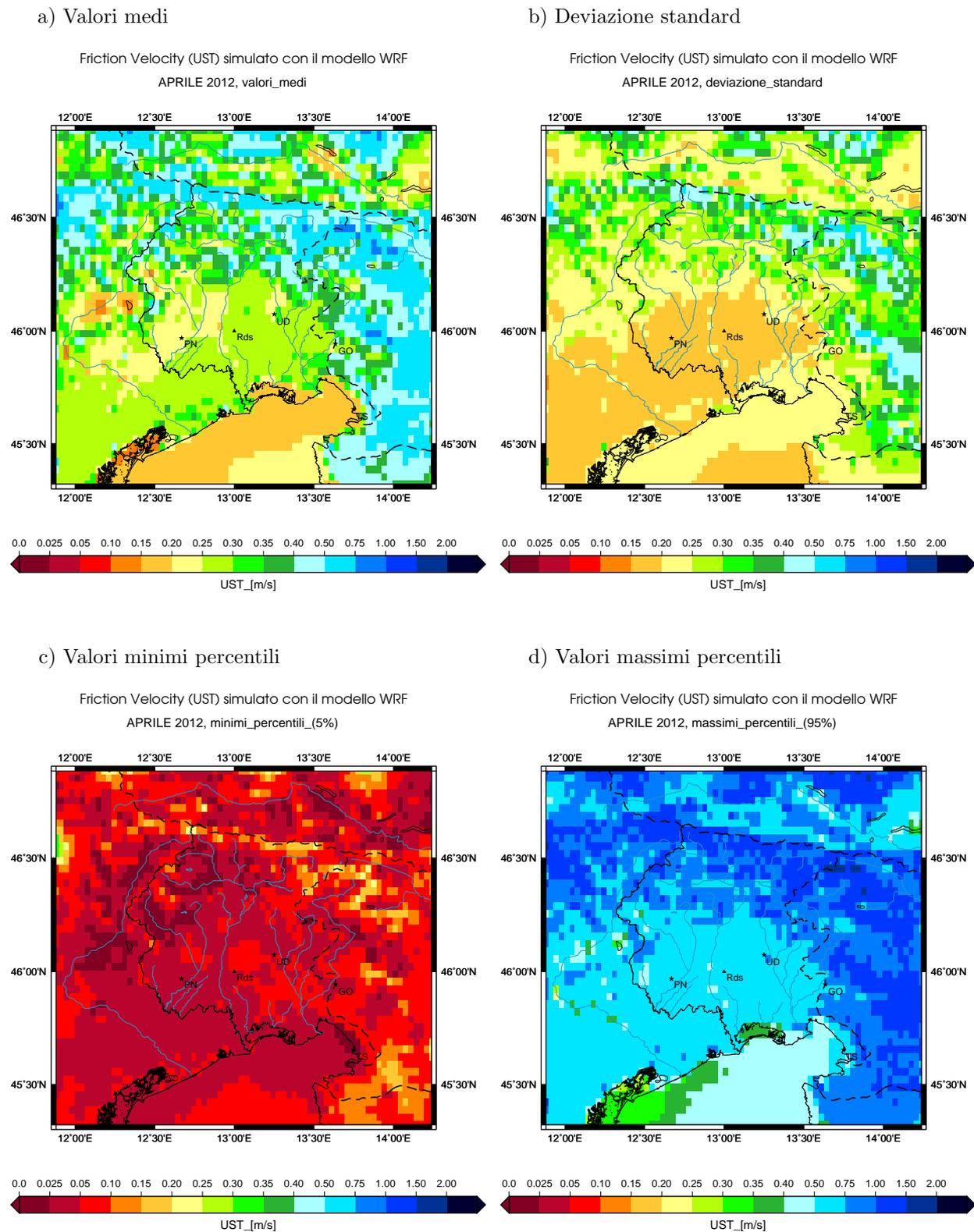


Figura D.32: Friction velocity nel surface layer nel mese di maggio 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza UST.

Friction velocity nel surface layer: giugno 2012

Nel mese di giugno i valori medi di UST presentano forti analogie con il mese precedente, sia nei gradienti sia nei valori assoluti (con la stessa anomalia sul Golfo di Trieste dove i valori sono compresi tra 0.05 e 0.10 m/s). Le deviazioni standard continuano a essere inferiori ai valori medi nell'entroterra e maggiori sul mare. Anche i valori mediani restano simili a quelli di maggio e quasi confrontabili con i valori medi di giugno. L'anomalia sul Golfo di Trieste con i valori mediani è ancora più evidente, con valori inferiori a 0.025 m/s. Non si notano variazioni di rilievo nel passaggio tra maggio e giugno sui valori minimi percentili. I valori massimi percentili invece diminuiscono, soprattutto sul mare e sulla zona montana, e mostrano un evidente gradiente lungo la linea di costa.

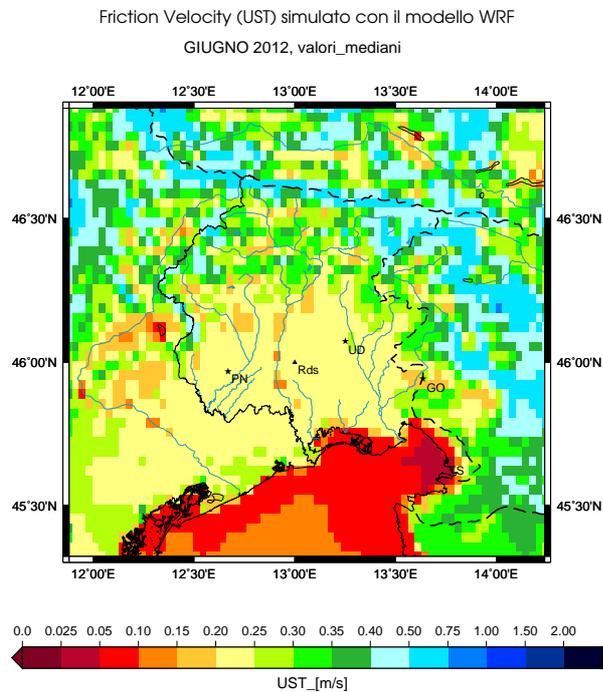


Figura D.33: Friction velocity nel surface layer nel mese di giugno 2012. Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di giugno 2012 per la grandezza UST.

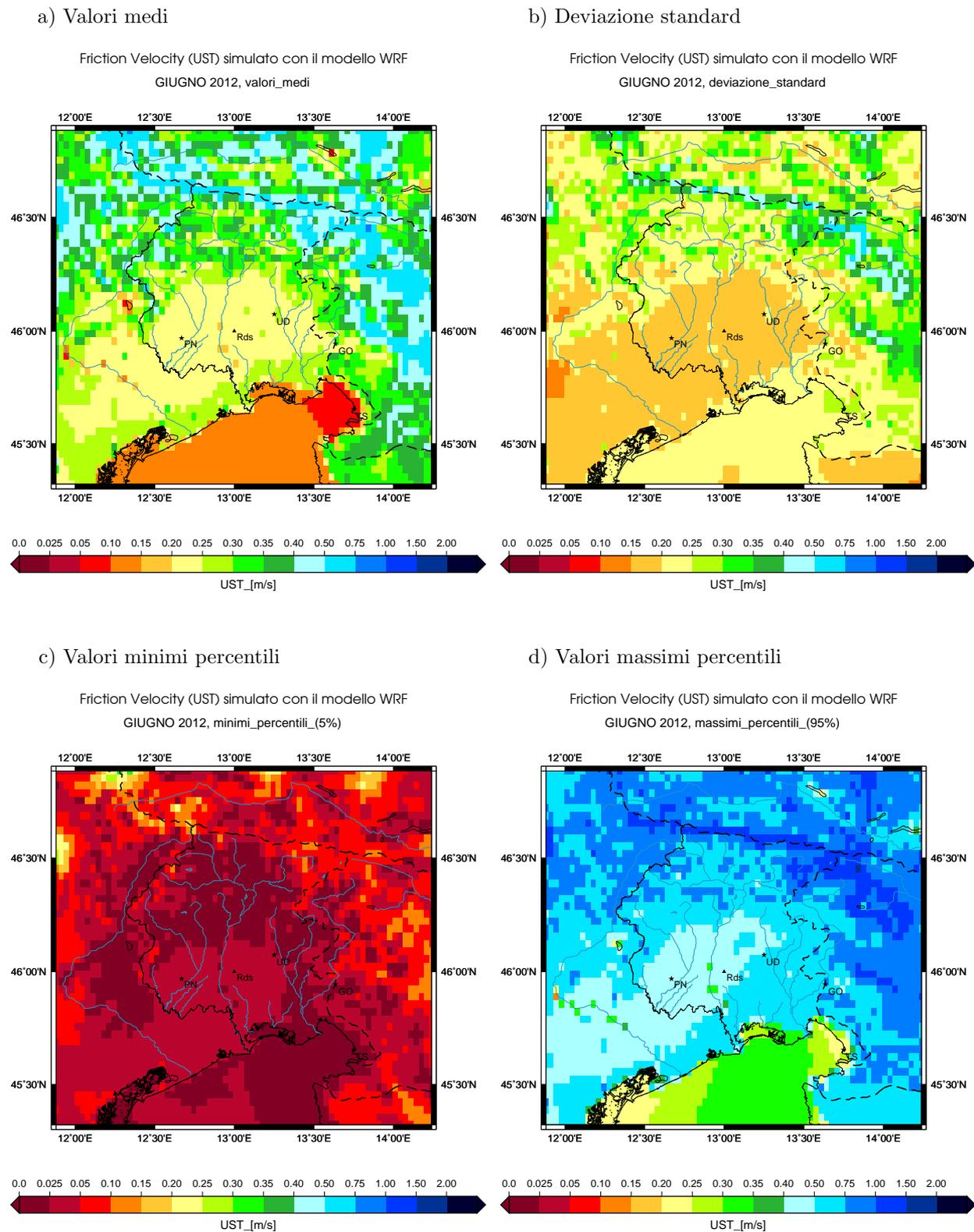


Figura D.34: Friction velocity nel surface layer nel mese di giugno 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza UST.

Friction velocity nel surface layer: agosto 2012

Si osserva che i valori medi sono praticamente confrontabili con il mese di giugno, e quindi inferiori rispetto a luglio. Si distinguono la zona montana con valori superiori a 0.25 m/s e picchi di 0.40-0.50 m/s sui rilievi, la pianura con valori tra 0.20-0.25 m/s e il mare con valori tra 0.10-0.15 m/s. Il Golfo di Trieste rimane contraddistinto da valori inferiori rispetto al resto del mare Adriatico. Le deviazioni standard continuano a essere minori dei valori medi nell'entroterra mentre sono di nuovo maggiori sul mare (come si era osservato nel mese di giugno). Su tutto il dominio i valori mediani sono minori rispetto a quelli di luglio ma anche rispetto a quelli di giugno, tranne sul mare. Il gradiente tra mare e pianura quindi è molto ridotto (0.05 m/s in 5 km) e segue la linea di costa. Le mediane restano praticamente confrontabili con le medie e sul mare coincidono. I valori minimi percentili diminuiscono rispetto al mese di luglio e sono molto simili a quelli di giugno, con valori particolarmente bassi nella zona montana e sull'alto Adriatico. Anche i valori massimi percentili diminuiscono e sono praticamente confrontabili con quelli di giugno; ricompare il gradiente tra mare ed entroterra con valori minori sul mare.

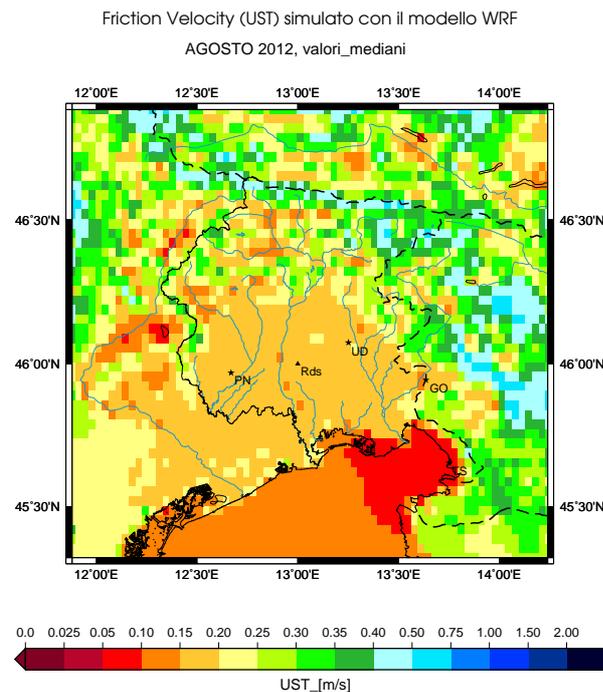
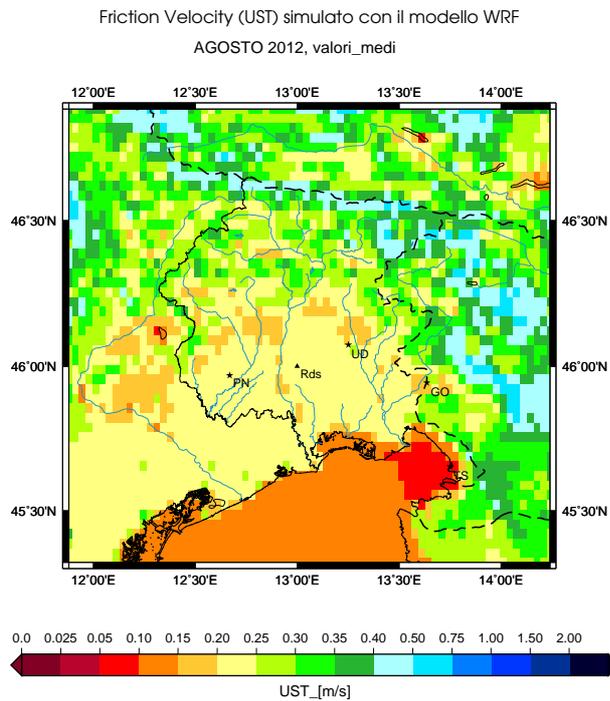
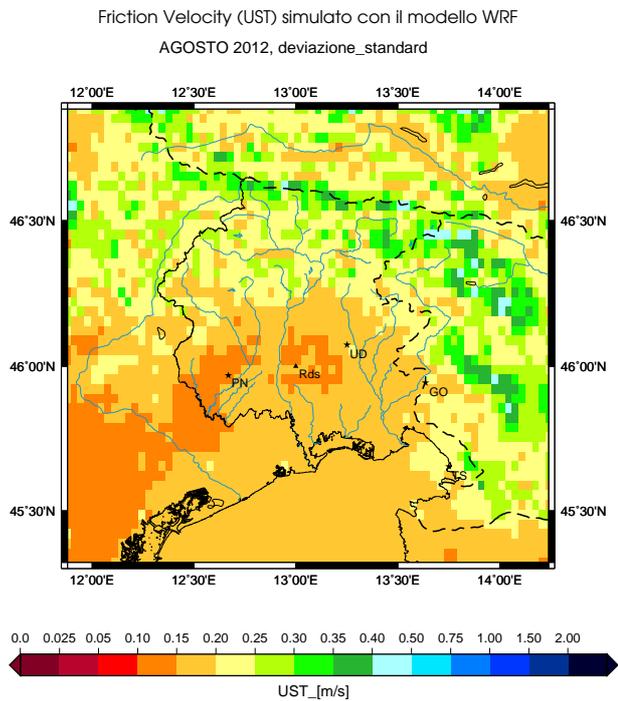


Figura D.35: Friction velocity nel surface layer nel mese di agosto 2012. Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di agosto 2012 per la grandezza UST.

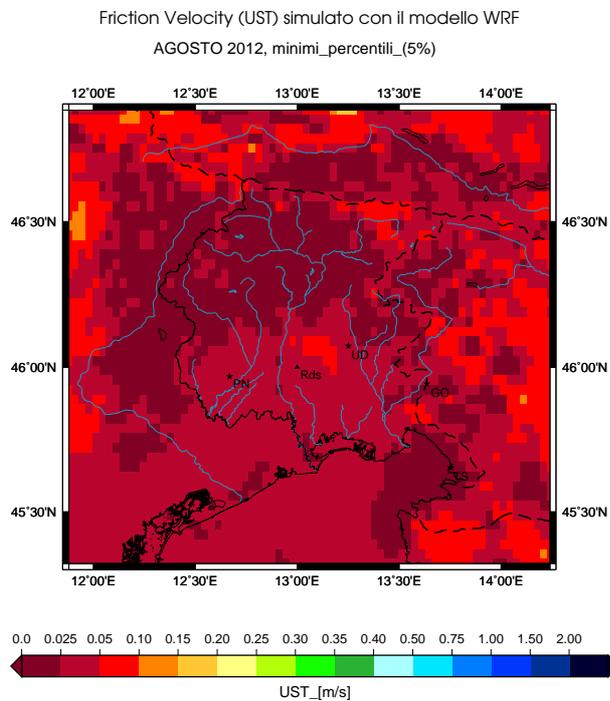
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

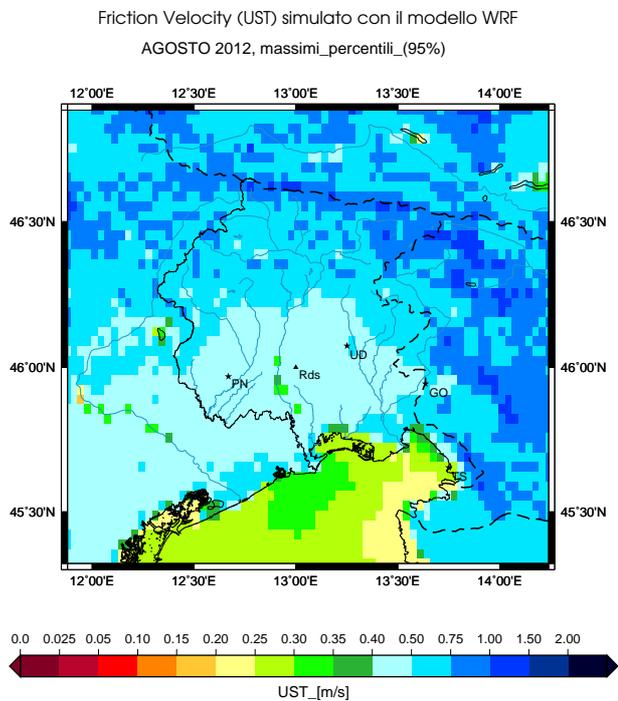


Figura D.36: Friction velocity nel surface layer nel mese di agosto 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza UST.

Friction velocity nel surface layer: ottobre 2012

I valori medi diminuiscono rispetto al mese di settembre: nella pianura e sul mare variano tra 0.15 e 0.25 m/s e il gradiente lungo la costa continua a essere nullo. Solo sui rilievi orografici i valori restano confrontabili con il mese precedente e sono nettamente maggiori al resto del dominio. Le deviazioni standard in ottobre sono nuovamente maggiori rispetto ai valori medi, e solamente in pianura sono ancora confrontabili. I valori mediani diminuiscono su tutte le zone: l'entroterra appare un'area omogenea con valori tra 0.10 e 0.20 m/s, compresa la zona montana, mentre sul mare i valori sono leggermente inferiori alla pianura. Esiste quindi un gradiente, molto debole, calcolato con i valori mediani che segue la linea di costa. I valori mediani continuano a essere inferiori a quelli medi, tranne sui rilievi. I minimi percentili diminuiscono rispetto a settembre: sono inferiori a 0.05 m/s quasi ovunque e prossimi a zero nella zona montana e sul Golfo di Trieste. I valori massimi percentili nell'entroterra sono confrontabili con il mese precedente mentre sul mare diminuiscono, annullando il gradiente tra mare ed entroterra.

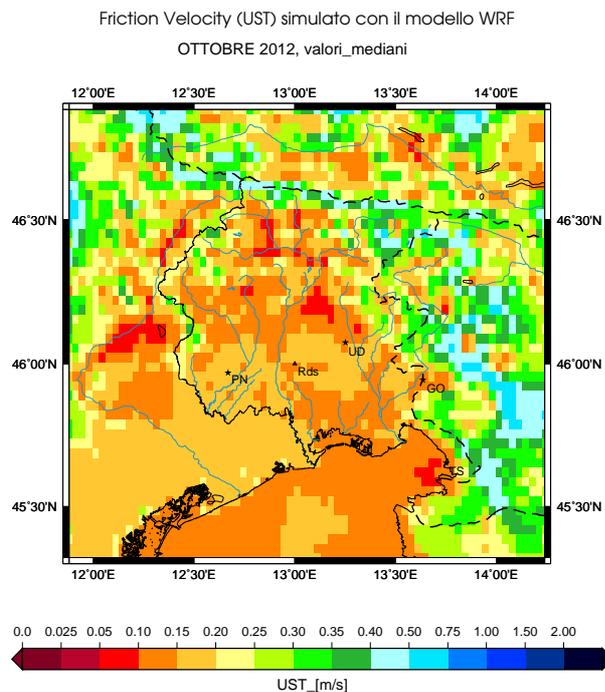
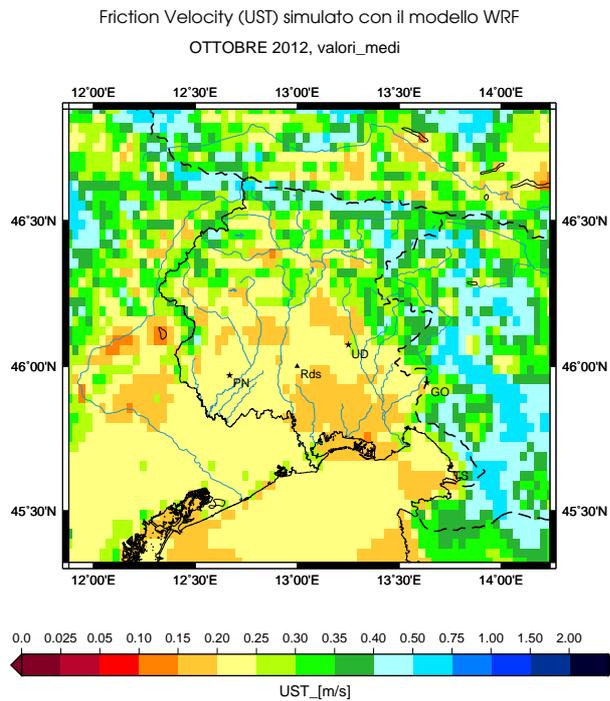


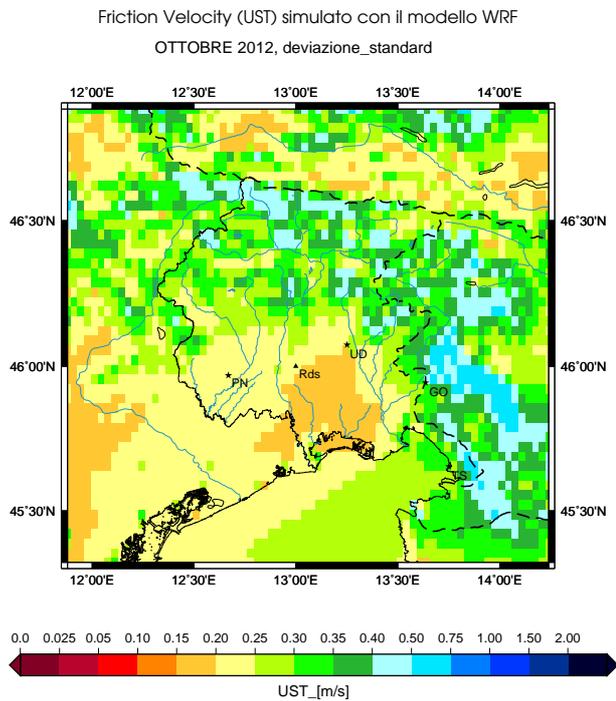
Figura D.37: Friction velocity nel surface layer nel mese di ottobre 2012.

Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di ottobre 2012 per la grandezza UST.

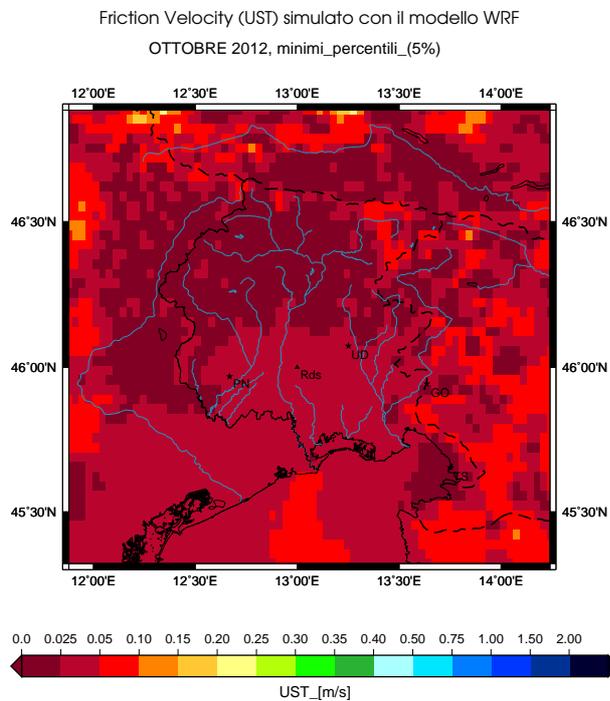
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

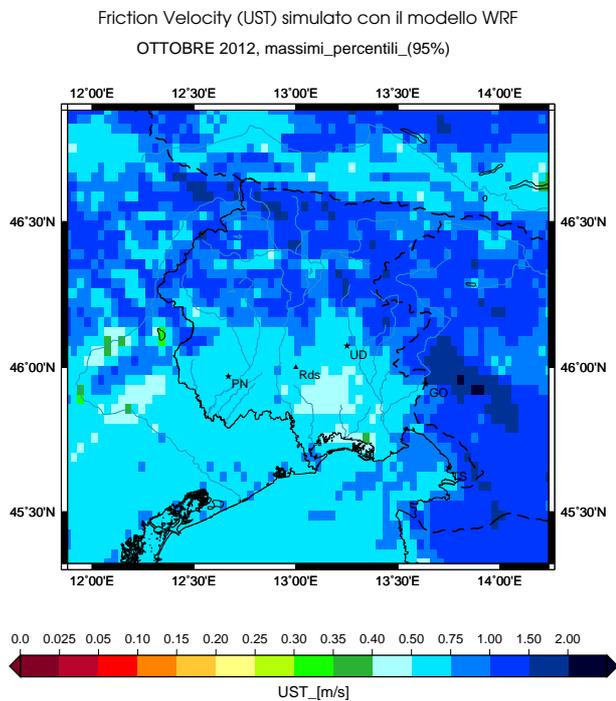


Figura D.38: Friction velocity nel surface layer nel mese di ottobre 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza UST.

Friction velocity nel surface layer: novembre 2012

I valori medi del mese di novembre mostrano un leggero decremento, rispetto al mese precedente, quasi ovunque tranne sul mare, dove in alcune zone dell'Adriatico i valori aumentano fino a 0.35 m/s (superando i valori dell'entroterra). Non esiste un gradiente netto che segue la linea di costa e solo al confine con il veneto il gradiente è diverso da zero; la differenza tra la zona montana e la pianura non è marcata. Le deviazioni standard sono confrontabili o maggiori dei valori medi nell'entroterra e minori sul mare. I valori mediani, mantenendosi inferiori a quelli medi, mostrano le loro stesse variazioni. Sia i minimi percentili che i massimi percentili sono confrontabili con quelli di ottobre e non subiscono significative variazioni.

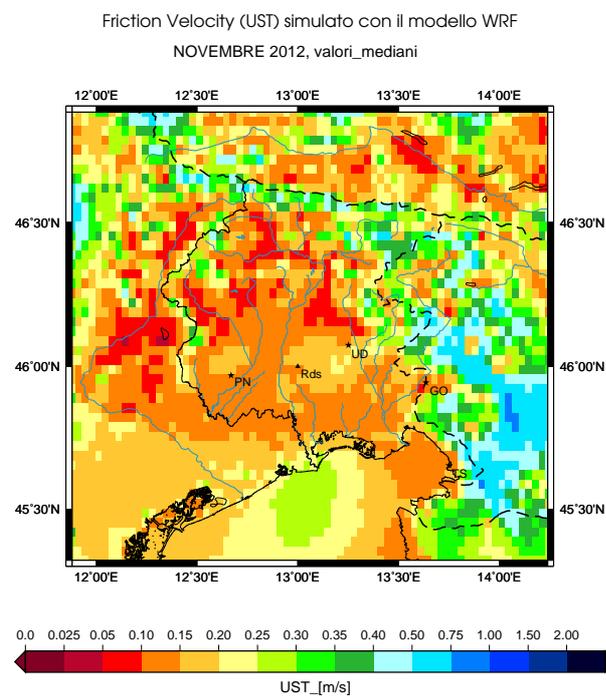
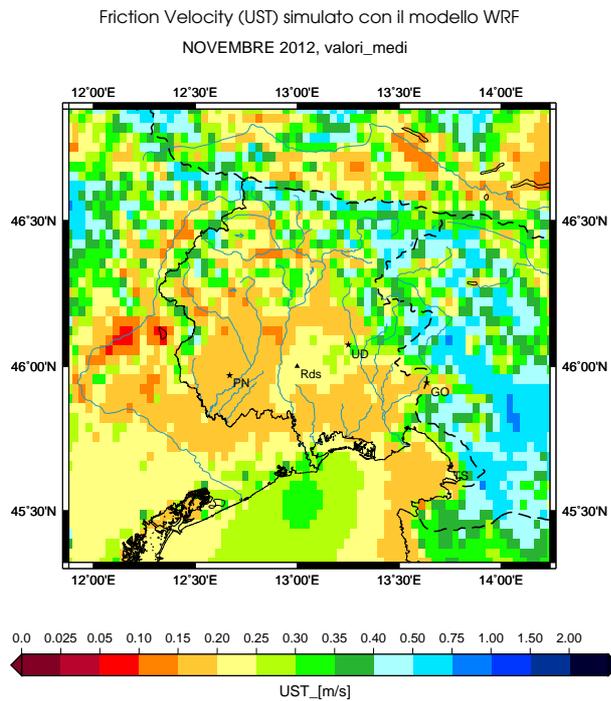
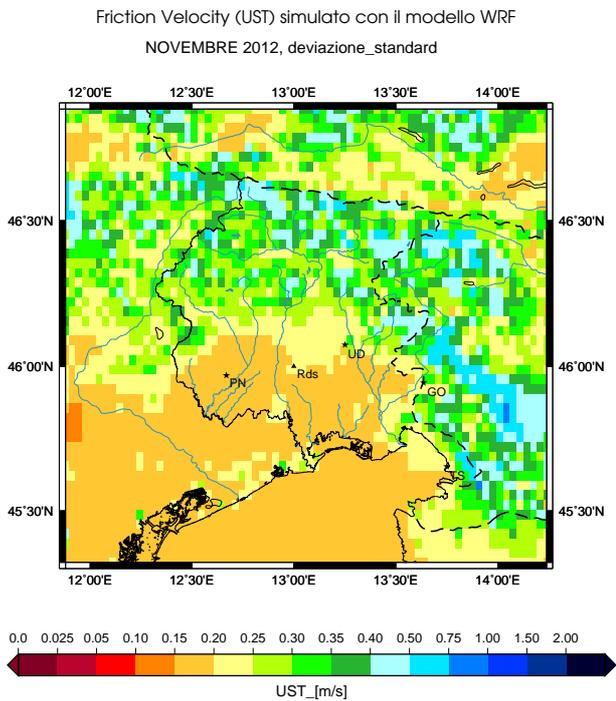


Figura D.39: Friction velocity nel surface layer nel mese di novembre 2012. Il grafico descrive i valori mediani calcolati sul dominio regionale nel mese di novembre 2012 per la grandezza UST.

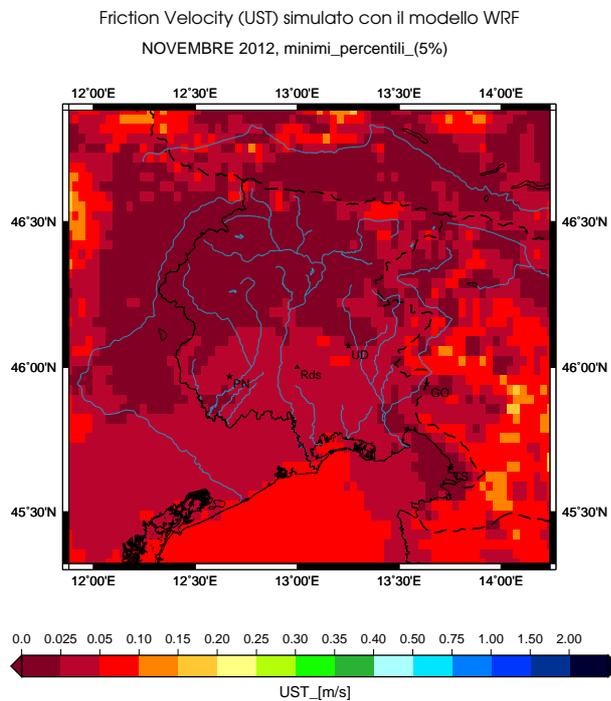
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

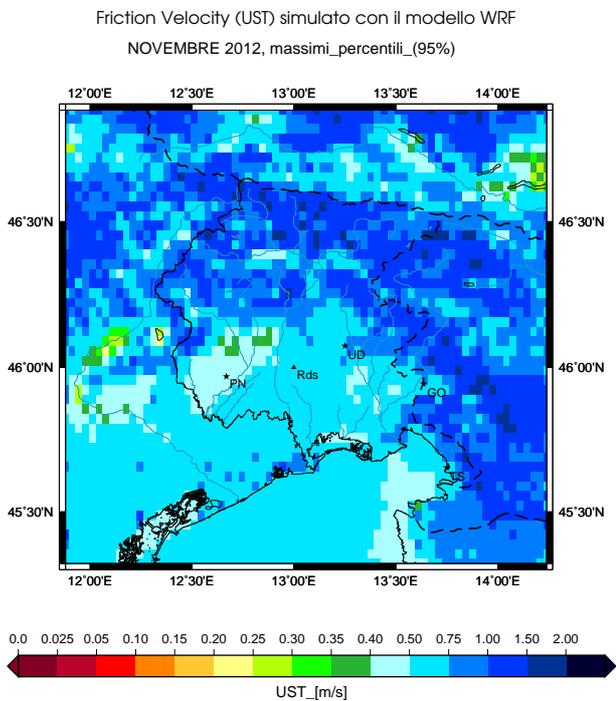


Figura D.40: Friction velocity nel surface layer nel mese di novembre 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza UST.

Friction velocity nel surface layer: dicembre 2012

I valori medi di UST aumentano leggermente nella zona montana, dove tornano a essere praticamente doppi a quelli di pianura, mentre diminuiscono sia in pianura che sul mare; solamente in mare aperto restano superiori alla pianura e il gradiente lungo la costa è nullo. Le deviazioni standard sono maggiori dei valori medi nell'entroterra e confrontabili sul mare. I valori medi aumentano leggermente nella zona montana, rispetto a novembre, e diminuiscono su pianura e mare, in particolar modo sul mare annullando il gradiente. Sul Golfo di Trieste torna evidente l'anomalia con valori minori rispetto al resto dell'Adriatico. I valori minimi percentili nell'entroterra sono analoghi al mese di novembre; sul mare i valori diminuiscono e sono compresi tra 0.025 e 0.05 m/s, tranne sul Golfo di Trieste dove sono minori di 0.025 m/s. I massimi percentili mostrano nuovamente una distinzione a zone come nel mese di gennaio; infatti mentre nella zona montana i valori restano alti, nella pianura (specialmente quella occidentale) si abbassano notevolmente e risultano inferiori a quelli sul mare. Esiste nuovamente un gradiente, seppur debole, lungo la costa con valori maggiori sul mare.

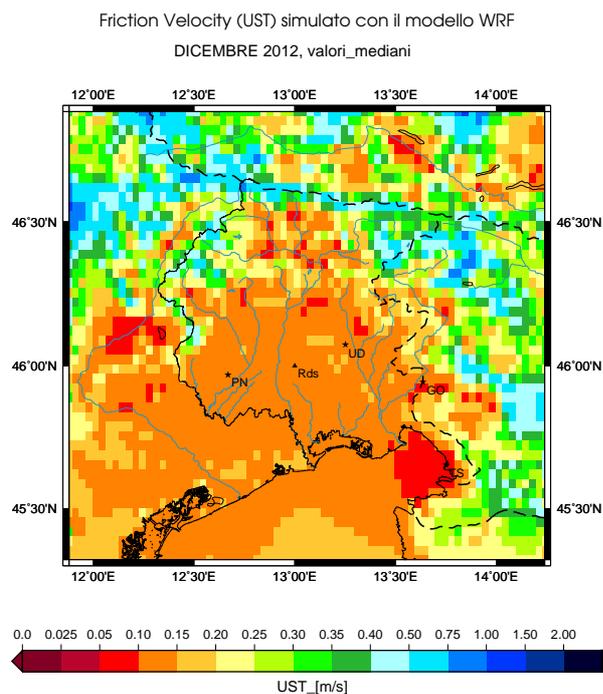
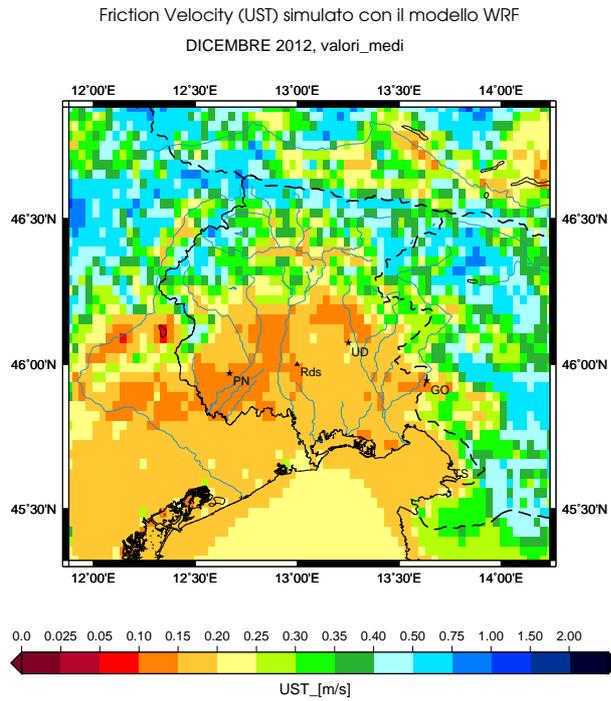
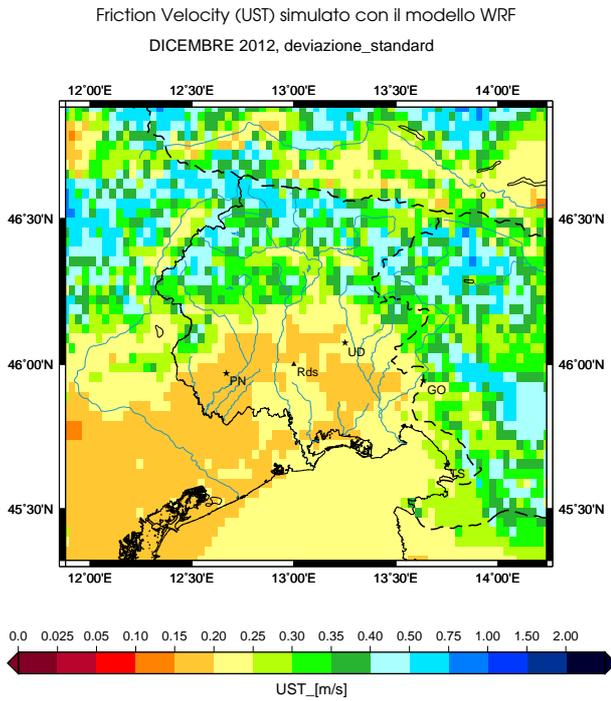


Figura D.41: Friction velocity nel surface layer nel mese di dicembre 2012. Il grafico descrive i valori medi calcolati sul dominio regionale nel mese di dicembre 2012 per la grandezza UST.

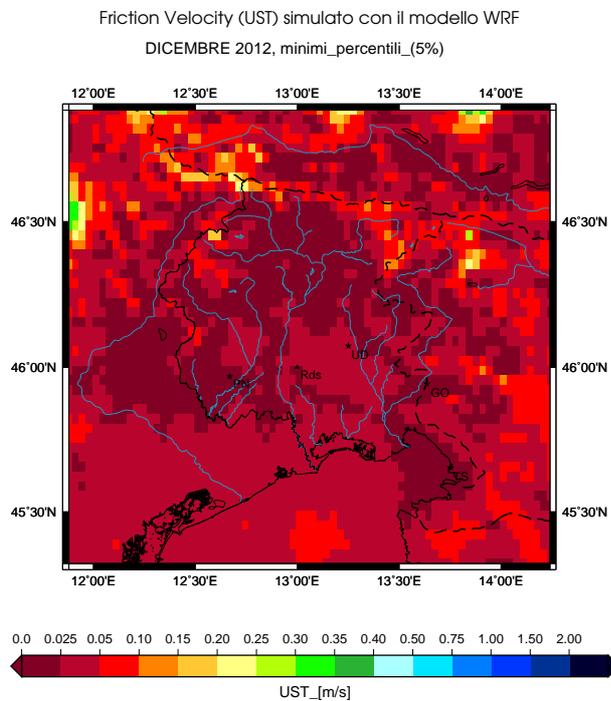
a) Valori medi



b) Deviazione standard



c) Valori minimi percentili



d) Valori massimi percentili

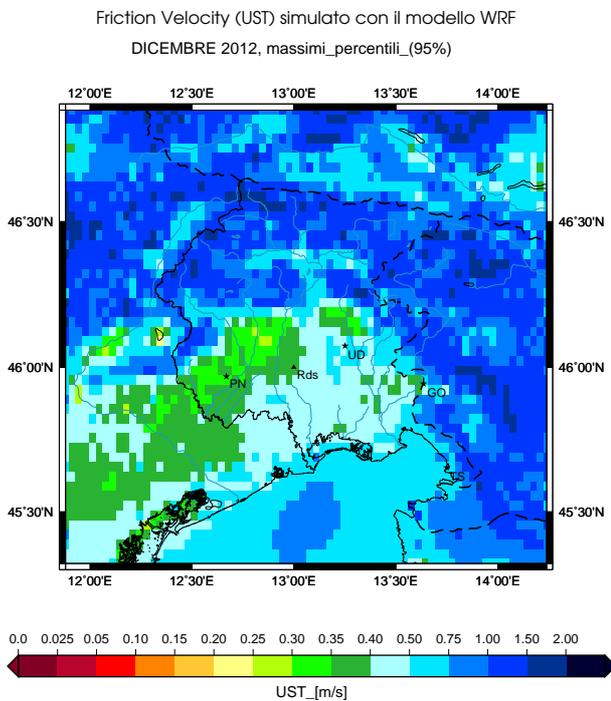


Figura D.42: Friction velocity nel surface layer nel mese di dicembre 2012. I grafici descrivono a) i valori medi b) la deviazione standard c) i minimi percentili (5%) d) i massimi percentili (95%) calcolati sul dominio regionale nel mese di febbraio 2012 per la grandezza UST.

Appendice E

Condizioni al contorno ECMWF

L'origine dell'anomalia del PBLH a forma di “cuneo” osservata sul mare nei mesi da settembre a febbraio è attribuibile alle condizioni al contorno dell'ente ECMWF. Queste misure infatti hanno una risoluzione spaziale di 50 km e nelle aree eterogenee per il tipo di suolo possono essere troppo approssimative, come nella zona dell'alto Adriatico.

La maschera terra-mare delle condizioni al contorno è riportata in Figura E.1, dove si nota che il confine tra terra e mare non segue dettagliatamente la linea di costa. Osservando il grafico a sinistra in Figura E.2 è evidente che la distribuzione dei dati della temperatura dell'acqua superficiale è diversa dall'area marina individuata dalla maschera.

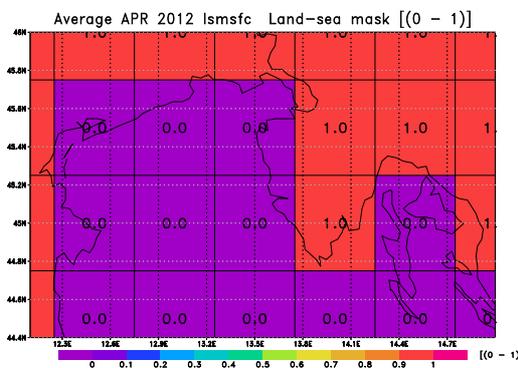


Figura E.1: Maschera terra-mare per le condizioni al contorno dell'ente ECMWF (0.0-mare; 1.0-terra).

Le temperature di superficie dell'ECMWF invece esistono per tutto il dominio. Osservando la zona del mare Adriatico considerata nei domini regionali delle simulazioni di tesi (ovvero dalla latitudine 45.2N verso nord) sono state notate alcune differenze. In inverno e in autunno la temperatura superficiale al centro dell'Adriatico è di parecchi gradi superiore a quella nelle aree marine adiacenti (in Figura E.2 è riportato l'esempio del mese di dicembre), mentre in estate i valori della tempera-

tura superficiale sono praticamente gli stessi su tutta la zona del nord Adriatico (in Figura E.3 è riportato l'esempio per agosto). Di conseguenza il modello WRF risolve i punti di griglia nell'area marina creando un forte gradiente nelle temperature superficiali che, influenzando il calcolo del PBLH, determina l'anomalia a forma di "cuneo".

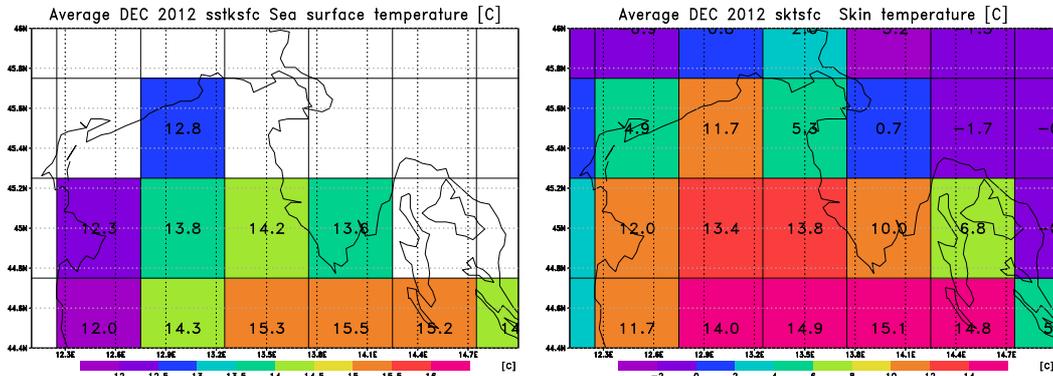


Figura E.2: Condizioni al contorno ECMWF nel mese di dicembre.

A destra le temperature dell'acqua del mare superficiale, a sinistra le temperature di superficie.

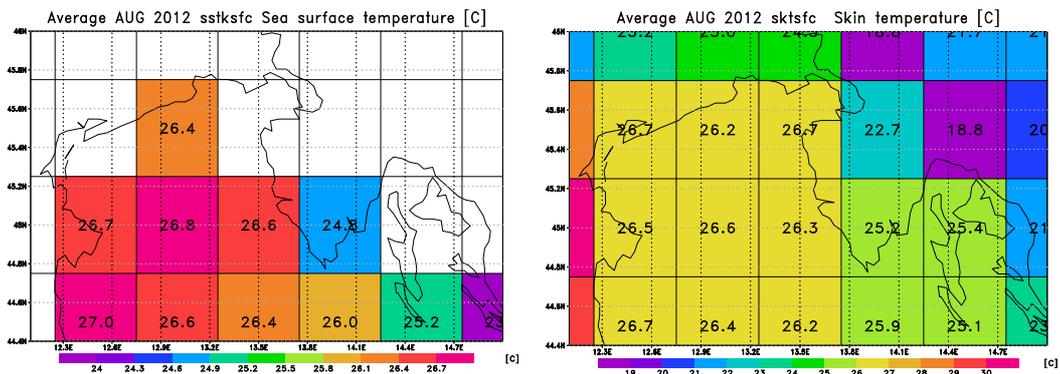


Figura E.3: Condizioni al contorno ECMWF nel mese di agosto.

A destra le temperature dell'acqua del mare superficiale, a sinistra le temperature di superficie.

Appendice F

Episodi di bora forte a Trieste

Nel capitolo 5 si fa riferimento al risultato di un lavoro svolto all'ARPA che aveva come scopo quello di individuare gli episodi di bora forte e duratura a Trieste nei mesi di gennaio, febbraio e marzo degli ultimi diciotto anni (informazione che serviva per studiare il raffreddamento eccezionale del Golfo di Trieste verificatosi nei primi mesi del 2012).

Per questo studio sono state utilizzate le misure medie orarie di direzione ed intensità del vento rilevate a 10 m di altezza dal suolo dalla stazione meteorologica dell'OSMER situata a Trieste sul molo Fratelli Bandiera. Sono state selezionate le misure dei venti con direzioni comprese tra 0 e 90 gradi N aventi una persistenza di almeno 12 ore (misure attribuibili al vento di bora).

Il grafico in Figura F.1 riporta i periodi dell'anno 2012, compresi tra la metà di gennaio e quella di marzo, in cui la media oraria dell'intensità del vento ha superato, con continuità, la soglia fissata. Per le soglie più basse, ovvero 10 m/s, 12 m/s e 15 m/s, sono riportati solo i periodi di almeno 12 ore; per le soglie più alte, 20 m/s e 25 m/s, sono riportati tutti i periodi trovati. Non sono state considerate le misure istantanee di intensità del vento in quanto la natura turbolenta della bora, per la presenza di raffiche, rende le misure istantanee del vento molto disperse attorno al valore medio orario.

In Figura F.2 sono riportati gli episodi di bora degli ultimi 18 anni. Si nota che periodi prolungati come quelli osservati nel 2012 di vento medio orario proveniente dal primo quadrante non si riscontrano nei precedenti 18 anni.

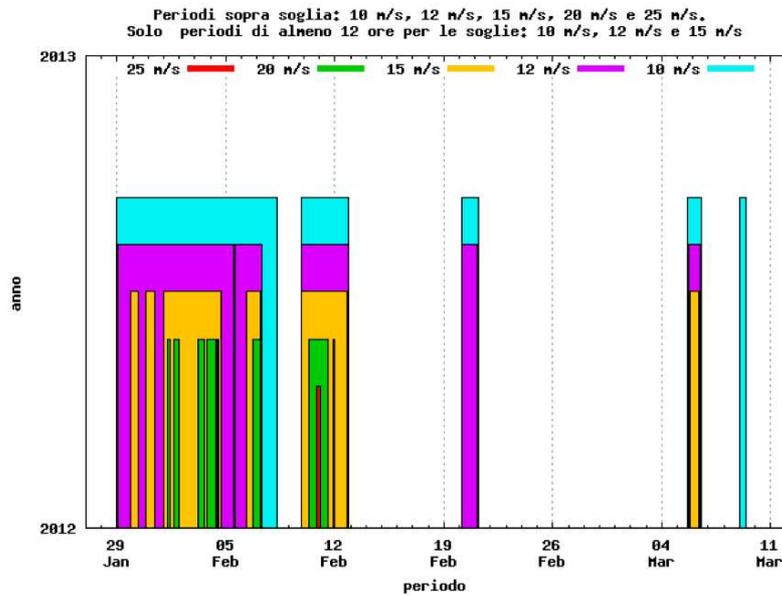


Figura F.1: Periodi di bora da gennaio a marzo 2012 a Trieste.

Il grafico mostra i periodi in cui la media oraria dell'intensità del vento ha superato con continuità le soglie fissate nel periodo dalla fine di gennaio a inizio marzo.

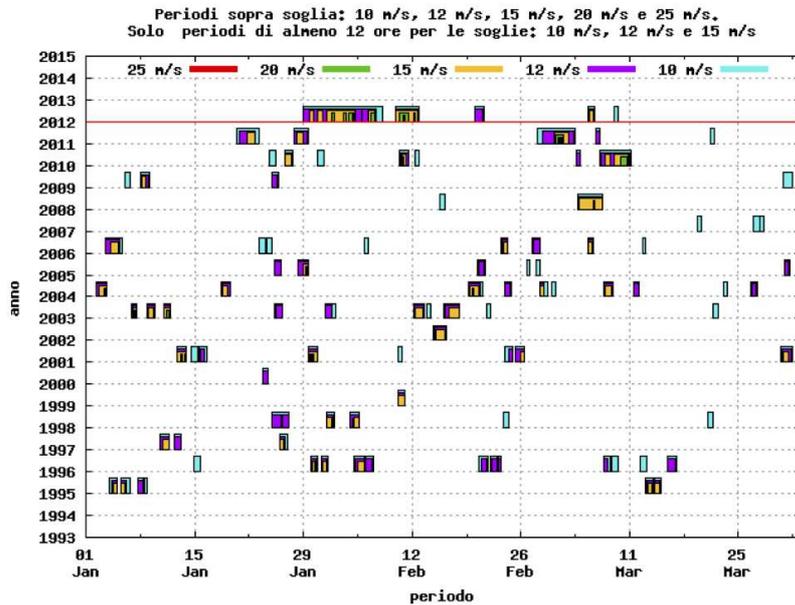


Figura F.2: Periodi di bora negli ultimi 18 anni a Trieste.

Il grafico mostra i periodi in cui la media oraria dell'intensità del vento ha superato con continuità le soglie fissate negli ultimi 18.

Bibliografia

- [1] R. B. Stull, “An Introduction to Boundary Layer Meteorology”, Kluwer Academic Publishers, (1988)
- [2] R. L. Walko, “Tornado spin-up beneath a convective cell: Required basic structure of the nearfield boundary layer winds”, in book “The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards”, (1993)
- [3] D. B. Giaiotti, R. Steinacker and F. Stel, “Atmospheric Convection: Research and Operational Forecasting Aspects”, Springer Wien, (2007)
- [4] S. Solomon et al., “Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change”, Cambridge University Press, (2007)
- [5] G. T. Csanady, “Air-sea interaction: laws and mechanisms”, Cambridge University Press, (2001)
- [6] E. James et al., “Coupled Marine Boundary Layers and Air-Sea Interaction Initiative: Combining Process Studies, Simulations, and Numerical Models”, Woods Hole Oceanographic Institution - Office of Naval Research reports - Massachusetts, USA, (1999)
- [7] S. P. Arya, “Air Pollution Meteorology and Dispersion”, Oxford Univ. Press., (1999)
- [8] D. B. Giaiotti and F. Stel, “Potential temperature and the concept of thermodynamic instability in atmosphere”, Lecture Notes, Università di Trieste-corso di fisica dell’atmosfera, http://users.ictp.it/stel/lecture_01.pdf
- [9] Craig F. Bohren and Bruce A. Albrecht, “Atmospheric Thermodynamics”, Oxford, University Press, (1998)
- [10] F. Crisciani and F. Cavallini, “Quasi-geostrophic theory of oceans and atmosphere”, Springer, (2012)
- [11] Jin-Tai Lin, Michael B. McElroy, “Impacts of boundary layer mixing on pollutant vertical profiles in the lower troposphere: Implications to satellite remote sensing”, *Atmospheric Environment*, **44**, 1726-1739, (2010)

-
- [12] S. P. Arya, "Introduction to micrometeorology", 2nd ed. International Geophysics Series, vol. 79, San Diego, CA, Academic Press, (2001)
- [13] Weather Research and Forecasting Model <http://wrf-model.org/index.php>
- [14] Wei Wang, Cindy Bruyère et al., "ARW Version 3 Modeling System User's Guide", National Center for Atmospheric Research, (2012)
- [15] WRF model tar file (Version 3.4.1) <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/src/WRFBV3.4.1.TAR.gz>
- [16] ARWpost tar file (Version 3.1) http://www.mmm.ucar.edu/wrf/src/ARWpost_V3.tar.gz
- [17] WPS tar file (Version 3.4) http://www.mmm.ucar.edu/wrf/src/WPSV3.4_r675.TAR.gz
- [18] Fung et al. "Evaluation of nonlocal and local planetary boundary layer schemes in the WRF model", *JGR*, **117**, D12103, doi:10.1029/2011JD017080, (2012)
- [19] Jonathan E. Pleim, "A Combined Local and Nonlocal Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. Part I: Model Description and Testing", *J. Appl. Meteorol. and Climat.*, **46**, 1396-1409, (2007)
- [20] A. A. M. Holtslag, E. I. F. De Bruijn, H.-L. Pan, "A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting", *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1561-1575, (1990)
- [21] Z. Han et al., "MICS-Asia II: Model intercomparison and evaluation of ozone and relevant species", *Atmospheric Environment*, **42**, 3491-3509, doi:10.1016/j.atmosenv.2007.07.031, (2008)
- [22] Air quality in Europe, 2012 report <http://www.eea.europa.eu/publications/air-quality-in-europe-2012>
- [23] Ecosystem damage area by air pollution, EEA18 <http://www.eea.europa.eu/data-and-maps/indicators/ecosystem-damage-area-by-air>
- [24] IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007 (AR4) http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr.pdf
- [25] A. E. Gill, "Atmosphere-ocean dynamics", New York, NY Academic Press, (1982)
- [26] Wikicrma (sistema documentale interno all'ARPA FVG)
- [27] ROCKS <http://www.rocksclusters.org/wordpress/>
- [28] Sun Grid Engine <http://www.oracle.com/technetwork/oem/grid-engine-166852.html>

-
- [29] P. Calucci, presentazione “Queue systems and how to use Grid Engine”, SISSA, (2008), Archivio intranet ARPA FVG
- [30] S. Cozzini, presentazione “Introduction to cluster computing”, SISSA, Trieste, Archivio intranet ARPA FVG
- [31] The Portland Group “PGI User’s Guide, Parallel Fortran, C and C++ for Scientists and Engineers”, Printed in the United States of America, Fifteenth printing, (2009)
- [32] Charlie Zender, “NCO User’Guide”, University of California, Irvine, Edition 4.2.2, (2012)
NCO <http://nco.sourceforge.net/>
- [33] Uwe Schulzweida, Luis Kornbluh, “CDO User’s Guide”, MPI for Meteorology, Climate Data Operators, (2012)
CDO <http://code.zmaw.de/projects/cdo>
- [34] GrADS <http://grads.iges.org/grads/head.html>
- [35] P. Wessel, Walter H. F. Smith, “The Generic Mapping Tools GMT Version 4.5.8 Technical Reference and Cookbook”, University of Hawaii, Manoa, (2012)
- [36] R <http://cran.r-project.org/>
- [37] X. M. Hu et al., “Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF model”, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **49**, 1831–1844, doi:10.1175/2010JAMC2432.1, (2010)

Ringraziamenti

Innanzitutto desidero ringraziare il mio relatore di tesi Dario Giaiotti per la sua pazienza e la sua disponibilità che mi hanno fatto sentire subito a mio agio in un ambiente nuovo. Gli sono grata inoltre per l'enorme quantità di tempo che mi ha dedicato e per il suo interesse a dirimere sempre ogni mio dubbio. Ringrazio anche il mio correlatore Fulvio Stel per la sua disponibilità. Un sincero grazie va ai compagni di ufficio Alessandra e Tommaso, per la loro serenità e simpatia, e a tutto il gruppo CRMA dell'ARPA per la piacevole accoglienza riservatami. Il lavoro stimolante e l'ambiente piacevole sono le ragioni per cui ho fatto volentieri la pendolare. Infine ringrazio l'agenzia regionale ARPA FVG per avermi ospitata quasi un anno.

Ringrazio con affetto i miei genitori, che mi hanno permesso di continuare gli studi e che mi hanno sempre sostenuto in tutti questi anni, e il mio "fratellino" Luca. Un sentito grazie anche a tutti i miei famigliari che sento molto vicini.

Voglio ringraziare ora una persona speciale, Carlo, che anche nel corso della magistrale si è dimostrato di grande aiuto nella preparazione dei miei esami e nella stesura di questa tesi, ma lo ringrazio soprattutto per la sua comprensione (chi meglio di te...) e per essermi sempre stato vicino supportandomi moralmente.

Infine un grazie generale va agli amici fisici, ai vecchi amici di scuola e agli amici climber, tutti a loro modo sono sempre stati presenti in questi anni.