

POLITECNICO DI TORINO

DIPARTIMENTO DI INGEGNERIA DELL'AMBIENTE,
DEL TERRITORIO E DELLE INFRASTRUTTURE

Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria Civile

TESI DI LAUREA MAGISTRALE

*Analisi fluidodinamica di flussi atmosferici
su orografia complessa*



Relatori:

Prof. Pierluigi Claps

Prof. Costantino Manes

Dott. Andrea Libertino

Candidato:

Davide Gerbino

DICEMBRE 2017

Abstract

Negli ultimi anni si è assistito sempre più frequentemente a gravi episodi alluvionali. Questi eventi sono generalmente causati da precipitazioni violente e localizzate, definiti temporali autorigeneranti, che causano, oltre che ingenti danni materiali, anche perdite di vite umane. Tali strutture temporalesche sono molto temibili a causa della loro persistenza su una determinata zona, dove possono portare violenti nubifragi o alluvioni lampo. Questi tipi di eventi si sviluppano spesso in zone costiere in cui si ha un rapido sviluppo dell'orografia, che favorisce il sollevamento di nuove celle. Il sollevamento è garantito dalla componente verticale della velocità del vento. Lo scopo della tesi è sviluppare un modello che permetta di capire se c'è correlazione tra i picchi di velocità verticale del vento e i massimi di precipitazione in eventi estremi. Per ricavare la componente verticale delle velocità del vento si è scelto di sfruttare la teoria dei flussi incomprimibili e irrotazionali, o flussi a potenziale. Verrà utilizzato un codice di calcolo, che risolve l'equazione di Laplace, MODFLOW, tramite il quale è possibile risalire alla componente verticale della velocità del vento. E' stato scelto inoltre un evento verificatosi nell'area di studio, l'evento del 9 ottobre 2014, per avere un riscontro oggettivo sul lavoro svolto. Il lavoro svolto si compone di tre parti. Nella prima parte viene fatta un'analisi di sensitività, per testare la risposta del modello al variare dell'altezza verticale del dominio. Nella seconda parte viene fatta un'analisi di sensitività, per valutare la risposta del modello al variare della direzione del flusso entrante. Inoltre vengono effettuate ulteriori analisi per valutare l'influenza delle condizioni al contorno. Infine, nell'ultima parte del lavoro si procede con il confronto tra i picchi di velocità verticale del vento ricavate nell'area di studio e le immagini radar registrate nell'evento del 9 ottobre 2014 a Genova.

Indice

1	Introduzione	1
2	Precipitazioni intense causate dai rilievi	3
2.1	Introduzione	3
2.2	Variabilità spaziale dei parametri delle curve DDF	5
2.3	Modello di amplificazione regionale	9
2.4	Simulazioni idealizzate	13
2.5	Simulazioni di casi reali	18
3	Flussi incomprimibili e irrotazionali	22
3.1	Equazione di Laplace	23
3.2	Equazione di Bernoulli	23
4	Scelta del Software di Calcolo	25
4.1	Fluidodinamica Computazione (CFD)	25
4.1.1	Apame 3D panel code	26
4.1.2	Windsim	27
4.2	Numerical Weather Prediction (NWP)	28
4.2.1	MM5	28
4.2.2	WRF	31
4.3	MODFLOW	32
4.3.1	Legge di Darcy	34
4.4	Riassunto caratteristiche dei software	38
5	Inquadramento dell'area di studio	39
5.1	Evento del 9 ottobre 2014	40
5.1.1	Analisi meteorologica	41
5.1.2	Analisi Pluviometrica	42

5.1.3	Analisi Anemometrica	43
6	Analisi di sensitività	45
6.1	Implementazione del modello	45
6.1.1	Definizione della griglia	45
6.1.2	Definizione delle proprietà	48
6.1.3	Definizione delle condizioni al contorno	49
6.2	Sensitività all'altezza del dominio	50
6.3	Sensitività alla direzione del flusso entrante	54
6.3.1	Influenza delle condizioni al contorno	55
7	Confronto con immagini radar	65
7.1	Dati radar	65
7.2	Sovrapposizione e confronto visivo	67
8	Conclusioni	69
A	Calcolo componenti della velocità del vento	71
B	Costruzione cumulata immagini radar	75
	Bibliografia	77

Elenco delle figure

2.1	Variabilità di a_1 e n sul territorio italiano. Da Avanzi et al. (2015)	6
2.2	Valore modale della direzione del vettore J sul territorio italiano. Da Avanzi et al. (2015)	7
2.3	Dipendenza dei parametri a e n delle curve DDF con l'elevazione. Da Allamano et al. (2009)	9
2.4	Dipendenza dei parametri a e n delle curve DDF con l'elevazione in tre sub-regioni: alpi occidentali, alpi centrali e alpi orientali. Da Allamano et al. (2009)	10
2.5	Confronto tra $\ln(AF)$ osservato e stimato. Da Pelosi and Furcolo (2015)	12
2.6	Rappresentazione semplificata delle Alpi. Da Rotunno and Ferretti (2001)	14
2.7	traiettorie nel caso di Alpi idealizzate con un rilievo rettilineo in direzione Est-Ovest. Si nota il flusso saturo che scorre sopra all'aria non satura deflessa dalla barriera. Da Rotunno and Ferretti (2001)	15
2.8	Vista planimetrica delle traiettorie (contorni continui) e perturbazione u (contorni punteggiati) per crinale retto, convesso e concavo. Da Watson and Lane (2012)	16
2.9	Infuenza della velocità del vento sulla soluzione. Da Miglietta and Rotunno (2009)	19
4.1	MM5 Modeling System Flow Chart	30
4.2	WRF system components	31
4.3	Discretizzazione di un ipotetico sistema di acquiferi. Da Harbaugh (2005)	35

4.4	Esperimento di Darcy	37
5.1	Inquadramento dell'area di studio.	39
5.2	Modello digitale di elevazione del terreno dell'area di studio . . .	40
5.3	Precipitazioni cumulate in 24 ore tra le 00 UTC del 9 e le 00 UTC del 10 ottobre 2014 (ARPAL)	43
6.1	Horizon superiore ed inferiore del dominio del modello	46
6.2	Grid type in conceptual model visual modflow flex	46
6.3	Horizontal grid in conceptual model visual modflow flex	47
6.4	Vertical grid in conceptual model visual modflow flex	48
6.5	Defizione property zone	48
6.6	Denominazione dei lati del dominio	51
6.7	Componente verticale della velocità del vento normalizzata con limite superiore del dominio pari a 5000 m	52
6.8	Componente verticale della velocità del vento normalizzata con limite superiore del dominio pari a 7000 m	52
6.9	Componente verticale della velocità del vento normalizzata con limite superiore del dominio pari a 10000 m	53
6.10	Componente verticale della velocità del vento normalizzata con limite superiore del dominio pari a 15000 m	53
6.11	Sovrapposizione della componente verticale della velocità del vento v_z in m/s con il modello digitale del terreno (m).	54
6.12	Modifica DTM per ottenere l'inclinazione desiderata	55
6.13	Denominazione dei lati del dominio	56
6.14	Direzione del vento	57
6.15	Componente verticale della velocità del vento	57
6.16	Direzione del vento	58
6.17	Componente verticale della velocità del vento	58
6.18	Direzione del vento	59
6.19	Componente verticale della velocità del vento	59
6.20	Componente verticale della velocità del vento v_z per flusso en- trante inclinato di 30° rispetto alla verticale.	60
6.21	Componente verticale della velocità del vento v_z per flusso en- trante inclinato di 45° rispetto alla verticale.	60

6.22	Componente verticale della velocità del vento v_z per flusso entrante inclinato di 60° rispetto alla verticale.	61
6.23	Definizione del nuovo dominio. In rosso le dimensioni del nuovo dominio. In verde le dimensioni del dominio precedente.	62
6.24	Componente verticale della velocità del vento v_z per flusso entrante inclinato di 30° rispetto alla verticale nel dominio più ampio. In basso è presente il ritaglio corrispondente alle dimensioni del dominio ridotto.	63
6.25	Componente verticale della velocità del vento v_z per flusso entrante inclinato di 30° rispetto alla verticale.	64
7.1	Radar meteorologico Monte Settepani. Da ARPAL (2017) . . .	66
7.2	Scansione radar meteorologico momento di innesco, ore 20:00 del 9 ottobre 2014. In giallo si hanno le intensità di pioggia più elevate.	66
7.3	Scansione radar meteorologico cumulata tra le ore 20:00 e le ore 24 del 9 ottobre 2014. In giallo si hanno le intensità di pioggia più elevate.	67
7.4	Sovrapposizione tra la scansione del radar meteorologico cumulata tra le ore 20:00 e le ore 24 del 9 ottobre 2014 e la componente verticale della velocità del vento. In giallo si hanno le intensità di pioggia maggiori e in nero sono evidenziati i picchi positivi delle velocità verticali	68

Elenco delle tabelle

2.1	Classificazione delle scale dei moti atmosferici	4
4.1	Riassunto caratteristiche software di calcolo	38
5.1	Vento medio massimo osservato su alcune stazioni anemometriche significative (ARPAL)	44
6.1	Condizioni al contorno imposte. M:impermeabile, CH:carico costante, SF:flusso specificato	51
6.2	Condizioni al contorno imposte. M:impermeabile, CH:carico costante, SF:flusso specificato	56

Capitolo 1

Introduzione

Eventi di precipitazione molto intensa si ripetono con una certa frequenza negli ultimi anni nelle regioni del Nord Italia, soprattutto nel periodo autunnale provocando perdite sia di vite umane che ingenti danni a beni materiali.

Nel seguente lavoro di tesi, l'attenzione viene posta sui temporali auto-rigeneranti, che, sono strutture temporalesche temibili a causa della loro persistenza su una determinata zona, dove possono portare violenti nubifragi o alluvioni lampo. L'appellativo di auto-rigenerante viene dato a questi temporali perché una volta formatosi il primo cumulonembo, e quindi scaricatosi il primo temporale, questo verrà trascinato via dalle forti correnti in quota, ma verrà rapidamente sostituito da un nuovo cumulonembo che andrà alla deriva, e il suo posto sarà preso da un terzo, e così via. Ad un osservatore il temporale apparirà stazionario, e le quantità di precipitazioni che ne derivano sono molto elevate e possono causare alluvioni lampo.

Questi tipi di eventi si sviluppano spesso in zone costiere in cui si ha un rapido sviluppo dell'orografia, che favorisce il sollevamento di nuove celle. Il sollevamento è garantito dalla componente verticale della velocità del vento.

L'obiettivo della tesi è sviluppare un modello che permetta di capire se c'è correlazione tra i picchi di velocità verticale e i massimi di precipitazione in eventi estremi.

Come area di studio è stata scelta l'area genovese, un'area fortemente colpita negli ultimi anni da questo tipo di eventi. Per ricavare la componente verticale delle velocità si è scelto di sfruttare la teoria dei flussi incomprimibili e irrotazionali, o flussi a potenziale. Utilizzando così un codice di calcolo, che risolve l'equazione di Laplace, nel nostro caso MODFLOW, è possibile risalire

alla componente verticale della velocità del vento. E' stato scelto inoltre un evento verificatosi nell'area di studio, l'evento del 9 ottobre 2014, per avere un riscontro oggettivo sul lavoro svolto.

Il lavoro di tesi si sviluppa sostanzialmente in tre parti, le prime due più corpose che valutano le risposte del modello e l'ultima che testa la validità del modello:

- Nella prima parte viene fatta un'analisi di sensitività, per testare come risponde il modello al variare dell'altezza verticale del dominio. Questo passaggio è fondamentale in quanto si tratta di simulazione innovative e l'altezza del dominio potrebbe influire notevolmente sui risultati.
- Nella seconda parte viene fatta un'analisi di sensitività, per testare come risponde il modello al variare della direzione del flusso entrante. Inoltre vengono effettuate ulteriori analisi per valutare l'influenza delle condizioni al contorno.
- Nell'ultima parte si procede con il confronto tra i picchi di velocità verticale ricavate nell'area di studio e le immagini radar registrate in un evento estremo. Questa fase è importante per capire la validità del metodo proposto e i possibili sviluppi futuri.

Il lavoro svolto è strutturato come segue: nel Capitolo 2 viene descritto lo stato attuale delle conoscenze e delle teorie sul fenomeno oggetto di tesi; nel Capitolo 3 viene riportata la teoria dei flussi incomprimibili e irrotazionali; nel Capitolo 4 viene fatta la scelta e la descrizione del software utilizzato nel lavoro di tesi; nel Capitolo 5 viene definita e descritta l'area di studio e un evento estremo; nel Capitolo 6 vengono descritte e illustrate le simulazioni numeriche svolte; nel Capitolo 7 viene fatto un confronto tra le scansioni radar e i picchi di velocità verticali; infine, nel Capitolo 8 si riportano le considerazioni finali sul lavoro svolto.

Capitolo 2

Precipitazioni intense causate dai rilievi

Nel presente capitolo viene fornito un quadro complessivo delle conoscenze acquisite nello studio delle precipitazioni intense legate all'interazione dei flussi con l'orografia. Nella prima parte si ha una breve introduzione del fenomeno collocandolo nell'ambito della meteorologia di cui fa parte, nella restante parte del capitolo vengono analizzati i recenti studi per descrivere lo stato attuale delle conoscenze e le teorie proposte.

2.1 Introduzione

I moti atmosferici ricoprono una vasta gamma di scale spaziali e temporali, i cui confini inferiori e superiori, a livello spaziale, possono essere considerati rispettivamente il libero cammino medio delle molecole ($\approx 0,1 \mu\text{m}$) e la circonferenza terrestre ($\approx 40000 \text{ km}$). I tempi scala relativi possono essere minori di un secondo o arrivare anche alle settimane.

La mesoscala si colloca a metà tra scala sinottica e microscala. I fenomeni meteorologici relativi alla scala sinottica sono cicloni e anticicloni, con lunghezze d'onda superiori a 2000 km, che normalmente persistono per diversi giorni; i fenomeni tipici della mesoscala invece sono tutti quelli che vanno da una scala quasi sinottica (fronti) fino a singole celle convettive con dimensioni di pochi km e durata inferiore a un'ora. Al di sotto di queste dimensioni abbiamo la microscala che riassume, tra gli altri, i processi turbolenti legati allo strato limite, i tornado e i dust devils.

Categoria	Scala Temporale	Scala Spaziale	Esempi
Scala Planetaria	settimane - mesi	>10000 km	onde ultralunghe
Scala Sinottica	giorni - settimane	2000-10000 km	fronti, cicloni, anticicloni
Mesoscala	minuti - ore	2-2000 km	temporali, mountain wind, sea breeze
Microscala	secondi - minuti	< 2 km	tornado, dust devils

Tabella 2.1: Classificazione delle scale dei moti atmosferici

Gli episodi di precipitazioni intense causate dall'interazione con l'orografia sono guidati sicuramente da diverse forzanti a scala sinottica; tuttavia i fattori decisivi per l'intensità, la localizzazione e la stazionarietà dei fenomeni coinvolgono scale più fini e permettono di classificare questi eventi come tipici esempi di interazioni a mesoscala.

In particolare Lin et al. (2001) elencano delle caratteristiche comuni agli eventi di precipitazione orografica intensa registrati negli Stati Uniti, nella regione alpina e nel Sud-Est Asiatico. Nel loro studio si osserva che le caratteristiche sinottiche e a mesoscala favorevoli a questi eventi, indipendentemente dalle caratteristiche della particolare catena montuosa, sono: l'alta efficienza di precipitazione, l'orografia ripida e con geometria favorevole alla formazione di convergenze del vento nei bassi strati, l'instabilità condizionale o potenziale del flusso incidente, la presenza di un low-level jet almeno moderato e vicino alla saturazione inserito in un flusso ricco di vapore acqueo verso i rilievi, la presenza di una saccatura profonda e di strutture quasi stazionarie che garantiscano una lenta evoluzione del sistema perturbato.

Nell'articolo Rebora et al. (2013) si pone l'attenzione sui fattori che generano gli eventi estremi analizzando gli eventi di fine ottobre e inizio novembre 2011 che hanno colpito la Liguria. Anche nel lavoro di Ducrocq et al. (2008) si utilizzano simulazioni realistiche di eventi passati per analizzare e comprendere meglio i meccanismi fisici che portano a questi eventi estremi.

2.2 Variabilità spaziale dei parametri delle curve DDF

Le curve DDF (depth-duration-frequency) descrivono la profondità di pioggia in funzione della durata per determinati periodi di ritorno.

Avanzi et al. (2015), assumono un modello probabilistico stazionario che descrive precipitazioni estreme di breve durata in un determinato sito concentrandosi sulla variabilità spaziale dei parametri. Il rapporto tra il quantile $h(\lambda D, F)$ e il momento statistico di primo ordine $E[H(\lambda D)]$, che è la media, è chiamato quantile normalizzato w_f . L'F-simo quantile di $H(D)$ può essere scritto come:

$$h(D, F) = E[H(D)]w_f = a_1 D^n w_f \quad (2.1)$$

Se per descrivere $H(D)$ viene usata la distribuzione GEV, allora il quantile normalizzato ha la seguente espressione:

$$w_f = \varepsilon + \frac{\alpha}{k} [1 - \ln(f)]k \quad (2.2)$$

Il parametro $\varepsilon \in \mathbb{R}$ è la posizione, $\alpha > 0$ è la scala e $k \in \mathbb{R}$ è il parametro di forma.

L'equazione (2.1) rappresenta le curve DDF, con livello di probabilità F . Essa è caratterizzata da cinque parametri: a_1 , n , ε , α , e k . Il parametro a_1 è il valore medio della profondità massima annua di precipitazione per la durata unitaria. L'esponente di scala, n , governa la variabilità di $h(\lambda D, F)$ rispetto a $h(D, F)$. Il parametro di scala $\alpha > 0$, il parametro posizione ε , e il parametro di forma k regolano il valore di w_f per un dato F . In particolare, il parametro posizione determina la posizione del centro di distribuzione, il parametro di scala descrive la diffusione della distribuzione, il valore di k ha implicazioni fisiche sul tipo di variabile casuale.

I parametri delle DDF in un sito sono state stimate dalle serie temporali osservate dei massimi annui di precipitazione per cinque durate diverse (1, 3, 6, 12 e 24 ore) utilizzando:

1. il metodo dei minimi quadrati per stimare a_1 e n ;
2. il metodo di L momenti per valutare ε , α e k .

Su ogni serie di dati, è stato applicato il test di Kolmogorov-Smirnov per verificare l'adeguatezza della distribuzione GEV. Questo test non ha rigettato l'ipotesi nulla della distribuzione GEV per qualsiasi serie di dati, con un livello di significatività pari a 0.05.

In questo lavoro, è stata scelta la tecnica di interpolazione IDW (inverse distance weighted) perché è semplice e facile da interpretare.

I valori massimi di a_1 si trovano in Liguria, in Friuli-Venezia Giulia, sulle coste del sud-est della Sicilia e della Calabria. Altre aree che presentano elevati valori di a_1 sono la costa tirrenica, Salento, e il nord-ovest sulle Alpi. Al contrario, i minimi si trovano sulla catena alpina interna, in Sardegna, e lungo la costa adriatica (Figura 2.1 a). Queste aree di massimi (minimi) corrispondono ad aree di massimo (minimo) di precipitazioni.

L'esponente di scala dipende dall'orografia, questo è supportato da bassi valori di n all'interno di tutta la valle del Po e sulle coste centrali e meridionali italiane e da un graduale aumento di n avvicinandosi ai rilievi (sia nelle Alpi che nell'Appennino). In termini generali, l'esponente scala è elevato nelle zone in cui l'altitudine $z > 1000$ m MSL (Figura 2.1 b).

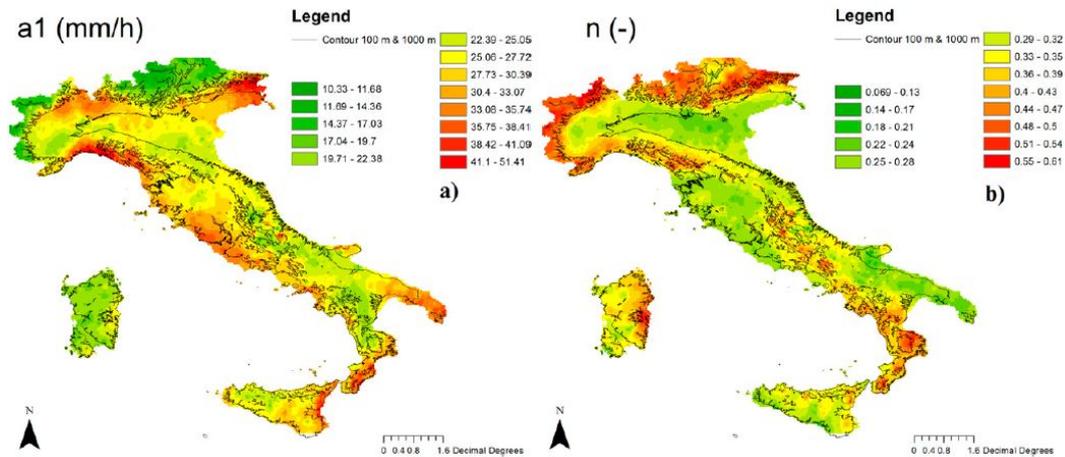


Figura 2.1: Variabilità di a_1 e n sul territorio italiano. Da Avanzi et al. (2015)

I parametri α (cioè, scala) e ε (cioè posizione) mostrano una ridotta variabilità sull'intera penisola, mentre il parametro di forma, k , è altamente variabile sul territorio.

Un parametro importante per l'alimentazione di eventi estremi è il flusso di umidità atmosferica integrato verticalmente J . L'indice descrive il trasporto

sinottico del vapore in atmosfera; J è stato calcolato utilizzando la seguente definizione:

$$J = (J_u, J_v) = -\frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_t} qV dp \quad (2.3)$$

dove J_u e J_v sono le componenti di J ; V è il vettore velocità del vento; q è l'umidità atmosferica specifica; g è l'accelerazione di gravità; e p_s e p_t , sono le pressioni in superficie e al limite superiore dell'atmosfera. Come primo tentativo, è stata usata la direzione modale $J(\hat{J})$ valutato a partire da un campione di dati di eventi estremi.

Analizzando l'interpolazione IDW di J , si può notare che questo è influenzato dalle barriere orografiche. Infatti, gli Appennini causano diverse direzioni del flusso quando si considerano pendii occidentali e orientali. Sul versante tirrenico, che si trova ad affrontare le perturbazioni atlantiche, la direzione del flusso da sud-ovest a nord-est è abbastanza omogenea. Sul versante adriatico, la direzione prevalente del flusso proviene da nord-ovest a sud-est (Figura 2.2).

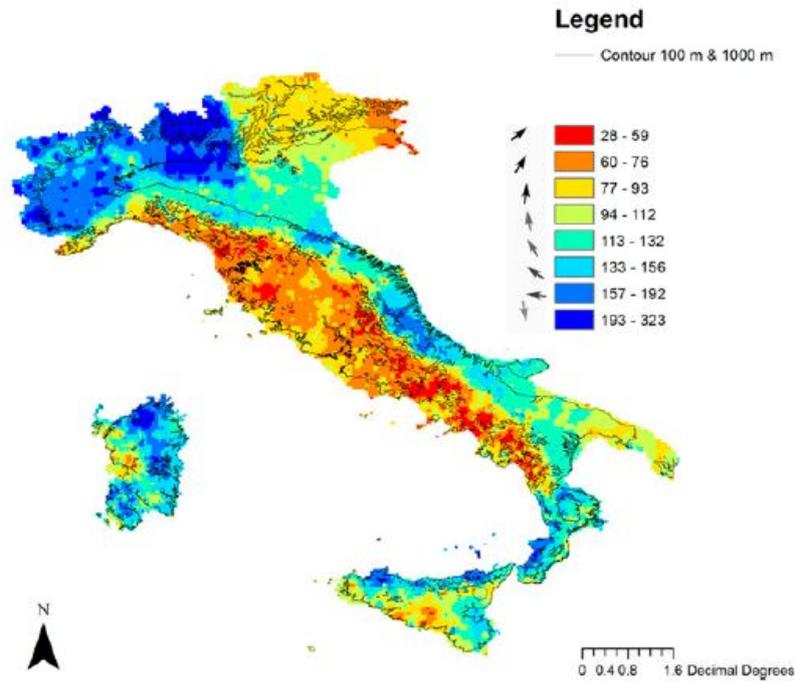


Figura 2.2: Valore modale della direzione del vettore J sul territorio italiano. Da Avanzi et al. (2015)

Confrontando la variabilità di J (Figura 2.2) con la variabilità di a_1 (Figura 2.1 a) si può notare come queste siano in buon accordo. In particolare,

si osserva che le coste occidentali della penisola italiana sono principalmente pendii sopravvento, mentre le coste orientali sono pendii prevalentemente sottovento. Pertanto, le coste occidentali presentano valori di a_1 e di quantili (in un dato tempo) maggiori di quelli attribuiti alle coste orientali.

Anche nell'articolo di Allamano et al. (2009) si indaga sulla dipendenza dei parametri a e n delle curve DDF con l'elevazione scegliendo come area di studio, l'area alpina.

Viene assunto un modello legge di potenza per legare a all'elevazione z :

$$a = a_0 \cdot z^{a_1} \quad (2.4)$$

mentre per n viene utilizzato un modello logaritmico:

$$n = n_0 + n_1 \cdot \ln(z) \quad (2.5)$$

Queste specifiche formulazioni matematiche di $a(z)$ e $n(z)$ sono state adottate per avere un modello che rappresenta la relazione $h_d(z)$ come una legge di potenza.

La regione di studio è larga 7,5 gradi di longitudine, per questo motivo si può supporre che a_0 , a_1 , n_0 e n_1 nelle equazioni (2.4) e (2.5) sono anche funzioni della longitudine x . I modelli per $a_0(x)$, $a_1(x)$, $n_0(x)$ e $n_1(x)$ sono progettati per mantenere la linearità.

Il modello proposto dagli autori non tiene conto delle variazioni, sia per a che per n , della latitudine per due motivi. Il primo è che il range di latitudine coperta dalla regione di studio è minore del campo longitudine. L'altro motivo è dovuto alla geomorfologia delle Alpi italiane, dove la latitudine è significativamente correlata alla elevazione.

I coefficienti sono stimati mediante regressione lineare. Per entrambe le formulazioni univariate (2.4 e (2.5), si ha una significativa dipendenza di a e n con l'elevazione (Figura 2.3). In particolare, si osserva che il coefficiente a diminuisce con elevazione mentre n aumenta. Le curve corrispondenti al modello di $h_d(z)$ mostrano che la profondità di precipitazione diminuisce significativamente con l'elevazione per durate molto brevi (ad esempio 1-3 h), mentre la pendenza negativa delle curve di regressione profondità elevazione diminuisce quando si studiano eventi di durata più lunga.

Analizzando i coefficienti di regressione con i corrispettivi p-values si osserva

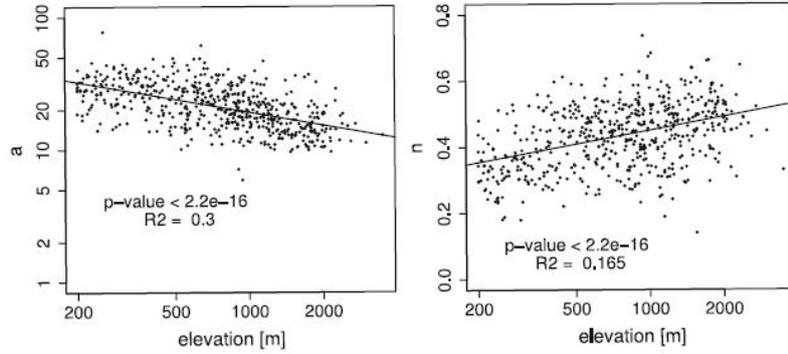


Figura 2.3: Dipendenza dei parametri a e n delle curve DDF con l'elevazione. Da Allamano et al. (2009)

che la relazione $a(z)$ non varia in modo significativo da ovest a est, ovvero con la longitudine, mentre la dipendenza di n dall'elevazione varia anche con la longitudine (Figura 2.4).

Nella seconda parte del lavoro viene proposto un modello lineare semplice che può rappresentare la variazione dei coefficienti a e n della curva DDF con elevazione, in cui longitudine è introdotta come variabile esplicativa ausiliaria.

2.3 Modello di amplificazione regionale

Il modello regionale è il prodotto tra un processo spaziale casuale stazionario base e un fattore di amplificazione, i cui valori sono legati alle caratteristiche topografiche degli oggetti orografici. Questo approccio rappresenta un passo avanti verso il miglioramento della capacità predittiva dei modelli regionali di precipitazioni estreme all'interno di aree orograficamente complesse.

Pelosi and Furcolo (2015) prendono in considerazione la Campania, che è una regione a topografia complessa. Nella regione di interesse sono presenti 245 pluviometri. Tramite una procedura statistica vengono individuati degli errori "anomali" in alcuni pluviometri. In particolare, il fatto che l'asimmetria non aumenta per il sottoinsieme "anomalo" suggerisce che la media non è influenzata dalla presenza di alcuni eventi molto intensi nella serie, ma c'è un'amplificazione più generale degli eventi che producono il massimo annuo.

In una regione climaticamente omogenea come quella analizzata, l'orografia può essere identificata come la caratteristica principale che può causare questa

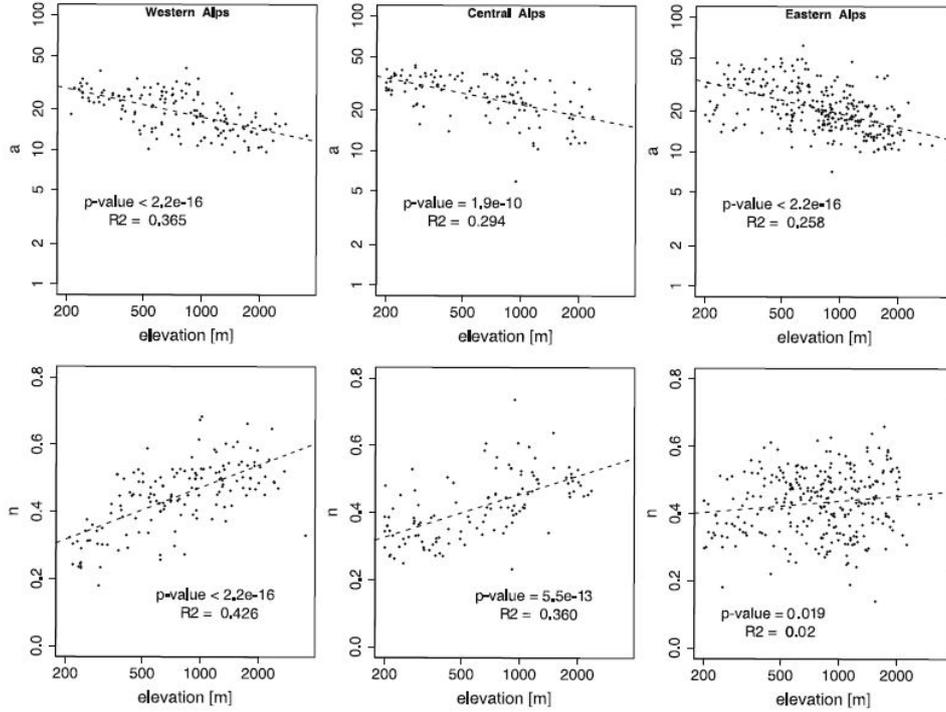


Figura 2.4: Dipendenza dei parametri a e n delle curve DDF con l'elevazione in tre sub-regioni: alpi occidentali, alpi centrali e alpi orientali. Da Allamano et al. (2009)

amplificazione degli eventi che producono i massimi annuali. Ciò è confermato da una prima osservazione dei risultati confrontando i pluviometri anomali collocati nell'area di studio con la posizione delle zone orografiche. I risultati del confronto sono interessanti, infatti, i siti anomali si trovano molto vicino alle barriere orografiche: circa il 70% dei pluviometri “anomali” sono collocati in zone orografiche. Sulla base di questo gli autori propongono un modello preliminare. Suppongono che la media dei valori massimi annuali di precipitazioni giornaliere, $Y(x)$, può essere espressa come il prodotto di un processo debolmente stazionario base, $Y'(x)$, e di un fattore di amplificazione, AF , che si presenta solo nelle zone orografiche:

$$Y(x) = AF \cdot Y'(x) \quad (2.6)$$

poi, prendendo il logaritmo:

$$Z(x) = Z'(x) + \ln(af) \quad (2.7)$$

Dove $Z'(x)$ può essere calcolata utilizzando classiche tecniche di interpolazione spaziale lineari, come KUD dalle misurazioni delle precipitazioni nelle valli e nelle pianure, mentre il fattore di amplificazione, AF , corregge le stime lineari dove è necessario, cioè, nelle aree orografiche ed è calcolato in accordo con un modello di amplificazione.

Gli autori propongono un modello che mette in relazione i valori di alcune caratteristiche globali delle barriere orografiche. Sono stati presi in considerazione cinque indici topografici che sono rappresentativi del processo di interazione orografica e l'amplificazione di precipitazioni estreme:

- i. Pendenza media, indicata come Sl (%), che è strettamente correlata alla velocità di salita delle masse di aria fredda in prossimità dell'oggetto orografico.
- ii. Elevazione media, z_{mean} (m.s.l.), rappresentativo della forza, che porta fino masse sopra gli ostacoli orografico.
- iii. Quota massima, z_{max} (m.s.l.), che potrebbe indicare l'intensità della forza, che conduce masse sopra gli ostacoli orografico.
- iv. Prominenza, P (m), definito come la differenza tra la massima elevazione all'interno della forma, z_{max} , e l'altezza media della sua linea perimetrale. Potrebbe esprimere la presenza di ostacoli orografici rispetto alla zona.
- v. Esposizione, $\cos\phi$, definita come il coseno dell'angolo tra la direzione dominante delle masse di aria fredda e la direzione principale di inerzia di ogni oggetto orografiche, relativo al minimo momento di inerzia.

Nel modello, il fattore di amplificazione si considera solo nelle zone orografiche, in modo che al di fuori delle zone orografiche il suo valore è pari all'unità. All'interno delle zone orografiche, il logaritmo di AF può essere calcolato come la differenza tra il valore osservato $Z(xi)$ e il valore $Z'(xi)$ stimato dal KUD utilizzando solo le misurazioni delle precipitazioni nelle valli e in pianura.

In questo modo è stato valutato $\ln(AF)$ in ciascuno dei 47 pluviometri, collocati in zone orografiche e, quindi, è stato assegnato a ciascun oggetto orografico un valore rappresentativo di $\ln(AF)$, valutato attraverso la media aritmetica dei valori di $\ln(AF)$ correlate ai pluviometri all'interno dell'oggetto.

Per la stima di $\ln(AF)$ vengono utilizzati modelli di regressione a 2 e a 3 variabili, dove le variabili esplicative non dovrebbero essere altamente correlate. L'esposizione è una variabile esplicativa cruciale, seguita dalla pendenza. E' stato scelto il modello a tre variabili M31 perché, nonostante la povertà statistica, include una variabile fisicamente significativa.

$$\ln(AF) = 0.0796 - 0.0221 \cdot \cos\phi + 0.543 \cdot Sl + 2.532 \cdot 10^{-5} \cdot P \quad (2.8)$$

Gli autori vanno a confrontare $\ln(AF)_{obs}$ e i risultati del modello M31 (Figura 2.5), Il perfetto accordo verrebbe ottenuto in corrispondenza della linea continua rossa, con pendenza di 45°. I punti rappresentano le quattordici forme orografiche dell'area di studio. L'allineamento dei punti del grafico mostra una notevole dispersione residua, il che suggerisce che il modello amplificazione può essere ulteriormente migliorato.

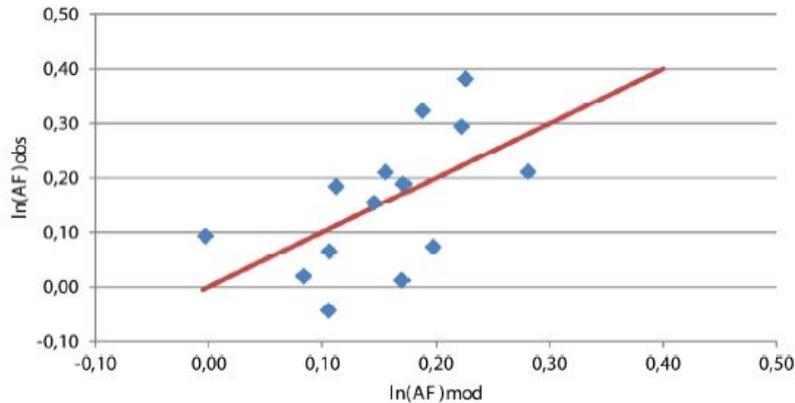


Figura 2.5: Confronto tra $\ln(AF)$ osservato e stimato. Da Pelosi and Furcolo (2015)

In questo studio, è stato usato un modello relativamente semplice a causa della scarsa densità della rete pluviometrica nelle aree orografiche: Questa è una conseguenza dell'inaccessibilità storica di questi luoghi a causa della morfologia, della vegetazione e della mancanza di infrastrutture. Tuttavia, il modello mostra risultati interessanti se si vanno a considerare la media stimata, la varianza stimata e MSE.

I miglioramenti in tutte le metriche sono incoraggianti, soprattutto nelle zone orografiche, dove si ha una riduzione del MSE di rete quasi pari al

65% rispetto al modello regionale corrente per la media annua dei massimi di precipitazioni giornaliere (VAPI).

In un articolo successivo, Pelosi et al. (2016) analizzano i massimi annui di dati giornalieri delle piogge nella medesima regione, la Campania, una regione orograficamente complessa. Introducono una procedura statistica per identificare gli outlier spaziali in una statistica a basso ordine (ovvero la media). Le posizioni di questi outlier vengono quindi confrontate con un modello di oggetti orografici che sono stati identificati attraverso l'applicazione di una procedura geomorfologica automatica. I risultati mostrano un collegamento diretto e chiaro tra un determinato insieme di oggetti orografici e un aumento locale della variabilità spaziale delle piogge estreme. Questa analisi ha permesso di identificare oggettivamente le aree in cui l'orografia produce una maggiore variabilità nelle piogge estreme.

2.4 Simulazioni idealizzate

Un importante contributo nello studio e identificazione del comportamento di un flusso atmosferico che interagisce con un ostacolo orografico è stato fornito dai risultati di simulazioni idealizzate. Si tratta di esperimenti modellistici in condizioni semplificate (ad esempio: geometrie semplici, flussi uniformi, due dimensioni) in modo da avere un buon controllo di pochi parametri chiave.

In Rotunno and Ferretti (2001) sono state effettuate delle simulazioni dell'evento alluvionale del 1994, utilizzando un'orografia semplificata (Figura 2.6).

Nell'articolo vengono descritti due diversi regimi di precipitazioni orografiche presentatisi durante l'evento. Nel primo regime si ha un semplice sollevamento orografico; il massimo di precipitazione è direttamente legato alle velocità verticali più alte, a loro volta strettamente associate all'intensità del flusso incidente e alla pendenza del rilievo. Nel secondo regime invece si ha un'interazione orografica più complessa che genera un pattern di convergenza responsabile di velocità verticali molto alte non correlate solo con la pendenza del rilievo. In particolare, si nota che il flusso moderato da sud incidente sulle Alpi Occidentali riesce a superare l'alta barriera montuosa e produrre pioggia sul Piemonte mentre l'aria non satura che si trova al confine orientale del flusso saturo incidente viene bloccata dalle Alpi e scorre verso Ovest sulla

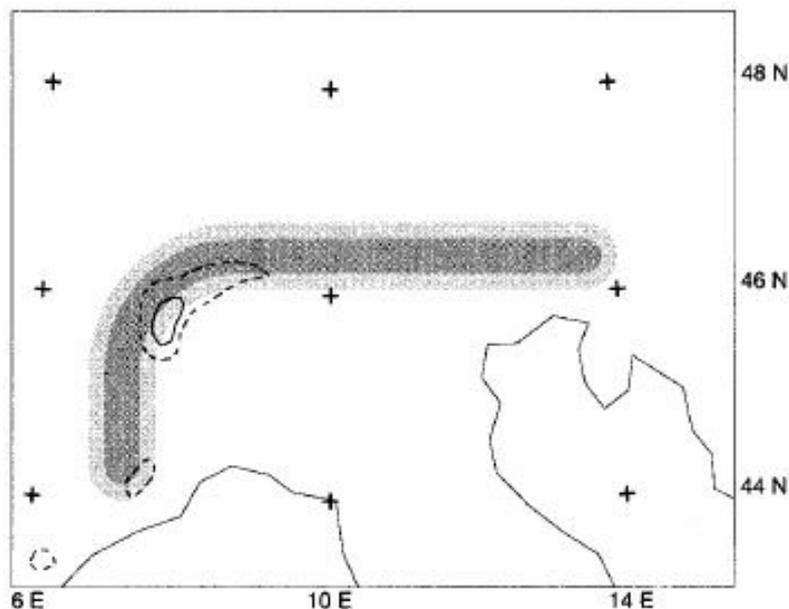


Figura 2.6: Rappresentazione semplificata delle Alpi. Da Rotunno and Ferretti (2001)

Pianura Padana producendo convergenza tra i due flussi nell'area piemontese (Figura 2.7)

Lo studio di Watson and Lane (2012) esamina come le variazioni in geometrie relativamente semplici del terreno influenzano la precipitazione orografica e la sensibilità dei modelli a piccoli cambiamenti nelle condizioni di input. Viene utilizzato un modello tridimensionale idealizzato per simulare un flusso umido che investe tre diverse forme di terreno: un crinale retto, un crinale concavo e un crinale convesso. Le simulazioni vengono condotte tramite l'Advanced Research Weather Research and Forecasting (ARW-WRF) Model. Il dominio è composto da 400 punti nelle direzioni x e y e 70 punti nella direzione z. La discretizzazione orizzontale è di 2,5 km e genera un dominio relativamente grande di 1000 km x 1000 km, necessari per evitare disturbi al flusso nei pressi del terreno. Il modello superiore limitato a 25 km, con una spaziatura verticale di griglia che è di circa 250 m all'interno della troposfera, che si estende poi fino a 800 m per strato a completare il dominio.

È stato trovato che per il crinale retto e il crinale convesso che la risposta del flusso è generalmente lineare e passa sopra gli ostacoli con una piccola deflessione laterale. Il crinale concavo, invece, presentava una decelerazione di flusso rinforzata e la rottura delle traiettorie nella cresta (Figura 2.8). La

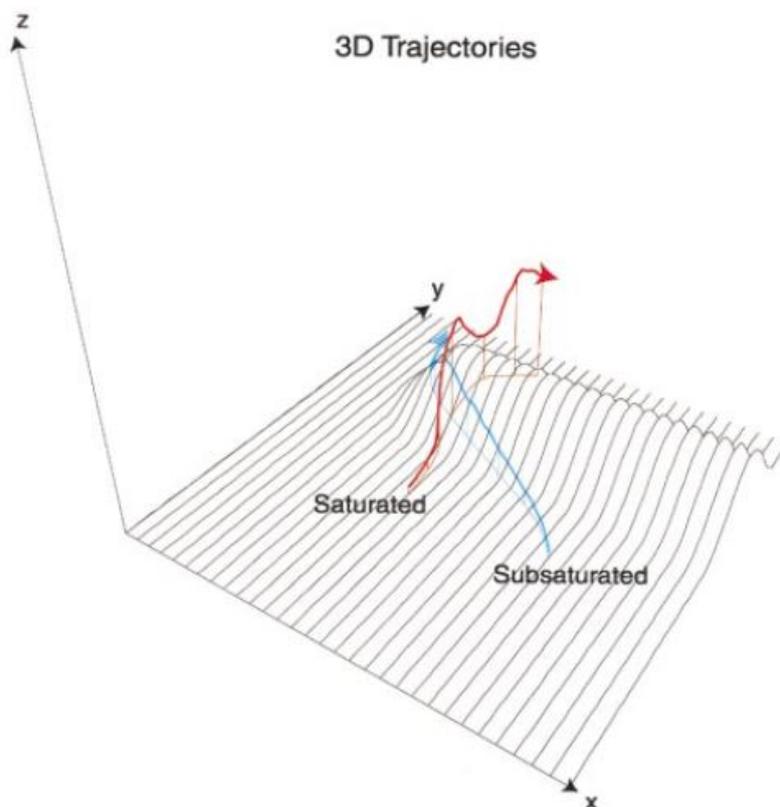


Figura 2.7: traiettorie nel caso di Alpi idealizzate con un rilievo rettilineo in direzione Est-Ovest. Si nota il flusso saturo che scorre sopra all'aria non satura deflessa dalla barriera. Da Rotunno and Ferretti (2001)

cresta concava ha anche generato sostanzialmente più precipitazioni rispetto alle altre due geometrie della cresta, attribuite ai lati sporgenti che convogliano il flusso verso il vertice.

Gli autori pensavano che le precipitazioni nel terreno a forma concava sarebbero state meno sensibili alle variazioni della direzione del vento perché il flusso in avvicinamento sarebbe dovuto essere convogliato verso il vertice. Un pò inaspettatamente invece, i crinali retti hanno mostrato la minima sensibilità alle variazioni nella direzione del vento a monte, mentre le due creste concave e convesse hanno mostrato notevole sensibilità. Questo studio ha dimostrato che i cambiamenti nella geometria del terreno hanno importanti influenze sulla risposta del flusso orografico e sulla distribuzione delle precipitazioni.

In un lavoro successivo, Watson and Lane (2014) gli autori hanno esaminato come le variazioni dell'altezza relativa e del rapporto di forma orizzon-

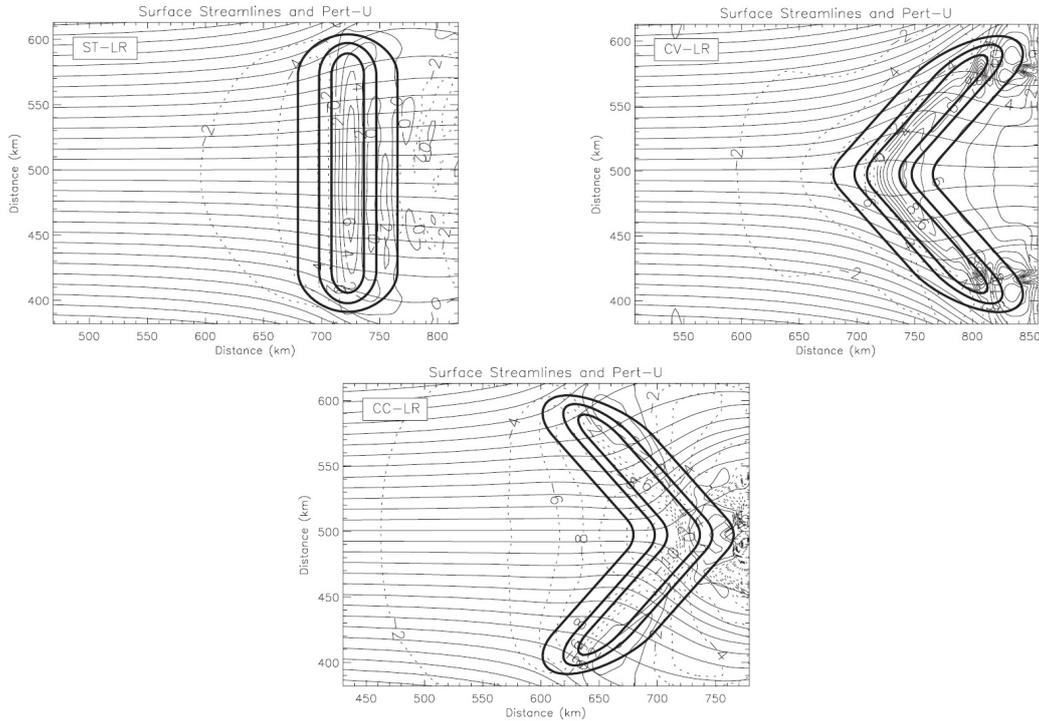


Figura 2.8: Vista planimetrica delle traiettorie (contorni continui) e perturbazione u (contorni punteggiati) per crinale retto, convesso e concavo. Da Watson and Lane (2012)

tale influenzano la risposta del flusso orografico e delle precipitazioni associate. Gli esperimenti sono stati condotti su due geometri relativamente semplici: un crinale retto e un crinale concavo. Il presente studio ha evidenziato comportamenti opposti per le due diverse geometrie.

Nel crinale concavo quando H è piccolo e la decelerazione del flusso è debole, si sviluppa una singola precipitazione nel vertice del crinale, mentre quando H aumenta e la decelerazione del flusso si rafforza, il flusso si separa attorno a questa regione di flusso decelerato e supera l'ostacolo preferenzialmente sopra le braccia del crinale piuttosto che nel vertice. Questo crea due zone distinte di precipitazione sui lati del crinale.

Nel crinale retto il miglioramento più significativo della precipitazione si è verificato quando H era piccolo e la decelerazione del flusso era debole.

Viene inoltre dimostrato che anche dimostrato l'aumento della precipitazione è insensibile al rapporto di forma orizzontale.

In Chu and Lin (2000), sono state svolte simulazioni numeriche idealizzate andando ad analizzare l'interazione di un flusso condizionatamente instabile

con un rilievo bidimensionale con semplice forma a campana. Vengono definiti tre diversi regimi di appartenenza del flusso al variare di Fr_w ¹.

Per bassi valori di Fr_w si ha un *an upstream propagating convective system (I)*. In cui le celle convettive, inizialmente generate dal rallentamento dovuto all'orografia, vengono poi continuamente rigenerate da una corrente di aria fredda più densa che si propaga upstream. Il sistema convettivo quindi si sposta dal rilievo verso la pianura, in senso contrario al flusso medio incidente, mentre non si registrano precipitazioni sul versante sottovento.

Per valori moderati di Fr_w si ricade nel *a quasi-stationary convective system (II)*. Il sistema convettivo rimane praticamente stazionario sul pendio sopravvento o nelle vicinanze della sommità del rilievo.

Per grandi valori di Fr_w , dell'ordine dell'unità, si passa nel *quasistationary and downstream propagating systems (III)*. Con due diversi tipi di sistemi convettivi, uno quasi-stazionario identico a quello descritto nel secondo regime e un altro che invece si propaga lungo il versante sottovento. invece del sistema convettivo che si propaga downstream se ne forma uno quasi stazionario, sempre sul pendio sottovento.

In un lavoro successivo, Chen and Lin (2005), vengono svolte simulazioni numeriche idealizzate utilizzando il modello Weather and Research Forecast (WRF). A differenza del lavoro precedente si analizza l'interazione di un flusso condizionatamente instabile, orizzontalmente omogeneo e uniformemente stratificato su una geometria tridimensionale, con il rilievo perpendicolare alla direzione iniziale del flusso. Anche in questo caso vengono confermati i tre regimi trovati precedentemente ma con alcune differenze. Infatti nel regime I, accanto al sistema che si propaga upstream ce n'è un altro quasi stazionario sul pendio sopravvento; nel regime III invece del sistema convettivo che si propaga downstream se ne forma uno quasi stazionario, sempre sul pendio sottovento. Ancora nel regime III, i quantitativi di pioggia sono molto elevati a causa del forte sollevamento orografico. Una differenza generale rispetto alla simulazione bidimensionale è che i picchi di precipitazione sulla sommità del rilievo vengono spostati sul pendio upstream, in maggiore accordo con le osservazioni.

In Miglietta and Rotunno (2009) Sono state eseguite simulazioni numeriche

¹ $Fr_w = U/(N_w \cdot h)$ dove h è l'altezza del rilievo, U è la velocità tipica del vento incidente e N è la frequenza di Brunt-Väisälä satura.

di flussi condizionalmente instabili incidenti perpendicolarmente ad un crinale di montagna a forma di campana di 2000 m di altezza. Le simulazioni vengono eseguite su un dominio tridimensionale e ad alta risoluzione (passo di griglia: 250 m).

La risposta del sistema alle diverse velocità del vento U è caratterizzata da tre tipologie di soluzione fundamentalmente diverse. Per piccoli valori di U (2,5 m/s), c'è abbastanza tempo per le celle convettive iniziali per produrre uno strato freddo attraverso l'evaporazione delle precipitazioni. Quindi viene generata una corrente di densità che si propaga downstream e produce nuove celle via via sempre più lontane dalla cima del rilievo, sul versante sopravvento (Figura 2.9a). Per valori maggiori di U (20 m/s) invece le particelle del flusso non hanno abbastanza tempo per raffreddarsi prima di raggiungere la sommità del rilievo e scendere sul versante sottovento; la corrente di densità quindi non può formarsi e si osservano precipitazioni convettive quasi stazionarie sul pendio sopravvento (Figura 2.9c). Per velocità del vento intermedie (10 m/s), viene generata una seconda serie di celle convettive dovuta alla convergenza tra la corrente di densità e il flusso sottovento (Figura 2.9b).

2.5 Simulazioni di casi reali

L. Trapero et al. (2013) presentano l'analisi di due eventi estremi di precipitazione, utilizzando il modello Weather Research and Forecasting (WRF). I due eventi, si sono verificati nei Pirenei Orientali e l'obiettivo dello studio è capire come l'orografia influenza i processi di precipitazione. Confrontando i risultati con il movimento verticale ambientale indotto, si è scoperto che la precipitazione sui Pirenei Orientali è stata causata principalmente da effetti orografici.

Nell'articolo di Picard and Mass (2017) si indaga sulla sensibilità delle precipitazioni orografiche rispetto alla direzione del flusso. Gli autori utilizzano un modello fisico completo con un terreno realistico tridimensionale. Nello studio si dimostra come le quantità di precipitazione possono variare sostanzialmente con piccoli cambiamenti del flusso in entrata.

Nel lavoro di Dutta (2007) viene presentato un modello dinamico tridimensionale (3-D) mesoscala per la diagnosi di piogge orografiche, con particolare riferimento al Western Ghats (WG) in India. Il modello è composto da due

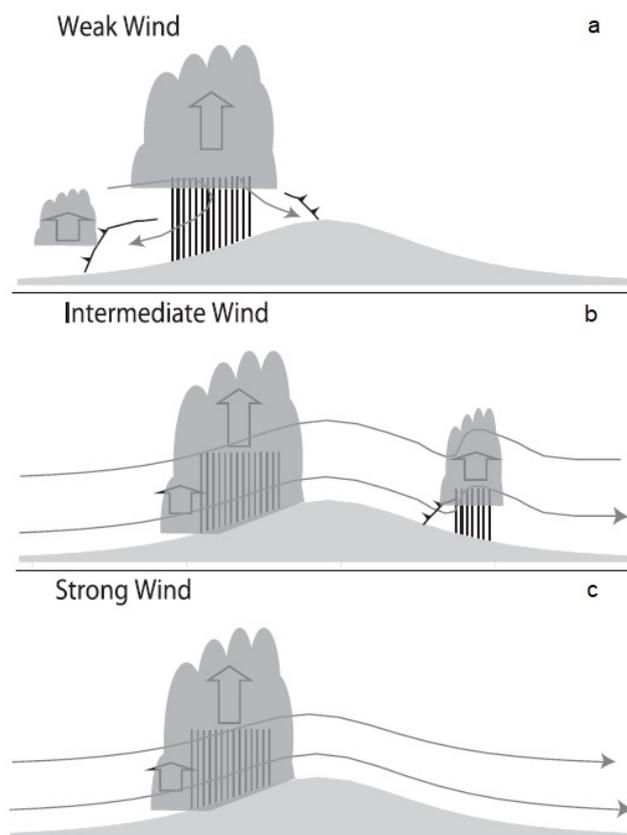


Figura 2.9: Influenza della velocità del vento sulla soluzione. Da Miglietta and Rotunno (2009)

parti: una parte dinamica e una parte termodinamica. Nella parte dinamica, viene calcolata la velocità verticale indotta da una barriera orografica ellittica usando la tecnica di perturbazione. Nella parte termodinamica l'intensità di pioggia viene calcolata partendo dalle velocità verticali ricavate. L'intensità di pioggia calcolata viene confrontata con l'intensità di pioggia osservata.

Il modello mostra che nella maggior parte dei casi l'intensità di pioggia calcolata è massima poco prima del picco della barriera. Nei casi analizzati l'intensità di pioggia calcolata differisce al massimo del 10% rispetto all'intensità di pioggia osservata.

Sono giusti a risultati simili Kunz and Kottmeier. Nel primo lavoro, Kunz and Kottmeier (2006a), viene presentato un modello basato sulla teoria lineare del flusso idrostatico e viene testata la sensitività di tale modello. Nel lavoro seguente, Kunz and Kottmeier (2006b), vengono svolte delle simulazioni facendo riferimento a eventi estremi che si sono abbattuti sulla Germania

sud-occidentale.

L. Trapero et al. (2013) presentano l'analisi di due eventi estremi di precipitazione, utilizzando il modello Weather Research and Forecasting (WRF). I due eventi, si sono verificati nei Pirenei Orientali e l'obiettivo dello studio è capire come l'orografia influenza i processi di precipitazione. Confrontando i risultati con il movimento verticale ambientale indotto, si è scoperto che la precipitazione sui Pirenei Orientali è stata causata principalmente da effetti orografici.

L'obiettivo dell'articolo di Foresti and Pozdnoukhov (2012) è quello di stabilire una metodologia per studiare l'incremento delle precipitazioni dovuto all'orografia, utilizzando immagini radar e digital elevation models (DEM). La metodologia proposta per raggiungere questo scopo consiste nelle seguenti fasi:

1. individuare una serie di descrittori topografici x_{DEM} dal DEM che possono riguardare l'elevazione orografica come la pendenza del terreno e gli indicatori di convessità;
2. stimare il campo di movimento vettoriale $\mathbf{U}(x_{geo}, t_i) = \mathbf{u}(x_{geo}, t_i) = u(x_{geo}, t_i), v(x_{geo}, t_i)$ da ogni coppia di immagini radar successive per ogni posizione geografica x_{geo} (definita da X spaziali, coordinate Y) e passo di tempo t_i ;
3. arricchire il set di descrittori DEM con caratteristiche direzionali $x_{optical}$ che descrivono l'esposizione di pendenza al vento utilizzando la direzione del flusso stimato;
4. estrarre le posizioni $x_{geo} = (X, Y)$ delle celle di precipitazione dalle immagini radar filtrate. Le celle di precipitazione sono definite come punti massimi del campo di precipitazione filtrata;
5. applicare un algoritmo di clustering sul set di dati per caratterizzare le tipiche condizioni di flusso di grandi dimensioni che generano le cellule di precipitazione;
6. estrarre quei cluster che potenzialmente presentano influenza orografica. Questa fase comprende l'interazione di esperti del problema;

7. analizzare la ripetibilità delle celle di precipitazione all'interno dei cluster selezionati. Le posizioni con effetti di precipitazione persistenti e ripetitivi indicano un'influenza più forte dei meccanismi di attivazione orografiche e di aumento.

I risultati di questo lavoro dimostrano che l'incremento delle piogge dovuto all'orografia, che porta a celle stazionarie si verifica su scale di pochi chilometri.

I recenti progressi della scienza computazionale combinati con i modelli atmosferici all'avanguardia permettono di effettuare simulazioni atmosferiche con griglia molto sottile, un elemento ritenuto importante per catturare l'iniziazione e l'evoluzione delle tempeste di allarme inondazioni. Bartsotas et al. (2017) nel loro studio osservano come l'uso di una griglia più sottile è vantaggioso nella maggior parte dei casi, tuttavia esistono eventi in cui il miglioramento è marginale. Ciò sottolinea perché l'utilizzo di modelli con griglie più fini è un passo nella giusta direzione, ma non l'unica componente che permette un'efficace previsione dell'inondazione.

Nel corso del capitolo sono stati presentati numerosi lavori riguardanti le precipitazioni orografiche. In alcuni di questi si affronta il fenomeno dal punto di vista idrologico, andando a vedere come l'orografia influenza i parametri delle curve DDF. In altri si ricorre a simulazioni idealizzate per cercare di affrontare il problema concentrandosi su pochi parametri. In altri ancora si parte da eventi reali e si pone l'attenzione sui fenomeni che portano a questi eventi. L'obiettivo della tesi è quello di studiare l'interazione di un flusso atmosferico che interagisce su superfici ad orografia complessa. Questo obiettivo vuole essere raggiunto utilizzando la teoria dei flussi incompribili e irrotazionali, così da semplificare il problema da un punto di vista fluidodinamico. In particolare si andrà ad analizzare la correlazione tra i picchi di velocità verticale e i massimi di pioggia.

Capitolo 3

Flussi incomprimibili e irrotazionali

In questo capitolo verranno presentate le equazioni costitutive di un modello descrittivo della dinamica dei fluidi, il sistema di equazioni di Navier-Stokes, dal quale, con l'assunzione di ulteriori ipotesi restrittive, sarà possibile derivare un'altro modello semplificato, dato dal sistema di equazioni di Laplace e di Bernoulli.

Le leggi che governano il problema fluidodinamico sono le equazioni di Navier-Stokes. Il sistema di equazioni di Navier-Stokes esprimono il bilancio della massa e della quantità di moto:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{V}) = 0 \quad (3.1a)$$

$$\rho(\vec{R} - \vec{A}) = \nabla p - \mu \nabla^2 \vec{V} + \nabla[\nabla \cdot \vec{V}] \quad (3.1b)$$

L'equazione della conservazione della massa (3.1a) è anche conosciuta come equazione di continuità, ρ rappresenta la densità del fluido mentre V è il vettore velocità.

Nell'equazione di bilancio della quantità di moto (3.1b) R rappresenta il vettore delle forze A il vettore accelerazione ($A = \frac{D\vec{V}}{Dt}$) e p la pressione.

Le ipotesi di flusso incomprimibile e irrotazionale rappresentano una grossa semplificazione per il pacchetto di equazioni di Navier-Stokes: l'ipotesi di densità costante riduce il numero di incognite e di conseguenza anche il numero di equazioni necessarie mentre l'ipotesi di irrotazionalità consente di trascurare

tutti gli effetti e le complicazioni legate alla viscosità dei fluidi. Si perviene così a un sistema costituito da due sole equazioni e per di più disaccoppiate: un'equazione per la risoluzione del campo di velocità e un'equazione per il successivo calcolo del campo di pressione.

3.1 Equazione di Laplace

Facendo l'ipotesi di campo di velocità irrotazionale ($\nabla \times \vec{V} = 0$), si può esprimere lo stesso campo di velocità attraverso un potenziale scalare:

$$\vec{V} = \nabla\phi \tag{3.2}$$

L'equazione di continuità (3.1a) in caso di densità costante si semplifica:

$$\nabla \cdot \vec{V} = 0 \tag{3.3}$$

Combinando insieme le equazioni (3.2) e (3.3) si ottiene:

$$\nabla^2\phi = 0 \tag{3.4}$$

In cui ∇^2 è l'operatore laplaciano:

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \tag{3.5}$$

La (3.5) è l'equazione di Laplace, un'equazione lineare del secondo ordine alle derivate parziali, le cui soluzioni sono dette funzioni armoniche.

Per un sistema cartesiano l'equazione di Laplace (3.5) si presenta come segue:

$$\nabla^2\phi(x, y, z) = \frac{\partial^2\phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2\phi}{\partial z^2} \tag{3.6}$$

3.2 Equazione di Bernoulli

L'equazione di Laplace consente di determinare il campo di velocità ma la soluzione completa di un problema fluidodinamico incomprimibile e irrotazionale prevede anche la conoscenza del relativo campo di pressione, che dovrà quindi essere ricavato una volta noto il campo di velocità.

L'ipotesi di incomprimibilità e di campo di moto irrotazionale, insieme ad alcune proprietà matematiche dell'operatore nabla, permette di riscrivere l'equazione (3.1b) come segue:

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla \phi + \nabla \frac{V^2}{2} = -\frac{\nabla p}{\rho} - \nabla \xi \quad (3.7)$$

dove ξ è un potenziale scalare funzione dello spazio.

Riordinando l'equazione (3.7) si ha:

$$\nabla \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{V^2}{2} + \frac{p}{\rho} + \xi \right) = 0 \quad (3.8)$$

Nell'equazione (3.8) si può notare il quadrinomio di Bernoulli con il suo gradiente nullo, mostrando come le ipotesi di incomprimibilità e irrotazionalità, oltre all'ipotesi di fluido newtoniano e di forze di massa conservative, consentano di sfruttare, in tutto il campo di moto, la seguente equazione di Bernoulli:

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{V^2}{2} + \frac{p}{\rho} + \xi \right) = cost \quad (3.9)$$

La relazione (3.9) consente la risoluzione del campo di pressione, una volta noti i campi del potenziale e della velocità (che comunque dipende dal potenziale), che vanno calcolati separatamente con l'equazione di Laplace.

Nell'ipotesi di trascurabilità degli effetti legati alle forze di massa la precedente relazione (3.9) si semplifica:

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{V^2}{2} + \frac{p}{\rho} \right) = cost \quad (3.10)$$

Capitolo 4

Scelta del Software di Calcolo

Nel precedente capitolo sono stati descritti i modelli matematici alla base dello studio del moto e sono state ricavate le equazioni differenziali alle derivate parziali che governano il fenomeno. In questo capitolo si cerca il modello numerico che consenta di trovare una soluzione per le suddette equazioni e che meglio si adatta al problema.

4.1 Fluidodinamica Computazione (CFD)

La CFD (Computational Fluid Dynamics) è un metodo che permette di modellizzare e simulare tramite un calcolatore numerosi sistemi che coinvolgono un flusso di un generico fluido. Nella pratica, questo strumento di simulazione virtuale, è in grado di fornire risposte coerenti con la realtà, in tempi e costi decisamente ridotti rispetto a quanto necessario per realizzare la sperimentazione fisica. Questo è uno dei principali punti di forza della CFD, che ne ha permesso un'ampia diffusione. I campi di applicazione sono vasti e spaziano dall'aerodinamica alla modellistica ambientale fino al campo biologico ed astronomico.

Attraverso la fluidodinamica computazionale è possibile risolvere le equazioni di Navier Stokes, che esprimono in forma matematica la meccanica del fluido attraverso le sue variabili principali: pressione, temperatura, densità, velocità, viscosità. La risoluzione di queste equazioni per via analitica è limitata a soli pochi casi, che presuppongono il flusso laminare. Per geometrie non banali e per moti turbolenti è assai frequente adottare un approccio per via numerica, in quanto le equazioni di governo sono non lineari.

È bene specificare che le equazioni di Navier-Stokes si riferiscono a un modello continuo nel tempo e nello spazio, che non può essere riprodotto attraverso l'uso di un calcolatore, perciò si ricorre alla discretizzazione del dominio, sia spaziale che temporale. Lo spazio viene suddiviso tramite una griglia di calcolo (mesh), attraverso la quale si definisce dove le incognite devono essere calcolate. Dopo che si è valutata la migliore mesh da adottare per lo studio del problema, il passo successivo sarà quello di discretizzare le equazioni.

Esistono numerosi codici di calcolo CFD che risolvono le equazioni di bilancio dei moti fluidi ma tutti seguono la stessa sequenza di analisi del problema:

- pre-processing: fase nella quale si definisce il dominio computazionale e si genera la griglia, si selezionano i fenomeni fisico-chimici da modellare, si fornisce una descrizione delle proprietà dei fluidi e si specificano le condizioni al contorno delle regioni limite.
- solving: fase dedicata alla discretizzazione spazio-temporale del problema, alla soluzione delle equazioni di Navier-Stokes e di tutte le equazioni dei fenomeni associati. Queste operazioni vengono svolte da un solutore appropriato, che opererà seguendo le condizioni iniziali e le impostazioni numeriche definite durante la fase di pre-processing.
- post-processing: in quest'ultima fase si analizzano tutti i risultati della simulazione. Si ha disponibile la valutazione numerica dei valori dei residui della soluzione, delle forze, del campo di velocità, temperature, specificati nella fase iniziale di pre-process ed anche la visualizzazione grafica che può essere utile in taluni casi. Questa fase finale di post-processamento è fondamentale dal punto di vista di verifica, infatti dai risultati ottenuti è possibile esaminare quanto i risultati trovati si discostino dalle soluzioni finali condotte con altri codici o con altri metodi.

4.1.1 Apame 3D panel code

Apame è un programma libero, sviluppato dall'università di Zagabria che sfrutta il 3D panel method per il calcolo delle forze aerodinamiche e dei momenti che agiscono su un aereo in volo. Questo metodo è un metodo numerico relati-

vamente vecchio, consente di risolvere il flusso potenziale sfruttando le identità di Green.

Il software non è particolarmente indicato a gestire la fase di pre-processing, ovvero quella che riguarda la costruzione della geometria e preparazione della mesh, che è conveniente fare in un apposito software esterno. La mesh poi può essere agevolmente importata nel programma.

Uno svantaggio di questo codice è rappresentato dal fatto che il metodo a pannelli discretizza solo la superficie del corpo e di conseguenza il flusso a potenziale viene risolto solo sulla superficie del corpo.

4.1.2 Windsim

WindSim è un software commerciale ideato dalla fondazione VECTOR AS per ottimizzare il posizionamento delle turbine eoliche, in modo da poter massimizzare la produzione di energia eolica.

L'equazione di Navier-Stokes viene risolta mediante la tecnica RANS (Reynolds Averaged Navier-Stokes) che si basa sull'assunzione che si possa vedere il moto turbolento come formato da un moto medio e da una sua fluttuazione nel tempo. Per la chiusura del problema viene utilizzato il modello $k-\varepsilon$. Le equazioni RANS sono discretizzate in un dominio computazionale e integrate con una procedura a volumi finiti.

Il risolutore è composto da sei moduli, da compilare rigorosamente in sequenza:

- Terrain: Nel modulo Terrain viene caricato il file DEM (Digital Elevation Model) dell'area da analizzare in modo da avere tutte le informazioni orografiche del terreno.
- Windfield: In questo modulo vengono definiti i parametri relativi al metodo numerico utilizzato. Il programma affronta il problema eseguendo più simulazioni fluidodinamiche, una per ogni direzione, o settore, con cui è stata definita la rosa dei venti.
- Objects: Questo modulo permette di inserire nell'area selezionata gli aerogeneratori per la progettazione di un parco eolico. È posizionare degli aerogeneratori in qualsiasi punto della mappa e, inserendone la curva caratteristica, calcolarne le prestazioni.

- **Result:** Questo modulo permette di visualizzare su delle apposite mappe le grandezze fisiche, precedentemente calcolate ma non visualizzate nel modulo Windfield. Il tutto può essere fatto anche se nel modulo Object non si inserisce nessun elemento.
- **Wind Resources:** In questo modulo il programma utilizza i dati sperimentali inseriti nel modulo OBJECTS per creare una nuova mappa di ventosità. Questa è ottenuta combinando le soluzioni fluidodinamiche relative ai vari settori mediante i dati sperimentali relativi ad ogni stazione.
- **Energy:** Tramite quest'ultimo modulo è possibile calcolare l'energia annua prodotta dalla singola turbina eolica e dal campo eolico una volta collocato nell'area di interesse.

4.2 Numerical Weather Prediction (NWP)

La Numerical Weather Prediction (NWP) si propone, sfruttando opportuni modelli matematici dell'atmosfera, di prevedere lo stato futuro dell'atmosfera una volta noti i campi al tempo iniziale (analisi) attraverso la soluzione numerica delle equazioni che descrivono i processi fisici e dinamici dell'atmosfera. Possiamo distinguere fra modelli globali, il cui dominio comprende tutto il globo, e modelli ad area limitata (LAM - Limited Area Model), che integrano le equazioni su una regione ristretta, e che quindi necessitano anche di condizioni al contorno sulla cornice del dominio nel corso dell'integrazione. Le variabili del modello (ad esempio velocità del vento, pressione, temperatura, umidità) sono di solito rappresentate su una griglia di punti e su un numero finito di livelli in verticale. La distanza dei punti di griglia definisce la risoluzione del modello: a maggiore risoluzione (piccolo passo di griglia) corrisponde una migliore capacità del modello di descrivere moti e processi fisici in atmosfera, ma anche un costo computazionale (tempo di calcolo) superiore. Si cerca sempre un compromesso tra risoluzione, dimensione del dominio e risorse di calcolo.

4.2.1 MM5

Il modello a mesoscala PSU/NCAR è un modello ad area limitata (LAM), non idrostatico, progettato per simulare o prevedere la circolazione atmosferica a

scala regionale. È stato sviluppato dalla Penn State e NCAR e viene continuamente migliorato dai contributi degli utenti di diverse università e laboratori governativi.

Il modello a mesoscala di quinta generazione, MM5, è la versione più recente della serie di modelli prodotti dall'NCAR (National Center of Atmospheric Research)/ PSU (Penn State University) a partire dai primi anni '70. Esso ricostruisce, a partire da una situazione iniziale fornita su di un dominio sinottico, l'evoluzione nel tempo dei campi meteorologici (vento, temperatura, umidità relativa) attraverso l'integrazione di un sistema di equazioni differenziali dipendenti dal tempo.

Nell'arco della sua evoluzione, in seguito all'ampio uso in differenti applicazioni, sono state apportate numerose modifiche al modello, aumentandone notevolmente le potenzialità. Fra le più importanti troviamo:

- capacità di utilizzo di un sistema di griglie annidate, cioè una tecnica di nesting delle griglie di calcolo in modo che la griglia più esterna fornisca a quella più interna, in essa innestata, le condizioni iniziali ed al contorno favorendo quindi la corretta riproduzione della meteorologia locale;
- possibilità di funzionamento in modo non-idrostatico, con la possibilità cioè di utilizzare il modello su scale anche dell'ordine di pochi chilometri;
- capacità di assimilazione di dati osservati mediante operazioni di nesting (Four Dimensional Data Assimilation).

Il sistema di griglie che utilizza il modello MM5 è di tipo terrain-following nella sua coordinata verticale. Ciò significa, che i vari livelli di cui è composta ciascuna griglia, partendo da un livello più basso seguono perfettamente la morfologia del terreno fino ad appiattirsi, in maniera orizzontale, una volta giunti al top del dominio considerato.

Il sistema numerico adotta schemi alle differenze finite nello spazio e nel tempo ed impiega metodi numerici di soluzione sia impliciti che espliciti. Fornisce risultati in punti spaziali equidistanti secondo un passo al suolo predisposto dall'utente; lo studio consente di conoscere i valori delle grandezze calcolate anche a molteplici quote altimetriche dal suolo, preimpostate a monte della simulazione (sigma levels). L'affidabilità del software è ben nota in campo scientifico, ma l'attendibilità del risultato è strettamente correlata alla scelta

del database di partenza, alla risoluzione con la quale si vuole descrivere il fenomeno, alla scelta dei modelli fisici ed alla capacità di calcolo della macchina, la cui qualità incide direttamente sia sulle scelte computazionali sia sul tempo di calcolo.

Il modello è supportato da diversi programmi ausiliari, che vengono definiti collettivamente come *modelingsystem* MM5.

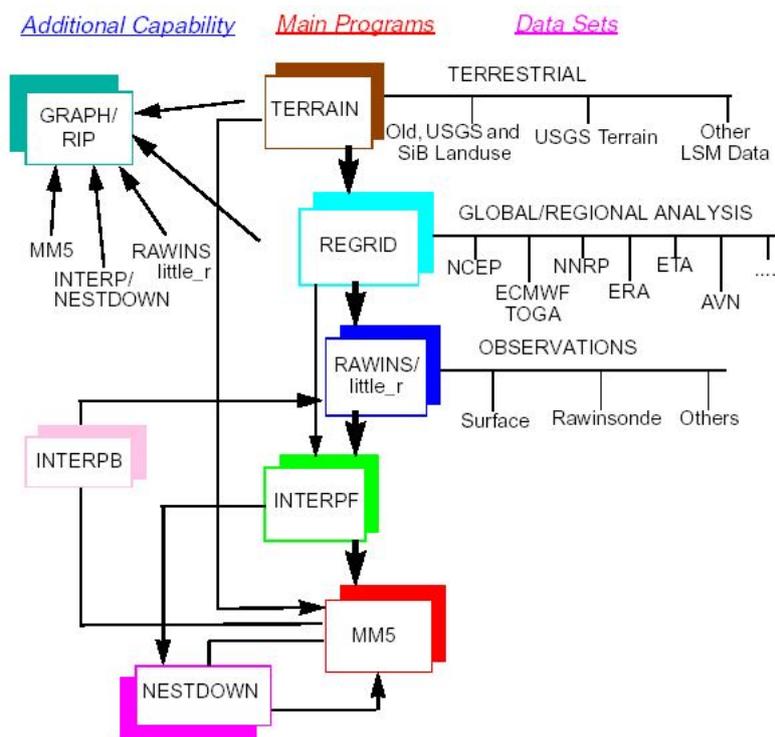


Figura 4.1: MM5 Modeling System Flow Chart

Si parte dai dati di orografia che devono essere interpolati sulla griglia di calcolo dal modulo “TERRAIN” e successivamente si passa al modulo “REGRID” . Questo ha il compito di interpolare i dati meteorologici sulla griglia orizzontale con le correzioni di mappa precedentemente eseguite dal modulo TERRAIN. Dopo aver eseguito le interpolazioni orizzontali dell’orografia e dei dati meteo si passa al modulo “INTERPF” il quale esegue l’interpolazione verticale dei dati meteorologici sui livelli verticali richiesti in fase di discretizzazione del dominio. Inoltre, INTERPF sfrutta i dati messi a disposizione dai moduli eseguiti in precedenza per la definizione delle condizioni iniziali e al contorno necessarie per la simulazione. Eseguita la fase di pre processamento, si può passare all’esecuzione vera e propria della simulazione, ossia al lancio del

modulo MM5 . Di mano in mano che la simulazione procede verranno create tante serie di file di output quanti i domini di nesting.

4.2.2 WRF

Il Weather Research and Forecasting (WRF), è un modello numerico di previsione nato, con la doppia finalità sia di ricerca che di previsione, dalla collaborazione tra il National Center for Atmospheric Research (NCAR), la Mesoscale and Microscale Meteorology (MMM) Division, il National Centre for Environmental Prediction (NCEP) del National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) ed altri enti ed università statunitensi.

Le principali componenti del sistema WRF sono rappresentate in Figura 4.2

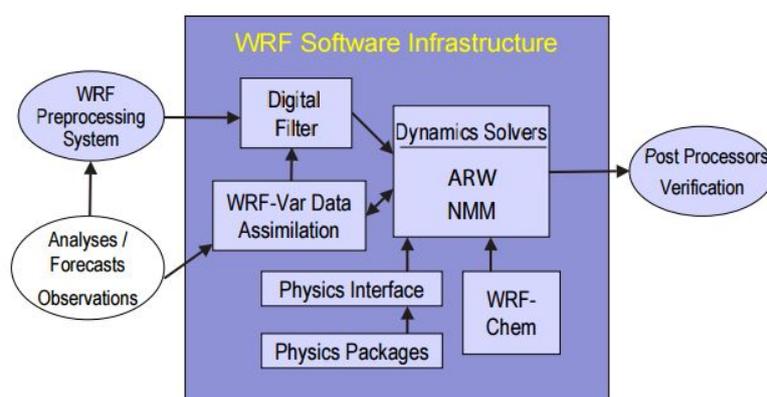


Figura 4.2: WRF system components

Il WRF Software Framework (WSF) fornisce l'infrastruttura che ospita i solver dinamici, i pacchetti di fisica che si interfacciano con i solvers e i programmi per l'inizializzazione, WRF-Var e WRF-Chem. Nella WSF sono presenti due solver dinamici: il solver Advanced Research WRF sviluppato principalmente da NCAR e il solver NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model) sviluppato da NCEP.

L'ARW risolve un sistema di equazioni Euleriane, non idrostatiche, comprimibili, che sono conservative rispetto alle variabili scalari. Le variabili prognostiche sono le componenti orizzontali u e v della velocità, la componente verticale w , la perturbazione della temperatura potenziale, la perturbazione del geopotenziale e la pressione dell'aria secca di superficie. Altre variabili prognostiche sono l'energia cinetica turbolenta, il rapporto di mescolanza del

vapor d'acqua, il rapporto di mescolanza della pioggia e della neve, il rapporto di mescolanza di nube in relazione all'acqua e al ghiaccio e le speci chimiche. Nelle equazioni si usa la coordinata verticale di tipo terrain-following al fine di ottenere un infittimento di livelli negli strati atmosferici più vicini al suolo in corrispondenza dell'orografia. 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.

4.3 MODFLOW

MODFLOW è un codice di calcolo sviluppato dallo USGS (United States Geological Survey). La prima versione nasce dalla necessità di consolidare tutte le funzionalità di simulazione comunemente usate in un unico codice, facile da comprendere, utilizzare e modificare. Questa prima versione è stata sviluppata, utilizzando il linguaggio Fortran 66, tra la primavera del 1981 e l'inverno del 1983 e veniva originariamente chiamata "USGS Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model". Diventerà noto come MODFLOW solo diversi anni dopo.

Sebbene originariamente fosse concepito solo come codice di simulazione del flusso di acque sotterranee, la struttura modulare di MODFLOW ha fornito un quadro robusto per l'integrazione e l'aggiunta di nuove funzionalità di simulazione che si basano sul miglioramento del suo scopo originale. La famiglia dei programmi correlati a MODFLOW ora include funzionalità per simulare sistemi di accoppiamento delle acque sotterranee/superficiali, il trasporto di soluti, il flusso di densità variabile (compreso l'acqua salata), la compattazione del sistema di acquifera e la siccità del suolo, la stima dei parametri e la gestione delle acque sotterranee.

Nel corso degli anni sono state effettuate modifiche per rendere il codice compatibile con Fortran 77 e sono state apportate delle migliorie per migliorare soprattutto la facilità d'uso. La versione corrente è

L'equazione che governa il movimento tridimensionale di acque sotterranee con densità costante attraverso un mezzo poroso è la seguente equazione differenziale alle derivate parziali

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (4.1)$$

dove

K_{xx}, K_{yy}, K_{zz} sono i valori della conducibilità idraulica lungo le tre direzioni principali x, y e z;

h è il carico piezometrico;

W è il flusso volumetrico per unità di volume che rappresenta le entrate e le uscite di acqua da un volume infinitesimo di controllo;

S_s è l'immagazzinamento specifico del materiale poroso;

t è il tempo.

Questa equazione, associata alle condizioni iniziali ed al contorno, descrive il flusso di falda transitorio tridimensionale in mezzi eterogenei ed anisotropi lungo le direzioni principali.

Nei modelli di flusso delle acque sotterranee si possono assegnare tre diversi tipi di condizioni al contorno:

- Condizione del 1° Tipo (o condizione di Dirichlet)

Viene assegnato il carico idraulico (h) ed è costante nel tempo.

$$h(x, y, z, t) = cost \quad (4.2)$$

- Condizione del 2° Tipo (o condizione di Neumann)

Viene assegnato un flusso costante nel tempo perpendicolare ad una determinata superficie

$$\frac{dh(x, y, z, t)}{dn} = cost \quad (4.3)$$

- Condizione del 3° Tipo (o condizione di Cauchy)

E' una condizione di tipo misto, in cui il flusso attraverso il limite è calcolato in dipendenza di un carico idraulico definito al limite stesso. Tale condizione mette in relazione il carico nella cella (h) con il flusso che attraversa la cella stessa (dh/dn).

$$\frac{dh(x, y, z, t)}{dn} + c \cdot h = cost \quad (4.4)$$

con $c = \text{costante}$

Nel presente lavoro di tesi vengono utilizzate la condizione "*specified flux*" (condizione del 2° tipo) e la condizione "*general head*" (condizione del 3° tipo).

Si può notare che in un modello a regime stazionario (steady state) non avviene nessun cambiamento di direzione o modulo del flusso nel tempo e la distribuzione dei carichi dipenderà esclusivamente dalla permeabilità (K). Pertanto, se $W=0$, l'equazione (4.1) diventa

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (4.5)$$

Assegnando alla conducibilità idraulica nelle tre direzioni il valore unitario ($K_{xx} = K_{yy} = K_{zz} = 1$) si ottiene

$$\nabla^2 h(x, y, z) = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (4.6)$$

MODFLOW risolve l'equazione (4.1) tramite il metodo delle differenze finite a blocco centrato, ovvero vengono impiegati metodi di approssimazione basati sulla suddivisione ad intervalli discreti delle equazioni sia nel tempo che nello spazio, in cui, le derivate parziali, vengono sostituite dalle differenze di carico idraulico tra un intervallo di risoluzione ed un altro. La discretizzazione dello spazio del dominio avviene sia in direzione verticale che orizzontale andando quindi a costituire un insieme di celle di forma rettangolare o quadrata (Figura 4.3): MODFLOW assegna in corrispondenza del centro di ciascuna cella il valore di carico ottenuto dal metodo di risoluzione.

Il codice risolve l'equazione di Laplace ma restituisce come risultato il carico idraulico, mentre l'incognita del problema è la velocità. Per ricavare la velocità a partire dal carico idraulico si ricorre alla legge di Darcy.

4.3.1 Legge di Darcy

I moti di filtrazione di un fluido avvengono tra due punti a diversa energia (da quello a energia maggiore a quello a energia minore). In ciascun punto, l'energia è data dalla somma dell'energia cinetica (legata alla velocità del fluido) e

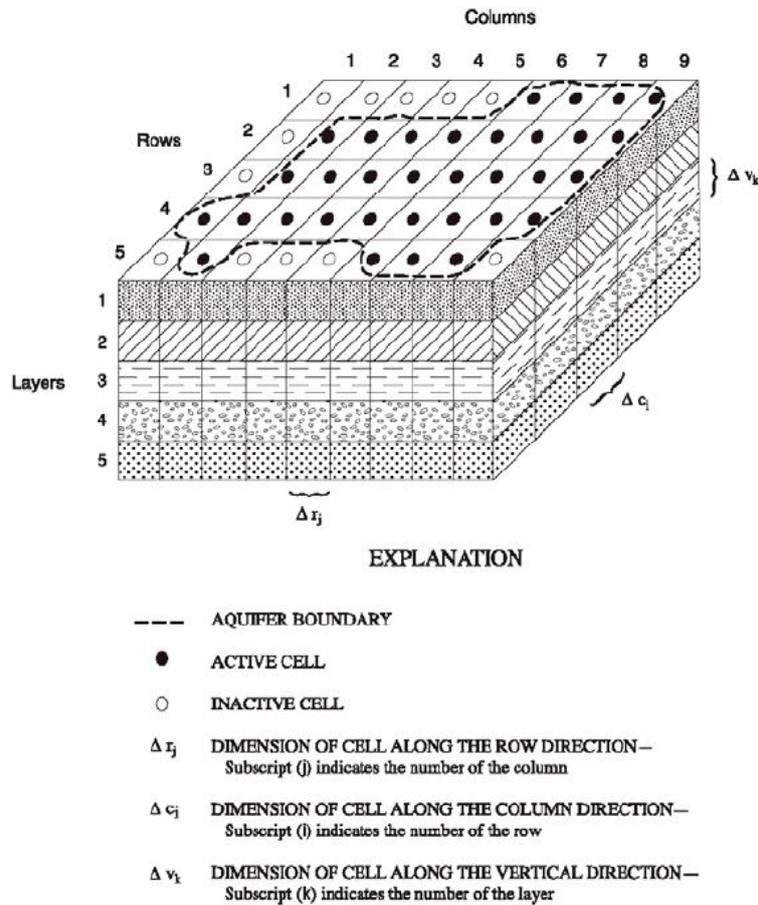


Figura 4.3: Discretizzazione di un ipotetico sistema di acquiferi. Da Harbaugh (2005)

dell'energia potenziale (legata alla posizione del punto nel campo gravitazionale e alla pressione del fluido). Se si fa riferimento a un elemento di peso unitario, le suddette componenti di energia possono essere espresse in termini di altezze:

- l'altezza geometrica, z , corrisponde alla quota del punto considerato rispetto a un piano di riferimento arbitrario;
- altezza di pressione (o altezza piezometrica), u/γ_w , rappresenta l'altezza di risalita dell'acqua in un tubo piezometrico al di sopra del punto di applicazione del piezometro, che si trova a pressione u ;
- altezza di velocità, $v^2/2g$, è associata all'energia cinetica.

L'energia specifica totale è quindi espressa dall'altezza totale (o carico totale)

$$H = z + \frac{u}{\gamma_w} + \frac{v^2}{2g} \quad (4.7)$$

che, in un fluido perfetto e incomprimibile in moto stazionario, rimane costante lungo la stessa linea di corrente, per cui

$$z_A + \frac{u_A}{\gamma_w} + \frac{v_A^2}{2g} = z_B + \frac{u_B}{\gamma_w} + \frac{v_B^2}{2g} \quad (4.8)$$

La (4.8) è nota come equazione di Bernoulli.

Nel caso dei moti di filtrazione in un mezzo poroso, la velocità è usualmente al di sotto di 0,01 m/s, per cui la corrispondente altezza è dell'ordine di $5 \cdot 10^{-6}$ m. Se pertanto si trascura l'altezza di velocità, quella totale viene a coincidere con la quota piezometrica

$$h = z + \frac{u}{\gamma_w} \quad (4.9)$$

Nei moti di filtrazione nei mezzi porosi, la relazione fondamentale che lega la velocità di filtrazione al contenuto energetico del moto è stata definita da Darcy, che ha osservato sperimentalmente (Figura 4.4) come la portata Q sia proporzionale alla sezione A del mezzo poroso e alla perdita di carico $h_1 - h_2$ per unità di lunghezza L

$$Q = -KA \frac{h_2 - h_1}{L} \quad (4.10)$$

il coefficiente di proporzionalità K prende in generale il nome di coefficiente di permeabilità ed indica la capacità di un mezzo poroso di lasciarsi attraversare dai fluidi. Ha le dimensioni di una velocità e dipende sia dalla struttura del mezzo poroso che dalle proprietà del fluido permeante. Quando si fa riferimento all'acqua il coefficiente di permeabilità è indicato più propriamente come coefficiente di conducibilità idraulica.

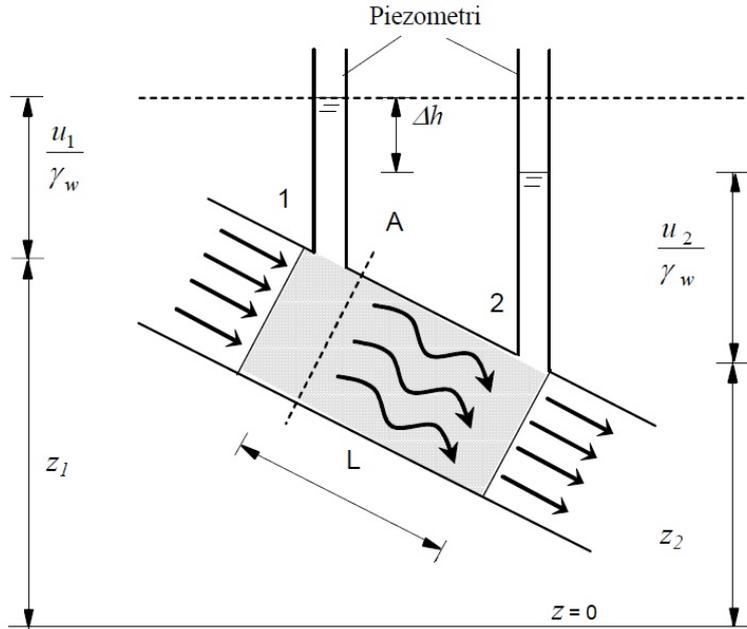


Figura 4.4: Esperimento di Darcy

Se si definisce velocità di filtrazione il rapporto tra la portata Q e la sezione totale A del mezzo poroso, la legge di Darcy (4.10), può essere generalizzata al caso tridimensionale

$$\vec{v} = -K\vec{i} \quad (4.11)$$

dove il vettore prende il nome di gradiente idraulico

$$\vec{i} = \nabla h \quad (4.12)$$

Considerando che la permeabilità è in generale una caratteristica anisotropa, si può scrivere:

$$v_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \quad (4.13)$$

$$v_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \quad (4.14)$$

$$v_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \quad (4.15)$$

4.4 Riassunto caratteristiche dei software

Viene riportata una tabella riassuntiva contenente le caratteristiche dei diversi software di calcolo:

Software	Aspetti positivi	Aspetti negativi
CFD	Indicati per risolvere problemi fluidodinamici	Non risolvono il problema nel modo desiderato.
NWP	Molto precisi nei risultati. E' possibile prendere in considerazione tutti i parametri.	A causa della loro grande precisione sono molto complessi e richiedono elevati tempi computazionali.
MODFLOW	Risolve l'equazione di Laplace. Molto diffuso e semplice da utilizzare	Occorre applicare concetti fluidodinamici a un software progettato per mezzi porosi.

Tabella 4.1: Riassunto caratteristiche software di calcolo

In virtù di quanto evidenziato in Tabella 4.1 la scelta è ricaduta sul codice di calcolo MODFLOW.

Capitolo 5

Inquadramento dell'area di studio

In questo capitolo viene definita l'area di studio oggetto delle successive simulazioni presentate nei capitoli successivi e viene individuato e descritto un evento estremo verificatosi nella zona scelta.

Occorre quindi ricercare un'area che abbia le caratteristiche descritte nel Capitolo 2. Una zona che presenta un rapido sviluppo orografico nei pressi della costa è sicuramente la Liguria, si passa infatti dal livello del mare a quote superiori ai 1000 m in poche decine di chilometri. La scelta è ricaduta sul territorio genovese in prossimità della costa (Figura 5.1), una zona fortemente colpita da questo tipo di eventi estremi negli ultimi anni.

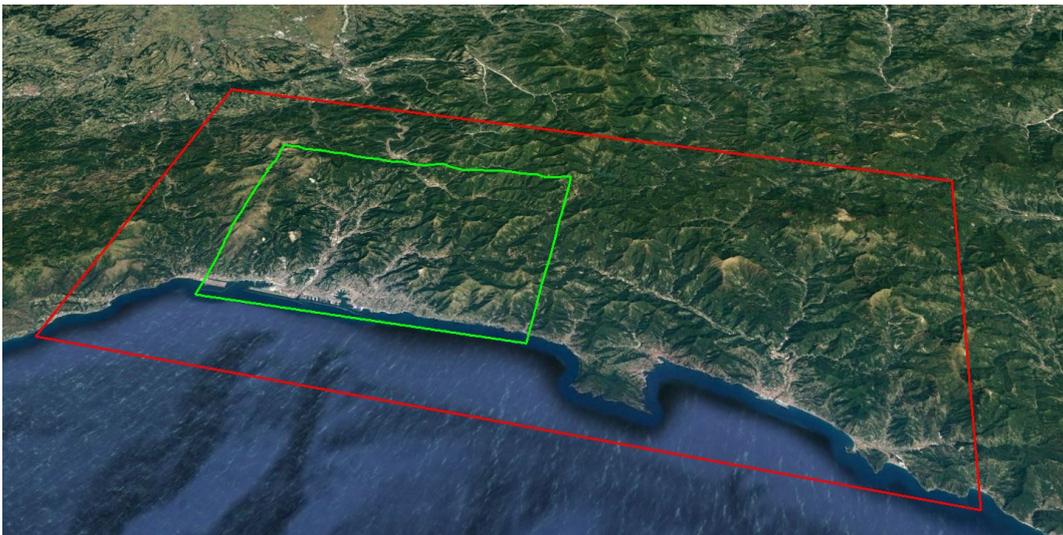


Figura 5.1: Inquadramento dell'area di studio.

In Figura 5.1 è possibile individuare due domini, uno di dimensioni più

contenute, in verde, su cui verranno effettuate le simulazioni, e uno di dimensioni maggiori, in rosso, che servirà per capire l'importanza delle dimensioni del dominio sul risultato delle simulazioni.

Dall'area scelta in Figura 5.1 (dominio verde) è stato ritagliato il modello digitale del terreno (DTM) (Figura 5.2). Il modello ha un'estensione di 30 km x 20 km la quota massima raggiunta è di circa 1200 m. Il DTM è costituito da una griglia con celle di lato 27 m. Dalla Figura 5.2) si può apprezzare il rapido sviluppo della quota, infatti a circa 20 km dal mare si raggiungono altezze superiori ai 1000 m.

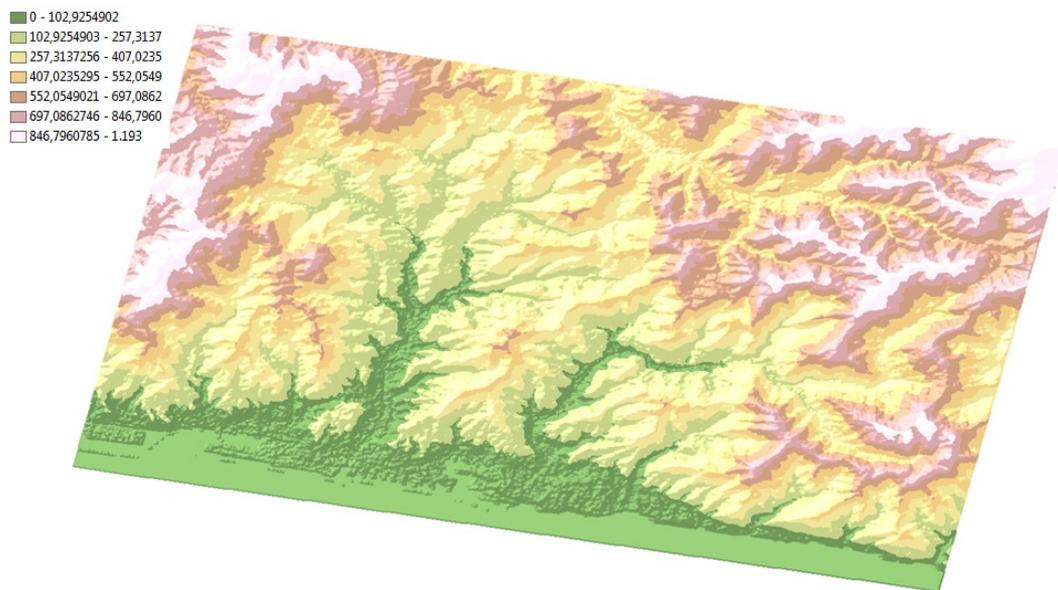


Figura 5.2: Modello digitale di elevazione del terreno dell'area di studio

Dopo aver definito l'area di studio è stato scelto un evento significativo ricadente in tale area. L'evento scelto è l'evento del 9 ottobre 2014. Per tale evento è stato analizzato il rapporto dell'evento pubblicato dall'ARPAL (Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente Ligure).

5.1 Evento del 9 ottobre 2014

Nella giornata del 9 ottobre la città di Genova, il suo entroterra e il Tigullio sono state colpite da precipitazioni copiose, a tratti di intensità molto forte, che hanno raggiunto il culmine nella serata del 9 ottobre, quando un evento alluvionale ha interessato il capoluogo, ed in particolare il bacino del torrente

Bisagno, che è esondato provocando l'inondazione della città. Nel seguito viene fornita un'analisi meteorologica, pluviometrica e anemometrica descritta nel rapporto.

5.1.1 Analisi meteorologica

Il giorno 7 ottobre lo scenario meteorologico vedeva la presenza di un vortice depressionario sull'Irlanda (con minimo al suolo sui 976 hPa), mentre sull'Europa orientale stazionava un solido campo di alta pressione con massimo barico di 1042 hPa sulla Russia settentrionale. Tra il 7 ed il 9 ottobre il minimo depressionario si è spostato lentamente verso il Mare del Nord e la saccatura ad esso associata si è spinta verso sud. L'anticiclone posizionato su una vasta area estesa tra la Russia e la Cina, ha continuato ad esercitare un'azione di blocco all'avanzamento verso Est dell'onda depressionaria. Il gradiente tra l'area di bassa pressione sull'Europa occidentale e l'alta pressione su quella orientale, è stato sufficiente a convogliare, nei giorni precedenti l'evento e per tutta la durata dello stesso, un flusso di scirocco moderato nei bassi livelli dalla Libia verso il nord-ovest della Penisola, facendo così confluire sul Golfo Ligure una considerevole quantità di umidità.

A causa della particolare configurazione barica si è instaurato un debole flusso da Nord-Est che ha portato aria sensibilmente più fresca e secca dalla pianura Padana verso il ponente Ligure.

La convergenza dei flussi delle due masse d'aria con caratteristiche termodinamiche diverse (caldo-umido dal Tirreno e relativamente freddo e secco dalla Pianura Padana) da una parte, ed il sovrascorrimento nei livelli medi di aria calda umida di origine subtropicale con direzione ancora differente (da Sud-Ovest) dall'altra, hanno determinato una spiccata instabilità per tutta la giornata del 9 ottobre sul Mar Ligure, ed in particolare sull'area genovese. Questo ha portato alla formazione di una struttura temporalesca stazionaria nella serata sul settore centrale della regione, che ha scaricato notevoli quantità di precipitazione in poche ore sulla porzione di territorio compresa fra la città di Genova ed il promontorio di Portofino e sui relativi entroterra.

Dinamica dell'evento

Si sono evidenziati due distinti episodi temporaleschi con caratteristiche differenti, intervallati tra di loro di circa 3-4 ore nella quale le precipitazioni hanno subito una notevole attenuazione:

- la fase I ha interessato il centro-levante della regione fino a circa metà pomeriggio; la struttura è stata caratterizzata da temporali autorigeneranti associati a precipitazioni forti o molto forti;
- la fase II è iniziata in serata, intorno alle ore 20:00 locali ed è stata caratterizzata dall'innescò di un nuovo sistema precipitativo nell'entroterra genovese, in successiva estensione verso la costa. Le precipitazioni sono state caratterizzate da stazionarietà e da intensità decisamente maggiori di quelle osservate nella prima fase.

5.1.2 Analisi Pluviometrica

Nella prima fase dell'evento, ovvero durante la mattinata, la struttura temporalesca ha mantenuto caratteristiche auto-rigeneranti ed è rimasta attiva investendo, sulla costa, l'area compresa tra il centro di Genova, il Golfo Paradiso ed i relativi entroterra. Successivamente, dopo le 12, il sistema si è spostato verso levante oltrepassando il promontorio di Portofino ed insistendo sul Golfo del Tigullio, mentre sono cessate le piogge sul genovesato. Nel tardo pomeriggio, intorno alle 17, il sistema ha iniziato ad indebolirsi per poi cessare. Nelle tre ore successive sono state registrate piogge scarse o deboli sul territorio regionale. In serata, intorno alle ore 20 è iniziata la seconda fase, in cui si è formato un nuovo sistema temporalesco, il cui fulcro è collocato nell'entroterra genovese. Una nuova fase piovosa ha insistito quindi sulle medesime aree interessate dalle piogge mattutine. In questo periodo le piogge hanno raggiunto valori di intensità elevatissimi. Nel pluviometro di Genova – Geirato tra le 22:10 e le 23:10 è stato registrato il massimo valore cumulato orario di 141.2 mm.

L'evento alluvionale della sera del 9 ottobre 2014 ha lasciato il territorio del comune di Genova ed il suo entroterra devastato da danni molto ingenti e dalla perdita di una vita umana. Le precipitazioni molto forti e persistenti hanno portato all'esonazione del torrente Bisagno e dei rii Fereggiano, Sturla

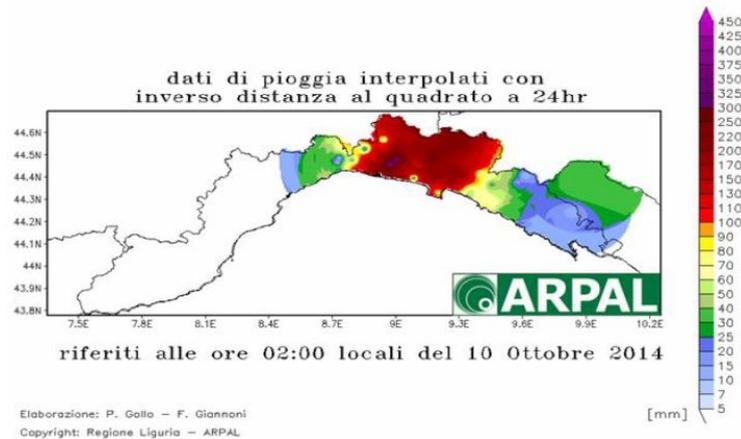


Figura 5.3: Precipitazioni cumulate in 24 ore tra le 00 UTC del 9 e le 00 UTC del 10 ottobre 2014 (ARPAL)

e Vernazza. La portata finale del torrente Bisagno è costretta tra due viali paralleli. Lungo l'ultimo 1.5 km il fiume scorre sotto una copertura. Il flusso massimo portato senza rischio, cioè in condizioni di flusso libero della superficie, sotto la copertura è compreso tra 500 e $700 \text{ m}^3/\text{s}$ (corrispondente ad una portata con tempo di ritorno compreso tra 15 anni e 30 anni). Per valori che superano tali limiti, il flusso cambia all'improvviso dalla condizione di flusso libero della superficie alla condizione di flusso in pressione. Quando la transizione accade, la portata sotto la copertura è improvvisamente ridotto. La differenza trabocca e si verifica una improvvisa inondazione delle aree urbane. Il rio Fereggiano è l'ultimo affluente del torrente di Bisagno a sinistra. Negli ultimi 600m il Fereggiano scorre sotto una copertura. La portata stimata con tempo di ritorno 50 anni è circa $85 \text{ m}^3/\text{s}$ e non può essere trasportata sotto la copertura. La portata massima fluente in condizione di flusso libero è di circa $70 \text{ m}^3/\text{s}$. Quando il flusso diventa in pressione, la portata viene ridotta a circa $50 \text{ m}^3/\text{s}$.

5.1.3 Analisi Anemometrica

L'analisi anemometrica assume una particolare rilevanza in quanto ci darà delle indicazioni sul valore e sulla direzione del flusso da assegnare nelle simulazioni numeriche.

Stazione	Vento medio massimo (km/h)	Direzione prevalente del vento medio massimo
Monte Portofino	35	SE
Fontana Fresca	46	SSE

Tabella 5.1: Vento medio massimo osservato su alcune stazioni anemometriche significative (ARPAL)

Capitolo 6

Analisi di sensitività

L'analisi di sensitività di un modello matematico è il processo attraverso il quale è possibile studiare la variazione della risposta del modello (output del modello) al variare di uno o più fattori di input (parametri e/o variabili) per discriminare tra fattori influenti e non influenti.

Nella prima parte del presente capitolo viene descritta l'implementazione del modello mentre nella seconda parte vengono presentate le simulazioni svolte.

6.1 Implementazione del modello

6.1.1 Definizione della griglia

Per poter definire la griglia occorre fornire al software almeno due superfici, una rappresenta il limite superiore e l'altra il limite inferiore del dominio, e un poligono che ne delimita il contorno. Come superficie inferiore viene utilizzato il modello digitale di elevazione del terreno (DTM), mentre come superficie superiore viene utilizzato un piano orizzontale. Dopo aver importato i dati nel programma, si procede con la creazione degli "horizon" (Figura 6.1).

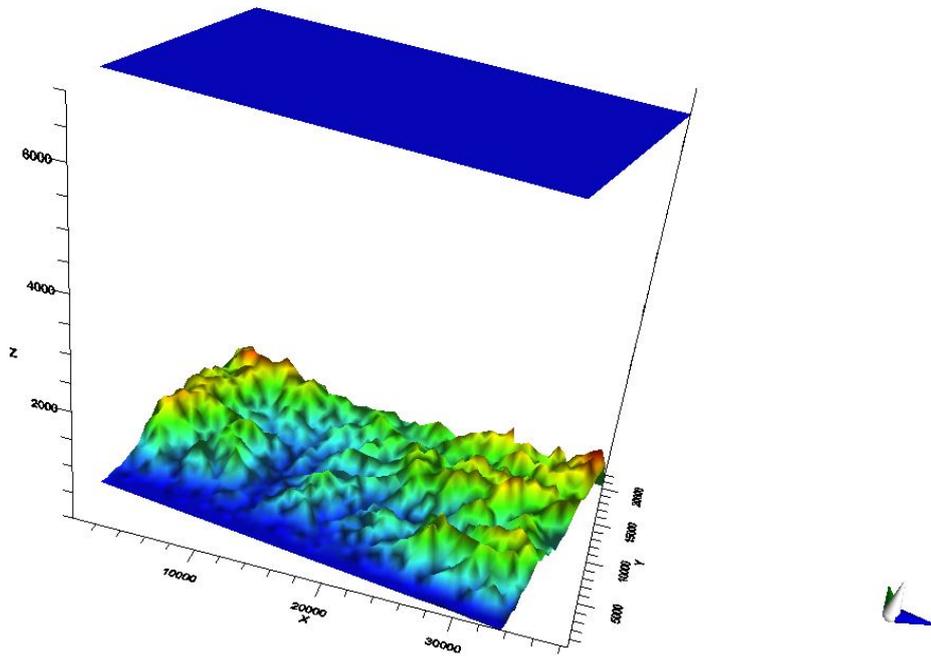


Figura 6.1: Horizon superiore ed inferiore del dominio del modello

Dopo aver completato questo step preliminare è possibile procedere con la creazione della griglia. Il software permette di creare diversi tipi di griglia (Figura 6.2). Per il lavoro di tesi è stata utilizzata la Finite Difference grid.

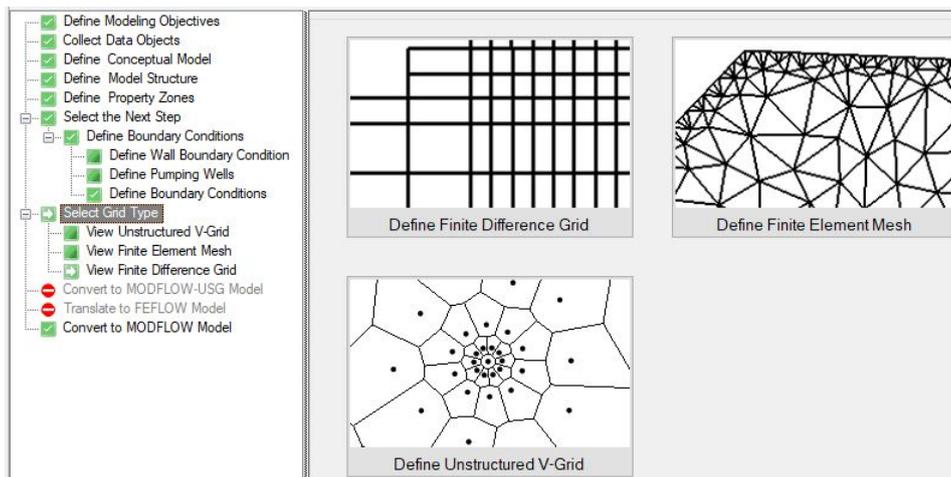


Figura 6.2: Grid type in conceptual model visual modflow flex

Dopo aver selezionato il tipo di griglia desiderato si procede con la discretizzazione orizzontale e verticale del dominio.

Discretizzazione orizzontale

La scelta della griglia che definisce la discretizzazione orizzontale del dominio è dettata dalla risoluzione del modello digitale del terreno impiegato per la rappresentazione della superficie topografica. Pertanto la griglia risulta molto fitta ed è costituita da 799 righe e 1390 colonne che compongono un reticolo di celle aventi dimensioni uniformi di 27 x 27 metri (Figura 6.3).

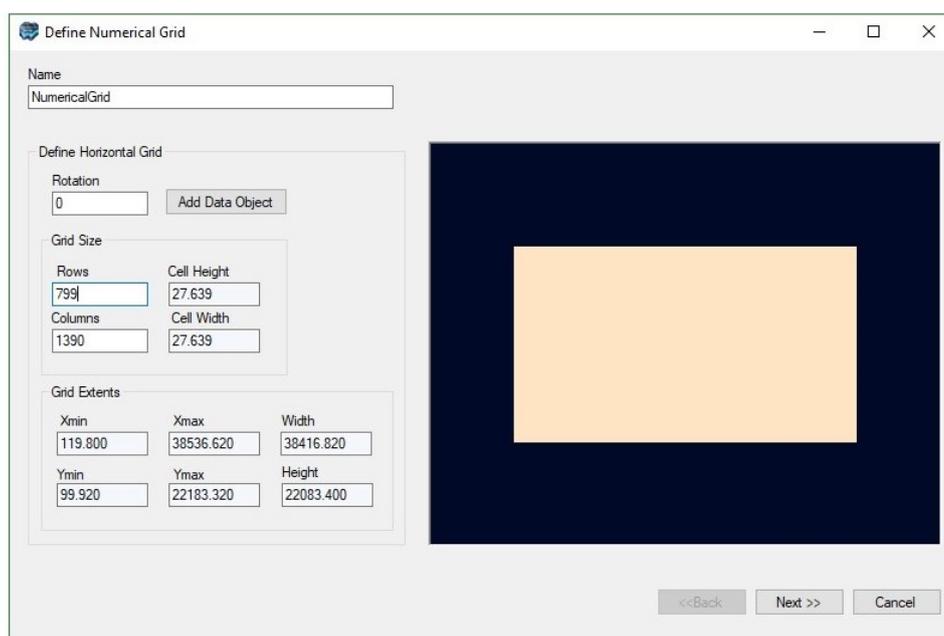


Figura 6.3: Horizontal grid in conceptual model visual modflow flex

Discretizzazione verticale

Tra le diverse scelte a disposizione si è scelta la deformed grid, ovvero, le parti superiori e inferiori degli strati modello corrispondono all'elevazione degli "horizons". E' stata creata una griglia più fitta in prossimità della superficie topografica, ogni layer ha spessore 100 m fino alla quota di 2000 m. Da questa quota in su si è allargata la griglia scegliendo un passo di uno strato ogni 1000 m.

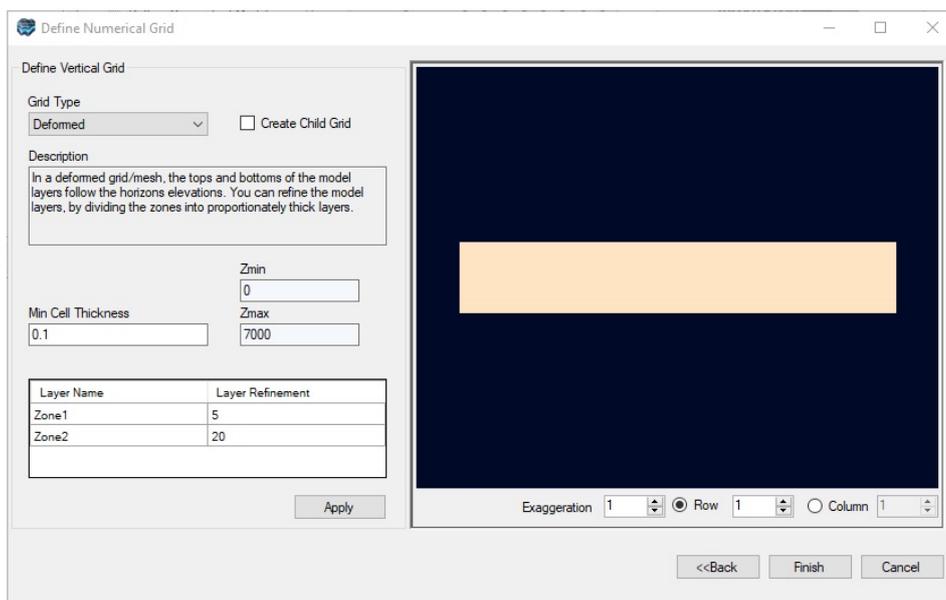


Figura 6.4: Vertical grid in conceptual model visual modflow flex

6.1.2 Definizione delle proprietà

La scelta della conducibilità idraulica è dettata dalla necessità di ricondursi dall'equazione (4.1) all'equazione (4.6). Per cui è stata assegnata conducibilità idraulica unitaria in tutte le zone e in tutte le direzioni (Figura 6.5).

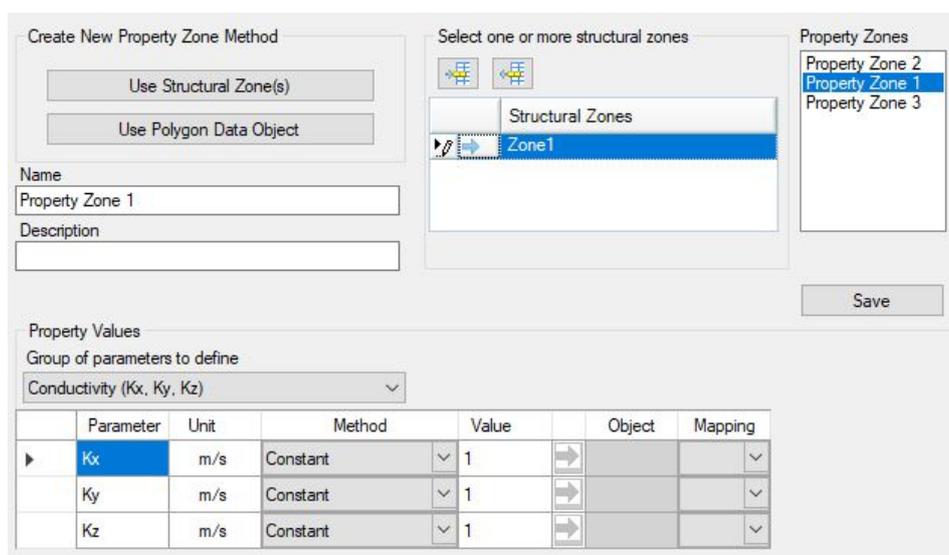


Figura 6.5: Defizione property zone

6.1.3 Definizione delle condizioni al contorno

Una corretta assegnazione delle condizioni al contorno è un passaggio fondamentale nell'implementazione del modello poiché, rappresenta il modo per ricavare una soluzione univoca del problema di flusso. Se non viene specificata nessuna condizione al contorno, per il software la superficie è impermeabile.

Carico costante

La condizione al contorno carico costante viene utilizzata per fissare il valore di carico nelle celle di griglia selezionate indipendentemente dalle condizioni di sistema nelle celle di griglia circostanti, agendo quindi come una fonte infinita di acqua che entra nel sistema o come un buco infinito per l'acqua che esce dal sistema. Questa condizione, essendo una condizione del primo tipo, semplifica molto l'equazione di flusso, ma risulta anche molto influente nel condizionare i risultati della simulazione.

Flusso specificato

La condizione al contorno di flusso specificato consente di specificare il flusso, in funzione del tempo, nelle celle modello selezionate. Questa condizione è una condizione del secondo tipo o di Neumann e viene utilizzata per specificare il flusso entrante nel modello.

Dopo aver definito la griglia e le condizioni al contorno occorre ancora definire le condizioni iniziali, ovvero, i carichi con i quali il software inizia il procedimento iterativo per arrivare alla soluzione. Trattandosi di un procedimento iterativo più le condizioni iniziali sono vicine al risultato e minore risulterà il tempo computazionale. Come condizione iniziale viene impostato che il carico iniziale corrisponda alla quota del terreno.

Come ultimo passo prima di poter lanciare le simulazioni occorre scegliere l'algoritmo con cui il software risolve l'equazione. Il miglior risolutore da utilizzare per un problema è solitamente dipendente dal problema, per questo motivo sono presenti più risolutori in MODFLOW. Il criterio fondamentale per la selezione del risolutore è la capacità di risolvere le equazioni della simulazione. Tutti i risolutori possono risolvere le equazioni delle simulazioni tipiche, ma alcuni problemi molto grandi o altamente non lineari non possono

essere risolti da tutti i risolutori. Supponendo che un risolutore possa risolvere le equazioni, l'obiettivo più importante per la selezione del risolutore è ridurre al minimo il tempo per risolvere le equazioni. Il tempo di soluzione, naturalmente, varia con la potenza del computer, ma per un determinato computer, diversi risolutori possono assumere quantità sostanzialmente diverse di tempo.

Il risolutore scelto è il GMG (Geometric Multigrid Solver Package). L'algoritmo di calcolo GMG è basato su un algoritmo di gradiente preconditionato coniugato, che è stato sviluppato dall'USGS per risolvere modelli di flusso alle differenze finite. Il preconditionamento in GMG è basato su un metodo noto come multi-grid geometrico. Il GMG ha dimostrato che riduce notevolmente il tempo di esecuzione del modello rispetto ad altri "solvers" che utilizzano una simile quantità di memoria.

A questo punto è possibile lanciare le simulazioni in cui è possibile scegliere tra simulazioni stazionarie o simulazioni transitorie. Per far sì che il software risolva l'equazione (4.6) si opta per la simulazione stazionaria.

Completata la simulazione, il software fornisce come output il valore di carico idraulico al centro di ogni cella componente il reticolo. Per ogni simulazione vengono esportati 5 layer o strati facendo in modo che il terzo layer sia in prossimità dello strato limite atmosferico.

La parte di atmosfera appena al di sopra della superficie terrestre viene chiamata strato limite atmosferico o strato limite planetario. Questa porzione di atmosfera è fortemente influenzata dalla superficie terrestre. In questo strato è possibile cogliere le distorsioni del flusso d'aria indotte dall'orografia. Lo spesso dello strato limite atmosferico è variabile tra 1 e 1,5 km. Per il lavoro di tesi è stato considerato uno spessore di 1,5 km.

E' stato sviluppato un apposito codice matlab per poter derivare il carico idraulico ed ottenere le componenti della velocità del vento ricercate.

Nel seguito vengono riportate le simulazioni numeriche svolte con i relativi risultati.

6.2 Sensitività all'altezza del dominio

In questo caso il fattore di input che si fa variare è l'altezza del dominio del modello. Si è deciso di fare quest'analisi in quanto un dominio troppo basso potrebbe "schacciare" le traiettorie di flusso e portare a risultati non corretti.

Nella Figura 6.6 vengono identificati i lati del dominio del modello. Nella Tabella 6.1 si riassumono le condizioni al contorno assegnate al modello.

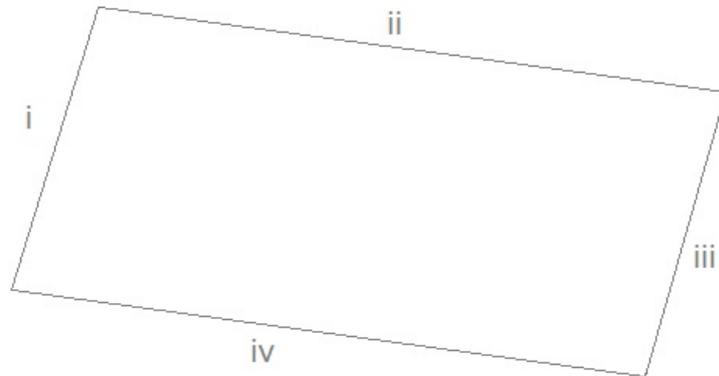


Figura 6.6: Denominazione dei lati del dominio

Lato	i	ii	iii	iv
BC	M	CH	M	SF

Tabella 6.1: Condizioni al contorno imposte. M:impermeabile, CH:carico costante, SF:flusso specificato

Sono state svolte quattro simulazioni differenti modificando come unico parametro l'altezza del dominio, facendola variare all'interno della troposfera. Le altezze utilizzate per le simulazioni sono di 5000 m, 7000 m, 10000m e di 15000 m.

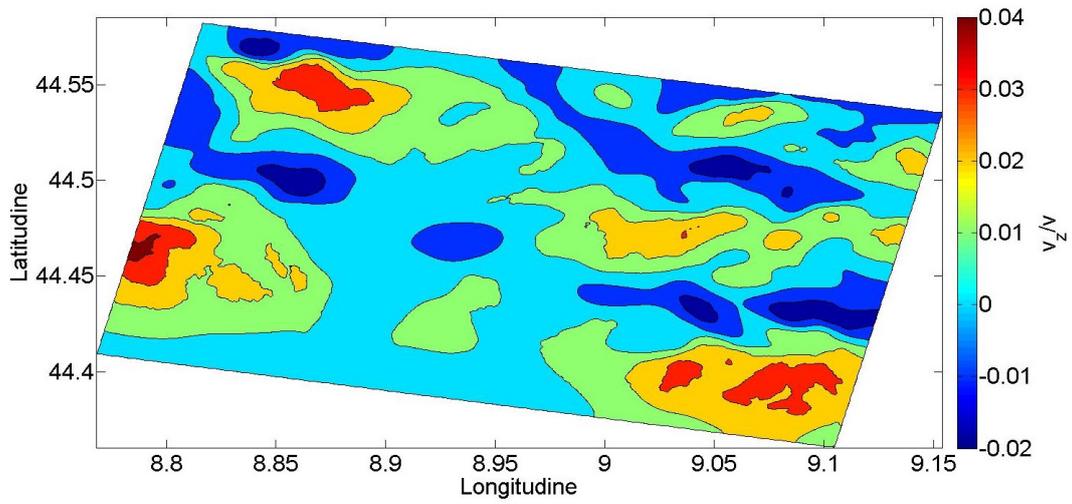


Figura 6.7: Componente verticale della velocità del vento normalizzata con limite superiore del dominio pari a 5000 m

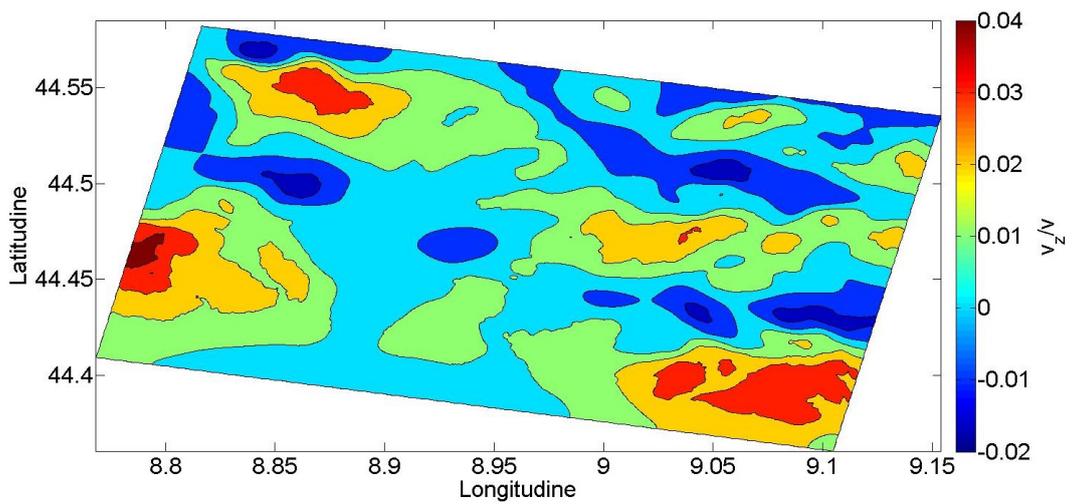


Figura 6.8: Componente verticale della velocità del vento normalizzata con limite superiore del dominio pari a 7000 m

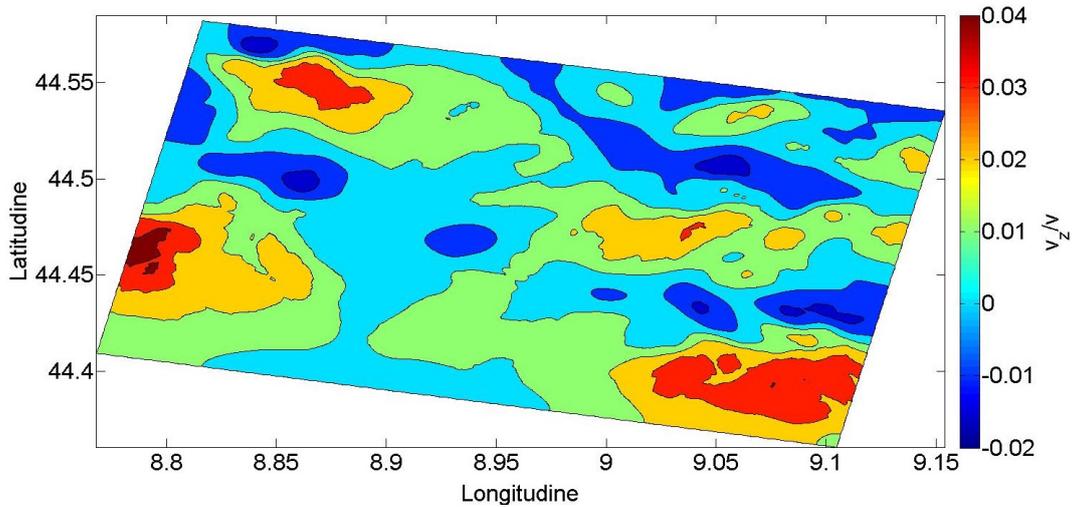


Figura 6.9: Componente verticale della velocità del vento normalizzata con limite superiore del dominio pari a 10000 m

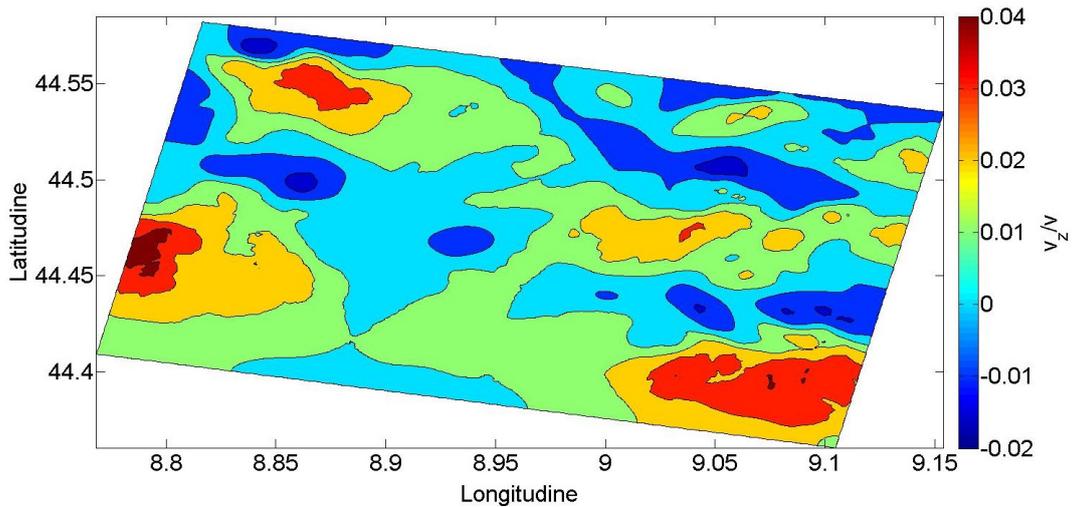


Figura 6.10: Componente verticale della velocità del vento normalizzata con limite superiore del dominio pari a 15000 m

Osservando le fire Figura 6.7, 6.8, 6.9, 6.10 si può notare come l'altezza del dominio non sia un parametro influente sui risultati delle simulazioni. Si osserva infatti che i picchi di velocità si hanno in tutti e quattro i casi nelle medesime posizioni e che non si hanno variazioni significative dei valori. Si può quindi giungere alla conclusione che il modello non è sensibile all'altezza del dominio. Pertanto nelle successive simulazioni si porrà come limite superiore del dominio un'altezza di 5000 m, in quanto prevede un minor tempo computazionale rispetto alle altre.

I risultati ottenuti per il dominio di altezza 5000 m sono stati sovrapposti al modello digitale del terreno per una valutazione critica dei risultati ottenuti (Figura 6.11).

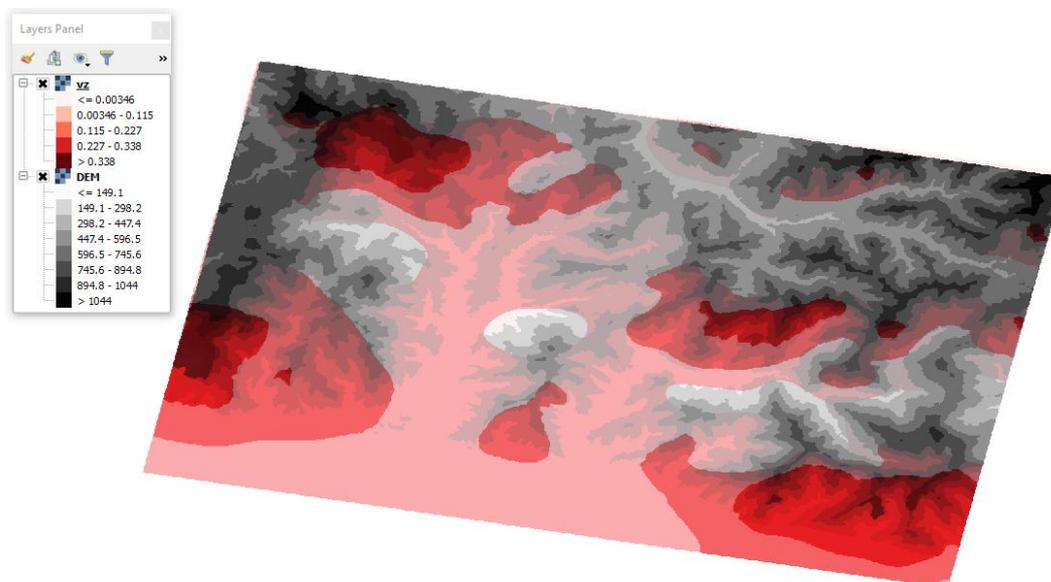


Figura 6.11: Sovrapposizione della componente verticale della velocità del vento v_z in m/s con il modello digitale del terreno (m).

Si può immediatamente notare come in prossimità dei rilievi si abbiano i picchi delle velocità verticali del vento. Risulta però altrettanto interessante notare come non in corrispondenza di tutti i rilievi si abbiano dei picchi di velocità verticale e come i valori massimi delle velocità verticali non siano in corrispondenza dei rilievi più alti.

6.3 Sensitività alla direzione del flusso entrante

Nella presente sezione si analizza la sensibilità del modello alla direzione del flusso entrante. Per l'area di studio è ritenuto interessante il flusso proveniente da SE, in quanto p la direzione del flusso negli eventi analizzati. Pertanto si andrà ad analizzare un flusso inclinato di 45° rispetto alla verticale e si valuterà la sensibilità del modello facendo variare questa inclinazione di Per poter procedere occorre però prima eseguire alcuni step preliminari per creare un modello opportuno, in quanto il software non permette di impostare la direzione del flusso entrante ma lo assegna perpendicolare alla superficie del modello.

Per ovviare a questo problema viene modificato il DTM aggiungendo degli zeri (zona azzurra in Figura 6.12) così da creare l'inclinazione α desiderata. In questo modo si avrà il flusso perpendicolare all'inclinazione voluta.

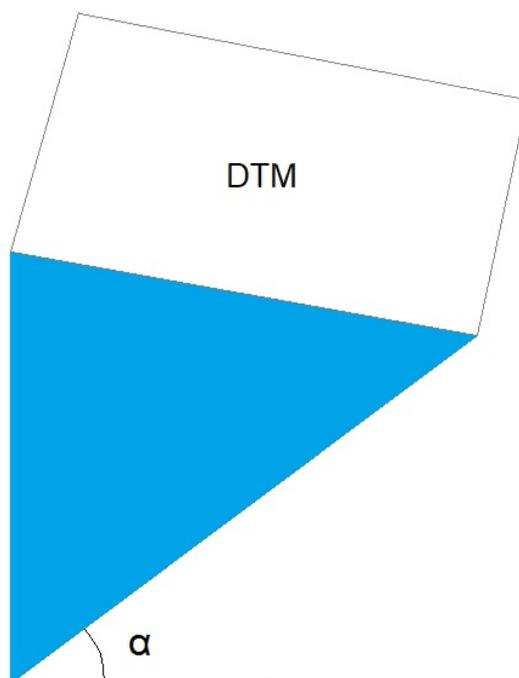


Figura 6.12: Modifica DTM per ottenere l'inclinazione desiderata

6.3.1 Influenza delle condizioni al contorno

Si inizia andando a valutare l'effetto delle condizioni al contorno sul modello per capire con quali condizioni si hanno i risultati più verosimili. Vengono

quindi svolte tre diverse simulazioni in cui si fanno variare le condizioni al contorno nei lati del dominio.

In Figura 6.13 vengono identificati i lati del dominio e in Tabella 6.2 vengono riassunte le condizioni al contorno assegnate al modello nei diversi casi sviluppati.

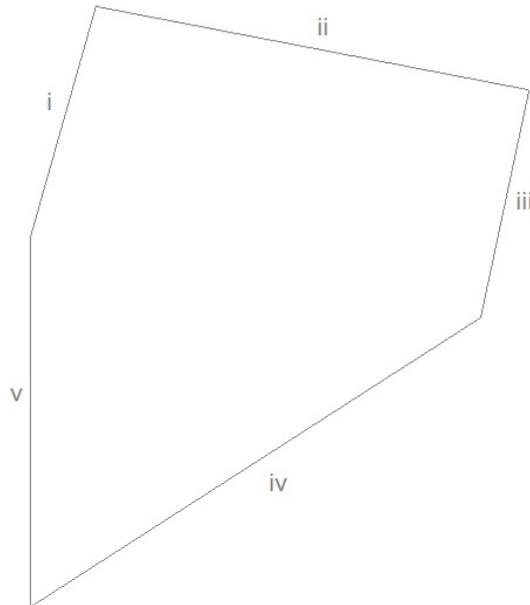


Figura 6.13: Denominazione dei lati del dominio

Lato	i	ii	iii	iv	v
Caso I	M	CH	M	SF	M
Caso II	CH	CH	M	SF	M
Caso III	CH	M	M	SF	M

Tabella 6.2: Condizioni al contorno imposte. M:impermeabile, CH:carico costante, SF:flusso specificato

Caso I

In questo caso viene imposta la condizione di carico costante nel bordo dietro e in quello sinistro, mentre nel bordo destro non viene imposta nessuna condizione al contorno. Durante la simulazione quest'ultimo risulterà dunque impermeabile.

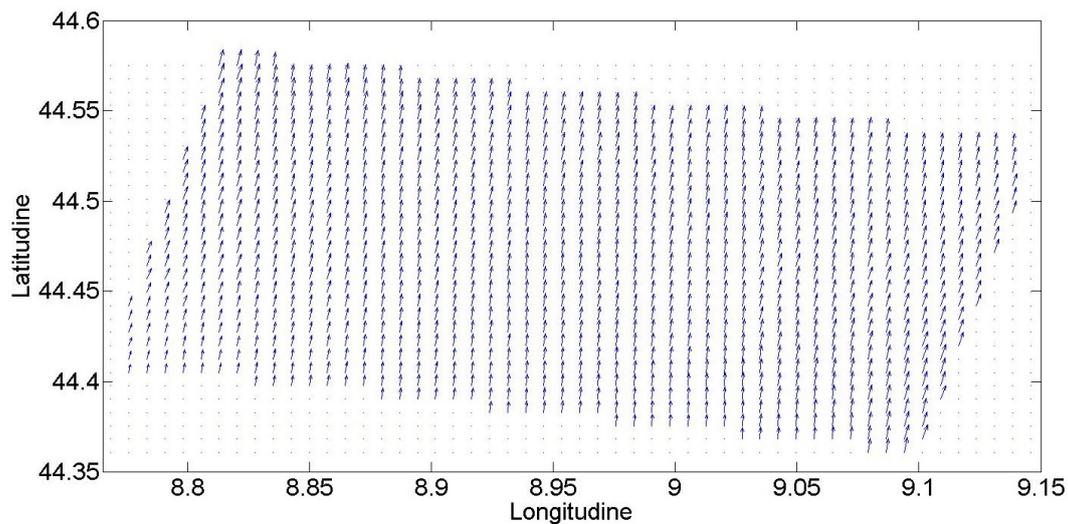


Figura 6.14: Direzione del vento

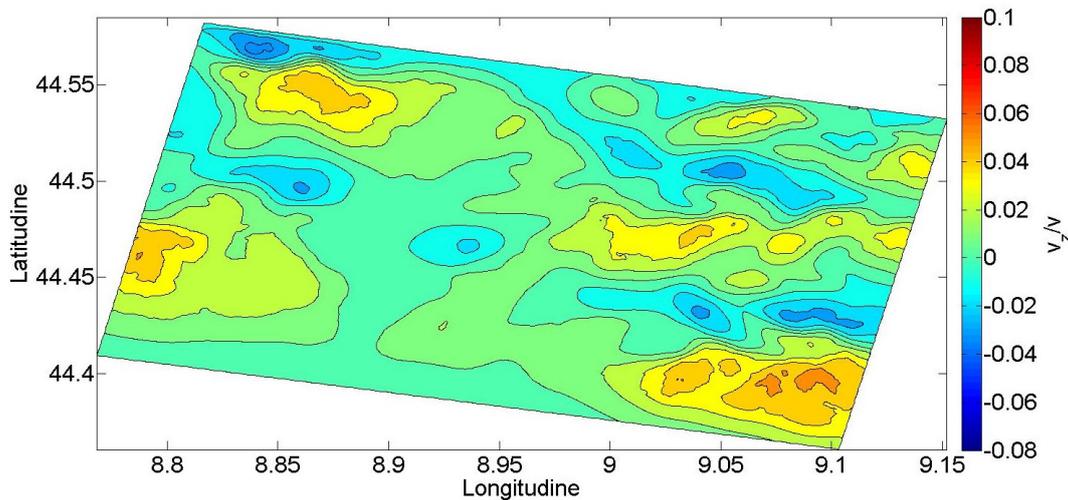


Figura 6.15: Componente verticale della velocità del vento

Caso II

In questo caso viene imposta la condizione di carico costante nel bordo dietro, mentre nel bordo destro e in quello sinistro non viene imposta nessuna condizione al contorno. Durante la simulazione questi ultimi risulteranno dunque impermeabili.

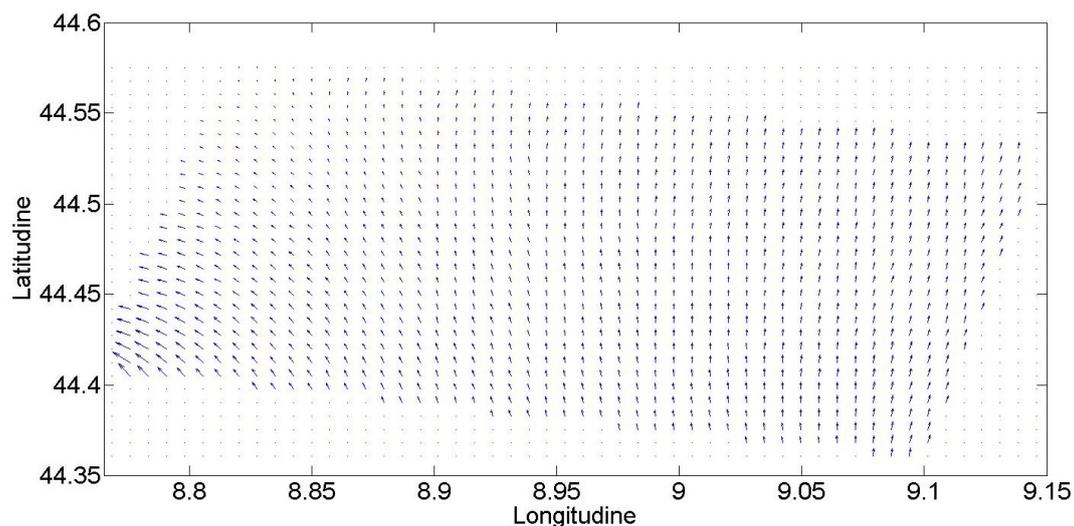


Figura 6.16: Direzione del vento

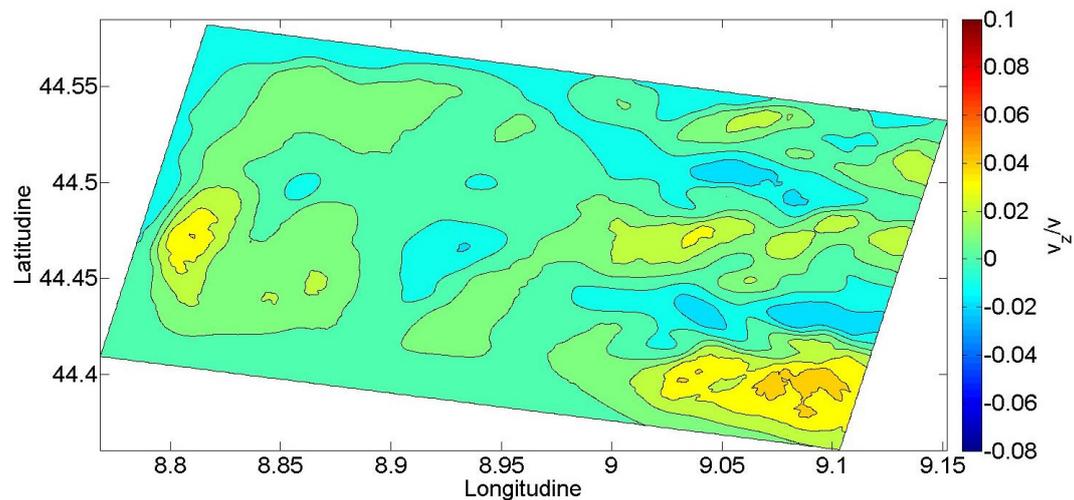


Figura 6.17: Componente verticale della velocità del vento

Caso III

In questo caso viene imposta la condizione di carico costante nel bordo sinistro, mentre nel bordo destro e in quello dietro non viene imposta nessuna condizione al contorno. Durante la simulazione questi ultimi risulteranno dunque impermeabili.

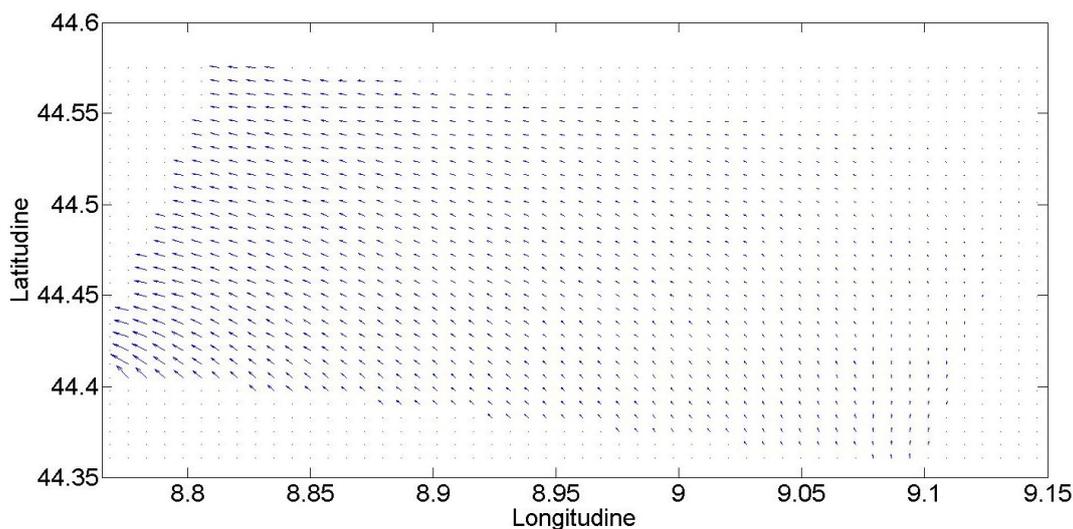


Figura 6.18: Direzione del vento

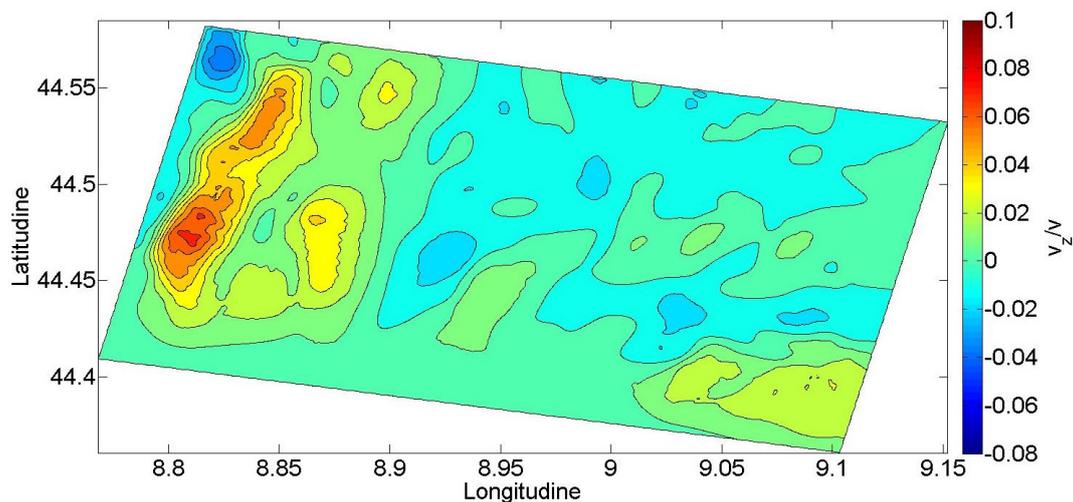


Figura 6.19: Componente verticale della velocità del vento

Dalle figure precedenti (Figura 6.14, 6.15, 6.16, 6.17, 6.18, 6.19) si può notare come le condizioni che rappresentano al meglio la realtà e forniscono una soluzione più corretta siano quelle assegnate al caso II. Si può così procedere

con l'analisi di sensitività alla direzione del flusso entrante. Le condizioni al contorno assegnate nelle seguenti simulazioni saranno le stesse assegnate al caso II.

Flusso entrante inclinato di 30°

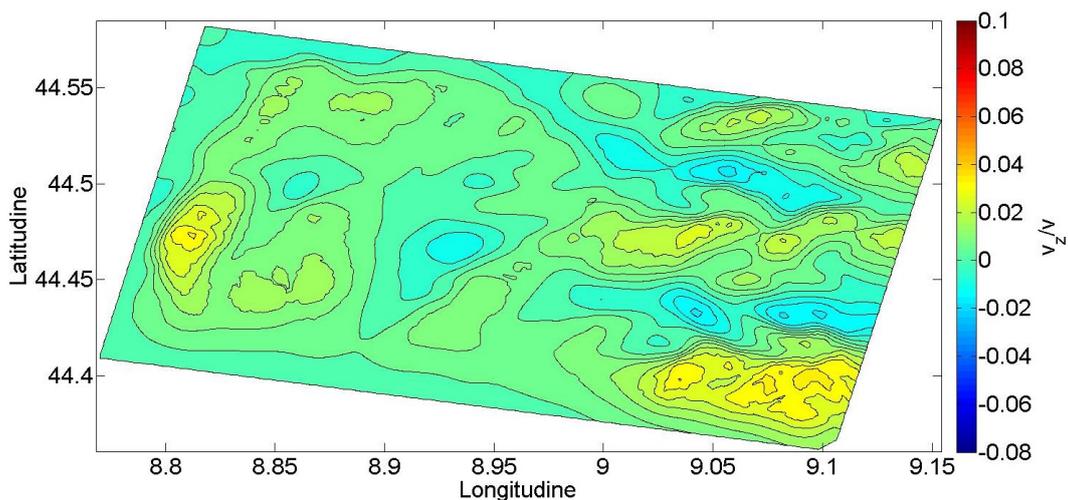


Figura 6.20: Componente verticale della velocità del vento v_z per flusso entrante inclinato di 30° rispetto alla verticale.

Flusso entrante inclinato di 45°

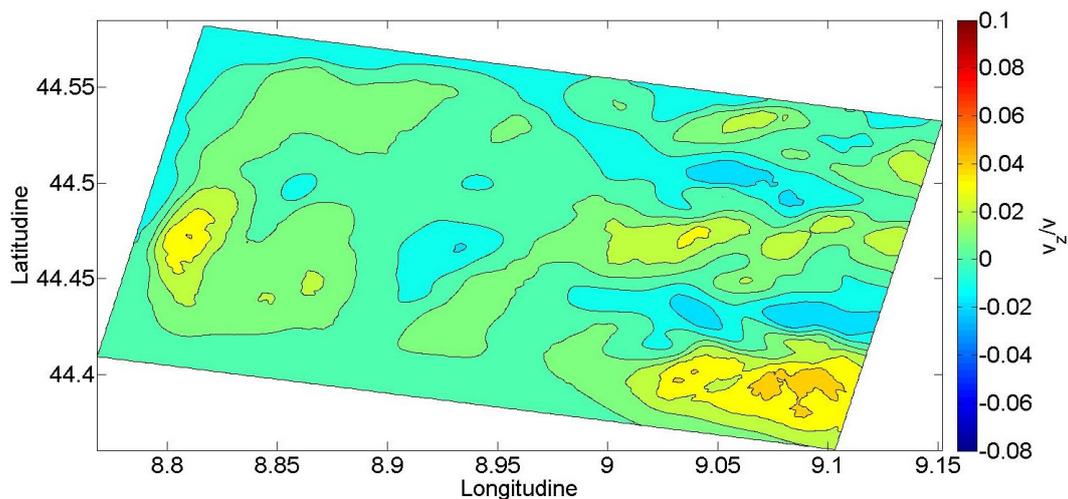


Figura 6.21: Componente verticale della velocità del vento v_z per flusso entrante inclinato di 45° rispetto alla verticale.

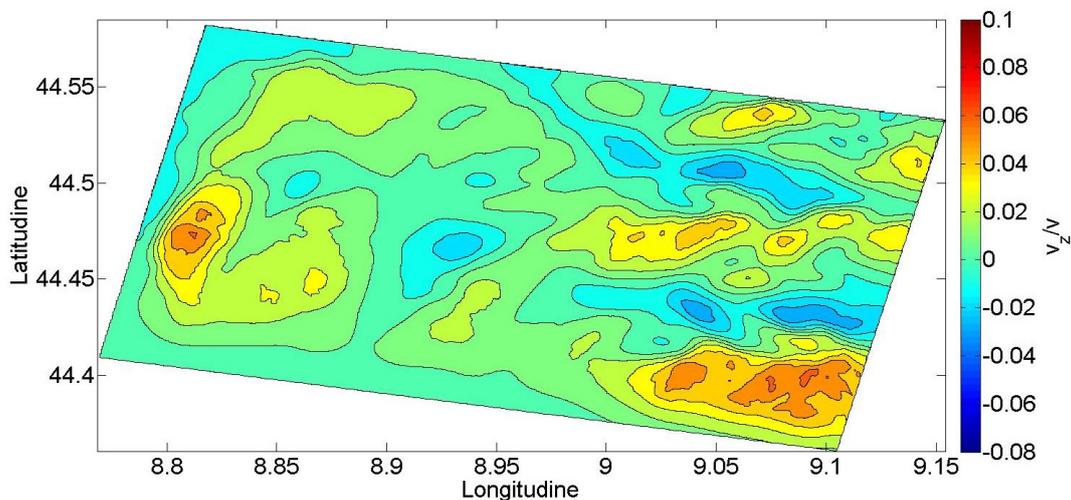
Flusso entrante inclinato di 60°

Figura 6.22: Componente verticale della velocità del vento v_z per flusso entrante inclinato di 60° rispetto alla verticale.

Dall'analisi di sensitività alla direzione del flusso entrante è emerso che all'aumentare dell'inclinazione rispetto alla verticale si ha un aumento del valore della componente verticale della velocità del vento. Risulta interessante notare come i picchi di queste velocità rimane nelle medesime posizioni nonostante la variazione della direzione del flusso entrante.

A questo punto è stata fatta un'ulteriore verifica per valutare l'effetto delle condizioni al contorno nei pressi dei bordi. Per fare questo è stato utilizzato un DTM di dimensioni maggiori (Figura 6.23)

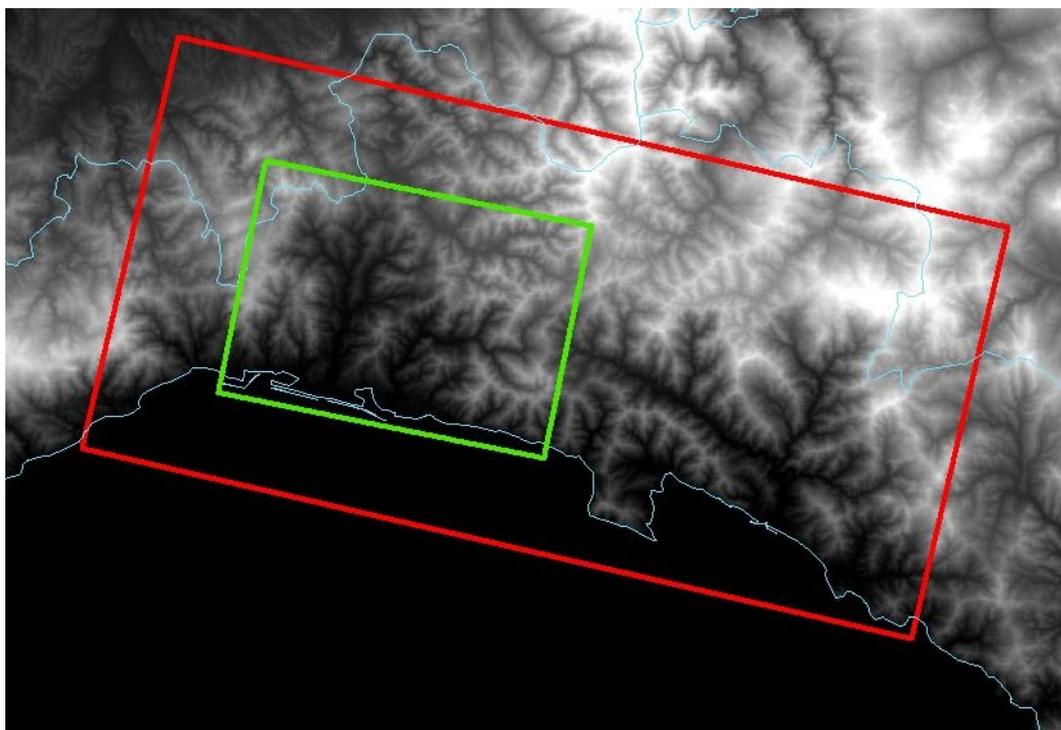


Figura 6.23: Definizione del nuovo dominio. In rosso le dimensioni del nuovo dominio. In verde le dimensioni del dominio precedente.

Con questo DTM viene effettuata una simulazione con le condizioni al contorno imposte per il caso II, con un flusso inclinato di 30° . I risultati ottenuti sono riportati in Figura 6.24

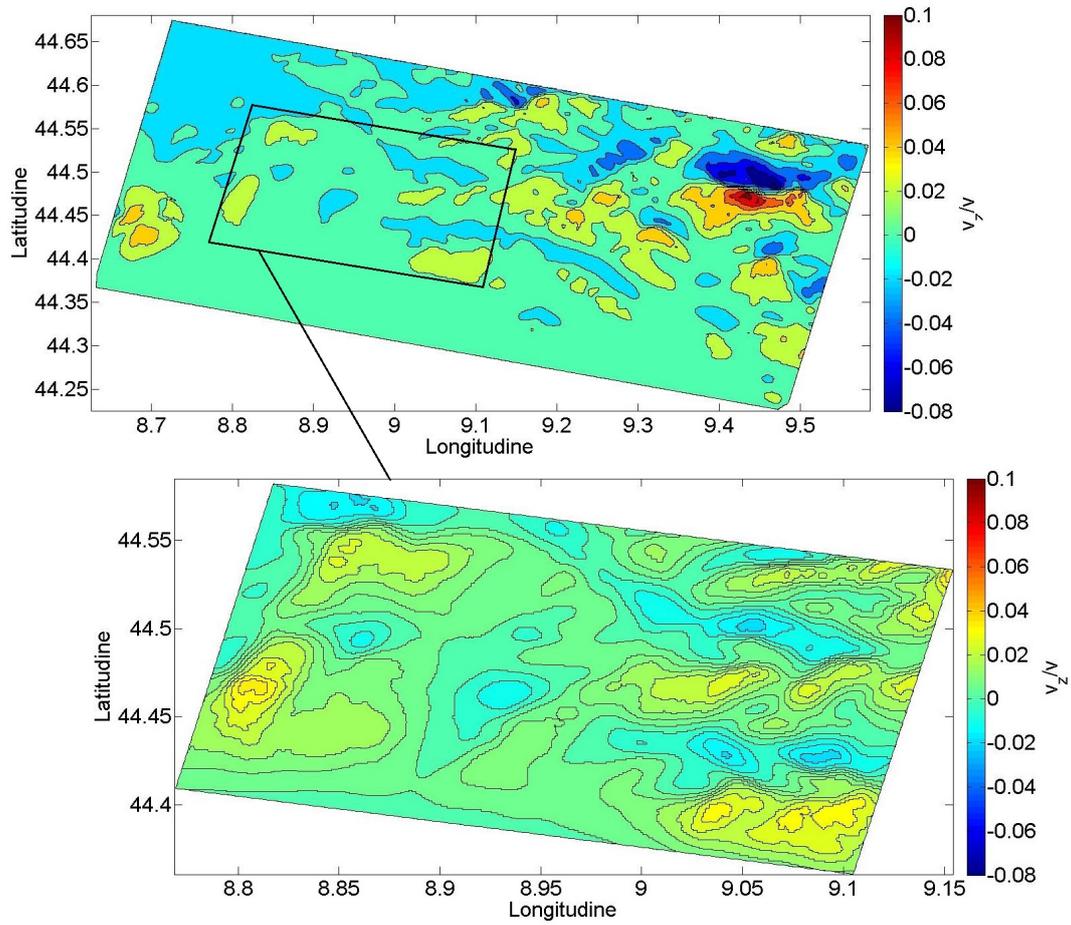


Figura 6.24: Componente verticale della velocità del vento v_z per flusso entrante inclinato di 30° rispetto alla verticale nel dominio più ampio. In basso è presente il ritaglio corrispondente alle dimensioni del dominio ridotto.

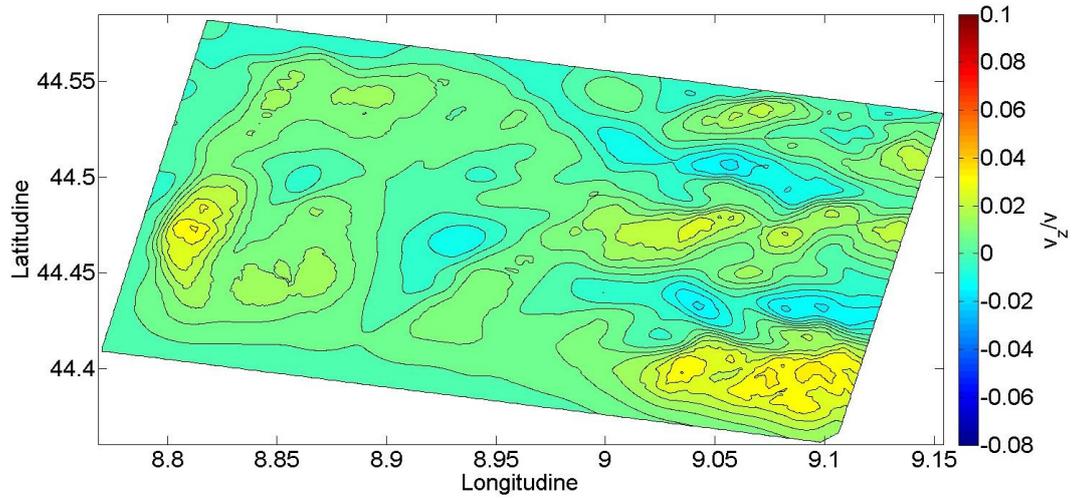


Figura 6.25: Componente verticale della velocità del vento v_z per flusso entrante inclinato di 30° rispetto alla verticale.

Confrontando la Figura 6.24 con la Figura 6.25 si può notare come le condizioni al contorno non hanno un'influenza significativa nei pressi dei bordi. Si osserva infatti come i risultati ottenuti siano praticamente identici.

Capitolo 7

Confronto con immagini radar

Nel presente capitolo verrà proposto un confronto visivo tra le immagini radar ottenute dall'elaborazione dei dati forniti dall'arpal e la componente verticale della velocità del vento ricavata dalle simulazioni.

7.1 Dati radar

Ci sono stati forniti i dati radar dall'ARPAL. Il radar a cui fanno riferimento è il radar meteorologico di Monte Settepani (Figura 7.1, di proprietà congiunta delle regioni Liguria e Piemonte, è un radar GPM250C, in banda C, doppler, polarimetrico. E' installato alla quota di circa 1400 metri s.l.m (latitudine 44.247, longitudine 8.199). Radar “doppler” significa che è in grado di misurare, attraverso l'elaborazione della fase del segnale, la componente radiale della velocità e la sua varianza. Radar “polarimetrico” significa che il segnale elettromagnetico emesso non è polarizzato solo orizzontalmente (come nei comuni radar meteorologici) ma anche verticalmente: questo permette di avere a disposizione una serie di grandezze che danno la possibilità di ottenere una descrizione più dettagliata delle idrometeore osservate e di effettuare una stima più precisa dell'intensità di precipitazione.

I dati forniti per l'evento del 9 ottobre 2014, descritto nel Capitolo 5, presentano una scansione ogni 10 minuti. Per effettuare un buon confronto occorre individuare il momento di innesco del sistema temporalesco, infatti è proprio in questo periodo che il vento, con la componente verticale, favorisce il sollevamento e l'innesco. Dal rapporto di evento meteoidrologico risulta che l'innesco



Figura 7.1: Radar meteorologico Monte Settepani. Da ARPAL (2017)

sia avvenuto alle ore 20:00 locali. In Figura 7.2 è presente la scansione radar del momento di innesco.

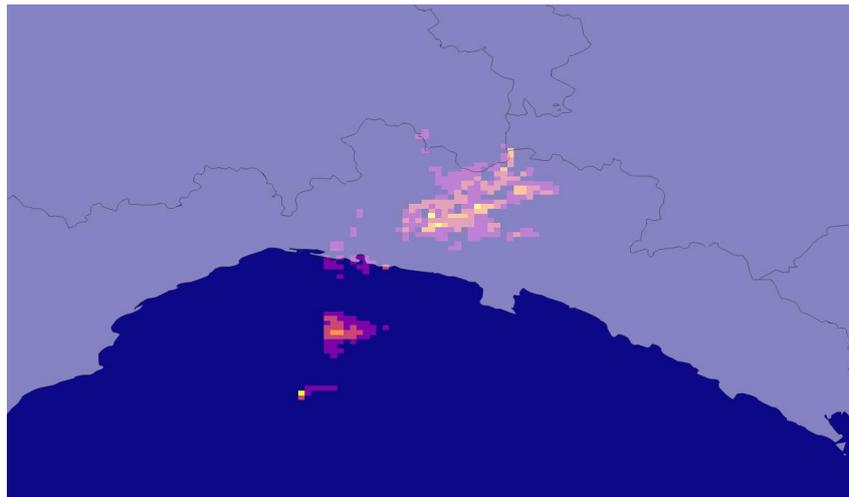


Figura 7.2: Scansione radar meteorologico momento di innesco, ore 20:00 del 9 ottobre 2014. In giallo si hanno le intensità di pioggia più elevate.

Analizzando le scansioni radar è risultato che il sistema temporalesco è rimasto pressoché stazionario fino alle ore 24. Tramite codice Matlab (Appendice B) è stata quindi costruita la cumulata delle scansioni tra le ore 20:00 e le ore 24:00 del 9 ottobre 2014 (Figura 7.3).

Confrontando la Figura 7.2 con la Figura 7.3 è evidente come il sistema temporalesco sia rimasto stazionario nel periodo considerato, scaricando notevoli quantità di pioggia.

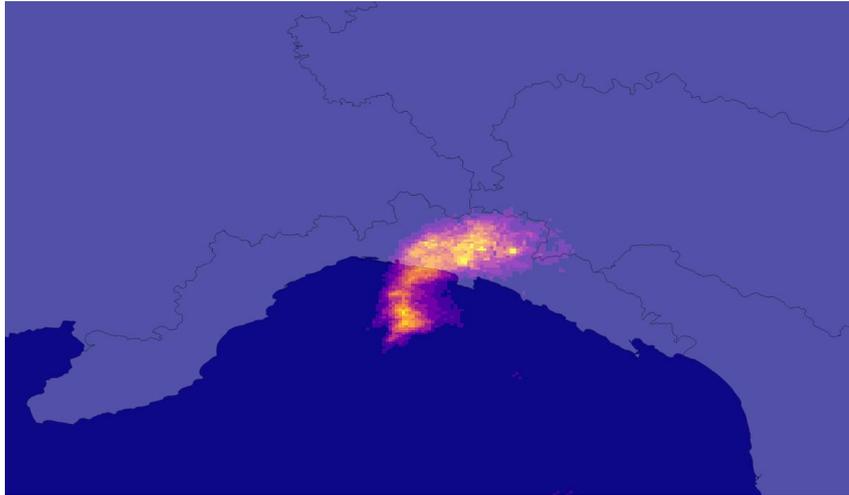


Figura 7.3: Scansione radar meteorologico cumulata tra le ore 20:00 e le ore 24 del 9 ottobre 2014. In giallo si hanno le intensità di pioggia più elevate.

7.2 Sovrapposizione e confronto visivo

Dopo aver ottenuto la cumulata, è stato possibile effettuare la sovrapposizione con i valori ricavati delle componenti verticali della velocità del vento per valutare se c'è una possibile correlazione tra le due variabili.

Dalla Figura 7.4 si evince come ci sia una correlazione tra i picchi di velocità verticale e le massime intensità di pioggia. E' quindi plausibile che i picchi di velocità verticale del vento favoriscano l'innesco del sistema temporalesco. E' inoltre probabile che facilitino il sollevamento di nuove celle che rendono stazionario il fenomeno che andrà così a scaricare ingenti quantità di pioggia nella medesima zona per diverse ore.

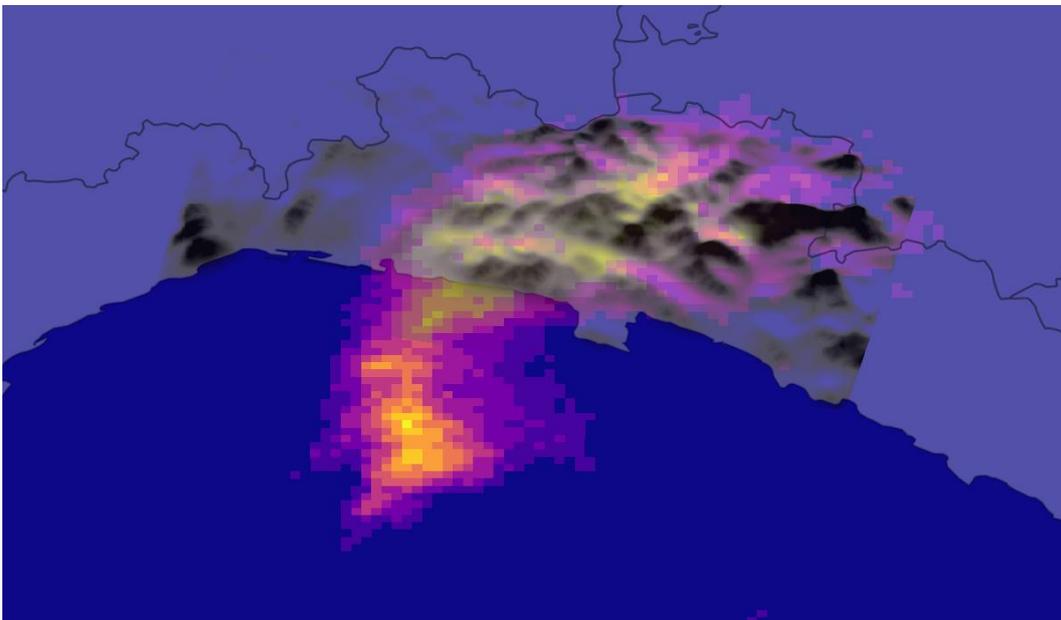


Figura 7.4: Sovrapposizione tra la scansione del radar meteorologico cumulata tra le ore 20:00 e le ore 24 del 9 ottobre 2014 e la componente verticale della velocità del vento. In giallo si hanno le intensità di pioggia maggiori e in nero sono evidenziati i picchi positivi delle velocità verticali

Capitolo 8

Conclusioni

In questa tesi è stato sviluppato e testato un modello per valutare la possibile correlazione tra la componente verticale della velocità del vento e i massimi di precipitazione in eventi estremi. Per fare questo ci si è avvalsi della teoria dei flussi a potenziale. E' stato quindi scelto un codice, Modflow che risolve l'equazione di Laplace nei mezzi porosi, restituendo come risultato il carico piezometrico. Sfruttando la legge di Darcy, per semplice derivazione, è stato possibile implementare un codice su matlab che restituisce le componenti di velocità.

Nella prima parte del lavoro è stata effettuata un'analisi di sensitività per valutare la risposta del modello alla variazione dell'altezza del dominio. Sono state svolte quattro diverse simulazioni facendo variare l'altezza all'interno della troposfera. Si è partiti con un'altezza di 5000 m per poi passare a 7000 m, 10000m fino ad arrivare a 15000 m. Dai risultati ottenuti si è riscontrato che la variazione dell'altezza non produce una variazione significativa dei risultati.

Nella parte successiva è stata fatta un'analisi di sensitività per valutare la risposta del modello alla direzione del flusso entrante. Si sono svolte tre differenti simulazioni facendo variare la direzione del flusso, partendo dalla direzione SE che è la direzione riscontrata nell'evento considerato. Quindi si è iniziato con un angolo di 45° rispetto alla verticale e si è fatto variare tale angolo di -15° e di $+15^\circ$. Analizzando i risultati ricavati è stato osservato che la posizione dei picchi della componente verticale della velocità del vento non è sensibile alla direzione del flusso entrante per i casi considerati. Si è inoltre osservato che all'aumentare dell'inclinazione del flusso entrante aumentano i valori delle velocità verticali.

Nell'ultima parte del lavoro è stato analizzato un evento estremo che ha colpito l'area di studio. E' stato individuato il momento di innesco e un arco temporale in cui il sistema temporalesco è risultato stazionario. Questo ha permesso la costruzione della cumulata delle scansioni radar e il successivo confronto con i valori ricavati della componente verticale della velocità del vento. Dal confronto è emerso che ci potrebbe essere una correlazione tra i massimi di precipitazione e i picchi delle velocità verticali.

Questi risultati spingono verso un confronto più accurato tra le scansioni radar e le velocità verticali per indagare maggiormente nella loro correlazione. potrebbe essere altrettanto interessante testare il metodo in altre aree di studio colpite da questo tipo di eventi.

Appendice A

Calcolo componenti della velocità del vento

```
%% CALCOLO DEL CAMPO DI MOTO

%%GROUNDWATER FLOW FIELD – DOMINIO 3D
% Gradiente idraulico lungo x e lungo y
gradx = cell(1,nlayers);
% inizializzazione
grady = cell(1,nlayers);
% inizializzazione
for k=1:nlayers

    temp = head{1,k};
    bw = zeros(size(temp)+2);
% genero un'immagine nera 2 pixel piu grande del dem
    temp_bw = zeros(size(temp));
% genero una copia del dem piena di zeri
    temp_bw(temp>0) = 255;
% metto 255 in corrispondenza dei valori reali del dem
    bw(2:end-1,2:end-1) = temp_bw;
% inserisco il dem in bianco e nero al centro dell'immagine allargata
    bw = uint8(bw);
% converto in numeri interi a 8 bit (sono numeri interi, positivi, e compresi fra 0

    up_bw = [bw(2:end,:) ; bw(1,:)];
% traslo in su di una riga l'immagine bw
    up_dif = bw - up_bw;
```

APPENDICE A. CALCOLO COMPONENTI DELLA VELOCITÀ DEL VENTO

```

% sottraggo all'originale quella traslata in su (isolo bordi inferiori in direzione
    dw_ind = find(up_dif(2:end-1,2:end-1) > 0);
% cerco gli indici dei punti che sono una discontinuita per il gradiente in y dal b

    dw_bw = [bw(end, :) ; bw(1:end-1, :)];
% traslo in giu di una riga l'immagine bw
    dw_dif = bw - dw_bw;
% sottraggo all'originale quella traslata in giu (isolo bordi superiori in direzione
    up_ind = find(dw_dif(2:end-1,2:end-1) > 0);
% cerco gli indici dei punti che sono una discontinuita per il gradiente in y dall'

    lf_bw = [bw(:,2:end) , bw(:,1)];
% traslo a sinistra di una colonna l'immagine bw
    lf_dif = bw - lf_bw;
% sottraggo all'originale quella traslata a sinistra (isolo bordi destri in direzione
    rg_ind = find(lf_dif(2:end-1,2:end-1) > 0);
% cerco gli indici dei punti che sono una discontinuita per il gradiente in x da de

    rg_bw = [bw(:,end) , bw(:,1:end-1)];
% traslo a destra di una colonna l'immagine bw
    rg_dif = bw - rg_bw;
% sottraggo all'originale quella traslata a destra (isolo bordi sinistri in direzione
    lf_ind = find(rg_dif(2:end-1,2:end-1) > 0);
% cerco gli indici dei punti che sono una discontinuita per il gradiente in x da si

    [grad_x,grad_y] = gradient(temp,cellsize,cellsize);
% calcolo il gradiente nelle celle che lo consentono (in quelle di bordo viene NaN)

    grad_x(lf_ind) = (temp(lf_ind + nrows) - temp(lf_ind))/cellsize;
% aggiungo il valore di gradiente nelle celle di bordo sinistro
    grad_x(rg_ind) = (temp(rg_ind) - temp(rg_ind - nrows))/cellsize;
% aggiungo il valore di gradiente nelle celle di bordo destro
    grad_y(up_ind) = (temp(up_ind+1) - temp(up_ind))/cellsize;
% aggiungo il valore di gradiente nelle celle di bordo superiore
    grad_y(dw_ind) = (temp(dw_ind) - temp(dw_ind-1))/cellsize;
% aggiungo il valore di gradiente nelle celle di bordo inferiore

    gradx{1,k} = grad_x;
% salvo il gradiente x relativo a ciscun layer
    grady{1,k} = grad_y;
% salvo il gradiente y relativo a ciscun layer

```

APPENDICE A. CALCOLO COMPONENTI DELLA VELOCITÀ DEL
VENTO

```

end

clear grad_x, clear grad_y

% Creo le matrici 3D contenenti i valori di gradiente lungo x e lungo y per ciascun

Gradx = zeros(nrows,ncols,nlayers);           ...
% inizializzazione
Grady = zeros(nrows,ncols,nlayers);           ...
% inizializzazione

for k = 1:nlayers
    Gradx(:, :, k) = gradx{1,k};               ...
% 3D matrix
    Grady(:, :, k) = grady{1,k};               ...
% 3D matrix
end

% Gradiente idraulico lungo z

if nlayers ~= 1                               ...
% se il modello e costituito da un solo layer non esiste un gradiente in direzione
    deltaz = cell(1,nlayers);                  ...
% inizializzazione
    gradz = cell(1,nlayers);                   ...
% inizializzazione
    for k = 2:nlayers-1                         ...
% layers centrali (da 2 a nlayers-1) --> riesco a calcolare il gradiente come valor
        deltaz{1,k} = (Grid_thick(:, :, k-1)+Grid_thick(:, :, k+1))./2+Grid_thick(:, :, k);
        gradz{1,k} = (head{1,k-1}(:, :)-head{1,k+1}(:, :))./deltaz{1,k};
    end
    for k = 1                                   ...
% layer 1
        deltaz{1,k} = (Grid_thick(:, :, k)+Grid_thick(:, :, k+1))./2;
        gradz{1,k} = (head{1,k}(:, :)-head{1,k+1}(:, :))./deltaz{1,k};
    end
    for k = nlayers                             ...
% layer k-esimo (layer finale)
        deltaz{1,k} = (Grid_thick(:, :, k-1)+Grid_thick(:, :, k))./2;
        gradz{1,k} = (head{1,k-1}(:, :)-head{1,k}(:, :))./deltaz{1,k};
    end
end

```

APPENDICE A. CALCOLO COMPONENTI DELLA VELOCITÀ DEL
VENTO

```
% Creo la matrice 3D contenente i valori di gradiente lungo z per ciascun layer

    Gradz = zeros(nrows,ncols,nlayers);           ...
% inizializzazione
    for k = 1:nlayers
        Gradz(:, :, k) = gradz{1,k};           ...
% 3D matrix
    end
end
```

Appendice B

Costruzione cumulata immagini radar

```
clear all;
close all;
clc

Xdim=400;
Ydim=400;

E=dir; %RESTITUISCE L'ELENCO DEI FILE NELLA DIRECTORY

P_cum=zeros(400,400);

for ii=1:length(E)-5

    nome=E(ii+4).name; %PARTE DAL TERZO FILE PERCHE' I PRIMI DUE NELLA STR

    %Lettura file di pioggia
    str='end_header';
    lstr=length(str);
    fid=fopen(nome,'r');
for ib=1:2000
    c(ib) = fread(fid, 1, 'uint8=>char');
    if(ib > lstr)
        ic= strcmp(c(ib-lstr+1:ib),str);
```

APPENDICE B. COSTRUZIONE CUMULATA IMMAGINI RADAR

```
        aa=c(ib-lstr+1:ib);
        if(uint32(ic)==1)
            break;
        end
    end
end

end

c(ib) = fread(fid, 1, 'uint8=>char');
data=fread(fid, inf, 'uchar');
fclose(fid);
%trasfomazione da bit a valore in mm
mapbit=reshape(data,Xdim,Ydim);
mapfloat=zeros(Xdim,Ydim);
%mapfloat=NaN(Xdim,Ydim);
jj=find(mapbit>0.0 & mapbit<255);
jjn=find(mapbit==255);
mapfloat(jj)=(10.^(mapbit(jj)*log10(2.0)*0.05))-1;
%radarmaps(:,:)=flipud(mapfloat(:,:));
radarmaps(:,:)=(mapfloat(:,:));
%alCheck(imap)=1;
radarmaps(jjn)=-9999;

P_cum=P_cum+radarmaps;           %CUMULA

clear radarmaps

fclose('all');

end

imagesc(P_cum,[0 20]);
```

Bibliografia

- Allamano, P., Claps, P., Laio, F., and Thea, C. (2009). A data-based assessment of the dependence of short-duration precipitation on elevation. *Weather and Forecasting*, 16:633–659.
- ARPAL (2017). Agenzia regionale per la protezione dell’ambiente ligure. <https://www.arpal.gov.it/>.
- Avanzi, F., De Michele, C., Gabriele, S., Ghezzi, A., and Rosso, R. (2015). Orographic signature on extreme precipitation of short durations. *Journal of Hydrometeorology*, 16:278–294.
- Bartsotas, N. S., Nikolopoulos, E. I., Anagnostou, E. N., Solomos, S., and Kallos, G. (2017). Moving toward subkilometer modeling grid spacings: Impacts on atmospheric and hydrological simulations of extreme flash flood-inducing storms. *Journal of Hydrometeorology*, 18:209–226.
- Chen, S.-H. and Lin, Y.-L. (2005). Orographics effects on a conditionally unstable flow over an idealized three-dimensional mesoscale mountain. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 88:1–21.
- Chu, C.-M. and Lin, Y.-L. (2000). Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems in a two-dimensional conditionally unstable flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57:3817–3837.
- Ducrocq, V., Nuissier, O. and Ricard, D., Lebeaupin, C., and Thouvenin, T. (2008). A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern france. ii: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134:131–145.

- Dutta, S. (2007). A meso-scale three-dimensional dynamical model of orographic rainfall. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 95:1–14.
- Fiori, E., Comellas, A., Molini, L., Rebora, N., Siccardi, F., Gochis, D., Tanelli, S., and Parodi, A. (2014). Analysis and hindcast simulations of an extreme rainfall event in the mediterranean area: The genoa 2011 case. *Atmospheric Research*, 138:13–29.
- Foresti, L. and Pozdnoukhov, A. (2012). Exploration of alpine orographic precipitation patterns with radar image processing and clustering techniques. *Meteorological Applications*, 19:407–419.
- Harbaugh, A. (2005). *MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model—the Ground-Water Flow Process*. <https://pubs.usgs.gov/tm/2005/tm6A16/>.
- Kunz, M. and Kottmeier, C. (2006a). Orographic enhancement of precipitation over low mountain ranges. part i: Model formulation and idealized simulations. *Journal of applied Meteorology and Climatology*, 45:1025–1040.
- Kunz, M. and Kottmeier, C. (2006b). Orographic enhancement of precipitation over low mountain ranges. part ii: Simulations of heavy precipitation events over southwest germany. *Journal of applied Meteorology and Climatology*, 45:1041–1055.
- Lancellota, R. (2012). *Geotecnica*. Zanichelli.
- Lin, Y.-L., Chiao, S., Wang, T.-A., Kaplan, M. L., and P., W. R. (2001). Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Weather and Forecasting*, 16:633–659.
- L. Trapero, J. Bech, and J. Lorente (2013). Numerical modelling of heavy precipitation events over eastern pyrenees: Analysis of orographic effects. *Atmospheric Research*, 123:368–393.
- Miglietta, M. M. and Rotunno, R. (2009). Numerical simulations of conditionally unstable flows over a mountain ridge. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66:1865–1885.

- Onorato, L., Bonati, V., Cavallo, A., and Turato, B. (2014). Rapporto di evento meteorologico del 9/10/2014.
- Pelosi, A. and Furcolo, P. (2015). An amplification model for the regional estimation. *Water*, 7:6877–6891.
- Pelosi, A., Furcolo, P., and Rossi, F. (2016). Statistical identification of orographic effects in the regional analysis of extreme rainfall. *Hydrological Processes*, 30:1342–1353.
- Picard, L. and Mass, C. (2017). The sensitivity of orographic precipitation to flow direction: An idealized modeling approach. *Journal of Hydrometeorology*, 18:1673–1688.
- Rebora, N., Molini, L., Casella, E., Comellas, A., Fiori, E., Pignone, F., Siccardi, F., Silvestro, F., Tanelli, S., and Parodi, A. (2013). Extreme rainfall in the mediterranean: What can we learn from observations? *Journal of Hydrometeorology*, 14:906–922.
- Rotunno, R. and Ferretti, R. (2001). Mechanisms of intense alpine rainfall. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58:1732–1749.
- Services, S. W. (2014). *Visual MODFLOW Flex User’s Manual*. http://trials.swstechnology.com/software/VMODFlex/2014/VMODFlex_UsersManual.pdf.
- USGS (2017). New to modflow? start here! <https://water.usgs.gov/ogw/modflow/new-start-here.html>.
- Watson, C. D. and Lane, T. P. (2012). Sensitivities of orographic precipitation to terrain geometry and upstream conditions in idealized simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69:1208–1231.
- Watson, C. D. and Lane, T. P. (2014). Further sensitivities of orographic precipitation to terrain geometry in idealized simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71:3068–3089.