Università degli studi di Genova SCUOLA POLITECNICA

Corso di Laurea in ingegneria Civile ed Ambientale



Anno Accademico 2017-2018

Ricostruzione del campo anemologico attraverso il modello CALMET accoppiato a WRF

di

Federico Schiavi

Correlatori:

Relatore:

Dr. Francesco Ferrari

Prof. Andrea Mazzino

Dr. Federico Cassola

Abstract

This work deals with the study, implementation and validation against wind field data of a downscaling strategy to obtain highresolution wind fields (150 m) from large-scale coarser wind information. To be more specific, the large-scale wind is available from the operative meteorological model (WRF) running at DICCA on daily basis with a resolution of about $1 \ km$ over the Liguria region. To implement the downscaling strategy, 6 months in the recent past (year 2017) are selected and the 3D wind field available from WRF (time intervals of one hour) is exploited. These fields are interpolated on a finer grid (150 m of resolution) incorporating kinematic effects of the rapidly-varying topography and stability effects depending on the hour of the day, local slope of the underlying topography and type of grounds. This downscaling procedure has the drawback that the resulting wind field is not consistent with the mass conservation (e.g., sinks/sources may spuriously appear within the domain). To overcome the problem, a minimization strategy of the wind divergence is carried out in a way to guarantee mass consistency. The resulting high-resolution wind field is validated against wind-field data from the ARPA Liguria network. This strategy is finally exploited to force the near-shore wave model SWAN for the wave height assessment.

Sommario

Il seguente lavoro riguarda lo studio, lo sviluppo e la validazione di una strategia di downscaling per ottenere campi di vento ad altissima risoluzione (150 m), a partire da informazioni più grossolane alla larga scala. In particolare, il vento alla larga scala è fornito dal modello meteorologico operativo (WRF), il quale gira al DICCA quotidianamente ad una risoluzione pari ad 1 km nella regione Liguria. Al fine di implementare la strategia di downscaling, vengono scelti 6 mesi dell'anno 2017 e vengono utilizzati i campi di vento 3D provenienti dal modello WRF (intervalli temporali di un'ora). Questi campi di vento vengono interpolati su una griglia più fine (150 m di risoluzione) inglobando gli effetti cinematici dovuti alle brusche variazioni orografiche e agli effetti di stabilità, che dipendono dall'ora del giorno, dalla pendenza locale dell'orografia sottostante e dal tipo di terreno. Questa procedura di downscaling ha l'inconveniente che il campo di vento risultante non è consistente con la conservazione della massa (ad esempio possono crearsi pozzi o sorgenti fittizi all'interno del dominio). Per aggirare il problema, si segue una strategia di minimizzazione della divergenza del campo di vento, in modo tale da garantire la consistenza di massa. Il campo di vento ad alta risoluzione risultante viene validato contro dati sul campo provenienti dalle stazioni anemometriche dell'ARPA Liguria. Questa strategia viene infine utilizzata per forzare il modello d'onda SWAN, allo scopo di valutare la sensibilità del moto ondoso.

Indice

In	dice		\mathbf{v}
El	enco	delle figure	vii
El	enco	delle tabelle	x
In	trod	uzione	1
1	Mo	delli ad Area Limitata	7
	1.1	Introduzione	7
	1.2	Struttura dei Modelli	9
	1.3	Aspetti numerici	10
	1.4	Aspetti fisici	15
	1.5	L'inizializzazione	24
2	Il n	nodello prognostico WRF	27
	2.1	Introduzione	27
	2.2	Equazioni del modello	28
	2.3	Discretizzazione del modello	34
	2.4	Condizioni al Contorno e Iniziali	36
	2.5	Nesting	37
	2.6	Parametrizzazioni	38
3	Il n	nodello diagnostico CALMET	39
	3.1	Introduzione	39
	3.2	Descrizione tecnica	40
	3.3	Costruzione dei campi di vento	42
	3 4	Campi di vento di WRF	48

vi INDICE

4	Simulazioni	49
	4.1 Introduzione	49
	4.2 Obiettivo del lavoro	54
	4.3 Risultati ottenuti	63
	4.4 Validazione del modello	87
	4.5 Confronto domini di WRF	91
5	Un'applicazione al moto ondoso	99
	5.1 Introduzione	99
	5.2 Area di applicazione	100
	5.3 Risultati	102
Co	nclusioni	113
A	Equazioni dei GCM, LAM	115
	A.1 Le equazioni fondamentali	115
	A.2 Le equazioni nei modelli	116
	A.3 Sistemi di coordinate verticali	117
\mathbf{B}	CALMET	121
	B.1 Formulazione della seconda fase	121
\mathbf{C}	Termodinamica dell'atmosfera	127
D	Risultati	133
	D.1 Simulazioni su Genova	133
	D.2 Simulazioni su La Spezia	144
Bi	oliografia	151

Elenco delle figure

1.1	Vari tipi di griglia di calcolo secondo la classificazione di Arakawa.	13
1.2	Andamento dell'energia libera di Gibbs	17
1.3	Distribuzione delle stazioni osservative sulla superficie disponi-	
	bili per l'inizializzazione dei modelli	25
2.1	Coordinata verticale terrain following η	29
2.2	Vari tipi di proiezione utilizzati dal Modello WRF: a) Polar stereographic, b) Mercatore, c) Lambert conformal	32
2.3	$\label{eq:Grights} {\it Grightautilizzata\ dal\ modello\ WRF\ per\ la\ discretizzazione\ spaziale.}$	35
2.4	Possibili configurazioni di un nesting	37
2.5	Esempio di nesting su di una griglia di Arakawa di tipo C	38
3.1	Griglia di calcolo di CALMET	41
4.1	Componenti di una stazione meteorologica classica	51
4.2	Dominio in esame e stazioni meteorologiche in esso disponibili.	52
4.3	Campo di vento simulato dalla prima modalità di funzionamento di CALMET (frecce bianche) e simulato da WRF (frecce nere) relativamente alle ore 13 del 5 Agosto 2017, in una sottoarea del dominio. Le frecce nere in grassetto invece indicano il vento misurato dalle stazioni anemometriche	55
4.4	Campo di vento simulato dalla seconda modalità di funzionamento di CALMET (frecce bianche) e simulato da WRF (frecce nere) relativamente alle ore 13 del 5 Agosto 2017, in una sottoarea del dominio. Le frecce nere in grassetto invece indicano	
	il vento misurato dalle stazioni anemometriche.	56

4.5	Campo di vento simulato dalla terza modalità di funzionamento di CALMET (frecce bianche) e simulato da WRF (frecce nere) relativamente alle ore 13 del 5 Agosto 2017, in una sottoarea del dominio. Le frecce nere in grassetto invece indicano il vento misurato dalle stazioni anemometriche	57
4.6	Campo di vento simulato dalla prima modalità di funzionamento di CALMET (frecce bianche) e simulato da WRF (frecce nere) relativamente alle ore 18 del 21 Dicembre 2016, in una sottoarea del dominio. Le frecce nere in grassetto invece indicano il vento misurato dalle stazioni anemometriche.	58
4.7	Campo di vento simulato dalla seconda modalità di funzionamento di CALMET (frecce bianche) e simulato da WRF (frecce nere) relativamente alle ore 18 del 21 Dicembre 2016, in una sottoarea del dominio. Le frecce nere in grassetto invece indicano il vento misurato dalle stazioni anemometriche.	59
4.8	Campo di vento simulato dalla terza modalità di funzionamento di CALMET (frecce bianche) e simulato da WRF (frecce nere) relativamente alle ore 18 del 21 Dicembre 2016, in una sottoarea del dominio. Le frecce nere in grassetto invece indicano il vento misurato dalle stazioni anemometriche.	60
4.9	Confronto intensità ARPAL-WRF, a febbraio, sul Monte Cappellino	66
4.10	Confronto intensità ARPAL-CALMET (nel caso 1), a febbraio, sul Monte Cappellino.	67
4.11	Confronto direzioni ARPAL-WRF, a febbraio, sul Monte Cappellino	68
4.12	Differenza tra le direzioni ARPAL-WRF ed indici statistici, a febbraio, sul Monte Cappellino.	69
4.13	Confronto direzioni ARPAL-CALMET (nel caso 1), a febbraio, sul Monte Cappellino.	70
4.14	Differenza tra le direzioni ARPAL-CALMET (nel caso 1) ed indici statistici, a febbraio, sul Monte Cappellino	71
4.15	Grafico correlazione Arpal-WRF, Arpal-CALMET (nel caso 1) e relativo coefficiente per le intensità nei sei mesi: Monte Cappellino.	74

4.16	Grafico correlazione Arpal-WRF, Arpal-CALMET (nel caso	
	1) e relativo coefficiente per le intensità nei sei mesi: Genova	
	Castellaccio	77
4.17	Grafico correlazione Arpal-WRF, Arpal-CALMET (nel caso 1) e	
	relativo coefficiente per le intensità nei sei mesi: Monte Portofino.	80
4.18	Grafico correlazione Arpal-WRF, Arpal-CALMET (nel caso 1)	
	e relativo coefficiente per le intensità nei sei mesi: Punta Vagno.	83
4.19	Grafico correlazione Arpal-WRF, Arpal-CALMET (nel caso 1)	
	e relativo coefficiente per le intensità nei sei mesi: Porto Antico.	86
5.1	Dettaglio del Golfo di La Spezia e delle stazioni meteorologiche	
	disponibili dell'ARPAL nonché degli anemometri del progetto	
	Vento e Porti	100
5.2	Stazioni meteorologiche dell'ARPAL e anemometri del progetto	
	Vento e Porti disponibili nel dominio in esame. Come si vede,	
	l'area risulta molto estesa, specie a ponente, rispetto al golfo	
	vero e proprio.	101
5.3	Posizione della boa virtuale "La Spezia"	105
5.4	Campo di vento fornito dalla prima modalità di funzionamento	
	di CALMET ad una risoluzione di 150 m , relativamente alle ore	
	20 del giorno 11 gennaio 2016 (mareggiata)	106
5.5	Moto ondoso simulato a partire dal campo di vento fornito	
	dalla prima modalità di funzionamento di CALMET ad una	
	risoluzione di 150 m , relativamente alle ore 20 del giorno 11	
	gennaio 2016 (mareggiata)	107
5.6	Campo di vento fornito dalla boa virtuale "La Spezia", relativa-	
	mente alle ore 20 del giorno 11 gennaio 2016 (mareggiata)	108
5.7	Moto ondoso simulato a partire dal campo di vento fornito dalla	
	boa virtuale "La Spezia", relativamente alle ore 20 del giorno 11	
	gennaio 2016 (mareggiata)	109
5.8	Differenza tra l'altezza d'onda prodotta dal vento fornito dal-	
	la boa "virtuale" e quella prodotta dal vento di CALMET,	
	relativamente alle ore 20 del giorno 11 gennaio 2016 (mareggiata).	111

Elenco delle tabelle

4.1	Stazioni meteorologiche dell'ARPAL disponibili nell'area in esame.	53
4.2	Risultato nei tre mesi invernali: Monte Cappellino	72
4.3	Risultato nei tre mesi estivi: Monte Cappellino	72
4.4	Risultato nei sei mesi: Monte Cappellino	73
4.5	Risultato nei tre mesi invernali: Genova Castellaccio	75
4.6	Risultato nei tre mesi estivi: Genova Castellaccio	75
4.7	Risultato nei sei mesi: Genova Castellaccio	76
4.8	Risultato nei tre mesi invernali: Monte Portofino	78
4.9	Risultato nei tre mesi estivi: Monte Portofino	78
4.10	Risultato nei sei mesi: Monte Portofino	79
4.11	Risultato nei tre mesi invernali: Punta Vagno	81
4.12	Risultato nei tre mesi estivi: Punta Vagno	81
4.13	Risultato nei sei mesi: Punta Vagno.	82
4.14	Risultato nei tre mesi invernali: Porto Antico	84
4.15	Risultato nei tre mesi estivi: Porto Antico	84
4.16	Risultato nei sei mesi: Porto Antico.	85
4.17	Numero di casi migliori per indice statistico sui sei mesi: Bias-	
	NBias	89
4.18	Numero di casi migliori per indice statistico sui sei mesi: RMSE-	
	NRMSE	90
4.19	Numero di casi migliori per indice statistico sui sei mesi: HH	90
4.20	Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300	
	m: Monte Cappellino	91
4.21	Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300	
	m: Genova Castellaccio.	92
4.22	Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300	
	m: Monte Portofino.	92

4.23	Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300	
	m: Punta Vagno.	92
4.24	Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300	
	m: Porto Antico.	93
4.25	Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300	
	m: Bargagli	93
4.26	Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300	
	m: Arenzano Porto	93
4.27	Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300	
	m: Fontana Fresca	94
4.28	Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300	
	m: Passo del Turchino	94
4.29	Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300	
	m: Monte Pennello	94
4.30	Numero di casi migliori, al variare della risoluzione di partenza	
	di WRF, per la prima modalità di funzionamento di CALMET.	97
E 1	Ctarioni matagnalogicha dell'ADDAI dignonibili nell'area in egama i	100
5.1	Stazioni meteorologiche dell'ARPAL disponibili nell'area in esame.	LUZ
5.2	Stazioni anemometriche del progetto <i>Vento e Porti</i> disponibili nell'area in esame.	100
5 9		102
5.3	Numero di casi migliori per indice statistico durante le prime due settimane del gennaio 2016: Bias-NBias	103
5.4	Numero di casi migliori per indice statistico durante le prime	roo
0.4	÷ -	104
5.5	Numero di casi migliori per indice statistico durante le prime	104
0.0	-	104
	due settimane dei gennaio 2010. 1111	LU4
D.1	Risultato nei tre mesi invernali: Bargagli	134
D.2	Risultato nei tre mesi estivi: Bargagli.	134
D.3	Risultato nei sei mesi: Bargagli	135
D.4	Risultato nei tre mesi invernali: Arenzano Porto	136
D.5	Risultato nei tre mesi estivi: Arenzano Porto.	136
D.6	Risultato nei sei mesi: Arenzano Porto	137
D.7	Risultato nei tre mesi invernali: Fontana Fresca	138
D.8	Risultato nei tre mesi estivi: Fontana Fresca	138
D.9	Risultato nei sei mesi: Fontana Fresca.	139
D.10	Risultato nei tre mesi invernali: Passo del Turchino	140

D.11 Risultato nei tre mesi estivi: Passo del Turchino	140
D.12 Risultato nei sei mesi: Passo del Turchino	141
D.13 Risultato nei tre mesi invernali: Monte Pennello	142
D.14 Risultato nei tre mesi estivi: Monte Pennello	142
D.15 Risultato nei sei mesi: Monte Pennello	143
D.16 Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul golfo	
di La Spezia: stazione ARPAL sul Monte Rocchetta	144
D.17 Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul golfo	
di La Spezia: stazione ARPAL a La Spezia.	145
D.18 Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul golfo	
di La Spezia: stazione ARPAL presso Levanto San Gottardo	145
D.19 Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul golfo	
di La Spezia: stazione ARPAL a Portovenere.	146
D.20 Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul golfo	
di La Spezia: stazione ARPAL a Levanto.	146
D.21 Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul golfo	
di La Spezia: stazione ARPAL presso Corniolo	147
D.22 Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul golfo	
di La Spezia: anemometro posizionato presso la Capitaneria di	
Porto (progetto Vento e Porti)	148
D.23 Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul golfo	
di La Spezia: anemometro posizionato presso Molo Garibaldi	
(progetto Vento e Porti)	148
D.24 Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul gol-	
fo di La Spezia: anemometro posizionato presso Santa Teresa	
(progetto Vento e Porti)	149
D.25 Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul gol-	
fo di La Spezia: anemometro posizionato presso il GNL Italia	
(progetto Vento e Porti)	149

Introduzione

Il crescente sviluppo della modellistica numerica meteorologica permette sempre più, attraverso l'applicazione delle leggi fisiche della termodinamica e della fluidodinamica, di prevedere l'evoluzione dei vari fenomeni che avvengono in atmosfera. Attualmente, il punto di riferimento per la modellistica meteorologica numerica, Numerical Weather Prediction (NWP), è costituito dai modelli a scala globale Global Circulation Models (GCM), i quali permettono di simulare l'evoluzione dello stato dinamico dell'atmosfera dell'intero pianeta attraverso una griglia di calcolo¹, sulla quale sono calcolati i dati di interesse quali, ad esempio, pressione, temperatura, vento ed umidità relativa. Tali grandezze provengono dalla evoluzione nel tempo di quelle definite sulla griglia creata dalle condizioni iniziali osservate. Per ottenere i dati iniziali necessari all'inizializzazione dei modelli, i grandi centri meteorologici utilizzano, su scala globale, radiosonde, satelliti, stazioni meteorologiche su terraferma ed oceano (boe e navi).

I modelli numerici Numerical Weather Prediction, integrando le 'equazioni primitive' a partire dalle condizioni iniziali così ricavate, descrivono nel tempo l'evoluzione dei campi meteorologici. Le 'equazioni primitive' che regolano l'evoluzione dell'atmosfera, non lineari e fortemente accoppiate, non sono però risolvibili analiticamente. Per questo motivo, le soluzioni fornite dai modelli numerici sono il risultato di approssimazioni e discretizzazioni, sia spaziali che temporali, perciò affette da errori. In particolare, i campi di interesse meteorologico, continui, vengono discretizzati su griglie che coprono il dominio di interesse e vengono definiti in corrispondenza dei nodi delle griglie stesse. Molti processi fisici, purtroppo, pur influenzando le variabili collocate nei nodi della griglia spazio-temporale su cui avviene

 $^{^1\}mathrm{Per}$ i GCM la griglia spaziale ha passo di ordine dei 10 km sull'orizzontale e dei 100 m sulla verticale.

2 INTRODUZIONE

la discretizzazione, avvengono su scale più piccole di quella definita dalla griglia stessa. In tal caso, questi fenomeni non possono essere simulati esplicitamente, ma necessitano di opportune parametrizzazioni. Per risolvere esplicitamente una quantità maggiore di processi è necessario aumentare la risoluzione della griglia. Tuttavia, esisterà sempre una scala sotto la quale sarà necessario l'utilizzo di parametrizzazioni. Questo avviene perché l'intervallo di lunghezze tipiche che entrano in gioco in atmosfera è immenso, spaziando dalle scale delle onde planetarie (dell'ordine $10^3~\rm km$) a quelle delle interazioni intermolecolari in atmosfera (dell'ordine $10^{-6}~\rm m$). Pertanto, in base al passo di griglia fissato su cui risolvere le equazioni, si distinguono i fenomeni che saranno risolti esplicitamente da quelli che invece verranno parametrizzati. L'esito di una previsione è legato alla capacità delle parametrizzazioni utilizzate di cogliere gli effetti prodotti, sulla scala maggiore, dai fenomeni fisici rappresentati.

Un'ulteriore fonte di errori interviene durante l'inizializzazione del modello: a partire dai dati forniti dalle stazioni di osservazione disposte disordinatamente sul globo, si interpolano sui nodi della griglia i valori iniziali ed al contorno per la simulazione. Errori derivanti da osservazioni inesatte o da distorsioni legate all'interpolazione possono venire amplificati e portare a previsioni inaccurate. Le prestazioni finali del modello tengono conto di tutti questi effetti.

Un incremento della risoluzione della griglia, che permette di risolvere una quantità sempre maggiore di fenomeni, è possibile soltanto riducendo l'estensione spaziale e temporale del dominio di interesse.

A tal fine sono stati sviluppati i Modelli ad Area Limitata (*Limited Area Models*, LAM), che costituiscono i modelli NWP alla mesoscala. I LAM non sostituiscono i GCM, ma piuttosto li completano, in quanto permettono di arricchire le informazioni, già acquisite su grande scala, con quelle fornite su mesoscala da una previsione a risoluzione maggiore. I LAM, agendo su un dominio più ristretto, necessitano, oltre alle condizioni iniziali, anche di quelle al contorno (diversamente dai GCM che invece, essendo su dominio planetario, non necessitano di condizioni ai bordi). Tali condizioni al contorno vengono passate dai GCM ai LAM attraverso una procedura di nidificazione (*nesting*).

In questa tesi utilizziamo il modello ad area limitata Weather Research and Forecasting (WRF), modello numerico di previsione di recente sviluppo

INTRODUZIONE 3

nato dalla collaborazione di vari enti americani e adatto sia per scopi di ricerca sia per previsioni operative. Tale modello, attraverso una serie di nesting, permette di arrivare, su domini molto ristretti, ad una risoluzione orizzontale di 1 km x 1 km. Utilizzando tale risoluzione, nel presente lavoro si vogliono risolvere le equazioni primitive nell'area in esame (di circa 50 km x 50 km e centrata sulla città di Genova). La risoluzione al chilometro, molto più raffinata rispetto a quella dei modelli globali, permette di cogliere, ossia di risolvere esplicitamente, molti fenomeni che su scala globale vengono parametrizzati, come ad esempio le correnti ascensionali dovute alla convezione. Tuttavia, rimangono ancora molti fenomeni non risolti (come per esempio gli effetti indotti dalle variazioni orografiche ad alta risoluzione ed i dettagli della conformazione dell'interfaccia terra-acqua) che non possono essere trascurati, in quanto sono influenzati e, allo stesso tempo, influenzano il comportamento di quelli alla scala risolta. Tali fenomeni non risolti sono oggetto di opportune parametrizzazioni. Contestualmente, il campo di vento, oggetto della seguente tesi, è influenzato sia dalle grandezze risolte esplicitamente, sia da quelle non risolte (come ad esempio la microfisica o il planetary boundary layer, PBL); allo stesso tempo, però, il vento influenza la formazione di tali fenomeni alle scale non risolte. Pertanto si potrebbe pensare, quale strada per risolvere le problematiche sopra descritte, di restringere ulteriormente il dominio sul quale WRF integra le equazioni e di incrementare, contemporaneamente, la risoluzione spazio-temporale del modello. Tuttavia, sia alla luce dei costi computazionali proibitivi che ne deriverebbero, sia per il fatto che, ad oggi, non si conoscono parametrizzazioni che funzionino correttamente sotto il chilometro, tale possibilità è da escludere.

La presente tesi propone un cambio di paradigma in cui il campo di vento viene simulato ad altissima risoluzione (fino ad arrivare a circa 150 m) a partire da informazioni più grossolane (a circa 1 km) fornite da WRF. Il metodo qui utilizzato (e validato contro dati sul campo) prevede l'accoppiamento di un modello diagnostico (molto economico in termini di tempi computazionali) a consistenza di massa nel modello meteorologico WRF al fine di rappresentare la topografia complessa, la scabrezza superficiale e l'interfaccia terra-acqua, aggirando l'onere computazionale richiesto da un'elevata risoluzione di WRF, e di rispettare il requisito fisico della conservazione della massa. In altre parole, i modelli diagnostici rappresentano

il giusto compromesso tra l'elevata risoluzione cercata e la fattibilità computazionale, permettendo previsioni ad alta risoluzione in tempi brevi. Il modello diagnostico utilizzato in questa tesi è CALMET (*California Meteorological Model*), processore del modello di dispersione CALPUFF

(California Puff Model).

In questa tesi, validiamo tre diverse modalità di utilizzo di CALMET, a partire dagli output di WRF, al fine di generare campi di vento tridimensionali a divergenza nulla ed influenzati dalle variazioni orografiche ad alta/altissima risoluzione². Come risultato della validazione emerge la modalità di funzionamento di CALMET che simula, al meglio, il campo di vento misurato nell'area in esame e nel periodo di studio pari a sei mesi (tre invernali e tre estivi) dell'anno 2017. In particolare, il modello cinematico ritenuto migliore è quello tale per cui si ottengono gli indici statistici più bassi. Successivamente, quale applicazione a valle dello studio di validazione, ci focalizziamo sulla determinazione di una forzante del moto ondoso ad alta risoluzione nel bacino portuale di La Spezia, valutando, in funzione di essa, la sensibilità del campo d'onda.

Nel **Capitolo** 1 è riportata un'introduzione sui modelli numerici di previsione: metodi numerici, inizializzazione, discretizzazione e parametrizzazioni dei fenomeni fisici con particolare riferimento ai modelli ad area limitata.

²Campi di vento che trovano impiego in moltissime applicazioni: controllo della qualità dell'aria e in campo meteo-marino, propagazione degli incendi, impatto sulle strutture, produzione di energia eolica, ecc.

INTRODUZIONE 5

Nel **Capitolo** 2 è introdotto il modello prognostico WRF e sono descritte le equazioni su cui si basa, le caratteristiche tecniche quali, ad esempio, le tecniche di inizializzazione, le discretizzazioni applicate, i possibili metodi di interazione tra domini con passi di griglia diversi.

Nel Capitolo 3 viene introdotto il modello diagnostico CALMET e viene descritto l'approccio in due fasi sul quale si basa, approfondendone la descrizione delle relative formulazioni, le caratteristiche tecniche come la griglia di calcolo e le tre metodologie seguite per utilizzare gli output del modello prognostico WRF.

Nel Capitolo 4 dopo una breve descrizione dell'area di studio genovese, vengono rappresentati, in maniera qualitativa, i campi di vento ottenuti da WRF e da CALMET, attraverso la sovrapposizione delle corrispondenti griglie di calcolo. Si passa poi ad un'analisi di tipo quantitativo, attraverso la definizione di opportuni indici statistici, al fine di quantificare l'errore con cui i modelli considerati approssimano i campi di vento realmente misurati. Dopo una breve panoramica sui confronti svolti su scala mensile, l'attenzione si concentra sui risultati ottenuti su scala trimestrale e, soprattutto, su quella semestrale, la quale inquadra il comportamento complessivo dei modelli. In particolare, viene ritenuto migliore il modello cinematico che presenta, nella maggior parte delle stazioni anemometriche considerate, i minimi indici di errore sull'intero periodo dei sei mesi.

Nel Capitolo 5 viene svolto un esercizio di applicazione del modello validato. Il campo di vento è ottenuto, nell'area portuale di La Spezia, attraverso il modello precedentemente validato, valutando la sensibilità del campo d'onda in funzione di tale forzante ad alta risoluzione (che varia all'interno della rada per ogni istante temporale).

Capitolo 1

Modelli ad Area Limitata

1.1 Introduzione

Il comportamento dell'atmosfera è governato da leggi fisiche, esprimibili attraverso un sistema di equazioni differenziali, il cui studio è noto sotto il nome di 'meteorologia dinamica'. Risolvendo tale sistema di equazioni si può descrivere lo stato futuro dell'atmosfera partendo da quello presente, ossia è possibile fornire una previsione. Il problema così posto presenta difficoltà non solo di natura analitico-matematica. Infatti, fondamentali per l'affidabilità di una procedura di previsione meteorologica di tipo numerico sono anche la quantità e la qualità delle informazioni sui valori iniziali dei campi fisici studiati, l'adeguatezza delle approssimazioni, necessariamente introdotte, nelle equazioni (al fine di ottenere un sistema matematicamente 'calcolabile') ed, infine, l'efficienza dell'algoritmo numerico di integrazione temporale del sistema così ottenuto.

Allo stato attuale, il punto di riferimento per la modellistica meteorologica numerica (Numerical Weather Prediction, NWP) è costituito dai modelli a scala globale (Global Circulation Models, GCM), utilizzati per simulare l'evoluzione dello stato dinamico dell'atmosfera dell'intero pianeta su una griglia spaziale con passo orizzontale dell'ordine delle decine di chilometri e verticale dell'ordine dei 100 metri e su una griglia temporale con passo dell'ordine di qualche di minuto. Modelli di questo tipo vengono utilizzati quotidianamente, ad esempio, presso l'European Center for Medium Weather Forecasting (ECMWF) in Europa e presso il National Center for Environmental Prediction (NCEP) negli Stati Uniti. La possibilità di simu-

lare numericamente i processi fisici coinvolti nei fenomeni atmosferici su scale spaziali più piccole è strettamente determinata dai mezzi di calcolo disponibili. In particolare, con i limiti di memoria e di velocità di processo posti dagli elaboratori attuali, la risoluzione spaziale può essere aumentata significativamente solo riducendo l'estensione spaziale e temporale del dominio di interesse.

A tal fine sono stati sviluppati i Modelli ad Area Limitata (Limited Area Models, LAM), detti anche modelli a mesoscala. I LAM non sostituiscono i GCM, ma piuttosto li completano, integrando le informazioni, già acquisite su grande scala, con quelle fornite su 'mesoscala' da una previsione a risoluzione maggiore. In prima approssimazione, i fenomeni di 'mesoscala' corrispondono a quelli aventi flussi di scala compresa tra qualche km e le centinaia di km. Tale definizione, grossolana, considera [1] la 'scala' spaziale di un flusso atmosferico come la distanza orizzontale sulla quale i campi, che lo descrivono, variano di una quantità confrontabile con la propria ampiezza. Una definizione più rigorosa dei fenomeni di 'mesoscala' può essere fornita analizzando direttamente le caratteristiche dei processi fisici ed eseguendo un'analisi di scala delle equazioni [2] che ne regolano il moto¹. Secondo la classificazione di Orlanski [3] i sistemi di mesoscala possono essere suddivisi in tre sottoscale: 'meso-alfa', 'meso-beta' e 'meso-gamma'. Il termine 'meso-alfa' è associato a sistemi meteorologici quali i sistemi frontali e i cicloni tropicali, caratterizzati da scale orizzontali dell'ordine di $10^2-10^3\ km$ e scale temporali dell'ordine dei giorni. Il termine 'meso-beta' è associato a sistemi quali jet ai bassi livelli, squall line², onde inerziali, cluster di nubi e circolazioni orografiche e costiere. Questi sistemi sono caratterizzati da scale orizzontali dell'ordine di $10^1 - 10^2$ km e temporali dell'ordine delle decine di ore. Infine, la scala 'meso-gamma' è riferita a fenomeni quali temporali, turbolenza, internal gravity waves e circolazioni indotte dalle aree urbane ed è caratterizzata da scale orizzontali di $10^{0}-10^{1}$ km e da scale temporali dell'ordine dell'ora. Lo scopo originario della modellistica ad area limitata consiste nel determinare, in maniera maggiormente accurata, rispetto a quanto fatto dai GCM, i fenomeni di scala 'meso-beta'. Tuttavia, negli ultimi anni, l'ulteriore sviluppo dei LAM,

¹Per la descrizione delle equazioni del moto si confronti l'appendice A.

²La squall line in italiano linea di groppo, è una stretta e lunga fascia di temporali che si sviluppa sulla linea di separazione fra l'aria calda ed umida presente al suolo e l'aria più fredda e pesante portata da un fronte freddo.

in termini di maggior risoluzione, di introduzione di schemi riguardanti la microfisica e di implementazione di schemi non idrostatici, ha permesso di allargare il campo di applicabilità di questi modelli anche a fenomeni associati alla scala 'meso-gamma'.

In questo Capitolo descriverò sinteticamente le principali caratteristiche che contraddistinguono la modellistica ad area limitata, rimandando, per ulteriori approfondimenti, alla letteratura [2][4][5][6].

1.2 Struttura dei Modelli

Le differenze tra i modelli globali e quelli ad area limitata sono molte ed il passaggio dagli uni agli altri è tutt'altro che diretto. Innanzitutto, il fatto stesso di integrare le equazioni primitive su un'area delimitata pone il problema dei suoi confini, sia riguardo la necessità di fornire adeguate condizioni al contorno, sia riguardo le difficoltà numeriche associate alla rappresentazione stessa della zona di confine.

L'aumento di risoluzione, inoltre, introduce nuove problematiche legate sia alla mancanza di dati soprattutto in quota, necessari per inizializzare i modelli, sia alla necessità di descrivere con maggiore dettaglio processi fisici, come ad esempio gli effetti diabatici, topografici e di superficie, considerati molto schematicamente, o addirittura ignorati, nei modelli a grande scala. L'utilizzo di modelli ad alta risoluzione aumenta soprattutto la capacità di rappresentare l'influenza dell'orografia sulle correnti a scala sinottica. Il miglioramento non riguarda tanto la descrizione della circolazione a grande scala in quota, che viene guidata dalle condizioni al contorno imposte dal modello a scala globale, quanto quella di quei fenomeni dinamici e termodinamici, tipici delle quote medio-basse, la cui analisi può maggiormente beneficiare dell'alta risoluzione, anche attraverso l'introduzione di più accurate parametrizzazioni fisiche. In particolare, ne risulta di fatto significativamente migliorata la descrizione di alcuni campi superficiali quali pressione al livello del mare, temperatura e vento al suolo o dei fenomeni a mesoscala associati, ad esempio, alle precipitazioni, ai fronti, alle correnti a getto, alla convezione organizzata e ai moti indotti dall'orografia. Per trarre vantaggio della maggiore risoluzione occorre, d'altra parte, affrontare e

risolvere tre problematiche principali legate all'utilizzo dei modelli ad area limitata: quella numerica, quella fisica e quella legata all'inizializzazione. La qualità delle previsioni dipende dall'adeguatezza delle risposte alle questioni poste da ciascuna di queste problematiche.

1.3 Aspetti numerici

Per quanto concerne la problematica legata agli aspetti numerici, particolare rilievo ricoprono le questioni riguardanti:

- il metodo di discretizzazione delle derivate spaziali e temporali nelle equazioni che governano il flusso;
- la scelta della griglia spaziale;
- la determinazione delle condizioni al contorno laterali.

Metodi numerici

Sistemi di equazioni non lineari alle derivate parziali quali quello utilizzato da modelli di previsione meteorologica (si confronti l'Appendice A) non possono essere risolti analiticamente, ma necessitano di metodi di calcolo numerici in cui le equazioni siano discretizzate e risolte su una griglia. In generale, esistono diverse tecniche numeriche per rappresentare i termini che includono derivate; esse possono essere classificate in cinque gruppi [2][7]:

- schemi alle differenze finite, con le quali si approssimano i termini che coinvolgono derivate, incluso il tempo, con uno o più termini del corrispondente sviluppo in serie di Taylor;
- tecniche spettrali, in cui i campi vengono trasformati nello spazio delle frequenze attraverso trasformate di Fourier;
- metodi pseudo-spettrali, che utilizzano una serie spettrale troncata per approssimare le derivate;

- schemi agli elementi finiti, in cui si approssima l'errore tra le soluzioni esatte e quelle approssimate, utilizzando basi locali [2][7];
- schemi di interpolazione, in cui l'andamento delle variabili dipendenti in una o più direzioni spaziali è approssimato mediante l'uso di polinomi.

È stato mostrato [2][5] che le tecniche spettrali sono molto accurate, essendo tra l'altro in grado di eliminare l'aliasing, cioè il trasferimento fittizio di energia dalla piccola alla larga scala. Tuttavia, le espressioni matematiche che si ottengono dalle trasformate di Fourier sono spesso scomode da maneggiare e, soprattutto, il metodo richiede condizioni al contorno periodiche. Per questi motivi le tecniche spettrali sono spesso utilizzate nei modelli globali, ma sono meno frequenti nel caso dei Modelli ad Area Limitata. Analoghe valutazioni possono essere considerate valide nel caso dei metodi pseudo-spettrali. Tutti gli altri metodi producono un insieme di equazioni alle differenze finite e differiscono tra di loro fondamentalmente per il diverso grado di approssimazione, le diverse proprietà di conservazione, il tempo macchina impiegato, l'implementazione dello schema su calcolatore e la diversa complessità. In ragione della loro semplicità ed affidabilità nelle più disparate condizioni meteorologiche, la maggior parte dei Modelli ad Area Limitata utilizzano schemi alle differenze finite [2][7]. Questa tecnica approssima le derivate spaziali e temporali mediante una sviluppo in serie di Taylor opportunamente troncato, in cui gli incrementi sono rappresentati dal passo di griglia spaziale (Δx) e da quello temporale (Δt) . Nel valutare la bontà di questa approssimazione, è necessario verificare che le equazioni alle differenze finite soddisfino due requisiti fondamentali:

- quando gli incrementi, sia spaziale che temporale, tendono a zero l'espressione approssimata deve convergere all'equazione differenziale di partenza;
- la rappresentazione numerica deve essere stabile rispetto a piccole perturbazioni.

Se lo schema converge ed è stabile è inoltre necessario valutare quanto le ampiezze e le fasi per le onde di diversa frequenza sono ben rappresentate. In particolare l'esatta riproduzione delle ampiezze non garantisce simulazioni corrette, visto che la dispersione indotta numericamente di onde di

diversa frequenza può generare errori notevoli. Singole componenti possono avere grandi errori nell'energia anche quando l'energia totale non ne ha. In sostanza, né la conservazione di proprietà integrali, né la corretta previsione dell'ampiezza garantisce buoni risultati nella simulazione: è necessaria anche una buona determinazione della velocità di fase dell'onda.

In letteratura sono disponibili, ad esempio in [2], accurate descrizioni dei diversi approcci finalizzati ad una approssimazione delle equazioni differenziali mediante schemi alle differenze finite.

Diversamente da quanto accade per la struttura spaziale delle equazioni da risolvere, quella temporale è intrinsecamente del primo ordine. I corrispondenti schemi di integrazione possono essere classificati in espliciti o impliciti. Nei primi i nuovi valori di tutte le variabili vengono calcolati individualmente, ad ogni passo temporale, utilizzando i loro valori presenti o passati, nei secondi i nuovi valori compaiono nello schema assieme a valori successivi e, quindi, la risoluzione delle equazioni prevede una fase finale di esplicitazione. Nonostante la minore semplicità algoritmica, gli schemi impliciti sono più stabili e quindi, in genere, maggiormente efficienti, perché permettono di essere integrati con passo temporale (Δt) anche otto volte maggiore rispetto a quello degli schemi espliciti.

Qualunque sia lo schema temporale utilizzato occorre, comunque, per garantire la correttezza dello schema numerico, che il passo temporale sia minore o uguale al tempo necessario perché le informazioni siano trasportate, per avvezione o mediante propagazione di onde, per una distanza confrontabile con il passo di griglia. Se si considerano tutte le lunghezze d'onda diventa evidente la necessità di filtrare le soluzioni numeriche, eliminando le componenti che rappresentano onde veloci e prive di informazioni importanti sulla mesoscala.

Rispetto agli errori dovuti al troncamento della serie di Taylor per le derivate spaziali, quelli legati al troncamento per le derivate temporali sono trascurabili. Il passo di integrazione temporale imposto dalle condizioni di stabilità, infatti, è di almeno un ordine di grandezza più piccolo della scala temporale associata ai fenomeni fisici che devono essere simulati, tipicamente dell'ordine dell'ora. Il metodo più usato per controllare le onde corte consiste nell'introdurre artificialmente nelle equazioni termini di diffusione orizzontale. Questi possono essere proporzionali all'operatore $\nabla \cdot K\nabla$ o $\nabla^2 \cdot K\nabla^2$ o di ordine superiore applicati alla variabile, dove K è il coef-

ficiente di diffusione turbolenta e può essere costante o dipendere dalle proprietà del flusso.

Struttura della griglia di calcolo

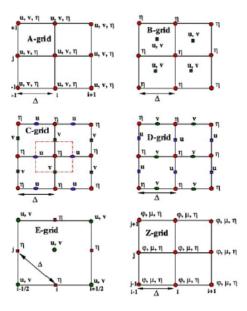


Figura 1.1: Vari tipi di griglia di calcolo secondo la classificazione di Arakawa. u e v sono le due componenti orizzontali della velocità del vento ed η rappresenta tutte le altre variabili risolte dallo schema dinamico; Δ indica il passo di griglia orizzontale.

Lo schema numerico che integra le equazioni utilizzate dai modelli (si confronti l'Appendice A) definisce i campi nei punti di una griglia regolare che copre il dominio computazionale. La scelta della struttura di questa griglia è tutt'altro che scontata: i criteri di ottimizzazione suggeriscono, in generale, di evitare che tutte le variabili esplicitamente calcolate dal modello siano riferite, all'interno di una cella, allo stesso punto. Una classificazione delle possibili scelte della struttura della griglia orizzontale può essere seguita seguendo la classificazione di Arakawa [7][8]. Essa considera i tipi di griglia riportati in Figura 1.1. Il primo caso rappresenta il solo caso di griglia non sfalsata ('non-staggered grid'), in cui tutte le variabili trattate dallo schema dinamico sono calcolate nello stesso punto. Le altre

quattro rappresentano diversi modi di costruire griglie sfalsate ('staggered grid'), cioè griglie in cui variabili diverse vengono calcolate in punti diversi della cella; la scelta di quale utilizzare ha dei margini di arbitrarietà in quanto ognuna presenta dei vantaggi e degli svantaggi: alcune conservano l'energia, quando riscaldamenti ed attriti sono trascurabili, altre permettono l'aggiustamento geostrofico in maniera più veloce [7].

La possibilità di utilizzare griglie sfalsate non è limitata al caso della griglia orizzontale: in modo analogo a quello appena descritto, possono essere costituite griglie sfalsate in verticale e nel tempo, al fine di migliorare lo schema di integrazione nel calcolo delle corrispondenti derivate parziali. La scelta della griglia, ovvero del modo di disporre nello spazio i punti

La scelta della griglia, ovvero del modo di disporre nello spazio i punti di calcolo delle variabili, porta necessariamente a diverse formulazioni dello schema di integrazione delle equazioni differenziali [7]. In particolare, le griglie sfalsate permettono di ottimizzare il calcolo delle derivate centrate.

Condizioni al contorno laterali

Anche disponendo di un insieme ottimale di equazioni approssimate, è ancora necessario definire il dominio su cui le equazioni debbono essere risolte e imporre le opportune condizioni iniziali ed al contorno. Le condizioni al contorno laterali sono indubbiamente la maggior fonte di errore di un modello ad area limitata. E di fondamentale importanza che venga permesso alle onde di ogni frequenza generate internamente di uscire senza riflessioni dal dominio ed allo stesso tempo che venga permesso alle informazioni di propagarsi all'interno del dominio. Storicamente questo problema è stato affrontato mediante diversi metodi. Ad esempio, nel caso di modelli per i quali non siano disponibili informazioni fornite da altri modelli di dominio più esteso, lo sponge method [2][5] permette di introdurre una viscosità crescente vicino ai bordi laterali in modo da smorzare le onde che si propagano verso l'esterno prima che possano riflettersi verso l'interno. Il metodo oggi universalmente utilizzato, però, consiste nella nidificazione (nesting³) di un modello ad area limitata in uno a scala maggiore, l'unica che permetta di non avere ai bordi valori arbitrari per le variabili. Una trattazione

³Con nesting si intende la preparazione delle condizioni iniziali ed al contorno, fornite da un modello a dominio più grande, che sono necessarie per procedere all'integrazione numerica delle equazioni del modello.

15

maggiormente approfondita delle metodologie associate al nesting e dei problemi connessi sarà fornita nel corso del Capitolo 2.

1.4 Aspetti fisici

Gli aspetti fisici che devono essere adeguatamente considerati e schematizzati nella realizzazione di un modello numerico per la simulazione dell'evoluzione temporale dello stato dell'atmosfera riguardano innanzitutto la presenza di sorgenti e pozzi di energia associati a flussi di calore, di vapore d'acqua e di quantità di moto, sia in prossimità della superficie terrestre, sia nello strato limite planetario (*Planetary Boundary Layer*, PBL), sia, infine, nell'atmosfera libera, sovrastante il PBL. Con PBL si intende lo strato dell'atmosfera in cui gli effetti turbolenti, legati all'interazione delle masse d'aria con la superficie terrestre, sono dominanti. Nel modello vanno inoltre schematizzati gli effetti radiativi e i cambiamenti di fase dell'acqua. Molti di questi processi fisici, pur influenzando le variabili collocate nei nodi della griglia spazio-temporale del modello, avvengono su scale più piccole di quella definita dalla griglia stessa (subgrid scale processes) ed è quindi necessario trattarli con una metodologia diversa da quella della simulazione esplicita, che va sotto il nome di 'parametrizzazione'.

I termini da parametrizzare compaiono nelle equazioni prognostiche sia come termini di sorgente o pozzo, sia come termini a scala non risolta, cioè come termini di correlazione tra variabili sub-grid. Ciò è diretta conseguenza della non linearità delle equazioni integrate dal modello (si confronti l'Appendice A). Se in esse ogni campo continuo ϕ viene espresso come somma di un valore medio sulla cella $\overline{\phi}$ e di un termine di fluttuazione a scala più piccola ϕ' , che, per definizione, ha valore medio nullo sulla cella, allora, a causa della non linearità delle equazioni, l'operazione di media evidenza termini di correlazione non risolti, ottenuti, ad esempio, come media del prodotto di termini di fluttuazione di due variabili. Affinché il sistema di equazioni risulti 'chiuso' nelle incognite è necessario che i termini di correlazione sub-grid vengano fenomenologicamente espressi in funzione delle incognite stesse. Ciò non è sempre facile e spesso è a rigore scorretto, ma costituisce una via obbligata se si vuole utilizzare lo schema a fini pratici. Nel considerare i diversi processi fisici che necessitano di parametrizzazio-

ne è necessario tenere in considerazione la dipendenza dalla risoluzione. Con l'incremento della risoluzione, infatti, alcuni processi possono almeno in parte essere rappresentati esplicitamente. È il caso, ad esempio, della convezione, in cui le singole celle convettive hanno dimensioni dell'ordine del chilometro. Se il passo di griglia scende sotto i tre-quattro chilometri questi fenomeni possono cominciare ad essere rappresentati esplicitamente dal modello. Diverso è il caso di altri fenomeni fisici, come ad esempio i processi radiativi, la cui fisica di base agisce a livello molecolare e per i quali, quindi, schemi di parametrizzazione sono sempre necessari. Per ottenere una buona parametrizzazione di un processo fisico è importante, in particolare, la formulazione di regole quantitative per esprimere la dislocazione, la frequenza di comparsa e l'intensità dei processi sub-grid in termini delle grandezze di scala risolte. Qui di seguito riporto una breve descrizione dei più importanti schemi di parametrizzazione utilizzati in un modello a mesoscala.

La microfisica

Quando una porzione di aria umida raggiunge il livello di condensazione, la formazione della fase liquida avviene attraverso un passaggio intermedio, chiamato nucleazione: questa può essere omogenea, se si ha la formazione di goccioline (droplets) senza l'intervento di elementi esterni, o eterogenea, se, viceversa, interviene un elemento esterno (aerosol atmosferico). Il primo fenomeno in realtà, è trascurabile, e non è in grado di descrivere la formazione delle nubi. Come si vede infatti dalla Figura 1.2 a causa di effetti energetici dovuti alla curvatura, gli embrioni che si trovano ad avere raggio inferiore a r_0 tendono ad evaporare, mentre quelli con un raggio maggiore di r_0 tendono a diminuire la loro energia crescendo ulteriormente; volendo raggi di attivazione dell'ordine di $0.01\mu m$ (dimensione aspettata di un embrione creato da collisioni casuali) sarebbero necessarie sovrassaturazioni circa dodici volte superiori a quelle tipiche delle nuvole.

Entra quindi in gioco la nucleazione eterogenea: se su un aerosol bagnabile si deposita sufficiente acqua da formare una pellicola che lo inviluppa, da quel punto in poi l'aerosol è visto a tutti gli effetti come una goccia d'acqua di quelle dimensioni: se queste sono sufficienti può iniziare la crescita anche in condizione di livelli di sovrassaturazione più contenuti.

17

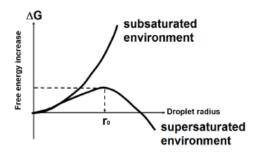


Figura 1.2: Andamento dell'energia libera di Gibbs durante la nucleazione in funzione del raggio della goccia, sia nel caso di ambiente sottosaturo che sovrassaturo.

A questo punto la condensazione dell'acqua sui nuclei di condensazione attivati avviene per l'effetto combinato dell'igroscopicità e della curvatura della superficie esterna della particella; quando la goccia ha raggiunto le dimensioni di qualche micron, gli effetti della igroscopicità e della curvatura diventano trascurabili in quanto diminuisce il grado di sovra-saturazione necessario per la condensazione; entrano quindi in gioco una serie di processi che fortemente influenzano l'evoluzione successiva di queste goccioline:

- Coalescenza: processo di crescita delle gocce per urto e per aggregazione, fortemente dipendente dal diametro delle gocce e dalla loro velocità relativa.
- Breakup: fenomeno di frazionamento delle gocce; sperimentalmente la probabilità di rottura di una goccia è una funzione esponenziale del raggio della goccia stessa.
- -Evaporazione: avviene quando alcune gocce vengono trasportate su zone insature; è funzione dell'umidità dell'aria, dell'umidità di saturazione e del contenuto di gocce nell'aria.

Quanto detto vale in generale per gocce allo stato liquido, vediamo ora brevemente i principali processi che avvengono all'interno della nube quando questa si estende al di sotto dei 273 K (nube fredda).

Anche se la temperatura si trova al di sotto del livello di congelamento, gocce di acqua liquida (sovraffusa) possono coesistere con particelle ghiacciate. Infatti una goccia sovraffusa si trova in uno stato instabile ma, affinché congeli, analogamente alla nucleazione già vista per il vapore, si deve for-

mare all'interno della goccia un embrione di ghiaccio abbastanza grande (di raggio maggiore del raggio critico) da crescere. Poiché il numero e la dimensione di questi embrioni cresce al decrescere della temperatura, al di sotto di una certa temperatura il ghiacciamento è certo. In questo caso, la nucleazione omogenea dipende anche dal raggio della goccia (per farsi un'idea, si parla di temperature di 237K per diametri di $20/60\mu$ m, fino a 234 K per diametri di 5μ m), ma, come nel caso del vapore, la nucleazione eterogenea è fortemente avvantaggiata rispetto a quella omogenea: questa si sviluppa attorno a dei nuclei di ghiacciamento all'interno delle gocce ed il risultato è un innalzamento notevole della temperatura di ghiacciamento delle gocce; il ghiacciamento può avvenire anche per contatto della goccia con un nucleo esterno, o ancora, alcuni tipi di aerosol possono fare da nuclei di deposizione e formare cristalli di ghiaccio direttamente dalla fase gassosa sovrassatura rispetto al ghiaccio. Una volta formati, i cristalli di ghiaccio, ancora troppo leggeri per precipitare, possono crescere principalmente attraverso tre meccanismi: per diffusione, per brinamento, dovuto all'urto dei cristalli con gocce sopraffuse che ghiacciano sul cristallo all'istante della collisione, o per aggregazione, dovuta, questa volta, alla collisione tra particelle di ghiaccio. In base ai processi che queste particelle subiscono, si vengono a creare varie classi di idrometeore solide. Il tempo di permanenza in atmosfera di queste particelle liquide e solide è legato all'intensità delle correnti ascensionali, allo stato (solido/liquido), alle dimensioni delle particelle, a loro volta legate al grado di sovrassaturazione dell'ambiente, nonché al tempo di permanenza in atmosfera stesso; bisogna inoltre tenere presenti i flussi di calore sia provenienti dall'esterno della nuvola, sia legati ai passaggi di stato descritti che avvengono all'interno della nuvola; si vede quindi che descrivere in maniera esatta i vari fenomeni presentati non è possibile, e a questo scopo nei modelli numerici di previsione sono stati introdotti degli schemi di parametrizzazione finalizzati proprio alla rappresentazione di questi processi.

La bontà dello schema adottato si rivela di fatto strettamente collegata alla capacità del modello di descrivere l'acqua atmosferica nei suoi vari stati: solitamente si rappresentano sei classi di idrometeore, due liquide (acqua liquida nella nuvola, a cui è associata una velocità di caduta nulla, e pioggia) e sei solide (cristalli di ghiaccio, anch'essi associati ad una velocità di

19

caduta nulla, neve, grandine e graupel⁴). Schemi sempre più raffinati, noti sotto il nome di 'schemi di rappresentazione della microfisica', sono oggi uno degli argomenti maggiormente studiati nell'ambito della modellistica numerica atmosferica.

Con 'processi microfisici' si intendono tutti quei processi (in parte descritti precedentemente) che controllano la formazione delle idrometeore, la loro crescita e la loro caduta sotto forma di precipitazione: ad ogni classe sono associate variabili, quali rapporto di mescolamento (mixing ratio⁵) e distribuzione delle dimensioni. Tali variabili sono a loro volta legate a velocità di caduta, di evaporazione, di condensazione/crescita dell'idrometeora stessa con associati i flussi di calore rilasciati o assorbiti durante i vari passaggi di fase. Nei modelli numerici di previsione ciò è generalmente sufficiente a fornire una descrizione adeguata per quanto riguarda la quantità e la dislocazione di precipitazione alla superficie e l'estensione spaziale delle nuvole nelle tre dimensioni; gli schemi di rappresentazione della microfisica delle nuvole quindi giocano un ruolo chiave nell'affinamento dei modelli di previsione.

In genere gli schemi si suddividono in single/multi (generalmente double) moment proprio in base alla capacità di predire, per una o più specie di idrometeora considerata dallo schema, o solo il mixing ratio o anche quantità aggiuntive: nel caso double moment, ad esempio, in genere si considera anche la concentrazione, che permette un miglioramento della rappresentazione della distribuzione dimensionale delle particelle.

⁴Il graupel, in italiano neve tonda, è una precipitazione solida che si forma dalla parziale fusione dei fiocchi di neve, presentando quindi specifica densità, velocità di caduta, ecc.

⁵il mixing ratio è definito come rapporto tra la massa di un certo componente m_i e la massa di tutti gli altri costituenti $\zeta_i = \frac{m_i}{m_{tot} - m_i}$

Processi alla superficie

Le proprietà della superficie terrestre quali la rugosità⁶, la temperatura, l'albedo⁷, e la disponibilità di umidità condizionano direttamente i flussi verticali di quantità di moto, calore e vapore d'acqua nello strato più basso di atmosfera e rappresentano, quindi, sorgenti e pozzi di energia. Il trattamento dei flussi di calore e umidità alla superficie viene affrontato nei Modelli ad Area Limitata in molti modi; visto che la temperatura superficiale del mare è relativamente costante nell'arco di tempo che interessa la previsione, il calcolo dei flussi verticali sulla superficie del mare risulta relativamente semplice [5]. Molti modelli si servono di un bilancio di energia sulla superficie al fine di ottenere la temperatura e la disponibilità di umidità al suolo, spesso a diverse profondità. Con queste informazioni e una stima della temperatura dell'aria e dell'umidità, i flussi di calore e di acqua possono essere calcolati utilizzando la teoria della similarità [2].

Processi dello strato superficiale e dello strato limite planetario

Esistono fondamentalmente due metodi per parametrizzare lo strato superficiale (compreso tra 0 e 100 metri di altezza) ed il PBL. Il primo approccio al problema è stato rappresentato dal bulk aerodynamic method che tratta lo strato superficiale ed il PBL come un unico strato e parametrizza i flussi superficiali di calore, umidità e quantità di moto per mezzo di coefficienti di scambio. La profondità del PBL può essere posta costante o variabile nel tempo mentre i coefficienti di scambio possono essere costanti oppure variare con la rugosità o con la stabilità. È un metodo semplice, efficiente dal punto di vista computazionale e ragionevolmente funzionale. Tuttavia, soluzione più recente e ormai quasi universalmente adottata è costituita dall'introduzione per il boundary layer di un vero e proprio modello che nonostante implichi un maggiore sforzo computazionale, risulta molto più efficiente soprattutto nei momenti di transizione fra diversi regimi. È il

⁶La rugosità di una superficie rappresenta le irregolarità della superficie stessa; dal punto di vista atmosferico la rugosità delle superficie terrestre consiste in brusche variazioni di pendenza del terreno, boschi, edifici e montagne.

 $^{^7}$ L'albedo di una superficie è la frazione di radiazione incidente che viene riflessa; la Terra ha un albedo media di 0.37-0.39, mentre l'albedo di una superficie innevata può arrivare allo 0.9

21

caso, ad esempio, della transizione fra una condizione di strato diurno ben rimescolato ad una di strato notturno stratificato, in cui sono presenti forti gradienti verticali di temperatura, vento ed umidità. L'importanza di una soddisfacente descrizione del PBL si manifesta soprattutto nelle previsioni a breve termine $(0\text{-}24\ h)$ e non influenza solo la tendenza dell'andamento della pressione ma anche le strutture dei campi di temperatura ed umidità, ed è legata alle caratteristiche orografiche, alla copertura nuvolosa, alla variazione delle caratteristiche del suolo (soprattutto per quanto riguarda la disponibilità di umidità), evaporazione, cambi nel trasporto orizzontale di massa, calore e vapor d'acqua.

Parametrizzazione dei fenomeni convettivi

L'aspetto centrale collegato ai processi di condensazione ed evaporazione è costituito dai fenomeni di convezione e dagli effetti che questa porta su larga scala: la convezione condiziona l'ambiente attraverso il riscaldamento ed il raffreddamento diabatico associato alla condensazione, evaporazione, formazione e scioglimento di ghiaccio, attraverso i flussi verticali di calore sensibile, umidità, e quantità di moto e attraverso perturbazioni orizzontali del campo di pressione. La parametrizzazione dei fenomeni convettivi assume, quindi, un ruolo fondamentale per una buona simulazione della dinamica dell'atmosfera. I processi fisici associati alla condensazione del vapor d'acqua sono essenzialmente non lineari, per cui il loro effetto d'insieme può influenzare direttamente la circolazione di larga scala. Tuttavia, la maggior parte delle nuvole convettive, in cui i processi di condensazione hanno luogo, hanno dimensioni orizzontali dell'ordine di 0.1-10~km, valori in genere inferiori a quella della griglia spaziale utilizzata solitamente dai LAM. Si è quindi in presenza di un tipico fenomeno sub-grid, che deve essere parametrizzato in termini delle variabili prognostiche. Tutte le perturbazioni tropicali e quasi tutte quelle extratropicali sono caratterizzate da un gran numero di nuvole cumuliformi. Ad ogni istante, alcune di esse possono essere in fase di sviluppo, altre in fase di decadimento. Nel problema della parametrizzazione è necessario considerare il comportamento statistico di questi insiemi nuvolosi sotto l'influenza di diverse condizioni di larga scala: trattandosi del tentativo di formulare l'effetto collettivo di questi insiemi nuvolosi, l'intera questione può essere considerata un 'problema di chiusura'

in cui si cerchi un limitato numero di equazioni che governino la statistica di un sistema di dimensioni enormi. Il nucleo del problema, consiste, allora, nella scelta delle appropriate condizioni di chiusura del sistema. Una loro breve classificazione può essere fornita partendo dalle equazioni del bilancio della temperatura potenziale θ e dell'umidità specifica q su larga scala in coordinate di pressione [9]⁸

$$c_p \left[\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial t} + \overline{\mathbf{v}} \cdot \nabla_h \overline{\theta} + \overline{\omega} \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial p} \right] = \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} Q_1 \tag{1.1}$$

е

$$L\left[\frac{\partial \overline{q}}{\partial t} + \overline{\mathbf{v}} \cdot \mathbf{\nabla}_h \overline{q} + \overline{\omega} \frac{\partial \overline{q}}{\partial p}\right] = -Q_2 \tag{1.2}$$

dove le variabili segnate indicano una media su larga scala e Q_1 e Q_2 sono rispettivamente la sorgente di calore e il pozzo di umidità legati alle scale non risolte. Tutti gli altri simboli hanno il significato standard assunto in letteratura. Per convenienza queste due equazioni possono essere riscritte rispettivamente come

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \left(\frac{\partial \overline{T}}{\partial t}\right) + \frac{1}{c_p}Q_1 \tag{1.3}$$

e

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \left(\frac{\partial \overline{q}}{\partial t}\right) - \frac{1}{L}Q_2 \tag{1.4}$$

dove il significato dei primi termini a secondo membro è dato da

$$\left(\frac{\partial \overline{T}}{\partial t}\right) = -\left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R}{c_p}} \left(\overline{\mathbf{v}} \cdot \nabla_h \overline{\theta} + \overline{\omega} \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial p}\right)$$
(1.5)

 \mathbf{e}

$$\left(\frac{\partial \overline{q}}{\partial t}\right) = -\left(\overline{\mathbf{v}} \cdot \mathbf{\nabla}_h \overline{\theta} + \overline{\omega} \frac{\partial \overline{q}}{\partial p}\right)$$
(1.6)

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\frac{R}{c_p}}$$

dove T è la temperatura, p è la pressione, p_0 è la pressione al suolo, assunta essere 1000mb, R è la costante dei gas per l'aria secca e c_p è il calore specifico a pressione costante.

L'umidità specifica q rappresenta il rapporto fra la massa di vapor d'acqua e la massa totale della particella fluida.

⁸Si confronti l'Appendice A:

Per risolvere questo sistema, due equazioni (la (1.3) e la (1.4)) per quattro campi incogniti (\overline{T} , \overline{q} , $T' \equiv \frac{1}{c_p}Q_1$ e $q' \equiv \frac{1}{L}Q_2$) è necessario disporre di almeno due tipi di condizioni di chiusura. Tre sono le scelte possibili [10]:

- 1. accoppiamento dei termini $\partial T/\partial t$ e $\partial q/\partial t$
- 2. accoppiamento dei termini Q_1 e Q_2
- 3. accoppiamento dei termini Q_1 e Q_2 con i due termini $(\partial \overline{T}/\partial t)$ e/o $(\partial \overline{q}/\partial t)$

La prima scelta equivale ad assumere una condizione sulle variazioni temporali dello stato del sistema sulla larga scala ed è realizzato, di solito, mediante l'imposizione di una condizione di equilibrio. L'accoppiamento dei termini di sorgente rappresenta, invece, una condizione sui processi umidi-convettivi e si presenta, normalmente, sotto forma di un modello di parametrizzazione della nuvola. La combinazione di questi due tipi di chiusura rappresenta il fondamento metodologico per quegli schemi di parametrizzazione noti in letteratura sotto il nome di 'schemi di aggiustamento', ad esempio quelli di Arakawa e Schubert [11] e di Betts e Miller [12][13]. Il terzo tipo di scelta impone un accoppiamento diretto fra la circolazione di larga scala ed i processi umidi-convettivi. Rappresenta il punto di partenza per molti schemi quali, tra i più importanti, quello di Kuo [14] quello di Anthes [15] e, a partire da quello di Fritsch e Chappel [16], quello di Kain Fritsch [17][10].

Affinché uno schema di parametrizzazione della convezione possa essere attivato è necessario che vi sia un criterio di innesco (triggering) a partire dalle condizioni di larga scala. In pratica questo viene realizzato imponendo l'attivazione dello schema di parametrizzazione ogni volta che il profilo termodinamico umido diventa instabile, al fine di riportarlo in una condizione di neutralità⁹. Nella realtà, però, una condizione di equilibrio neutro non è quasi mai verificata, oscillando il profilo termodinamico intorno alla posizione di equilibrio, a causa della presenza di processi stocastici o di ritardi dovuti sia ad una scala temporale di aggiustamento finita, sia all'assenza di un vero e proprio triggering fisico.

⁹Un esempio di funzione che permetta l'innesco degli schemi di parametrizzazione è rappresentato dalla *Cloud Work Function (CWF)* [11].

Se l'esistenza di queste oscillazioni viene trascurata, la parametrizzazione viene detta 'diagnostica', nel senso che non vengono aggiunte equazioni prognostiche per la descrizione dell'evoluzione dei cumuli, e 'deterministica', nel senso che non viene coinvolto alcun processo stocastico. Attualmente, tutti gli schemi di parametrizzazione sono diagnostici e quasi tutti sono deterministici [10]. Un tentativo di risolvere i problemi legati alla gestione della condizione di equilibrio è stato realizzato in alcuni schemi, quali quello di Emanuel [18], nei quali si evita l'uso esplicito dell'assunzione di equilibrio, o perlomeno si introduce un periodo di transizione fra l'innesco ed il rilassamento alla condizione di equilibrio. Schemi di questo tipo, nonostante abbiano dei vantaggi dal punto di vista computazionale, non garantiscono, però, una simulazione affidabile proprio del periodo di transizione, a causa, soprattutto, dell'impossibilità di determinarne con precisione la durata.

1.5 L'inizializzazione

La capacità previsionale di un modello numerico dipende non solo dalla risoluzione e dall'accuratezza con cui i processi dinamici e fisici vengono trattati, ma anche dalla qualità e dalla struttura numerica delle condizioni iniziali.

L'analisi dei dati misurati, Figura 1.3, produce le global gridded analysis, le quali comprendono sia le condizioni iniziali che le condizioni al contorno.

Per evitare instabilità numeriche causate da condizioni iniziali ed al contorno non generate dal modello stesso, è necessario che esse siano fornite in modo da evitare di eccitare oscillazioni inerziali-gravitazionali nel corso del processo di integrazione. È questo il problema dell'inizializzazione e della data assimilation.

Si consideri per semplicità [2][19][20] un'atmosfera stabile, in cui la scala orizzontale L_h sia molto più grande della scala verticale L_z e in cui i moti atmosferici siano assunti essere in equilibrio quasi-idrostatico su scala planetaria e sinottica. È possibile allora definire due scale temporali:

$$\tau_1 = f^{-1}\tau_2 = L_H/V_H \tag{1.7}$$

dove $f = 2\Omega sin\phi$ è il parametro di Coriolis [21] (dove Ω è la velocità angolare di rotazione terrestre e ϕ è la latitudine) e V_H una velocità orizzontale

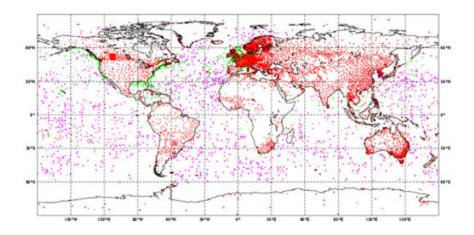


Figura 1.3: Distribuzione delle stazioni osservative sulla superficie disponibili per l'inizializzazione dei modelli: le stazioni sinottiche terrestri sono circa 15000 e vengono affiancate da circa 3300 boe. A queste si aggiungono i dati provenienti da analisi satellitari, radiosondaggi, aeroplani.

caratteristica; τ_1 viene detta 'scala inerziale', τ_2 scala avvettiva¹⁰. Il rapporto fra i tempi caratteristici legati ai fenomeni inerziali e quelli legati a fenomeni avvettivi viene detto 'numero di Rossby':

$$R_o = \frac{\tau_1}{\tau_2} = \frac{V_H}{L_H f} \tag{1.8}$$

Su scala sinottica e planetaria si possono quindi distinguere flussi di tipo 'inerziale-gravitazionale' e flussi di tipo 'avvettivo', tipicamente di interesse meteorologico, con velocità inferiori di un ordine di grandezza. Le onde inerziali-gravitazionali rappresentano, in sostanza, una componente minore del flusso di interesse meteorologico e possono essere considerate come una componente di rumore del segnale atmosferico.

Tutto ciò deve essere considerato al momento dell'inizializzazione: per evitare di produrre integrazioni altamente instabili si ha la necessità di fornire delle condizioni iniziali adatte, depurate, cioè, da strutture numeriche tipiche dei modi inerziali-gravitazionali, che verrebbero amplificate nel corso

 $^{^{10}}$ Alle medie latitudini $sin\phi \simeq 0.5 \div 1$; si ha $f \sim 10\Omega$ dove $1/\Omega = 1$ giorno, e quindi $\tau_1 \sim$ qualche ora. D'altra parte, su scala sinottica $(L_H \sim 10^3 km)$ e alla velocità $V_H \sim 10ms^{-1}$ tipica dei flussi meteorologici, si ha $\tau_2 \sim 1$ giorno.

dell'integrazione con conseguenze previsionali disastrose.

In un Modello ad Area Limitata le condizioni iniziali e le condizioni al contorno sono fornite da un modello a più larga scala in modo che ad ogni passo temporale il LAM riceva delle *gridded forecast* che forzino le variabili in prossimità del contorno.

Capitolo 2

Il modello prognostico WRF

2.1 Introduzione

Nel seguente elaborato, le simulazioni vengono effettuate attraverso il modello Weather Research and Forecasting (WRF), modello numerico di previsione nato, con la doppia finalità sia di ricerca che di previsione meteorologica, 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), insieme ad altri enti ed università statunitensi.

Il modello WRF è il sistema di simulazione atmosferica allo stato dell'arte, risultando efficiente anche per il calcolo in parallelo. Esso offre una vasta gamma di applicazioni a diversa scala, dai fenomeni alla microscala (su uno spazio di qualche metro) a quelli della scala sinottica (su uno spazio di migliaia di chilometri). Esso è un modello fluidodinamico completamente comprimibile non idrostatico in cui vengono conservate le variabili scalari e dove si applicano gli schemi Runge-Kutta.

Il modello WRF è formato da varie componenti aventi principalmente tre funzioni: il preprocessing, la simulazione vera e propria (run) ed il postprocessing.

Il preprocessing comprende le operazioni preliminari necessarie all'inizializzazione del modello, come la definizione del dominio con i rispettivi dati geografici (quota, linee di costa, ecc..) interpolati sulla griglia scelta e l'estrazione ed interpolazione sulla griglia dei campi forniti da un modello a scala globale (condizioni iniziali ed al contorno). Il run consiste nell'integrazione numerica delle equazioni primitive del modello che, a partire dalla situazione iniziale assegnata, porta alla determinazione dei valori delle grandezze fisiche di interesse in corrispondenza di ciascun nodo della griglia spaziale associata al dominio studiato. Il risultato di questa fase è quindi strettamente legato: al sistema di equazioni che il modello integra, al metodo numerico utilizzato per integrare le equazioni stesse, all'affidabilità delle condizioni al contorno e laterali che gli vengono passate ed alla capacità di rappresentare i processi fisici alla superficie, la microfisica, la parametrizzazione dell'interazione della radiazione con l'atmosfera [22]. Il postprocessing elabora gli esiti del run, rendendo in forma 'utile' le quantità meteorologiche rilevanti, che possono essere quelle esplicitamente calcolate, oppure quelle deducibili tramite relazioni note.

2.2 Equazioni del modello

Il modello WRF integra le equazioni di Navier-Stokes non idrostatiche compressibili [23], formulate usando come coordinata verticale le cosiddette coordinate terrain-following η [24], nella (2.1) (si confronti l'Appendice A). Al fine di ottenere un infittimento di livelli negli strati atmosferici più vicini al suolo in corrispondenza dell'orografia (dove la dinamica, per il gran numero di interazioni che vi avvengono, risulta più difficile da rappresentare), un approccio è quello di normalizzare la coordinata verticale alla profondità dell'atmosfera:

$$\eta = (p_h - p_{ht})/\mu \tag{2.1}$$

con

$$\mu = p_{hs} - p_{ht} \tag{2.2}$$

dove μ quindi è direttamente associato alla massa della colonna d'aria per unità di superficie, p_h è la componente idrostatica della pressione e

 $^{^1\}mathrm{I}$ modelli di previsione vengono comunemente classificati in idrostatici e non idrostatici: nei modelli idrostatici si approssima la velocità verticale con l'equazione idrostatica $dp=-p\rho dz$: la velocità verticale, non è una variabile diagnostica ma prognostica; nei modelli non idrostatici, come WRF, la velocità verticale necessita invece di una sua equazione prognostica e diventa un incognita del sistema.

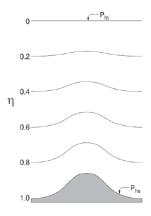


Figura 2.1: Coordinata verticale terrain following η .

 p_{hs} e p_{ht} si riferiscono rispettivamente ai valori di pressione alla superficie, dove η vale 1, e al limite (fittizio) superiore dell'atmosfera, dove η vale 0. L'utilizzo di questa coordinata verticale di massa, η , che segue il terreno, fa sì che il contorno inferiore della strato atmosferico considerato coincida con una superficie a coordinata costante, cosa che non avviene con l'utilizzo dell'altezza z o della pressione p, con notevole semplificazione per quel che riguarda l'imposizione della condizione al contorno inferiore.

In Figura 2.1 si nota che al diminuire della pressione (ovvero all'aumentare della quota) le coordinate diminuiscono passando dal valore 1 (al livello del suolo) al livello 0 (nella tropopausa) e che il profilo della curvatura viene gradualmente attenuato. Le equazioni prognostiche possono essere espresse in termini di variabili che hanno proprietà di conservazione [23]:

$$\frac{d(\mu\xi)}{dt}^2 = F_{\Xi} \tag{2.4}$$

 F_{Ξ} rappresenta tutte le sorgenti ed i pozzi relativi alla variabile ξ . Utilizzando inoltre la ridefinizione della variabile verticale come in (2.1), e ponendo $\mathbf{V} = \mu \mathbf{v} = (U, V, W), \ \Omega = \mu \dot{\eta} \in \Theta = \mu \theta, \ \text{con } \mathbf{v} = (u, v, w), \ \text{le equazioni di}$

$$\frac{d}{dt} = \left(\frac{\partial}{\partial t}\right)_{\pi} + \mathbf{v} \cdot \nabla_{\pi} + \dot{\pi} \frac{\partial}{\partial \pi}$$
 (2.4)

in cui $\dot{\pi} = \frac{d\pi}{dt}$

²Scelto un sistema di coordinate π , la derivata totale è data da

Navier-Stokes possono essere scritte come segue [22]:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V}u) - \partial_x (p\phi_n) + \partial_n (p\phi_x) = F_U \tag{2.5}$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V}v) - \partial_y (p\phi_\eta) + \partial_\eta (p\phi_y) = F_V \tag{2.6}$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V}w) - g(\partial_{\eta} p - \mu) = F_W$$
 (2.7)

$$\partial_{t\Theta} + (\nabla \cdot \mathbf{V}\theta) = F_{\Theta} \tag{2.8}$$

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \tag{2.9}$$

$$\partial_t \phi + \mu^{-1}[(\mathbf{V} \cdot \mathbf{\nabla}) - gW] = 0 \tag{2.10}$$

che, assieme alla relazione diagnostica per la densità:

$$\partial_{\eta}\phi = -\alpha\mu \tag{2.11}$$

con $\alpha = 1/\rho$, ρ densità, $\phi = gz$, geopotenziale, ed all'equazione di stato

$$p = p_0 (R_d \theta / p_0 \alpha)^{\gamma} \tag{2.12}$$

rappresentano le equazioni fondamentali del modello.

 F_U , F_V , F_W , F_Θ sono i termini che tengono conto degli attriti, dei mixing turbolenti, della rotazione terrestre, degli effetti dovuti alle proiezioni sferiche e di tutti quei fenomeni fisici che il modello parametrizza, mentre $\gamma = c_p/c_v = 1.4$ è il rapporto tra i calori specifici per l'aria secca, così come riferita all'aria secca è la costante R_d ; p_0 invece è una pressione di riferimento, tipicamente $10^5 Pa$.

Uno dei più importanti effetti sulle dinamiche atmosferiche è quello dell'umidità, a cui è associata il rilascio di calore latente; inoltre il vapore d'acqua e le nuvole giocano un ruolo fondamentale nella riflessione, nell'assorbimento e nell'emissione della radiazione sia solare che terrestre; nel modello WRF le equazioni (2.5)-(2.10) sono riformulate esplicitando l'effetto dell'umidità, ma tenendo le variabili prognostiche e la coordinata verticale accoppiate alla massa dell'aria secca:

$$\mathbf{V} = \mu_d \mathbf{v}, \quad \Omega = \mu_d \dot{\eta}, \quad \Theta = \mu_d \theta \tag{2.13}$$

$$\eta = \frac{p_{dh} - p_{dht}}{p_{dhs} - p_{dht}} = \frac{p_{dh} - p_{dht}}{\mu_d}$$
 (2.14)

dove ora il pedice 'd' indica che ci si sta riferendo alla componente secca dell'aria. In questo modo l'equazione di conservazione della massa dell'aria,

secca, (2.9) è mantenuta senza introdurre termini di sorgente e/o di pozzo, ma si aggiunge al set di equazioni (2.5)-(2.10) un'ulteriore equazione di conservazione per includere i *mixing ratio* dell'acqua in tutte le sue fasi:

$$\partial_t Q_m + (\nabla \cdot \mathbf{V} q_m) = F_{Q_m} \tag{2.15}$$

dove

$$Q_m = \mu_d q_m \tag{2.16}$$

e

$$q_m = q_v, q_c, q_i, q_r, q_s, ecc.$$
 (2.17)

sono i *mixing ratio* del vapore d'acqua, dell'acqua liquida della nuvola, del ghiaccio e di tutte le idrometeore che il modello considera. Le altre equazioni vengono quindi modificate in base alle (2.13)-(2.14), e si possono scrivere come segue:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V}u) + \mu_d \alpha \partial_x p + (\alpha/\alpha_d) \partial_n p \partial_x \phi = F_U \tag{2.18}$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V}v) + \mu_d \alpha \partial_u p + (\alpha/\alpha_d) \partial_n p \partial_u \phi = F_V \tag{2.19}$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V}w) - g[(\alpha/\alpha_d)\partial_n p - \mu_d] = F_W \tag{2.20}$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \mathbf{V}\theta) = F_{\Theta} \tag{2.21}$$

$$\partial_t \mu_d + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \tag{2.22}$$

$$\partial_t \phi + \mu^{-1} [(\nabla \cdot \mathbf{V}\phi) - gW] = 0$$
 (2.23)

dove in questo caso α_d è l'inverso della densità dell'aria secca $(1/\rho_d)$, mentre α è l'inverso della densità, che tiene conto dei mixing ratio delle varie entità presenti nel volume d'aria considerato $\alpha = \alpha_d(1+q_v+q_c+q_i+q_r+q_s+...)$ Analogamente $Q_m = \mu_d q_m$ con $q_m = q_v, q_c, q_i, ...$

Le (2.11) e (2.12) diventano invece:

$$\partial_{\eta}\phi = -\alpha_d \mu_d \tag{2.24}$$

$$p = p_0 (R_d \theta_m / p_0 \alpha_d)^{\gamma} \tag{2.25}$$

Nell'ultima equazione, che rappresenta l'equazione diagnostica per la pressione totale (vapore più aria secca), θ_m è dato da:

$$\theta_m = \theta(1 + (R_v/R_d)q_v) \approx \theta(1 + 1.61q_v)$$
 (2.26)

Fattori di proiezione

Per vari scopi, sia di analisi che di previsione, è utile mappare tramite delle proiezioni parte della superficie della terra su di un piano. Queste proiezioni devono distorcere il meno possibile i campi che vengono proiettati; a tal fine esistono diverse proiezioni soddisfacenti in base alla proprietà cercata (proiezioni conformi se sono mantenuti gli angoli fra le intersezioni tra le curve, isometriche se vengono mantenute le distanze, ecc). Nel modello WRF è possibile selezionare quali proiezioni usare nel proiettare i campi delle equazioni; le proiezioni possibili, riportate in Figura 2.2, sono Lambert conformal, Polar stereographic, e Mercatore³.

La scelta di quale proiezione utilizzare è principalmente dettata dalla di-

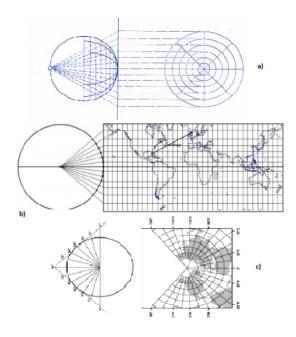


Figura 2.2: Vari tipi di proiezione utilizzati dal Modello WRF: a) Polar stereographic, b) Mercatore, c) Lambert conformal.

mensione del dominio che si considera e dalla latitudine alla quale questo dominio si trova: infatti, come si vede dalla Figura 2.2, la distorsione delle distanze dipende dalla latitudine. Le proiezioni polar stereographic sono

 $^{^3{\}rm Le}$ simulazioni effettuate in questa tesi utilizzeranno le proiezioni Lambert conformal.

utili quando si vuole mappare un intero emisfero, quelle di *Mercatore* per la fascia equatoriale, mentre la *Lambert conformal*, sono ottimali per le medie latitudini.

Per trasformare le equazioni del modello, che sono risolte sul piano della proiezione, e riportarle sulla sfera, si definiscono dei fattori di trasformazione, map factor, m_x e m_y come il rapporto tra le distanze sul piano di calcolo, ΔX e ΔY , e la corrispondente distanza sulla superficie della terra:

$$(m_x, m_y) = \frac{(\Delta X, \Delta Y)}{\text{corrispondente distanza sulla superficie terrestre } (\Delta x, \Delta y)}$$
(2.27)

per ottenere la reale distanza Δx sulla sfera bisogna quindi operare una trasformazione utilizzando m_x . Considerandola variazione di una distanza sul piano di calcolo pari a $d\Delta X$, si ha:

$$d\Delta X = m_x d\Delta x \Longrightarrow m_x d\Delta x = \frac{d\Delta X}{m_x}$$
 (2.28)

il fattore m_x varia, rimanendo però vicino a 1 se si è nel range di latitudini per la quale la proiezione scelta non deforma troppo i campi; analoghe considerazioni si possono applicare ad una variazione di distanze lungo l'asse y:

$$d\Delta Y = m_y d\Delta y \Longrightarrow m_y d\Delta y = \frac{d\Delta Y}{m_y}$$
 (2.29)

nel caso di proiezioni isotrope, come la Lambert conformal, $m_x = m_y = m$. Si possono quindi ridefinire le quantità che compaiono nel set di equazioni (2.18) - (2.23) come

$$U = \mu_d u/m, V = \mu_d/m, W = \mu_d w/m, \Omega = \mu_d \dot{\eta}/m.$$

e riformulare di conseguenza il set stesso di equazioni (2.18) - (2.23) che governano il modello [22], ricordando che i membri a destra delle (2.18) - (2.23) contengono anche i termini di curvatura e di Coriolis [21], e che saranno quindi anch'essi soggetti ad una riformulazione [22].

2.3 Discretizzazione del modello

Discretizzazione temporale

Nelle integrazioni delle equazioni dei modelli, i modi che hanno importanza meteorologica, come le onde di Rossby⁴, le onde di gravità o semplicemente l'advezione, hanno generalmente frequenza più bassa rispetto ai modi ad alta frequenza ammessi dalle equazioni, come i modi acustici. Una strategia diffusa per migliorare l'efficienza computazionale è utilizzare schemi numerici che integrano i modi ad alta frequenza usando un piccolo time step, e poi, eventualmente, filtrare il risultato se non è rilevante, mentre integrano i modi a più bassa frequenza usando un time step maggiore.

Il modello in studio usa uno schema di integrazione temporale, per i modi a più bassa frequenza, di tipo Runge-Kutta⁵ del terzo ordine (RK3), ossia ogni passo temporale è ottenuto dalla combinazione in sequenza di tre operazioni. Definendo le variabili prognostiche nelle equazioni (2.15), (2.18) - (2.23) come $\Phi = (U, V, W, \Theta, \phi', \mu', Q_m)$, e le equazioni stesse come $\Phi_t = R(\Phi)$, l'integrazione RK3 consiste in tre passi per evolvere la soluzione $\Phi(t)$ a $\Phi(t + \Delta t)$:

$$\Phi^* = \Phi^t + \frac{\Delta t}{3} R(\Phi^t) \tag{2.30}$$

$$\Phi^{**} = \Phi^t + \frac{\Delta t}{2} R(\Phi^*) \tag{2.31}$$

$$\Phi^{t+\Delta t} = \Phi^t + \Delta t R(\Phi^{**}) \tag{2.32}$$

dove Δt è il passo temporale per i modi a bassa frequenza.

I modi acustici ad alta frequenza, che meteorologicamente non sono rilevanti, invece, vengono rimossi tramite filtri [22][25][26].

⁴Le onde di Rossby sono strutture che caratterizzano i moti dei fluidi geofisici a scala sinottica e planetaria, dovute all'aumento del parametro di Coriolis con la latitudine, unitamente alla condizione di conservazione del momento angolare. Si presentano come oscillazioni inerziali attorno al 'punto di equilibrio' dato dal bilancio geostrofico, in cui le forze di pressione sono esattamente bilanciate dalla forza di Coriolis.

⁵I metodi Runge-kutta sono una famiglia di metodi iterativi impliciti ed espliciti per l'approssimazione delle soluzioni delle equazioni differenziali.

Discretizzazione spaziale

La discretizzazione spaziale del modello WRF avviene su una griglia sfalsata di tipo C, in cui le componenti della velocità sono sfalsate di mezzo passo di griglia rispetto alle variabili termodinamiche, indicate con θ come riportato in Figura 2.3, μ e l'umidità q_m sono anch'essi definiti in corri-

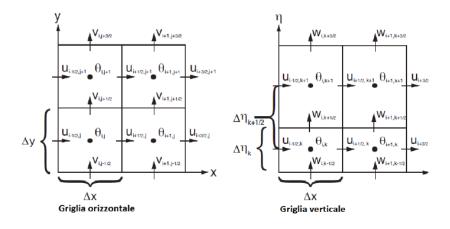


Figura 2.3: Griglia utilizzata dal modello WRF per la discretizzazione spaziale.

spondenza dei θ , mentre il geopotenziale ϕ è definito nei punti relativi alle velocità verticali w; ancora, le variabili diagnostiche p ed α sono calcolate in corrispondenza dei θ .

La scelta del passo sia temporale che spaziale non è arbitraria, ma è necessario che sia soddisfatta la condizione di Courant-Friedrichs-Lewy, la quale garantisce la convergenza numerica della soluzione delle equazioni alle derivate parziali in esame. Ad esempio, se un'onda attraversa una griglia di calcolo, il passo temporale deve essere più piccolo del tempo necessario all'onda per farla attraversare due punti adiacenti della griglia.

In generale, nel caso di una griglia bidimensionale di passo Δx e Δy , deve essere:

$$C = \frac{u\Delta t}{\Delta x} + \frac{v\Delta t}{\Delta y} \le C_{max} \tag{2.33}$$

dove il valore di C_{max} è legato al particolare metodo utilizzato per risolvere le equazioni discretizzate [7][2]. In linea di massima per una griglia quadrata

di passo Δ , considerando il metodo di integrazione delle equazioni RK3 utilizzato dal Modello WRF, può essere assunto un time step massimo secondo:

$$\Delta t = 6\Delta x \tag{2.34}$$

2.4 Condizioni al Contorno e Iniziali

Come detto, per procedere con l'integrazione delle equazioni del modello, è necessario fornire le condizioni iniziali ed al contorno; una volta definita la griglia del dominio di interesse, preliminarmente si interpolano i campi statici (ossia quei campi che possono essere mantenuti costanti durante tutta la simulazione, quali ad esempio l'albedo, il parametro di Coriolis, la quota, ecc) sui nodi della griglia al suolo. Si procede quindi con le condizioni iniziali vere e proprie, interpolate a partire da un modello a scala maggiore, che consistono nei campi tridimensionali (compresi i valori al suolo) di temperatura, umidità relativa e componenti della velocità del vento, più i campi bidimensionali come la pressione al suolo, l'umidità del suolo, l'eventuale spessore del manto nevoso, la temperatura superficiale marina, l'eventuale frazione di mare/lago ghiacciato ecc..

Per quanto riguarda l'interpolazione verticale dei campi tridimensionali, questa avviene sui livelli η , che sono però definiti, si veda l'equazione (2.1), a partire da un'atmosfera secca: quindi dai campi, noti, di pressione totale ed umidità, si sottrae dal primo l'umidità integrata dalla cima dall'atmosfera fino ad ogni livello considerato. Si ricava inoltre con lo stesso procedimento la massa dell'aria secca totale di tutta la colonna:

$$\mu_d = p_{sd} - p_{dht}. (2.35)$$

con p_{sd} pressione secca al suolo. Si possono quindi a questo punto calcolare i livelli η di riferimento per l'interpolazione verticale delle altre variabili. Le condizioni al contorno invece sono determinate interamente da interpolazione temporale a partire dalla previsione di un modello a scala maggiore [22].

2.5. NESTING 37

2.5 Nesting

Se, come in questa tesi, si vuole spingere la simulazione su griglie sempre più fini, raggiungendo un passo come 1.1km, bisogna tener conto che, per motivi di tempo computazionale, ciò non può essere effettuato su domini estesi. In tal caso, una tecnica utilizzata è quella di eseguire dei nesting in cascata (o in parallelo a seconda delle esigenze), su domini contenuti in quello ad area maggiore, come mostrato in Figura 2.4, da ora in poi chiamati dominio padre, figlio, nipote e così via, alla stessa maniera in cui il modello si innesta su quello a scala globale. L'implementazione ed il cor-

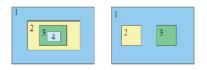


Figura 2.4: Possibili configurazioni di un nesting.

retto utilizzo del nesting richiede particolare attenzione alla comunicazione tra le griglie; questo aspetto può essere diviso in due passi successivi. Il primo prevede la definizione, ad ogni passo temporale, delle condizioni al contorno del dominio figlio a partire da quelle del dominio padre(Figura 2.5); Il secondo invece consiste nello scambio di informazioni nella direzione inversa, dal figlio al padre, ossia, le soluzioni ottenute sulla griglia padre, in corrispondenza dei nodi comuni alle due griglie, sono continuamente aggiornati dalle soluzioni ottenute sulla griglia figlio.

Nel caso in cui intervenga solo il primo meccanismo, le soluzioni sui due domini sono semi-indipendenti: si parla allora di *nesting one-way*, mentre ci si riferisce al caso di doppia interazione con *nesting two-way*⁶.

Le applicazioni più comuni di WRF sono le simulazioni ideali e reali con diverse condizioni al contorno, l'innesto del two way nesting e l'assimilazione di misure per la simulazione.

⁶dati un dominio interno all'altro, quello esterno, che fornisce le condizioni al contorno a quello interno, viene a sua volta influenzato dallo stesso dominio interno, con un'azione detta feedback.

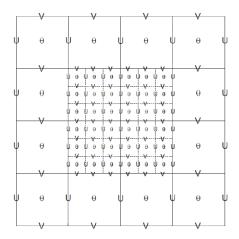


Figura 2.5: Esempio di *nesting* su di una griglia di Arakawa di tipo C (Haltiner). Le variabili in grassetto lungo l'interfaccia dei due domini rappresentano le condizioni laterali passate al dominio figlio, dal padre, ad ogni passo temporale di quest'ultimo.

2.6 Parametrizzazioni

Il Modello WRF prevede tutta una serie di parametrizzazioni, sia per quei fenomeni strettamente legati alla fluidodinamica, ma che non sono risolti alla scala a cui si lavora, come può essere ad esempio la convezione per griglie di passo superiore alla decina di chilometri o la diffusione turbolenta, sia per quei fenomeni fisici non direttamente fluidodinamici, ma che hanno influenza rilevante sull'evoluzione degli eventi meteorologici, come la radiazione solare, la microfisica ed il comportamento del suolo.

A questo scopo sono presenti vari schemi di parametrizzazione dei cumuli che rappresentano gli effetti, all'interno della nuvola, di riscaldamento/raffreddamento, nonché l'andamento del profilo verticale dell'umidità, legati a correnti ascensionali o discendenti non esplicitamente risolte. Gli schemi di parametrizzazione dei fenomeni radiativi, invece, rappresentano gli effetti dello scambio di radiazione tra sole, atmosfera, nubi e superficie terrestre [22]. Ulteriori parametrizzazioni presenti riguardano le caratteristiche del suolo, il PBL, responsabile dei flussi verticali a scala non risolta dovuti a trasporto turbolento [22], e la microfisica.

Capitolo 3

Il modello diagnostico CALMET

3.1 Introduzione

Il California Meteorological Model (CALMET) è il processore meteorologico del modello di dispersione California Puff Model (CALPUFF), uno dei modelli suggeriti dall'US-EPA (Environmental Protection Agency).

CALMET è un modello meteorologico diagnostico mass consistent che produce campi di vento e temperatura tridimensionali ad alta risoluzione partendo sia da valori di vento (ed eventualmente temperatura) misurati da stazioni, e quindi distribuiti irregolarmente nello spazio, sia da altri campi prodotti da un modello differente e forniti su griglie generalmente più rade. CALMET permette anche di determinare i campi bidimensionali di variabili micrometeorologiche necessarie per effettuare simulazioni di dispersione atmosferica degli inquinanti¹. Inoltre, esso possiede un modulo per stimare le variabili dello strato limite planetario (PBL) con due diverse modalità di calcolo a seconda che ci si trovi sul terreno o sul mare. Per quanto concerne questa tesi, il principale vantaggio di un modello diagnostico, quale CALMET, è la possibilità di ottenere campi di vento ad alta/altissima risoluzione con un minor sforzo computazionale, rispetto a quanto richiesto da un classico modello prognostico, per raggiungere le stesse risoluzioni. Il principio alla base di CALMET per la creazione del campo di vento ad alta

¹parametri come altezza di rimescolamento, lunghezza di Monin Obukhov, velocità di frizione, velocità di scala convettiva.

risoluzione (ed in generale alla base di tutti i modelli mass consistent) è quello della conservazione della massa: il campo iniziale, sia esso il risultato della simulazione ottenuta da un modello a più bassa risoluzione o quello derivante da osservazioni, viene 'adattato' al nuovo dominio ad alta risoluzione (caratterizzato da una orografia più dettagliata) con il vincolo che la divergenza tridimensionale del nuovo campo sia nulla. Nel calcolo del nuovo campo inoltre CALMET presenta la possibilità di tenere conto di effetti secondari, sempre legati all'introduzione di orografia ed uso suolo ad alta risoluzione, quali gli effetti cinematici del terreno, i venti di pendenza e gli effetti di blocco dell'orografia² (effetti che descriverò nel dettaglio nei prossimi paragrafi), sempre vincolando il nuovo campo ad essere a divergenza nulla.

3.2 Descrizione tecnica

Le fasi della simulazione

Una simulazione di CALMET può essere suddivisa principalmente in tre fasi:

- una fase di *preprocessing* in cui il campo di cui si vuole eseguire il downscaling viene pre-processato in modo da potersi interfacciare con CALMET;
- la simulazione vera e propria in cui viene calcolato il nuovo campo di vento;
- una fase di *postprocessing* in cui il campo di vento prodotto dalla simulazione viene elaborato in modo da essere convertito in un formato facilmente utilizzabile (analizzabile o visualizzabile con i classici *software* di analisi e visualizzazione di campi meteorologici).

A queste tre fasi va aggiunta inoltre una fase preliminare di preparazione del dominio di simulazione in cui si definisce l'area di interesse, la risoluzione a cui si vuole arrivare, l'orografia ed i dati di sfruttamento del suolo da utilizzare.

²Effetti legati principalmente alla stabilità atmosferica (per approfondimenti, si veda Appendice C).

Griglia di calcolo

Il modello CALMET utilizza un sistema di griglia con NX e NY celle sulla griglia orizzontale e con NZ strati verticali. Le componenti orizzontali del vento (u,v) sono definite su ogni punto griglia, corrispondente al centro di ogni cella. La componente verticale del vento (w) è invece definita sulla faccia verticale della cella. La posizione della griglia meteorologica nello spazio reale è determinata dalla posizione delle coordinate rispetto all'origine del sistema griglia, che si trova nell'angolo in basso a sinistra della cella (1,1):

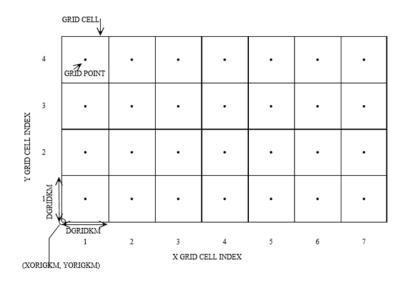


Figura 3.1: Sistema di griglia utilizzato da CALMET.

Il modello CALMET opera nel sistema di riferimento terrain following:

$$Z = z - h_t \tag{3.1}$$

In cui:

z coordinata verticale nel sistema di riferimento cartesiano $[m],\,h_t$ altezza dell'orografia [m].

In tale sistema di riferimento, la componente verticale di velocità, W [m/s], è definita come:

$$W = w - \frac{udh_t}{dx} - \frac{vdh_t}{dy} \tag{3.2}$$

In cui:

w componente verticale del vento in coordinate cartesiane, u, v componenti orizzontale e verticale del vento.

3.3 Costruzione dei campi di vento

Approccio in due step

CALMET include un generatore di campo di vento tridimensionale diagnostico che contiene algoritmi di analisi oggettiva dei campi di vento. In particolare, esso utilizza un approccio in due step per il calcolo del campo di vento.

• nel primo step un campo di vento iniziale, oppure guess wind field, viene corretto con iterazioni successive per tenere conto degli effetti della orografia complessa (effetti cinematici e di blocco del terreno) e dei venti di pendenza. Il campo di vento viene ulteriormente modificato per tenere conto di vincoli fisici quali la conservazione della massa (attraverso una procedura che minimizza il campo di divergenza tridimensionale).

Il quess wind field, può essere generato da CALMET sia a partire dai soli dati osservati del network osservativo (stazioni di superficie e stazioni di radiosondaggio) presente nel dominio di studio, sia da dati provenienti da modelli prognostici.

Nel dominio in esame, la rete di osservazione costituita dalle stazioni meteorologiche risulta troppo rada per giustificare una procedura di data assimilation [38][41][39]. I dati osservati risultano, dunque, in scarso numero per fornire il guess wind field al modello CALMET³.

³In altre parole CALMET non viene inizializzato con i dati osservati.

Infatti, essi non danno un peso globale alla struttura del campo di velocità, ma piuttosto rischiano di creare discontinuità con il campo di velocità del modello⁴. Pertanto, viene utilizzato il guess wind field esclusivamente prodotto dal modello prognostico WRF. Questo viene adattato rispetto agli effetti, già citati, dovuti all'orografia complessa e ai venti di pendenza al fine di ottenere un campo in uscita alla prima fase.

• nel secondo step, il campo in uscita dalla prima fase, attraverso una procedura di analisi oggettiva, può essere modificato in funzione dei valori osservati (se disponibili), al fine di ricavare il campo di vento definitivo. Tuttavia, noi non abbiamo attivato questa fase, in quanto utilizzeremo i dati osservati per la sola finalità di validazione della qualità delle simulazioni [39][41].

Nelle simulazioni di questa tesi⁵, abbiamo utilizzato CALMET accoppiato agli output di WRF per passare da una risoluzione di 1100 m del modello prognostico ad una di 150 m. Tale accoppiamento tra WRF e CALMET è pensato quale strategia per arrivare a risoluzioni spaziali elevate in tempi di calcolo ragionevoli.

In questa tesi abbiamo nidificato CALMET nelle uscite di WRF seguendo tre diverse strategie:

- 1. caso 1: output di WRF utilizzati come guess wind field da adattare agli effetti cinematici e di ostruzione del suolo.
- 2. caso 2: output di WRF utilizzati come guess wind field da adattare agli effetti cinematici, di ostruzione del suolo e dei venti di pendenza.
- 3. caso 3: output di WRF utilizzati come campo di vento in uscita dal primo step (non più come guess wind field da adattare ai diversi effetti locali).

⁴Si rischia che i pochi punti in cui è definito il campo di velocità (ossia nelle centraline) non siano coerenti con il modello.

⁵Si intendono le simulazioni svolte al Capitolo 4, inerenti all'area genovese.

Formulazione del primo step

Nella prima fase di CALMET, il campo di vento iniziale, detto anche guess wind field, viene corretto con iterazioni successive per tenere conto degli effetti della orografia complessa (effetti cinematici e di blocco del terreno) e dei venti di pendenza. Il campo di vento viene ulteriormente modificato per tenere conto di vincoli fisici quali la conservazione della massa (attraverso una procedura che minimizza il campo di divergenza tridimensionale). In questa tesi, il guess wind field proviene esclusivamente dagli output di un modello prognostico, quale WRF. Il campo di vento iniziale, a seconda della modalità di funzionamento di CALMET, può essere filtrato attraverso diversi effetti, riportati qui di seguito.

Effetti Cinematici

CALMET parametrizza gli effetti cinematici del terreno utilizzando l'approccio di Liu - Yocke [38].

Sia:

$$W = w - \frac{udh_t}{dx} - \frac{vdh_t}{dy} \tag{3.3}$$

La componente verticale della velocità [m/s] nel sistema di riferimento terrain-following. In questa espressione compare w, componente verticale del vento in coordinate cartesiane, forzata dal terreno.

Quest'ultima equivale a:

$$w = (V\Delta h_t)e^{-kz} (3.4)$$

In cui:

V vento medio sul dominio,

k coefficiente che dipende dalla stabilità atmosferica,

z coordinata verticale.

Questa espressione di w evidenzia un andamento esponenziale che decade all'aumentare della quota e della stabilità atmosferica. Tale comportamento implica che la componente verticale di velocità, che segue l'orografia, tende a zero all'aumentare della quota e della stabilità atmosferica. In particolare, la componente verticale della velocità diverrà più piccola a quote tanto inferiori quanto più l'atmosfera è stabile. Questa proprietà è giustificata su

basi fisiche in virtù del fatto che l'atmosfera stabile inibisce i moti lungo la verticale. Naturalmente, la componente verticale di velocità w assume un comportamento opposto nel caso di atmosfera instabile, ossia tenderà a zero soltanto a seguito di elevate escursione di quota. Anche qui, esiste una giustificazione di natura fisica: l'atmosfera instabile amplifica i moti lungo la verticale, per effetto della spinta di Archimede.

Formalmente, k viene definito come:

$$k = \frac{N}{V} \tag{3.5}$$

In cui:

N è la frequenza di Brunt-Vaisala [42], che dipende dalla temperatura [38], V è la velocità, in valore assoluto, del vento medio sul dominio.

Per quanto riguarda invece le componenti orizzontali, gli effetti cinematici del terreno del vento sono valutati applicando la minimizzazione della divergenza al guess wind field, con la quale si adattano iterativamente le componenti orizzontali finché la divergenza tridimensionale è inferiore ad un valore soglia (prossimo allo zero) specificato dall'utente.

In altre parole, si adattano le componenti orizzontali in modo da rispettare, insieme alla componente verticale di velocità, w, ricavata dall'espressione precedente, il requisito fisico che la massa si conservi.

Venti di pendenza

I venti di pendenza sono calcolati seguendo la parametrizzazione di Mahrt (1982) [38][43] la quale li descrive in termini della pendenza del suolo, della distanza rispetto ai rilievi orografici e del flusso di calore sensibile locale. Ipotizzando che il vento sia stazionario, che l'orografia sia omogenea e trascurando gli effetti di Coriolis [21] e le componenti di pendenze trasversali, la teoria di Mahrt assume che l'intensità dei venti di pendenza valga:

$$S = S_e \sqrt{1 - e^{\left(-\frac{x}{L_e}\right)}} \tag{3.6}$$

In cui:

 S_e è la velocità di equilibrio del vento di pendenza,

 L_e è la lunghezza scala,

x è la distanza dalla cresta della vetta.

Poiché lo scarto di temperatura potenziale $\Delta\theta$, che compare sia all'interno di S_e che di L_e , è funzione del flusso di calore sensibile locale (Q_h) sulla superficie e dalla distanza dai rilievi orografici (x), si può ottenere una nuova legge per la velocità dei venti di pendenza S. In particolare, assumendo h e Q_h costanti, si parametrizza ora S come funzione di:

- 1. coefficiente di attrito al suolo C_d ,
- 2. coefficiente k,
- 3. angolo tra l'orizzontale e l'orografia α ,
- 4. accelerazione di gravità g,
- 5. lunghezza scala L_e ,
- 6. distanza dai rilievi orografici x,
- 7. flusso di calore sensibile locale Q_h .

I venti di pendenza possiedono inoltre comportamenti differenti a seconda del verso in cui sono diretti. In generale, i venti di pendenza verso il basso sono i più studiati e per questi sono disponibili con maggior facilità i parametri che intervengono nella teoria di Mahrt. I venti di pendenza che vanno verso l'alto, invece, sono meno studiati perché, oltre a dipendere molto dalla stratificazione dello strato in superficie, non sviluppano elevate accelerazioni.

Infine, lo spessore interessato dai venti di pendenza si ricava con la seguente formula semi-empirica [38]:

$$h = 0.05\Delta Z \tag{3.7}$$

Inoltre, per evitare velocità irrealistiche (per esempio troppo elevate) lontano dalle creste, α si esprime come il minimo tra il valore il α locale e la pendenza media $\left(\frac{\Delta Z}{r}\right)$.

Effetti di ostruzione del terreno

Gli effetti di ostruzione del terreno sul flusso di vento sono parametrizzati in termini del numero di Froude locale:

$$F_r = \frac{V}{N\Delta h_t} \tag{3.8}$$

In cui:

V è la velocità del vento sul punto griglia,

N è la frequenza di Brunt-Vaisala [42] già incontrata quando sono stati descritti gli effetti cinematici,

 Δh_t è l'altezza effettiva di un ostacolo.

In particolare quest'ultima può essere descritta mediante la formula:

$$\Delta h_t = (h_{max})_{ij} - (z)_{ijk} \tag{3.9}$$

Dove:

 $(h_{max})_{ij}$ è la quota del rilievo orografico più alto, compresa nel raggio di influenza del punto griglia (i,j),

 $(z)_{ijk}$ è l'altezza del livello k del punto griglia (i,j) sopra il suolo.

Il numero di Froude viene calcolato per ogni punto griglia. In particolare, si distinguono due casi particolari:

- se F_r è inferiore ad un valore critico (posto convenzionalmente pari a 1) e il vento sul punto griglia ha una componente verso l'alto, la direzione del vento si adatta ad essere tangente al suolo, mentre la velocità del vento rimane invariata;
- se F_r supera il valore critico, invece, non viene sviluppato alcun adattamento al vento.

Adattando il guess wind field a questi effetti appena descritti si ricava il campo di vento della prima fase il quale, nella seguente tesi, risulta essere il campo di vento definitivo, in quanto, ricordo, non abbiamo eseguito la successiva fase (di aggiustamento mediante dati osservati). Tale fase, per ragioni di completezza, verrà comunque illustrata in Appendice B.

3.4 Campi di vento di WRF

In questa tesi, come già detto, il modello CALMET utilizza gli output generati da modelli meteorologici prognostici. In tal modo, si riescono a cogliere caratteristiche locali del campo di vento che non sempre vengono simulate correttamente con i soli modelli LAM. In particolare, CALMET utilizza gli output di WRF secondo le tre modalità di funzionamento descritte in precedenza⁶. Qualunque sia l'opzione con cui CALMET si interfaccia alle uscite di WRF, la prima cosa da effettuare è la conversione dei valori dalla griglia più rozza, appartenente al modello prognostico alla mesoscala WRF, a quella più raffinata, appartenente al modello diagnostico alla microscala CALMET. A tale scopo, abbiamo eseguito le seguenti interpolazioni, così caratterizzate:

- per interpolare sulla verticale i dati dalla griglia di WRF a quella fine di CALMET abbiamo effettuato un'interpolazione lineare;
- per interpolare sull'orizzontale i dati dalla griglia di WRF a quella fine di CALMET abbiamo eseguito un'interpolazione basata sull'inverso della distanza al quadrato $(1/R^2)$.

⁶Si consulti il Paragrafo "Costruzione dei campi di vento" del seguente Capitolo.

Capitolo 4

Simulazioni

4.1 Introduzione

Per validare le simulazioni prodotte da CALMET abbiamo simulato i tre mesi dell'inverno 2016/2017 (dicembre, gennaio, febbraio) e i tre mesi dell'estate 2017 (giugno, luglio, agosto) inizializzando il modello con i campi meteorologici prodotti dal modello WRF (con una risoluzione di 1100 m). Le simulazioni riguardano un'area di circa 50 km per 50 km centrata sulla città di Genova con una risoluzione di 150 m.

I sei mesi considerati vengono simulati per varie configurazioni di CAL-MET (si veda il Capitolo precedente) e la validazione dei campi prodotti viene effettuata attraverso il confronto con i dati forniti dalle stazioni meteorologiche della rete dell'ARPAL presenti nell'area di simulazione.

Area in esame

Il territorio ligure, racchiuso tra l'Appennino, a Nord, e il Mar Ligure, a Sud, rappresenta, nella sua totalità, la zona più settentrionale in cui si risente di un clima mediterraneo. Risulta quindi caratterizzato da un clima molto particolare, influenzato fortemente sia dai vicini rilievi, che riparano dai venti settentrionali freddi, sia dalla presenza del mare, che mitiga le temperature [44]. Inoltre, la Liguria presenta caratteristiche diverse nelle due riviere, a causa della differente esposizione rispetto ai venti dominanti¹

¹I venti dominanti sono caratterizzati da alte velocità(almeno 20 m/s). Essi vengono definiti prevalenti, se sono anche venti regnanti(alta frequenza di apparizione).

la quale, insieme alla quota e all'orientamento locale, determina una distribuzione delle piogge variabile lungo il territorio. Le correnti di Libeccio, generate dalle perturbazioni atlantiche, colpiscono frequentemente i rilievi dello spezzino, provocando precipitazioni di forte intensità, talvolta alluvionali [45]. Viceversa, il savonese risulta meno esposto, grazie alla protezione delle Alpi Marittime, che attenuano l'intensità delle depressioni provenienti da ovest. In generale, le precipitazioni sono comunque complessivamente abbondanti e ben distribuite.

Il territorio ligure presenta una particolare e variegata conformazione geologica e geomorfologica dei pendii, dei corsi fluviali, che, in presenza di forti precipitazioni, diventa scenario di sempre più frequenti fenomeni quali: frane, smottamenti, esondazioni fluviali.

In tali complessità, sia orografica che climatica, la presente tesi si propone di identificare la messa a punto ottimale di una strategia basata sulla nidificazione di un modello di vento a consistenza di massa (CALMET) in un modello meteorologico (WRF), al fine di ottenere campi di vento ad alta risoluzione. L'area studiata consiste in una parte ristretta ma significativa del territorio ligure, scelta appositamente perché rispecchia al meglio le endemiche complessità appena citate. L'analisi, come evidenziato nei capitoli precedenti, si concentra sulla ricostruzione del campo di vento. I dati osservati ricoprono un ruolo di primaria importanza a valle dell'utilizzo dei modelli meteorologici. Infatti, essi ci permetteranno di ottenere la validazione della strategia messa a punto in questo lavoro. In particolare, i campi di vento ottenuti in uscita dai modelli³ vengono confrontati con le rispettive misure da stazioni anemometriche. La bontà delle simulazioni viene stimata attraverso opportuni indici di errore, descritti nel dettaglio successivamente.

²Infatti, mentre la riviera di Levante, insieme alle Alpi orientali, costituisce una delle zone più piovose di Italia, con valori di pioggia annua di circa 1300 mm lungo il litorale e di almeno 2000 mm sui rilievi retrostanti, la riviera di Ponente vede scendere di molto le precipitazioni, arrivando a valori annui di circa 700 mm sulla costa e poco più di 1000 mm sull'entroterra.

 $^{^3{\}rm gli}$ output di WRF accoppiato a CALMET secondo le tre opzioni di utilizzo citate nel precedente capitolo.

51

Le Stazioni meteorologiche considerate

In generale, una stazione meteorologica comprende tutti gli strumenti di misura che permettono di monitorare le condizioni fisiche dell'atmosfera in un dato luogo, per un tempo indefinito, a fini meteorologici e climatici. Essa comprende (Figura 4.1): termometro, anemometro, igrometro, barometro e pluviometro. Essendo il nostro obiettivo quello di validare il modello

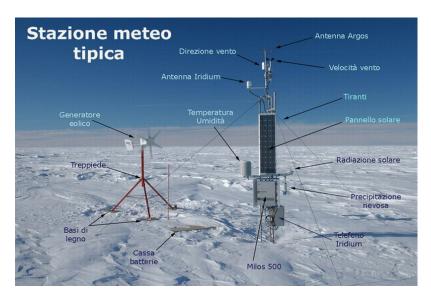


Figura 4.1: Componenti di una stazione meteorologica classica.

che al meglio simula i campi di vento, ovviamente i dati osservati che si utilizzano corrispondono esclusivamente all'anemometro, il quale altro non è che una delle tante componenti dell'intera centralina automatica. L'anemometro misura l'intensità del vento [m/s], attraverso tre o quattro coppette fissate su un asse rotante⁴ e la direzione [gradi], intesa come l'angolo di direzione dalla quale proviene il vento. Entrambe le misurazioni [46] vengono effettuate su scala oraria.

 $^{^4\}mathrm{La}$ rotazione, proporzionale alla forza del vento, viene registrata da un contagiri e convertita in velocità.

I dati osservati che utilizziamo per la validazione della strategia di simulazione presentata nella tesi provengono dalle centraline automatiche appartenenti alla Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente Ligure (ARPAL) e sono disposte, nel dominio in esame, come si può vedere dalla Figura 4.2:

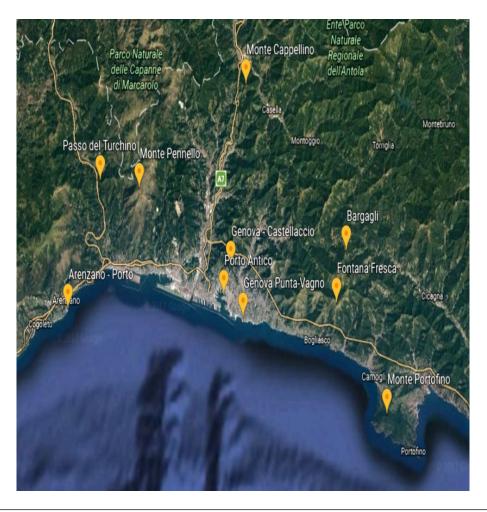


Figura 4.2: Dominio in esame e stazioni meteorologiche in esso disponibili.

Le centraline disponibili nel dominio esaminato (Figura 4.2) risultano essere:

	LON	LAT	quota
Monte-Cappellino	8.957	44.551	$655 \mathrm{\ m\ s.l.m}$
Genova-Castellaccio	8.934	44.428	$360~\mathrm{m}~\mathrm{s.l.m}$
Bargagli	9.107	44.439	$702~\mathrm{m}$ s.l.m
Arenzano-Porto	8.688	44.398	$3~\mathrm{m}$ s.l.m
Fontana Fresca	9.093	44.403	$791~\mathrm{m}~\mathrm{s.l.m}$
Passo del Turchino	8.736	44.486	$590~\mathrm{m}~\mathrm{s.l.m}$
Monte Portofino	9.169	44.327	$610~\mathrm{m}~\mathrm{s.l.m}$
Punta Vagno	8.952	44.393	$10~\mathrm{m}~\mathrm{s.l.m}$
Monte Pennello	8.799	44.480	$980~\mathrm{m}~\mathrm{s.l.m}$
Porto Antico	8.923	44.408	$25~\mathrm{m\ s.l.m}$

Tabella 4.1: Stazioni meteorologiche dell'ARPAL disponibili nell'area in esame.

Le stazioni anemometriche che rientrano nel dominio in esame (Figura 4.2) risultano disposte in maniera molto disuniforme. Le caratteristiche morfologiche ed orografiche del sito [44] sono fondamentali per interpretare i valori osservati e le successive simulazioni. In particolare, le dieci stazioni di osservazione si possono raggruppare, in prima approssimazione, nelle seguenti categorie:

- località nell'entroterra in quota: stazioni di Monte Cappellino (655 m s.l.m), Bargagli (702 m s.l.m), Fontana Fresca (791 m s.l.m), Passo del Turchino (590 m s.l.m);
- località vicino al mare in quota: stazioni di Genova-Castellaccio (360 m s.l.m), Monte-Pennello (980 m s.l.m);
- località in prossimità della costa in quota: stazione di Monte-Portofino (610 m s.l.m);
- località in prossimità della costa: stazione di Arenzano Porto (3 m s.l.m), Punta Vagno (10 m s.l.m), Porto Antico (25 m s.l.m).

4.2 Obiettivo del lavoro

L'obiettivo delle seguenti simulazioni è quello di valutare e comprendere come il modello diagnostico CALMET, nidificato nel modello prognostico WRF, riesca a simulare il campo anemologico originato da effetti orografici locali (scale dell'ordine dei 100 m). A tal fine, confronteremo i campi di vento (intensità e direzione) previsti dal modello WRF con quelli realmente misurati. Tale primo passo ci fornirà degli indici di errore tra simulazioni e dati osservati, i quali sarà nostro compito cercare di migliorare grazie a CALMET.

Il periodo di simulazione interessa i tre mesi invernali dell'anno 2016/2017 (dicembre, gennaio, febbraio) e i tre mesi estivi dell'anno 2017 (giugno, luglio, agosto). Gli indicatori statistici di errore [48] utilizzati sono:

- per le intensità: Bias, Bias Normalizzato (NBias), RMSE, RMSE Normalizzato (NRMSE), errore di Hanna - Heinold (HH);
- per le direzioni: Bias Normalizzato, RMSE Normalizzato.

In tal modo, conosciamo l'errore con cui WRF prevede il campo di vento realmente misurato dalle centraline dell'ARPAL. Al fine di comprendere se l'accoppiamento di WRF con il modello diagnostico alla microscala CAL-MET porta ai vantaggi auspicati, svolgeremo un confronto tra il campo di vento realmente misurato e quello ottenuto da CALMET, avente come input le uscite del modello prognostico. In tale contesto, come già detto⁵, consideriamo tre particolari modalità di funzionamento di CALMET, le cui prestazioni anche in questo caso vengono quantificate con gli opportuni indici statistici. In particolare, identifichiamo l'opzione di utilizzo di CALMET che, contro dati sul campo, presenta gli indici statistici inferiori.

⁵Per i dettagli si rimanda al Paragrafo "Costruzione dei campi di vento" Capitolo 3.

Rappresentazione qualitativa dei campi di vento

Nelle pagine che seguono, vengono rappresentati [47] i campi di vento, sovrapposti, di WRF e di CALMET. I campi da CALMET sono mostrati in tutte e tre le opzioni di funzionamento e si illustrano prima i confronti su un mese estivo (da Figura 4.3 a 4.5) e poi su uno invernale (da Figura 4.6 a 4.8). In tutti i grafici, la palette colorata a destra indica l'orografia.

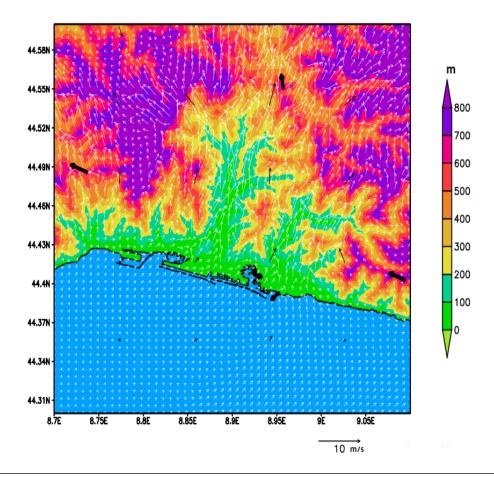


Figura 4.3: Campo di vento simulato dalla prima modalità di funzionamento di CALMET (frecce bianche) e simulato da WRF (frecce nere) relativamente alle ore 13 del 5 Agosto 2017, in una sottoarea del dominio. Le frecce nere in grassetto invece indicano il vento misurato dalle stazioni anemometriche.

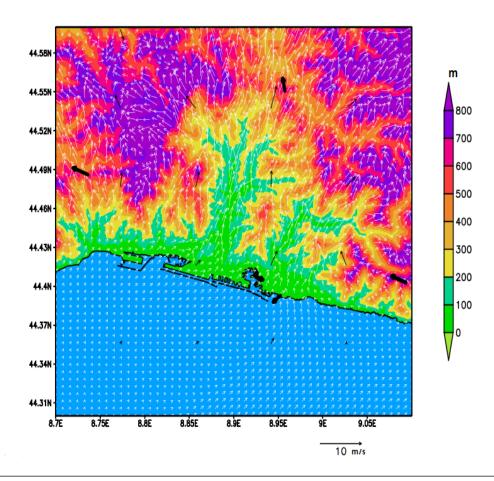


Figura 4.4: Campo di vento simulato dalla seconda modalità di funzionamento di CALMET (frecce bianche) e simulato da WRF (frecce nere) relativamente alle ore 13 del 5 Agosto 2017, in una sottoarea del dominio. Le frecce nere in grassetto invece indicano il vento misurato dalle stazioni anemometriche.

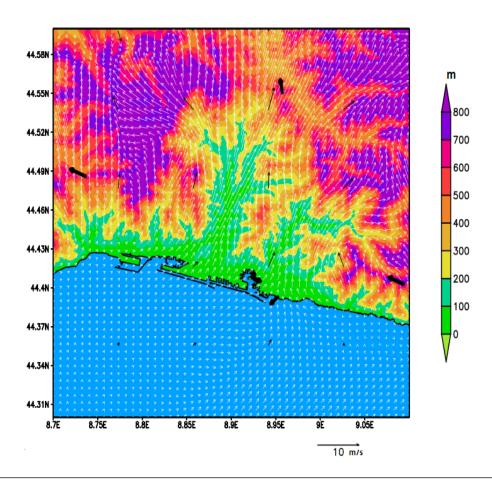


Figura 4.5: Campo di vento simulato dalla terza modalità di funzionamento di CALMET (frecce bianche) e simulato da WRF (frecce nere) relativamente alle ore 13 del 5 Agosto 2017, in una sottoarea del dominio. Le frecce nere in grassetto invece indicano il vento misurato dalle stazioni anemometriche.

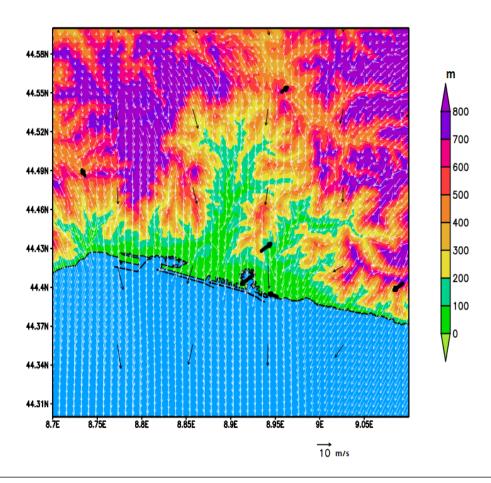


Figura 4.6: Campo di vento simulato dalla prima modalità di funzionamento di CALMET (frecce bianche) e simulato da WRF (frecce nere) relativamente alle ore 18 del 21 Dicembre 2016, in una sottoarea del dominio. Le frecce nere in grassetto invece indicano il vento misurato dalle stazioni anemometriche.

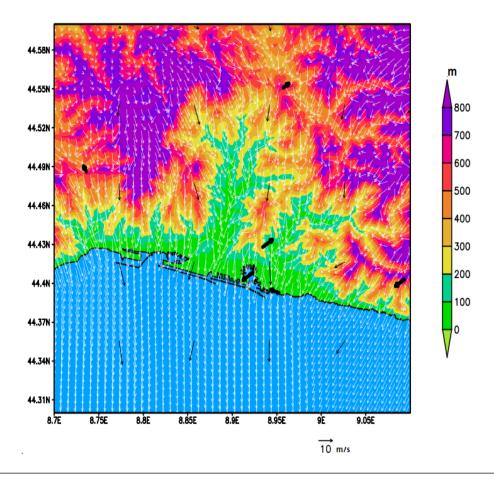


Figura 4.7: Campo di vento simulato dalla seconda modalità di funzionamento di CALMET (frecce bianche) e simulato da WRF (frecce nere) relativamente alle ore 18 del 21 Dicembre 2016, in una sottoarea del dominio. Le frecce nere in grassetto invece indicano il vento misurato dalle stazioni anemometriche.

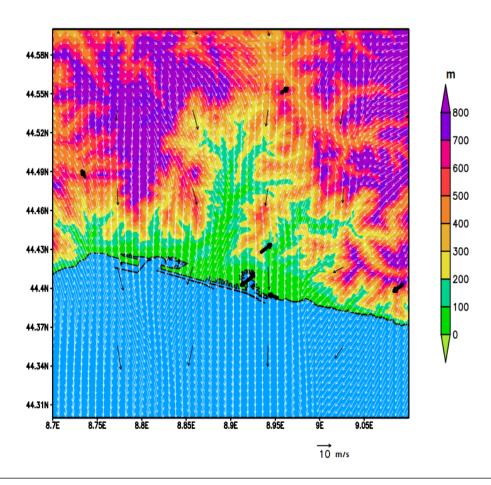


Figura 4.8: Campo di vento simulato dalla terza modalità di funzionamento di CALMET (frecce bianche) e simulato da WRF (frecce nere) relativamente alle ore 18 del 21 Dicembre 2016, in una sottoarea del dominio. Le frecce nere in grassetto invece indicano il vento misurato dalle stazioni anemometriche.

I risultati qualitativi ottenuti utilizzando le tre diverse opzioni di CAL-MET risultano molto differenti tra loro. La prima modalità di funzionamento di CALMET (Figura 4.3 e 4.6) produce campi di vento molto dettagliati rispetto a quelli di WRF, sia presso il mare che, soprattutto, presso le vallate. Questo miglioramento, tuttavia, si risente maggiormente utilizzando la seconda opzione (Figura 4.4 e 4.7) che produce campi di vento altamente sensibili alle variazioni orografiche ed agli incanalamenti nelle vallate. Infine, i campi di vento forniti dalla terza opzione di utilizzo di CALMET (Figura 4.5 e 4.8) non mostrano particolari differenze rispetto a quelli in uscita dal modello WRF (questo perché tale opzione non adatta in alcun modo il quess wind field proveniente da WRF⁶). Per quanto concerne le variazioni stagionali, si osserva come il campo di vento in estate (da Figura 4.3 a 4.5) raggiunga intensità contenute (la lunghezza scala di 10 m/s viene a stento raggiunta sui rilievi più in quota), rispetto a quanto accade invece in inverno (da Figura 4.6 a 4.8) dove il modulo aumenta molto (la lunghezza scala di $10 \ m/s$ viene grandemente superata, presso il mare in primis). In generale, i campi di vento misurati dagli anemometri vengono simulati molto meglio con quelli prodotti dalle opzioni di CALMET rispetto a quelli in uscita da WRF. Come vedremo nel seguito, questo risulterà vero particolarmente nel caso delle intensità del vento mentre simile conclusione non può essere tratta per la direzione. Quest'ultima risulta infatti condizionata da effetti a carattere molto locale (schermatura di edifici, effetti di blocco indotti della vegetazione di alto fusto, ecc) che sovente influenzano la misura rilevata dagli anemometri e che, al contrario, sono difficili da catturare mediante i modelli numerici.

⁶Per dettagli si rimanda al Capitolo 3.

Indicatori statistici

Al fine di interpretare il confronto tra i campi di vento misurati dalle stazioni anemometriche con quelle del modello di volta in volta considerato, calcolo i seguenti indici di errore [48]:

• per le intensità:

$$Bias = \frac{\sum_{n=1}^{N} (S_i - O_i)}{N} \tag{4.1}$$

$$NBias = \frac{\sum_{n=1}^{N} (S_i - O_i)}{\sum_{n=1}^{N} O_i}$$
 (4.2)

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^{N} (S_i - O_i)^2}{N}}$$
 (4.3)

$$NRMSE = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^{N} (S_i - O_i)^2}{\sum_{n=1}^{N} (O_i)^2}}$$
 (4.4)

$$HH = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^{N} (S_i - O_i)^2}{\sum_{n=1}^{N} (S_i O_i)}}$$
 (4.5)

In cui:

 S_i sono i valori di intensità delle simulazioni (WRF oppure CALMET)

 O_i sono i valori di intensità delle osservazioni (ARPAL)

N è il numero di osservazioni/simulazioni.

• per le direzioni:

$$Bias_{\theta} = \frac{\sum_{n=1}^{N} mod_{-\pi,\pi}(\theta_{si} - \theta_{oi})}{N}$$
 (4.6)

$$RMSE_{\theta} = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^{N} [mod_{-\pi,\pi}(\theta_{si} - \theta_{oi})]^{2}}{N}}$$
(4.7)

In cui:

 $mod_{-\pi,\pi}$ è una funzione tale che se $(\theta_{si} - \theta_{oi}) \geq \pi$, a tale differenza viene sottratto un angolo di 2π , mentre se $(\theta_{si} - \theta_{oi}) \leq -\pi$, a tale differenza viene aggiunto un angolo di 2π .

Per quanto concerne l'analisi complessiva dei sei mesi, si può osservare che, presso tutte le stazioni anemometriche considerate, il Bias e l'indice RMSE riportati nella tabella riepilogativa (si consulti ad esempio la Tabella 4.4) altro non sono che quelli che ritroviamo nel grafico a dispersione (si veda Figura 4.15). Tali indici statistici assumono un significato coerente con il grafico: inferiore è il loro valore, tanto meglio la previsione del modello simula quella osservata (una previsione perfetta fornirebbe valori sulla bisettrice). In altre parole, tanto più è inferiore il valore del Bias e dell'indice RMSE quanto meno i punti della distribuzione si distaccano da quelli della distribuzione osservata.

4.3 Risultati ottenuti

Presso ciascuna stazione dell'ARPAL disponibile nel dominio in esame abbiamo svolto un confronto, su base mensile, tra le intensità e le direzioni ottenute dai valori da essa misurati con quelle previste dal modello WRF, quantificandolo con gli indicatori statistici già descritti. Abbiamo ripetuto la medesima procedura, stavolta confrontando intensità e direzioni mensili misurate con quelle di CALMET nelle tre opzioni di utilizzo scelte utilizzando gli stessi indicatori statistici. In totale, dunque, trattandosi di 10 stazioni meteorologiche su un periodo di simulazione complessivo di 6 mesi e considerando tutti i casi, la simulazione mensile, se riportata, appesantirebbe molto la lettura. Per evitare ridondanze dovute ad una eventuale introduzione dell'analisi mensile, qui di seguito riporto:

- confronto delle intensità tra i dati di ARPAL e le simulazioni di WRF nella stazione di Monte Cappellino⁷ nel mese di febbraio⁸, con relativi indici statistici (si veda Figura 4.9);
- confronto delle intensità tra i dati di ARPAL e le simulazioni di CALMET, alla prima modalità di funzionamento⁹ nella stazione di Monte Cappellino nel mese di febbraio, con relativi indici statistici (si veda Figura 4.10);

⁷Stazione presa come esempio per tutti i confronti su scala mensile.

⁸Mese più rappresentativo per la stazione scelta.

⁹Opzione di utilizzo più significativa in termini di miglioramento degli indici statistici.

- confronto delle direzioni tra i dati di ARPAL e le simulazioni di WRF nella stazione di Monte Cappellino nel mese di febbraio (si veda Figura 4.11);
- confronto della differenza angolare tra i dati di ARPAL e le simulazioni di WRF nella stazione di Monte Cappellino nel mese di febbraio, con i relativi indici statistici e considerando la funzione *mod* (si veda Figura 4.12);
- confronto delle direzioni tra i dati di ARPAL e le simulazioni di CALMET nella stazione di Monte Cappellino nel mese di febbraio (si veda Figura 4.13);
- confronto della differenza angolare tra i dati di ARPAL e le simulazioni di CALMET nella stazione di Monte Cappellino nel mese di febbraio, con i relativi indici statistici e considerando la funzione *mod* (si veda Figura 4.14).

L'analisi mensile mostra come la simulazione con CALMET nel caso 1¹⁰ si avvicina di più alla realtà (ARPAL) rispetto a quanto succede utilizzando soltanto WRF. Tale affermazione vale sicuramente sulle intensità: si passa infatti da NBias = 0.49, NRMSE = 0.73, HH = 0.62 di WRF (Figura 4.9) a NBias = -0.04, NRMSE = 0.44, HH = 0.46 di CALMET caso 1 (Figura 4.10). Per le direzioni, tuttavia, il miglioramento della simulazione è relativo perché migliora il Bias ma peggiora l'indice RMSE: si passa infatti da Bias = 2.56, RMSE = 71.55 di WRF (Figura 4.12) a Bias = 1.37, RMSE = 75.73 di CALMET nel caso 1 (Figura 4.14). Abbiamo effettuato l'analisi mensile per tutte le stazioni e tutti i mesi: riportare tutti i grafici, oltre ad appesantire la lettura, di fatto non fornisce molte informazioni sul comportamento del campo di vento nella regione di studio. Pertanto, al fine di avere un inquadramento generale sul comportamento dei modelli al variare della stagione e al variare della stazione meteorologica considerata, qui di seguito riporto alcune tabelle, in cui vengono illustrati gli indicatori statistici, relativi ad ogni confronto effettuato, sia per l'intensità sia per le direzioni. In particolare, per ogni stazione sono riportate tre tabelle: una relativa ai tre mesi invernali, una ai tre estivi ed una, globale, che descrive

 $^{^{10}\}mathrm{Da}$ qui in poi "caso" di CALMET oppure modalità di funzionamento di CALMET hanno lo stesso significato.

gli indici su tutti i sei mesi di simulazione. Successivamente, viene rappresentato il grafico a dispersione (detto anche scatter plot) delle intensità¹¹ su tutti i sei mesi. In questo grafico, in ascissa è presente l'intensità dei venti della centralina dell'ARPAL, mentre in ordinata si trovano, contemporaneamente, l'intensità prevista da WRF e quella prevista da CALMET (nel caso migliore). Lo scatter plot permette di individuare facilmente qual è la distribuzione di punti che più si avvicina alla bisettrice. Alla persuasiva disposizione dei punti sul grafico sono aggiunti, nella legenda, i valori del Bias e dell'indice RMSE globali, che aiutano ulteriormente la lettura. Per non appesantire il manoscritto, le tabelle e gli scatter plot delle intensità (sui sei mesi) che vengono riportati in questo capitolo sono relativi alle sole stazioni tali per cui la previsione migliore si verifica per l'accoppiamento WRF-CALMET nel caso 1 (tutte le altre tabelle sono disponibili in Appendice D.1). Questa scelta si basa sul fatto che, come descriverò approfonditamente nel prossimo paragrafo, l'accoppiamento di WRF-CALMET nel caso 1 risulta essere l'opzione che simula al meglio, per la maggioranza delle stazioni, i campi di vento osservati.

 $^{^{11}}$ Mentre per le direzioni lo *scatter plot* è solo una miriade di punti che alla vista non fornisce nessuna informazione, anzi rischia solo di confondere il lettore.

 \bullet Monte Cappellino (655 m s.l.m)

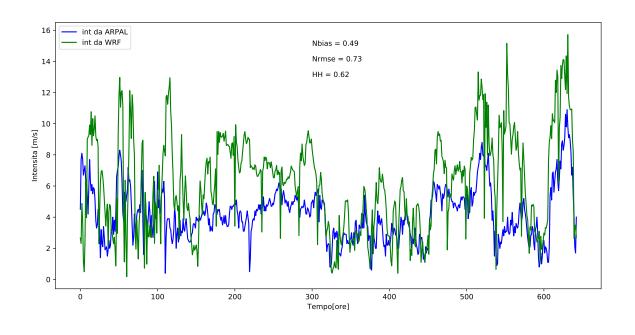


Figura 4.9: Confronto intensità ARPAL-WRF, a febbraio, sul Monte Cappellino.

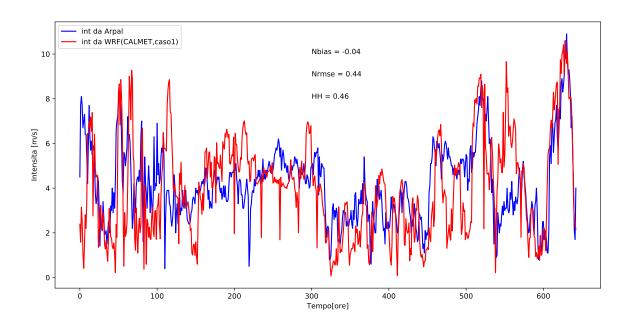


Figura 4.10: Confronto intensità ARPAL-CALMET (nel caso 1), a febbraio, sul Monte Cappellino.

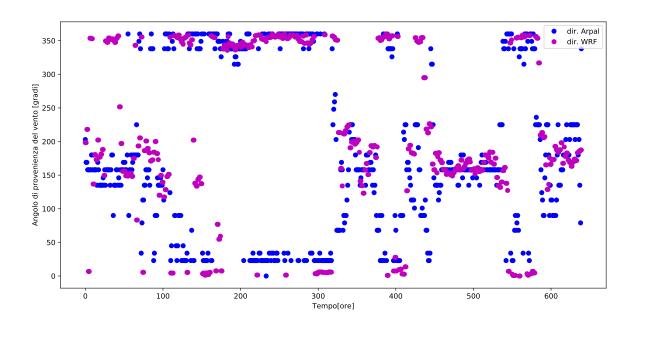


Figura 4.11: Confronto direzioni ARPAL-WRF, a febbraio, sul Monte Cappellino.

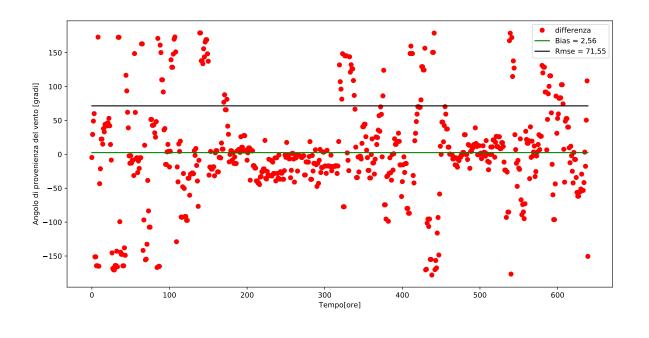


Figura 4.12: Differenza tra le direzioni ARPAL-WRF ed indici statistici, a febbraio, sul Monte Cappellino.

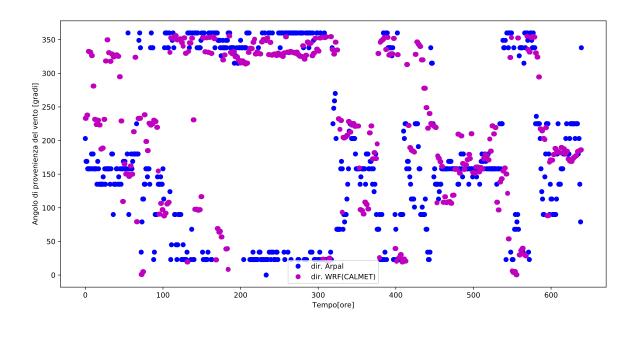


Figura 4.13: Confronto direzioni ARPAL-CALMET (nel caso 1), a febbraio, sul Monte Cappellino.

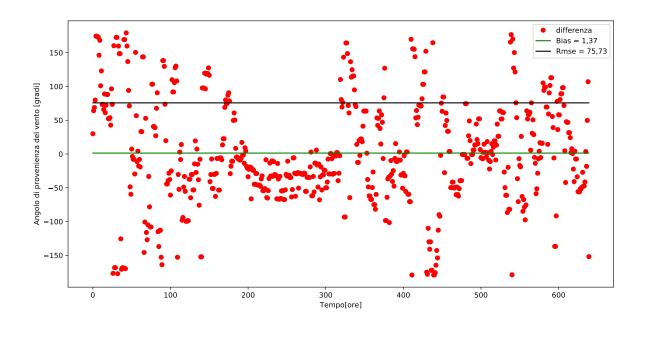


Figura 4.14: Differenza tra le direzioni ARPAL-CALMET (nel caso 1) ed indici statistici, a febbraio, sul Monte Cappellino.

Simulazione eseguita sui tre mesi invernali									
Intensità									
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	2.37	0.61	3.75	0.89	0.73				
ARPAL-CALMET(CASO1)	0.21	0.05	2.18	0.52	0.52				
ARPAL-CALMET(CASO2)	0.34	0.09	2.26	0.54	0.53				
ARPAL-CALMET(CASO3)	0.68	0.17	2.22	0.53	0.50				
	Direzi	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		-7.18		48.0	2				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-16.63			54.6	7				
ARPAL-CALMET(CASO2)		-18.47		57.6	55				
ARPAL-CALMET(CASO3)		-12.26		50.5	54				

Tabella 4.2: Risultato nei tre mesi invernali: Monte Cappellino.

Simulazione eseguita sui									
tre mesi estivi									
Intensità									
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	НН				
ARPAL-WRF	2.31	1.08	2.97	1.27	0.92				
ARPAL-CALMET(CASO1)	0.71	0.32	1.52	0.65	0.58				
ARPAL-CALMET(CASO2)	0.67	0.31	1.62	0.69	0.62				
ARPAL-CALMET(CASO3)	1.28 0.60 1.87 0.80 0.60								
	Direzi	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		-16.27		54.9	00				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-24.13			57.2	20				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-28.29 61.91				1				
ARPAL-CALMET(CASO3)		-19.06		56.6	66				

Tabella $4.3\colon Risultato$ nei tre mesi estivi: Monte Cappellino.

Simulazione eseguita sui sei mesi									
Intensità									
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	2.34	0.78	3.37	1.01	0.78				
ARPAL-CALMET(CASO1)	0.46	0.15	1.87	0.56	0.54				
ARPAL-CALMET(CASO2)	0.51	0.17	1.96	0.58	0.56				
ARPAL-CALMET(CASO3)	0.99	0.33	2.04	0.61	0.56				
	Direzi	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		-12.08		51.6	64				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-20.45			56.4	7				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-23.37 60.36				6 6				
ARPAL-CALMET(CASO3)		-15.48		54.5	52				

Tabella 4.4: Risultato nei sei mesi: Monte Cappellino.

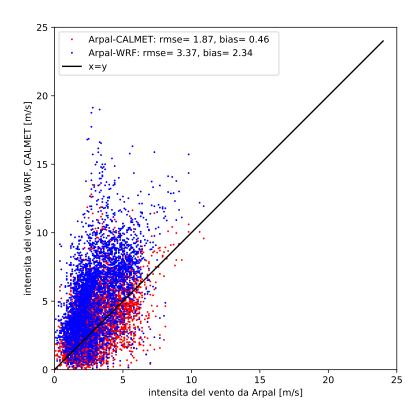


Figura 4.15: Grafico correlazione Arpal-WRF, Arpal-CALMET (nel caso 1) e relativo coefficiente per le intensità nei sei mesi: Monte Cappellino.

 \bullet Genova Castellaccio (360 m s.l.m)

Simulazione eseguita sui tre mesi invernali									
Intensità									
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	НН				
ARPAL-WRF	3.79	0.95	5.13	1.05	0.80				
ARPAL-CALMET(CASO1)	1.38	0.35	2.60	0.53	0.48				
ARPAL-CALMET(CASO2)	1.62	0.41	2.75	0.56	0.51				
ARPAL-CALMET(CASO3)	1.93 0.48 3.18 0.65 0.5								
	Direzi	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		-33.47		56.3	37				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-36.99			67.4	l 6				
ARPAL-CALMET(CASO2)		-44.85		82.4	18				
ARPAL-CALMET(CASO3)		-35.69		57.6	66				

Tabella 4.5: Risultato nei tre mesi invernali: Genova Castellaccio.

Simulazione eseguita sui tre mesi estivi									
Intensità									
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	1.81	1.04	2.79	1.33	1.01				
ARPAL-CALMET(CASO1)	0.75	0.43	1.65	0.78	0.71				
ARPAL-CALMET(CASO2)	0.83	0.47	1.73	0.82	0.73				
ARPAL-CALMET(CASO3)	0.86	0.49	1.76	0.84	0.74				
	Direzi	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		-8.58		62.1	.5				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-11.03			66.4	18				
ARPAL-CALMET(CASO2)		-19.41		78.3	37				
ARPAL-CALMET(CASO3)		-10.05		60.5	8				

Tabella 4.6: Risultato nei tre mesi estivi: Genova Castellaccio.

Simulazione eseguita sui										
sei mesi										
Intensità										
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	НН					
ARPAL-WRF	2.79	0.98	4.12	1.10	0.84					
ARPAL-CALMET(CASO1)	1.06	0.37	2.17	0.58	0.53					
ARPAL-CALMET(CASO2)	1.22	0.43	2.29	0.61	0.55					
ARPAL-CALMET(CASO3)	1.39	0.49	2.56	0.68	0.60					
	Direzi	one								
Confronto		Bias		Rms	se					
ARPAL-WRF		-21.05		59.3	32					
ARPAL-CALMET(CASO1)	-22.51			69.7	0					
ARPAL-CALMET(CASO2)		-33.55		82.2	9					
ARPAL-CALMET(CASO3)		-21.62		61.1	.8					

Tabella 4.7: Risultato nei sei mesi: Genova Castellaccio.

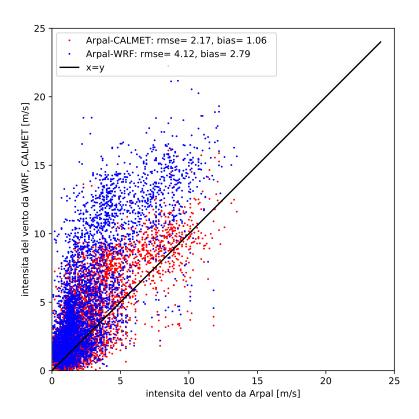


Figura 4.16: Grafico correlazione Arpal-WRF, Arpal-CALMET (nel caso 1) e relativo coefficiente per le intensità nei sei mesi: Genova Castellaccio.

 \bullet Monte Portofino(610 m s.l.m)

Simulazione eseguita sui tre mesi invernali									
Intensità									
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	1.59	0.52	3.24	0.89	0.75				
ARPAL-CALMET(CASO1)	0.29	0.09	2.35	0.65	0.65				
ARPAL-CALMET(CASO2)	0.37	0.12	2.37	0.65	0.65				
ARPAL-CALMET(CASO3)	0.56	0.18	2.17	0.60	0.58				
	Direzi	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		-11.66		71.0	5				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-14.97			76.0	00				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-14.29 84.27			27					
ARPAL-CALMET(CASO3)		-12.15		70.0	9				

Tabella 4.8: Risultato nei tre mesi invernali: Monte Portofino.

Simulazione eseguita sui tre mesi estivi									
Intensità									
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	0.81	0.35	1.98	0.73	0.69				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-0.19	-0.08	1.49	0.55	0.63				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-0.08	-0.03	1.51	0.56	0.61				
ARPAL-CALMET(CASO3)	0.03	0.01	1.45	0.53	0.58				
	Direzio	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		5.18		79.7	' 9				
ARPAL-CALMET(CASO1)	6.13			78.4	3				
ARPAL-CALMET(CASO2)	10.66 83.92			2					
ARPAL-CALMET(CASO3)		2.87		74.7	0				

Tabella 4.9: Risultato nei tre mesi estivi: Monte Portofino.

Simulazione eseguita sui sei mesi									
Intensità									
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	1.19	0.45	2.67	0.83	0.73				
ARPAL-CALMET(CASO1)	0.04	0.02	0.62	0.64					
ARPAL-CALMET(CASO2)	0.14	0.05	1.98	0.62	0.64				
ARPAL-CALMET(CASO3)	0.29	0.11	1.84	0.58	0.58				
	Direzi	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		-3.19		75.5	7				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-3.29			80.6	0				
ARPAL-CALMET(CASO2)	0.23 84.76								
ARPAL-CALMET(CASO3)		-3.63		76.2	20				

Tabella 4.10: Risultato nei sei mesi: Monte Portofino.

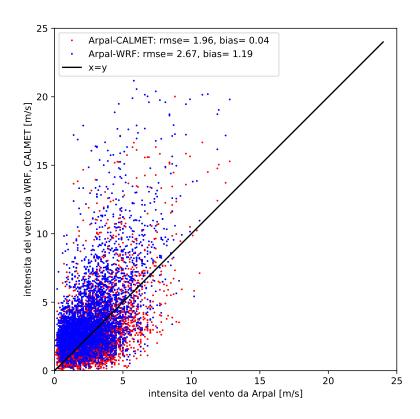


Figura 4.17: Grafico correlazione Arpal-WRF, Arpal-CALMET (nel caso 1) e relativo coefficiente per le intensità nei sei mesi: Monte Portofino.

\bullet Punta Vagno(10 m s.l.m)

Simulazione eseguita sui tre mesi invernali									
Intensità									
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	НН				
ARPAL-WRF	2.59	0.58	4.40	0.90	0.74				
ARPAL-CALMET(CASO1)	1.22	0.27	3.27	0.67	0.62				
ARPAL-CALMET(CASO2)	2.30	0.51	4.20	0.86	0.72				
ARPAL-CALMET(CASO3)	1.19 0.26 3.13 0.64								
	Direzi	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		17.57		49.0	3				
ARPAL-CALMET(CASO1)	16.51			46.5	3				
ARPAL-CALMET(CASO2)		10.02		44.3	31				
ARPAL-CALMET(CASO3)		17.52		49.7	' 1				

Tabella 4.11: Risultato nei tre mesi invernali: Punta Vagno.

Simulazione eseguita sui tre mesi estivi									
Intensità									
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	0.32	0.10	2.16	0.59	0.59				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-0.47	-0.15	1.96	0.52	0.61				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-0.09	-0.03	2.11	0.57	0.62				
ARPAL-CALMET(CASO3)	-0.41	-0.13	1.91	0.52	0.58				
	Direzio	one	11						
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		13.03		60.0	4				
ARPAL-CALMET(CASO1)	5.69 63.02				2				
ARPAL-CALMET(CASO2)		0.76		60.2	20				
ARPAL-CALMET(CASO3)		11.92		60.3	1				

Tabella 4.12: Risultato nei tre mesi estivi: Punta Vagno.

Simulazione eseguita sui									
sei mesi									
	Intens								
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	1.45	0.38	3.47	0.80	0.70				
ARPAL-CALMET(CASO1)	0.37	0.09	2.70	0.62	0.61				
ARPAL-CALMET(CASO2)	1.10	0.29	3.32	0.77	0.70				
ARPAL-CALMET(CASO3)	0.39	0.10	2.59	0.60	0.59				
	Direzi	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		15.30		54.8	30				
ARPAL-CALMET(CASO1)	11.04			55.5	7				
ARPAL-CALMET(CASO2)	5.34			52.9	0				
ARPAL-CALMET(CASO3)		14.62		55.7	6				

Tabella 4.13: Risultato nei sei mesi: Punta Vagno.

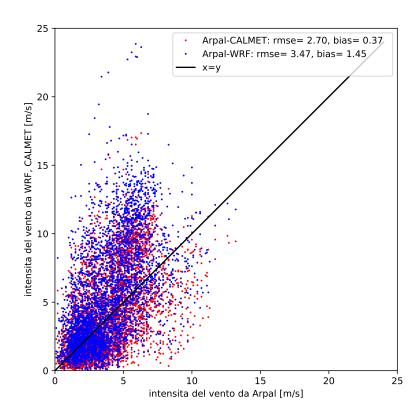


Figura 4.18: Grafico correlazione Arpal-WRF, Arpal-CALMET (nel caso 1) e relativo coefficiente per le intensità nei sei mesi: Punta Vagno.

• Porto Antico (25 m s.l.m)

Simulazione eseguita sui tre mesi invernali								
Intensità								
Confronto	Bias Nbias Rmse Nrmse							
ARPAL-WRF	2.97	0.71	3.96	0.77	0.63			
ARPAL-CALMET(CASO1)	1.00	0.24	2.33	0.46	0.43			
ARPAL-CALMET(CASO2)	1.40	0.34	0.50	0.47				
ARPAL-CALMET(CASO3)	1.45	0.37	0.51	0.47				
	Direzi	one	1					
Confronto		Bias		Rms	se			
ARPAL-WRF	-33.88 57.49							
ARPAL-CALMET(CASO1)	-21.62 48.17							
ARPAL-CALMET(CASO2)		-14.43		45.6	8			
ARPAL-CALMET(CASO3)		-34.73		57.4	19			

Tabella 4.14: Risultato nei tre mesi invernali: Porto Antico.

Simulazione eseguita sui tre mesi estivi									
Intensità									
Confronto	Confronto Bias Nbias Rmse Nrmse HH								
ARPAL-WRF	1.39	0.72	2.46	1.06	0.86				
ARPAL-CALMET(CASO1)	$oxed{0.53 \mid 0.27 \mid 1.59 \mid 0.69 \mid 0.6}$								
ARPAL-CALMET(CASO2)	0.77	0.40	1.84	0.79	0.73				
ARPAL-CALMET(CASO3)	$oxed{0.62 \ 0.32 \ 1.77 \ 0.76 \ 0.71}$								
	Direzi	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF	-20.22 65.91								
ARPAL-CALMET(CASO1)	-33.16 66.30								
ARPAL-CALMET(CASO2)		-33.24		67.5	55				
ARPAL-CALMET(CASO3)		-28.55		67.0	1				

Tabella 4.15: Risultato nei tre mesi estivi: Porto Antico.

Simulazione eseguita sui sei mesi									
	Intens	sità							
Confronto	Bias Nbias Rmse Nrmse HH								
ARPAL-WRF	2.17	0.71	3.29	0.83	0.68				
ARPAL-CALMET(CASO1)	$oxed{0.76} oxed{0.25} oxed{1.99} oxed{0.50} oxed{0}$								
ARPAL-CALMET(CASO2)	1.09	0.36	0.56	0.53					
ARPAL-CALMET(CASO3)	1.03	0.34	2.22	0.56	0.52				
	Direzi	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		-27.13		61.7	' 9				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-20.86 58.14								
ARPAL-CALMET(CASO2)		-15.33		58.8	31				
ARPAL-CALMET(CASO3)		-26.60		61.8	80				

Tabella 4.16: Risultato nei sei mesi: Porto Antico.

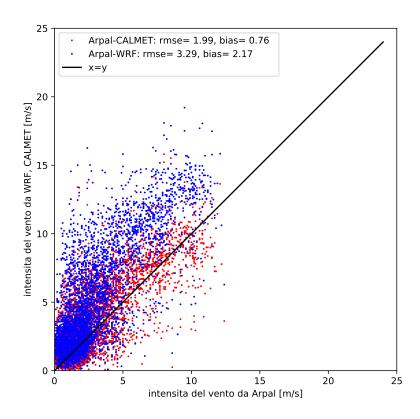


Figura 4.19: Grafico correlazione Arpal-WRF, Arpal-CALMET (nel caso 1) e relativo coefficiente per le intensità nei sei mesi: Porto Antico.

4.4 Validazione del modello

Complessivamente, interpretando gli indici statistici di errore nelle tabelle¹², nei sei mesi si deduce che:

• Monte Cappellino (Tabella 4.4):

Per le <u>intensità</u>, la distribuzione migliore è fornita con un buon margine da CALMET nel caso 1. L'indice che migliora di più è senza dubbio il Bias, il quale, partendo da un valore pari a 2.34 dato dal solo WRF, arriva ad essere solamente 0.46.

Per le <u>direzioni</u>, gli indici più bassi si ottengono con il solo WRF. In particolare, il Bias pari a -12.08 è ininfluente (essendo molto prossimo all'errore strumentale, che è stimato essere dell'ordine di 10⁰).

• Genova Castellaccio (Tabella 4.7):

Per le <u>intensità</u>, la distribuzione migliore è fornita con un buon margine da CALMET nel caso 1. L'indice che migliora più di tutti è senza dubbio il Bias, il quale, partendo da un valore pari a 2.79 dato dal solo WRF, arriva ad essere solamente 1.06.

Per le <u>direzioni</u>, gli indici più bassi si ottengono con il solo WRF. L'utilizzo di CALMET non interviene sostanzialmente in alcun modo.

• Bargagli (Tabella D.3):

Per le <u>intensità</u>, la distribuzione migliore è fornita abbondantemente da CALMET nel caso 3. L'indice che migliora più di tutti è senza dubbio il Bias, il quale, partendo da un valore pari a 0.89 dato dal solo WRF, arriva ad essere 0.09, quasi inesistente.

Per le <u>direzioni</u>, gli indici più bassi si ottengono con CALMET nel caso 2, ma soltanto per quanto riguarda il Bias.

• Arenzano Porto (Tabella D.6):

Per le <u>intensità</u>, la distribuzione migliore è fornita da CALMET nel caso 2 (anche se è confrontabile con CALMET nel caso 1). L'indice che migliora maggiormente è RMSE, il quale, partendo da un valore pari a 4.39 dato dal solo WRF, arriva ad essere 2.69.

Per le <u>direzioni</u>, gli indici più bassi si ottengono con CALMET nel

¹²Sia le tabelle in questo Capitolo, sia quelle in Appendice D.1

caso 3, ma soltanto per quanto riguarda il Bias. In realtà in tutti i confronti il Bias risulta al di sotto dell'errore strumentale.

• Fontana Fresca (Tabella D.9):

Per le <u>intensità</u>, la distribuzione migliore è fornita con un buon margine dal solo WRF. Infatti, il Bias, pari a -0.91, viene aumentato più del doppio se si utilizza CALMET.

Per le <u>direzioni</u>, si conferma migliore la distribuzione data dal solo WRF. Tuttavia, l'utilizzo di CALMET non porta a variazioni consistenti.

• Passo del Turchino (Tabella D.12):

Per le <u>intensità</u>, la distribuzione migliore è fornita da CALMET nel caso 2 (anche se è confrontabile con CALMET nel caso 1). Interessante risulta il Bias positivo dato da WRF pari a 2.01 (WRF sovrastima i dati di ARPAL) che diventa, nel primo e secondo caso di CALMET, pari a, rispettivamente, -0,36 ed -0.32 (CALMET sottostima di pochissimo i dati di ARPAL).

Per le <u>direzioni</u>, per essere precisi, i Bias inferiori si ottengono con CALMET nel caso 2, ma di fatto sono confrontabili a quelli degli altri casi.

• Monte Portofino (Tabella 4.10):

Per le <u>intensità</u>, la distribuzione migliore è fornita indubbiamente da CALMET nel caso 1, che registra il Bias pari a 0.04 e NBias pari a 0.02, partendo da valori, rispettivamente, di 1.19 e 0.45 dati dal solo WRF.

Per le <u>direzioni</u>, la distribuzione migliore è fornita indubbiamente da CALMET nel caso 2, arrivando a valori di Bias praticamente nulli. Tale precisione non è tuttavia confermata dall'indice RMSE.

• Punta Vagno (Tabella 4.13):

Per le <u>intensità</u>, la distribuzione migliore è fornita da CALMET nel caso 1 (quasi a pari merito con CALMET nel caso 3). Si passa infatti da un Bias pari a 1.45 dato dal solo WRF ad uno pari allo 0.37. Per le <u>direzioni</u>, la distribuzione migliore è fornita senza dubbio da

CALMET nel caso 2, che registra un Bias molto basso (5.34) e, coerentemente, l'indice RMSE più basso in assoluto.

• Monte Pennello (Tabella D.15):

Per le <u>intensità</u>, la distribuzione migliore è fornita con un buon margine dal solo WRF. Infatti, il Bias, pari a -1.01, viene aumentato più del doppio se si utilizza CALMET.

Per le <u>direzioni</u>, gli indici più bassi sono ottenuti con CALMET nel caso 3.

• Porto Antico (Tabella 4.16):

Per le <u>intensità</u>, la distribuzione migliore è fornita con un buon margine da CALMET nel caso 1. Il Bias, pari a 0.76, è molto basso rispetto a quello fornito da WRF, pari a 2.17. Stessa cosa dicasi per l'indice RMSE, che passa da 3.29 (WRF) a 1.99 (CALMET nel caso 1).

Per le <u>direzioni</u>, CALMET nel caso 1 si riconferma il miglior modello, sia per il Bias che per l'indice RMSE.

Lo scenario mostrato dagli indicatori statistici può essere interpretato, in maniera più chiara, indicando la quantità dei casi migliori al variare del particolare indice di errore¹³ considerato:

• Bias-NBias:

	Num. Casi migliori
ARPAL - WRF (1100 m)	2 su 10
ARPAL - CALMET, CASO1 (150 m)	$5 \mathrm{~su~} 10$
ARPAL - CALMET, CASO2 (150 m)	$2 \mathrm{su} \ 10$
ARPAL - CALMET, CASO3 (150 m)	1 su 10

Tabella 4.17: Numero di casi migliori per indice statistico sui sei mesi: Bias-Nbias. Si evince come l'opzione 'CASO 1' sia quella che porta ai risultati migliori.

 $^{^{13}\}mathrm{Si}$ fa riferimento solo agli indici sull'intensità. Il periodo considerato è quello globale dei sei mesi.

• RMSE-NRMSE:

	Num. Casi migliori
ARPAL - WRF (1100 m)	2 su 10
ARPAL - CALMET, CASO1 (150 m)	4 su 10
ARPAL - CALMET, CASO2 (150 m)	1 su 10
ARPAL - CALMET, CASO3 (150 m)	3 su 10

Tabella 4.18: Numero di casi migliori per indice statistico sui sei mesi: Rmse-Nrmse. Si evince come l'opzione 'CASO 1' sia quella che porta ai risultati migliori.

• HH:

	Num. Casi migliori
ARPAL - WRF (1100 m)	2 su 10
ARPAL - CALMET, CASO1 (150 m)	4 su 10
ARPAL - CALMET, CASO2 (150 m)	1 su 10
ARPAL - CALMET, CASO3 (150 m)	3 su 10

Tabella 4.19: Numero di casi migliori per indice statistico sui sei mesi: HH. Si evince come l'opzione 'CASO 1' sia quella che porta ai risultati migliori.

Alla luce di questi risultati, possiamo affermare che, nell'arco dell'intero periodo di simulazione (dicembre, gennaio, febbraio, giugno, luglio, agosto) la strategia, che simula al meglio il campo anemologico delle stazioni meteorologiche complessive, risulta essere CALMET nel caso 1.

In altre parole, le simulazioni prodotte da CALMET risultano più realistiche di quelle di partenza, a più bassa risoluzione, prodotte da WRF. Ciò risulta vero soprattutto per quanto riguarda l'intensità del vento simulato, specialmente quando si tengono in considerazione anche gli effetti cinematici del terreno e gli effetti di blocco dell'orografia legati alla stabilità atmosferica (CALMET nel caso 1).

4.5 Confronto domini di WRF

Le simulazioni mostrate finora sono state effettuate partendo da una risoluzione di WRF di 1100 m e facendo il downscaling, secondo le tre diverse modalità di funzionamento di CALMET, ad una risoluzione di 150 m. Adesso, considerando lo stesso caso (caso 1 di CALMET) e la stessa risoluzione (150 m) analizziamo, presso tutte le stazioni anemometriche, come cambiano gli indici di errore a seconda che la simulazione di partenza, prodotta da WRF, sia ad una risoluzione di 1100 m oppure sia ad una di 3300 m. Lo scopo è verificare se la risoluzione di WRF a 1100 m utilizzata finora risulta condizione necessaria per ottenere accuratezza oppure se possono essere scelte altre opzioni a risoluzione inferiore, che risultano quindi essere più economiche in termini dei tempi computazionali.

Monte Cappellino							
Intensità							
Confronto Bias Nbias Rmse Nrmse HH							
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m	0.46	0.15	1.87	0.56	0.54		
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m	0.37	0.12	1.85	0.55	0.54		
Dir	ezione						
Confronto	Bias Rmse						
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m					7		
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m		-17.39		54.4	3		

Tabella 4.20: Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300 m: Monte Cappellino.

Genova Castellaccio						
Intensità						
Confronto	onto Bias Nbias Rmse Nrmse HF					
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m	1.06	0.37	2.17	0.58	0.53	
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m	1.16	0.41	2.20	0.59	0.54	
Dir	ezione					
Confronto	Bias Rmse				se	
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m	-22.51			69.7	' 0	
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m		-18.09		68.5	52	

Tabella 4.21: Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300 m: Genova Castellaccio.

Monte Portofino						
Intensità						
Confronto Bias Nbias Rmse Nrmse HH						
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m	0.04	0.02	1.96	0.62	0.64	
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m	0.15	0.05	2.11	0.66	0.67	
Dir	ezione					
Confronto	Bias Rmse				se	
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m	-3.29 80.60			60		
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m		0.99		77.3	7	

Tabella 4.22: Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300 m: Monte Portofino.

Punta Vagno							
Intensità							
Confronto Bias Nbias Rmse Nrmse HH							
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m	0.37	0.09	2.70	0.62	0.61		
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m	0.24	0.06	2.61	0.60	0.60		
Dir	Direzione						
Confronto	Bias Rmse				se		
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m				7			
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m		11.01		56.0	4		

Tabella 4.23: Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300 m: Punta Vagno.

Porto Antico						
Intensità						
Confronto Bias Nbias Rmse Nrmse H						
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m	0.76	0.25	1.99	0.50	0.48	
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m	0.86	0.28	2.07	0.52	0.50	
Dir	ezione					
Confronto	Bias Rmse				se	
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m	-20.86 58.14			.4		
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m		-18.98		59.1	.1	

Tabella 4.24: Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300 m: Porto Antico.

Bargagli						
Intensità						
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH	
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m	0.18	0.07	2.77	0.87	0.91	
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m	0.43	0.16	2.68	0.84	0.85	
Dir	ezione					
Confronto	Bias Rmse			se		
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m		14.50		79.5	7	
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m		13.90		78.3	80	

Tabella 4.25: Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300 m: Bargagli.

Arenzano Porto						
Intensità						
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH	
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m	0.46	0.15	2.71	0.62	0.61	
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m	0.65	0.21	2.90	0.66	0.65	
Direzione						
Confronto		Bias		Rmse		
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m	9.85		79.61			
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m	8.63		77.96			

Tabella 4.26: Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300 m: Arenzano Porto.

Fontana Fresca						
Intensità						
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH	
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m	-2.01	-0.40	2.99	0.48	0.61	
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m	-1.74	-0.35	2.85	0.46	0.57	
Direzione						
Confronto	Bias			Rmse		
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m	-31.31			69.06		
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m	-33.66		68.13			

Tabella 4.27: Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300 m: Fontana Fresca.

Passo Turchino						
Intensità						
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH	
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m	-0.36	-0.09	1.85	0.44	0.48	
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m	-0.39	-0.10	1.89	0.45	0.49	
Direzione						
Confronto	Bias		Rmse			
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m	-17.76		59.92			
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m	-25.89		65.36			

Tabella 4.28: Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300 m: Passo del Turchino.

Monte Pennello						
Intensità						
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	НН	
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m	-2.30	-0.39	3.36	0.48	0.60	
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m	-1.90	-0.32	3.28	0.46	0.57	
Direzione						
Confronto	Bias			Rmse		
ARPAL-CALMET(CASO1) 1100 m	-4.45			51.60		
ARPAL-CALMET(CASO1) 3300 m	-5.85		52.03			

Tabella 4.29: Confronto risultati, sui sei mesi, dominio WRF 1100 m, 3300 m: Monte Pennello.

Complessivamente, dagli indici statistici, finalizzati alla valutazione delle prestazioni della prima modalità di funzionamento di CALMET, emerge che (per una descrizione più chiara si veda la Tabella 4.30):

• Monte Cappellino (Tabella 4.20):

Per le <u>intensità</u>, gli indici statistici sono pressoché identici, con un comportamento leggermente migliore nel caso di risoluzione di partenza di 3300 m.

Per le <u>direzioni</u>, gli indici di errore sono inferiori per la risoluzione di partenza di 3300 m.

• Genova Castellaccio (Tabella 4.21):

Per le <u>intensità</u>, gli indici sono, di poco, inferiori per la risoluzione di partenza di 1100 m.

Per le <u>direzioni</u>, gli indici risultano più bassi per la risoluzione di partenza di 3300 m.

• Monte Portofino (Tabella 4.22):

Per le <u>intensità</u>, gli indici sono, di poco, inferiori per la risoluzione di partenza di 1100 m, fatta eccezione per il Bias che, invece, migliora notevolmente: si passa infatti da 0.15 per i 3300 m ad un valore di 0.04 per i 1100 m.

Per le <u>direzioni</u>, gli indici migliori si hanno per la risoluzione di partenza di 3300 m.

• Punta Vagno (Tabella 4.23):

Per le <u>intensità</u>, gli indici statistici sono pressoché identici, con un comportamento leggermente migliore nel caso di risoluzione di partenza di 3300 m.

Per le <u>direzioni</u>, gli indici sono pressoché identici.

• Porto Antico (Tabella 4.24):

Per le <u>intensità</u>, gli indici statistici sono pressoché identici, con un comportamento leggermente migliore nel caso di risoluzione di partenza di 1100 m. Il miglioramento più evidente lo subisce il Bias passando da 0.86 (3300 m) a 0.76 (1100 m).

Per le <u>direzioni</u>, gli indici statistici sono pressoché identici, con un comportamento leggermente migliore nel caso di risoluzione di partenza di 3300 m.

• Bargagli (Tabella 4.25):

Per le <u>intensità</u>, gli indici statistici hanno un comportamento nettamente migliore nel caso di risoluzione di partenza di 1100 m. Il miglioramento più evidente lo subisce il Bias passando da 0.43 (3300 m) a 0.18 (1100 m).

Per le <u>direzioni</u>, gli indici statistici sono pressoché identici, con un comportamento leggermente migliore nel caso di risoluzione di partenza di 3300 m.

• Arenzano Porto (Tabella 4.26):

Per le <u>intensità</u>, gli indici statistici hanno un comportamento nettamente migliore nel caso di risoluzione di partenza di 1100 m.

Per le <u>direzioni</u>, gli indici statistici sono pressoché identici, con un comportamento leggermente migliore nel caso di risoluzione di partenza di 3300 m.

• Fontana Fresca (Tabella 4.27):

Per le <u>intensità</u>, gli indici statistici hanno un comportamento nettamente migliore nel caso di risoluzione di partenza di 3300 m. In particolare, HH passa, dall'essere 0.57 (3300 m), ad un valore peggiore di 0.61 (1100 m).

Per le <u>direzioni</u>, gli indici statistici sono pressoché identici.

• Passo del Turchino (Tabella 4.28):

Per le <u>intensità</u>, gli indici statistici sono pressoché identici, con un comportamento leggermente migliore nel caso di risoluzione di partenza di 1100 m.

Per le <u>direzioni</u>, gli indici statistici sono migliori nel caso di risoluzione di partenza di 1100 m.

• Monte Pennello (Tabella 4.29):

Per le <u>intensità</u>, gli indici statistici hanno un comportamento nettamente migliore nel caso di risoluzione di partenza di $3300~\mathrm{m}$. In particolare, HH passa, dall'essere $0.57~(3300~\mathrm{m})$, ad un valore peggiore di $0.60~(1100~\mathrm{m})$.

Per le <u>direzioni</u>, gli indici statistici sono migliori nel caso di risoluzione di partenza di 1100 m.

Il risultato mostrato dagli indicatori statistici di errore può essere mostrato direttamente nel seguente modo:

	Intensità	Direzione
Risoluzione 1100 m	6 su 10	3 su 10
Risoluzione 3300 m	4 su 10	$7 \mathrm{~su~} 10$

Tabella 4.30: Numero di casi migliori, al variare della risoluzione di partenza di WRF, per la prima modalità di funzionamento di CALMET.

Dalla seguente analisi emerge che le simulazioni prodotte da CALMET (alla prima opzione di utilizzo) risultano più realistiche, per quanto riguarda l'intensità del vento simulato, se la risoluzione di partenza di WRF è di 1100 m. Invece, per quanto riguarda le direzioni, la risoluzione di WRF di 1100 m, sebbene più raffinata, comporta una stima meno realistica.

Capitolo 5

Un esercizio di applicazione alla previsione del moto ondoso

5.1 Introduzione

Sulla base dei risultati riportati nel Capitolo 4 emerge che la prima opzione di utilizzo di CALMET sia quella che permette la migliore ricostruzione del campo anemologico sul territorio ligure. Una importante applicazione, dove risulta cruciale la qualità del campo di vento simulato, è relativa alla simulazione del moto ondoso nelle condizioni in cui la propagazione del campo d'onda è principalmente dovuta alla forzante anemologica. In tale ottica, in questa tesi ci focalizziamo sulla determinazione di una forzante del moto ondoso ad alta risoluzione nel bacino portuale di la Spezia. L'obiettivo è valutare la sensibilità del campo d'onda a questo tipo di forzante¹. In particolare, il nostro obiettivo consiste nel valutare in quale misura i valori dell'altezza d'onda² cambiano a seguito dell'applicazione della forzante ad alta risoluzione, rispetto a forzanti 'standard', quali campi di vento costanti o comunque scarsamente variabili nel bacino. Se, come ci aspettiamo, le altezze d'onda risultano sensibili alla forzante vento ad alta risoluzione, può nascere, da tale evidenza, un nuovo campo di ricerca basato sul confronto,

¹Forzante ritenuta essere accurata per la validazione che abbiamo effettuato precedentemente sull'area genovese.

²Solo altezze d'onda, e non direzioni, perché la rete ondametrica locale è in disuso.

ove presenti ondametri, tra il moto ondoso, generato dalla forzante ad alta risoluzione e quello realmente misurato.

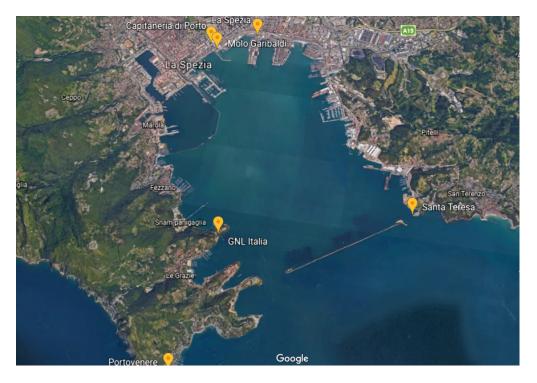


Figura 5.1: Dettaglio del Golfo di La Spezia e delle stazioni meteorologiche disponibili dell'ARPAL nonché degli anemometri del progetto *Vento e Porti*.

5.2 Area di applicazione

Il Golfo di La Spezia ha un'estensione notevole ed ha una conformazione geografica molto peculiare. La profondità del golfo è circa 4,6 km e la sua larghezza è mediamente 3,2 km. All'imboccatura del golfo si trova una diga foranea, lunga 2210 m, che lo taglia longitudinalmente tra punta Santa Maria, a ponente, e punta Santa Teresa, a levante. La diga è stata costruita alla fine del 1800 con scopi difensivi ed alle sue estremità sono presenti due passaggi di 360 m metri a Ponente e 180 m levante (Figura 5.1). Il passo di Levante ha una profondità massima pari a 11 m mentre quella di Ponente è profonda circa 16 m e da quest'ultima inizia il canale dragato che

permette la navigazione delle più grandi navi verso il porto turistico e le strutture portuali. All'interno della diga la profondità media è di circa 10-11 m mentre, nell'area esterna alla diga del Golfo, la profondità aumenta gradualmente verso il mare aperto, soprattutto nella direzione Ovest. In fondo al Golfo di La Spezia, lato Nord-Ovest, è presente l'Arsenale delle Marina Militare mentre sul lato Nord-Est è stato costruito il porto mercantile (si veda Figura 5.1). Il golfo di La Spezia costituisce la porzione direttamente interessata dalle simulazioni che vengono illustrate nel seguente Capitolo. Tuttavia, al fine di avere un inquadramento completo del campo di vento che insiste sul golfo, l'area di applicazione considerata è maggiore (Figura 5.2).

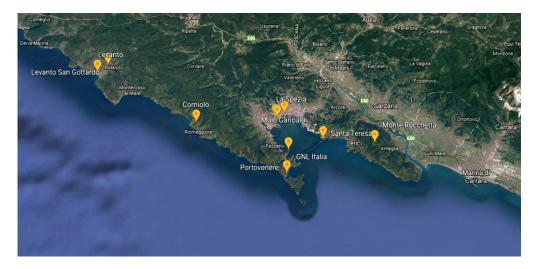


Figura 5.2: Stazioni meteorologiche dell'ARPAL e anemometri del progetto *Vento e Porti* disponibili nel dominio in esame. Come si vede, l'area risulta molto estesa, specie a ponente, rispetto al golfo vero e proprio.

Le stazioni dell'ARPAL e gli anemometri del progetto *Vento e Porti* [51] nell'area esaminata (Figura 5.2), dunque, risultano essere:

	LON	LAT	quota
Monte-Rocchetta	9.938	44.071	$405~\mathrm{m\ s.l.m}$
La Spezia	9.828	44.107	$35~\mathrm{m~s.l.m}$
San Gottardo	9.619	44.179	$85~\mathrm{m\ s.l.m}$
Portovenere	9.836	44.052	$40~\mathrm{m}~\mathrm{s.l.m}$
Levanto	9.607	44.171	$6~\mathrm{m}~\mathrm{s.l.m}$
Corniolo	9.735	44.106	$238~\mathrm{m}$ s.l.m

Tabella 5.1: Stazioni meteorologiche dell'ARPAL disponibili nell'area in esame.

		LAT
Capitaneria di Porto	9.834	44.106
Molo Garibaldi		44.110
Santa Teresa	9.881	44.081
GNL Italia	9.840	44.073

Tabella 5.2: Stazioni anemometriche del progetto *Vento e Porti* disponibili nell'area in esame.

5.3 Risultati

Le simulazioni vengono effettuate utilizzando il modello WRF ad una risoluzione³ pari a 3300 m. La previsione a tale risoluzione viene confrontata con i campi di vento misurati sia dalle stazioni dell'ARPAL disponibili nel sito, sia dagli anemometri, installati nella zona portuale di La Spezia, per il progetto *Vento e Porti* [51]. Per queste tipologie di confronto vengono calcolati gli indici statistici finalizzati alla stima della bontà della simulazione. Analogo procedimento viene effettuato con altre tre diverse simulazioni, corrispondenti a tre diverse risoluzioni di CALMET nella prima modalità di funzionamento (quella che ha fornito le prestazioni migliori). In particolare, gli output di WRF a 3300 m, attraverso l'accoppiamento con CALMET,

 $^{^3\}mathrm{Diversamente}$ dalla risoluzione impiegata da WRF sull'area genovese, che era pari a 1100 m.

5.3. RISULTATI 103

subiscono un downscaling fino a: 1100 m, 360 m e 150 m. Pertanto, nell'applicazione del campo di vento ad alta risoluzione come forzante del moto ondoso consideriamo i seguenti scenari:

- confronto tra i dati delle stazioni ARPAL e degli anemometri del progetto Vento e Porti⁴ contro le simulazioni di WRF (risoluzione di 3300 m);
- confronto tra i dati delle stazioni ARPAL e degli anemometri del progetto *Vento e Porti* contro le simulazioni di CALMET (risoluzione di 1100 m);
- confronto tra i dati delle stazioni ARPAL e degli anemometri del progetto *Vento e Porti* contro le simulazioni di CALMET (risoluzione di 360 m);
- confronto tra i dati delle stazioni ARPAL e degli anemometri del progetto *Vento e Porti* contro le simulazioni di CALMET (risoluzione di 150 m).

I risultati dati dagli indicatori statistici, non risultando molto rappresentativi nel periodo studio di due settimane considerato (dal 1 al 15 gennaio 2016), non vengono qui riportati (ma sono consultabili in Appendice D.2). Tuttavia, in questo paragrafo viene riassunto brevemente lo scenario mostrato dagli indici sull'area di La Spezia indicando la quantità dei casi migliori al variare del particolare indice di errore considerato:

• Bias-NBias:

	Num. Casi migliori
ARPAL - WRF (3300 m)	1 su 10
ARPAL - CALMET, CASO1 (1100 m)	3 su 10
ARPAL - CALMET, CASO1 (360 m)	2 su 10
ARPAL - CALMET, CASO1 (150 m)	4 su 10

Tabella 5.3: Numero di casi migliori per indice statistico durante le prime due settimane del gennaio 2016: Bias-NBias

 $^{^4{\}rm Con}$ anemometri del progetto $\it Vento~e~Porti$ si intendono le stazioni anemometriche dell'autorità portuale di La Spezia.

• RMSE-NRMSE:

	Num. Casi migliori
ARPAL - WRF (3300 m)	0 su 10
ARPAL - CALMET, CASO1 (1100 m)	5 su 10
ARPAL - CALMET, CASO1 (360 m)	1 su 10
ARPAL - CALMET, CASO1 (150 m)	4 su 10

Tabella 5.4: Numero di casi migliori per indice statistico durante le prime due settimane del gennaio 2016: RMSE-NRMSE

• HH:

	Num. Casi migliori
ARPAL - WRF (3300 m)	1 su 10
ARPAL - CALMET, CASO1 (1100 m)	4 su 10
ARPAL - CALMET, CASO1 (360 m)	0 su 10
ARPAL - CALMET, CASO1 (150 m)	$5 \mathrm{~su~} 10$

Tabella 5.5: Numero di casi migliori per indice statistico durante le prime due settimane del gennaio 2016: HH

Alla luce di questi risultati, gli indicatori statistici suggeriscono che, per cogliere opportunamente gli effetti orografici, limitatamente alle prime due settimane del Gennaio 2016, risulta necessario andare ad una risoluzione alta (150 m). Dunque, il campo di vento prodotto dalla prima modalità di funzionamento di CALMET ad una risoluzione di 150 m (partendo da 3300 m di WRF) viene dato in input al modello d'onda SWAN [52] per ottenere una simulazione del moto ondoso, durante il periodo di studio. La qualità del campo d'onda così ottenuta non può essere valutata, in quanto non ci sono misure ondametriche con cui confrontare i risultati. Tuttavia, i risultati di tale simulazione, ad alta risoluzione, variabili all'interno della rada per ogni istante temporale, vengono confrontati con i risultati forniti da SWAN a partire da campi di vento più grossolani (ovvero variabili per ogni istante temporale ma senza distribuzione spaziale all'interno della rada) misurati dalla boa virtuale "La Spezia".⁵

⁵Boa virtuale derivante da analisi retrospettive in modalità *hindcast* (per approfondimenti si rimanda alla letteratura [53][54][55]).

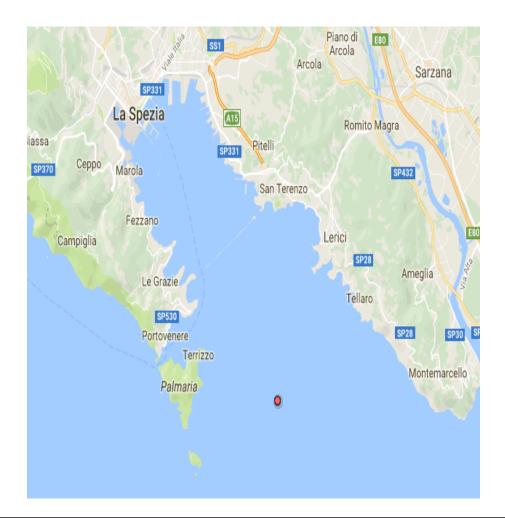


Figura 5.3: Posizione della boa virtuale "La Spezia", al di fuori della diga (LON 9.8894, LAT 44.0400)

In altre parole, vogliamo valutare come le altezze d'onda in uscita dal modello SWAN cambiano a seconda del campo di vento in *input* fornitogli (studiamo la sensibilità del moto ondoso al dettaglio della forzante vento). Il periodo di studio scelto per fare questo confronto comprende le prime due settimane del gennaio 2016, durante il quale si sono verificati seri fenomeni di agitazione interna portuale, imputabili, per la presenza della diga, quasi esclusivamente all'azione del vento. Nello specifico, qui di seguito riporto i campi di vento in *input* forniti al modello d'onda e i corrispondenti risultati del moto ondoso relativamente alle ore 20 del giorno 11 gennaio 2016, durante il pieno sviluppo della mareggiata. In Figura 5.4 e 5.6, i

vettori indicano il vento incidente, mentre in Figura 5.5 e 5.7, la *palette* colorata a destra indica l'altezza d'onda e i vettori indicano la direzione di propagazione delle onde marine.

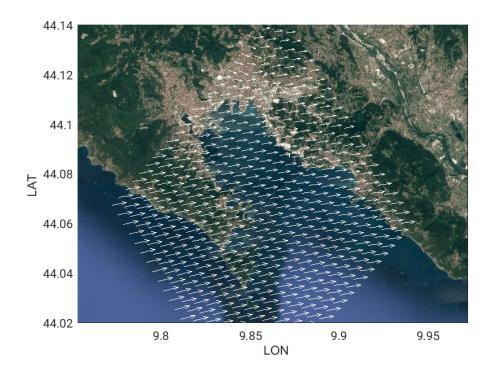


Figura 5.4: Campo di vento fornito dalla prima modalità di funzionamento di CALMET ad una risoluzione di 150 m, relativamente alle ore 20 del giorno 11 gennaio 2016 (mareggiata).

5.3. RISULTATI 107

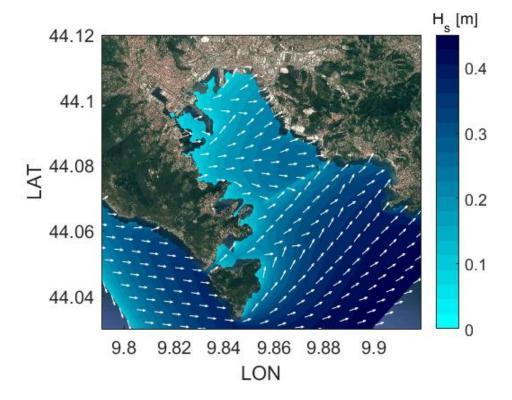


Figura 5.5: Moto ondoso simulato a partire dal campo di vento fornito dalla prima modalità di funzionamento di CALMET ad una risoluzione di 150 m, relativamente alle ore 20 del giorno 11 gennaio <math>2016 (mareggiata).

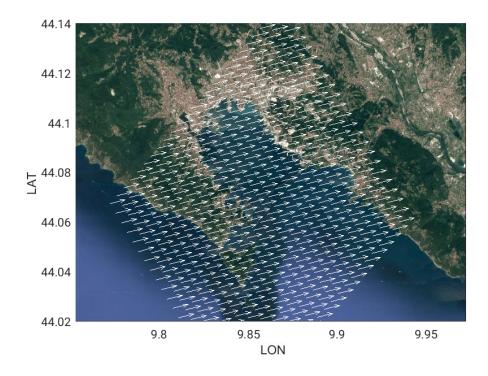


Figura 5.6: Campo di vento fornito dalla boa virtuale "La Spezia", relativamente alle ore 20 del giorno 11 gennaio 2016 (mareggiata).

5.3. *RISULTATI* 109

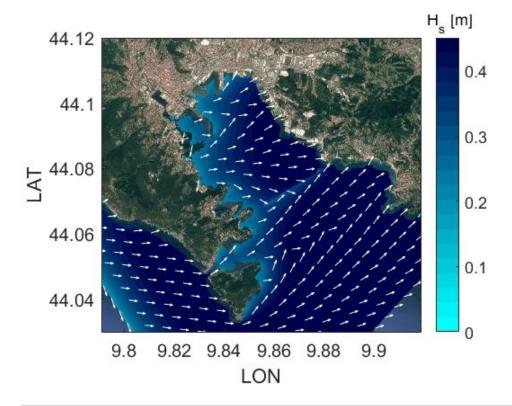


Figura 5.7: Moto ondoso simulato a partire dal campo di vento fornito dalla boa virtuale "La Spezia", relativamente alle ore 20 del giorno 11 gennaio 2016 (mareggiata).

Si osserva che le direzioni del vento incidente prodotto dalla prima modalità di funzionamento di CALMET e dalla boa virtuale (Figura 5.4 e 5.6) sono davvero simili tra di loro. Questo avviene perché in mare aperto non ci sono ostacoli rispetto ai quali CALMET può adattare il campo di vento. Dunque, considerando quale forzante del moto ondoso esclusivamente tali campi di vento⁶ molto simili tra loro, di conseguenza otteniamo due scenari di moto ondoso molto in accordo (Figura 5.5 e 5.7), specialmente in termini di direzione. Per le altezze d'onda, infatti, questo discorso non vale. In particolare, le onde generate dal vento di CALMET (Figura 5.5) possiedono altezze contenute all'interno della rada (non oltre i 20 cm), mentre quelle create a partire dai valori di vento della boa virtuale in modalità hindcast (Figura 5.7) sono decisamente più elevate all'interno della rada, arrivando a toccare in alcuni punti anche i 50 cm. Questo avviene perché le forzanti di vento prodotte da CALMET, essendo ad alta risoluzione, possiedono un'intensità spazialmente variabile all'interno della rada, mentre quelle prodotte dalla boa virtuale, non avendo una distribuzione spaziale, applicano la stessa intensità, misurata localmente (e quindi maggiore perché il punto si trova al di fuori della diga, si veda Figura 5.3), in tutta la rada, con conseguente incremento delle altezze d'onda risultanti (tale differenza di altezze d'onda è riportata in Figura 5.8).

Alla luce di questi risultati, possiamo affermare che il modello di propagazione d'onda è sensibile alla forzante ad alta risoluzione. Infatti, come le figure mostrano, le onde prodotte a partire dai campi di vento forniti da CALMET sono decisamente diverse (Figura 5.8) rispetto a quelle originate da un'inizializzazione di tipo *standard* (soprattutto per quanto riguarda l'altezza d'onda). Da questa evidenza, dunque, può nascere un nuovo campo di ricerca basato sul confronto, ove presenti ondametri, tra il moto ondoso, generato dalla forzante ad alta risoluzione e quello realmente misurato.

 $^{^6\}mathrm{Avendo}$ escluso il possibile swellentrato nel porto attraverso le due bocche della diga.

5.3. RISULTATI 111

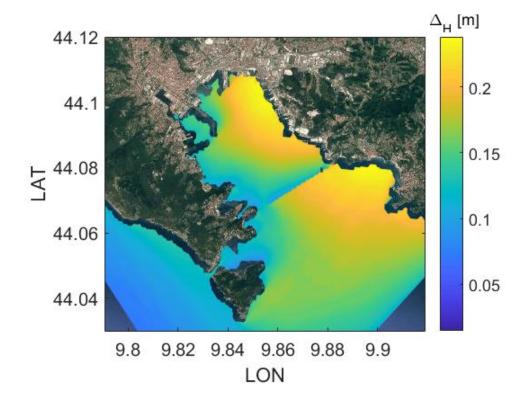


Figura 5.8: Differenza tra l'altezza d'onda prodotta dal vento fornito dalla boa "virtuale" e quella prodotta dal vento di CALMET, relativamente alle ore 20 del giorno 11 gennaio 2016 (mareggiata).

Conclusioni

I recenti progressi nella modellistica numerica ad area limitata hanno riguardato sia lo sviluppo di schemi numerici più efficienti, sia l'implementazione di codici che permettono una descrizione più raffinata dei processi fisici. Tuttavia, i costi computazionali eccessivi e l'assenza di parametrizzazioni funzionanti ad altissima risoluzione hanno suggerito, in questo lavoro, di valutare le prestazioni di una procedura di nidificazione di un modello diagnostico, a consistenza di massa (qui si è scelto il modello CALMET), in un modello ad area limitata (WRF in questa tesi). Il modello diagnostico CALMET ci ha permesso di simulare il campo di vento ad alta risoluzione (fino ad arrivare a circa 150 m), a partire da informazioni meno risolte (a circa 1 km) fornite da WRF. A tale risoluzione, sono state validate tre modalità di funzionamento di CALMET identificando quella che, al meglio, simula il campo di vento misurato, nell'area genovese e durante il periodo dei sei mesi considerati. In tale contesto, le simulazioni prodotte da CAL-MET, specialmente per quanto riguarda l'intensità del vento simulato, sono risultate essere più realistiche di quelle di partenza, a più bassa risoluzione, prodotte da WRF. In particolare, la prima modalità di funzionamento di CALMET, secondo la quale le uscite del modello WRF, trattate come guess wind field, vengono adattate attraverso gli effetti cinematici del terreno e gli effetti di blocco dell'orografia, ha mostrato i migliori risultati. Per questo motivo, le sue prestazioni sono state ulteriormente testate nidificandola nelle uscite di WRF ad una risoluzione maggiore di 3300 m. Dal confronto è emerso che, partendo dalla risoluzione di WRF pari a 1100 m, si ottengono stime più accurate, in termini di intensità del vento simulato, rispetto a quelle prodotte dalla risoluzione di partenza di WRF pari a 3300 m. La direzione del vento simulato ha mostrato il risultato opposto, confermando la risoluzione di WRF di 3300 m, sebbene più grossolana, essere la migliore.

114 CONCLUSIONI

In seguito, partendo esclusivamente dalla risoluzione grossolana di 3300 m, la prima modalità di funzionamento è stata utilizzata, presso il golfo di La Spezia, effettuando i downscaling con CALMET a tre diverse risoluzioni (1100 m, 360 m, 150 m). I risultati migliori sono stati ottenuti nel caso avente risoluzione di 150 m. Dunque, la prima modalità di funzionamento di CALMET, nidificata nelle uscite di WRF ad una risoluzione di 3300 m ed adattata al downscaling migliore (150 m), è stata applicata quale forzante ad alta risoluzione, valutando, in funzione di essa, la sensibilità del moto ondoso. In particolare, confrontando le uscite del modello SWAN al variare del campo di vento in input fornito (campo di vento ad alta risoluzione di CALMET contro campo di vento standard, ovvero senza distribuzione spaziale, misurato dalla boa "virtuale") è emersa una notevole sensibilità del campo d'onda, soprattutto in termini di altezza, al dettaglio della forzante vento.

Appendice A

Equazioni dei GCM, LAM

A.1 Le equazioni fondamentali

I fluidi obbediscono alle leggi del bilancio della massa, del momento e dell'energia.

Le equazioni fondamentali che governano il moto dell'aria, schematizzata come un fluido non viscoso, nel sistema di riferimento terrestre e nel campo gravitazionale sono [9]:

• 'l'equazione di continuità', che esprime il bilancio della massa

$$\frac{d\rho}{dt} = -\rho \nabla \cdot \mathbf{v} + S \tag{A.1}$$

in cui ρ è la densità, \mathbf{v} è la velocità, S è il termine di sorgente o pozzo e d/dt è la derivata lagrangiana rispetto al tempo. Come è noto la descrizione euleriana si ottiene utilizzando la relazione:

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \mathbf{\nabla} \tag{A.2}$$

• l'equazione del bilancio della quantità di moto

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - 2\mathbf{\Omega} \wedge \mathbf{v} + \mathbf{g}$$
 (A.3)

dove **g** rappresenta la somma dell'accelerazione di gravità e di quella centrifuga, p è la pressione $2\Omega \wedge \mathbf{v}$ è il termine di Coriolis,

• l'equazione di stato, che per un gas perfetto monofasico può essere scritta come

$$p = \rho RT \tag{A.4}$$

dove R è collegata alla costante universale dei gas R^* mediante la relazione $R^* = MR$ (M è il peso molare) e T è la temperatura,

 il primo principio della termodinamica, che esprime il bilancio dell'energia e può essere scritto come

$$\frac{de}{dt} = j_Q - p\frac{d\alpha}{dt} \tag{A.5}$$

dove e è l'energia per unità di massa, j_Q è il flusso di calore entrante per unità di massa e $\alpha=1/\rho$ è il volume specifico e, infine,

• l'equazione del bilancio dell'acqua, che chiude il sistema completando la informazioni fornite dall'equazione di continuità, trascurando per semplicità le diverse fasi dell'acqua (si veda il Capitolo 2)

$$\frac{dq}{dt} = S_q \tag{A.6}$$

dove q è l'umidità specifica e ${\cal S}_q$ rappresenta il termine di pozzo o di sorgente.

A.2 Le equazioni nei modelli

Le sette equazioni scalari del paragrafo precedente costituiscono il punto di partenza per le approssimazioni di scala indispensabili per ottenere i sistemi di equazioni che devono essere risolti nei Modelli di Circolazione Generale dell'atmosfera e nei Modelli ad Area Limitata.

Considerando il sistema di coordinate polari sferiche (λ, φ, z) , dove λ è la longitudine, φ è la latitudine e z è la distanza verticale sopra la superficie terrestre ed i vettori unitari \mathbf{i} , \mathbf{j} , \mathbf{k} diretti rispettivamente verso Est, Nord e verso l'alto, allora il vettore velocità può essere espresso come:

$$\mathbf{v} = \mathbf{i}u + \mathbf{j}v + \mathbf{k}w \tag{A.7}$$

dove le componenti $u, v \in w$ sono definite come:

$$u \equiv r \cos \varphi \frac{d\lambda}{dt}$$
 $v \equiv r \frac{d\varphi}{dt}$ $w \equiv \frac{dz}{dt}$ (A.8)

in cui r è la distanza rispetto al centro della terra, legata a z dalla relazione r=a+z, dove a è il raggio della terra. Normalmente, essendo $z \ll a$ per le regioni dell'atmosfera che sono di interesse meteorologico, si approssima la variabile r con la costante a. Si ottengono le equazioni [9]:

$$\frac{du}{dt} - \frac{uv\tan\varphi}{a} + \frac{uw}{a} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v\sin\varphi - 2\Omega w\cos\varphi \tag{A.9}$$

$$\frac{dv}{dt} + \frac{u^2 \tan \varphi}{a} + \frac{uw}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega u \sin \varphi \tag{A.10}$$

$$\frac{dw}{dt} - \frac{u^2 + v^2}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + 2\Omega u \cos \varphi \tag{A.11}$$

Con il metodo dell'analisi di scala è possibile stimare l'ordine di grandezza dei vari termini presenti nelle equazioni [7]. In questo modo è possibile determinare quali termini sono trascurabili per lo studio dei moti atmosferici sulle varie scale di interesse specifico. Seguendo [2] e [9] dalle equazioni A.9, A.10 e A.11 si ottengono le equazioni semplificate:

$$\frac{d\mathbf{v_o}}{dt} + f\mathbf{k} \wedge \mathbf{v_o} = -\frac{1}{\rho} \nabla p \tag{A.12}$$

per le componenti x e y, dove $f = 2\Omega \sin \varphi$ è il parametro di Coriolis [21], $\mathbf{v_o}$ è il vettore velocità orizzontale e $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y}$.

Per la componente z, se si trascurano le accelerazioni verticali, si ottiene la cosiddetta 'approssimazione idrostatica':

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} - g = 0. \tag{A.13}$$

A.3 Sistemi di coordinate verticali

L'altezza non è la coordinata verticale maggiormente utilizzata nei modelli. Solitamente, altri sistemi di coordinate verticali vengono di volta in volta introdotti per risolvere problemi di carattere numerico: la pressione, la pressione uniformata, la coordinata η (usata dal modello WRF), la temperatura potenziale.

Si consideri una coordinata verticale generalizzata ξ e si assuma che essa sia una funzione monotona di z. Sia, quindi, $\xi = \xi(x, y, z, t)$. D'altra parte anche z può essere espressa in funzione di ξ , vista la monotonicità della

relazione; può quindi essere scritto $z=z(x,y,\xi,t)$. Ne segue che un qualsiasi campo scalare o vettoriale A può essere scritto in funzione dell'una o dell'altra ed è invariante per trasformazione di coordinata:

$$A(x, y, \xi, t) = A(x, y, z(x, y, \xi, t), t)$$
 (A.14)

se si deriva rispetto a s, dove s è una tra x, y o t, si ottiene:

$$\left(\frac{\partial A}{\partial s}\right)_{\xi} = \left(\frac{\partial A}{\partial s}\right)_{z} + \frac{\partial A}{\partial z} \left(\frac{\partial z}{\partial s}\right)_{\xi} \tag{A.15}$$

o anche:

$$\left(\frac{\partial A}{\partial s}\right)_{\varepsilon} = \left(\frac{\partial A}{\partial s}\right)_{z} + \frac{\partial A}{\partial \xi}\frac{\partial \xi}{\partial z}\left(\frac{\partial z}{\partial s}\right)_{\varepsilon}.$$
(A.16)

In particolare nel caso di s = t:

$$\left(\frac{\partial A}{\partial t}\right)_{\xi} = \left(\frac{\partial A}{\partial t}\right)_{z} + \frac{\partial \xi}{\partial z} \left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_{\xi} \frac{\partial z}{\partial s} \tag{A.17}$$

e nel caso di s = x e y:

$$\nabla_{\xi} A = \nabla_{z} A + \frac{\partial \xi}{\partial z} + (\nabla_{\xi} z) \frac{\partial A}{\partial \xi}.$$
 (A.18)

Utilizzando le equazioni A.17 e A.18 la derivata totale nel tempo può essere scritta:

$$\frac{d}{dt} = \left(\frac{\partial}{\partial t}\right)_{\xi} + \mathbf{V} \cdot \mathbf{\nabla}_{\xi} + \left[w - \left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_{\xi} - \mathbf{V} \cdot \mathbf{\nabla}_{\xi} z\right] \frac{\partial \xi}{\partial z} \frac{\partial}{\partial \xi}, \quad (A.19)$$

e tenendo presente che per definizione la derivata totale è:

$$\frac{d}{dt} = \left(\frac{\partial}{\partial t}\right)_{\xi} + \mathbf{V} \cdot \nabla_{\xi} + \dot{\xi} \frac{\partial}{\partial \xi}$$
 (A.20)

la velocità verticale generalizzata può essere scritta:

$$\dot{\xi} = \frac{\partial \xi}{\partial z} \left[w - \left(\frac{\partial z}{\partial t} \right)_{\xi} - \mathbf{V} \cdot \mathbf{\nabla}_{\xi} z \right]. \tag{A.21}$$

Se allora si riscrive il gradiente di pressione orizzontale, utilizzando l'equazione idrostatica:

$$-\frac{1}{\rho}\nabla_{z}p = -\frac{1}{\rho}\nabla_{\xi}p + \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z}\nabla_{\xi}z = -\frac{1}{\rho}\nabla_{\xi}p - \nabla_{\xi}\Phi$$
 (A.22)

dove $\Phi = \int_0^z g dz$ è il geopotenziale, si ottengono l'equazione idrostatica e quella del momento sul piano orizzontale:

$$\frac{\partial p}{\partial \xi} = -\rho \frac{\partial \Phi}{\partial \xi} \tag{A.23}$$

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla_{\xi} p - \nabla_{\xi} \Phi - f \mathbf{k} \wedge \mathbf{V}$$
(A.24)

Infine si può ricavare l'equazione di continuità:

$$w = \frac{dz}{dt} = \left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_{\xi} + \mathbf{V} \cdot \mathbf{\nabla}_{\xi} z + \dot{\xi} \frac{\partial z}{\partial \xi}, \tag{A.25}$$

e quindi

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\partial w}{\partial \xi} \frac{\partial \xi}{\partial z} = \frac{\partial \xi}{\partial z} \frac{\partial}{\partial \xi} \left[\left(\frac{\partial z}{\partial t} \right)_{\xi} + \mathbf{V} \cdot \mathbf{\nabla}_{\xi} z + \dot{\xi} \frac{\partial z}{\partial \xi} \right] =
= \frac{\partial \xi}{\partial z} \left[\left(\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial z}{\partial \xi} \right)_{\xi} + \frac{\partial}{\partial \xi} \mathbf{V} \cdot \mathbf{\nabla}_{\xi} z + \mathbf{V} \cdot \mathbf{\nabla}_{\xi} \frac{\partial}{\partial \xi} z + \frac{\partial \dot{\xi}}{\partial \xi} \frac{\partial z}{\partial \xi} + \dot{\xi} \frac{\partial^{2} z}{\partial \xi^{2}} \right] =
= \frac{\partial \xi}{\partial z} \left[\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial z}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial \xi} \cdot \mathbf{\nabla}_{\xi} z \right] + \frac{\partial \dot{\xi}}{\partial \xi} \tag{A.26}$$

si ottiene, combinando questa equazione con la A.1:

$$\frac{d}{dt}\ln\left(\rho\frac{\partial z}{\partial \xi}\right) + \nabla_{\xi} \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \dot{\xi}}{\partial z} = 0. \tag{A.27}$$

D'altra parte, utilizzando la relazione

$$\frac{\partial p}{\partial \xi} = \frac{\partial z}{\xi} (-\rho g) \tag{A.28}$$

е

$$\frac{d}{dt}\ln\left(\frac{\partial z}{\partial \xi}(-\rho g)\right) = \frac{d}{dt}\ln\left(\frac{\partial z}{\partial \xi}\rho\right) \tag{A.29}$$

l'equazione di continuità può anche essere scritta nella forma

$$\frac{d}{dt}\ln\left(\frac{\partial p}{\partial \xi}\right) + \nabla_{\xi} \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \dot{\xi}}{\partial z} = 0 \tag{A.30}$$

Dalla A.30 a dall'equazione idrostatica si ricava:

$$\frac{\partial \xi}{\partial p} \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial p}{\partial \xi} \right) + \nabla_{\xi} \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \dot{\xi}}{\partial z} = 0 \Leftrightarrow
\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial p}{\partial \xi} \right) + \nabla_{\xi} \cdot \mathbf{V} \left(\frac{\partial p}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial \dot{\xi}}{\partial z} \left(\frac{\partial p}{\partial \xi} \right) = 0 \Leftrightarrow
\frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right) + \nabla_{\xi} \cdot \mathbf{V} \left(\frac{\partial p}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\partial \dot{\xi} \frac{\partial p}{\partial \xi} \right) = 0$$
(A.31)

Nel modello WRF utilizzato in questa tesi, viene utilizzata come variabile verticale la variabile η definita come:

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{p_{hs - p_{ht}}} \tag{A.32}$$

dove p_h è la componente idrostatica della pressione al livello considerato, p_{hs} è la pressione al suolo e p_{ht} è la pressione al limite (fittizio) superiore dell'atmosfera, posta, di solito, senza perdere di generalità, pari a zero.

Appendice B

CALMET

B.1 Formulazione della seconda fase

La seconda fase introduce i dati osservati nel campo di vento in uscita dalla prima. In questo lavoro, tuttavia, tale step non viene sviluppato, in quanto lo scarso numero di stazioni di osservazione sconsiglia l'assimilazione dei dati, per i motivi già più volte espressi. In questa sede, per completezza, viene comunque riportata una breve descrizione della seconda fase; per ulteriori approfondimenti si rimanda alla letteratura [38][39][41].

La seconda fase, innanzitutto, si articola in quattro sotto-fasi:

- 1. Interpolazione ed estrapolazione verticale
- 2. Filtro
- 3. Adattamento delle componenti verticali di velocità
- 4. Minimizzazione della divergenza

Interpolazione orizzontale

Per introdurre i campi osservati sul vento risultante dallo step 1 si ricorre ad un metodo basato sull'inverso del quadrato della distanza :

$$(u,v)_2' = \frac{\frac{(u,v)_1}{R^2} + \sum_{k=1}^{N} \frac{(u_{obs},v_{obs})_k}{(R_k)^2}}{\frac{1}{R^2} + \sum_{k=1}^{N} \frac{1}{(R_k)^2}}$$
(B.1)

In cui:

 $(u, v)'_2$ sono le componenti di vento iniziali allo step 2,

 $(u_{obs}, v_{obs})_k$ sono le componenti di vento osservato alla stazione k,

 $(u, v)_1$ sono le componenti del vento, in uscita dalla prima fase, in un punto griglia particolare,

 R_k è la distanza tra la stazione di osservazione k e il punto griglia,

R è il parametro di peso specificato dall'utente per il campo di vento alla prima fase.

Questo schema di interpolazione permette ai dati osservati di essere pesati di più in prossimità della stazione di rilevamento¹. L'interpolazione non si effettua quando la distanza tra una stazione di rilevamento ed un particolare punto griglia supera un raggio massimo di influenza². Inoltre, la regione di griglia influenzata da un'osservazione può essere limitata da barriere, specificate da utente, che ne definiscono i contorni.

Estrapolazione verticale delle osservazioni di vento superficiale

Oltre ad eseguire l'interpolazione orizzontale, il vento misurato deve essere estrapolato, a partire dagli strati in superficie, a quelli più elevati. A seconda del contesto, sono possibili 4 alternative diverse:

- non estrapolare i dati in quota: i dati da stazioni in quota sono ignorati nello sviluppo dei campi di vento in superficie.
- non estrapolare i dati in superficie: l'estrapolazione verticale di dati da una stazione in superficie non si effettua se vicino ad essa è presente una stazione in quota con dati affidabili (entro i 4 km).

 $^{^1\}mathrm{Mentre}$ il campo di vento alla prima fase è un campo di vento interpolato in regioni senza dati osservati.

²CALMET possiede un'opzione che permette di usare un raggio di influenza variabile, permettendo al modello di usare la stazione di rilevamento più vicina al punto griglia.

• estrapolare in verticale con una legge di potenza: si utilizza la seguente legge di potenza per adattare i venti dello strato superficiale allo strato sovrastante:

$$u_z = u_m \left(\frac{z}{z_m}\right)^P \tag{B.2}$$

In cui:

 u_z componente u del vento ad altezza z,

 u_m componente u misurata,

 z_m altezza dell'anemometro,

z altezza del punto a metà della cella verticale,

P esponente (diverso se lo strato si trova sopra terra o sopra acqua).

• estrapolare in verticale usando la teoria della similarità: si segue il metodo di estrapolazione di Van Ulden e Holstag che, sfruttando il principio della similarità, utilizza i dati osservati per estendere l'influenza della velocità e della direzione del vento dalla superficie agli strati in quota.

La variazione della direzione del vento con l'altezza è data dalla:

$$\frac{D(z)}{D(h)} = d_1 [1 - e^{\left(-\frac{d_2 z}{h}\right)}]$$
 (B.3)

In cui:

D(z) angolo di attacco del vento nello strato centrato a quota z,

D(h) angolo allo strato centrato all'altezza h di riferimento,

 d_1,d_2 costanti empiriche.

La velocità del vento invece è data dalla:

$$U(z) = U(z_1) \frac{\ln(\frac{z}{z_0}) - \psi(\frac{z}{L})}{\ln(\frac{z_1}{z_0}) - \psi(\frac{z_1}{L})}$$
(B.4)

In cui:

U(z) velocità del vento al centro dello strato considerato,

 $U(z_1)$ velocità del vento all'altezza dell'anemometro,

 z_0 lunghezza di scabrezza,

 z_1 altezza anemometro,

 ψ funzione di stabilità atmosferica.

Tale funzione di stabilità atmosferica, ψ , dipende dalla quota z, in maniera differente a seconda al variare delle condizioni di stabilità atmosferica.

Filtro

Il campo di vento allo step 2, risultante dall'introduzione dei dati osservati nel campo di vento allo step 1, viene filtrato per ridurne le discontinuità, tramite la:

$$(u_{i,j})_{2}'' = 0.5u_{i,j} + 0.125[u_{i-1,j} + u_{i+1,j} + u_{i,j-1} + u_{i,j+1}]$$
(B.5)

In cui:

 $(u_{i,j})''$ è la componente u del vento nel punto griglia (i,j) dopo il filtro, $u_{i,j}$ è la componente u del vento prima del filtro, come si determina dalla equazione vista per l'interpolazione orizzontale.

Adattamento delle componenti verticali di velocità

In CALMET si possono calcolare le velocità verticali con due metodi diversi:

1. Con il primo metodo, le velocità verticali sono calcolate direttamente dalla conservazione della massa a densità costante, usando le componenti orizzontali del campo di velocità filtrate:

La velocità verticale iniziale si calcola con l'equazione di continuità a densità costante:

$$\frac{du''}{dx} + \frac{dv''}{dy} + \frac{dw_1}{dz} = 0$$
 (B.6)

In cui:

 w_1 è la velocità verticale nelle coordinate terrain-following, u'',v'' sono le componenti orizzontali del campo di vento dopo il filtro. Questa velocità verticale a consistenza di massa è utilizzata come velocità verticale finale. Invece, le componenti orizzontali dopo il filtro non subiscono alcuna modifica e pertanto sono esattamente le stesse riportate sopra (si veda la B.5).

2. Con il secondo metodo, si adatta il profilo di velocità verticale in modo che i valori in cima al dominio siano nulli. Le componenti del vento orizzontale sono poi riadattate per essere a consistenza di massa con il nuovo campo di velocità verticale.

Questo metodo, secondo quanto riportano Godden e Lurmann, può

portare ad una sovrastima delle velocità verticali sugli strati più elevati. Dunque, al fine di aggirare il problema si può utilizzare la cosiddetta correzione di O' Brien [38]:

$$w_2(z) = w_1(z) - \left(\frac{z}{z_{top}}\right) w_1$$
 (B.7)

Questa procedura corregge w_1 imponendo che la velocità verticale sugli strati più elevati sia nulla. Poiché le componenti orizzontali non sono a consistenza di massa con quelle verticali corrette, esse vengono adattate con la minimizzazione della divergenza, con la quale si modificano iterativamente le componenti u,v del vento, mantenendo fissa quella verticale w, finché la divergenza diventa inferiore di una soglia imposta dall'utente.

Procedura di minimizzazione della divergenza

La divergenza tridimensionale nel campo di vento si minimizza con una procedura che adatta in maniera iterativa le componenti di vento orizzontale (u,v) per un campo di velocità fissata, in modo da ottenere in ogni punto griglia una divergenza minore di un valore massimo specificato da utente:

$$\frac{du''}{dx} + \frac{dv''}{dy} + \frac{dw_1}{dz} < \epsilon \tag{B.8}$$

In cui:

u,v componenti del vento orizzontale, w velocità verticale in coordinate solidali al terreno, ϵ valore soglia.

Appendice C

Termodinamica dell'atmosfera

La possibilità di instaurare moti verticali per variazioni termiche è descrivibile a partire dalla definizione di opportuni tassi di variazione della temperatura con la quota (diversi a seconda che la particella d'aria sia secca oppure umida), attuabile sviluppando, sotto precise ipotesi, il primo principio della termodinamica.

In tale contesto, si suppone che l'atmosfera si comporti come un gas perfetto:

$$p = \rho RT \Leftrightarrow \rho = \frac{p}{RT} \tag{C.1}$$

dove R è la costante universale dei gas e T è la temperatura.

Si consideri il bilancio idrostatico:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho \mathbf{g} \Leftrightarrow dp = -\rho \mathbf{g} dz \tag{C.2}$$

Inserendo la (C.1) in (C.2) si ottiene:

$$dp = -\frac{p}{RT}\mathbf{g}dz \tag{C.3}$$

128 APPENDICE C. TERMODINAMICA DELL'ATMOSFERA

Il primo principio della termodinamica [56], per una mole di gas perfetto, vale:

$$dq = du + dw (C.4)$$

dove:

• du è la variazione di energia interna u del sistema, riferita ad una mole di gas perfetto, per la quale si ha:

$$du = c_v dT (C.5)$$

 \bullet dw è la variazione di lavoro che subisce la mole di gas perfetto:

$$dw = pdv$$

dove dv è il volume specifico. Una riformulazione del termine dw è la seguente:

$$pv = RT \Leftrightarrow d(pv) = d(RT) \Leftrightarrow$$

 $vdp + pdv = RdT \Leftrightarrow$
 $dw = pdv = RdT - vdp$ (C.6)

Utilizzando la (C.5) e la (C.6), la (C.4) diventa:

$$dq = c_v dT + RdT - v dp =$$

$$= (c_v + R)dT - v\left(-\frac{pgdz}{RT}\right) =$$

$$= c_p dT + gdz$$
(C.7)

Dove $c_p = c_v + dT$ è il calore specifico a pressione costante nei gas perfetti e dp è stato sostituito con la (C.3).

Essendo l'aria un buon isolante, è lecito supporre che la particella fluida si muova di moto adiabatico (ovvero che non scambi calore con l'esterno) perciò dq = 0. In tal caso, la (C.7) diventa:

$$0 = c_p dT + g dz \Leftrightarrow \frac{dT}{dz} = -\left(\frac{g}{c_p}\right)$$

• Aria secca (dry):

$$\frac{dT}{dz} = -\left(\frac{g}{c_p}\right) = -\Gamma_d \simeq -9.8 \frac{{}^{\circ}C}{km} \tag{C.8}$$

La particella si raffredda di circa 9.8°C per ogni km percorso sulla verticale. In particolare, $\Gamma_d \simeq 9.8$ si chiama $dry\ adiabatic\ lapse\ rate$.

• Aria umida (moist):

$$\frac{dT}{dz} = -\left(\frac{g}{c_p}\right) = -\Gamma_m \simeq -5.5 \frac{^{\circ}C}{km} \tag{C.9}$$

La particella fluida si raffredda di circa $5.5^{\circ}C$ per ogni km percorso sulla verticale. In particolare, $\Gamma_m \simeq 5.5$ si chiama moist adiabatic lapse rate. Γ_m è inferiore di Γ_d perché parte dell'energia viene spesa per attivare la condensazione (mentre se l'aria è secca tutta l'energia contribuisce al raffreddamento della particella).

Stabilità atmosferica

Una particella d'aria è soggetta, sulla verticale, principalmente a due forze, aventi verso opposto:

• La forza di Archimede (verso l'alto):

$$\mathbf{F}_{A} = \rho \delta V \mathbf{g} \tag{C.10}$$

• La forza peso (verso il basso):

$$\mathbf{F}_{P} = \rho' \delta V \mathbf{g} \tag{C.11}$$

Dove δV è il volume infinitesimo della particella e ρ' è la sua densità; ρ è invece la densità dell'ambiente che ospita la particella. Ovviamente, se ρ' coincide con ρ , allora la particella né scende né sale perché le forze sulla verticale agenti su di essa sono equilibrate ($\mathbf{F}_A = \mathbf{F}_P$).

Al contrario, nel caso in cui ρ' sia inferiore di ρ , la particella comincia a salire lungo la verticale, in quanto la forza di Archimede è prevalente sul peso. A questo punto, a seconda del comportamento che assume la

130 APPENDICE C. TERMODINAMICA DELL'ATMOSFERA

particella durante la salita, l'atmosfera si rivela essere stabile o instabile. Nello specifico, si consideri la seguente equazione del moto:

$$\rho' \delta V \frac{d^2 z}{d^2 t} = \mathbf{F}_A + \mathbf{F}_p \Leftrightarrow$$

$$\rho' \delta V \frac{d^2 z}{d^2 t} = (-\rho' + \rho) \delta V g \Leftrightarrow$$

$$\frac{d^2 z}{d^2 t} = \frac{(\rho - \rho') g}{\rho'}$$
(C.12)

Ipotizzando che l'atmosfera e la particella d'aria siano un gas perfetto ($\rho = \frac{p}{RT}$; $\rho' = \frac{p'}{RT'}$) e che la pressione particella d'aria-ambiente sia bilanciata (p' = p), la (C.12) diventa:

$$\rho' \delta V \frac{d^2 z}{d^2 t} = \frac{\left(\frac{p}{RT} - \frac{p'}{RT'}\right) g}{\frac{p'}{RT'}} \Leftrightarrow$$

$$\rho' \delta V \frac{d^2 z}{d^2 t} = \frac{\left(\frac{p}{RT} - \frac{p}{RT'}\right) g}{\frac{p}{RT'}} \Leftrightarrow$$

$$\frac{d^2 z}{d^2 t} = \frac{(T' - T)g}{T} \tag{C.13}$$

Il passaggio dalla (C.12) e la (C.13) trasforma il problema, basato sulla determinazione delle densità, in quello equivalente in cui l'innesco di moti verticali è controllato dalla variazione di temperatura. Considerando, ad esempio, una particella d'aria secca¹ ed esplicitando T' secondo la (C.8) e T secondo una legge analoga (ma dove compare Γ_E , detto environmental lapse rate, determinabile, per esempio, da radiosondaggi), la (C.13) si sviluppa nel seguente modo:

$$\frac{d^2z}{d^2t} = \frac{[T_0 - \Gamma_d(z - z_0)] - [T_0 - \Gamma_e(z - z_0)]g}{T_0} \Leftrightarrow \frac{d^2z^*}{d^2t} = \frac{(\Gamma_e - \Gamma_d)z^*g}{T_0} \Leftrightarrow \frac{d^2z^*}{d^2t} + \frac{(\Gamma_d - \Gamma_e)z^*g}{T_0} \tag{C.14}$$

Dove $z^* = z - z_0$ con z_0 costante. Adesso, denominando il termine $\frac{(\Gamma_d - \Gamma_e)\mathbf{g}}{T_0}$ come N, si hanno due possibili soluzioni:

¹Si può fare lo stesso procedimento con una particella d'aria umida, riferendosi alla (C.9).

- se $\Gamma_d > \Gamma_e$, allora N > 0 ed il moto risultante è armonico. In tal caso, la particella d'aria ritorna alla posizione di partenza dopo un tempo caratteristico $\simeq 2\pi \sqrt{\frac{T_0}{g(\Gamma_d \Gamma_e)}}$. In termini fisici, i moti verticali sono quindi inibiti e l'atmosfera si definisce stabile.
- se $\Gamma_e > \Gamma_d$, allora N < 0 ed il moto armonico lascia il posto ad una crescita esponenziale. In tal caso, la particella d'aria dopo poco che ha iniziato la salita, continua ad allontanarsi sempre più dal punto di partenza. In termini fisici, i moti verticali sono amplificati e l'atmosfera si definisce instabile.

Appendice D

Risultati

D.1 Simulazioni su Genova

I risultati delle simulazioni effettuate sul dominio genovese (Capitolo 4) sono in parte qui riportati per evitare l'appesantimento della lettura. In particolare, in questa sede, si possono consultare i risultati relativi alle stazioni anemometriche tali per cui il modello, che simula al meglio i campi di vento misurati, non corrisponde alla prima opzione di accoppiamento WRF-CALMET. Diversamente da quanto riportato nel Capitolo 4, qui, per evitare ridondanze, sono presenti le sole tre tabelle (dei tre mesi invernali, estivi e dei sei mesi complessivi), per ciascuna centralina, escludendo però gli scatter plot dell'intensità.

• Bargagli (702 m s.l.m)

Simulazione eseguita sui tre mesi invernali									
	Intens	sità							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	НН				
ARPAL-WRF	1.81	1.04	2.79	1.33	1.01				
ARPAL-CALMET(CASO1)	1.34	0.51	3.32	1.07	0.93				
ARPAL-CALMET(CASO2)	1.70	0.65	3.55	1.15	0.96				
ARPAL-CALMET(CASO3)	1.04	0.40	3.04	0.98	0.87				
	Direzi	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		4.15		76.8	31				
ARPAL-CALMET(CASO1)	6.41			78.3	9				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-4.64 85.19								
ARPAL-CALMET(CASO3)		5.12		74.1	.0				

Tabella D.1: Risultato nei tre mesi invernali: Bargagli.

Simulazione eseguita sui tre mesi estivi									
	Intens	ità							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	-0.11	-0.04	2.08	0.64	0.71				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-0.93	-0.32	2.11	0.65	0.86				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-0.56	-0.19	2.07	0.63	0.76				
ARPAL-CALMET(CASO3)	-0.83	-0.29	1.96	0.60	0.77				
	Direzio	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		26.63		76.4	-1				
ARPAL-CALMET(CASO1)	23.42			81.5	52				
ARPAL-CALMET (CASO2) 5.21 84.91									
ARPAL-CALMET(CASO3)		24.36		72.5	3				

Tabella D.2: Risultato nei tre mesi estivi: Bargagli.

Simulazione eseguita sui sei mesi									
	Intens	sità							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	0.89	0.33	3.28	1.03	0.94				
ARPAL-CALMET(CASO1)	0.18	0.07	2.77	0.87	0.91				
ARPAL-CALMET(CASO2)	0.55	0.20	2.90	0.91	0.89				
ARPAL-CALMET(CASO3)	0.09	0.03	2.55	0.80	0.84				
	Direzi	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		15.59		76.6	0				
ARPAL-CALMET(CASO1)	14.50 79.57								
ARPAL-CALMET(CASO2)	0.54 84.52				52				
ARPAL-CALMET(CASO3)		15.01		73.2	29				

Tabella D.3: Risultato nei sei mesi: Bargagli.

• Arenzano Porto(3 m s.l.m)

Simulazione eseguita sui tre mesi invernali									
	Intens	sità							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	НН				
ARPAL-WRF	3.70	0.93	5.79	1.05	0.85				
ARPAL-CALMET(CASO1)	1.45	0.36	3.41	0.62	0.58				
ARPAL-CALMET(CASO2)	1.39	0.35	3.37	0.61	0.58				
ARPAL-CALMET(CASO3)	2.16	0.54	4.20	0.76	0.68				
	Direzi	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		11.23		76.7	' 1				
ARPAL-CALMET(CASO1)	11.09			74.0	4				
ARPAL-CALMET(CASO2)	10.45 73.34				84				
ARPAL-CALMET(CASO3)		10.81		75.9	8				

Tabella D.4: Risultato nei tre mesi invernali: Arenzano Porto.

Simulazione eseguita sui tre mesi estivi									
	Intens	ità							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	0.15	0.07	2.29	0.82	0.84				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-0.51	-0.22	1.78	0.64	0.75				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-0.50	-0.22	1.78	0.64	0.75				
ARPAL-CALMET(CASO3)	-0.31	-0.13	1.99	0.71	0.81				
	Direzi	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		3.52		95.6	0				
ARPAL-CALMET(CASO1)	8.90			84.0	3				
ARPAL-CALMET(CASO2)	10.05 84.30								
ARPAL-CALMET(CASO3)		3.65		95.3	31				

Tabella D.5: Risultato nei tre mesi estivi: Arenzano Porto.

Simulazione eseguita sui sei mesi									
	Intens	sità							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	1.91	0.61	4.39	1.01	0.85				
ARPAL-CALMET(CASO1)	0.46	0.15	2.71	0.62	0.61				
ARPAL-CALMET(CASO2)	0.44	0.14	2.69	0.62	0.61				
ARPAL-CALMET(CASO3)	0.91	0.29	3.27	0.75	0.70				
	Direzi	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		7.35		86.7	' 3				
ARPAL-CALMET(CASO1)	9.85			79.6	\mathbf{i}				
ARPAL-CALMET(CASO2)	9.89 79.45								
ARPAL-CALMET(CASO3)		7.13		86.5	1				

Tabella D.6: Risultato nei sei mesi: Arenzano Porto.

 \bullet Fontana Fresca
(791 m s.l.m)

Simulazione eseguita sui tre mesi invernali									
	Intens	sità							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	НН				
ARPAL-WRF	-0.92	-0.15	2.78	0.36	0.40				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-2.03	-0.33	3.28	0.43	0.52				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-1.79	-0.29	3.20	0.42	0.50				
ARPAL-CALMET(CASO3)	-1.83	-0.30	3.27	0.43	0.52				
	Direzio	one	11	1					
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		-28.22		63.4	4				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-32.60				3				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-34.37 72.05								
ARPAL-CALMET(CASO3)		-31.22		65.1	.1				

Tabella D.7: Risultato nei tre mesi invernali: Fontana Fresca.

Simulazione eseguita sui tre mesi estivi									
	Intens	ità							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	-0.90	-0.23	2.19	0.49	0.59				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-1.99	-0.51	2.67	0.59	0.87				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-1.81	-0.46	2.58	0.58	0.81				
ARPAL-CALMET(CASO3)	-1.57	-0.40	2.43	0.55	0.74				
	Direzio	one	11						
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		-31.52		64.5	7				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-30.59			69.0	06				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-34.49 70.18								
ARPAL-CALMET(CASO3)		-33.37		66.0	7				

Tabella D.8: Risultato nei tre mesi estivi: Fontana Fresca.

Simulazione eseguita sui sei mesi									
	Intens	ità							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	-0.91	-0.18	2.49	0.40	0.45				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-2.01	-0.40	2.99	0.48	0.61				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-1.81	-0.36	2.90	0.46	0.58				
ARPAL-CALMET(CASO3)	-1.70	-0.34	2.88	0.46	0.58				
	Direzio	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		-29.89		64.0)2				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-31.31 69.06				06				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-34.17 71.12								
ARPAL-CALMET(CASO3)		-32.07		65.6	34				

Tabella D.9: Risultato nei sei mesi: Fontana Fresca.

 \bullet Passo del Turchino(590 m s.l.m)

Simulazione eseguita sui tre mesi invernali									
	Intens	ità							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	2.65	0.61	3.88	0.82	0.67				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-0.42	-0.09	2.24	0.47	0.51				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-0.36	-0.08	2.51	0.53	0.57				
ARPAL-CALMET(CASO3)	1.18	0.27	2.65	0.56	0.52				
	Direzio	one	11						
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		-23.05		55.1	.5				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-21.69 61.76				6				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-18.18 77.55								
ARPAL-CALMET(CASO3)		-21.47		54.8	34				

Tabella D.10: Risultato nei tre mesi invernali: Passo del Turchino.

Simulazione eseguita sui tre mesi estivi									
	Intens	ità							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	1.39	0.45	2.33	0.66	0.58				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-0.29	-0.09	1.38	0.39	0.42				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-0.28	-0.09	1.84	0.52	0.57				
ARPAL-CALMET(CASO3)	0.33	0.10	1.73	0.49	0.50				
	Direzio	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		-11.64		57.1	.1				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-14.69			57.1	.1				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-4.98 63.12								
ARPAL-CALMET(CASO3)		-12.47		55.4	4				

Tabella D.11: Risultato nei tre mesi estivi: Passo del Turchino.

Simulazione eseguita sui sei mesi									
	Intens	ità							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	2.01	0.54	3.19	0.76	0.64				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-0.36	-0.09	1.85	0.44	0.48				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-0.32	-0.09	2.20	0.53	0.57				
ARPAL-CALMET(CASO3)	0.75	0.20	2.24	0.54	0.51				
	Direzi	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		-17.27		56.1	.5				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-17.76			59.9	2				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-11.06 71.06								
ARPAL-CALMET(CASO3)		-16.39		55.6	8				

Tabella D.12: Risultato nei sei mesi: Passo del Turchino.

• Monte Pennello (980 m s.l.m)

Simulazione eseguita sui tre mesi invernali									
	Intens	sità							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	НН				
ARPAL-WRF	-0.57	-0.08	3.38	0.39	0.41				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-2.29	-0.31	3.73	0.43	0.53				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-2.31	-0.31	3.74	0.44	0.53				
ARPAL-CALMET(CASO3)	-1.96	-0.27	3.54	0.41	0.49				
	Direzio	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		-5.45		46.1	2				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-5.84 44.14								
ARPAL-CALMET(CASO2)		-8.17		45.3	31				
ARPAL-CALMET(CASO3)		-5.13		43.8	86				

Tabella D.13: Risultato nei tre mesi invernali: Monte Pennello.

Simulazione eseguita sui tre mesi estivi									
Intensità									
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	-1.42	-0.30	2.69	0.51	0.64				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-2.32	-0.49	2.97	0.57	0.81				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-2.34	-0.50	2.97	0.57	0.81				
ARPAL-CALMET(CASO3)	-1.95	-0.42	2.79	0.53	0.72				
	Direzi	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		-10.93		55.5	55				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-2.89 56.81								
ARPAL-CALMET(CASO2)		-10.69		59.5	66				
ARPAL-CALMET(CASO3)		-9.59		54.2	21				

Tabella D.14: Risultato nei tre mesi estivi: Monte Pennello.

Simulazione eseguita sui sei mesi									
Intensità									
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF	-1.01	-0.17	3.05	0.43	0.47				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-2.30	-0.39	3.36	0.48	0.60				
ARPAL-CALMET(CASO2)	-2.32	-0.39	3.37	0.48	0.61				
ARPAL-CALMET(CASO3)	-1.95	-0.33	3.18	0.45	0.55				
	Direzio	one							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF		-8.23		51.1	2				
ARPAL-CALMET(CASO1)	-4.45 51.60								
ARPAL-CALMET(CASO2)		-9.58		53.5	55				
ARPAL-CALMET(CASO3)		-7.4 1		49.9	7				

Tabella D.15: Risultato nei sei mesi: Monte Pennello.

D.2 Simulazioni su La Spezia

I risultati delle simulazioni effettuate sul dominio di La Spezia (Capitolo 5) sono interamente qui riportati perché non molto rappresentativi, dal punto di vista statistico, in un periodo di studio di due settimane. In questa sede, si possono consultare i risultati relativi alle stazioni anemometriche appartenenti all'ARPAL ed al progetto *Vento e Porti*.

Simulazione eseguita dal									
1/01/16 al 15/01/16									
Ir	ntensità	Ĺ							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	НН				
ARPAL-WRF(3300)	0.67	0.17	2.71	0.57	0.56				
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	-0.50	-0.13	2.12	0.45	0.49				
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	-0.55	-0.14	2.18	0.46	0.51				
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)	-0.51	-0.13	2.27	0.48	0.53				
D	irezione	Э							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF (3300)		-6.45		80.5	66				
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	7.95 78.18								
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	0.70 79.79								
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)		4.58		83.3	34				

Tabella D.16: Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul golfo di La Spezia: stazione ARPAL sul Monte Rocchetta.

Simulazione eseguita dal $1/01/16$ al $15/01/16$										
Ir	Intensità									
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH					
ARPAL-WRF(3300)	1.52	0.49	2.72	0.64	0.60					
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	0.21	0.07	2.24	0.53	0.59					
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	0.16	0.05	2.21	0.52	0.59					
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)	-0.00	-0.00	2.15	0.51	0.58					
D	irezione	9								
Confronto		Bias		Rms	se					
ARPAL-WRF (3300)		-21.23	87.3	9						
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	-20.07 81.20				20					
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	-18.22 81.77									
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)		-24.28		83.1	.4					

Tabella D.17: Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul golfo di La Spezia: stazione ARPAL a La Spezia.

Simulazione eseguita dal $1/01/16$ al $15/01/16$									
In	tensitä	ì							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	НН				
ARPAL-WRF(3300)	2.80	1.44	3.56	1.25	0.95				
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	1.26	0.65	2.18	0.76	0.71				
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	1.33	0.68	2.33	0.82	0.76				
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)	1.63	0.84	2.57	0.90	0.81				
Di	rezion	e							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF (3300)		-1.96		88.2	21				
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	1.55 82.92								
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	3.76 84.84								
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)		-6.67		84.4	7				

Tabella D.18: Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul golfo di La Spezia: stazione ARPAL presso Levanto San Gottardo.

Simulazione eseguita dal $1/01/16$ al $15/01/16$									
Intensità									
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF(3300)	1.92	0.53	3.52	0.79	0.70				
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	0.31	0.09	2.56	0.58	0.60				
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	0.22	0.06	2.55	0.57	0.60				
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)	0.53	0.15	2.61	0.59	0.59				
Di	rezion	e							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF (3300)		2.56		71.5	55				
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	-1.58 86.17								
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	-1.80 84.31								
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)		2.92		83.0	8				

Tabella D.19: Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul golfo di La Spezia: stazione ARPAL a Portovenere.

Simulazione eseguita dal $1/01/16$ al $15/01/16$									
Intensità									
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF(3300)	3.37	1.83	4.36	1.97	1.28				
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	1.54	0.84	2.55	1.15	0.92				
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	1.68	0.91	2.61	1.18	0.92				
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)	2.00	1.09	2.93	1.33	1.00				
Di	rezion	e							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF (3300)		-23.25		87.9	8				
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	-24.23 82.77								
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	-21.77 85.45								
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)		-33.72		86.8	9				

Tabella D.20: Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul golfo di La Spezia: stazione ARPAL a Levanto.

Simulazione eseguita dal $1/01/16$ al $15/01/16$									
In	tensità	ì							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF(3300)	2.23	0.64	3.70	0.92	0.77				
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	0.31	0.09	2.34	0.58	0.59				
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	0.29	0.08	2.45	0.61	0.61				
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)	0.38	0.11	2.55	0.63	0.64				
Di	rezion	e							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF (3300)		-1.68		84.9	1				
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	-12.74 84.41								
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)		-10.26		86.0	18				
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)		-9.17		87.6	66				

Tabella D.21: Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul golfo di La Spezia: stazione ARPAL presso Corniolo.

Simulazione eseguita dal $1/01/16$ al $15/01/16$									
In	tensità	ì							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF(3300)	2.26	0.98	3.25	1.02	0.84				
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	0.97	0.42	2.23	0.70	0.68				
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	0.91	0.39	2.20	0.69	0.68				
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)	0.82	0.36	2.07	0.65	0.64				
Di	rezion	e							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF (3300)		3.84		78.3	32				
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	1.91 79.22								
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	2.67 78.09								
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)		1.75		77.2	24				

Tabella D.22: Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul golfo di La Spezia: anemometro posizionato presso la Capitaneria di Porto (progetto *Vento e Porti*).

Simulazione eseguita dal $1/01/16$ al $15/01/16$									
In	tensitä	ì							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF(3300)	1.07	0.43	2.34	0.66	0.62				
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	0.73	0.29	2.16	0.61	0.63				
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	0.68	0.27	2.18	0.61	0.65				
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)	0.53	0.21	2.02	0.57	0.60				
Di	rezion	e							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF (3300)		-1.86		84.1	.8				
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	0.33 80.48								
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	-3.68 80.20								
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)		4.14		80.7	' 9				

Tabella D.23: Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul golfo di La Spezia: anemometro posizionato presso Molo Garibaldi (progetto *Vento e Porti*).

Simulazione eseguita dal $1/01/16$ al $15/01/16$									
Ir	ntensità	L							
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	HH				
ARPAL-WRF(3300)	0.26	0.07	2.55	0.51	0.52				
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	-0.38	-0.10	2.46	0.49	0.57				
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	-0.54	-0.14	2.47	0.49	0.58				
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)	-0.59	-0.15	2.46	0.49	0.58				
D	irezione	9							
Confronto		Bias		Rms	se				
ARPAL-WRF (3300)		30.19		95.3	5				
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	32.94 98.43				3				
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	36.93 96.84								
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)		37.77		95.7	' 3				

Tabella D.24: Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul golfo di La Spezia: anemometro posizionato presso Santa Teresa (progetto *Vento e Porti*).

Simulazione eseguita dal $1/01/16$ al $15/01/16$								
Intensità								
Confronto	Bias	Nbias	Rmse	Nrmse	НН			
ARPAL-WRF(3300)	1.48	0.36	3.38	0.69	0.64			
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	-0.25	-0.06	2.56	0.52	0.58			
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	-0.37	-0.09	2.60	0.53	0.60			
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)	-0.17	-0.04	2.56	0.52	0.57			
Direzione								
Confronto	Bias			Rmse				
ARPAL-WRF (3300)	20.19			84.30				
ARPAL-CALMET, CASO1 (1100)	7.47			86.67				
ARPAL-CALMET, CASO1 (360)	10.25			$\boldsymbol{84.45}$				
ARPAL-CALMET, CASO1 (150)	9.59			80.74				

Tabella D.25: Risultato delle prime due settimane del gennaio 2016 sul golfo di La Spezia: anemometro posizionato presso il GNL Italia (progetto *Vento e Porti*).

Bibliografia

- [1] Wallace, J. M. amd Hobbs, P. V., *Atmospheric Science*. Academic Press (1977).
- [2] Pielke, R. A., Mesoscale Meteorological Modeling. Academic Press (2002).
- [3] Orlanski, I., A rational subdivision of scales for atmospheric process. Bull. Am. Meteorol. soc., 56:527-530, (1975).
- [4] Pielke, R. A. and Pearce, R. P., Mesoscale Modeling of the Atmosphere. American Meteorological Society, (1994).
- [5] Anthes, R. A., Regional Models of the atmosphere in the middle latitudes. *Mon. Wea. Rev.*, 111:1306-1335 (1983).
- [6] Anthes, R. A., Kuo, Y.-H., Hisie, E.-Y., Low-Nam, S., and Bettge, T. W. Estimation of skill and uncertainty in regional numerical models. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 115:763-806, (1989).
- [7] Haltiner, G. J. and Williams, R. T. Numerical prediction and dynamic meteorology. John Wiley & sons, II edition, (1992).
- [8] Mesinger, F. and Arakawa, A., Numerical methods used in atmospheric models. GARP publications Vol 1, (1976).
- [9] Holton, J. R., An introduction to dynamic meteorology. Academic Press, III edition, (1992).
- [10] Emanuel, K. A. and Raymond, D. J., The representation of cumulus convection in numerical models. American Meteorological Society, (1993).

[11] Arakawa, A. and Schubert, W. H., Interaction of a cumulus cloud ensamble with the large scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, 31:674-701 (1974).

- [12] Betts, A. K., A new convective adjustment scheme. Part I. Observational and theoretical basis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112:693-709 (1986).
- [13] Betts, A. K. and Miller, M. J., A new convective adjustment scheme. Part II. Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and artic air-mass data sets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112:693-709 (1986).
- [14] Kuo, H. L., Further studies of the parameterization of the effect of cumulus convection on large scale flow. *J. Atmos. Sci.*, 31:1232-1240 (1974).
- [15] Anthes, R. A., A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Mon. Wea. Rev.*, 105:270-286, (1977).
- [16] Fritsch, J. M. and Chappel, C. F., Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure system. Part I: Convective parameterization. J. Atmos. Sci., 37:1722-1733, (1890).
- [17] Kain, J. S. and Fritsch, J. M., The role of "trigger function" in numerical forecasts of mesoscale convective system. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 49:93-106 (1992).
- [18] Emanuel, K. A., A scheme for representing cumulus convection in large scale models. J. Atmos. Sci., 48:2313-2335 (1991).
- [19] Charney, J. C., The use of primitive equations of motion in numerical prediction. *Tellus*, 7:6-22 (1955).
- [20] Salon, S. Ciclogenesi e dinamica dei cicloni sul mar Mediterraneo. Tesi di Laurea in Fisica, Università degli studi di Trieste (1998).
- [21] Coriolis, G.G., Mémoire sur le principe des forces vives dans les mouvements relatifs des machines. *Journal de l'école Polytechnique* 13: 268-302, (1832).

[22] Skamarock, W. C., A Description of the Advanced Research WRF Version 3 NCAR technical note (2008).

- [23] Ooyama, K. V., A Thermodynamic foundation for modeling the moist atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 47:2580-2593 (1990).
- [24] Laprise, R., The Euler equation of motion with hydrostatic pressure as indipendent variable. *Mon. Wea. Rev.*, 120:197-207 (1992).
- [25] Klemp, J. B., Skamarock, W. C. and Dudhia, J., Conservative split-explicit integration methods for the compressible nonhydrostatic equation. *Mon. Wea. Rev.*, 135:2897-2913 (2007).
- [26] Wicker, L. J. and Wilhelmson, R. B., Time splitting methods for elastic models using forward time scheme. *Mon. Wea. Rev.*, 130:519-542 (2002).
- [27] Fletcher, N. H., The Physics of Rain Clouds. University Press (1962).
- [28] Walko, R. L., Cotton, W. R., Meyers, M. P. and Harrington, J. Y., New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: The single moment scheme. *Atmos. Research*, 38:29-62 (1995).
- [29] Morrison, H., Pinto, J. O., Mesoscale Modeling of Springtime Arctic Mixed-Phase Stratiform Clouds Using a New Two-Moment Bulk Microphysics Scheme. J. Atmos. Sci., 62:3683-3704, (2005).
- [30] Lim, K.-S., Hong S.-Y., Development of an Effective Double-Moment Cloud Microphysics Scheme with Prognostic Cloud Condensation Nuclei (CCN) for Weather and Climate Models. *Mon. Wea. Rev.*, 138:1587-1612, (2010).
- [31] Hong, S. Y., Lim, K. S., Kim, J.-H. and Lim, J.-O. J. Sensitivity Study of Cloud-Resolving Convective Simulation with WRF Using Two Bulk Microphysical Parameterization: Ice-Phase Microphysics versus sedimentation Effects. J. of Appl. Meteor., 48:61-76, (2008).
- [32] Morrison, H., Thompson, G. and Tatarskii, V., Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two-moment schemes. *Mon. Wea. Rev.*, 137:991-1007, (2009).

[33] Ryan, B. F., On the global variation of precipitating layer clouds. *Bull. Am. Meteorol. soc.*, 77:53-70, (1996).

- [34] Hong, S. Y., Lim, J. O. J., Thw WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6), *J. Korean Meteor. Soc.*, 42:129-151, (2006).
- [35] Lin, Y. L., Farley, R. D. and Orville H. D. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Appl. Meteor.*, 22:1065-1092, (1983).
- [36] Hong, S. Y., Dudhia, J. and Chen, S. H., A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation, Mon. Wea. Rev., 132:103-120, (2004).
- [37] Thompson, G., Rasnussen, R. M. and Manning, K., Explicit forecsts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensivity analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 132:519-542, (2004).
- [38] Scire, J., Robe, F., Fernau, M., Yamartino, R., A User's Guide for the CALMET meteorological model (Version 5). Report from Earth Tech, Inc., Concord, Massachussets, USA.
- [39] Gioli, B., Gualtieri, G., Busillo, C., Calastrini, F., Gozzini, B., Miglietta, F., Aircraft wind measurements to assess a coupled WRF-CALMET mesoscale system. *Meteorol.Appl.* 21: 117-128, (2014).
- [40] Beaucage, P., Brower, C. M., Wind flow model performance. Report from AWS Truepower, Albany.
- [41] Cox, R., Sontowski, J., Dougherty, M. C., Boutet, J.C., The use of diagnostic and prognostic wind fields for atmospheric transport calculations: an evaluation of the DIPOLE EAST 169 field experiment. *Meteorol. Appl.* 10: 151-164, (2003).
- [42] Mowbray, D.E., B.S.H. Rarity, A theoretical and experimental investigation of the phase configuration of internal waves of small amplitude in a density stratified liquid. *Journal of Fluid Mechanics* 1-16, (1967).

[43] Mahrt, L., Richardson, S, Seaman, N., Stauffer, D., Turbulence in the nocturnal boundary layer with light and variable winds 138: 1430-1439, (2012).

- [44] Pellegrino, P., Il clima della Liguria. Altromondo (Padova), (2009).
- [45] Corazzon, P., I più grandi eventi meteorologici della storia. *collana meteo* 117-128, (2006).
- [46] Pallabazzer, R., Sistemi Eolici. Rubbettino Editore, 67-92, (2004).
- [47] Doty, B., The Grid Analysis and Display System (V1.5.1.12)
- [48] Mentaschi, L., Besio, G., Cassola, F., Mazzino, A., Performance evaluation of Wavewatch III in the Mediterranean Sea. *Ocean Modelling* 90: 82-94, (2015).
- [49] Garces, H.A, Souto, A.J, Rodriguez, A., Saavedra, S., Casares, J.J, Validation of CALMET/CALPUFF models simulations around a large power plant stack. *Fisica de la Tierra* 27: 35-55, (2015).
- [50] Burlando , M., De Gaetano, P., Pizzo, M., Repetto, M.P, Solari, G., Tizzi, M., Wind climate analysis in complex terrains. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics* 123: 349-362, (2013).
- [51] Burlando, M., Pizzo, M., Repetto, M.P., Solari, G., De Gaetano, P., Tizzi, M., Short- term wind forecast for the safety management of complex areas during hazardous wind events. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics* 135: 170-181, (2014).
- [52] Delft University of Technology, SWAN USER MANUAL (Cycle III, version 41.20.
- [53] Besio, G., Cassola, F., Mentaschi, L., Sartini, L., Modellistica di previsione e reanalisi per l'ingegneria marittima, (2014).
- [54] Sartini, L., Modello di *hindcast* del moto ondoso negli ultimi 10 anni: studio statistico, probabilistico e stocastico applicato al Mar Ligure. Studi costieri 22: 257 258, (2014).

[55] Besio, G., Mentaschi, L., Mazzino, A. Wave resource assessment in the Mediterranean basin based on an hourly 32-years hindcast dataset. Under revision on Renewable Energy, (2015).

[56] Cengel, Y.A, Boles, M., Thermodynamics, an engineering approach. *McGraw-Hill Education*, (2015).

Ringraziamenti

Innanzitutto desidero ringraziare il mio relatore di tesi Andrea Mazzino per la sua pazienza e la sua disponibilità. Ringrazio anche il mio correlatore Francesco Ferrari per la grande quantità di tempo che mi ha dedicato e per i suoi pazienti insegnamenti. Un sincero grazie va anche ai dottorandi del *curriculum* in "fluidodinamica e ingegneria ambientale" con cui spesso ho avuto modo di interagire, in particolar modo a Francesco De Leo, che mi ha supportato durante lo svolgimento della parte finale della tesi.

Ringrazio con affetto i miei genitori, che mi hanno permesso di continuare gli studi e che mi hanno sempre sostenuto in tutte le mie scelte e mia sorella Chiara la quale, a modo suo, mi ha sempre motivato a non fermarmi mai. Un sentito grazie va anche a tutti i parenti a me molto vicini, in particolare ai miei cari nonni.

Voglio ora ringraziare una persona speciale, Michela, con la quale ho la fortuna di condividere "quasi" tutto e che anche in questa occasione mi è stata sempre vicino.