

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Scuola di Scienze
Corso di Laurea Magistrale in Fisica del Sistema Terra

**Precipitazioni nevose associate ad eventi di
Bora anticiclonica nel bacino dell'Adriatico:
ruolo del mare e dell'orografia**

Relatore:
Prof.ssa Silvana Di Sabatino

Presentata da:
Antonio Frigioni

Correlatore:
Dott. Silvio Davolio

**Sessione III
Anno Accademico 2017/2018**

In un anomalo mondo di anormali, la normalità conduce alla pazzia.

Sommario

L'avvezione, sopra la superficie calda dell'Adriatico, di aria fredda proveniente dai quadranti nord-orientali (Bora), è responsabile dell'intensificazione dei flussi superficiali di calore tra mare ed atmosfera. La conseguente attivazione di moti convettivi genera, nella zona sottovento del bacino, nubi (in alcuni casi disposte a bande) ed intense precipitazioni. Tale fenomeno, noto come Lake-Effect Snow (LES), è stato ampiamente studiato nella regione dei Grandi Laghi americani, dove genera abbondanti nevicite.

Sulla base della letteratura scientifica prodotta, si è deciso di verificare, nell'area dell'Adriatico, l'applicabilità e la significatività degli strumenti diagnostici sviluppati, confrontando le peculiarità del fenomeno locale con quanto avviene nella regione dei Grandi Laghi. Particolare attenzione è stata rivolta allo studio dei processi fisici rilevanti per lo sviluppo del LES, in un bacino dalla morfologia particolarmente complessa. A tal fine sono state eseguite simulazioni numeriche ad alta risoluzione di eventi selezionati di Bora anticiclonica, attraverso l'implementazione della catena modellistica BOLAM-MOLOCH.

I risultati mostrano che alcuni indici proposti in letteratura sono utili per valutare gli effetti prodotti da tale circolazione. Sono stati, inoltre, effettuati esperimenti numerici di sensibilità ai flussi superficiali e all'altezza dell'orografia (Alpi Dinariche e Appennini). Dalle analisi è emerso che i flussi di calore latente dal mare sono spesso fondamentali nello sviluppo del LES, mentre i flussi superficiali di calore sensibile dal mare riscaldano e rendono instabile la bassa troposfera. Il passaggio dei venti sui pendii delle Alpi Dinariche determina il profilo termo-igrometrico dell'aria che deve attraversare l'Adriatico, con un impatto su distribuzione e intensità delle precipitazioni. La forzatura orografica diretta o indiretta degli Appennini, infine, risulta essere fondamentale per originare nevicite sull'Italia centrale.

Indice

1	Introduzione	1
1.1	Panoramica del Lake Effect Snow	1
1.2	Lake Effect Snow vs Lake Enhanced Snow	4
1.3	Parametri diagnostici per l'innesco del LES	4
1.3.1	Wind shear direzionale verticale del vento	4
1.3.2	Fetch	5
1.3.3	Differenza di temperatura nello strato limite planetario	6
1.3.4	Indice convettivo: LCAPE	7
1.4	Considerazioni conclusive	10
2	Modelli meteorologici	11
2.1	Il modello BOLAM	11
2.1.1	Funzionamento ed operatività	11
2.1.2	Dinamica	12
2.1.3	Implementazione della fisica	13
2.1.3.1	Ciclo dell'acqua in atmosfera	13
2.1.3.2	Processi del suolo, della vegetazione e della superficie	14
2.1.4	Parametrizzazioni	14
2.1.4.1	Parametrizzazione della convezione	14
2.1.4.2	Parametrizzazione della turbolenza e del "drag" orografico	15
2.1.4.3	Parametrizzazione della radiazione	16
2.2	Il modello MOLOCH	17
2.2.1	Funzionamento ed operatività	18
2.2.2	Dinamica, implementazione della fisica e parametriz- zazioni	18
2.3	Implementazione della catena BOLAM-MOLOCH per simu- lazioni	19
2.3.1	Pre-processamento e nesting	19
2.3.2	Integrazione numerica e calcolo parallelo	21

2.3.3	Post-processamento e grafica	23
2.4	Verifiche comparative della catena BOLAM-MOLOCH	24
2.5	Considerazioni conclusive	26
3	LES nel bacino dell'Adriatico	27
3.1	Il LES nel Bacino dell'Adriatico	27
3.2	La Bora	29
3.3	Ruolo della temperatura del mare e dell'umidità	32
3.4	Effetti dell'orografia nel bacino dell'Adriatico	33
3.4.1	Area Balcanica	34
3.4.2	Area Appenninica	35
3.4.2.1	Flussi stabilmente stratificati	37
3.4.2.2	Flussi condizionatamente instabili	37
3.5	Considerazioni conclusive	41
4	Simulazioni di eventi di Bora anticiclonica	43
4.1	Scelta dei casi studio	44
4.2	Evento del 30 dicembre 2014	45
4.2.1	Introduzione: analisi sinottica	45
4.2.2	Comparazione tra dati ed elaborazioni modellistiche	47
4.2.3	Riproduzione numerica dei campi meteorologici	53
4.2.4	Analisi di sezioni verticali tramite MOLOCH	56
4.3	Evento del 26 novembre 2013	61
4.3.1	Introduzione: analisi sinottica	61
4.3.2	Comparazione tra dati ed elaborazioni modellistiche	61
4.3.3	Riproduzione numerica dei campi meteorologici	68
4.3.4	Analisi di sezioni verticali tramite MOLOCH	73
4.4	Evento del 16 dicembre 2010	75
4.4.1	Contestualizzazione dell'evento	75
4.4.2	Introduzione: analisi sinottica	75
4.4.3	Comparazione tra dati ed elaborazioni modellistiche	76
4.4.4	Riproduzione numerica dei campi meteorologici	82
4.4.5	Analisi di sezioni verticali tramite MOLOCH	86
4.5	Evento del 15 dicembre 2007	88
4.5.1	Introduzione: analisi sinottica	88
4.5.2	Comparazione tra dati ed elaborazioni modellistiche	88
4.5.3	Riproduzione numerica dei campi meteorologici	95
4.5.4	Analisi di sezioni verticali tramite MOLOCH	100
4.6	Considerazioni conclusive	102

5	Test di sensibilità nei casi di Bora anticiclonica	103
5.1	Evento del 30 dicembre 2014	104
5.1.1	Test sui flussi di calore provenienti dall'Adriatico . . .	104
5.1.2	Test sull'orografia delle Alpi Dinariche	111
5.1.3	Test sull'orografia degli Appennini	117
5.2	Evento del 26 novembre 2013	121
5.2.1	Test sui flussi di calore provenienti dall'Adriatico . . .	121
5.2.2	Test sull'orografia delle Alpi Dinariche	124
5.2.3	Test sull'orografia degli Appennini	129
5.3	Evento del 16 dicembre 2010	133
5.3.1	Test sui flussi di calore provenienti dall'Adriatico . . .	133
5.3.2	Test sull'orografia delle Alpi Dinariche	139
5.3.3	Test sull'orografia degli Appennini	143
5.4	Evento del 15 dicembre 2007	147
5.4.1	Test sui flussi di calore provenienti dall'Adriatico . . .	147
5.4.2	Test sull'orografia delle Alpi Dinariche	153
5.4.3	Test sull'orografia degli Appennini	159
5.5	Considerazioni conclusive	164
6	Conclusioni	165

Capitolo 1

Introduzione

In questo primo capitolo verrà proposta una rassegna dello stato dell'arte riguardo il Lake Effect Snow, con riferimento particolare all'ampia letteratura americana prodotta negli ultimi venti anni. Negli Stati Uniti l'attività di ricerca è stata supportata da diverse campagne di misura, che hanno permesso di installare una notevole quantità di strumentazione in situ per il monitoraggio e lo studio del fenomeno.

1.1 Panoramica del Lake Effect Snow

Nel glossario di Meteorologia dell'American Meteorological Society (AMS), il Lake-Effect Snow (LES) viene descritto come un fenomeno di *"bande nuvolose convettive e localizzate, responsabili di fenomeni nevosi, che si sviluppano nella zona sottovento dei laghi. Si verificano quando un flusso di aria relativamente fredda scorre sopra uno specchio di acqua più calda"*. Nella seguente definizione si sottintende il processo di destabilizzazione dell'aria, dovuto al trasferimento di calore e di umidità dalla superficie del lago all'atmosfera; gli effetti (in termini di copertura nuvolosa dell'area interessata) sono ben evidenti nelle immagini da satellite come mostrato in figura 1.1.

È utile ricordare che l'acqua, avendo una capacità termica molto elevata, si raffredda lentamente durante il processo di interazione con l'aria; questo determina elevate differenze termiche tra la superficie del lago e l'aria soprastante durante la stagione invernale. Si specifica che tali scarti dipendono esclusivamente dalle situazioni sinottiche favorevoli all'afflusso di aria più fredda sopra la superficie liquida. Il riscaldamento diurno dei bassi strati ad opera della radiazione solare assorbita dalla superficie terrestre (con aumento della probabilità di convezione) è ininfluenza per la genesi del fenomeno. In tali condizioni lo strato limite convettivo risulta essere particolarmente

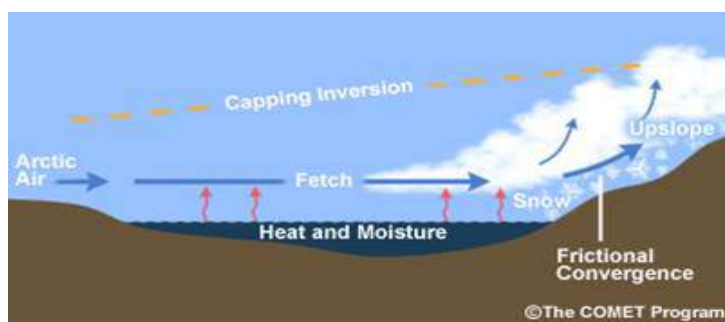


Figura 1.1. Immagine dei Grandi Laghi nordamericani nel canale visibile (VIS) del satellite Terra (strumento MODIS). Si evince la formazione di bande nuvolose convettive al di sopra dei bacini (fonte: NASA).

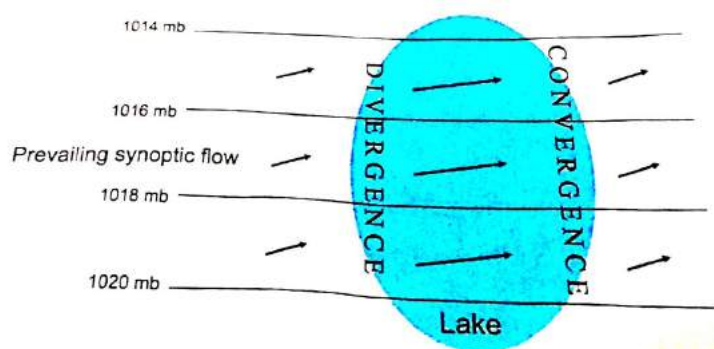
sviluppato in altezza, fino allo strato di inversione della temperatura (capping inversion), a causa dell'instabilità che si genera nella media-bassa troposfera; le stesse precipitazioni associate al LES sono funzione del gradiente termico presente al di sopra del bacino. I flussi di calore sensibile, infine, si mantengono elevati per l'intera durata del fenomeno, poichè anch'essi sono fortemente dipendenti dalle differenze di temperatura tra il lago e l'atmosfera (Fujisaki-Manome *et al.*, 2017).

Il passaggio dei venti sopra diverse superfici porta alla formazione di zone di convergenza; i moti convettivi innescati da tale dinamica sono capaci di produrre copiose neviccate. Tale processo deriva dalla diversa rugosità del lago (o del mare) rispetto al terreno circostante: infatti l'aumento della forza d'attrito che si genera nella zona sottostante al bacino può creare una convergenza delle correnti. In questa area, inoltre, se è presente una catena montuosa, si può verificare il sollevamento orografico in grado di esaltare ulteriormente l'intensità delle precipitazioni. Nella figura 1.2a è mostrata la convergenza a valle del bacino, con ulteriore spinta verso l'alto dovuta al sollevamento orografico che accentua la formazione di nubi convettive (Campbell *et al.*, 2016), (Veals *et al.*, 2018). Nel caso in cui la superficie liquida risulti essere particolarmente stretta, si possono riscontrare le condizioni favorevoli all'attivazione di un altro tipo di convergenza, guidata dalla cosiddetta circolazione

termica: le brezze di terra infatti confluiscono al centro del bacino, sopra al quale l'ascesa dell'aria determina lo sviluppo di convezione con annesse precipitazioni. Se nell'area sottovento il lago può aver luogo la convergenza del flusso, nell'area sopravento la diminuzione della forza d'attrito in corrispondenza del passaggio da terra a lago può condurre alla divergenza delle correnti. Nella figura 1.2b sono rappresentati i due processi di divergenza e di convergenza, in cui viene anche evidenziata l'accelerazione del flusso che attraversa la superficie liquida.



(a) Cross section del Lake Effect Snow. Notare la presenza della 'Convergenza di attrito' e del sollevamento orografico determinato da una catena montuosa. Al di sopra dello strato limite convettivo è presente lo strato di inversione termica (Capping Inversion). Fonte: COMET, the Cooperative Program for Operational Meteorology, Education, and Training.



(b) Illustrazione di uno schema idealizzato riferito alla sinottica prevalente nei casi di LES. Sono presenti zone di divergenza (costa sopravento del bacino) e di convergenza (costa sottovento del bacino); il flusso inoltre accelera sopra il lago.

Figura 1.2

Il pattern di precipitazioni è influenzato non solo dalla convergenza di attrito e dal sollevamento orografico, ma anche dall'interazione tra flussi sulla superficie del lago ed il flusso a larga scala (Wright *et al.*, 2013). In particolar

modo le precipitazioni più intense si verificano in presenza di venti molto forti, con progressivo spostamento delle neviccate più rilevanti a valle del bacino (Veals *et al.*, 2018). Il LES si sviluppa su diverse aree del Pianeta, sebbene le neviccate più copiose a livello mondiale si registrino proprio nella regione dei Grandi Laghi americani. Sono altresì noti come luoghi di occorrenza del fenomeno le località che si affacciano sul Mar Nero, la costa orientale del Regno Unito, il Giappone e i Plateau Tibetani (Dai *et al.*, 2018). Anche il bacino dell'Adriatico è un'area soggetta al processo di formazione di precipitazioni a carattere nevoso attribuibili almeno in parte al LES; per questo motivo si è deciso di approfondire lo studio nella suddetta zona.

1.2 Lake Effect Snow vs Lake Enhanced Snow

Nell'analisi del fenomeno bisogna fare una distinzione tra due diversi tipi di evento: il Lake Effect Snow ed il Lake Enhanced Snow (Tardy, 2000). Il Lake-Effect Snow avviene quando la distribuzione e l'entità delle precipitazioni sono totalmente ascrivibili all'evaporazione dal lago (o dal mare). Nel caso quest'ultimo non esistesse, le precipitazioni risulterebbero pressoché assenti. Il Lake-Enhanced Snow si presenta qualora, anche in assenza di una superficie liquida a monte, le precipitazioni sarebbero comunque presenti a causa di una configurazione barica favorevole all'instaurarsi di precipitazioni. Il lago, in genere, accentua le precipitazioni o cambia il pattern precipitativo. Nel prosieguo del lavoro si utilizzerà l'acronimo LES per indicare entrambe le tipologie.

1.3 Parametri diagnostici per l'innescò del LES

Nella seguente sottosezione verranno mostrati i principali parametri diagnostici utilizzati in letteratura per effettuare un'analisi delle caratteristiche termodinamiche ricorrenti negli eventi di LES; tale approccio, ampiamente utilizzato in letteratura, verrà applicato anche nel caso di eventi nel bacino dell'Adriatico, valutandone utilità e limiti applicativi.

1.3.1 Wind shear direzionale verticale del vento

La formazione di bande di tipo convettivo dipende fortemente dal wind shear verticale direzionale, ovvero dalla variazione verticale della direzione del vento. In particolar modo, un basso wind shear verticale direzionale porta alla genesi di bande, mentre un'elevata rotazione dei venti all'aumentare della quota porta alla distruzione delle medesime (Niziol *et al.*, 1995). Sono state

fornite, inoltre, delle stime quantitative riguardo l'intensità del wind shear e la formazione delle bande convettive: l'efficacia del fenomeno, infatti, aumenta quando la rotazione dei venti tra il suolo e la superficie isobarica 850 hPa risulta essere inferiore a 30° , oppure quando la stessa rotazione dei venti tra il suolo e la superficie isobarica 700 hPa si pone su valori inferiori a 60° (Niziol, 1987), (Niziol *et al.*, 1995). Le ultime due soglie indicate devono intendersi come una condizione sicuramente necessaria, ma non sufficiente per la formazione delle bande: alcune volte, infatti, accade che nonostante si verifichi una rotazione minima dei venti, non vi sia alcuna formazione di bande, a dimostrazione di quanto sia sensibile il processo a molteplici fattori.

1.3.2 Fetch

Il fetch rappresenta la distanza percorsa dai venti lungo la superficie liquida e diventa un importante fattore nel determinare l'intensità delle precipitazioni. Come regola generale, nella letteratura riguardante il LES in area americana è indicato un valore minimo di fetch di 75 Km per avere precipitazioni tangibili dovute all'effetto del bacino. Per poter eseguire una previsione qualitativa sulla tipologia di circolazione a mesoscala che si instaura sul bacino del lago, è stato utilizzato da Laird *et al.* (2003b) il rapporto tra la velocità del vento superficiale U e la lunghezza massima del fetch L (rapporto influenzato anche dalla forma del lago e dalla direzione del vento rispetto all'asse maggiore del lago). Tale parametro, infatti, descrive l'inverso del tempo di residenza di una particella sopra al lago, ed è influente per differenze di temperatura tra la superficie liquida e l'aria soprastante superiori a 5°C . La sua ulteriore utilità risiede nella caratteristica intrinseca di poter discernere non solo la circolazione, ma anche la formazione nuvolosa che ne consegue: grazie al meticoloso lavoro di analisi di Laird *et al.* (2003a), svolto su un ampio database di eventi di LES (i cui risultati sono riportati nella figura 1.3), è stato possibile classificare i diversi regimi morfologici (che producono quindi grossomodo una specifica formazione di nubi) in determinati intervalli di U/L . In particolare modo:

- per bassi valori di $\frac{U}{L}$ (minori di $0.02 \text{ m s}^{-1} \text{ km}^{-1}$) si ha una circolazione ciclonica a mesoscala;
- per valori di $\frac{U}{L}$ compresi tra 0.02 e $0.09 \text{ m s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ si ha lo sviluppo di bande convettive sottocosta;
- per valori di $\frac{U}{L}$ maggiori di $0.09 \text{ m s}^{-1} \text{ km}^{-1}$, si ha la formazione di un'estesa copertura nuvolosa.

re piccole variazioni alla soglia indicata (che non supereranno comunque i 2 °C). Nel calcolo del criterio, la superficie isobarica a 850 hPa viene preferita rispetto alle altre tipicamente usate per analisi meteorologiche. Risulta, infatti, essere relativamente vicina alla sommità dello strato di inversione, presente nei casi di uno strato limite di tipo convettivo. È bene ricordare che il metodo analizzato costituisce una regola generale per i profili di temperatura, ma non di rado si creano condizioni in cui lo strato di inversione si trova ad una quota ben più bassa dell'altezza di geopotenziale ad 850 hPa, riducendo lo spessore dello strato di instabilità.

1.3.4 Indice convettivo: LCAPE

Nelle analisi meteorologiche, per valutare la potenziale intensità della convezione e delle conseguenti precipitazioni in presenza di fenomeni temporaleschi, si fa ricorso alla CAPE (Convective Available Potential Energy che si misura in J kg^{-1}). Tale campo viene così calcolato:

$$CAPE = \int_{LFC}^{LNB} g \left(\frac{T_{air} - T_{env}}{T_{env}} \right) dz \quad (1.1)$$

in cui:

- T_{air} è la temperatura della particella che si solleva;
- T_{env} è, invece, la temperatura ambientale;
- g è l'accelerazione di gravità, ed è pari a 9.81 m s^{-2} ;
- LFC e LNB sono, rispettivamente, il livello di convezione libera (Level of Free Convection) e quello di galleggiamento nullo (Level of Neutral Buoyancy).

La CAPE si calcola sul diagramma termodinamico tracciando la curva di T_{air} a partire dalla superficie, considerando come punto di inizio, per convezione, le caratteristiche medie (temperatura e umidità) di uno strato di spessore pari a 50 hPa. Il sollevamento produce un raffreddamento ad un tasso di circa 10 °C/km (lapse rate adiabatico secco) fino alla saturazione, poi prosegue con una diminuzione di circa 6.5 °C/km (lapse rate adiabatico saturo). La CAPE rappresenta l'eventuale area "positiva" compresa tra la curva di T_{air} e quella di T_{env} tra i due livelli indicati nell'integrale. Questo indice rappresenta la quantità di energia utilizzabile da parte di una particella d'aria, posta ad una determinata altezza, nel caso in cui si inneschi la convezione, ovvero quando la particella stessa raggiunge il LFC. La CAPE

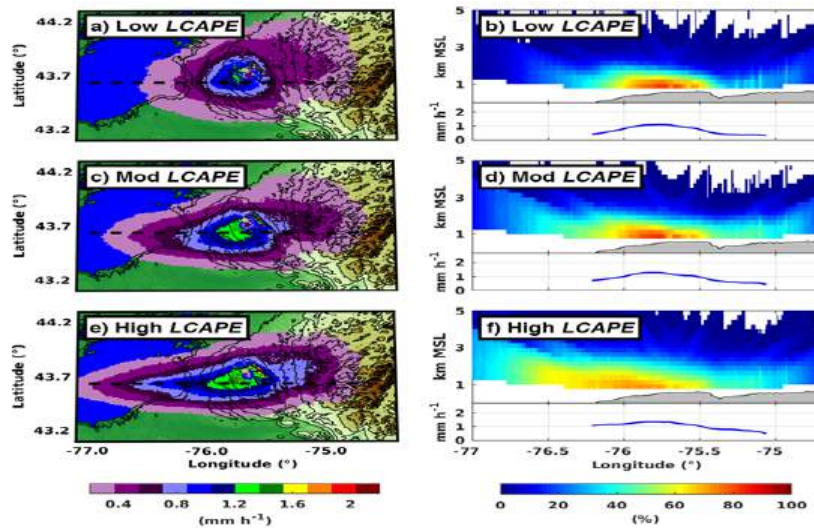
è legata alla forza di galleggiamento della particella d'aria rispetto all'ambiente circostante ed è uno dei parametri che si analizzano quando si valuta l'instabilità dell'atmosfera. Nonostante valori elevati di CAPE non siano una condizione sufficiente per lo sviluppo della convezione, essi sono spesso associabili a precipitazioni convettive intense; nel caso del LES non sono necessari elevati valori di tale parametro: è stato dimostrato, infatti, che nella maggior parte dei casi l'energia potenziale disponibile per la convezione sia quasi nulla (Schultz, 1999). Per definire un parametro più rappresentativo, si è modificata la CAPE in LCAPE (Lake-Induced Convective Available Potential Energy, la cui unità di misura rimane sempre la stessa, ovvero J kg^{-1}), rendendolo così significativo nei casi di Lake Effect Snow. L'indice viene così definito (Niziol, 1987; Steiger *et al.*, 2009):

$$LCAPE = \int_{SFC}^{LNB} g \left(\frac{T_{lake} - T_{env}}{T_{env}} \right) dz \quad (1.2)$$

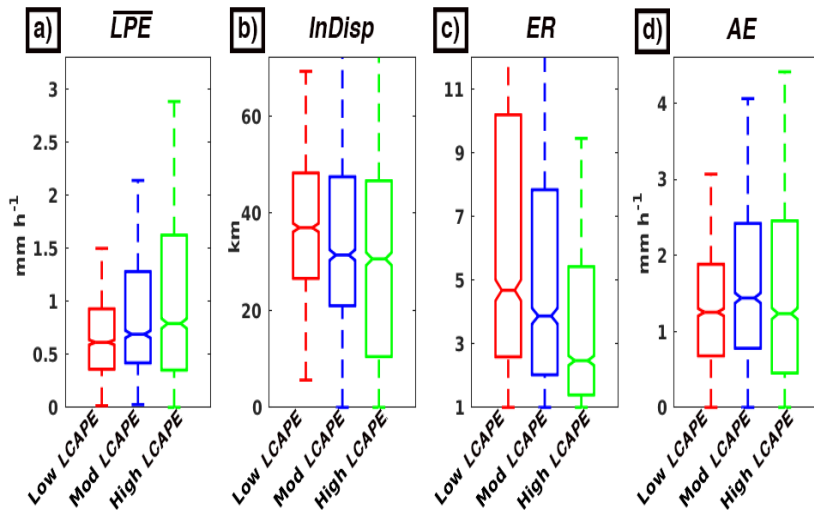
e si differenzia dalla CAPE per due aspetti. Il primo riguarda la temperatura della particella, che non risulta più essere inizializzata con il valore medio dei primi 50 hPa sopra al suolo (T_{air}), ma è posta uguale a quella della superficie del lago (T_{lake}). Il secondo riguarda la temperatura di rugiada (dewpoint), che nel caso della LCAPE viene prescritta uguale alla T_{lake} . Questa scelta comporta il fatto che la particella si ritrova ad essere saturata fin dalla superficie, e quindi soggetta ad un raffreddamento, durante la sua ascesa, pari ad un lapse rate adiabatico saturo ($6.5 \text{ }^\circ\text{C/km}$). Inoltre implica anche che il LFC si trovi in prossimità del suolo, coincidente quindi con l'estremo inferiore di integrazione. Di conseguenza, i valori di LCAPE risultano più elevati di quelli della CAPE e ciò consente di poter fare valutazioni anche nei casi in cui quest'ultimo sia, per definizione, trascurabile.

Sulla costa est del Lago Ontario e sopra il Plateau di Tug Hill sono state effettuate statistiche univariate lungo un transetto, così da analizzare, nel corso di eventi di LES, diversi parametri quali (figura 1.4b) la LCAPE, il tasso medio di precipitazioni orarie da radar, la distanza dalla costa del massimo rain rate, il rapporto e la differenza tra il massimo tasso di precipitazioni e il tasso di precipitazioni su costa (Veals *et al.*, 2018). Questo ha permesso di definire tre categorie di LCAPE, basate sulla sua intensità (i valori sono riportati in quintili) e relazionate al tasso medio di precipitazioni orarie da radar (LPE), come mostrato in figura 1.4a:

- bassi valori di LCAPE ($\leq 802 \text{ J kg}^{-1}$) e di LPE;
- moderati valori di LCAPE ($1066\text{-}1454 \text{ J kg}^{-1}$) e di LPE;
- elevati valori di LCAPE ($\geq 2055 \text{ J kg}^{-1}$) e di LPE.



(a) Tasso medio di precipitazioni orarie da Radar nei periodi di basso, moderato ed elevato LCAPE (immagini a sinistra). Frequenze di occorrenza per echi maggiori di 10 dBZ nel piano X-Z lungo il transetto, con relativi grafici di LPE (immagini a destra).



(b) Relazione fra vari parametri significativi durante eventi di LES. LPE rappresenta il tasso medio di precipitazioni orarie da radar, $lnDisp$ la distanza dalla costa del massimo rain rate, ER e AE il rapporto e la differenza tra il massimo tasso di precipitazioni e il tasso di precipitazioni su costa.

Figura 1.4. Comparazione tra LCAPE e altri parametri rilevanti.

1.4 Considerazioni conclusive

In questo capitolo è stato definito il fenomeno del Lake-Effect Snow (LES), evidenziando i principali processi che lo caratterizzano. Sono infatti responsabili della genesi di intense precipitazioni nell'area sottovento al bacino:

- l'interazione tra la superficie liquida (calda) e l'aria soprastante (fredda), con l'attivazione dei flussi di calore sensibile e latente verso l'atmosfera, che viene resa instabile;
- l'interazione tra i flussi superficiali di calore provenienti dal bacino ed il flusso a larga scala, con la modulazione delle precipitazioni;
- la convergenza delle correnti nella suddetta zona, con l'intensificazione dei moti convettivi.

All'interno del LES possono essere distinti i casi in cui la presenza del bacino è necessaria, in termini di umidità, affinché si generino le neviccate (Lake-Effect Snow) dai casi in cui il bacino ha un ruolo sì importante, ma non esclusivo nella formazione di precipitazione nevose (Lake-Enhanced Snow). Per studiare il fenomeno, si fa generalmente ricorso a parametri quali:

- il Wind shear direzionale verticale del vento, che permette di dare informazioni sulla genesi di bande;
- il Fetch, che fornisce una stima qualitativa sull'efficacia delle precipitazioni;
- la differenza di temperatura nello strato limite planetario, che indica l'insorgenza o meno del fenomeno;
- l'LCAPE, la cui intensità è legata al tasso di precipitazioni.

Prima di addentrarsi nell'analisi del LES nel bacino dell'Adriatico, verrà effettuata una descrizione dei modelli meteorologici utilizzati per compiere simulazioni numeriche dei casi-studio descritti successivamente nel capitolo 4.

Capitolo 2

Modelli meteorologici

In questo capitolo si descrivono brevemente i modelli meteorologici utilizzati per effettuare simulazioni di casi studio. Più precisamente, si è ricorso ai modelli ad area limitata BOLAM e MOLOCH, sviluppati presso l'Istituto CNR-ISAC di Bologna.

2.1 Il modello BOLAM

Il modello BOLAM (BOlogna Limited Area Model) è stato sviluppato interamente in Italia a partire dagli anni '90 dal gruppo di ricerca di dinamica atmosferica dell'Istituto CNR-ISAC, con sede a Bologna. È stato oggetto di numerose implementazioni e rivisitazioni nel corso degli anni, al fine di migliorarne le capacità predittive (Buzzi *et al.*, 1994), (Malguzzi and Tartagione, 1999), (Malguzzi *et al.*, 2006), (Orlandi *et al.*, 2010).

Rientra in una suite di modelli a disposizione dell'ISAC-CNR per poter svolgere attività di ricerca nel settore della Fisica dell'Atmosfera. Il modello BOLAM è utilizzato, inoltre, sia da diversi servizi meteorologici regionali (tra i quali si cita l'ARPA Liguria), sia da agenzie nazionali come l'ISPRA, che emette bollettini previsionali su scala nazionale. Vi è infine una convenzione con il Dipartimento di Protezione Civile e collaborazioni con enti internazionali in Grecia, Etiopia e Vietnam, dove il modello è stato implementato con successo.

2.1.1 Funzionamento ed operatività

Il BOLAM è un modello meteorologico idrostatico ad area limitata nel quale la convezione viene parametrizzata. Integra le equazioni primitive su una griglia LAT-LON ruotata che nell'implementazione operativa attuale ha un

passo di griglia di 0.075° (pari a 8.3 km), con 60 livelli atmosferici e 7 di suolo. Utilizza i dati di temperatura superficiale del mar Mediterraneo e del mar Nero (SST a risoluzione di $0.0625^\circ \times 0.0625^\circ$) derivanti dal progetto My Ocean, operativo presso il CNR-ISAC di Roma. I dati di SST per l'oceano globale derivano invece dal progetto Ostia (UKMO). BOLAM è utilizzato su un dominio che copre l'area euro-mediterranea, fornendo previsioni a 72 ore. In sede operativa le condizioni iniziali e al contorno sono ottenute dalle analisi (alle 00:00 UTC) e previsioni del modello GFS (NOAA-NCEP). Le corse di BOLAM, infatti, partono alle 00:00 UTC di ogni giorno.

2.1.2 Dinamica

Per descrivere lo stato futuro dell'atmosfera, una volta noti i campi al tempo iniziale e le condizioni al contorno sulla cornice del dominio di integrazione, il modello risolve equazioni prognostiche o predittive (contenenti derivate del primo ordine rispetto al tempo) e relazioni diagnostiche (dove non compaiono derivate temporali). I principali campi prognostici sono le due componenti del vento orizzontale (u,v), la temperatura T, la pressione al suolo P_s , l'umidità specifica q e l'energia cinetica turbolenta (TKE); ad essi si affiancano altre variabili prognostiche che descrivono, ad esempio, lo stato del suolo ed il ciclo dell'acqua per precipitazioni stratiformi. Le variabili diagnostiche, invece, sono il geopotenziale $\Phi = gz$ e la velocità verticale generalizzata $\dot{\sigma}$. Quest'ultima è legata alla variazione temporale della coordinata verticale generalizzata σ che sostituisce la variabile indipendente z. La coordinata σ rappresenta, infatti, il rapporto tra la pressione P calcolata ad una determinata quota e la pressione del suolo P_s : i suoi valori sono compresi tra zero (top dell'atmosfera) ed uno (bottom dell'atmosfera). La coordinata σ è modificata rispetto alla semplice formulazione originale in modo da permettere una graduale transizione lontano dall'orografia ad una coordinata di pressione. Tale trasformazione di coordinate viene effettuata al fine di rendere l'orografia terrestre una superficie a coordinata costante, semplificando in tal modo l'applicazione della condizione cinematica di impenetrabilità del suolo al contorno inferiore. Le variabili prognostiche sono quindi distribuite sulla verticale su una griglia non regolare di Lorenz, con più alta risoluzione nello strato limite atmosferico (ABL). La discretizzazione verticale è basata sulla suddetta coordinata σ (definita come 'terrain following') che tende a divenire una pura coordinata di pressione lontano dalla superficie terrestre. La discretizzazione orizzontale dei campi è basata invece sulla griglia staggerata di tipo Arakawa-C in coordinate geografiche (latitudine-longitudine), (Arakawa and Lamb, 1977). Lo schema numerico di BOLAM è esplicito e 'time split': richiede la memorizzazione di un solo livello temporale delle variabili

prognostiche, riducendo al minimo la RAM necessaria. L'avvezione è calcolata tramite lo schema euleriano "Weighted Averaged Flux" (WAF), (Billet and Toro, 1997). Lo schema di diffusione orizzontale è del secondo ordine per tutte le variabili prognostiche, ad eccezione della pressione sulla superficie (Toro, 1989), (Toro, 1992). L'integrazione temporale dei modi di gravità viene effettuata, infine, attraverso il metodo 'forward-backward'. Vengono anche applicati dei filtri digitali spaziali, ovvero semplici metodi numerici per evitare una concentrazione di energia sul passo di griglia e sulle scale più corte risolte dal modello, in modo tale da mantenere la stabilità dello schema numerico, prevenendo l'occorrenza di instabilità non lineare. Tale 'damping' viene esteso anche all'operatore laplaciano della divergenza orizzontale: nonostante non corrisponda ad alcun processo fisico o dinamico, tale operazione permette di limitare la crescita delle onde di gravità e di altre componenti non bilanciate, come ad esempio lo sviluppo di convezione esplicita. Infine, le condizioni al contorno laterali vengono applicate su un numero predefinito (solitamente otto) di cornici del dominio, utilizzando uno schema di rilassamento (Lehmann, 1993) che permette di assorbire efficacemente l'energia delle onde, riducendo la quantità di riflessione 'spuria' proveniente dai contorni laterali.

2.1.3 Implementazione della fisica

Nella seguente sottosezione sarà fornita una breve descrizione circa l'implementazione della fisica in BOLAM. Verrà focalizzata l'attenzione in particolare modo su:

- ciclo dell'acqua in atmosfera;
- processi del suolo, della vegetazione e della superficie.

2.1.3.1 Ciclo dell'acqua in atmosfera

Nel ciclo dell'acqua in atmosfera, ci si avvale di uno schema che si basa su assunzioni esplicite circa la distribuzione spettrale di nubi (gocce d'acqua o cristalli di ghiaccio) e di idrometeorie liquide e solide. Le proprietà spettrali delle idrometeorie sono simulate assumendo una distribuzione secondo la funzione gamma generalizzata. I principali processi descritti nello schema microfisico riguardano la nucleazione, la condensazione, il congelamento dell'acqua di nube, la nucleazione, la sublimazione e la fusione del ghiaccio di nube. Il modello riproduce inoltre la sublimazione di neve e graupel in entrambe le direzioni e i processi di interazione tra tredici diverse tipologie di idrometeorie che includono la pioggia (gelata o non), la neve, il graupel,

l'acqua ed il ghiaccio di nube. Per quanto riguarda le caratteristiche delle idrometeorie inserite in BOLAM, oltre ad essere presente il mescolamento e l'evaporazione delle medesime, vi è un calcolo numerico, basato su un particolare schema di integrazione, delle loro velocità di caduta. Tali processi relativi al ciclo dell'acqua forniscono un feedback termodinamico basato sulla conservazione dell'entalpia. Sebbene questo schema sia stato ideato principalmente per rappresentare eventi di precipitazione stratiforme (visto che la convezione è parametrizzata), è stato reso il più coerente possibile con lo schema microfisico implementato nel modello MOLOCH, in modo da assicurare la massima consistenza tra due modelli che sono normalmente fatti girare in cascata.

2.1.3.2 Processi del suolo, della vegetazione e della superficie

Per la valutazione dei processi del suolo, della vegetazione e della superficie, BOLAM include un modello del suolo fornito di sette strati, il cui spessore incrementa muovendosi in profondità. Il modello del suolo calcola i bilanci di energia e di momento in superficie, i bilanci di acqua e di neve, i trasferimenti verticali di calore e di umidità, gli effetti della vegetazione sulla superficie (evapo-traspirazione, intercettazione delle precipitazioni) e nel suolo (estrazione dell'acqua dalle radici). Tiene conto della distribuzione geografica osservata di differenti tipi di suolo e di parametri fisici del medesimo. Include anche un trattamento dei processi di congelamento dell'acqua e di rimescolamento all'interno del terreno. È stato oggetto di varie revisioni e aggiornamenti nel corso degli anni.

2.1.4 Parametrizzazioni

In BOLAM si ricorre spesso a parametrizzazioni per risolvere processi atmosferici che avvengono ad una scala più piccola del passo di griglia o che necessitano di essere descritti in modo semplificato; si evidenziano tra le più rilevanti le parametrizzazioni della convezione, della turbolenza e del "drag" orografico ed infine della radiazione.

Per ognuna delle tre parametrizzazioni elencate verranno effettuate delle brevi spiegazioni sul loro utilizzo all'interno del modello.

2.1.4.1 Parametrizzazione della convezione

I moti atmosferici che si innescano a causa dell'instabilità si sviluppano su scale troppo piccole per essere risolte. Per questo si utilizza la parametrizzazione della convezione che interviene quando la colonna sovrastante un

punto di griglia è convettivamente instabile. Tale parametrizzazione calcola la condensazione e la precipitazione sulla colonna, esaurendo in un certo numero di passi temporali l'energia potenziale convettiva (CAPE) disponibile e quindi restituendo all'integrazione esplicita un profilo convettivamente stabile o neutrale. Lo schema adottato è basato sulla parametrizzazione di Kain and Fritsch (1993) e Kain (2004). Gli elementi fisici su cui lo schema è basato sono le correnti verticali, ascendenti e discendenti, che si sviluppano all'interno del passo di griglia. L'aria instabile al di sotto della nube è sollevata fino al livello più basso della nube stessa. La stabilità viene valutata sollevando una particella d'aria partendo dal livello più basso del modello e confrontando la temperatura virtuale della particella con quella dell'ambiente. Tale procedura viene ripetuta anche per i livelli sovrastanti. Una frazione dell'acqua condensata viene fatta precipitare, e può rievaporare, parzialmente o completamente, in una corrente discendente insatura (downdraft). La parte ascendente (updraft), che si suppone satura e contenente goccioline d'acqua non precipitanti, viene rimescolata con l'aria ambientale (entrainment), esterna alla nube. Le proprietà di galleggiamento della miscela così ottenuta determinano il successivo sollevamento o abbassamento della stessa. La procedura è ripetuta per tutti i punti della colonna compresi fra la base della nube e il livello di galleggiamento neutrale. I fattori di efficienza che determinano quanta parte del condensato precipita, quanta parte del precipitato rievapora, la proporzione fra aria di nube e aria ambientale e i flussi di massa ascendenti e discendenti sono determinati da ipotesi di chiusura basate direttamente sulla microfisica delle nubi. Il risultato finale del processo di riaggiustamento convettivo è quello di raffreddare e seccare i livelli atmosferici più bassi, trasportando nel contempo umidità verso l'alto. Lo schema convettivo, risultando particolarmente costoso, viene attuato solo ai passi temporali in cui si attiva anche il calcolo dei processi radiativi (con una frequenza prestabilita di circa 15-20 minuti) e coinvolge tutti i livelli sigma esclusi i livelli più alti. La parametrizzazione della convezione fornisce in uscita le tendenze di umidità specifica e di temperatura all'interno dell'atmosfera e la precipitazione convettiva al suolo accumulata nell'intervallo fra due chiamate successive.

2.1.4.2 Parametrizzazione della turbolenza e del "drag" orografico

Lo schema di parametrizzazione per lo strato limite planetario è basato sulla teoria della similarità (Monin and Obukhov, 1954). Esso descrive la diffusione verticale turbolenta di quantità di moto, calore e umidità. Lo schema di chiusura della turbolenza è di ordine 1.5 (Zampieri *et al.*, 2005), nel quale l'energia cinetica turbolenta (TKE) è trattata come variabile prognostica. Nel

caso di strato limite stabilmente stratificato, la mixing length viene calcolata con la formulazione di Blackadar (Blackadar, 1962) e si utilizzano funzioni di stabilità dipendenti dal numero di Richardson. Nel caso instabile si utilizza la formulazione non locale (e modificata) della mixing length introdotta da Bougeault e Lacarrere (Bougeault and Lacarrere, 1989). In BOLAM, sono usati valori differenti di rugosità su terra per la quantità di moto e per la temperatura e l'umidità specifica. La rugosità è calcolata in funzione della vegetazione e della varianza dell'orografia. Sul mare si introduce la rugosità di Charnock (Charnock, 1955) che tiene conto dell'altezza delle onde come funzione della velocità del vento superficiale. Il calcolo della temperatura superficiale del mare si basa sui flussi di calore sensibile e latente e sui flussi radiativi, utilizzando un semplice slab model di oceano nel quale il valore di SST analizzato è usato come valore di riferimento per definire un termine di rilassamento nell'equazione di bilancio. Si applica infine una parametrizzazione dell'orographic wave drag associato alla decelerazione del flusso medio che passa sull'orografia dovuto al wave breaking delle onde orografiche.

2.1.4.3 Parametrizzazione della radiazione

La radiazione atmosferica, intesa come la divergenza dei flussi radiativi e i flussi netti alla superficie, viene calcolata con un'applicazione combinata dello schema di Ritter e Geleyn (1992) e dello schema ECMWF (Morcrette, 1991). Il calcolo dei flussi radiativi nello schema di Ritter e Geleyn si basa sulla separazione, nello spettro elettromagnetico, dei contributi dovuti alla radiazione solare nella banda del visibile da quelli dovuti all'irraggiamento termico del suolo e dell'atmosfera (nella banda dell'infrarosso). Lo schema tiene conto delle proprietà di assorbimento, emissione e diffusione da parte degli elementi attivi principali nelle due bande (H_2O , CO_2 , O_2 , nubi, cristalli di ghiaccio e particelle d'aerosol). Il calcolo della radiazione consiste nel risolvere l'equazione del trasferimento radiativo, che ha come parametri la frequenza, l'angolo azimutale, l'albedo di diffusione singola, lo spessore ottico. La soluzione di tale equazione, che implica integrazioni nell'angolo solido, nello spessore ottico, nell'altezza e nello spettro elettromagnetico, viene ottenuta introducendo una serie di approssimazioni che riducono ad un valore accettabile il costo del calcolo numerico, mantenendo nel contempo una precisione compatibile con le esigenze di un modello meteorologico. Il sistema di equazioni viene risolto prescrivendo le opportune condizioni al contorno alla sommità dell'atmosfera, dove è nota la radiazione solare incidente, e al suolo, dove sono noti l'albedo e l'emissività della superficie in due bande spettrali. Nel calcolo dell'effetto delle nubi negli scambi radiativi si considera che ciascuno strato sia caratterizzato da due diversi insiemi di pro-

prietà ottiche e di flussi, uno relativo ad aria serena e uno ad aria totalmente nuvolosa. Per quanto riguarda la distribuzione delle nubi, che contribuisce notevolmente alle variazioni rapide dei flussi radiativi, occorre fare delle ipotesi sulla correlazione tra i diversi livelli. In BOLAM (e in MOLOCH) si usa il metodo che presuppone una copertura nuvolosa distribuita verticalmente in maniera correlata, in quanto fornisce risultati migliori e meno dipendenti dalla risoluzione verticale del modello. Nella versione originale della radiazione di Ritter e Geleyn, la presenza o meno di nubi era determinata in funzione dell'umidità relativa locale. La versione implementata in entrambi i modelli è stata modificata in questo aspetto in modo tale da assimilare la concentrazione specifica di nubi liquide e di ghiaccio. Ciò ha significativamente ridotto le differenze con la parametrizzazione ECMWF. Lo schema ECMWF, più accurato ma molto più costoso di quello di Ritter e Geleyn, viene eseguito una volta ogni 3 chiamate alla parametrizzazione della radiazione e solo su punti alterni, sia in longitudine che in latitudine. Le deviazioni rispetto allo schema di Ritter e Geleyn vengono calcolate e interpolate spazialmente sui punti mancanti, e quindi utilizzate per correggere le tendenze di temperatura all'interno dell'atmosfera e i flussi superficiali ottenuti dallo schema di Geleyn stesso.

2.2 Il modello MOLOCH

Lo sviluppo del modello MOLOCH è iniziato negli anni 2000 (Tettamanti *et al.*, 2002) dall'esigenza di creare uno strumento scientifico nella meteorologia dinamica in grado di produrre simulazioni atmosferiche ad alta risoluzione e previsioni meteorologiche alla mesoscala, permettendo il trattamento esplicito della convezione atmosferica. Sebbene agli inizi non avesse necessità di interfacciarsi con gli altri modelli, funzionando in maniera indipendente, con il passare del tempo fu presa la decisione di innestarlo in BOLAM. Si è così creata una catena modellistica in grado di simulare eventi meteorologici e di fornire previsioni in tempo reale. È impiegato da agenzie italiane nel settore (come ad esempio ARPA Liguria) per l'emissione di bollettini meteorologici. Viene utilizzato, inoltre, presso il CNR-ISAC per fornire quotidianamente previsioni al Dipartimento nazionale di Protezione Civile. È stato utilizzato anche durante i Giochi Olimpici nell'estate 2012, per assistere la squadra italiana di vela (Federazione Italiana Vela).

2.2.1 Funzionamento ed operatività

Il MOLOCH è un modello meteorologico non idrostatico che risolve esplicitamente la convezione. Integra le equazioni per un'atmosfera compressibile, con un passo di griglia attualmente di 0.013° , corrispondente a 1.25 km, in coordinate ruotate con 60 livelli atmosferici e 7 livelli di suolo. Nell'implementazione operativa attuale le corse di MOLOCH partono dalle ore 03:00 UTC di ogni giorno, ovvero 3 ore dopo l'inizializzazione di BOLAM. Il motivo è molto semplice: se partisse alla medesima ora di BOLAM, le condizioni iniziali e al contorno sarebbero ricavate da interpolazioni successive dei campi di un modello globale, prima sulla griglia di BOLAM, poi su quella di MOLOCH. Si rammenta infatti che sono i modelli globali come GFS ed ECMWF (o il GLOBO, sviluppato sempre al CNR-ISAC) a fornire le condizioni iniziali e al contorno al BOLAM. Per evitare che si verifichi tale situazione, si è scelto di innestare MOLOCH in una previsione a 3 ore di BOLAM che quindi fornisce campi dinamici calcolati da BOLAM stesso attraverso l'integrazione. Sono questi campi, definiti sulla griglia di BOLAM, che vengono interpolati sulla griglia ad alta risoluzione di MOLOCH. Per quanto riguarda, invece, i dati della temperatura superficiale del mare (i cui valori vengono presi dai progetti citati nella sezione 2.1.1), si dimostra particolarmente indicativo lo studio svolto nel Febbraio 2012, durante un prolungato evento di Bora (Davolio *et al.*, 2015). Dai risultati è emerso infatti che tali temperature risultano affette da una rilevante incertezza in presenza di fenomeni così intensi durante i quali si produceva inizialmente un eccessivo raffreddamento della superficie marina; per questo motivo è stato modificato lo schema di "Slab Ocean" introducendo uno spessore del termoclino in funzione dell'intensità del vento: tale imposizione ha permesso di ridurre il raffreddamento, migliorando la descrizione del processo fisico.

2.2.2 Dinamica, implementazione della fisica e parametrizzazioni

Il MOLOCH integra un set di equazioni atmosferiche con una serie di variabili prognostiche descritte nel capitolo 2.1.2. Utilizza, per la risoluzione delle equazioni, schemi numerici simili al BOLAM. Rispetto a quest'ultimo, però, non viene approssimata l'equazione prognostica relativa alla componente verticale della velocità w ; vi è inoltre uno schema implicito per la propagazione verticale delle onde sonore.

La fisica del modello comprende il calcolo della radiazione atmosferica, degli effetti della turbolenza, della microfisica e dei processi del suolo e della vegetazione. Gli schemi numerici di parametrizzazione della radiazione, della

turbolenza e del suolo sono essenzialmente gli stessi implementati in BOLAM, con alcune differenze dovute alla diversa risoluzione.

Per quanto riguarda lo schema di calcolo dei processi microfisici dell'acqua in atmosfera, quello di MOLOCH, pur essendo abbastanza simile a quello di BOLAM, ne differisce per alcuni aspetti, al fine di trattare adeguatamente i processi che caratterizzano i sistemi convettivi.

2.3 Implementazione della catena BOLAM-MOLOCH per simulazioni

Ogni componente della catena modellistica è composta da una fase di pre-processamento di dati, dall'integrazione numerica del modello e dal post-processamento del suo output. Il passaggio da un modello all'altro viene effettuato attraverso il "Nesting" per eseguire integrazioni a risoluzione orizzontale crescente. Si descrivono nel seguito le varie fasi di questo processo e le impostazioni dei modelli per le simulazioni degli eventi di Bora presentati nel capitolo 4.

2.3.1 Pre-processamento e nesting

Il pre-processamento della catena modellistica consiste nel preparare a BOLAM e a MOLOCH le condizioni iniziali e al contorno necessarie per le rispettive integrazioni. Per BOLAM, sono state utilizzate le analisi del modello globale IFS (Integrated Forecast System) sviluppato dall'ECMWF. I dati forniti dal centro europeo in formato grib (da convertire in grib2 per poter essere letti dal bolam) vengono interpolati sulla griglia LAT-LON ruotata e sui livelli σ di BOLAM. È interessante far notare che le analisi hanno diversa risoluzione orizzontale e verticale a seconda dell'anno considerato. Nello specifico:

- per l'evento del 2007 sono state utilizzate analisi IFS con risoluzione di griglia pari a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ e 91 livelli;
- per l'evento del 2010 sono state utilizzate analisi IFS con risoluzione di griglia pari a $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ e 91 livelli;
- per l'evento del 2013 sono state utilizzate analisi IFS con risoluzione di griglia pari a $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ e 137 livelli;
- per l'evento del 2014 sono state utilizzate analisi IFS con risoluzione di griglia pari a $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ e 137 livelli.

La fase di preprocessamento include anche la selezione di un'area di interesse. La scelta del dominio di integrazione per le simulazioni riveste un ruolo di prim'ordine al fine di riprodurre nella maniera più realistica possibile il fenomeno. Nel caso di eventi sul territorio nazionale, per il BOLAM è opportuno considerare un'area piuttosto ampia che comprenda buona parte dell'Europa ed una porzione dell'oceano Atlantico (vedere figura 2.1).

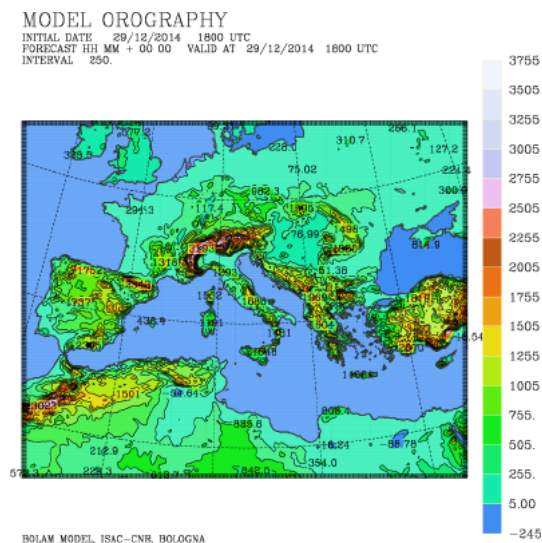


Figura 2.1. Dominio di integrazione del BOLAM

Dopo aver definito il dominio geografico dove effettuare l'integrazione, si interpolano i file grib2 dell'IFS in modo da preparare le condizioni iniziali e al contorno che serviranno da input al modello BOLAM con frequenza di 6 ore.

Per quanto riguarda MOLOCH, l'algoritmo rimane pressochè identico. In questo caso i dati in input saranno forniti da BOLAM con frequenza oraria. Il dominio di integrazione (figura 2.2) comprende l'Italia, il mare Adriatico e soprattutto la regione Balcanica (luogo di provenienza dei venti di Bora).

Nel preprocessamento di entrambi i modelli vengono introdotte anche le informazioni circa l'orografia, la distribuzione della vegetazione e la tipologia del suolo, attraverso la lettura di database esterni.

Nella tabella 2.1 sono presenti, per entrambi i modelli, la posizione del centro di rotazione in coordinate geografiche (latitudine e longitudine), il primo punto del dominio che si trova in basso a sinistra in coordinate ruotate, il numero di punti di griglia e la risoluzione spaziale; sono proprio questi parametri a determinare l'intero dominio di integrazione. Il rapporto tra la risoluzione spaziale dei modelli è stata impostata secondo una scala di 4:1;

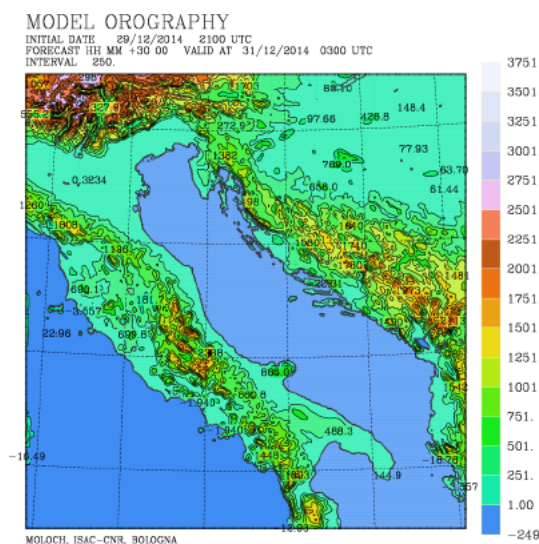


Figura 2.2. Dominio di integrazione del MOLOCH

Parametro	BOLAM	MOLOCH
Centro di rotazione LAT-LON	42°N,13°E	43°N,15°E
Angolo SW griglia in coordinate ruotate LON-LAT	-18.5°, -14.5°	-4.02°, -4.02°
Punti di griglia LON-LAT	462x362	402x402
Risoluzione spaziale (km)	8.8	2.2
Livelli verticali	50	60
Livelli di suolo	7	7
Alpha (BOLAM) e Beta (MOLOCH)	2.5	0.5

Tabella 2.1. Parametri relativi ai domini di integrazione.

si ritiene infatti essere un rapporto adeguato per limitare possibili errori di interpolazione di dati.

2.3.2 Integrazione numerica e calcolo parallelo

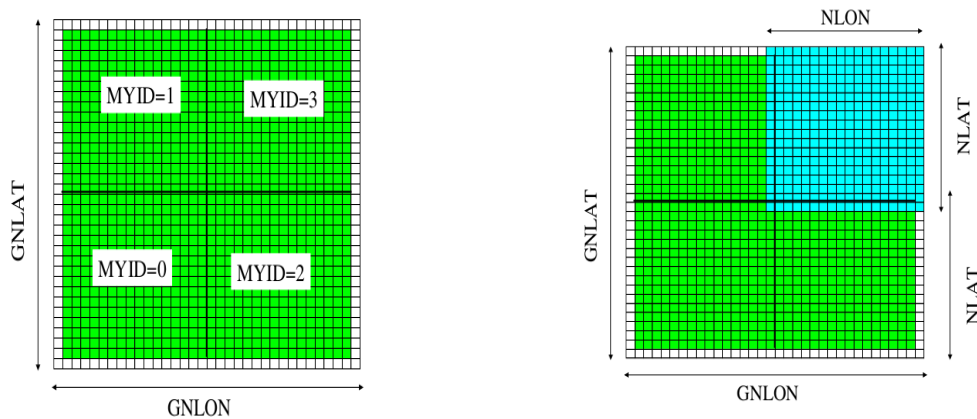
La struttura del processamento di entrambi i modelli è basata su un codice principale e diversi files accessori in cui si indicano le caratteristiche della simulazione come ad esempio la sua durata, le dimensioni del dominio ed il passo temporale (per altri parametri consultare la tabella 2.2).

Le versioni più recenti dei due modelli permettono di sfruttare piattaforme di calcolo parallelo in ambiente LINUX utilizzando sia librerie MPICH2

Parametro	BOLAM	MOLOCH
Durata della simulazione	+72h	+48h
Passo temporale (s)	60	30
Intervallo tra due condizioni al contorno	6h	1h
Intervallo tra due output di scrittura	1h	1h

Tabella 2.2. Parametri delle simulazioni.

che OpenMPI. La tecnica viene anche chiamata decomposizione dei domini in due dimensioni e permette la parallelizzazione del codice. Il dominio orizzontale del modello viene discretizzato in un insieme di GNLON punti nella direzione longitudinale e GNLAT in quella latitudinale, punti su cui sono definite le variabili dipendenti rappresentate appunto da matrici di dimensione (GNLON, GNLAT). La griglia orizzontale viene illustrata schematicamente in figura 2.3a, dove i punti di griglia corrispondenti al dominio fisico (e cioè su cui il modello opera la previsione) sono rappresentati in verde. Sui punti bianchi costituenti la cornice esterna al dominio fisico sono imposte le condizioni al contorno ad ogni passo temporale.



(a) Suddivisione del dominio orizzontale di BOLAM al fine di implementare il modello su architetture parallele.

(b) Dimensioni dei sottodomini. In azzurro vengono indicati i punti di un sottodominio.

Figura 2.3

Il parallelismo viene realizzato suddividendo il dominio fisico in NPROC-SX per NPROCSY parti (2x2 nell'esempio della figura 2.3b) e assegnando un processo diverso ad ognuno dei sottodomini, da eseguire su processori ('co-

re’) differenti o su processi virtuali dello stesso processore (‘hyper-threading’). L’identificatore di ciascun processo viene assegnato alla variabile intera MY-ID, partendo dal processo 0 (o processo ‘root’) relativo al sottodominio in basso a sinistra e procedendo verso l’alto e verso destra fino al processo $NPROCSX * NPROCSY - 1$ in alto a destra (come si evince sempre nella figura 2.3a).

Al sottodominio fisico della figura 2.3b, elaborato da ciascun singolo processo viene aggiunta una cornice di punti di griglia in modo tale da agevolare il calcolo delle derivate sui punti situati al confine del sottodominio stesso. Tale cornice è formata da linee di punti (dette ‘ghostline’) che possono appartenere alla cornice esterna (se il sottodominio confina con il dominio globale) oppure a sottodomini di processi confinanti (‘neighbours’). Le dimensioni delle matrici dei sottodomini sono contenute nei parametri interi NLON e NLAT. Le relazioni che legano questi parametri a quelli globali sono evidentemente:

$$NLON = (GNLON - 2) / NPROCSX + 2 \quad (2.1)$$

$$NLAT = (GNLAT - 2) / NPROCSY + 2 \quad (2.2)$$

La scelta delle dimensioni globali GNLON e GNLAT deve quindi corrispondere a valori interi di NLON e NLAT, calcolati secondo la formula appena descritta. Vi è infine il vincolo che NLON e NLAT siano numeri pari, per ragioni legati all’implementazione della parametrizzazione della radiazione.

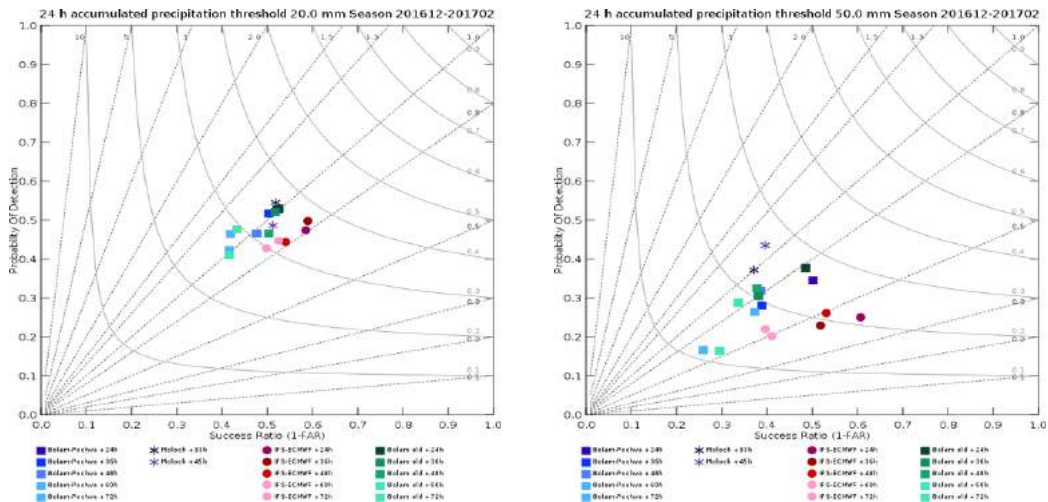
Tale operazione porta ad ottimizzare la potenza computazionale che altrimenti potrebbe non risultare sempre adeguata al raggiungimento della risoluzione spaziale richiesta.

2.3.3 Post-processamento e grafica

In BOLAM e MOLOCH, la fase di post-processamento consiste nella creazione di un file in formato ASCII che si interfaccia con il software di grafica NCAR-graphics. Vengono dapprima scelti e successivamente o interpolati i campi sui livelli isobarici prescelti o calcolati alcuni campi diagnostici di interesse (esempio CAPE), secondo la loro frequenza temporale. Completata questa procedura, si generano mappe di uso comune nel settore della meteorologia, che concludono di fatto la corsa del modello.

2.4 Verifiche comparative della catena BOLAM-MOLOCH

Per comprendere e quantificare l'accuratezza delle previsioni, il gruppo di ricerca dell'ISAC-CNR ha realizzato delle verifiche comparative con altri modelli meteorologici, basandosi sugli archivi di dati meteorologici dell'European Center for Medium Range Weather Forecast (ECMWF) e della Protezione Civile.



(a) Precipitazioni giornaliere cumulate minori o al più uguali di 20 mm durante l'Inverno 2016-2017: probabilità di rilevamento (POD) e di successo (1-FAR) per BOLAM, MOLOCH e ECMWF-IFS in differenti tempi di previsione (fonte: ISAC-CNR).

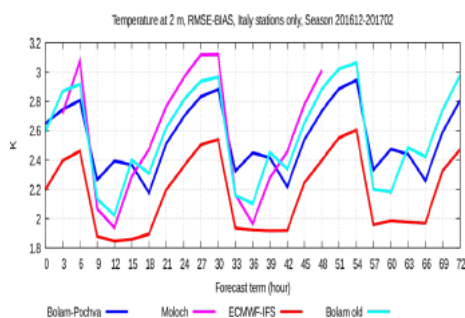
(b) Precipitazioni giornaliere cumulate minori o al più uguali di 50 mm durante l'Inverno 2016-2017: probabilità di rilevamento (POD) e di successo (1-FAR) per BOLAM, MOLOCH e ECMWF-IFS in differenti tempi di previsione (fonte: ISAC-CNR).

Figura 2.4. Verifiche sperimentali su precipitazioni invernali 2016-2017 tramite 3000 punti di osservazioni in Italia (fonte: Dipartimento della Protezione Civile): confronto tra versioni 2016 e 2017 di BOLAM (risoluzione di 8 km e 50 livelli), versione 2016 MOLOCH (risoluzione di 1.2 km e 50 livelli) e IFS-ECMWF ciclo 43 (risoluzione di 15 km e 91 livelli).

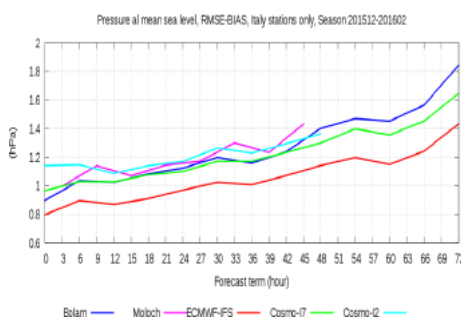
Nel presente lavoro vengono mostrate, a titolo puramente informativo, le ultime verifiche comparative sulle varie performance effettuate durante l'Inverno 2016-2017 (figure 2.4 e 2.5a). L'unica eccezione riguarda il campo di pressione, la cui ultima verifica risale all'Inverno 2015-2016 (figura 2.5b). Si mostrano i risultati delle verifiche per le previsioni eseguite in inverno poiché tre dei quattro eventi analizzati occorrono nella citata stagione. Si tenga a mente che le simulazioni del presente lavoro sono state eseguite con le

più recenti versioni dei modelli BOLAM e MOLOCH. Entrando nel dettaglio, si è focalizzata l'attenzione su diversi parametri, tra i quali:

- precipitazioni accumulate in 24h alla superficie;
- temperature calcolate a 2 metri dal suolo;
- pressione al livello del mare.



(a) Differenza tra errore quadratico medio (RMSE) e BIAS di frequenza per le temperature a 2 metri durante l'inverno 2016-2017: confronto tra BOLAM, MOLOCH ed ECMWF-IFS in differenti tempi di previsione (fonte: ISAC-CNR).



(b) Differenza tra errore quadratico medio (RMSE) e BIAS di frequenza per la pressione sul livello medio del mare durante l'inverno 2015-2016: confronto tra BOLAM, MOLOCH, COSMO ed ECMWF-IFS in differenti tempi di previsione (fonte: ISAC-CNR).

Figura 2.5. Verifiche sperimentali su 150 punti di osservazione in Italia (fonte DPC): per la temperatura le versioni dei modelli sono le medesime citate nelle precipitazioni; per la pressione si utilizza BOLAM 2014 (risoluzione 8 km e 50 livelli), MOLOCH 2014 (risoluzione 1.5 km e 50 livelli), ECMWF IFS ciclo 41r1 (risoluzione 27 km e 91 livelli), COSMO-I7 (risoluzione 7 km e 40 livelli) e COSMO-I2 (risoluzione 2.8 km e 45 livelli).

In particolar modo, sulle precipitazioni si nota la tendenza soprattutto di MOLOCH a discriminare gli eventi, con un valore dell'indice POD (Probability Of Detection) superiore agli altri modelli analizzati; alti valori di POD si riflettono però su un numero superiore di falsi allarmi. Sulla temperatura a 2 metri, considerando solo le stazioni meteorologiche presenti nel territorio italiano, si evince un comportamento di BOLAM e di MOLOCH simile all'ECMWF-IFS, nonostante quest'ultimo risulti leggermente più efficace nel prevedere tale campo prognostico. Il confronto è effettuato mediante il calcolo della differenza tra l'errore quadratico medio (che misura la discrepanza quadratica media tra previsioni ed osservazioni) ed il BIAS di frequenza (che rappresenta, nel periodo considerato, il numero totale degli eventi pronosticati diviso il numero totale degli eventi osservati); questo comporta il filtraggio

degli errori sistematici che ne potrebbero derivare. Si è fatto uso dell'espediente statistico appena formulato anche per la variabile pressione calcolata sul livello medio del mare: l'ECMWF-IFS risulta essere di nuovo il modello migliore, seppure non si discosti molto da BOLAM, da MOLOCH e da COSMO.

2.5 Considerazioni conclusive

Nel presente capitolo sono state esposte le caratteristiche più importanti della catena di modelli (ad area limitata) BOLAM-MOLOCH utilizzata per compiere simulazioni numeriche.

Per descrivere lo stato futuro dell'atmosfera, il modello idrostatico BOLAM integra le equazioni primitive e parametrizza diversi processi tra cui la convezione. Utilizza, inoltre, i campi di un modello globale (nel seguente elaborato le analisi dell'IFS) opportunamente interpolati sulla sua griglia, come condizioni iniziali e al contorno.

Il modello non idrostatico MOLOCH, invece, integra le equazioni primitive per un'atmosfera compressibile e risolve esplicitamente la convezione. La sua corsa viene inizializzata con una previsione a breve termine (solitamente 3 ore) di BOLAM, dal quale prende anche le condizioni al contorno.

L'accuratezza delle previsioni di tale catena modellistica e il suo continuo sviluppo sono costantemente effettuati dal gruppo di ricerca di modellistica e dinamica atmosferica dell'ISAC-CNR. I risultati di alcune verifiche comparative con altri modelli meteorologici sono stati presentati.

Nel successivo capitolo sarà prodotta una panoramica del fenomeno del LES nel bacino dell'Adriatico.

Capitolo 3

LES nel bacino dell'Adriatico

Nel presente capitolo si è deciso di descrivere le caratteristiche salienti del LES nel bacino dell'Adriatico, ponendo l'attenzione sugli elementi chiave che portano all'innesco di intense precipitazioni nevose lungo la dorsale dell'Appennino e sulla costa adriatica.

3.1 Il LES nel Bacino dell'Adriatico

Lo studio sistematico del LES sul bacino dell'Adriatico risale agli inizi degli anni '70, quando si è cercato di comprendere a fondo i pattern di circolazione che guidano l'insorgere del fenomeno (Tamiya, 1972), (YOSHINO *et al.*, 1974), (Stravisi, 1977). Attualmente l'analisi del fenomeno è molto più dettagliata e interdisciplinare, incentrata su vari aspetti come il ruolo dei flussi mare-aria e del bilancio di acqua in atmosfera, oppure l'utilizzo di modelli accoppiati atmosfera-mare per l'impatto ambientale o il peso dei cambiamenti climatici sulla circolazione nel bacino (Davolio *et al.*, 2017), (Tomažič *et al.*, 2018), (Bonaldo *et al.*, 2018). Nello specifico, il LES è generato dall'attivazione di intensi e freddi venti di Bora (provenienti dai quadranti nord-orientali) che scorrono sopra l'Adriatico. Le velocità raggiunte da tali venti possono essere ragguardevoli, con valori dell'ordine di 50 km/h che si protraggono per diverse ore sopra il bacino; sono state addirittura registrate punte di oltre 100 km/h nell'Italia settentrionale (golfo di Trieste). L'apporto di calore e di umidità da parte del mare (più caldo rispetto all'aria sovrastante) risulta determinante per favorire o rinvigorire la formazione di nubi con annesse precipitazioni a carattere nevoso che interessano il territorio italiano. Nell'attraversamento dell'Adriatico, infatti, l'aria generalmente secca e stabile proveniente dai Balcani viene destabilizzata dai flussi turbolenti di calore e di umidità della superficie del mare. Oltre a questo aspetto, il passaggio dei

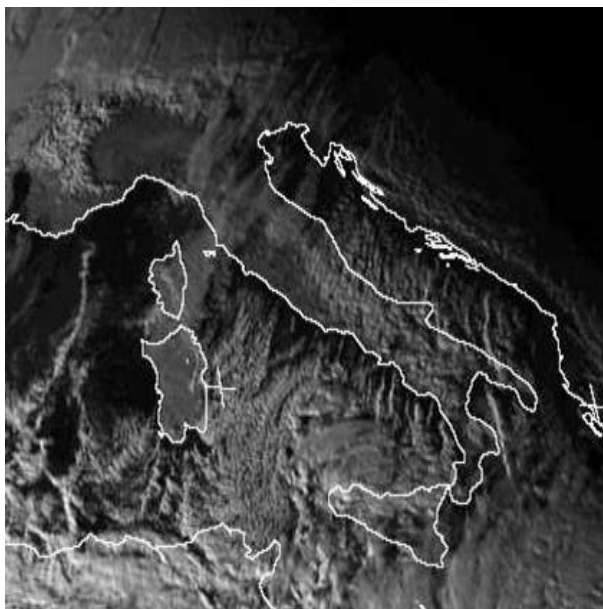


Figura 3.1. Immagine satellitare che mostra la formazione di bande di nubi convettive sull'Adriatico centrale.

venti sopra due superfici diverse come l'acqua ed il mare può creare delle zone di convergenza e divergenza. L'insieme di questi due processi conduce all'innescio della convezione, che può avvenire non molto distante dalla costa sopravento (ordine di 50-100km), sviluppandosi fin verso la catena appenninica. A seconda delle diverse condizioni ambientali, si possono generare sul versante adriatico del territorio italiano precipitazioni dovute alla formazione sia di bande di nubi convettive, sia di un'estesa copertura nuvolosa; tale aspetto mostra che la convezione non porta necessariamente allo sviluppo di bande di nubi convettive. Le caratteristiche di tali bande riguardano le loro dimensioni: se la lunghezza (intesa come estensione parallela alla direzione del vento) risulta essere dell'ordine di centinaia di km, la larghezza (perpendicolare invece alla direzione del vento) raggiunge a stento la decina di km (figura 3.1). Se si aggiunge la loro estrema sensibilità anche a piccole variazioni del flusso (che provoca la distruzione delle stesse), si rende necessario l'ausilio da parte di modelli ad alta risoluzione per poterne identificare le caratteristiche principali.

Altra peculiarità del fenomeno riguarda la complessa orografia che circonda il bacino dell'Adriatico. Nella regione dei Balcani, infatti, lungo il versante orientale dell'Adriatico, si eleva il gruppo montuoso delle Alpi Dinariche: è proprio grazie alle vette e alle valli che costituiscono tale comprensorio che si generano venti di Bora localizzati e molto intensi, nonché fenomeni come

il salto idraulico o la rottura delle onde atmosferiche (capitolo 3.4). A ridosso della costa adriatica italiana, invece, si ergono gli Appennini: la loro elevazione contribuisce a favorire copiose precipitazioni, anche durante eventi di LES (capitolo 5). Data l'importanza che rivestono tali asperità, vengono citate quelle che contribuiscono maggiormente ad "alimentare" il fenomeno: i monti Sibillini (in cui si eleva il Vettore, ovvero il rilievo più alto posto ad un'altitudine di 2476 m s.l.m.), la catena del Gran Sasso - Monti della Laga (dove è presente la cima più alta degli Appennini, ovvero il Corno Grande con i suoi 2912 m s.l.m.), Il Sirente-Velino (terza catena montuosa per altezza dell'Appennino con un'altezza massima di 2487 metri) e la Majella (con il monte Amaro che con i suoi 2793 metri costituisce la seconda vetta più alta dell'Appennino). Proprio alle pendici di tale massiccio, in uno dei tanti eventi di LES che hanno colpito la zona, è situata la località che ha stabilito, in maniera ufficiosa, il record mondiale di neve caduta in 24 ore: Roccacaramanico (1050 metri di altitudine). Secondo l'annale redatto nel 1961 dall'ex Servizio Idrografico per il Ministero dei Lavori Pubblici, sezione autonoma del genio civile (con sede a Napoli), durante il 17 dicembre caddero nel paese suddetto ben 360 cm di neve. Tale valore è stato riportato anche dal noto colonnello dell'Aeronautica Militare Edmondo Bernacca sulla "Rivista Meteorologica Italiana" del 1961 (nonostante si parli di 340 cm in 24 ore). Per maggiore trasparenza e chiarezza in merito a tale riferimento si sottolinea come il dato sia oggetto di accesi dibattiti da parte di esperti del settore, che ipotizzano o un errore tipografico o una distribuzione di tale accumulo in due giorni. È sicuramente acclarata la portata eccezionale di quell'evento, visto che sempre secondo l'annale sopramenzionato in una serie di località meno esposte allo stau e poste ad altitudini inferiori rispetto a Roccacaramanico si sono comunque registrati accumuli superiori a 2 metri nell'arco di 48 ore. Proprio per l'importanza che ha assunto tale vicenda in ambito meteorologico si inseriscono le reanalisi NOAA (figura 3.2) che mostrano, alle 06 UTC, l'irruzione della Bora tramite le mappe di pressione al suolo, le altezze di geopotenziale a 500 hPa e le isoterme a 850 hPa.

3.2 La Bora

La Bora fa parte di una serie di venti di caduta (tra cui il Favonio ed il Chinook, (Durrán, 2003)) che spirano sul pendio sottovento delle barriere montuose, quando aria stabile viene trasportata da forti venti che aumentano con l'altezza attraverso il crinale delle montagne (Whiteman, 2000). I venti di caduta che interessano il territorio italiano sono la Bora ed il Foehn o Favonio (detto Garbino se proveniente dall'Appennino). Nonostante abbiano una

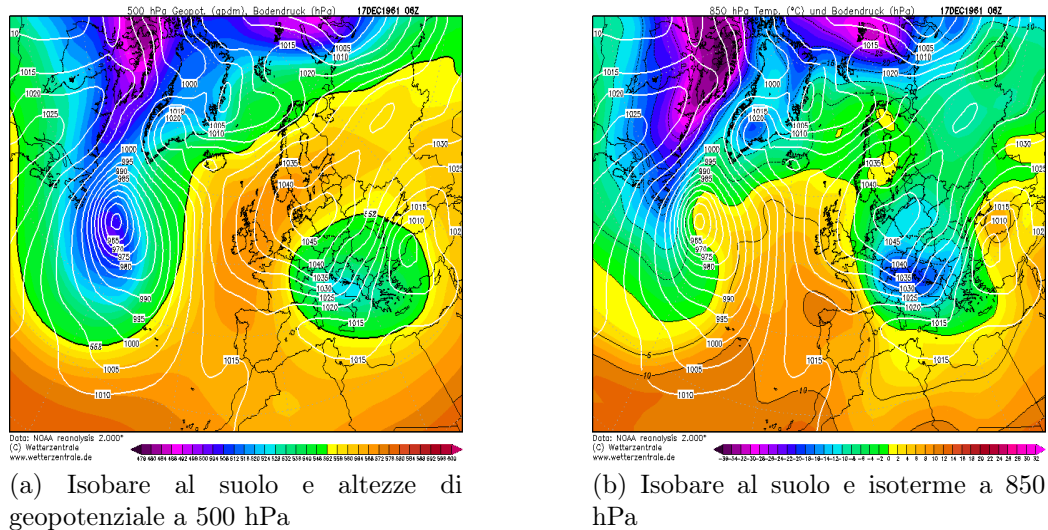


Figura 3.2. Reanalisi NOAA del 17 dicembre 1961 ore 06 UTC

dinamica simile (con un riscaldamento adiabatico causato dalla discesa verso quote inferiori), questi venti hanno caratteristiche completamente diverse. Se infatti le regioni colpite dalla Bora subiscono un'apprezzabile diminuzione della temperatura, il Favonio, laddove spira, comporta un aumento termico. Questa differenza è imputabile al fatto che:

- nella Bora l'aria fredda a monte del rilievo riesce a superare il crinale e a scendere nel lato sottovento; in questo caso il livello dell'inversione termica si trova ad una quota maggiore dell'elevazione della montagna;
- nel Favonio, invece, l'aria fredda a monte del rilievo non riesce a superare il crinale, rimanendo bloccata dal pendio sopravvento; in questo caso il livello dell'inversione termica si trova ad una quota inferiore dell'elevazione della montagna, comportando la discesa lungo il pendio di aria più calda rispetto al caso della Bora.

Nella figura 3.3 vi sono due sezioni rappresentative del fenomeno appena descritto (Stull, 2000).

All'interno della vasta serie di eventi di Bora che colpiscono le regioni adriatiche, si può fare una distinzione tra due diverse tipologie di tale vento (Davolio *et al.*, 2017), in base al campo di pressione a scala sinottica sul bacino del Mediterraneo:

- nei casi in cui si instaura un campo di alta pressione esteso dall'Europa centrale al bacino dell'Adriatico (legato ad assenza di vorticità e valori

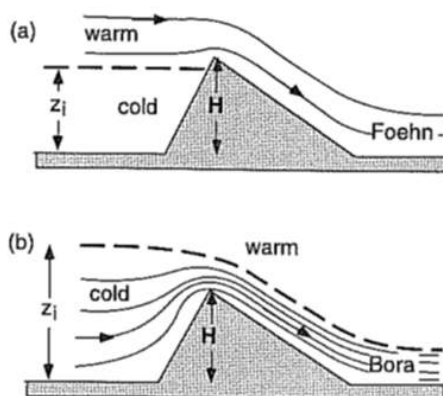


Figura 3.3. Riproduzione schematica di una situazione di vento caldo di Foehn e di vento freddo di Bora generati dal passaggio sopra all'orografia. I tratti fini e continui rappresentano le linee di flusso, mentre quelli tratteggiati rappresentano il livello di inversione di temperatura (fonte: Stull, 2000)

di pressione al suolo superiori ai 1010 hPa) fino al Tirreno, si parla di Bora anticiclonica (o Bora chiara, (Camuffo, 1981), (Camuffo, 1990), (Cesini *et al.*, 2004)). In tal caso, la bora soffia da nord-est con solo una minima rotazione nel suo profilo verticale in uno spesso strato di atmosfera. In Davolio *et al.* (2017) si è mostrato che in queste condizioni il mare Adriatico ha un contributo rilevante sul budget di acqua in atmosfera durante eventi di precipitazione;

- nei casi in cui sia presente un centro di bassa pressione sul medio-basso Tirreno, con vorticità fin sul bacino centro-meridionale del mare Adriatico, si parla di Bora ciclonica (o Bora scura, (Camuffo, 1981), (Camuffo, 1990), (Cesini *et al.*, 2004)). In tal caso la circolazione ciclonica convoglia aria particolarmente umida sul bacino dell'Adriatico, il cui ruolo rispetto al bilancio di acqua in atmosfera risulta essere nettamente inferiore in confronto agli eventi di Bora anticiclonica. Inoltre lo shear verticale direzionale del vento è particolarmente accentuato, poiché il vento ruota da nord-est nei bassi strati (Bora) a sud o sud-est (circolazione ciclonica).

Per dare un'idea di quanto descritto, la figura 3.4 mostra la situazione sinottica di un evento di Bora anticiclonica avvenuto a fine Dicembre del 2014 (che verrà peraltro analizzato nei capp. 4 e 5) e di un evento di Bora ciclonica avvenuto nel gennaio del 2017.

A conclusione dell'argomento, si sottolinea a titolo puramente informativo come tale classificazione è stata oggetto di numerose rivisitazioni e approfondi-

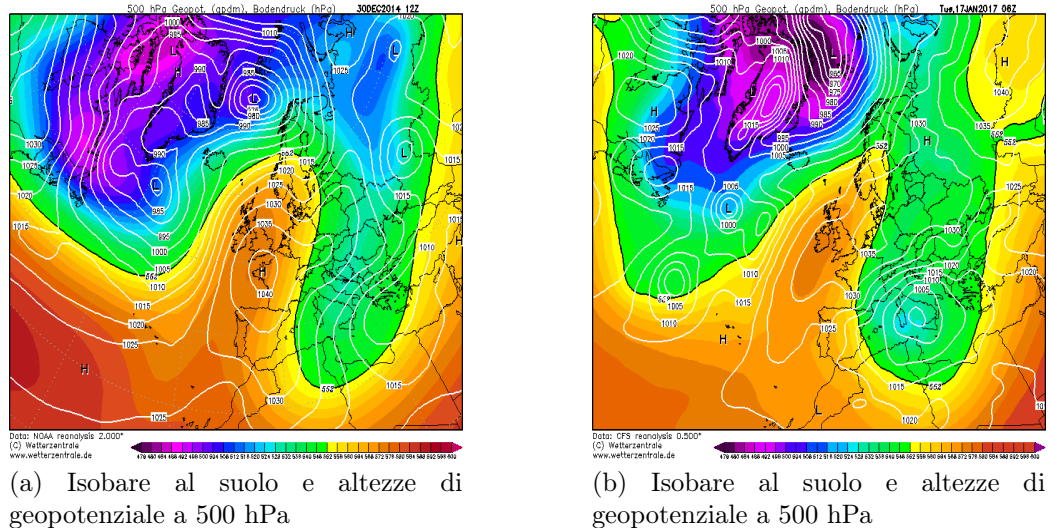
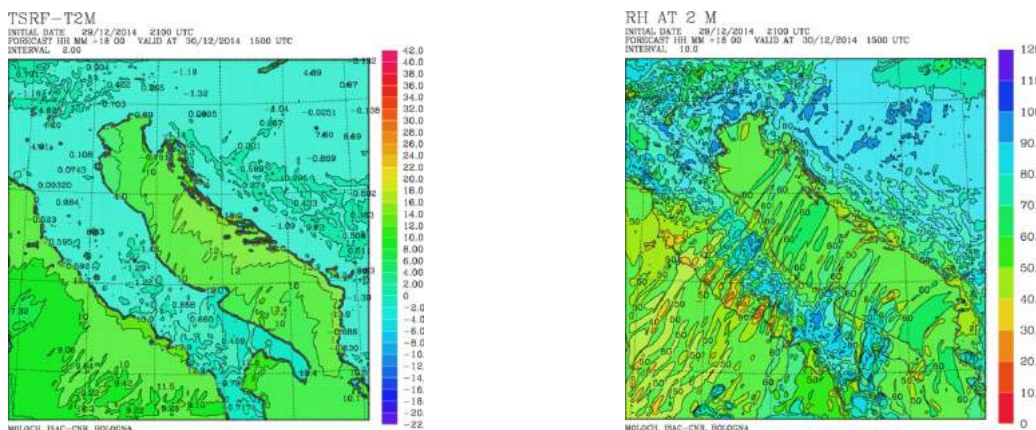


Figura 3.4. REANALISI NOAA del 30 dicembre 2014 ore 12 UTC (fig. sx evento di Bora anticiclonica) e CFSR del 17 gennaio 2017 ore 06 UTC (fig. dx evento di Bora ciclonica).

dimenti, anche se non rientrano tra gli scopi dell'elaborato (Jurčec, 1981), (Grisogono and BelušIĆ, 2009).

3.3 Ruolo della temperatura del mare e dell'umidità

Riprendendo la definizione del LES da parte dell'American Meteorological Society (AMS, cap. 1.1), uno dei punti chiave per l'innescio del fenomeno riguarda proprio il ruolo giocato dalle temperature superficiali marine (SST). Da alcuni studi (Kraljević and Grisogono, 2006) è emerso che sull'Adriatico le SST modificano la stabilità del PBL, la pressione atmosferica e la tensione di vapore sulla superficie del mare (alterando in tal modo il flusso di umidità dal bacino all'atmosfera). Pur essendo un mare non particolarmente profondo, l'Adriatico mostra temperature superficiali non troppo basse in Inverno, con valori che si attestano attorno ai 14 °C. Di conseguenza, in occasione di eventi di Bora, si possono generare forti contrasti termici tra superficie del mare e aria. Sono riportati, a titolo informativo, la differenza di temperatura (tra la superficie marina e l'aria soprastante) e l'umidità relativa a 2 metri (figura 3.5), durante un evento di LES nel dicembre del 2014. Valori simili sono registrati in generale per eventi di Bora nella stagione invernale.



(a) Differenza di temperatura tra la superficie del mare e l'aria a 2 metri. Valori che si attestano sui 10-12 gradi.

(b) Umidità relativa a 2 metri. Sull'Adriatico i valori sono diffusamente sopra il 50%, con "bande" di UR sopra il 60%. Sul Tirreno, invece, i valori sono molto più bassi (dovuta alla discesa di aria secca dagli Appennini).

Figura 3.5. $\Delta T_{surf-2m}$ e RH a 2 metri al 30 dicembre 2014 ore 15:00 UTC secondo la simulazione numerica del MOLOCH. Anche negli altri casi studio i valori sono simili.

3.4 Effetti dell'orografia nel bacino dell'Adriatico

La complessità dell'orografia che circonda l'Adriatico è responsabile di diversi processi dinamici che possono risultare difficili da simulare con precisione a causa delle piccole scale spatio-temporali alle quali si manifestano. Di conseguenza, anche la previsione di fenomeni quali il LES può risultare affetta da rilevante incertezza soprattutto se si guardano effetti a scala locale. Il modello, infatti, non riesce a riprodurre fedelmente la morfologia del territorio; tale limitazione è causata sia dalla risoluzione sia dalla necessità di smussare i profili delle montagne e i relativi dislivelli per esigenze di calcolo numerico. L'approssimazione che si effettua (e che si aggiunge ad altre insite nel modello) genera degli errori di cui tener conto. Per descrivere l'argomento in maniera approfondita si è deciso inoltre di analizzare separatamente gli effetti della conformazione geografica a seconda se si verificano a monte (ad est) o a valle (ad ovest) del bacino, in modo da seguire "idealmente" il flusso d'aria ed i relativi ostacoli che incontra lungo il suo cammino.

3.4.1 Area Balcanica

Le Alpi Dinariche sono caratterizzate da importanti vette e da strette valli che raggiungono direttamente il mare. Grazie a questa conformazione, i venti di Bora possono sia passare sopra le montagne, riscendendo dal pendio sottovento con elevate velocità, sia incanalarsi nelle gole del territorio, dove possono subire il cosiddetto effetto Venturi (con anche in questo caso un aumento della velocità). L'aria giunge sulla costa, creando dei jet particolarmente intensi (dell'ordine di 16-18 m/s) alternati a zone in cui i venti risultano essere piuttosto deboli. L'aria che discende a velocità sostenuta lungo i pendii delle Alpi Dinariche subisce una brusca decelerazione non appena raggiunge la costa Balcanica. Questa rapida variazione di velocità (causata dalla diminuzione della pendenza) determina un'ondulazione con relativo innalzamento del flusso. Tale fenomeno viene chiamato *salto idraulico* e comporta una redistribuzione dell'energia; se infatti una parte dell'energia cinetica viene convertita in energia potenziale (necessaria per l'innalzamento), la restante parte viene dissipata sotto forma di calore, generando vortici e turbolenze (vedere figura 3.6).

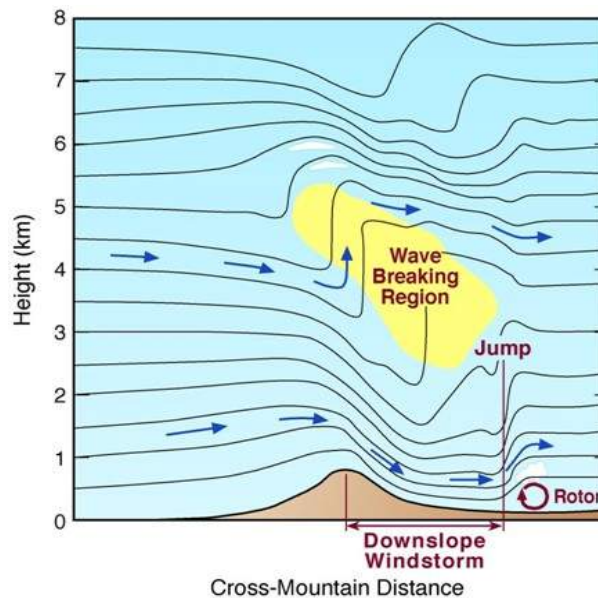


Figura 3.6. Sezione parallela al flusso principale in cui si evince il risalto idraulico, il rotore dei venti sottovento dovuto alla turbolenza e la rottura delle onde orografiche.

Uno dei principali numeri adimensionali per descrivere tale fenomeno fisico è il numero di Froude, che indica il rapporto tra le forze inerziali e quelle gravitazionali per un determinato flusso. Può essere visto anche come il rap-

porto vigente tra l'energia cinetica del flusso incidente e l'energia potenziale per superare il rilievo. Viene definito come:

$$Fr = \frac{U}{Nh} \quad (3.1)$$

dove U è la velocità del vento ed h la massima altezza del rilievo montuoso. N invece rappresenta la frequenza di Brunt-Väisälä e fornisce una misura sul galleggiamento dell'atmosfera entro un ambiente staticamente stabile. Viene così calcolato:

$$N = \frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z} \quad (3.2)$$

dove g rappresenta l'accelerazione di gravità, z l'altitudine e θ_v la temperatura potenziale virtuale. L'impiego di quest'ultima variabile permette di valutare la forza di galleggiamento in presenza di umidità.

A seconda del valore assunto dal numero di Froude, si possono distinguere tre regimi (figura 3.7):

- con $Fr < 1$ il flusso è subcritico. La corrente è lenta e nel caso dell'area balcanica si verifica lungo il pendio sopravvento e soprattutto durante la decelerazione dei venti in prossimità della costa;
- con $Fr > 1$ il flusso è supercritico. La corrente è veloce e nel caso dell'area balcanica si verifica lungo il pendio sottovento;
- con $Fr = 1$ il flusso è critico. Tale stato funge da raccordo tra i due regimi appena descritti e si raggiunge generalmente al top della catena. La velocità della corrente viene definita appunto *critica* perché oltre tale valore qualsiasi propulsione che la corrente riceve non corrisponde ad un incremento di velocità.

La teoria del risalto idraulico nei Balcani è stata formulata verso gli anni 80 (Smith (1985), Smith (1987), Smith and Sun (1987)); è ampiamente riconosciuto inoltre lo stretto legame esistente tra tale teoria e le onde orografiche (Durrant, 1986). Quando si verifica, infatti, la rottura delle onde di gravità nei casi di Bora (dovuta a regioni con gradienti negativi di temperatura potenziale), si instaura automaticamente il regime supercritico sul pendio sottovento.

3.4.2 Area Appenninica

I venti di Bora che passano sull'Adriatico interagiscono con l'orografia dell'Appennino. L'interazione tra flusso e ostacolo orografico, anche in presenza

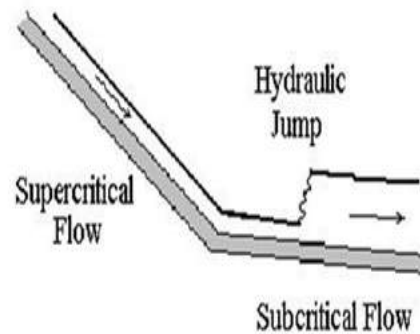


Figura 3.7. Rappresentazione idealizzata della variazione dei regimi di flusso nel pendio sottovento con salto idraulico.

di convezione, trova ampio interesse in letteratura. In Lin *et al.* (2001) viene effettuato uno studio sulle peculiarità a mesoscala che risultano decisive per la descrizione dei fenomeni convettivi in presenza di orografia: l'orografia scoscesa e con geometria favorevole alla creazione di convergenze del vento nei bassi strati, l'esistenza di almeno un getto a bassa quota (LLJ) vicino alla saturazione (inserito in un flusso ricco di vapore acqueo verso i monti), l'instabilità condizionale o potenziale del flusso incidente. Uno studio più recente di Nuissier *et al.* (2008) conferma che l'analisi della scala sinottica dà sicuramente indicazioni sui fattori responsabili dell'insorgenza dei fenomeni convettivi, ma solo l'analisi a scala più fine permette di determinare i luoghi di formazione, l'eterogeneità delle precipitazioni e la persistenza delle medesime.

Nell'interazione tra flusso e orografia (ovvero il lato sopravvento della catena appennica per quanto riguarda il LES), si sono trovati dei parametri chiave che permettessero una descrizione qualitativa delle precipitazioni intense causate dai rilievi. In particolar modo i flussi sono stati suddivisi in neutri o stabilmente stratificati e condizionatamente instabili (soggetti a sviluppo di convezione).

3.4.2.1 Flussi stabilmente stratificati

Nei flussi stabilmente stratificati e secchi un parametro fondamentale per la loro descrizione risulta essere l'altezza adimensionale del rilievo, corrispondente al reciproco del numero di Froude:

$$H = \frac{Nh}{U} \quad (3.3)$$

Tale parametro permette di avere un'idea del comportamento del flusso incidente rispetto all'interazione con il rilievo, distinguendo tra casi di flusso bloccato o flusso che supera l'ostacolo.

Introducendo l'umidità (Miglietta and Buzzi, 2004) si nota che il rilascio di calore latente (dettato dalla condensazione durante la salita lungo il pendio sopravvento del rilievo) aiuta il sollevamento del flusso oltre l'ostacolo orografico. In particolar modo, se un flusso stabile e secco risulta essere bloccato nei bassi strati, nel caso si aggiunga dell'umidità (mantenendo costante il numero di Froude), il medesimo flusso può "scavalcare" la montagna e ridiscendere lungo il pendio sottovento. Sempre secondo Miglietta and Buzzi (2004), l'interazione dipende anche dalla forma dell'ostacolo, con le concavità che aiutano la formazione di blocking e di zone di stagnazione. In Colle (2004) sono stati considerati gli effetti della rotazione terrestre, dei diversi valori della stabilità, dello shear del vento con la quota, dell'efficienza di precipitazione e dello zero termico.

3.4.2.2 Flussi condizionatamente instabili

Se nei flussi stabili e stratificati il sollevamento orografico è il principale meccanismo che genera precipitazioni, in quelli instabili il sollevamento iniziale dell'aria attiva una serie di moti verticali ascendenti e discendenti a scala convettiva che agiscono insieme nella produzione di precipitazioni.

Nelle simulazioni idealizzate 2D senza forza di Coriolis di Chu and Lin (2000), si evince l'importanza del raffreddamento evaporativo, causato dalle correnti di densità. Tali correnti discendenti di aria fredda più densa (generate dal raffreddamento evaporativo in seno alle precipitazioni) risultano essere il principale meccanismo di attivazione delle celle convettive una volta che il meccanismo di propagazione dell'aria verso l'esterno diventa ben sviluppato (outflow). In Chen and Lin (2005b) le simulazioni diventano 3D, con l'introduzione della forza di Coriolis. Si nota uno spostamento dei picchi precipitativi verso il pendio sopravvento (in accordo con le osservazioni), una deflessione del flusso e una produzione di moti verticali e precipitazioni (in alcune aree) più intense. In un ulteriore lavoro di Chen and Lin (2005a), vengono presi in considerazione sia il numero di Froude che la CAPE. Per

calcolare il numero di Froude viene considerata la frequenza di Brunt-Väisälä umida (ma non satura) N_w al posto di N ; quindi avremo un numero di Froude modificato (chiamato Fr_w) che permette di tener conto del comportamento che si ha nei bassi strati (dove ancora non avviene la condensazione). Lo studio ha identificato quattro regimi di interazione flusso-ostacolo responsabili di precipitazioni localizzate in diverse zone (figura 3.8). Andando nel dettaglio:

- **nel primo regime** si hanno bassi valori di Fr_w . Si produce un flusso con un sistema convettivo che si propaga upstream ed un sistema convettivo transiente presente all'inizio sul rilievo;
- **nel secondo regime** si hanno moderati valori di Fr_w . Si produce un flusso con un sistema convettivo orografico stazionario sul rilievo, sopravento o sottovento;
- **nel terzo regime** si hanno elevati valori di Fr_w , vicini all'unità. Si produce un flusso con un sistema orografico stazionario-convettivo o convettivo-stratiforme sul rilievo ed un sistema convettivo che si propaga sottovento;
- **nel quarto regime** si produce un flusso con un sistema orografico stratiforme sulla montagna e la possibilità di un sistema convettivo o stratiforme che si propaga lungo il pendio sottovento. In questo regime diventa importante il rapporto tra tempo di avvezione e di crescita. Con vento intenso e alti valori di Fr_w , il sistema legato alle precipitazioni viene portato velocemente nel lato sottovento senza che abbia il tempo necessario per sviluppare convezione sul rilievo.

Sempre in Chen and Lin (2005a) si rimarca il legame tra CAPE e flussi. Con una CAPE elevata, infatti, è sufficiente un debole forcing orografico per innescare un sistema convettivo; con una bassa CAPE, invece, l'intensità del vento incidente diventa cruciale per l'accumulo di precipitazione.

La ricerca di nuovi dettagli sull'interazione flusso-orografia ha portato Miglietta and Rotunno (2009) ad effettuare nuovi studi. Grazie a simulazioni 3D ad altissima risoluzione (metodi LES per la turbolenza e passo di griglia 250 m), è stato esplorato sistematicamente l'effetto della forma e dell'altezza della topografia sulla soluzione. Per valori di $h \ll LFC$ (h indica l'altezza del rilievo ed LFC il livello della convezione libera) il sollevamento orografico non è sufficiente per attivare celle convettive in quanto non si raggiunge il livello di convezione libera; con $h > LFC$, in assenza di correnti di densità, risulta fondamentale l'ampiezza del profilo del rilievo parallelo al flusso (figura 3.9). Nel caso infatti di un rilievo sottile il LFC viene raggiunto sul versante

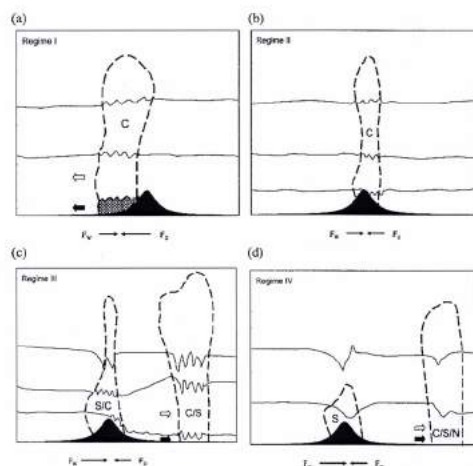
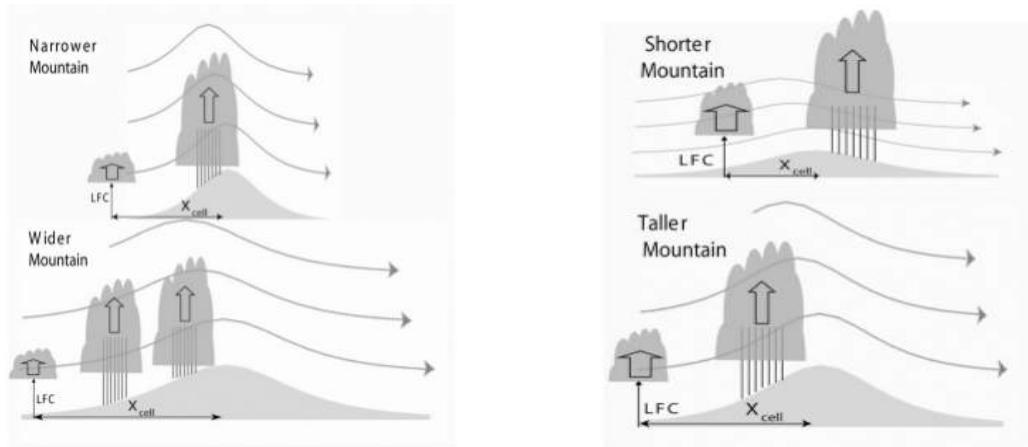


Figura 3.8. Rappresentazione dei 4 regimi di interazione del flusso con il rilievo (Chen and Lin, 2005a).

sopravvento a una minor distanza dalla sommità che per un rilievo esteso e quindi le precipitazioni si spostano a valle rispetto a quanto avverrebbe con un rilievo esteso. Analogamente, per un rilievo più alto il LFC viene raggiunto più lontano dalla cima, sul versante sopravvento; le precipitazioni avvengono maggiormente a monte rispetto a quanto accadrebbe con un rilievo meno elevato.

Un'ultimo riferimento a questa tematica proviene da due articoli sempre di Miglietta e Rotunno. Nel primo (Miglietta and Rotunno, 2012) si arriva alla conclusione che un profilo di vento con intensità decrescente con la quota conferisce maggiore stazionarietà alle precipitazioni, accrescendo gli accumuli sul lato sopravvento. Nel secondo (Miglietta and Rotunno, 2014) si riprendono gli esiti ottenuti dal primo lavoro (Miglietta and Rotunno, 2012) cercando di effettuare un'analisi più sistematica. I risultati ottenuti mostrano che in caso di vento decrescente con la quota, la mancanza di avvezione alle alte quote consente un maggior sviluppo dei moti ascendenti e dello strato freddo associato al raffreddamento evaporativo; il bilancio tra il moto della corrente di densità e il flusso incidente determina la stazionarietà del sistema convettivo e quindi l'accumulo di precipitazione, comunque maggiore che nel caso di profilo uniforme, in cui il sistema si sposta gradualmente nella direzione del flusso incidente (figure 3.10 e 3.11).



(a) Descrizione del flusso a seconda del profilo della montagna parallelo ad esso. L'altezza della montagna è maggiore del livello di libera convezione (LFC)

(b) Descrizione del flusso a seconda dell'altezza h del profilo della montagna parallelo ad esso. Nell'immagine superiore $h > LFC$, nell'immagine inferiore $h < LFC$.

Figura 3.9. Risultati delle simulazioni idealizzate prodotte da Miglietta and Rotunno (2009).



Figura 3.10. Comportamento del flusso con diversi shear del vento (Miglietta and Rotunno, 2014).



Figura 3.11. Comportamento del flusso con shear del vento nullo (Miglietta and Rotunno, 2014).

3.5 Considerazioni conclusive

In questo capitolo è stata effettuata inizialmente una descrizione qualitativa del fenomeno del LES nella regione di interesse, dando risalto all'interazione tra la massa d'aria che attraversa il bacino, la superficie del mare Adriatico e la complessa orografia che circonda il bacino stesso. Sono state successivamente approfondite le dinamiche e le proprietà fisiche che portano all'innescio del fenomeno, con un approfondimento degli effetti causati dall'interazione dei flussi atmosferici con le catene montuose.

Dall'esposizione prodotta è emerso che la Bora ha caratteristiche a sé stanti rispetto ad altri venti di caduta come il Foehn o il Chinook. È inoltre possibile classificare tale tipologia di vento a seconda del campo di pressione presente nell'area in esame:

- la Bora anticiclonica si genera in una situazione di alta pressione sul bacino, con minima rotazione dei venti con la quota. Il mare Adriatico ha un contributo rilevante sul budget di acqua in atmosfera durante eventi di precipitazione;
- la Bora anticiclonica si genera in presenza di un minimo di pressione localizzato tra Tirreno ed Adriatico, con accentuata rotazione dei venti con la quota. Il mare Adriatico ha un contributo relativamente piccolo sul budget di acqua in atmosfera durante eventi di precipitazione.

L'orografia che circonda il mare Adriatico influenza notevolmente la Bora. Infatti la discesa e conseguente variazione di velocità di tali correnti lungo il pendio sottovento delle Alpi Dinariche (ad est del bacino) porta all'insorgenza di fenomeni come il salto idraulico, con redistribuzione di energia in atmosfera e formazione di vortici e turbolenze. Inoltre il riscaldamento e la diminuzione di umidità relativa dei venti lungo tale discesa regolano la successiva interazione tra il flusso d'aria e la superficie del mare, con modifiche alla tensione di vapore sulla superficie del mare e l'alterazione dei flussi di umidità dal bacino all'atmosfera.

Anche il processo di interazione della Bora con l'Appennino diventa un fattore determinante per la genesi del fenomeno. Per questo sono stati affrontati studi teorici che relazionino le aree di occorrenza delle precipitazioni (in particolar modo sopravvento o sottovento la catena montuosa) con le caratteristiche termo-igrometriche del flusso incidente, attraverso l'uso di una serie di parametri di comune uso nel settore della meteorologia.

Nel prossimo capitolo si introdurranno le simulazioni numeriche di quattro eventi di Bora anticiclonica verificatisi nel bacino dell'Adriatico.

Capitolo 4

Simulazioni di eventi di Bora anticiclonica

Nel seguente capitolo verranno mostrati i risultati delle simulazioni numeriche effettuate tramite il modello MOLOCH (*vedere cap.2*) di quattro casi di Bora anticiclonica. In ogni evento sarà eseguita un'analisi sinottica per comprendere le dinamiche a grande scala dei moti atmosferici; in tale contesto sarà rivolta un'attenzione particolare circa la provenienza delle masse d'aria che raggiungono l'area mediterranea. Dopo questa fase iniziale, verrà dapprima proposto un confronto tra osservazioni e output numerici del modello, riferito all'intera giornata dei quattro eventi analizzati. Descritta questa parte, la comparazione dei casi studio si focalizzerà su un particolare orario della giornata, al fine di mettere in evidenza le caratteristiche salienti. Proprio per questo motivo, anche i paragrafi successivi dedicati ad ogni singolo evento (che verteranno su ulteriori output numerici e su cross section realizzate sempre con il modello) mostreranno i risultati nel medesimo orario.

In particolar modo, tra i diversi parametri, saranno esibite le mappe del trasporto di vapor acqueo integrato (IWVT), che viene così calcolato:

$$IWVT_x = \int_0^{z'} qu \left(\frac{p}{R_d T_v} \right) dz \quad (4.1)$$

$$IWVT_y = \int_0^{z'} qv \left(\frac{p}{R_d T_v} \right) dz \quad (4.2)$$

dove q rappresenta l'umidità assoluta, ovvero il rapporto tra massa di vapore su massa d'aria (espresso in kg/kg); u e v sono, rispettivamente, la componente zonale e meridionale del vettore velocità del vento, misurate in m/s ($\vec{V} = (u, v, w)$); R_d rappresenta la costante universale dei gas per l'aria secca e T_v la temperatura virtuale. Per la legge dei gas perfetti, il rapporto

$\frac{p}{R_d T_v}$ rappresenta la densità dell'aria ρ_{aria} (espressa in kg/m^3). Le dimensioni di tale parametro sono quindi: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$. Saranno inseriti anche i grafici del vapor acqueo integrato che attraversa la costa adriatica italiana (IWV): a differenza dell'IWVT, l'IWV considera il trasporto perpendicolare alla linea di costa e quindi è calcolato utilizzando la componente della velocità del vento a 45 gradi (proveniente da nord-est).

Inoltre, verranno mostrate le mappe di LCAPE; a questo proposito, da un'analisi preliminare degli eventi, è emersa la necessità di modificare la definizione di LCAPE rispetto alla sua formulazione originale fornita in sezione 1.3.4, per meglio adattarla alle caratteristiche termodinamiche degli eventi in Adriatico. Infatti, sia la temperatura del mare Adriatico decisamente superiore a quella dei Grandi Laghi, sia il maggior contrasto termico aria-mare (che verrà mostrato nelle successive sezioni del capitolo) rendono poco verosimile l'imposizione che la particella d'aria si trovi in una condizione di saturazione e in una temperatura iniziale pari a quella della superficie. Ciò è dimostrato da valori di LCAPE molto maggiori di quelli presentati in letteratura. Di conseguenza, si è deciso di considerare come riferimento iniziale della particella la temperatura a 2 metri; quest'ultima variabile è calcolata dallo schema di turbolenza del modello in funzione della stabilità del PBL. Tale scelta, dettata da considerazioni fisiche riguardo al fenomeno del LES nella specifica area dell'Adriatico, porta a risultati che numericamente sono confrontabili con studi precedenti a cui si fa riferimento.

4.1 Scelta dei casi studio

Nella valutazione dei numerosi eventi di Bora e di LES che hanno interessato il bacino dell'Adriatico, si è deciso di selezionare quattro eventi di Bora anticiclonica per i quali le precipitazioni nevose registrate siano state rilevanti. Inoltre si è cercato di individuare episodi che abbiano mostrato caratteristiche differenti tra loro non solo in termini di localizzazione e intensità della precipitazione, ma soprattutto per l'evoluzione dinamica, come evidenziato dalla diversa tipologia di copertura nuvolosa vista da satellite, per la diversa intensità dei venti misurati sulla costa adriatica, o per il periodo dell'anno (autunno e inverno) in cui si sono verificati. In questo modo, nonostante il limitato numero di casi studio, è stato comunque possibile effettuare un'analisi dettagliata di uno spettro relativamente ampio di eventi di Bora anticiclonica, mettendone in evidenza le sostanziali differenze. Si è cercato infine di considerare eventi abbastanza recenti in modo da poter utilizzare, come guida delle simulazioni a mesoscala, campi di analisi meteorologiche del modello globale IFS di elevata affidabilità, in quanto caratterizzati da buona

risoluzione orizzontale e verticale e ottenuti con sistemi di assimilazione dati avanzati. In particolare verranno mostrati i casi del:

- **30 Dicembre 2014;**
- **26 Novembre 2013;**
- 16 Dicembre 2010;
- 15 Dicembre 2007.

I primi due eventi sono messi in evidenza poichè sono stati studiati con maggiore dettaglio. Tale scelta è dipesa dal fatto che nonostante possano sembrare molto simili a livello sinottico, celano in realtà notevoli differenze che saranno successivamente esplicate. Si dimostrerà, con l'aggiunta dei restanti due eventi, quanto il LES sia un fenomeno estremamente sensibile a diversi parametri ambientali in Adriatico, il che rende difficile darne una semplice descrizione schematica.

4.2 Evento del 30 dicembre 2014

Il Lake-Effect Snow che ha interessato l'Italia durante la fine del 2014 ha provocato copiose nevicate che hanno colpito in particolar modo le regioni adriatiche del centro-sud fin sulla costa. Deboli precipitazioni sono state registrate anche nel versante tirrenico (generalmente in ombra nivometrica in questi casi). Per un'analisi sinottica dell'evento si mostrerà anche una panoramica della situazione meteorologica verificatasi nei giorni antecedenti l'evento.

4.2.1 Introduzione: analisi sinottica

Tra il 27 ed il 28 dicembre del 2014 una saccatura di origine nord atlantica si estende dalla Francia fin sul Tirreno. Tale configurazione barica determina la formazione di un centro di bassa pressione nel mare suddetto, innescando precipitazioni diffuse su gran parte del territorio italiano, con quota neve generalmente sopra i 1000 metri. Lo spostamento del minimo barico in seno alla saccatura verso oriente provoca un temporaneo miglioramento delle condizioni atmosferiche. Il 29 dicembre il promontorio di alta pressione in atlantico, associato ai meandri dell'onda di Rossby, si estende fin verso latitudini polari; il suo rafforzamento, unito alla rotazione dell'asse della struttura disposto con un'inclinazione SW-NE, produce una discesa di aria gelida di matrice siberiana che interessa il giorno successivo il bacino dell'Adriatico. Il

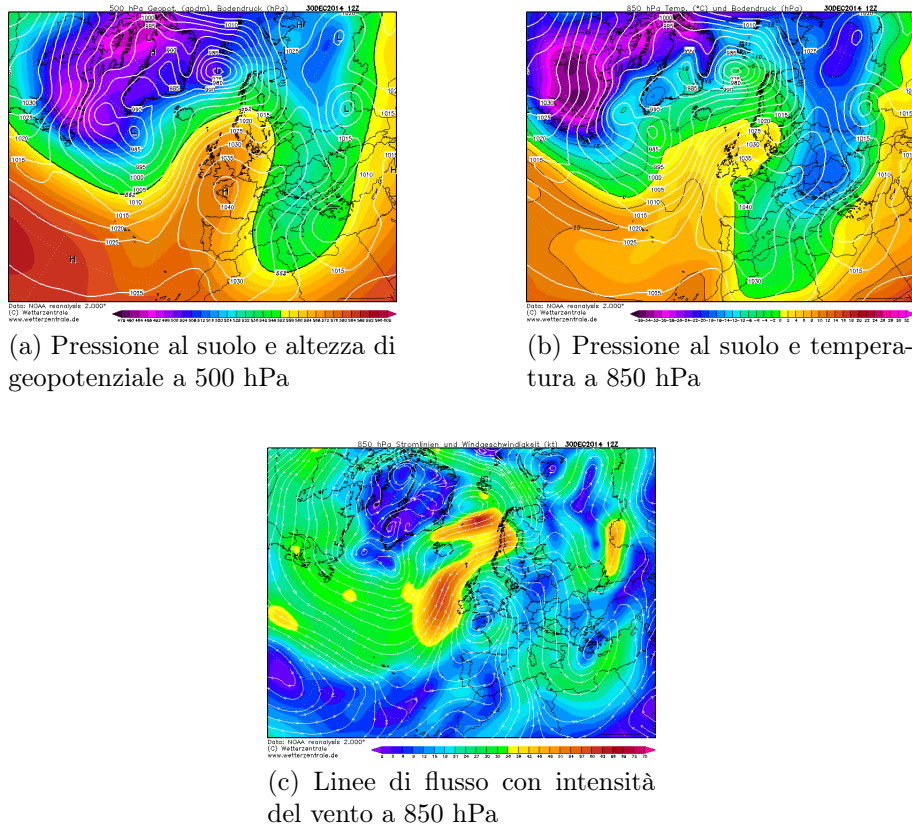


Figura 4.1. Rianalisi NOAA del 30 dicembre 2014 alle ore 12:00 UTC (13:00 ora solare).

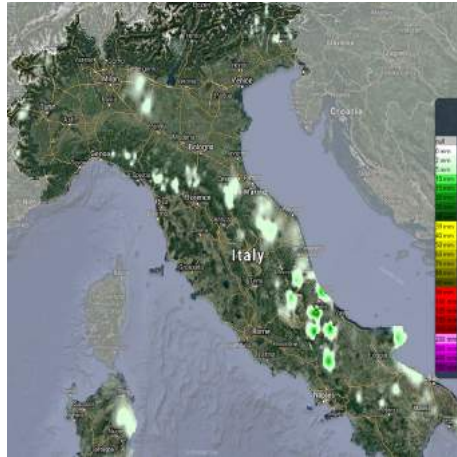
flusso di origine artico-continentale presenta caratteristiche peculiari: ha uno spessore dell'ordine di 2-3 km (capitolo 4.2.4) e risulta essere particolarmente stabile. Le isoterme a 850 hPa, inoltre, raggiungono valori ragguardevoli: fino a -14°C , decisamente al di sotto rispetto alla media climatologica della temperatura a 850 hPa delle zone colpite in quel periodo, che si aggira intorno ai 2°C (fonte: reanalisi NCEP). I valori di pressione risultano particolarmente elevati (>1020 hPa sul bacino dell'Adriatico) e le intensità del vento al suolo nell'area mediterranea superano i 10 m/s. Per ulteriori dettagli vengono inserite le reanalisi NOAA del 30 dicembre 2014 ore 12 UTC (13:00 italiane) con i campi di pressione al suolo, le altezze di geopotenziale e isoterme a 500 hPa, le linee di flusso e le isoterme a 850 hPa (figura 4.1).

4.2.2 Comparazione tra dati ed elaborazioni modellistiche

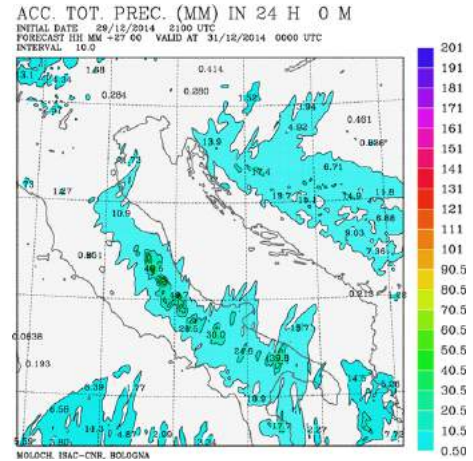
Il confronto tra i risultati della simulazione di MOLOCH (inizializzata alle 21:00 UTC del 29 dicembre) e i dati osservativi diventa un passo preliminare e importante per assicurarsi che il modello riproduca ragionevolmente gli aspetti principali dell'evento (in modo da poterlo utilizzare come strumento per ulteriori esperimenti di sensibilità presenti nel capitolo 5). Le precipitazioni avvenute durante la giornata del 30 dicembre sono particolarmente disomogenee e concentrate soprattutto sui rilievi prospicienti il mare Adriatico. Dal confronto tra i dati pluviometrici del Dipartimento Nazionale della Protezione Civile (figura 4.2a) e l'elaborazione del medesimo campo da parte di MOLOCH (figura 4.2b) si evince un pattern simile ad eccezione della costa pescarese dove il modello non riproduce fedelmente l'entità dei fenomeni così come registrati dalle stazioni meteorologiche in situ. Si tiene a precisare che la comparazione appena mostrata risulta essere particolarmente importante soprattutto per comprendere la distribuzione (più che l'intensità delle precipitazioni). Nei casi di nevicate, infatti, i pluviometri se non riscaldati o con temperature ben al di sotto degli zero gradi, possono non quantificare l'accumulo. Accade sovente che la misurazione di una nevicata da parte dei pluviometri avviene nei giorni successivi quando la neve tende a sciogliersi. Si ritiene quindi che le osservazioni possano essere affette da un errore rilevante almeno in termini di quantità.

Allargando il confronto su altri campi meteorologici (grazie ai dati forniti dal Centro Funzionale Regionale dell'Abruzzo), si pone l'attenzione su tre località poste a diverse quote, rappresentative dell'area interessata dall'evento:

- **Pescara porto**, 1 m s.l.m. (figura 4.3). In questo caso il modello riproduce abbastanza bene la direzione e l'intensità del vento (a parte all'inizio dell'evento in cui si anticipa la disposizione dei venti da N-NE). Sulla temperatura le differenze maggiori si rilevano nelle prime ore del 30 dicembre, probabilmente conseguenti alla diversa direzione ed intensità del vento);
- **Caramanico**, in provincia di Pescara (804 m s.l.m.). Qui il modello fa più fatica a riprodurre la situazione in loco, verosimilmente a causa dell'orografia complessa del territorio, con il paese incastonato tra alte vette e posto lungo una stretta valle. L'andamento migliore risulta essere quello della temperatura (con differenze dell'ordine di 2-3 gradi, figura 4.4d), seguito dalla direzione del vento (seppure ci siano notevoli differenze nella prima parte della giornata, figura 4.4b). L'intensità del vento è mediamente sovrastimata (figura 4.4c). Gli andamenti di



(a) Mappa giornaliera delle precipitazioni avvenute sul territorio italiano, ottenuta dall'interpolazione dei dati della rete pluviometrica (fonte: Dipartimento della Protezione Civile).



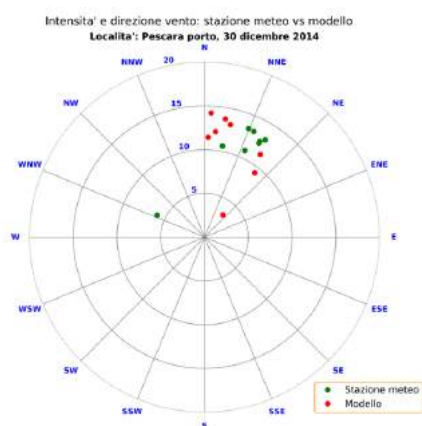
(b) Campo di precipitazione cumulata durante la giornata del 30 dicembre, simulato da MOLOCH.

Figura 4.2. Confronto tra dati e simulazione modellistica sulle precipitazioni del 30 dicembre 2014.

temperatura (con un calo nelle prime 12 ore) e del vento (in aumento nello stesso periodo) sono corretti e fanno ipotizzare ad una discrepanza tra orografia reale e del modello;

- **Campo Imperatore**, in provincia de L'Aquila (2152 m s.l.m.). La direzione del vento e l'andamento della temperatura da parte del modello risultano buoni, seppure l'intensità dei venti venga fortemente sovrastimata (figura 4.5). Si sospetta, però, che l'anemometro possa avere dei problemi di sottostima date le temperature estremamente basse. Anche in questo caso bisogna considerare che il confronto su orografia complessa non è semplice.

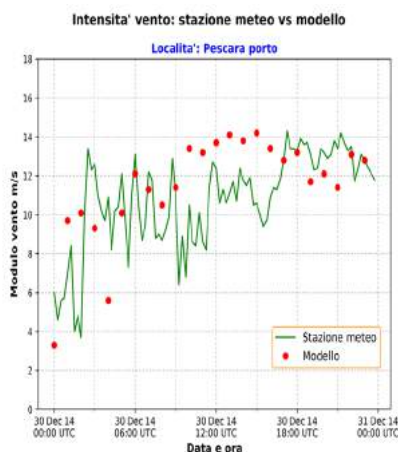
Come anticipato all'inizio del capitolo, dopo uno sguardo iniziale rivolto all'intera giornata, si è deciso di analizzare approfonditamente un particolare orario. Nel caso specifico, si è scelto di mostrare ciò che avviene attorno alle 15:00 UTC (16:00 ora solare) quando si forma una serie di bande di nubi convettive sul bacino dell'Adriatico. Facendo riferimento alle figure 4.6a e 4.6b, si nota che tali bande sono presenti nelle immagini dal satellite geostazionario Meteosat-SEVIRI canale 1 (visibile 0.56 - 0.71 μm) e canale 3 (vicino infrarosso, onda-corta infrarosso 1.5 - 1.78 μm). La scelta di riportare due canali deriva dal fatto che il canale 3 tende a discriminare le nubi dalla



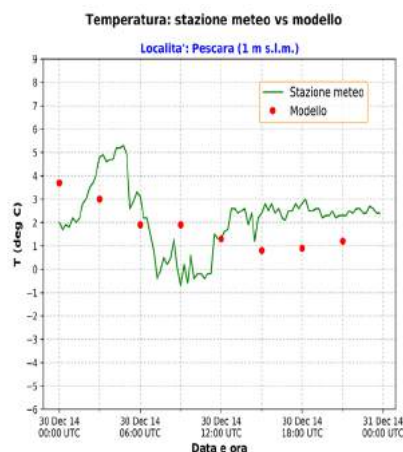
(a) Grafico 2D in coordinate polari. L'angolo rappresenta la direzione del vento, mentre la distanza dal polo rappresenta l'intensità del medesimo in m/s. I valori con le relative date sono riportati nella tabella a fianco.

PESCARA PORTO						
DATA E ORA (UTC)	°S.M.	DIR S.M	°M.	DIR M.	VVv S.M.	VVv M.
30/12/2014 00:00	295	WNW	39	NE	6	3.3
30/12/2014 03:00	30	NNE	38	NE	12.6	9.3
30/12/2014 06:00	32	NNE	6	N	13.1	12.1
30/12/2014 09:00	25	NNE	2	N	10.9	11.4
30/12/2014 12:00	30	NNE	10	N	12.4	13.7
30/12/2014 15:00	11	N	3	N	10.6	14.2
30/12/2014 18:00	25	NNE	13	NNE	13.3	13.2
30/12/2014 21:00	22	NNE	34	NE	13.4	11.4

(b) Dati triorari (in UTC) della direzione (° e DIR) e dell'intensità del vento (VVv). I valori della stazione meteo sono indicati con "S.M.", mentre quelli del modello con "M.".

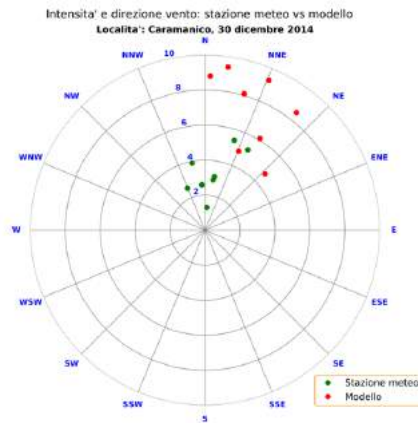


(c) Andamento dell'intensità del vento (espressa in m/s). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali si è effettuata l'interpolazione lineare).



(d) Andamento della temperatura (in °C). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali è stata realizzata l'interpolazione lineare).

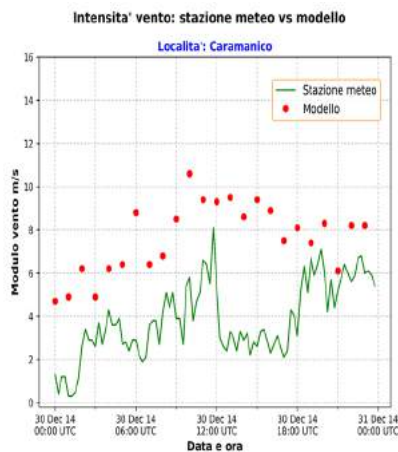
Figura 4.3. Confronto tra osservazioni e simulazioni numeriche nella località di Pescara porto (1 m s.l.m.) durante il 30 dicembre del 2014. In rosso sono rappresentati i valori del modello, in verde quelli della stazione meteo.



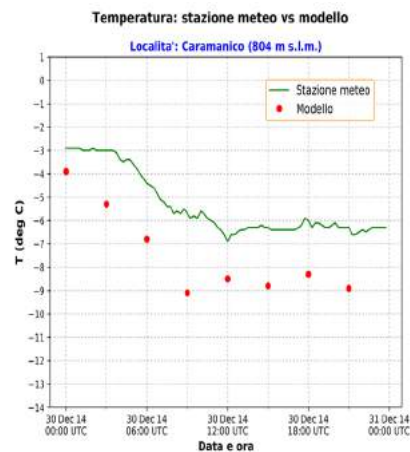
(a) Grafico 2D in coordinate polari. L'angolo rappresenta la direzione del vento, mentre la distanza dal polo rappresenta l'intensità del medesimo in m/s. I valori con le relative date sono riportati nella tabella a fianco.

CARAMANICO						
DATA E ORA (UTC)	° S.M.	DIR S.M	° M.	DIR M.	VVv S.M.	VVv M.
30/12/2014 00:00	4	N	47	NE	1.3	4.7
30/12/2014 03:00	337	NNW	23	NNE	2.6	4.9
30/12/2014 06:00	9	N	2	N	2.9	8.8
30/12/2014 09:00	349	N	38	NE	3.9	8.5
30/12/2014 12:00	18	NNE	23	NNE	5.4	9.3
30/12/2014 15:00	356	N	8	N	2.6	9.4
30/12/2014 18:00	10	N	16	NNE	3.1	8.1
30/12/2014 21:00	28	NNE	31	NNE	5.2	6.1

(b) Dati triorari (in UTC) della direzione ($^{\circ}$ e DIR) e dell'intensità del vento (VVv). I valori della stazione meteo sono indicati con "S.M.", mentre quelli del modello con "M.".

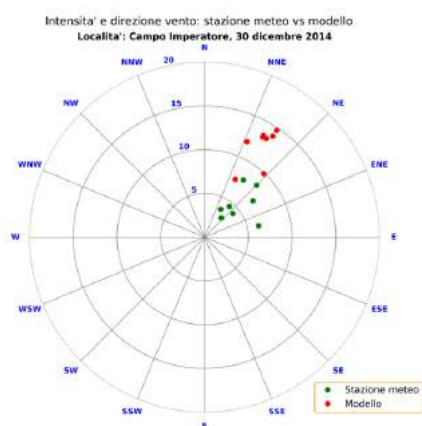


(c) Andamento dell'intensità del vento (espressa in m/s). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali si è effettuata l'interpolazione lineare).



(d) Andamento della temperatura (in $^{\circ}$ C). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali è stata realizzata l'interpolazione lineare).

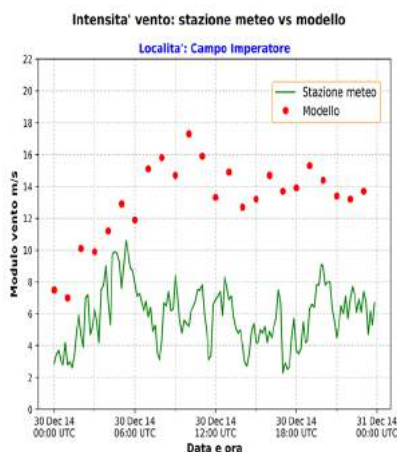
Figura 4.4. Confronto tra osservazioni e simulazioni numeriche nella località di Caramanico (PE, 804 m s.l.m.) durante il 30 dicembre del 2014. In rosso sono rappresentati i valori del modello, in verde quelli della stazione meteo.



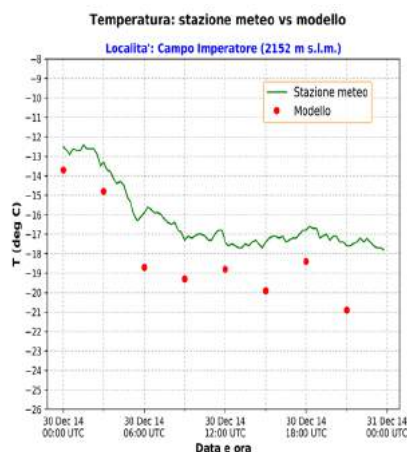
(a) Grafico 2D in coordinate polari. L'angolo rappresenta la direzione del vento, mentre la distanza dal polo rappresenta l'intensità del medesimo in m/s. I valori con le relative date sono riportati nella tabella a fianco.

CAMPO IMPERATORE						
DATA E ORA (UTC)	° S.M.	DIR S.M.	° M.	DIR M.	VVv S.M.	VVv M.
30/12/2014 00:00	41	NE	28	NNE	2.9	7.5
30/12/2014 03:00	78	ENE	43	NE	6.3	9.9
30/12/2014 06:00	34	NE	24	NNE	7.9	11.9
30/12/2014 09:00	45	NE	34	NE	8.4	14.7
30/12/2014 12:00	53	NE	32	NNE	6.9	13.3
30/12/2014 15:00	50	NE	30	NNE	4.2	13.2
30/12/2014 18:00	30	NNE	34	NE	3.7	13.9
30/12/2014 21:00	39	NE	30	NNE	4.5	13.4

(b) Dati triorari (in UTC) della direzione (° e DIR) e dell'intensità del vento (VVv). I valori della stazione meteo sono indicati con "S.M.", mentre quelli del modello con "M.".



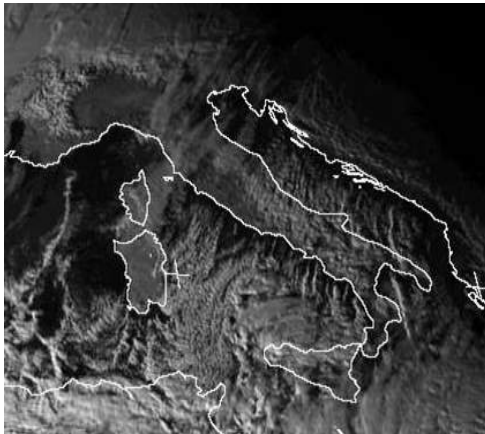
(c) Andamento dell'intensità del vento (espressa in m/s). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali si è effettuata l'interpolazione lineare).



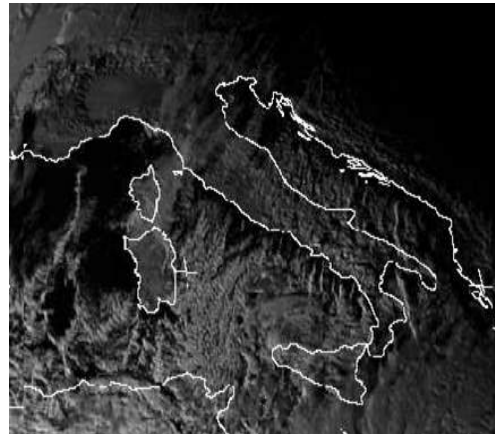
(d) Andamento della temperatura (in °C). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali è stata realizzata l'interpolazione lineare).

Figura 4.5. Confronto tra osservazioni e simulazioni numeriche nella località di Campo Imperatore (AQ, 2152 m s.l.m.) durante il 30 dicembre del 2014. In rosso sono rappresentati i valori del modello, in verde quelli della stazione meteo.

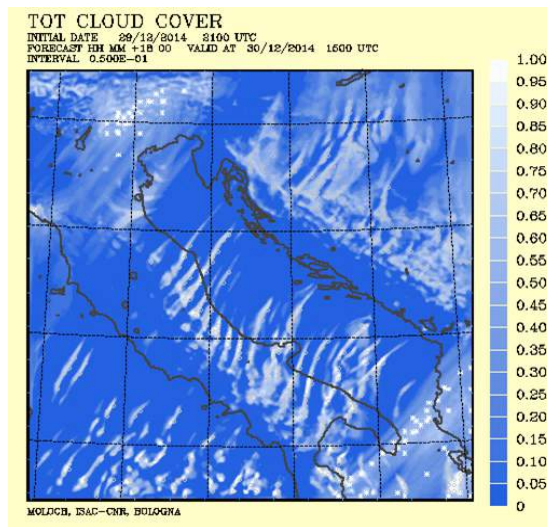
neve (data la scarsa riflettanza della neve al suolo a quel determinato range di lunghezza d'onda), mettendo in risalto le nubi altrimenti meno nitide se osservate dal canale 1. Confrontando tali immagini con la figura 4.6c, si nota che anche il modello riproduce per quell'orario le bande di nubi convettive.



(a) Immagine del satellite geostazionario Meteosat-SEVIRI (canale 1 VIS 0.56 - 0.71 μm).



(b) Immagine del satellite geostazionario Meteosat-SEVIRI (canale 3 NIR SW-IR 1.5 - 1.78 μm).

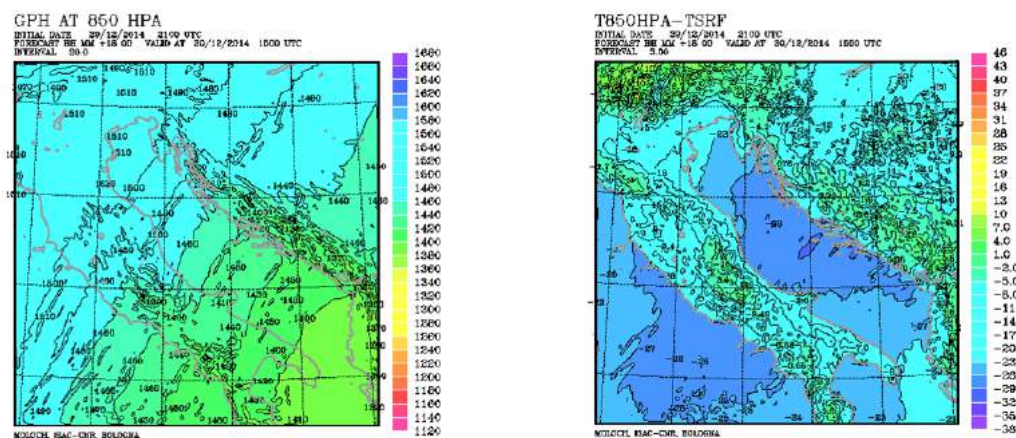


(c) Copertura nuvolosa elaborata dal run di controllo del MOLOCH.

Figura 4.6. Confronto tra immagini satellitari e riproduzione numerica del campo di nubi il 30 dicembre 2014, 15:00 UTC.

4.2.3 Riproduzione numerica dei campi meteorologici

Focalizzando l'attenzione sulla formazione delle bande convettive mostrate nella precedente sottosezione, si evince chiaramente, grazie alla simulazione modellistica effettuata su tale evento, come siano presenti tutte le caratteristiche necessarie per innescare il fenomeno del Lake-Effect Snow (cap. 1.3). In particolar modo, nella figura 4.7a viene mostrata l'altezza di geopotenziale a 850 hPa nel dominio di integrazione del MOLOCH alle 15:00 UTC del 30 dicembre. Appare evidente come tale parametro sull'Adriatico abbia valori compresi tra i 1400 metri ed i 1500 metri. Affiancando a tale figura la differenza di temperatura tra il suolo e la superficie isobarica a 850 hPa (figura 4.7b), sul bacino si rilevano gradienti ben oltre il lapse rate adiabatico richiesto per la genesi del fenomeno (cap. 1.3): i valori sono compresi infatti tra i 23 ed i 29 gradi (ben oltre la soglia minima di 14 - 15 gradi richiesta per l'attivazione del processo).



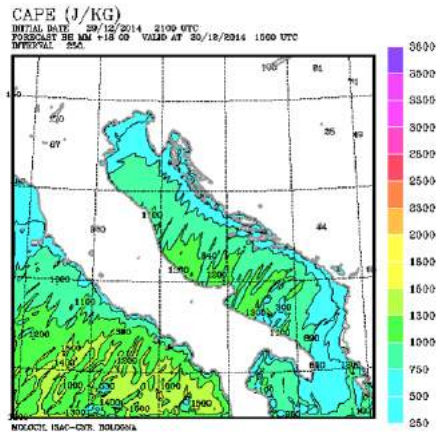
(a) Altezza di geopotenziale a 850 hPa nel dominio di integrazione.

(b) $\Delta T_{850hPa-srf}$ nel dominio di integrazione.

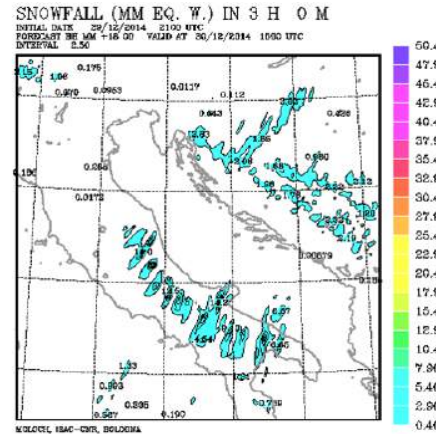
Figura 4.7. Previsione numerica (+18h) del MOLOCH al 30 dicembre 2014, 15:00 UTC.

La figura 4.8a mostra i valori di LCAPE raggiunti durante tale fase. Essi si aggirano tra i 1100 ed i 1300 $J\text{kg}^{-1}$. Se si riprende la classificazione adottata nella regione dei grandi laghi (cap.1.3), ci si trova in un caso di LCAPE moderata (che comporta un tasso di precipitazioni altresì moderato). D'altronde, come mostrato nella figura 4.8b, gli accumuli triorari non sono particolarmente intensi, con massimi che raggiungono i 15 mm solo in prossimità delle creste appenniniche.

Nella rappresentazione grafica dei venti a 10 metri (figura 4.9a) emerge che la direzione prevalente sia dai quadranti nord-orientali (ovvero di Bora),



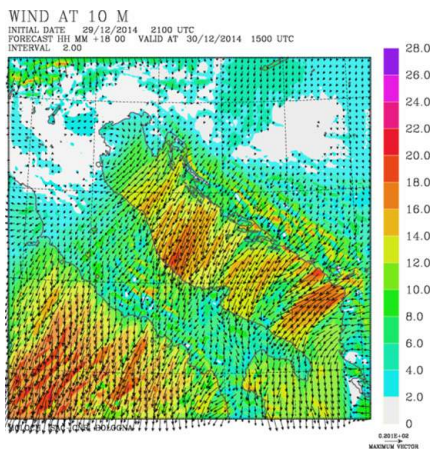
(a) LCAPE nel dominio di integrazione.



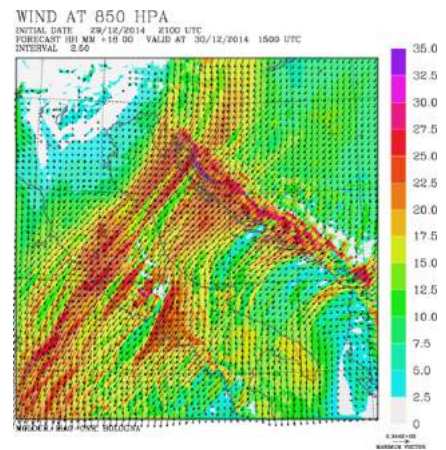
(b) Precipitazioni nevose nel dominio di integrazione.

Figura 4.8. Previsione numerica (+18h) del MOLOCH al 30 dicembre 2014, 15:00 UTC.

con intensificazione sull'Adriatico, dove si raggiungono i 18 - 20 m/s. Se si pone lo sguardo alla mappa dei venti a 850 hPa (figura 4.9b), si nota come la provenienza del flusso si mantenga sempre da nord-est (come atteso per la Bora anticiclonica), con una leggera rotazione oraria rispetto al caso a 10 metri; questo permette di affermare che il criterio specificato nel cap 1.3 per la genesi delle bande risulta ampiamente rispettato.



(a) Vento a 10 metri nel dominio di integrazione.

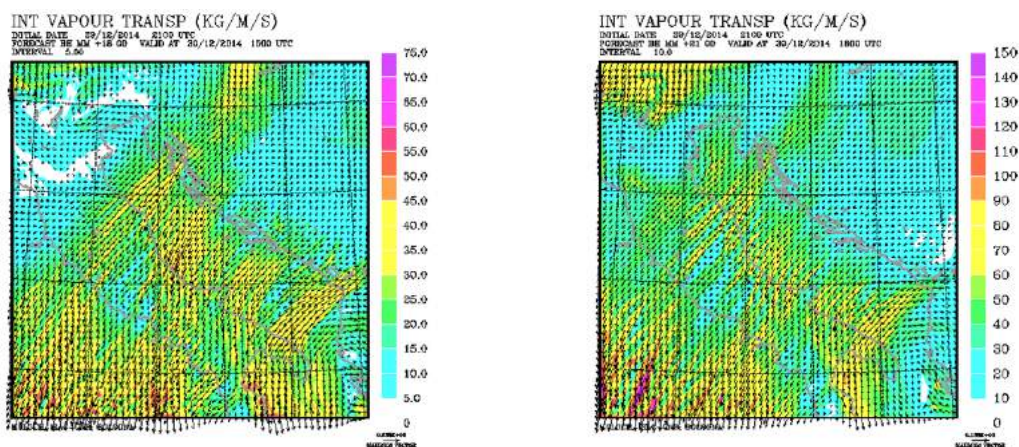


(b) Vento a 850 hPa nel dominio di integrazione.

Figura 4.9. Previsione numerica (+18h) del MOLOCH al 30 dicembre 2014, 15:00 UTC.

Correlato ai venti risulta essere il trasporto di vapor acqueo integrato

(in inglese Integrated Water Vapour Transport, IWVT). Se si integra tale trasporto nei primi 1000 metri (figura 4.10a), si evidenziano delle "bande" di umidità che danno origine alle nubi e alle successive precipitazioni. I valori di queste bande si aggirano tra i 45 ed i 55 $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$. Se si calcola l'integrale fino a 3000 metri (figura 4.10b), si riconosce sempre una struttura a bande, con valori compresi tra i 70 e gli 80 $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$. Diventa, però, interessante il fatto che il contributo maggiore di umidità sia ristretto ai primi 1000 metri; questo dimostra in maniera tangibile l'importanza dei primi strati atmosferici e soprattutto dei flussi superficiali di calore.



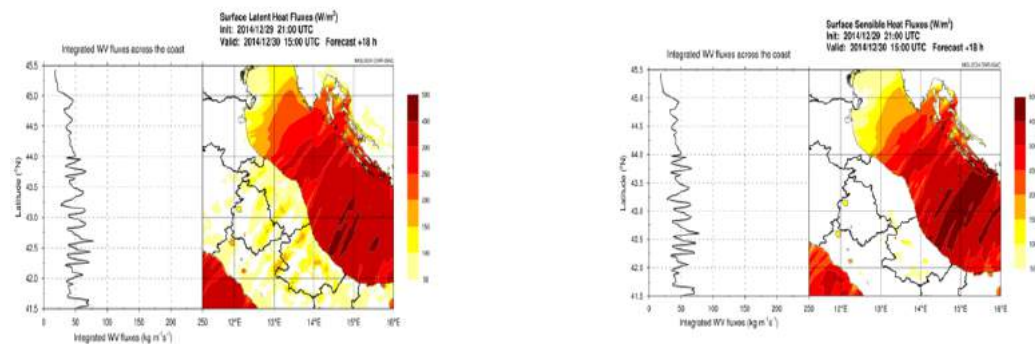
(a) Trasporto di vapor acqueo integrato fino a 1000 metri nel dominio di integrazione.

(b) Trasporto di vapor acqueo integrato fino a 3000 metri nel dominio di integrazione.

Figura 4.10. Previsione numerica (+18h) del MOLOCH al 30 dicembre 2014, 15:00 UTC.

Ad ulteriore prova di quanto detto, se si considerano rispettivamente i flussi superficiali di calore latente e di calore sensibile provenienti dall'Adriatico (figura 4.11), i valori massimi raggiunti sfiorano i 500 W m^{-2} . Per quanto riguarda soprattutto i flussi di calore sensibile, vi è una certa propensione delle intensità a disporsi a bande, data la correlazione con l'intensità del vento. L'andamento del vapor acqueo integrato fino a 3000 metri lungo costa presenta valori non particolarmente alti che oscillano tra i 42° N ed i 44° N .

Per avere un'idea del profilo termico sul bacino adriatico (in mancanza di radiosondaggi nei territori interessati da LES), si è estrapolato dalle previsioni modellistiche un grafico denominato *Skew-T* in un punto di coordinate 43° N e 15° E (figura 4.12a). Affinchè il profilo sia rappresentativo della zona, le variabili sono ottenute da una media dei campi su una serie di punti di griglia attorno al punto scelto (49 per la precisione). Il profilo mostra co-



(a) Flussi superficiali di calore latente con grafico del vapor acqueo integrato fino a 3000 metri lungo la costa adriatica italiana.

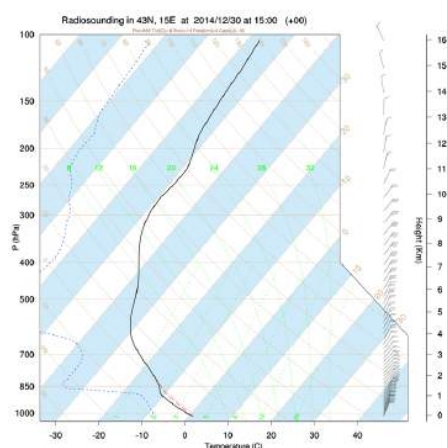
(b) Flussi superficiali di calore sensibile con grafico del vapor acqueo integrato fino a 3000 metri lungo la costa adriatica italiana.

Figura 4.11. Previsione numerica (+18h) del MOLOCH al 30 dicembre 2014 ore 15:00 UTC.

me fino ad 850 hPa vi sia instabilità; al di sopra di tale quota isobarica la temperatura decresce più lentamente fino a diventare costante attorno ai 300 hPa per poi aumentare al di sopra. L'umidità relativa, inoltre, decresce al di sopra dei 1500 metri (visibile a causa della diminuzione della temperatura di rugiada). Il vento, infine, si mantiene dai quadranti nord-orientali fin verso i 10 km di altezza. Nel medesimo punto è stato calcolato anche il numero di Froude. L'altezza della montagna (ovvero gli Appennini) su cui il flusso va ad incidere è posta pari a 2000 metri (figura 4.12b) e si utilizza un intorno di punti su cui si effettua la media dei campi. La scelta di tale area deriva dal fatto che si è voluto rimanere distante dalla catena appenninica, per valutare le caratteristiche del flusso incidente gli Appennini, quando ancora non risente della presenza dell'orografia. In tal modo è possibile stimare se esso è in grado di superare l'ostacolo ("flow over") o di rimanere bloccato ("flow around"). Nel caso in oggetto, il numero di Froude si dimostra essere sempre maggiore di uno durante l'intera giornata del 30 dicembre: questo permette di asserire che il flusso è in grado di scavalcare l'Appennino raggiungendo di fatto il lato sottovento dei rilievi.

4.2.4 Analisi di sezioni verticali tramite MOLOCH

L'analisi di sezioni verticali riveste un ruolo importante perché permette di evidenziare le caratteristiche salienti dell'evento. Ponendo l'attenzione sulla formazione delle bande (mostrate nei precedenti paragrafi), si è ritenuto ne-



(a) Grafico Skew-T alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014 riferito ad un intorno del punto di coordinate 43° N e 15° E.

Data e ora (UTC)	Numero di Froude
30/12/2014 00:00	0.94
30/12/2014 03:00	0.96
30/12/2014 06:00	1.93
30/12/2014 09:00	1.44
30/12/2014 12:00	1.51
30/12/2014 15:00	1.61
30/12/2014 18:00	1.31
30/12/2014 21:00	1.05

(b) Numero di Froude calcolato in un intorno del punto di coordinate 43° N e 15° E.

Figura 4.12. Previsioni numeriche del MOLOCH per l'evento in oggetto.

cessario disporre tali sezioni lungo la direzione delle bande stesse (che risulta essere la stessa del vento e delle precipitazioni) oltre che nella direzione a loro perpendicolare. A tal fine, sono state elaborate inizialmente 5 sezioni che attraversano l'Adriatico e le catene prospicienti con direttrice NE-SW, equidistanziate di 5 km, così come riportato nella figura 4.13; la prima sezione è quella che si trova più a nord.

Si riportano i risultati della seconda e della quarta sezione, poichè rappresentano comportamenti molto differenti entro una distanza di soli 10 km. Nella seconda cross section (figura 4.14a) viene rappresentata l'umidità relativa ed il vento tangente. Si nota una saturazione e sovrassaturazione soprattutto nei primi 3-4 km, in corrispondenza soprattutto del lato sopravvento dei rilievi balcanici (a sinistra dell'immagine) e dei rilievi appenninici (a destra dell'immagine). Questo porterà allo sviluppo di nubi così come rappresentato nella figura 4.14b dove sono riportate la temperatura in atmosfera (T_c) ed il contenuto di acqua e di ghiaccio delle nubi (CLWI). L'umidità relativa sopra il mare aumenta procedendo verso la costa sottovento, a causa dei flussi superficiali di calore latente del bacino stesso. Dai 3-4 km fino ai 7-8 km si trova uno strato a bassissima umidità relativa (peculiarità unica se rapportata con gli altri eventi presi in esame). Allargando l'analisi al vento tangente presente in sezione, si nota innanzitutto il salto idraulico nel versante sottovento delle Alpi Dinariche a ridosso della costa (così come spiegato nel cap.3); la discesa dei venti lungo il pendio della catena a monte del bacino

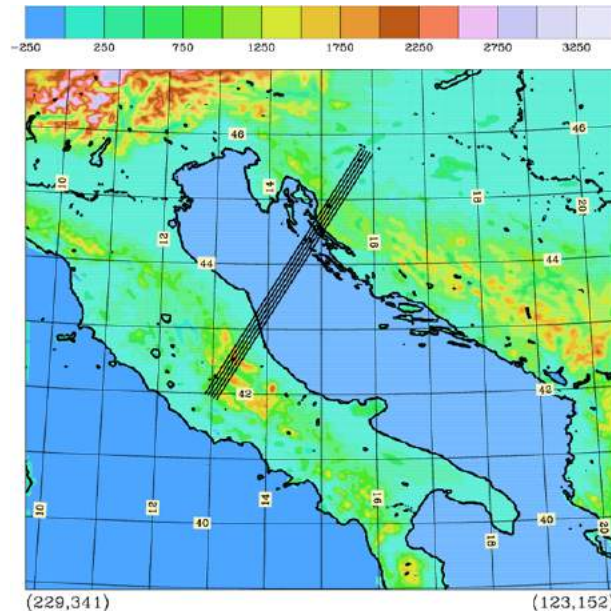
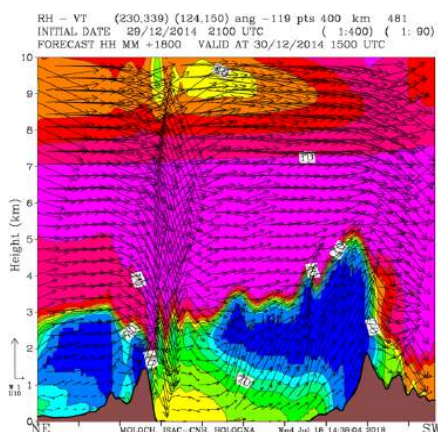


Figura 4.13. Sezioni verticali che attraversano l'Adriatico nella direttrice NE-SW. Le sezioni sono equidistanziate di 5 km e sono così disposte affinché abbiano un'orientazione simile a quella del vento, delle bande nuvolose convettive e delle precipitazioni.

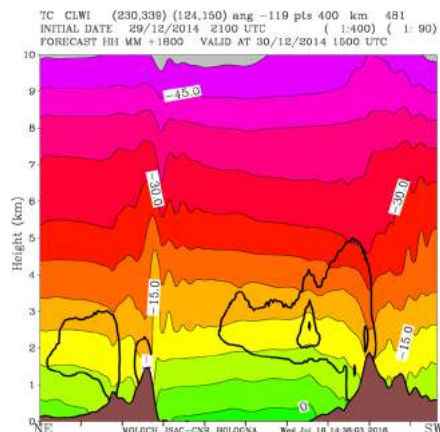
provoca, inoltre, la riduzione dell'umidità dell'aria. Spostandosi, infine, sul mar Adriatico, si nota che a circa metà della sua estensione si innescano moti verticali generati da convezione, con i venti che trasportano verso l'alto calore ed umidità. In realtà, se si riprendono le mappe di precipitazione (figura 4.8b) si scopre che tale processo provoca sull'Adriatico la formazione di nubi ma non di precipitazioni.

La quarta sezione (figura 4.15) mostra invece un andamento assai diverso. In questo caso la saturazione e sovrassaturazione è presente solo sul versante sopravvento ai Balcani. Sugli Appennini, invece, non si formano nubi e precipitazioni (figura 4.15b). Si mantiene invece il salto idraulico e lo strato secco nella media troposfera.

Mediando i campi su sette cross section (distanziate sempre di 5 km tra di loro) lungo la dorsale appenninica adriatica (figura 4.16a), in modo da eliminare eventuali fluttuazioni locali nei campi esaminati, si rileva un'alternanza tra bande ad alta umidità relativa e a bassa umidità relativa (figura 4.16b). Questo pattern evidenzia in modo chiaro la presenza di bande convettive disposte in direzione perpendicolare alla catena montuosa, lungo la direzione del vento incidente. I moti verticali associati rivelano la natura convettiva di queste bande.

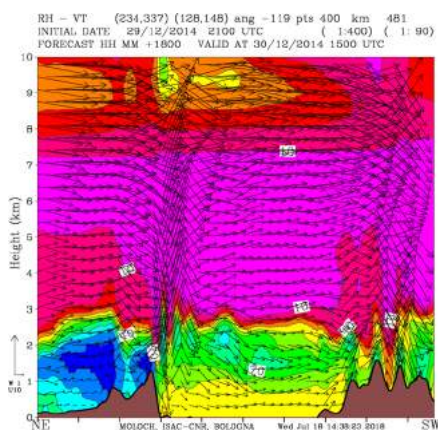


(a) Seconda sezione NE-SW Adriatico riferita all'umidità relativa e al vento lungo la sezione.

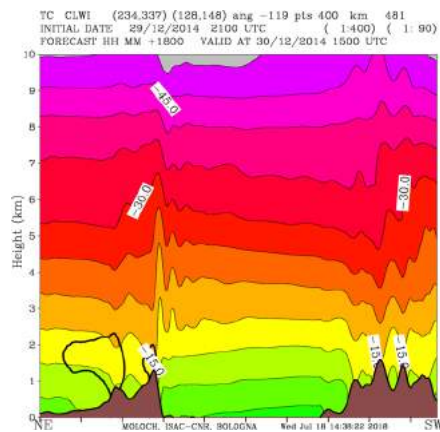


(b) Seconda sezione NE-SW Adriatico relativa alla temperatura ed all'acqua-ghiaccio di nube.

Figura 4.14. Previsione numerica (+18h) del MOLOCH al 30 dicembre 2014, 15:00 UTC.

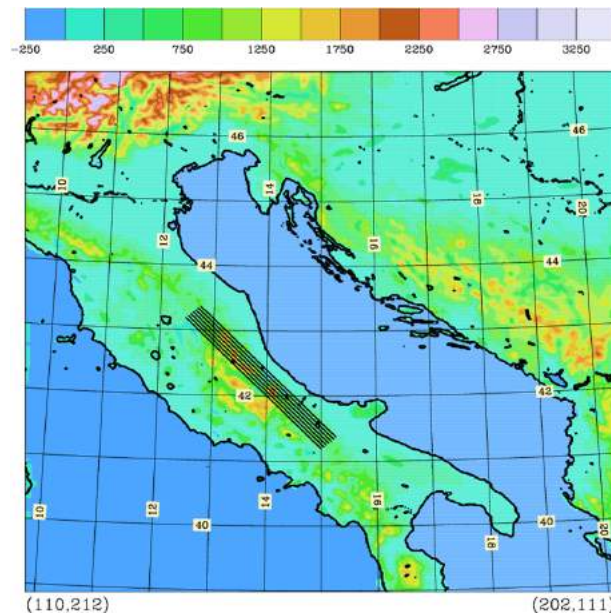


(a) Quarta sezione NE-SW Adriatico riferita all'umidità relativa ed al vento lungo la sezione.

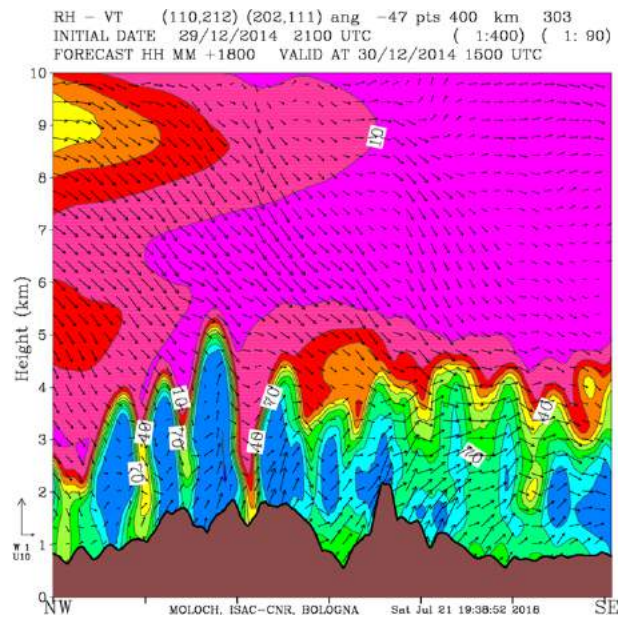


(b) Quarta sezione NE-SW Adriatico relativa alla temperatura ed all'acqua-ghiaccio di nube.

Figura 4.15. Previsione numerica (+18h) del MOLOCH al 30 dicembre 2014 ore 15:00 UTC.



(a) Sette sezioni che attraversano la dorsale appenninica adriatica, distanziate 5 km l'una dall'altra.



(b) Sezioni mediate (figura a fianco) riferite all'umidità relativa ed al vento lungo la sezione.

Figura 4.16. Previsione numerica (+18h) del MOLOCH al 30 dicembre 2014, 15:00 UTC.

4.3 Evento del 26 novembre 2013

Il mese di novembre del 2013 è caratterizzato da due eventi di Bora che colpiscono il versante Adriatico (frequenza assai rara durante questo periodo dell'anno). Il primo si verifica tra l'11 ed il 13 novembre, a seguito della formazione di un ciclone sul Tirreno; la circolazione ciclonica prodotta da tale configurazione barica porta a piogge intense e temporali di forte intensità sul mare Adriatico. Il secondo si sviluppa il 26 novembre e sarà ampiamente descritto nella presente sezione. È un episodio che assume caratteri di eccezionalità data la stagione: le neviccate si spingono fin verso la costa adriatica e si assiste ad un lungo periodo con temperature ben al di sotto della media climatica sull'Italia.

4.3.1 Introduzione: analisi sinottica

La terza decade del mese risulta essere particolarmente instabile e perturbata nell'area mediterranea. In particolar modo, dopo una serie di depressioni atlantiche che attraversano l'Italia, il 26 novembre una discesa di aria artica proveniente dalla Russia raggiunge il bacino dell'Adriatico, generando intense precipitazioni nevose che interessano buona parte dell'Italia centro-meridionale. La neve si spinge fin sulla coste abruzzesi, dove si registrano accumuli notevoli per il periodo. Sebbene a prima vista la sinottica di tale evento (figura 4.17) sembra essere molto simile alla medesima del 30 dicembre 2014 (figura 4.1), in realtà cela differenze notevoli. Dalle rianalisi globali, nonché dalla simulazione numerica dell'evento si evince che la provenienza dell'aria non fu propriamente artico-continentale (come nel primo caso analizzato) ma artico-marittimo. In tale contesto, lo spessore dell'aria ad alta umidità relativa risulta maggiore che nel primo evento analizzato (capitolo 4.3.4), sebbene l'umidità specifica si mantenga piuttosto bassa anche in questo caso (date le rigide temperature a cui si trova). Per quanto riguarda, infine, le temperature, si registrano generalmente valori più elevati a tutte le quote e gradienti termici verticali meno accentuati rispetto all'aria continentale. Come verrà mostrato, la differente origine della massa d'aria esercita un forte impatto sul fenomeno di sviluppo delle nubi oltre che sulla distribuzione ed entità delle precipitazioni.

4.3.2 Comparazione tra dati ed elaborazioni modellistiche

Durante l'intera giornata del 26 novembre, lungo tutta la fascia adriatica dell'Italia centro-meridionale, si registrano intensi e persistenti fenomeni, a

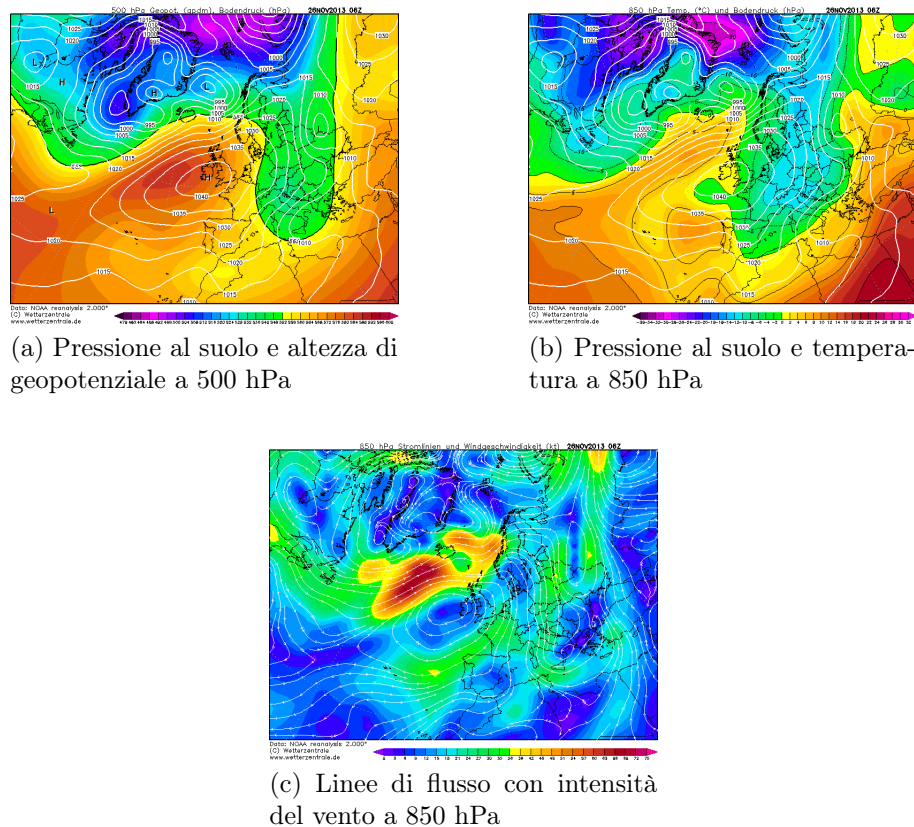
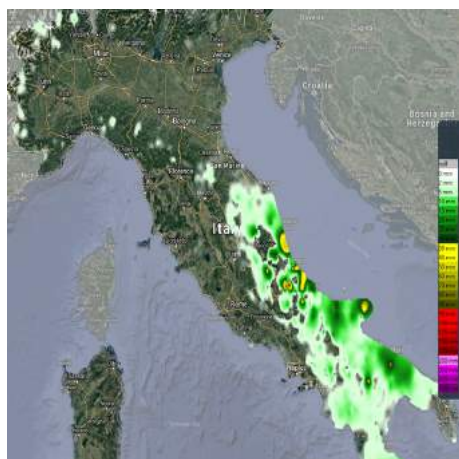


Figura 4.17. Rianalisi NOAA del 26 novembre 2013 alle ore 06:00 UTC (07:00 ora solare).

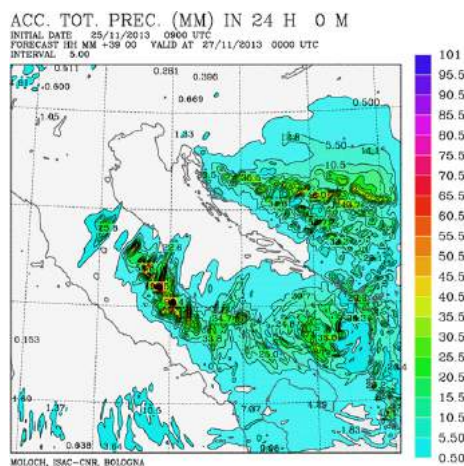
carattere prevalentemente nevoso. A dimostrazione di quanto detto, nella figura 4.18a (dati del Dipartimento Nazionale della Protezione Civile) si vede chiaramente che la quantità e l'estensione delle precipitazioni risulta essere ben differente dal caso del 30 dicembre 2014. Il modello (la cui simulazione è inizializzata alle ore 09:00 UTC del 25 novembre 2013) mostra un discreto accordo con il campo di precipitazioni osservato (figura 4.18b). Si ribadisce, come nel primo evento, che tali dati di precipitazione possono essere affetti da un errore rilevante in caso di precipitazioni nevose. Rimane intatta, quindi, l'idea di un confronto che possa dare delle indicazioni soprattutto sul pattern precipitativo.

Per un confronto a livello di temperature, dell'intensità e della direzione del vento (tramite l'ausilio dei dati del CFR Abruzzo), si ripropongono le seguenti località:

- **Pescara porto** (1 m s.l.m.). La valutazione dei dati diventa molto delicata poichè la direzione del vento risulta variabile tra i quadranti NW-NE (4.19a). Questo significa che in alcuni momenti il vento provie-



(a) Mappa giornaliera delle precipitazioni avvenute sul territorio italiano, ottenuta dall'interpolazione dei dati della rete pluviometrica (fonte: Dipartimento della Protezione Civile).



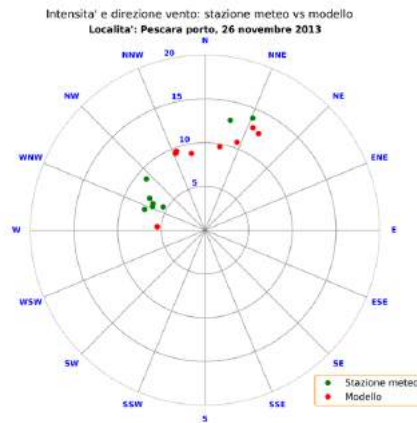
(b) Campo di precipitazione cumulata durante la giornata del 26 novembre, simulato da MOLOCH.

Figura 4.18. Confronto tra dati e simulazione modellistica sulle precipitazioni del 26 novembre 2013.

ne dal mare, in altri dall'interno. Questa variazione provoca oscillazioni di temperatura di non facile lettura (4.19d). Il modello solo in alcuni momenti simula tale variabilità locale, che dipende dalla capacità del vento di Bora di penetrare nell'entroterra;

- **Caramanico**, in provincia di Pescara (804 m). Così come nel caso del 30 dicembre 2014, la lettura di tale zona risulta particolarmente ostica per il modello, che vede un vento prevalentemente da NE invece che da NW (4.20a). L'intensità del vento prevista dal modello è maggiore di quella reale, mentre l'andamento della temperatura risulta molto simile (anche se sottostimata, 4.20d);
- **Campo Imperatore**, in provincia de L'Aquila (2152 m s.l.m.). Delle tre località risulta essere quella meglio simulata dal modello; infatti sia la direzione che l'intensità del vento sono paragonabili (4.21a e 4.21c). La temperatura presenta una sottostima di un paio di gradi, avendo però un andamento speculare alle osservazioni (4.21d).

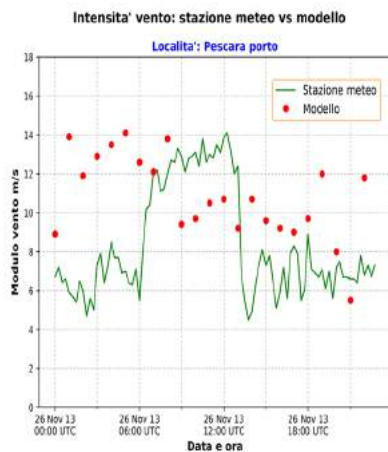
Si è deciso, inoltre, di concentrare l'attenzione alle ore 09:00 UTC del giorno in oggetto, poichè in tale orario si registrano i fenomeni più intensi. Dalle figure 4.22a e 4.22b non si evidenzia una struttura a bande; in realtà durante tutta la giornata si assiste ad una copertura nuvolosa diffusa, a



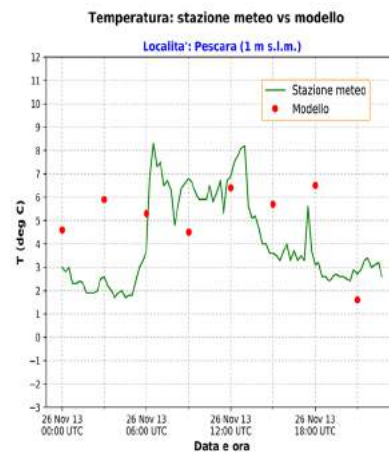
(a) Grafico 2D in coordinate polari. L'angolo rappresenta la direzione del vento, mentre la distanza dal polo rappresenta l'intensità del medesimo in m/s. I valori con le relative date sono riportati nella tabella a fianco.

PESCARA PORTO						
DATA E ORA (UTC)	° S.M.	DIR S.M	° M.	DIR M.	VVv S.M.	VVv M.
26/11/2013 00:00	297	WNW	350	N	6.7	8.9
26/11/2013 03:00	289	WNW	25	NNE	7.3	12.9
26/11/2013 06:00	299	WNW	29	NNE	5.5	12.6
26/11/2013 09:00	13	NNE	339	NNW	12.9	9.4
26/11/2013 12:00	23	NNE	20	NNE	13.9	10.7
26/11/2013 15:00	300	WNW	340	NNW	7.3	9.6
26/11/2013 18:00	311	NW	10	N	8.9	9.7
26/11/2013 21:00	294	WNW	274	W	6.6	5.5

(b) Dati triorari (in UTC) della direzione (° e DIR) e dell'intensità del vento (VVv). I valori della stazione meteo sono indicati con "S.M.", mentre quelli del modello con "M.".

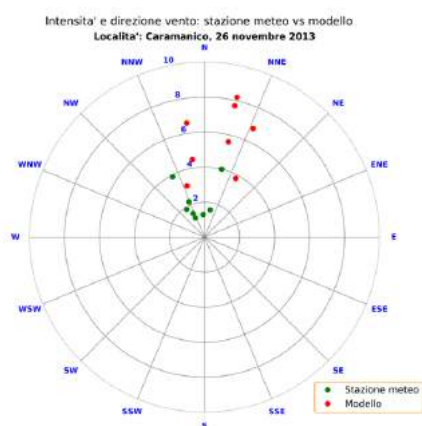


(c) Andamento dell'intensità del vento (espressa in m/s). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali si è effettuata l'interpolazione lineare).



(d) Andamento della temperatura (in °C). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali è stata realizzata l'interpolazione lineare).

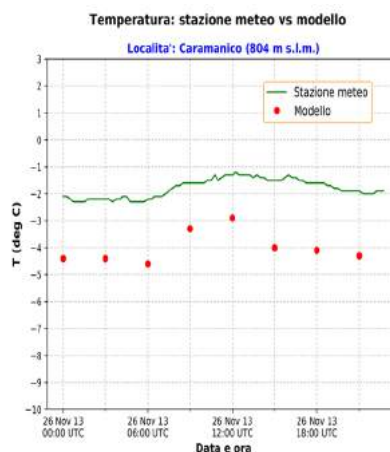
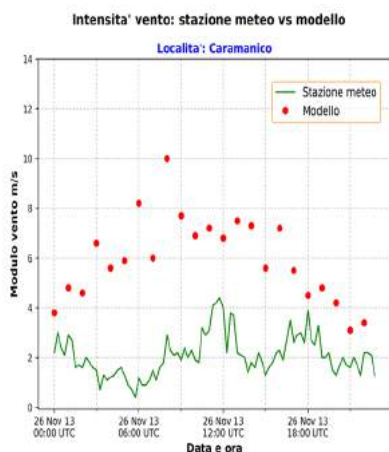
Figura 4.19. Confronto tra osservazioni e simulazioni numeriche nella località di Pescara porto (1 m s.l.m.) durante il 26 novembre del 2013. In rosso sono rappresentati i valori del modello, in verde quelli della stazione meteo.



CARAMANICO						
DATA E ORA (UTC)	° S.M.	DIR S.M	° M.	DIR M.	VVv S.M.	VVv M.
26/11/2013 00:00	336	NNW	28	NNE	2.2	3.8
26/11/2013 03:00	334	NNW	351	N	1.5	6.6
26/11/2013 06:00	335	NNW	13	NNE	1.2	8.2
26/11/2013 09:00	327	NNW	13	NNE	1.9	7.7
26/11/2013 12:00	14	NNE	24	NNE	4	6.8
26/11/2013 15:00	356	N	14	NNE	1.3	5.6
26/11/2013 18:00	332	NNW	351	N	3.9	4.5
26/11/2013 21:00	12	NNE	341	NNW	1.6	3.1

(a) Grafico 2D in coordinate polari. L'angolo rappresenta la direzione del vento, mentre la distanza dal polo rappresenta l'intensità del medesimo in m/s. I valori con le relative date sono riportati nella tabella a fianco.

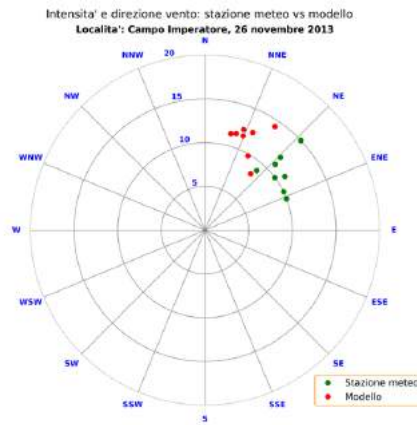
(b) Dati triorari (in UTC) della direzione (° e DIR) e dell'intensità del vento (VVv). I valori della stazione meteo sono indicati con "S.M.", mentre quelli del modello con "M.".



(c) Andamento dell'intensità del vento (espressa in m/s). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali si è effettuata l'interpolazione lineare).

(d) Andamento della temperatura (in °C). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali è stata realizzata l'interpolazione lineare).

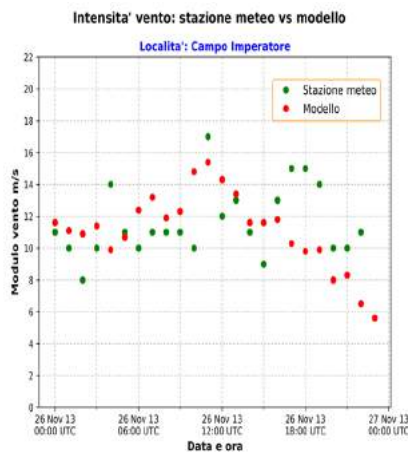
Figura 4.20. Confronto tra osservazioni e simulazioni numeriche nella località di Caramanico (PE, 804 m s.l.m.) durante il 26 novembre del 2013. In rosso sono rappresentati i valori del modello, in verde quelli della stazione meteo.



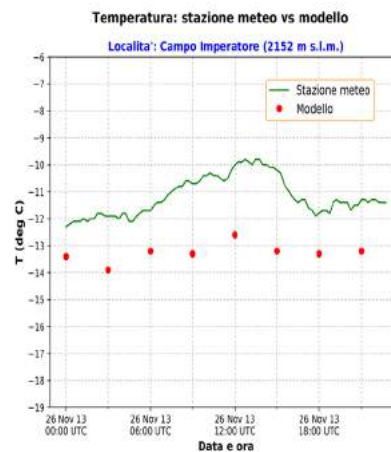
(a) Grafico 2D in coordinate polari. L'angolo rappresenta la direzione del vento, mentre la distanza dal polo rappresenta l'intensità del medesimo in m/s. I valori con le relative date sono riportati nella tabella a fianco.

CAMPO IMPERATORE						
DATA E ORA (UTC)	°S.M.	DIR S.M	°M.	DIR M.	VVv S.M.	VVv M.
26/11/2013 00:00	56	NE	18	NNE	11	11.6
26/11/2013 03:00	64	ENE	15	NNE	10	11.4
26/11/2013 06:00	69	ENE	26	NNE	10	12.4
26/11/2013 09:00	47	NE	21	NNE	11	12.3
26/11/2013 12:00	46	NE	34	NE	12	14.3
26/11/2013 15:00	41	NE	22	NNE	9	11.6
26/11/2013 18:00	47	NE	30	NNE	15	9.8
26/11/2013 21:00	53	NE	39	NE	10	8.3

(b) Dati triorari (in UTC) della direzione (° e DIR) e dell'intensità del vento (VVv). I valori della stazione meteo sono indicati con "S.M.", mentre quelli del modello con "M.".



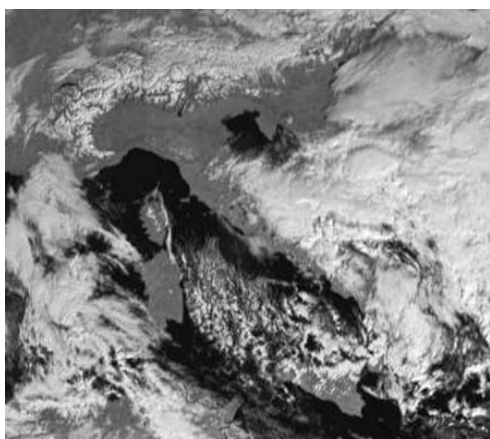
(c) Andamento dell'intensità del vento (espressa in m/s). I dati del modello sono ogni ora, così come quelli osservati.



(d) Andamento della temperatura (in °C). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali è stata realizzata l'interpolazione lineare).

Figura 4.21. Confronto tra osservazioni e simulazioni numeriche nella località di Campo Imperatore (AQ, 2152 m s.l.m.) durante il 26 novembre del 2013. In rosso sono rappresentati i valori del modello, in verde quelli della stazione meteo.

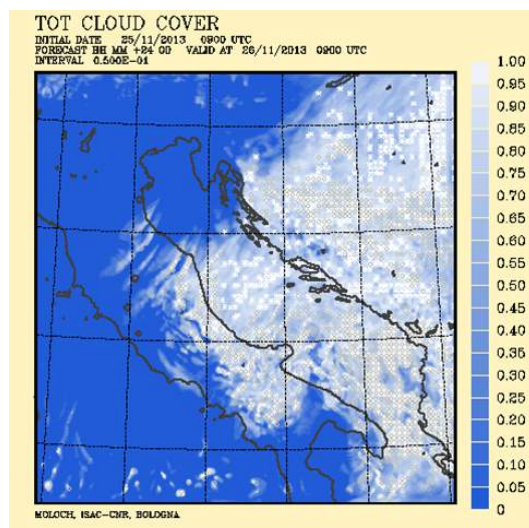
differenza di quanto visto nel caso del 2014. Paragonando le figure 4.22a e 4.22b con la figura 4.22c, ci si rende conto di come il modello riproduca con buona precisione la posizione e la tipologia delle nubi.



(a) Immagine del satellite geostazionario Meteosat-SEVIRI (canale 2 VIS-NIR 0.74 - 0.88 μm).



(b) Immagine del satellite geostazionario Meteosat-SEVIRI (canale 9 Thermal IR 9.8 - 11.8 μm).



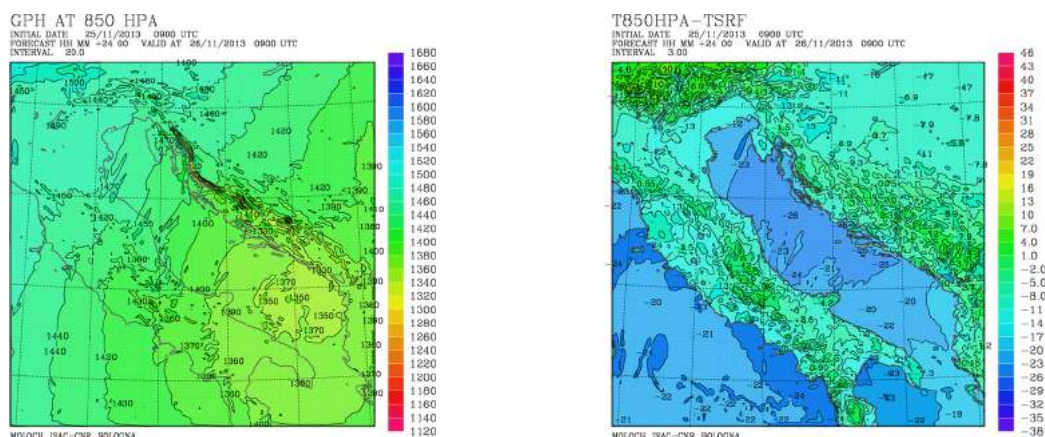
(c) Copertura nuvolosa elaborata dal run di controllo del MOLOCH.

Figura 4.22. Confronto tra immagini satellitari e riproduzione numerica del campo di nubi il 26 novembre 2013, 09:00 UTC.

4.3.3 Riproduzione numerica dei campi meteorologici

Lo schema con cui verranno mostrati i campi meteorologici sarà identico a quello utilizzato nel primo evento, in modo da mantenere una linearità che permetta di fare dei confronti e rimarchi le principali differenze tra i due casi. Tutte le mappe modellistiche sono riferite alle previsioni delle principali variabili (o parametri) in un particolare orario della giornata, ovvero il 26 novembre alle ore 09:00 UTC. Il motivo di tale scelta ricade nell'interesse di comprendere i fenomeni in atto durante il periodo di massima intensità di precipitazioni (così come anticipato nella precedente sottosezione).

La figura 4.23a evidenzia che l'altezza di geopotenziale ad 850 hPa si attesta tra i 1350 metri ed i 1450 metri sul medio-basso Adriatico (circa 50 metri inferiore rispetto al caso del 2014). La differenza di temperatura tra la superficie e la quota isobarica a 850 hPa (figura 4.23b) indica che il gradiente termico verticale sul bacino sia superadiabatico, nonostante risulti inferiore rispetto al primo evento. Questo dimostra comunque che anche nel caso in oggetto ci sono le condizioni "termiche" affinché si sviluppi il LES.



(a) Altezza di geopotenziale a 850 hPa nel dominio di integrazione.

(b) $\Delta T_{850hPa-srf}$ nel dominio di integrazione.

Figura 4.23. Previsione numerica (+24h) del MOLOCH alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013.

Analizzando l'andamento di LCAPE sull'Adriatico (figura 4.24a), si rilevano valori soprattutto nel lato occidentale del bacino compresi tra i 1300 ed i 1600 $J\ kg^{-1}$; se si riprende la classificazione climatica redatta su tale parametro (cap 1.3), ci si trova di fronte ad un caso di LCAPE moderata-forte. Le precipitazioni triorarie simulate dal modello sono, infatti, particolarmente abbondanti, con massimi che sull'area del massiccio della Majella sfiorano i

30 mm (figura 4.24b). Se si confrontano tali mappe con quelle del 2014, ci si rende conto che in questo caso i valori di LCAPE sono superiori mediamente di 200 - 300 J kg^{-1} e le precipitazioni sicuramente più intense. Questo porta a concludere che anche sull'Adriatico si instaura una buona correlazione tra LCAPE e intensità delle precipitazioni (così come nella regione dei grandi laghi nordamericani). Un'ulteriore considerazione sull'argomento deriva dal fatto che se si considera la CAPE (invece della LCAPE) sul bacino dell'Adriatico, i valori risultano essere simili ed estremamente bassi (in tutti i casi ben inferiore ai 400 J kg^{-1}), così come nella regione dei grandi laghi. Questo porta ad affermare che soprattutto nei casi di LES, l'indice LCAPE si rivela più utile della CAPE nel fornire indicazioni sull'entità delle precipitazioni.

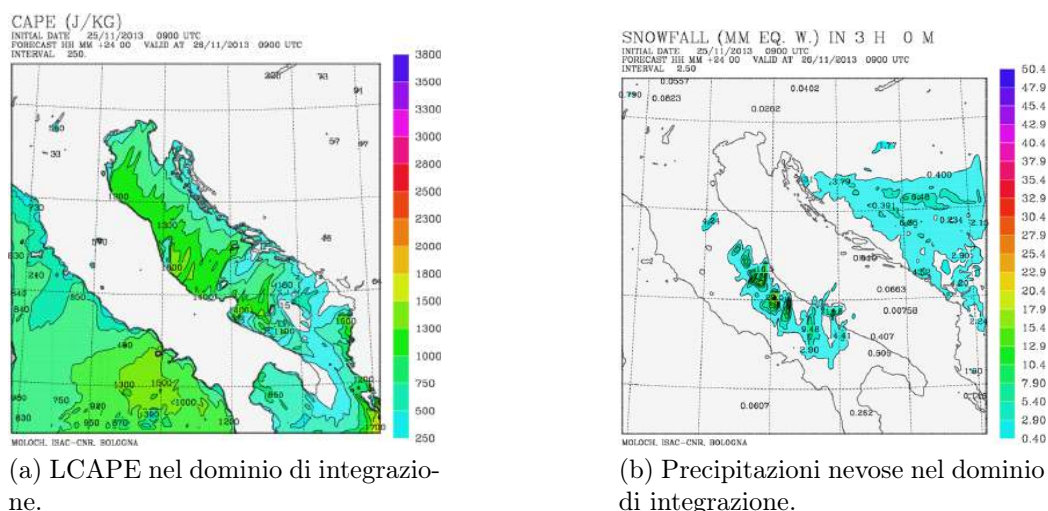


Figura 4.24. Previsione numerica (+24h) del MOLOCH alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013.

Se per quanto riguarda temperature e precipitazioni i due casi mostrano caratteristiche ben distinte, sulla direzione e sull'intensità dei venti i comportamenti sono molto simili. Valutando in particolar modo le figure 4.25a 4.25b del caso del 26 novembre (in cui vengono mostrati i venti a 10 metri e ad 850 hPa), si nota soprattutto che il wind shear verticale direzionale dei venti risulta particolarmente basso (così come nel 2014). Tale constatazione induce ad asserire che la condizione di basso wind shear verticale direzionale dei venti per la formazione di bande di nubi convettive è necessaria ma non sufficiente per la genesi del fenomeno. Ad ulteriore dimostrazione di quanto affermato, se si considera il grafico Skew-T fatto nel medesimo punto del caso del 2014 (43° N e 15° E , figura 4.25c), si nota che fino a 9 km la rotazione è impercettibile. Al di sopra dei 10 km, il vento ruota da nord-ovest.

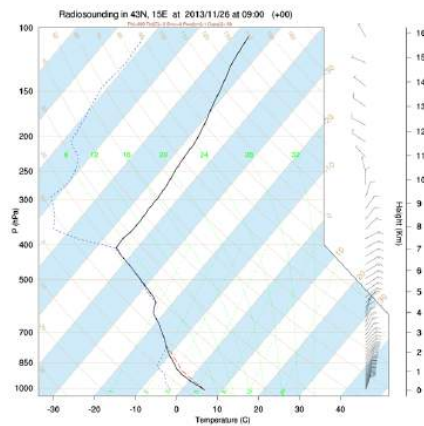
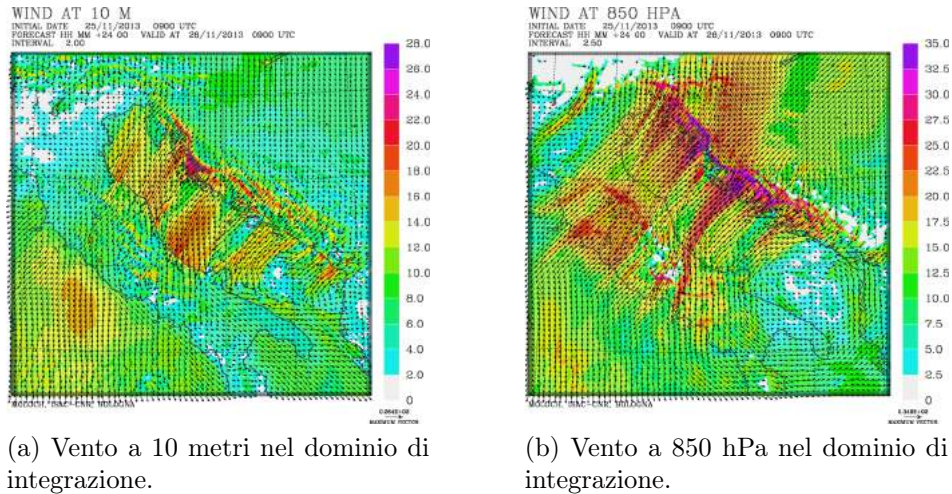
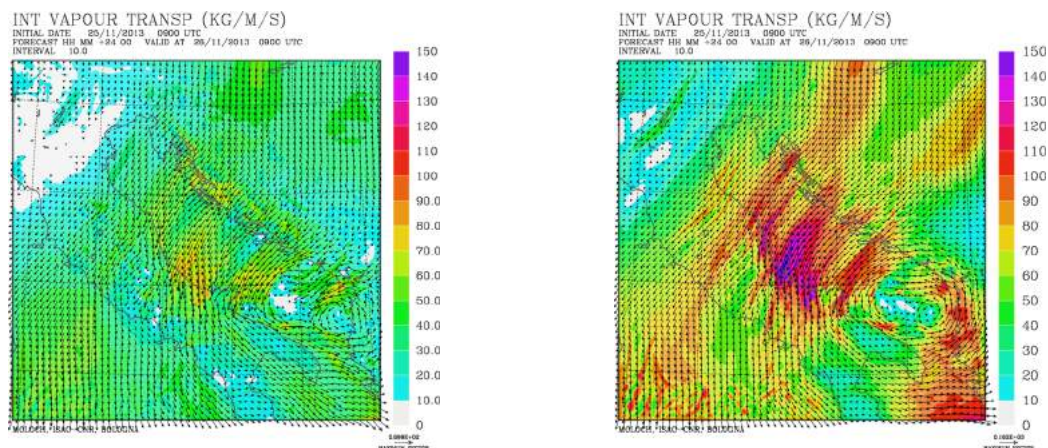


Figura 4.25. Previsione numerica (+24h) del MOLOCH alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013.

Per quanto riguarda il trasporto di vapor acqueo integrato (IWVT), rispetto al 2014 non si ha una struttura a bande. I valori, inoltre, sono ben più elevati: dalla figura 4.26a i valori massimi dell'IWVT integrato fino a 1000 metri sfiorano gli $80 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ e sono raggiunti in prossimità della costa sottostante dell'Adriatico centro-meridionale. Se si considera l'IWVT integrato fino a 3000 metri (figura 4.26b), i valori massimi crescono fino a toccare i $150 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, sempre nelle zone suddette. In questo caso l'aspetto interessante riguarda il contributo di tale parametro tra i 1000 metri ed i 3000 metri, che risulta essere rilevante (al contrario del 2014 dove l'apporto in termini

di trasporto era concentrato nei primi 1000 metri). Infatti la figura 4.25c mostra che la temperatura di rugiada è prossima alla temperatura reale (ad indicare la saturazione della colonna d'aria) fin verso i 500 hPa, con instabilità che è presente ben oltre i 2 km. Una spiegazione di tale caratteristica del profilo è attribuibile alla diversa estrazione delle masse d'aria rispetto all'evento precedente. Inoltre il caso del 2013 è sicuramente più caldo (data anche la stagione); questo permette all'atmosfera (che si trova al di sopra del bacino) di contenere più umidità, producendo quindi un maggiore trasporto del vapor acqueo.



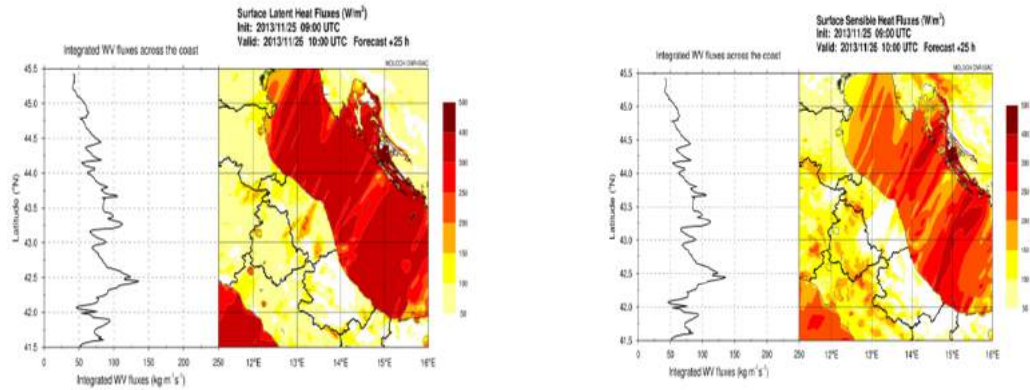
(a) Trasporto di vapor acqueo integrato fino a 1000 metri nel dominio di integrazione.

(b) Trasporto di vapor acqueo integrato fino a 3000 metri nel dominio di integrazione.

Figura 4.26. Previsione numerica (+24h) del MOLOCH alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013.

I flussi superficiali di calore latente provenienti dal mare sono più elevati del primo evento, seppure non si raggiungano dei picchi rilevanti (figura 4.27a); i flussi di calore sensibile hanno invece intensità inferiori al 2014 (figura 4.27b). Da tale analisi si evince che il contributo del mare in termini di umidità risulta essere più rilevante rispetto all'apporto in termini di calore sensibile. Il vapor acqueo integrato (IWV) lungo costa mostra valori più elevati che nel caso del 2014, con il massimo attorno a 42.5 gradi di latitudine.

Per quanto concerne il numero di Froude, calcolato nel medesimo punto e con la medesima tecnica dell'evento del 2014 (figura 4.28), si nota che i valori sono superiori ad uno (a causa dell'instabilità dei profili, non sempre è possibile effettuare il calcolo). Il risultato dimostra che anche in questo caso l'energia cinetica del flusso incidente è sufficiente per permettere al flusso di non rimanere bloccato dall'ostacolo degli Appennini. Effettivamente quello



(a) Flussi superficiali di calore latente con grafico del vapor acqueo integrato fino a 3000 metri lungo la costa adriatica italiana.

(b) Flussi superficiali di calore sensibile con grafico del vapor acqueo integrato fino a 3000 metri lungo la costa adriatica italiana.

Figura 4.27. Previsione numerica (+24h) del MOLOCH alle ore 09:00 del 26 novembre 2013.

che si verifica è proprio il superamento della catena appenninica da parte del flusso, con le precipitazioni che si propagano anche nel versante sottovento dei rilievi.

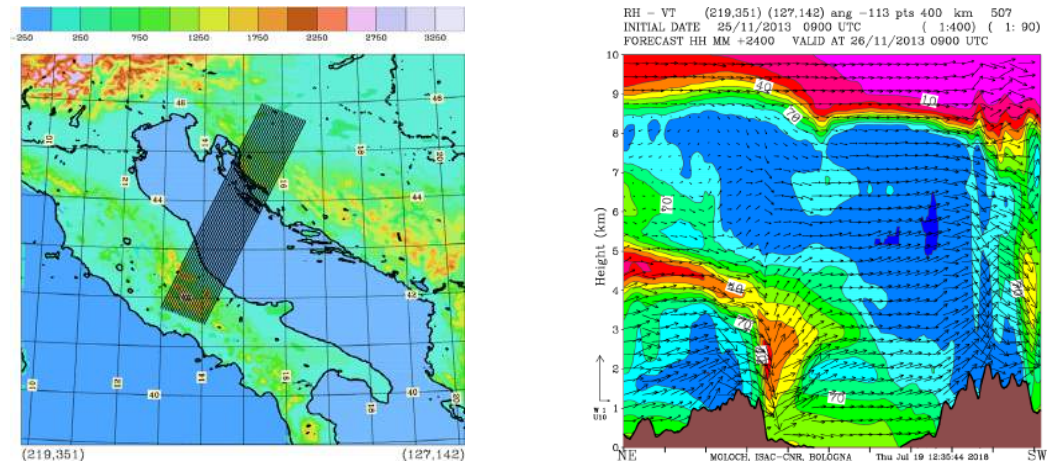
Data e ora (UTC)	Numero di Froude
26/11/2013 00:00	NaN
26/11/2013 03:00	1.31
26/11/2013 06:00	1.17
26/11/2013 09:00	1.58
26/11/2013 12:00	1.16
26/11/2013 15:00	1.45
26/11/2013 18:00	NaN
26/11/2013 21:00	1.64

Figura 4.28. Calcolo del numero di Froude in un intorno di punti mediati centrati in 43° N e 15° E.

4.3.4 Analisi di sezioni verticali tramite MOLOCH

La caratteristica più palese dell'evento in oggetto riguarda l'estesa copertura nuvolosa annessa alla circolazione nord-orientale attivatasi sul bacino dell'Adriatico. Per evidenziare tale aspetto e campionare un'area sufficientemente estesa, si sono utilizzate dapprima 20 cross section (distanziate di 5 km) lungo la direttrice NE-SW, che attraversano l'Adriatico e le aree più colpite dalle precipitazioni il 26 novembre 2013 alle 09:00 UTC (figura 4.29a). I campi sulle varie sezioni vengono mediati e sono mostrati in figura 4.29b: si ritrova di nuovo il fenomeno del salto idraulico sopra la costa balcanica, seppur di minor intensità rispetto al 2014; l'umidità invece, risulta particolarmente elevata (maggiore dell'80 %) su buona parte dello strato atmosferico compreso tra la superficie e gli 8 km. Questo rappresenta una forte differenza rispetto al 2014, dove i valori di RH erano notevolmente più bassi e le bande nuvolose si sviluppavano non oltre i 4 km. Il flusso d'aria viene forzato a sollevarsi a causa dell'orografia, senza che si registrino i valori di updraft e soprattutto di downdraft in presenza di bande convettive. Interessante notare lo strato secco tra i 4 ed i 5 km che si propaga verso la superficie del mare Adriatico. Un'ultima differenza rispetto al 2014 riguarda il vento tangente sopra il bacino: in questo caso non si verificano moti verticali che portano al sollevamento di calore umidità, a dimostrazione che non vi sia particolare attività convettiva sul mare Adriatico.

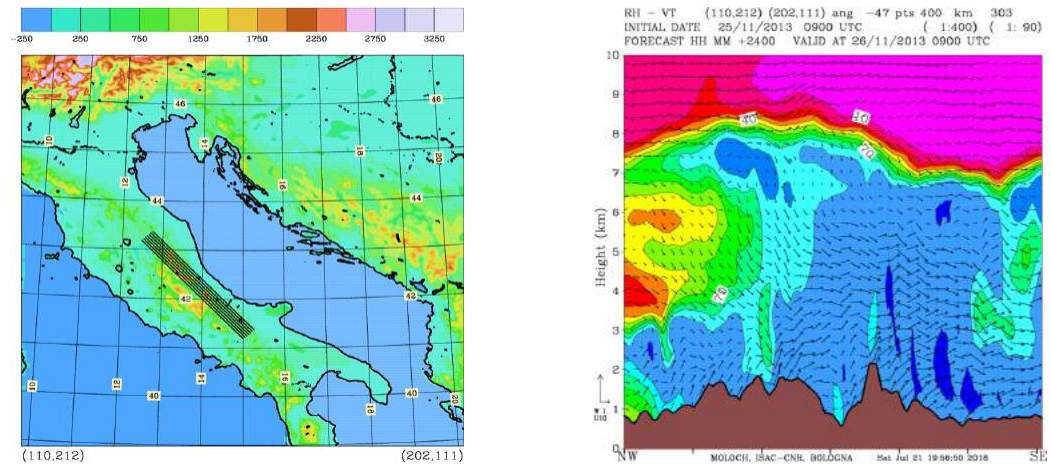
Se si analizzano le sezioni che attraversano l'Appennino lungo la direttrice NW-SE (7 sezioni distanti 5 km così come nel 2014, figura 4.30a), median-do le variabili in esse contenute, si ottengono importanti informazioni. In particolar modo, se si focalizzano i risultati sull'umidità relativa ed il vento tangente (figura 4.30b), si rileva che il contenuto di umidità è molto elevato (in relazione alla temperatura dell'aria), con valori prossimi alla saturazione fin verso gli 8 km. Tali evidenze, quindi, sottolineano ancor di più le differenze tra il 2014 ed il 2013: se da una parte abbiamo infatti bande strette, nette e poco sviluppate in altezza (2014), dall'altra (2013) si ha un sistema nuvoloso che copre buona parte dell'Adriatico e del lato orientale dell'Italia centro-meridionale, raggiungendo spessori fin verso la media-alta troposfera.



(a) Cross sections che attraversano l'Adriatico nella direttrice NE-SW. Le 20 sezioni sono equidistanziate di 5 km e sono disposte lungo la direzione del vento.

(b) 20 cross-sections mediate (figura affianco) riferite all'umidità relativa e al vento lungo la sezione.

Figura 4.29. Previsione numerica (+24h) del MOLOCH alle ore 09:00 del 26 novembre 2013.



(a) Cross sections lungo la dorsale appenninica. La distanza tra due cross section è di cinque km. La disposizione delle sezioni è identica al caso del 2014.

(b) Sette cross-section mediate (figura affianco) riferite all'umidità relativa e al vento lungo la sezione.

Figura 4.30. Previsione numerica (+24h) del MOLOCH alle ore 09:00 del 26 novembre 2013.

4.4 Evento del 16 dicembre 2010

4.4.1 Contestualizzazione dell'evento

La seconda decade di dicembre mostra un'evoluzione atmosferica divisibile sostanzialmente in due fasi: se nei primi giorni, infatti, è presente un afflusso di aria gelida sul bacino del Mediterraneo (con venti di Tramontana o di Bora), dal 17 dicembre fino a fine decade si attiva una circolazione occidentale mite e perturbata dominata da correnti provenienti dall'Atlantico. L'interazione tra le due differenti masse d'aria provoca soprattutto nelle prime ore del 17 dicembre il passaggio di aria più calda ed umida (quindi meno densa) al di sopra dell'aria fredda e inizialmente secca (più densa) preesistente, con la relativa formazione di nubi e precipitazioni moderate e persistenti (senza mixing tra l'aria fredda e l'aria calda). In alcune zone riparate dal flusso occidentale grazie all'orografia, l'aria fredda resiste per giorni. Le aree più colpite dai fenomeni sono le regioni tirreniche con nevicate copiose (anche su Roma e sul litorale romano si deposita un leggero strato di neve prima della trasformazione in pioggia). A cavallo tra le due configurazioni si verifica l'evento del 16 dicembre, che risulta abbastanza influenzato da tali dinamiche.

4.4.2 Introduzione: analisi sinottica

Durante la giornata del 13 dicembre, l'ingresso di aria fredda di origine polare marittima sull'Adriatico conduce all'innesco di precipitazioni nevose concentrate soprattutto sulla costa e zone limitrofe. La particolarità della massa d'aria appena citata deriva dalla presenza di elevati valori di umidità relativa per diversi km e dalla temperatura nettamente superiore rispetto all'aria artico-continentale e artico-marittima. L'instabilità porta alla formazione di nubi temporalesche e rovesci nevosi. Segue una successiva entrata di aria artico-continentale (14 e 15 dicembre), con notevoli apporti nevosi (seppur irregolari) su tutto il versante adriatico italiano. Durante la nottata-mattinata del 16 dicembre, una rapida seppur debole diminuzione della pressione sul bacino dell'Adriatico (figura 4.31) provoca l'attivazione di venti di Bora e la conseguente formazione di nubi e precipitazioni soprattutto sulla costa. Questo breve passaggio nevoso segna il passaggio tra le due fasi menzionate nel paragrafo precedente (e che verrà ampiamente discusso nelle seguenti sottosezioni).

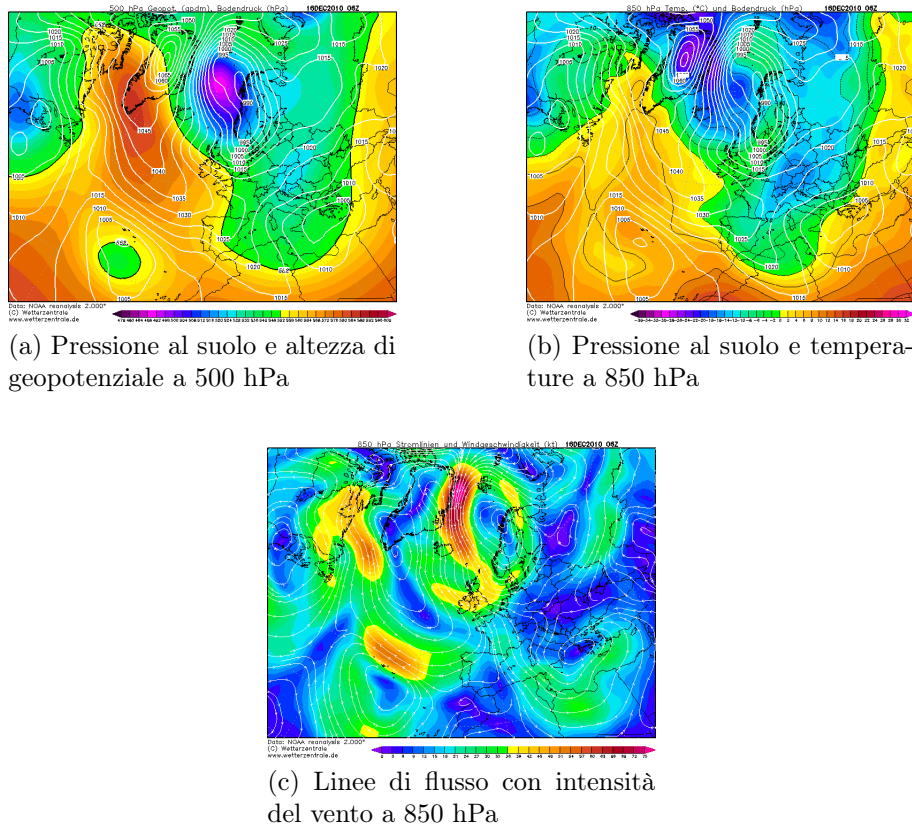


Figura 4.31. Rianalisi NOAA del 16 dicembre 2010 alle ore 06:00 UTC (07:00 ora solare).

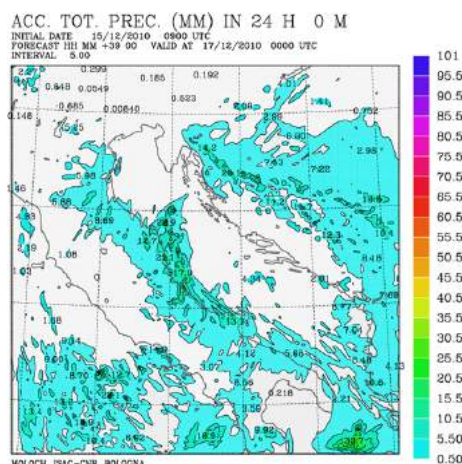
4.4.3 Comparazione tra dati ed elaborazioni modellistiche

Uno degli aspetti più rilevanti dell'evento del 16 dicembre 2010 risulta essere la distribuzione delle precipitazioni. Durante la mattinata del giorno indicato, infatti, le nevicate colpiscono essenzialmente la costa adriatica e le zone prospicienti il mare, non interessando la fascia appenninica (come si evince dalla figura 4.32a), nonostante l'entità dei fenomeni non sia eclatante rispetto ad eventi come il 26 novembre 2013. Dalla tarda mattinata, infine, si assiste ad un rapido miglioramento delle condizioni meteorologiche. Effettuando una comparazione tra i dati del Dipartimento Nazionale della Protezione Civile presenti nella figura 4.32a e l'emissione del MOLOCH (inizializzato alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre) sull'accumulo giornaliero (figura 4.32b), appare evidente che il modello riesca a riprodurre con un soddisfacente grado di precisione l'evento in oggetto. Ad ulteriore prova di quanto detto, confrontando le due immagini del satellite eliosincrono Terra (figure 4.33a e

4.33b), strumento MODIS (canale 6 per discriminazione neve-nubi e canale 31 infrarosso termico) con l'output grafico delle nubi da parte del MOLOCH (4.33c), si riscontra una buona corrispondenza soprattutto nella banda nuvolosa che si forma lungo la costa adriatica (nonostante le immagini satellitari siano scattate alle 10:19 UTC rispetto alla previsione modellistica delle 09:00 UTC).



(a) Mappa giornaliera delle precipitazioni avvenute sul territorio italiano, ottenuta dall'interpolazione dei dati della rete pluviometrica (fonte: Dipartimento della Protezione Civile).

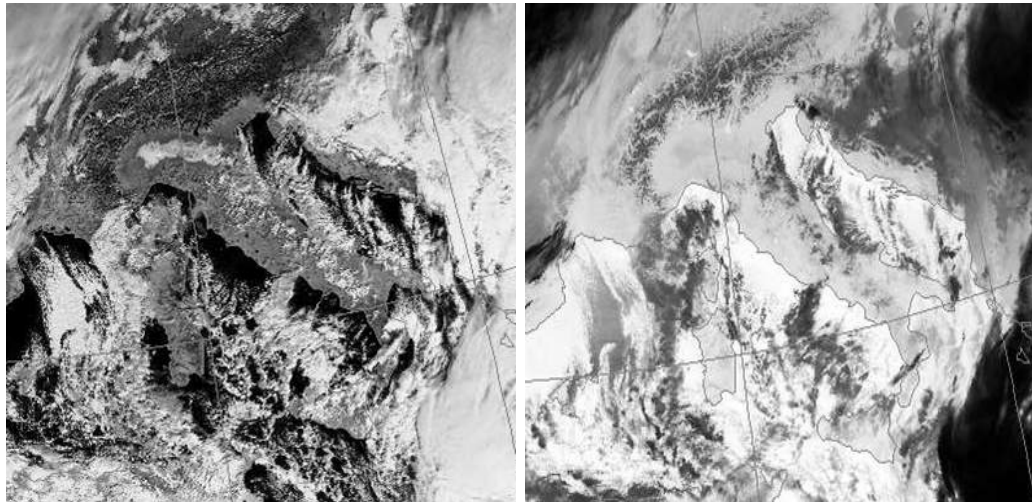


(b) Campo di precipitazione cumulata durante la giornata del 16 dicembre, simulato da MOLOCH.

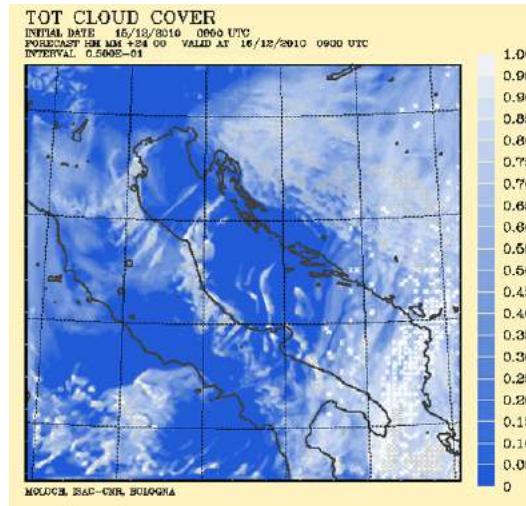
Figura 4.32. Confronto tra dati e simulazione modellistica sulle precipitazioni del 16 dicembre 2010.

Così come negli altri eventi, il raffronto tra osservazioni e simulazioni su temperatura, direzione ed intensità del vento verrà applicato su tre località (usufruendo dei dati del CFR Abruzzo):

- **Pescara porto** (1 m s.l.m.). La previsione di MOLOCH concorda con le osservazioni; si noti come il vento nel modello provenga mediamente dai quadranti W-NW, così come nella stazione meteorologica (figura 4.34a). Ciò indica che la Bora non penetra nell'entroterra. Anche l'intensità del vento e la temperatura risultano avere un andamento in buon accordo con le osservazioni (figure 4.34c e 4.34d);
- **Chieti** (293 m s.l.m.). Le differenze sulla direzione del vento tra dati e simulazioni sono minime (figura 4.35a). Lo scarto, invece, sull'intensità del vento e sulla temperatura è più rilevante (figure 4.35c e 4.35d), soprattutto durante le prime 6 ore del 16 dicembre;



(a) Immagine del satellite eliosincrono Terra, strumento MODIS (canale 6, 1.628 - 1.652 μm).
(b) Immagine del satellite eliosincrono Terra, strumento MODIS (canale 31, thermal IR 10.78 - 11.28 μm).

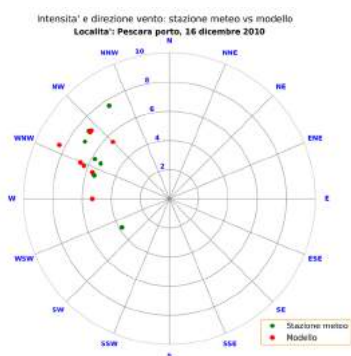


(c) Copertura nuvolosa elaborata dal run di controllo del MOLOCH.

Figura 4.33. Confronto tra immagini satellitari e riproduzione numerica del campo di nubi al 16 dicembre 2010. Le immagini satellitari sono scattate alle 10:19 UTC, l'elaborazione del modello è riferita alle ore 09:00 UTC.

- **Teramo** (219 m s.l.m.). Rappresenta la località con più difficoltà di previsione da parte di MOLOCH. Una spiegazione deriva dalla debole intensità del vento (spesso inferiore a 2 m/s, figura 4.36a), che comporta frequenti variazioni della direzione (dettata forse dai moti turbolenti

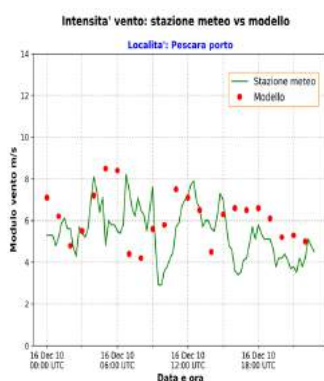
locali). L'errore sulla temperatura prevista potrebbe essere una diretta conseguenza dell'inesatta intensità del vento (figura 4.36d).



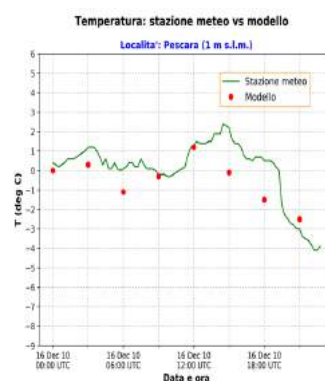
PESCARA PORTO						
DATA E ORA (UTC)	"S.M.	DIR S.M.	"M.	DIR M.	VVv S.M.	VVv M.
16/12/2010 00:00	297	WNW	310	NW	5.3	7.1
16/12/2010 03:00	287	WNW	315	NW	5.4	5.5
16/12/2010 06:00	288	WNW	296	WNW	5.5	8.4
16/12/2010 09:00	327	NNW	289	WNW	7.6	5.6
16/12/2010 12:00	310	NW	311	NW	7.2	7.1
16/12/2010 15:00	304	NW	291	WNW	7	6.3
16/12/2010 18:00	298	WNW	292	WNW	5.8	6.6
16/12/2010 21:00	239	WSW	270	W	3.8	5.3

(a) Grafico 2D in coordinate polari. L'angolo rappresenta la direzione del vento, mentre la distanza dal polo rappresenta l'intensità del medesimo in m/s. I valori con le relative date sono riportati nella tabella a fianco.

(b) Dati triorari (in UTC) della direzione ($^{\circ}$ e DIR) e dell'intensità del vento (VVv). I valori della stazione meteo sono indicati con "S.M.", mentre quelli del modello con "M.".

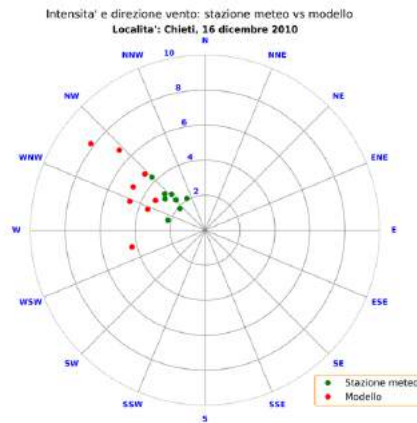


(c) Andamento dell'intensità del vento (espressa in m/s). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali si è effettuata l'interpolazione lineare).



(d) Andamento della temperatura (in $^{\circ}$ C). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali è stata realizzata l'interpolazione lineare).

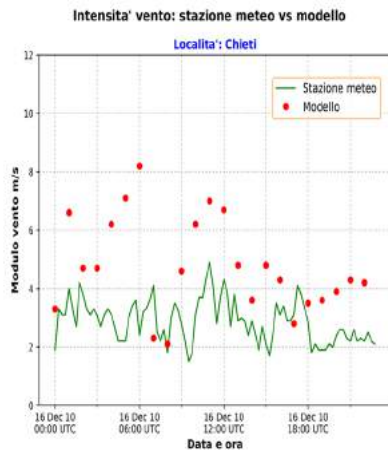
Figura 4.34. Confronto tra osservazioni e simulazioni numeriche nella località di Pescara porto (1 m s.l.m.) durante il 16 dicembre del 2010. In rosso sono rappresentati i valori del modello, in verde quelli della stazione meteo.



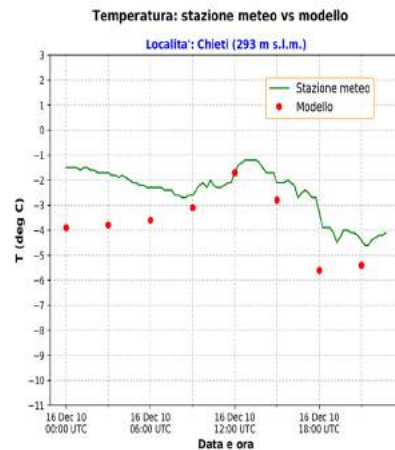
(a) Grafico 2D in coordinate polari. L'angolo rappresenta la direzione del vento, mentre la distanza dal polo rappresenta l'intensità del medesimo in m/s. I valori con le relative date sono riportati nella tabella a fianco.

CHIETI						
DATA E ORA (UTC)	'S.M.	DIR S.M	'M.	DIR M.	VVv S.M.	VVv M.
16/12/2010 00:00	311	NW	301	WNW	1.9	3.3
16/12/2010 03:00	312	NW	313	NW	3.1	4.7
16/12/2010 06:00	316	NW	307	NW	2.4	8.2
16/12/2010 09:00	317	NW	291	WNW	2.8	4.6
16/12/2010 12:00	315	NW	313	NW	4.3	6.7
16/12/2010 15:00	330	NNW	301	WNW	2.1	4.8
16/12/2010 18:00	308	NW	290	WNW	2.9	3.5
16/12/2010 21:00	285	WNW	257	WSW	2.2	4.3

(b) Dati triorari (in UTC) della direzione ($^{\circ}$ e DIR) e dell'intensità del vento (VVv). I valori della stazione meteo sono indicati con "S.M.", mentre quelli del modello con "M.".

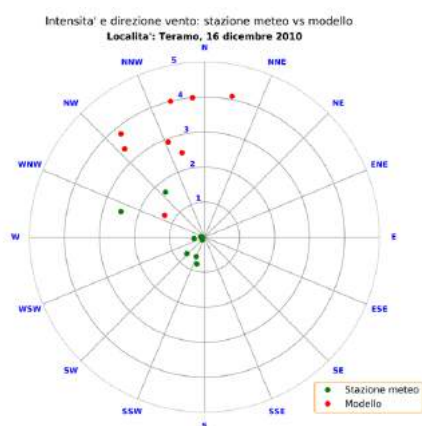


(c) Andamento dell'intensità del vento (espressa in m/s). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali si è effettuata l'interpolazione lineare).



(d) Andamento della temperatura (in $^{\circ}\text{C}$). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali è stata realizzata l'interpolazione lineare).

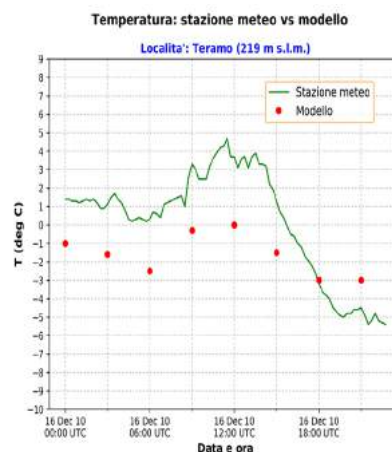
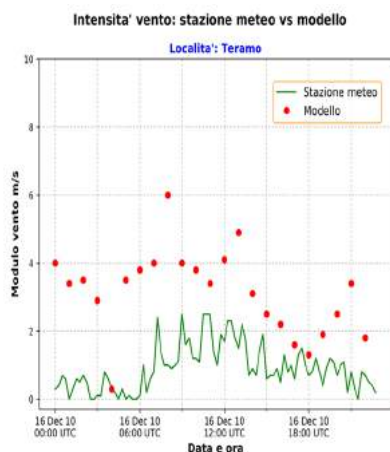
Figura 4.35. Confronto tra osservazioni e simulazioni numeriche nella località di Chieti (293 m s.l.m.) durante il 16 dicembre del 2010. In rosso sono rappresentati i valori del modello, in verde quelli della stazione meteo.



TERAMO						
DATA E ORA (UTC)	°S.M.	DIR S.M	°M.	DIR M.	VVv S.M.	VVv M.
16/12/2010 00:00	262	W	346	NNW	0.3	4
16/12/2010 03:00	281	W	339	NNW	0.1	2.9
16/12/2010 06:00	225	SW	321	NW	0.1	3.8
16/12/2010 09:00	287	WNW	355	N	2.5	4
16/12/2010 12:00	319	NW	11	N	1.7	4.1
16/12/2010 15:00	203	SSW	345	NNW	0.6	2.5
16/12/2010 18:00	227	SW	299	WNW	0.7	1.3
16/12/2010 21:00	196	SSW	318	NW	0.8	3.4

(a) Grafico 2D in coordinate polari. L'angolo rappresenta la direzione del vento, mentre la distanza dal polo rappresenta l'intensità del medesimo in m/s. I valori con le relative date sono riportati nella tabella a fianco.

(b) Dati triorari (in UTC) della direzione (° e DIR) e dell'intensità del vento (VVv). I valori della stazione meteo sono indicati con "S.M.", mentre quelli del modello con "M.".



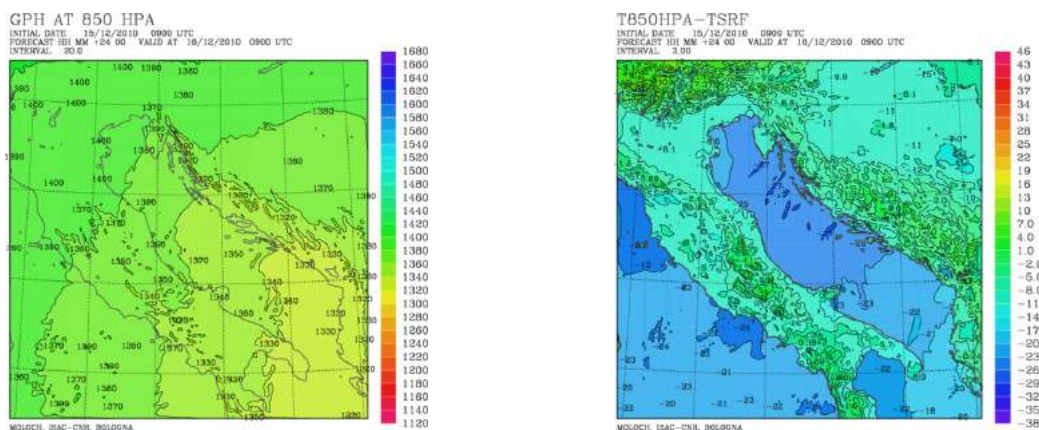
(c) Andamento dell'intensità del vento (espressa in m/s). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali si è effettuata l'interpolazione lineare).

(d) Andamento della temperatura (in °C). Anche qui i dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali è stata realizzata l'interpolazione lineare).

Figura 4.36. Confronto tra osservazioni e simulazioni numeriche nella località di Teramo (219 m s.l.m.) durante il 16 dicembre del 2010. In rosso sono rappresentati i valori del modello, in verde quelli della stazione meteo.

4.4.4 Riproduzione numerica dei campi meteorologici

Le mappe di altezza geopotenziale a 850 hPa e la differenza di temperatura tra la superficie e la quota isobarica a 850 hPa mostrano che anche questo caso rientra nel criterio adottato nella regione dei Grandi Laghi per l'innesco del LES (cap 1.3). Se infatti l'altezza di geopotenziale a 850 hPa si pone tra i 1350 ed i 1400 metri sul mar Adriatico (la più bassa tra gli eventi fin qui considerati, figura 4.37a), la differenza di temperatura sopraccitata supera i 20 gradi, con un lapse rate superadiabatico (figura 4.37b).



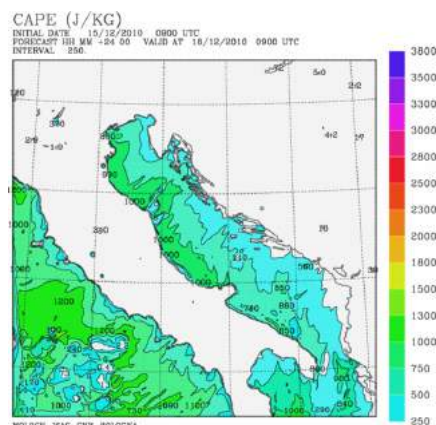
(a) Altezza di geopotenziale a 850 hPa nel dominio di integrazione.

(b) $\Delta T_{850hPa-srf}$ nel dominio di integrazione.

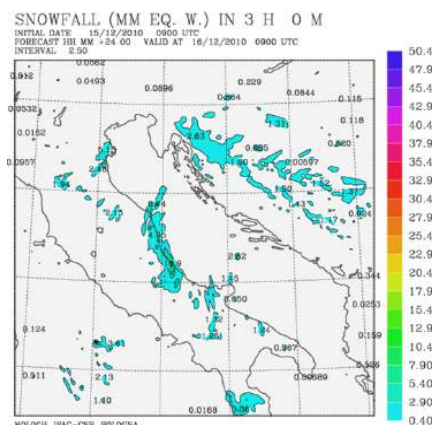
Figura 4.37. Previsione numerica (+24h) del MOLOCH alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010.

L'intensità del parametro LCAPE mostra un pattern analogo ai casi precedenti sopra il bacino (figura 4.38a): aumento costante dalla costa balcanica verso la costa italiana, con i massimi localizzati in prossimità del litorale adriatico. I valori raggiunti nel caso in oggetto sono comunque i più bassi dei quattro eventi considerati fino ad ora. Questa peculiarità si riflette con coerenza nell'entità delle precipitazioni, che risultano essere di debole intensità (figura 4.38b).

Soffermandosi sulla distribuzione delle precipitazioni, è interessante notare che le neviccate non si siano spinte verso l'interno, rimanendo confinate quasi esclusivamente lungo costa. Analizzando l'andamento del numero di Froude (nelle solite modalità citate nei precedenti due eventi) si desume che i valori si mantengono al di sotto di 1 (figura 4.39). Tale evidenza permette di affermare che il flusso rimane bloccato dall'ostacolo degli Appennini (regime di "flow around"), venendo deviato lungo la direzione parallela alla catena



(a) LCAPE nel dominio di integrazione.



(b) Precipitazioni nevose nel dominio di integrazione.

Figura 4.38. Previsione numerica (+24h) del MOLOCH alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010.

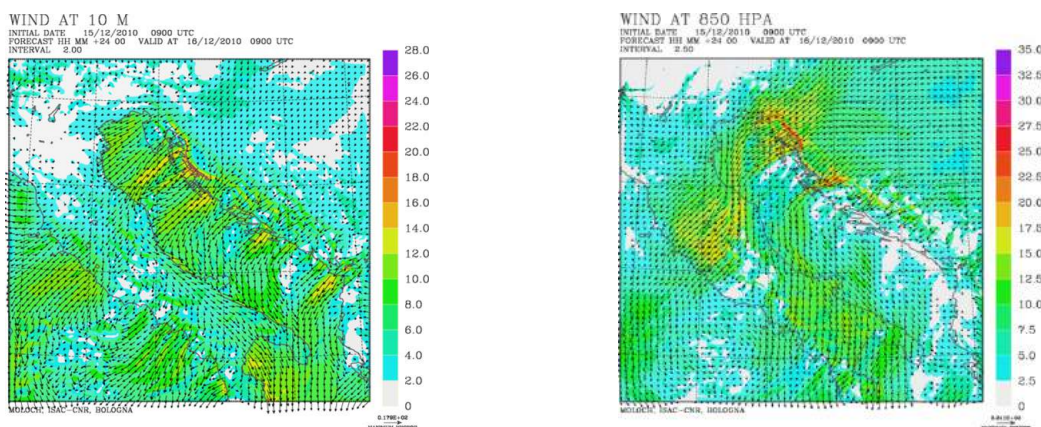
(ovvero verso sud-est, figura 4.40a). Tale forzatura crea inoltre zone di convergenza in corrispondenza proprio della costa, dove si incontrano il flusso deviato ed il flusso principale (la cui direzione viene parimenti modificata poichè a contatto con due superfici diverse come l'acqua e la terra, figura 4.40a).

Data e ora (UTC)	Numero di Froude
16/12/2010 00:00	0.5
16/12/2010 03:00	0.89
16/12/2010 06:00	0.59
16/12/2010 09:00	0.54
16/12/2010 12:00	0.37
16/12/2010 15:00	0.47
16/12/2010 18:00	0.39
16/12/2010 21:00	0.3

Figura 4.39. Calcolo del numero di Froude in un intorno di punti mediati centrati in 43° N e 15° E.

Un ulteriore domanda che ci si può porre è se i bassi valori del numero di Froude dipendano da un alto valore della frequenza di Brunt-Väisälä (quindi forte stratificazione) o dalla bassa velocità del vento. Osservando le

mappe della velocità del vento (figure 4.40a e 4.40b), si nota che il vento di Bora ha un'intensità dell'ordine di 6-8 m/s inferiore rispetto agli altri casi, giustificando in tal modo i valori più bassi del numero di Froude.



(a) Vento a 10 metri nel dominio di integrazione.

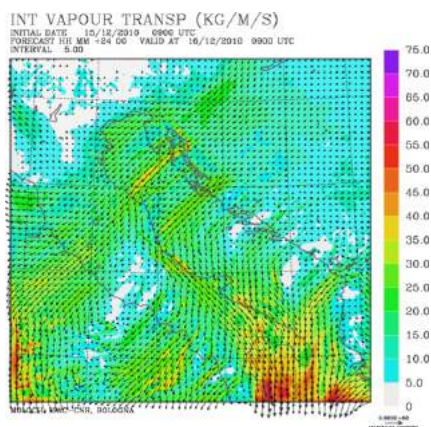
(b) Vento a 850 hPa nel dominio di integrazione.

Figura 4.40. Previsione numerica (+24h) del MOLOCH alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010.

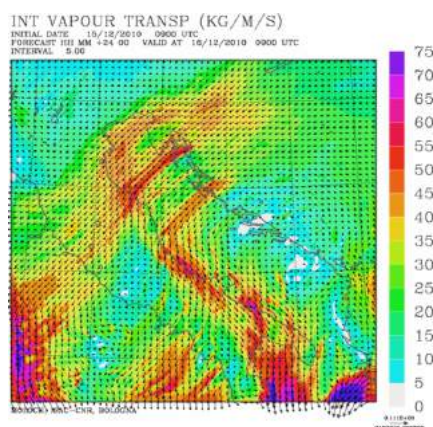
Un vento particolarmente debole influenza ovviamente anche il trasporto integrato di vapor acqueo (IWVT). Dalle due rappresentazioni grafiche (figure 4.41a e 4.41b) si evince che i valori integrati fino a 1000 metri si aggirano sui 20-30 $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$, mentre se si integra il trasporto fino a 3000 metri non si ottengono massimi superiori a 60 $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ (meno della metà dell'evento del 2013).

Come descritto nell'introduzione, nei giorni precedenti l'evento, il vento ed i forti flussi di calore sull'Adriatico hanno contribuito a raffreddare la superficie marina. La conseguente ridotta differenza di temperatura aria-mare nel giorno dell'evento ha portato ad una più bassa intensità dei flussi superficiali di calore sul mare (così come si evince nella figura 4.42). Anche il trasporto di vapor acqueo integrato (IWV) lungo costa risulta basso. Nel grafico i valori sono uguali a zero al di sotto di 42.5° N. Questo è dovuto al fatto che il trasporto considera la sola componente proveniente dal mare, mentre al di sotto di tale latitudine i venti soffiano paralleli alla costa.

Un ultimo sguardo va dato al profilo Skew-T elaborato secondo quanto detto nell'evento del 2014 (figura 4.43). Si nota come intorno al primo km l'aria si trova vicino alla saturazione, per poi mantenersi particolarmente umida fin verso i 7 km di quota. Una caratteristica rilevante riguarda il vento che si dispone nei primi 3 km dai quadranti nord-orientali. Dal terzo

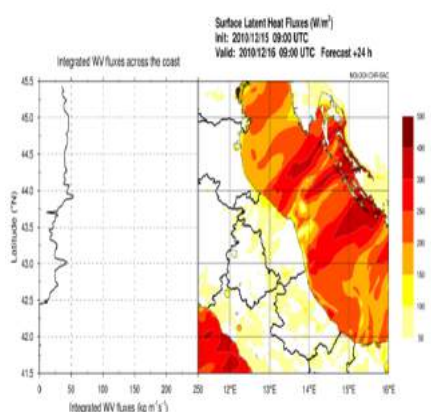


(a) Trasporto di vapor acqueo integrato fino a 1000 metri nel dominio di integrazione.

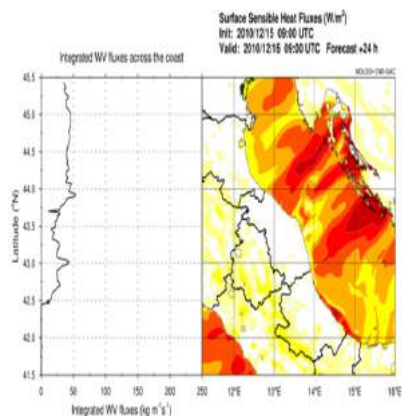


(b) Trasporto di vapor acqueo integrato fino a 3000 metri nel dominio di integrazione.

Figura 4.41. Previsione numerica (+24h) del MOLOCH alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010.



(a) Flussi superficiali di calore latente con grafico del vapor acqueo integrato fino a 3000 metri lungo la costa adriatica italiana.



(b) Flussi superficiali di calore sensibile con grafico del vapor acqueo integrato fino a 3000 metri lungo la costa adriatica italiana.

Figura 4.42. Previsione numerica (+24h) del MOLOCH alle ore 09:00 del 16 dicembre 2010.

km fino al km 9 vi è una rotazione oraria dei venti particolarmente accentuata, dovuta all'imminente cambio di circolazione.

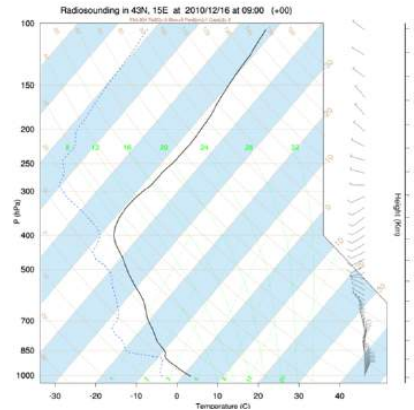
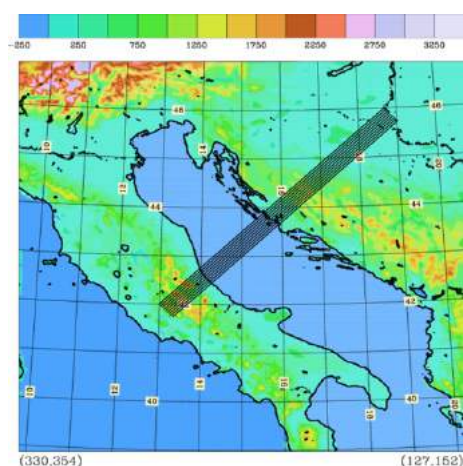


Figura 4.43. Grafico Skew-T in un intorno di punti mediati centrati in 43° N e 15° E.

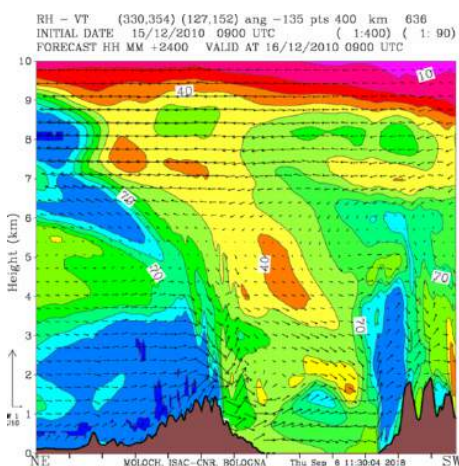
4.4.5 Analisi di sezioni verticali tramite MOLOCH

Per avere una panoramica delle caratteristiche termodinamiche presenti sull'Adriatico centrale e sull'orografia a monte e a valle del bacino stesso, si è deciso di tracciare 9 cross section distanziate come sempre 5 km l'una dall'altra (figura 4.44a), mediando i campi di umidità relativa e del vento tangente (figura 4.44b). La figura 4.44b mostra chiaramente che sul lato sopravvento degli Appennini è presente molta umidità, prossima alla saturazione (che genererà comunque nubi e precipitazioni); anche sul versante sopravvento delle Alpi Dinariche sono visibili alti valori di RH, fino a 3 km (maggiore degli altri casi studio). Il salto idraulico è presente, seppure non particolarmente intenso: la motivazione è probabile da ricercarsi nei venti di caduta non particolarmente intensi. Sul bacino, infine, non si scorge un'attività convettiva particolare, seppure intorno al primo kilometro di altitudine si osservino moti verticali.

Visto che le precipitazioni sono distribuite soprattutto sulla costa e sull'immediato entroterra, sono state considerate sette cross section (distanziate 5 km tra di loro) che attraversano il subappennino e la costa adriatica in modo da coprire l'area in cui sono avvenuti i fenomeni nevosi (figura 4.45a). Mediando l'umidità relativa e il vento tangente su tutte le sezioni si ottiene una struttura che tende a disporsi a bande (figura 4.45b): si evince che soprattutto negli strati atmosferici prossimi al suolo ci sono zone con RH più alta affiancate a zone con minor RH. L'ipotesi, quindi, è che al di sotto della copertura nuvolosa vista da satellite e dalla riproduzione del MOLOCH si sviluppi una struttura che ha caratteristiche simili alle celle convettive di limitata estensione verticale.

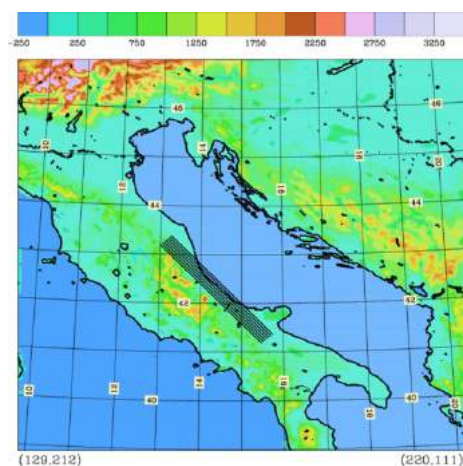


(a) 9 cross section che attraversano l'Adriatico nella direttrice NE-SW. Le sezioni sono equidistanziate di 5 km e sono così disposte perchè abbiano un'orientazione simile a quella del vento.

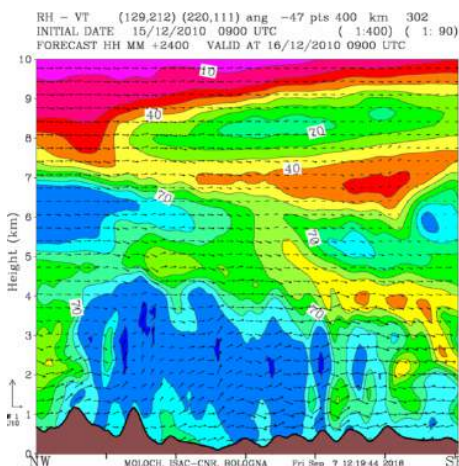


(b) 9 cross-section mediate (figura affianco) riferite all'umidità relativa e al vento lungo la sezione.

Figura 4.44. Previsione numerica (+24h) del MOLOCH alle ore 09:00 del 16 dicembre 2010.



(a) 7 cross section che passano sopra il subappennino e la costa adriatica. La distanza tra due cross section è di 5 km.



(b) 7 cross-section mediate (figura affianco) riferite all'umidità relativa e al vento lungo la sezione.

Figura 4.45. Previsione numerica (+24h) del MOLOCH alle ore 09:00 del 16 dicembre 2010.

4.5 Evento del 15 dicembre 2007

Come nei precedenti eventi, verrà effettuata inizialmente una descrizione del caso studio in oggetto, che risulterà essere interessante per diversi aspetti. Se da un lato le sue principali caratteristiche sono già state rilevate in altri episodi, dall'altro presenta peculiarità che lo contraddistinguono. L'ondata di maltempo, infatti, colpisce anche zone solitamente riparate dagli effetti del LES, come ad esempio l'Umbria orientale, che si trova in queste occasioni nel versante sottovento agli Appennini e quindi spesso in ombra pluviometrica. A fine evento diverse località italiane registrano ingenti accumuli nevosi, in particolare le città costiere della Puglia dove cadono fino a 40 cm di neve.

4.5.1 Introduzione: analisi sinottica

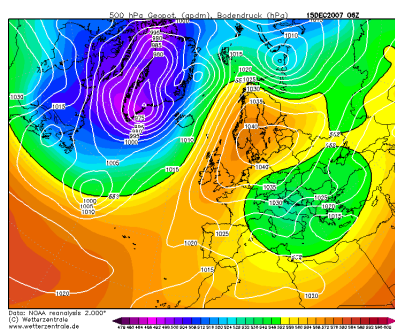
Dall'11 dicembre l'Italia è interessata da correnti nord-orientali, a seguito del rafforzamento di un promontorio di alta pressione sull'Atlantico fino alla regione del mar Baltico (dinamica ampiamente spiegata nell'evento del 30 dicembre 2014, ricorrente peraltro in tutti gli eventi fin qui analizzati). Si generano le prime precipitazioni sui rilievi appenninici della fascia adriatica, con quota neve in costante calo. Una struttura ciclonica particolarmente fredda in quota, associata ad aria di matrice artico-marittima proveniente dalla penisola di Kola (Russia), inizia dal giorno 12 un moto retrogrado che la porta ad entrare nel bacino dell'Adriatico, attraversandolo nei giorni 14 e 15 dicembre (figura 4.46). L'ingresso di tale nocciolo (con temperature a 500 hPa di circa -40°C) leggermente più a nord rispetto a quanto più spesso osservato, permette di generare precipitazioni dall'Umbria fino a buona parte del Sud Italia.

4.5.2 Comparazione tra dati ed elaborazioni modellistiche

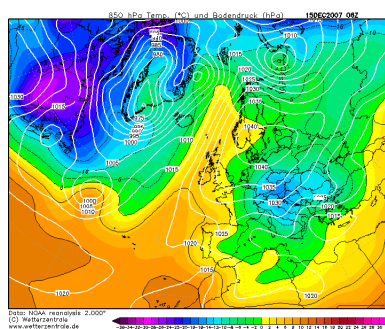
Vista la mancata disponibilità di una mappa pluviometrica giornaliera nazionale per l'analisi dell'evento, non è possibile effettuare un confronto con la simulazione del campo di precipitazione giornaliera da parte del modello (la cui simulazione viene inizializzata alle ore 15:00 UTC del 14 dicembre 2007).

Si è in grado di mostrare, invece, il confronto tra i dati del CFR Abruzzo e le elaborazioni del MOLOCH riguardo la temperatura, la direzione e l'intensità del vento delle seguenti tre località:

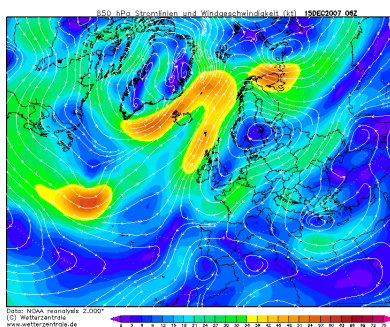
- **Pescara porto** (1 m s.l.m.). Non si riscontrano differenze eclatanti per quanto riguarda la direzione e l'intensità del vento (figura 4.47a).



(a) Pressione al suolo e altezza di geopotenziale a 500 hPa



(b) Pressione al suolo e temperatura a 850 hPa



(c) Linee di flusso con intensità del vento a 850 hPa

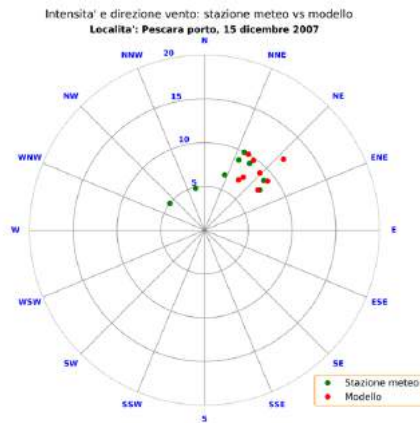
Figura 4.46. Rianalisi NOAA del 15 dicembre 2007 alle ore 06:00 UTC (07:00 ora solare).

Maggiori scarti sono presenti invece tra la temperatura misurata e simulata nella prima fase dell'evento (figura 4.47d). Si rimarca di nuovo che errori nella temperatura simulata possono dipendere dalla delicata transizione mare-terra (nel caso si stanno confrontando le osservazioni di una stazione costiera);

- **Chieti** (293 m s.l.m.). La direzione del vento prevista dal modello risulta comparabile con le misurazioni, ad eccezione della mancata rotazione dei venti dai quadranti NW presente in loco dalle ore 15:00 UTC (ovvero alla fine dell'evento, figura 4.48a). L'intensità del vento risulta essere mediamente sovrastimata da parte del modello (figura 4.48c): una caratteristica già osservata nel medesimo posto durante l'evento del 2010 precedentemente analizzato. La temperatura simulata, infine, si discosta non più di due gradi (ad eccezione del primo dato) dalla temperatura reale (figura 4.48d);
- **Caramanico**, provincia di Pescara (804 m s.l.m.). Anche in questa località si ripresentano, così come nel 2013, le medesime difficoltà del

modello di riprodurre le condizioni meteorologiche del posto. La direzione reale del vento (mediamente dai quadranti nord-occidentali) non viene vista dal modello, che simula un vento di Bora (figura 4.49a). Probabilmente la complessa orografia produce in tale zona una deviazione della Bora che si dispone da NW. Anche l'intensità prevista da MOLOCH risulta essere sovrastimata (così come nel 2013): una spiegazione plausibile è da ricercarsi sempre nella geografia locale (figura 4.49c). Le temperature, infine, mostrano un andamento simile, nonostante la sottostima di circa un paio di gradi (e anche qui le somiglianze al 2013 sono evidenti, figura 4.49d). Si suppone che tale differenza possa dipendere da una minor esposizione ai venti di Bora da parte della località, che risulta così riparata dall'ingresso di aria fredda.

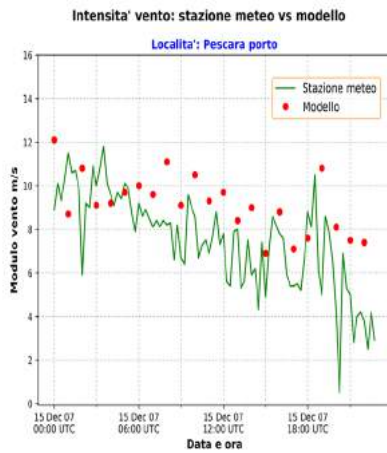
Dall'analisi delle immagini satellitari della NOAA-AVHRR nei canali del visibile e del vicino infrarosso (per discriminare al solito le nubi dalla neve), si nota la tendenza delle nuvole a disporsi a bande, soprattutto nel medio-basso Adriatico (figura 4.50a). Visto che tali immagini sono state scattate alle ore 09:58 UTC, si è deciso di valutarle con la rappresentazione grafica delle nubi da parte del modello alle ore 09:00 UTC (figura 4.50b), dove si evince altresì la formazione delle bande. L'impressione è che le bande non siano nette come nell'evento del 2014. Si analizzano, nel seguito, altri campi meteorologici (ricorrendo anche all'utilizzo di cross section) per avere un quadro d'insieme il più completo possibile.



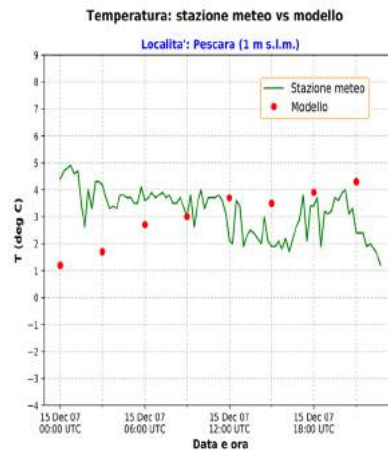
PESCARA PORTO						
DATA E ORA (UTC)	° S.M.	DIR S.M.	° M.	DIR M.	VVv S.M.	VVv M.
15/12/2007 00:00	26	NNE	48	NE	8.9	12.1
15/12/2007 03:00	27	NNE	52	NE	10	9.1
15/12/2007 06:00	34	NE	30	NNE	9.2	10
15/12/2007 09:00	20	NNE	44	NE	6.7	9.1
15/12/2007 12:00	54	NE	35	NE	7.8	9.7
15/12/2007 15:00	348	NNW	34	NE	4.9	6.9
15/12/2007 18:00	50	NE	53	NE	8.8	7.6
15/12/2007 21:00	308	NW	36	NE	5	7.5

(a) Grafico 2D in coordinate polari. L'angolo rappresenta la direzione del vento, mentre la distanza dal polo rappresenta l'intensità del medesimo in m/s. I valori con le relative date sono riportati nella tabella a fianco.

(b) Dati triorari (in UTC) della direzione (° e DIR) e dell'intensità del vento (VVv). I valori della stazione meteo sono indicati con "S.M.", mentre quelli del modello con "M.".

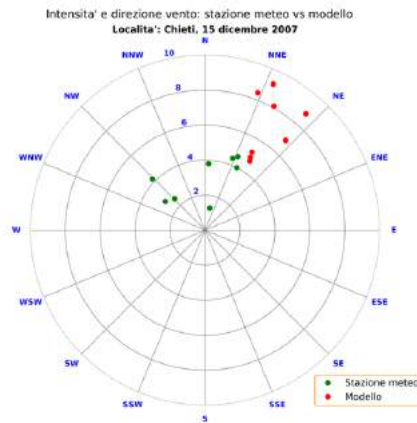


(c) Andamento dell'intensità del vento (espressa in m/s). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali si è effettuata l'interpolazione lineare).



(d) Andamento della temperatura (in °C). Anche qui i dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali è stata realizzata l'interpolazione lineare).

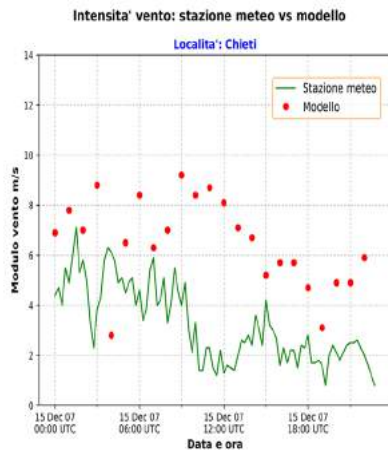
Figura 4.47. Confronto tra osservazioni e simulazioni numeriche nella località di Pescara porto (1 m s.l.m.) durante il 15 dicembre del 2007. In rosso sono rappresentati i valori del modello, in verde quelli della stazione meteo.



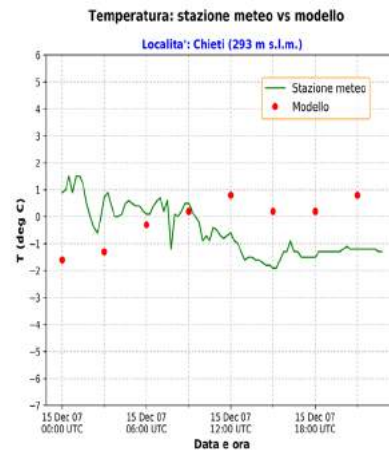
(a) Grafico 2D in coordinate polari. L'angolo rappresenta la direzione del vento, mentre la distanza dal polo rappresenta l'intensità del medesimo in m/s. I valori con le relative date sono riportati nella tabella a fianco.

CHIETI						
DATA E ORA (UTC)	° S.M.	DIR S.M	° M.	DIR M.	VVv S.M.	VVv M.
15/12/2007 00:00	21	NNE	42	NE	4,4	6,9
15/12/2007 03:00	3	N	41	NE	3,8	8,8
15/12/2007 06:00	24	NNE	21	NNE	4,6	8,4
15/12/2007 09:00	27	NNE	25	NNE	4	9,2
15/12/2007 12:00	12	NNE	29	NNE	1,3	8,1
15/12/2007 15:00	314	NW	31	NNE	4,2	5,2
15/12/2007 18:00	306	NW	33	NNE	2,8	4,7
15/12/2007 21:00	316	NW	32	NNE	2,5	4,9

(b) Dati triorari (in UTC) della direzione ($^{\circ}$ e DIR) e dell'intensità del vento (VVv). I valori della stazione meteo sono indicati con "S.M.", mentre quelli del modello con "M.".

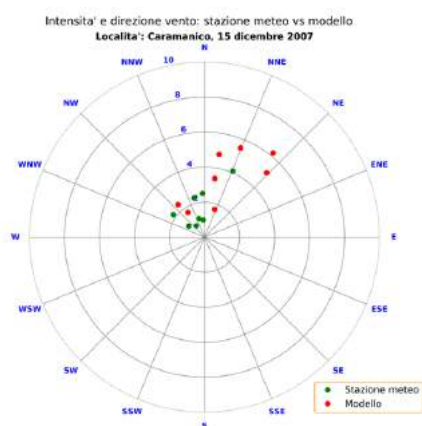


(c) Andamento dell'intensità del vento (espressa in m/s). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali si è effettuata l'interpolazione lineare).



(d) Andamento della temperatura (in $^{\circ}$ C). Anche qui i dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali è stata realizzata l'interpolazione lineare).

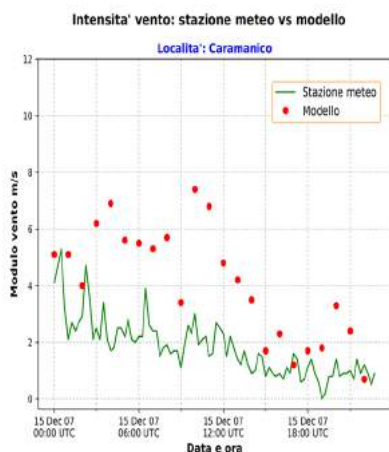
Figura 4.48. Confronto tra osservazioni e simulazioni numeriche nella località di Chieti (293 m s.l.m.) durante il 15 dicembre del 2007. In rosso sono rappresentati i valori del modello, in verde quelli della stazione meteo.



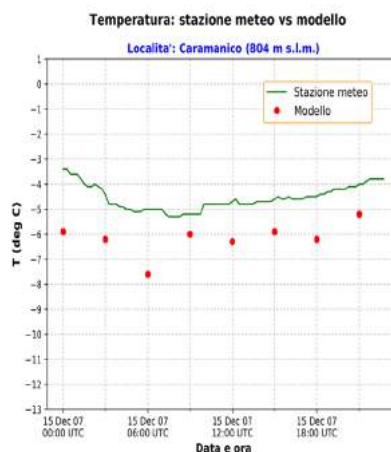
(a) Grafico 2D in coordinate polari. L'angolo rappresenta la direzione del vento, mentre la distanza dal polo rappresenta l'intensità del medesimo in m/s. I valori con le relative date sono riportati nella tabella a fianco.

CARAMANICO						
DATA E ORA (UTC)	° S.M.	DIR S.M	° M.	DIR M.	VVv S.M.	VVv M.
15/12/2007 00:00	23	NNE	44	NE	4.1	5.1
15/12/2007 03:00	357	N	39	NE	2.5	6.2
15/12/2007 06:00	306	NW	22	NNE	2.2	5.5
15/12/2007 09:00	343	NNW	10	N	1.1	3.4
15/12/2007 12:00	345	NNW	10	N	2.3	4.8
15/12/2007 15:00	324	NW	20	NNE	0.8	1.7
15/12/2007 18:00	305	NW	326	NW	1.1	1.7
15/12/2007 21:00	355	N	321	NW	1	2.4

(b) Dati triorari (in UTC) della direzione (° e DIR) e dell'intensità del vento (VVv). I valori della stazione meteo sono indicati con "S.M.", mentre quelli del modello con "M.".

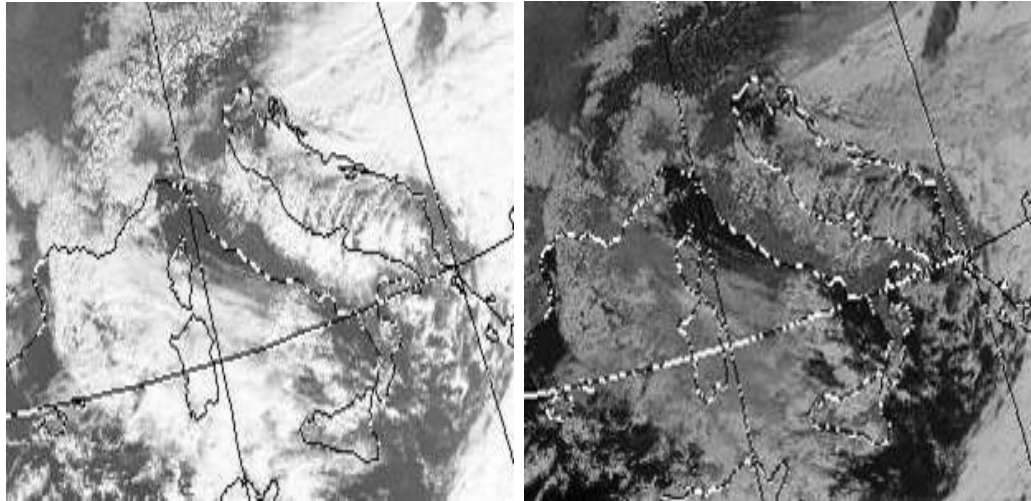


(c) Andamento dell'intensità del vento (espressa in m/s). I dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali si è effettuata l'interpolazione lineare).

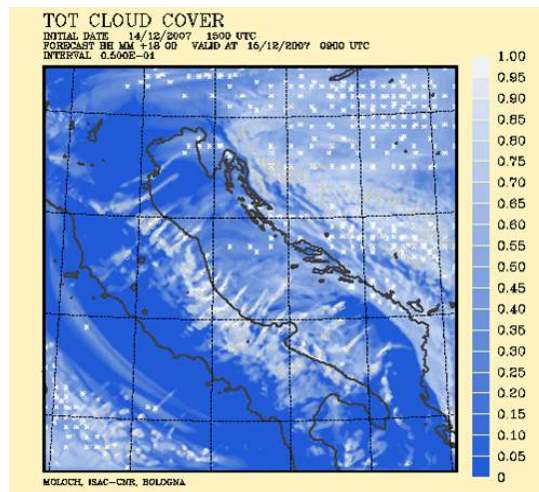


(d) Andamento della temperatura (in °C). Anche qui i dati del modello sono ogni 3 ore, mentre quelli osservati sono ogni 15 minuti (con i quali è stata realizzata l'interpolazione lineare).

Figura 4.49. Confronto tra osservazioni e simulazioni numeriche nella località di Caramanico (PE, 804 m s.l.m.) durante il 15 dicembre del 2007. In rosso sono rappresentati i valori del modello, in verde quelli della stazione meteo.



(a) Immagine del satellite polare NOAA-AVHRR (canale 1 VIS 0.58 - 0.68 μm). Presenza di bande sul medio-basso Adriatico. (b) Immagine del satellite polare NOAA-AVHRR (canale 3 SW-IR 1.58 - 1.64 μm), con bande sul medio-basso Adriatico.



(c) Copertura nuvolosa elaborata dal run di controllo del MOLOCH.

Figura 4.50. Confronto tra immagini satellitari e riproduzione numerica del campo di nubi al 15 dicembre 2007. Le immagini satellitari sono scattate alle 09:58 UTC, l'elaborazione del modello è riferita alle ore 09:00 UTC.

4.5.3 Riproduzione numerica dei campi meteorologici

La simulazione numerica fornisce un'altezza di geopotenziale e una differenza di temperatura tra superficie e la quota isobarica a 850 hPa (figura 4.51) che attestano ancora una volta che il lapse rate ambientale, in valore assoluto, è maggiore di quello adiabatico (condizione necessaria per l'innesco di LES).

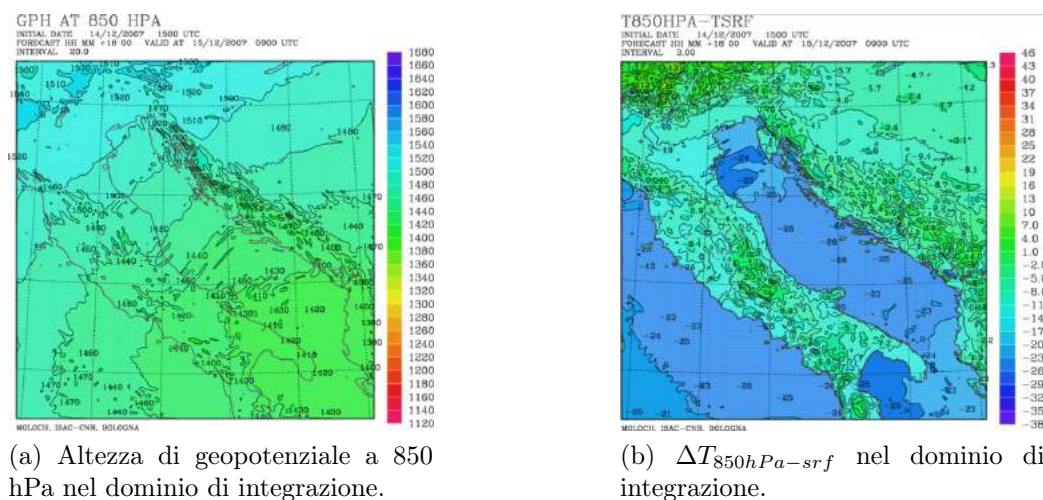


Figura 4.51. Previsione numerica (+18h) del MOLOCH alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007.

L'analisi del parametro LCAPE (figura 4.52a) mostra che i valori riscontrati sono particolarmente alti e molto simili all'evento del 2013. A differenza di quest'ultimo, però, le precipitazioni sono distribuite a bande, con picchi non particolarmente intensi (figura 4.52b). Se si paragona tale configurazione a quella del 2014 (con LCAPE mediamente più bassa), si nota come gli accumuli previsti nel caso in oggetto siano più intensi, più estesi e più spostati verso costa. L'idea quindi che il parametro LCAPE possa fornire indicazioni sul tasso di precipitazioni rimane valida, seppure risulti conveniente fare una distinzione tra precipitazioni dovute a bande convettive e precipitazioni originate da una copertura nuvolosa estesa (caso del 2013).

Queste prime immagini danno l'idea di un evento che presenta caratteristiche sia del caso del 2014 (formazione bande), sia del caso del 2013 (estesa copertura nuvolosa). Se si osservano le mappe di MOLOCH del trasporto di vapor acqueo integrato a 1000 metri e a 3000 metri, si nota che i valori tendono a disporsi a bande come nel 2014 (figura 4.53). Mentre se si analizza il profilo Skew-T (figura 4.53c), si rileva instabilità fino a 3 km, con l'aria che si presenta satura dai 4 fino ai 7 km di altezza (più simile al 2013).

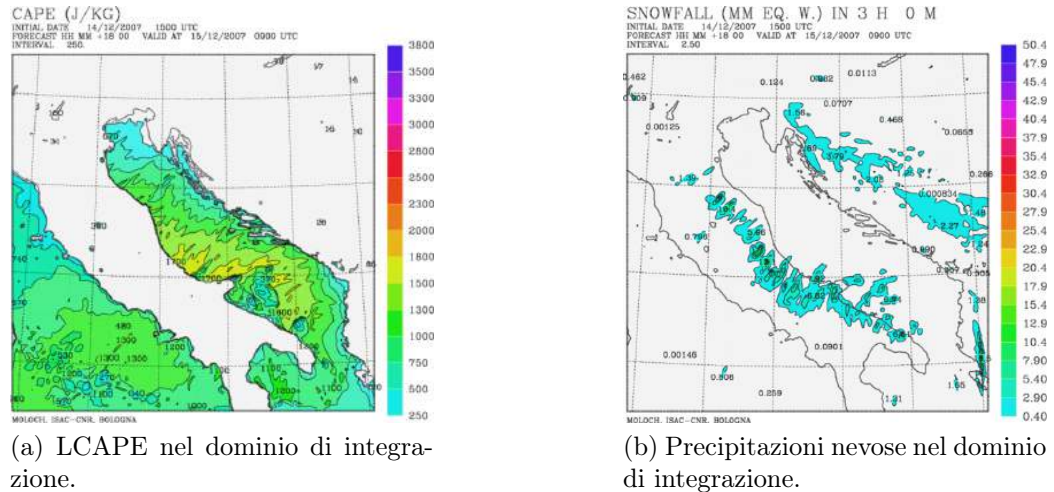
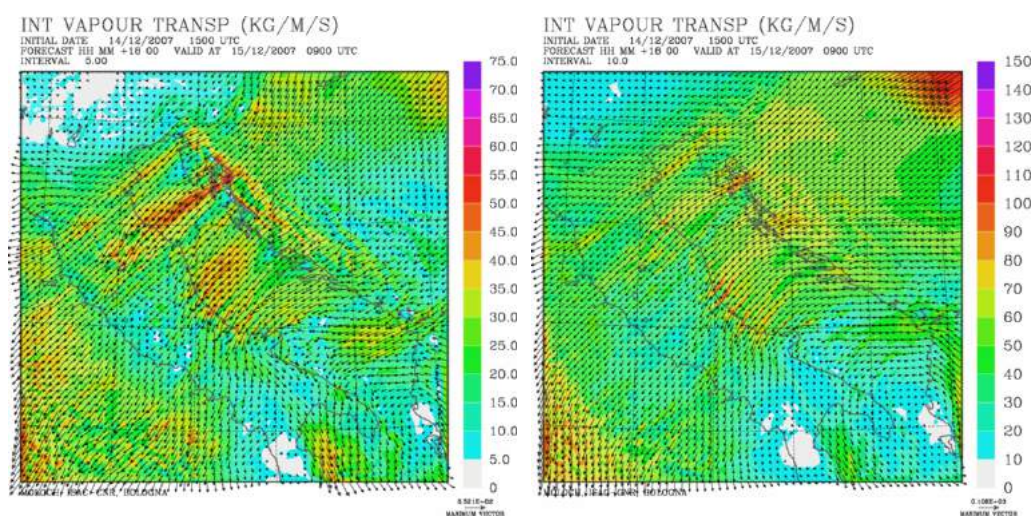


Figura 4.52. Previsione numerica (+18h) del MOLOCH alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007.

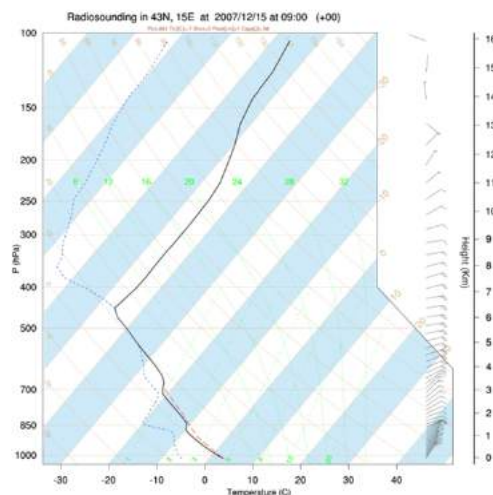
Soffermendosi sulla figura 4.53c, si evince come il vento abbia una rotazione minima fino ad 11 km. Nelle carte del vento a 10 metri e ad 850 hPa (figura 4.54), la direzione è essenzialmente di Bora, con intensità comparabili agli eventi del 2013 e del 2014.

I flussi di calore superficiali provenienti dal mare ed il vapor acqueo integrato lungo costa (figura 4.55) non presentano valori particolarmente alti.

Per quanto riguarda infine il comportamento dinamico del flusso incidente, come descritto dal numero di Froude (figura 4.56b), alle 09:00 UTC del 15 dicembre 2007 si verifica un passaggio da valori maggiori di uno a valori minori di uno. Tale cambiamento indica una transizione di regime che porta ad un flusso che non supera più l'ostacolo, ma ne rimane bloccato. Coerentemente, le precipitazioni si spostano più verso costa, soprattutto nella giornata del 16 dicembre dove i valori del numero di Froude scendono al di sotto di 0.5 (figura 4.56a). Questo a dimostrazione di quanto la localizzazione delle precipitazioni sia modulata dall'interazione con l'orografia.

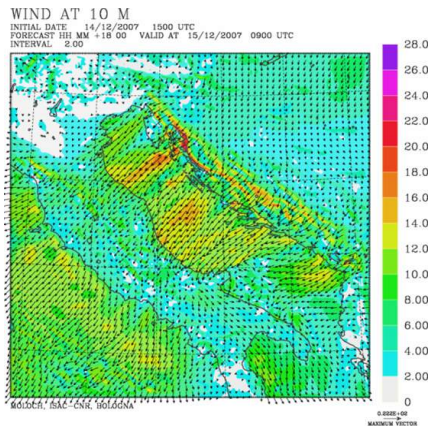


(a) Trasporto di vapor acqueo integrato fino a 1000 metri nel dominio di integrazione. (b) Trasporto di vapor acqueo integrato fino a 3000 metri nel dominio di integrazione.

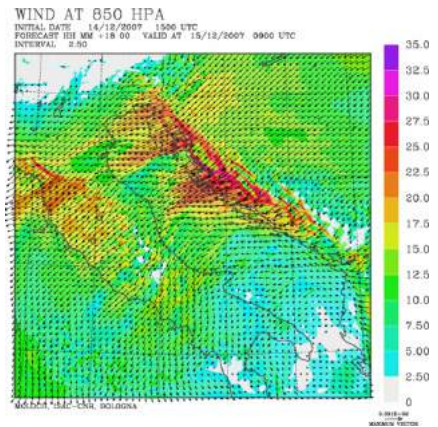


(c) Grafico Skew-T in un intorno di punti mediati centrati in 43° N e 15° E.

Figura 4.53. Previsione numerica (+18h) del MOLOCH alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007.

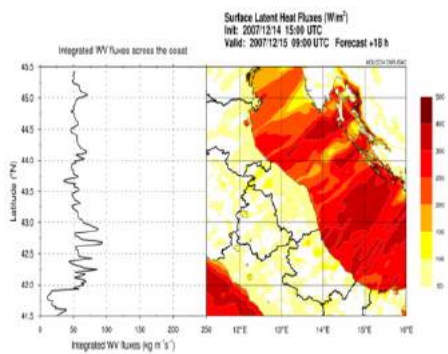


(a) Vento a 10 metri nel dominio di integrazione.

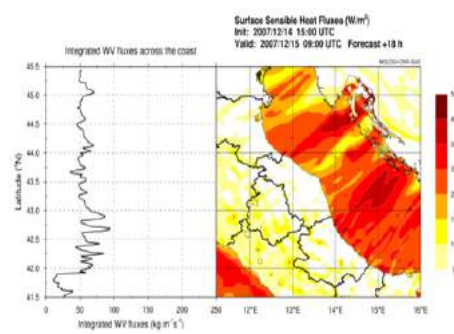


(b) Vento a 850 hPa nel dominio di integrazione.

Figura 4.54. Previsione numerica (+18h) del MOLOCH alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007.

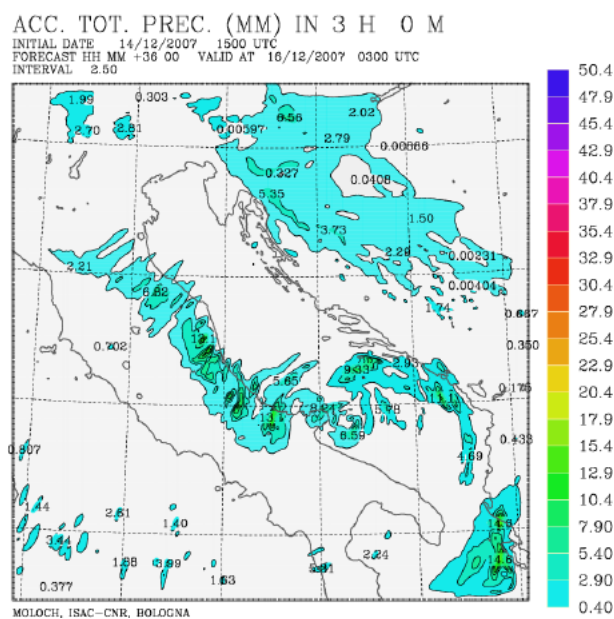


(a) Flussi superficiali di calore latente con grafico del vapor acqueo integrato fino a 3000 metri lungo la costa adriatica italiana.



(b) Flussi superficiali di calore sensibile con grafico del vapor acqueo integrato fino a 3000 metri lungo la costa adriatica italiana.

Figura 4.55. Previsione numerica (+18h) del MOLOCH alle ore 09:00 del 15 dicembre 2007.



(a) Precipitazioni triorarie cumulate previste nelle prime tre ore (UTC) del 16 dicembre 2007.

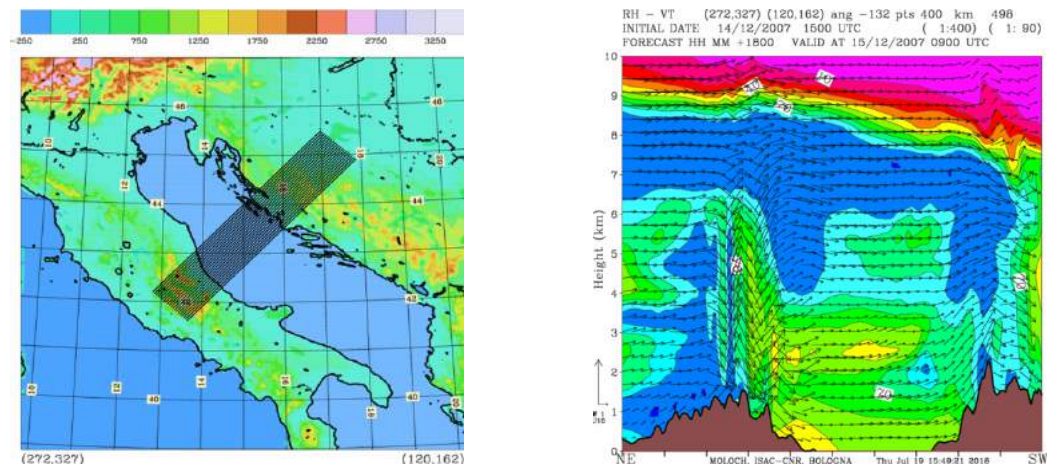
Data e ora (UTC)	Numero di Froude
15/12/2007 00:00	3.89
15/12/2007 03:00	1.61
15/12/2007 06:00	1.96
15/12/2007 09:00	0.89
15/12/2007 12:00	0.86
15/12/2007 15:00	0.82
15/12/2007 18:00	0.66
15/12/2007 21:00	0.57
16/12/2007 00:00	0.37
16/12/2007 03:00	0.29
16/12/2007 06:00	0.52
16/12/2007 09:00	0.25
16/12/2007 12:00	0.23
16/12/2007 15:00	0.21

(b) Numero di Froude calcolato in un insieme di punti mediati il cui centro ha coordinate 43° N e 15° E.

Figura 4.56. Previsioni numeriche del MOLOCH per l'evento in oggetto.

4.5.4 Analisi di sezioni verticali tramite MOLOCH

Le immagini delle sezioni verticali che verranno fra poco presentate evidenziano ancor di più le caratteristiche che questo caso-studio condivide con il primo (2014) ed il secondo (2013) evento. Prendendo 20 cross sections equidistanziate di 5 km con direttrice NE-SW così come in figura 4.57a e mediando le variabili presenti nelle varie sezioni (in questo caso RH e V_t , ovvero l'umidità relativa e il vento tangente), si nota che soprattutto nella regione dei Balcani sono presenti elevati valori di RH fin verso la media-alta troposfera (figura 4.57b), caratteristica questa riscontrata nell'evento del 2013. I valori di RH sono mediamente inferiori al 2013 ma superiori al 2014. Il salto idraulico è abbastanza pronunciato (simile al 2014) e posto più verso la catena delle Alpi Dinariche rispetto agli altri casi.

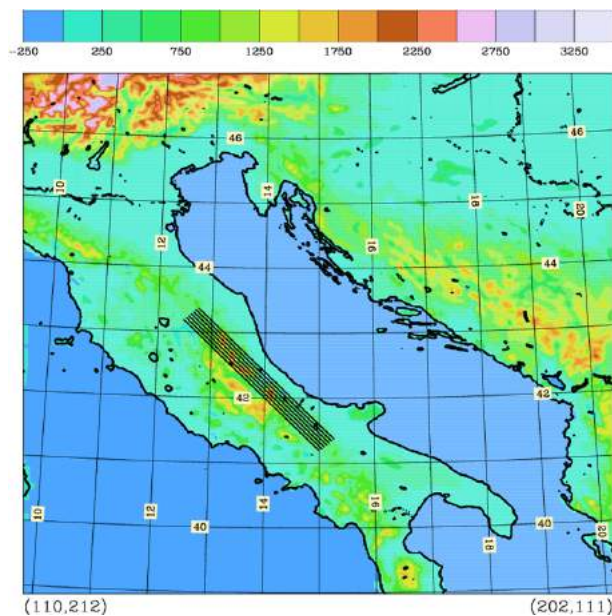


(a) 20 cross section che attraversano l'Adriatico nella direttrice NE-SW. Le sezioni sono equidistanziate di 5 km e sono così disposte perchè abbiano un'orientazione simile a quella del vento.

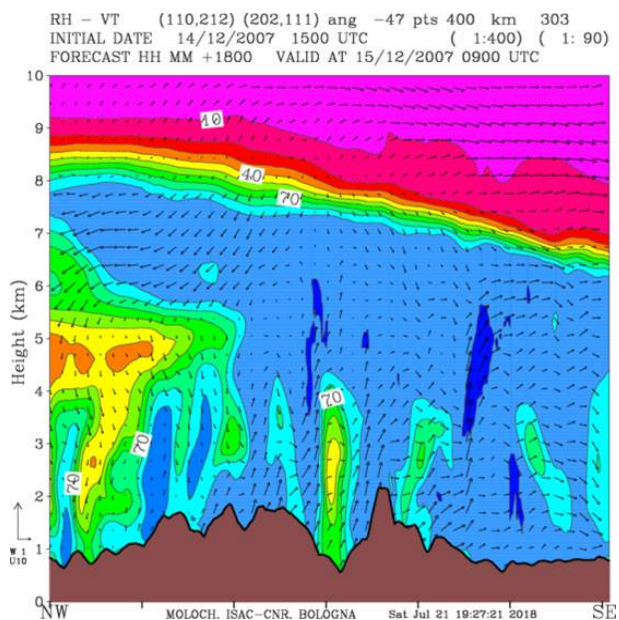
(b) 20 cross-section mediate (figura affianco) riferite all'umidità relativa e al vento lungo la sezione.

Figura 4.57. Previsione numerica (+18h) del MOLOCH alle ore 09:00 del 15 dicembre 2007.

Posizionando le Cross Section con direttrice NW-SE lungo la dorsale appenninica adriatica (figura 4.58a) e mediando le variabili (figura 4.58b), si nota una certa propensione alla formazione di bande (come nel caso del 2014 con bande ad elevata RH alternate ad altre a bassa RH). La differenza sostanziale con il 2014 si evidenzia analizzando lo strato tra i 4 e gli 8 km: qui l'aria è sostanzialmente satura, così come nel caso del 2013, mentre nel 2014 era particolarmente secca.



(a) 7 cross section che passano sopra il subappennino e la costa adriatica. La distanza tra due cross section è di 5 km.



(b) 7 cross-section mediate (figura affianco) riferite all'umidità relativa e al vento lungo la sezione.

Figura 4.58. Previsione numerica (+18h) del MOLOCH alle ore 09:00 del 15 dicembre 2007.

4.6 Considerazioni conclusive

Nel presente capitolo sono stati analizzati quattro eventi di Bora anticiclonica avvenuti nella stagione tardo-autunnale (caso del 2013) e invernale (i restanti casi-studio). Si è implementata la catena modellistica BOLAM-MOLOCH per effettuare simulazioni ad alta risoluzione. Le emissioni modellistiche sono state comparate con i dati meteorologici a disposizione per verificare la realistica e l'affidabilità delle simulazioni. Dalle mappe generate si è evinto che le proprietà termodinamiche della massa d'aria in ingresso sul bacino risultano essere fondamentali nella caratterizzazione del fenomeno del LES, nella formazione delle nubi e delle annesse precipitazioni. La valutazione soprattutto delle sezioni verticali tracciate con MOLOCH, del trasporto di vapore integrato a 1000 metri e a 3000 metri e dei diagrammi Skew-T (riprodotti sempre con modello) ha permesso di discriminare l'origine delle masse d'aria e spiegare gli effetti registrati nell'area sottovento al bacino.

È risultato molto utile prendere in considerazione il numero di Froude, calcolato in mezzo l'Adriatico e lontano dagli Appennini; esso, infatti, ha permesso di distinguere i casi di flusso bloccato (con precipitazioni essenzialmente presenti sulla costa) dai casi di flusso che scavalca la catena (con neviccate che possono verificarsi anche nel versante sottovento dei rilievi).

Anche l'indice LCAPE ha mostrato uno stretto legame con il tasso di precipitazioni che si registra nelle zone colpite dal LES (in linea con quanto descritto nel capitolo 1).

Questi risultati dimostrano che anche nel bacino dell'Adriatico è possibile fare un'analisi delle caratteristiche e dell'evoluzione del fenomeno del LES attraverso l'utilizzo di diversi parametri, sebbene i fenomeni fisici risultino essere più complicati a causa della complessa orografia che circonda il bacino stesso.

In questo capitolo sono state presentate le mappe meteorologiche del run di controllo, mentre nel prossimo capitolo si analizzeranno i test di sensibilità rispetto all'orografia e ai flussi superficiali di calore provenienti dal mare. Tale approccio consentirà di evidenziare l'importanza della morfologia del territorio e di ogni singolo processo fisico nel modulare il LES.

Capitolo 5

Test di sensibilità nei casi di Bora anticiclonica

Dopo aver descritto accuratamente nel capitolo 4 i casi studio di Bora anticiclonica, in questo capitolo verranno mostrati i principali risultati dei vari test di sensibilità effettuati per ogni evento. In primis, si analizzeranno nelle simulazioni numeriche gli effetti causati dall'annullamento dei flussi superficiali di calore latente provenienti dal mar Adriatico. Questa operazione è equivalente al non considerare la presenza del bacino suddetto, permettendo così di stabilire il suo apporto in termini di umidità nella genesi del fenomeno del LES. Sarà così possibile distinguere i casi di Lake-Effect Snow da eventuali casi di Lake-Enhanced Snow (cap. 1.2). Annullando, invece, i flussi superficiali di calore sensibile (provenienti sempre dal mare Adriatico), si potrà avere un'idea del ruolo giocato dagli scambi di calore aria-mare nel destabilizzare il profilo atmosferico, a causa delle notevoli differenze di temperatura tra la superficie del mare e l'aria soprastante. Successivamente l'attenzione si concentrerà sull'orografia a monte del bacino (rispetto ai venti principali): saranno infatti effettuati dei test sulle Alpi Dinariche, che produrranno un dimezzamento ed un annullamento della loro altezza. Si riuscirà così a comprendere l'impatto che tale modifica ha sui venti di Bora originatisi da tale dorsale (e che attraversano successivamente l'Adriatico), sulle nubi e soprattutto sulle precipitazioni che interessano in particolar modo l'Italia centro-meridionale. Per concludere, anche sulla catena appenninica verranno attuati dei test, con un dimezzamento e azzeramento del suo profilo altimetrico. Tale scelta fornirà indicazioni sull'importanza dell'orografia sottocosta nello sviluppo di precipitazioni a carattere nevoso.

Riassumendo brevemente quanto detto, saranno presi in esame i medesimi casi studio analizzati in precedenza, valutando l'effetto prodotto dalla variazione di ognuno dei seguenti parametri:

- annullamento dei flussi superficiali di calore latente sul mar Adriatico;
- annullamento dei flussi superficiali di calore sensibile sul mar Adriatico;
- dimezzamento dell'orografia delle Alpi Dinariche;
- azzerramento dell'orografia delle Alpi Dinariche;
- dimezzamento dell'orografia degli Appennini;
- azzerramento dell'orografia degli Appennini.

Come accortezza generale, si renderà più agevole ed immediata la valutazione di tali prodotti affiancando alle varie figure le immagini del rispettivo run di controllo descritto nel capitolo 4. Gli stessi eventi, inoltre, verranno analizzati agli istanti di interesse già individuati nel precedente capitolo. Considerata, infine, la mole di output grafici esaminati, si è deciso di inserire solo i risultati più significativi, che differiscono in misura maggiore dalla simulazione di controllo.

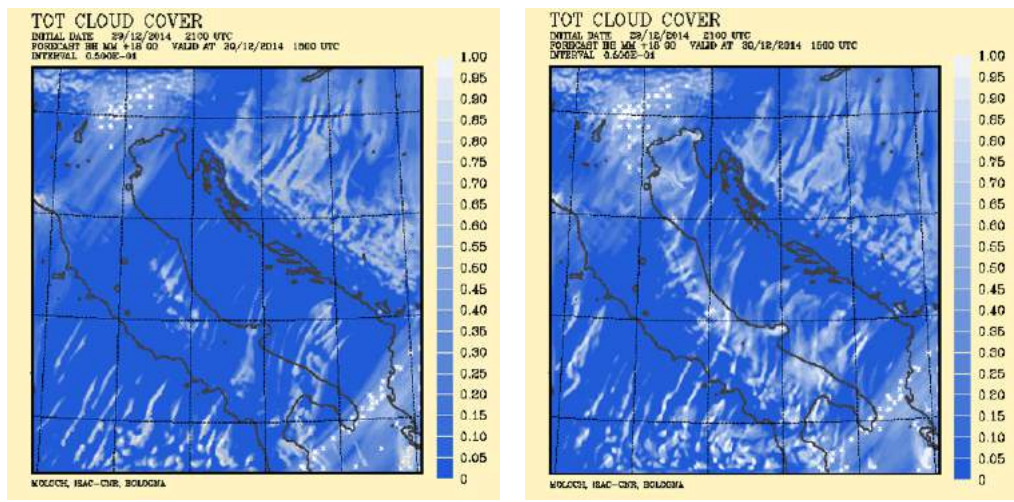
5.1 Evento del 30 dicembre 2014

5.1.1 Test sui flussi di calore provenienti dall'Adriatico

L'annullamento dei flussi superficiali di calore latente dall'Adriatico provoca dei cambiamenti significativi nella formazione di nubi e precipitazioni. Confrontando la figura 5.1c con la figura 5.1a, si evince una diminuzione sostanziale della lunghezza ed estensione delle bande, che scompaiono nella parte centro-settentrionale del bacino. Rimane solo una residua nuvolosità disposta sui rilievi appenninici. La diminuzione radicale delle nubi influenza ovviamente le precipitazioni, che risultano completamente soppresse (vedere figura 5.2a): questo porta a concludere che si tratta di un evento di **Lake-Effect Snow**, in quanto i flussi di umidità dal mare risultano essere un requisito necessario per la formazione delle precipitazioni nevose, organizzate in bande convettive. Sui venti a 10 metri e alla superficie isobarica a 850 hPa le differenze sono, invece, trascurabili. Se si analizzano le sezioni verticali come nel capitolo precedente (figura 4.13), si nota come nella seconda sezione (dove si sviluppava una pronunciata convezione), eliminando i flussi di calore latente sull'Adriatico, l'umidità relativa sopra di esso rimane molto bassa fino al primo kilometro (figura 5.3). Si nota che, mentre i moti verticali sono ancora presenti (convezione e sollevamento orografico) sul mare, l'umidità non è più sufficiente per generare condensazione e quindi nubi, se non sulla cresta appenninica (figura 5.1a). Nelle sezioni mediate lungo la dorsale appenninica adriatica (figura 4.16a), si nota infatti una certa propensione

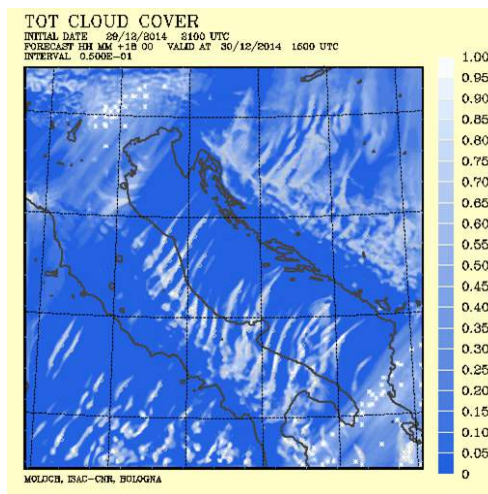
dell'umidità ad alternarsi a bande (indicativo di moti convettivi), senza però che vi sia sufficiente umidità dal bacino (figura 5.4a) per portare condensazione. Lo sviluppo verticale e la saturazione non sono comparabili al run di controllo.

Se si azzerano, invece, i flussi di calore sensibile, il primo risultato eclatante risulta essere la scomparsa delle nette e definite bande di nubi convettive, che diventano più estese e meno marcate (figura 5.1b). Conseguenza di tale pattern diventa la distribuzione di precipitazioni, che presentano intensità inferiori al run di controllo e non risultano più organizzate in bande orientate nella direzione del vento. Tale effetto mette in luce l'estrema importanza dello scambio di calore tra atmosfera e mare, il quale è in grado di rendere instabile il profilo termico e di creare bande di nubi convettive. Senza, inoltre, flussi di calore sensibile, i venti vengono modificati. Nella figura 5.5b si vede chiaramente una rotazione antioraria, rispetto al run di controllo, dei venti che si dispongono più da nord, con un lieve indebolimento della loro intensità. Anche ad 850 hPa si nota una leggera diminuzione dell'intensità media sul medio-basso Adriatico, seppure la direzione rimanga simile. Analizzando le stesse sezioni considerate per il run di controllo, è evidente che nella seconda sezione tracciata attraverso l'Adriatico, con i flussi di calore sensibile annullati (figura 5.3b), aumenta l'umidità relativa nel primo kilometro di atmosfera procedendo dal bacino verso gli Appennini, anche se la saturazione avviene solo a seguito del sollevamento orografico sull'Appennino, in un'area con estensione di gran lunga inferiore rispetto al run di controllo. L'aumento di RH è di fatto imputabile alla più bassa temperatura dell'aria (in assenza di riscaldamento dal mare) e non ad un maggiore contenuto di vapore. Inoltre è importante notare come siano soppressi i moti verticali sul mare Adriatico, presenti sia nel run di controllo che nella simulazione senza calore latente alla superficie. Questo conferma che il calore fornito dal mare è essenziale per rendere instabile il profilo termodinamico e per stimolare l'innescio di moti convettivi, facilitando il sollevamento sull'orografia. Nella quarta sezione cambia completamente la distribuzione dell'umidità, con elevata umidità nei primi km e zone di saturazione dell'aria vicino le creste appenniniche. Anche nella figura 5.4b si nota uno strato umido piuttosto omogeneo nei primi 2 km senza bande di umidità. A dimostrazione che i flussi di calore sensibile hanno un impatto sulla formazione delle bande, ma soprattutto sul raffreddamento dei primi strati atmosferici che si presentano, di conseguenza, con elevati valori di RH.



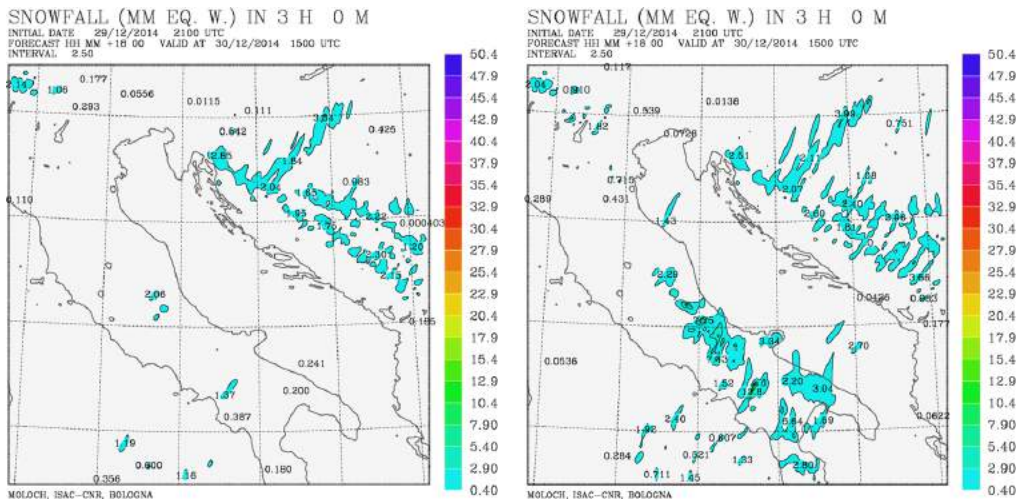
(a) Nubi alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014, annullando i flussi di calore latente.

(b) Nubi alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014, annullando i flussi di calore sensibile.



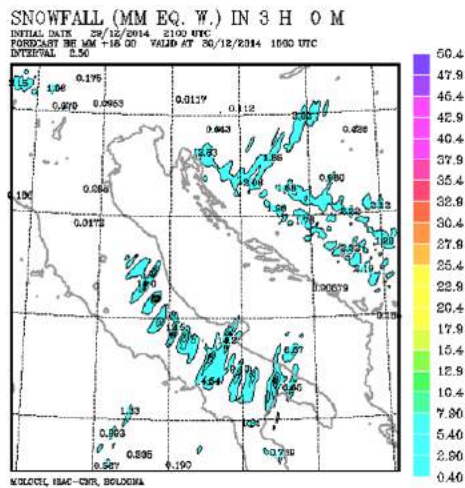
(c) Nubi alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014, run di controllo.

Figura 5.1. Comparazione delle nubi tra test di sensibilità sui flussi e run di controllo.



(a) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014, annullando i flussi di calore latente.

(b) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014, annullando i flussi di calore sensibile.

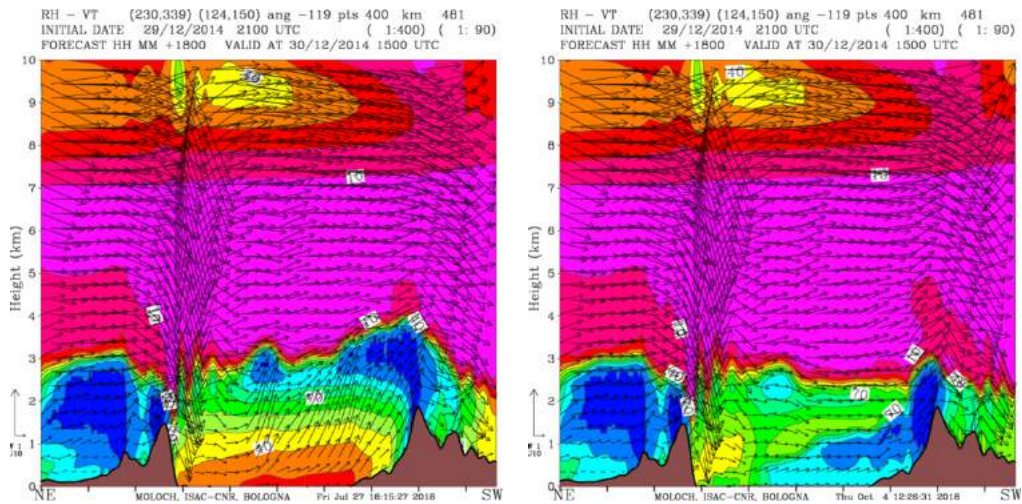


(c) Precipitazioni triorarie nevose del run di controllo alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014.

Figura 5.2. Comparazione delle precipitazioni triorarie nevose tra test di sensibilità sui flussi e run di controllo.

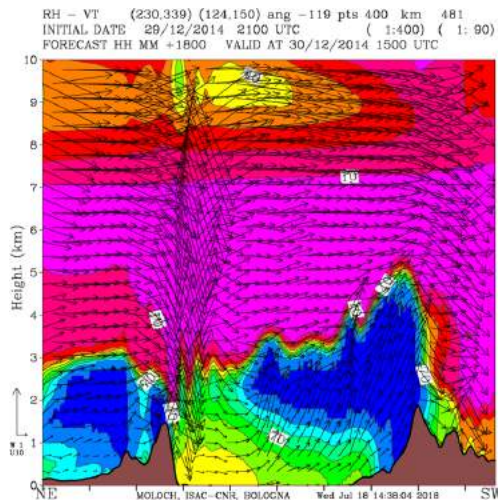
**CAPITOLO 5. TEST DI SENSIBILITÀ NEI CASI DI BORA
ANTICICLONICA**

108



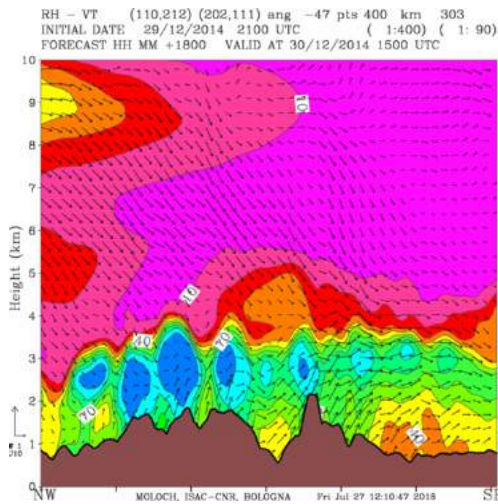
(a) Seconda cross-section NE-SW Adriatico riferita all'umidità relativa ed al vento tangente alla sezione del 30 dicembre 2014 alle ore 15:00 UTC, **annullando i flussi di calore latente.**

(b) Seconda cross-section NE-SW Adriatico riferita all'umidità relativa ed al vento tangente alla sezione del 30 dicembre 2014 alle ore 15:00 UTC, **annullando i flussi di calore sensibile.**

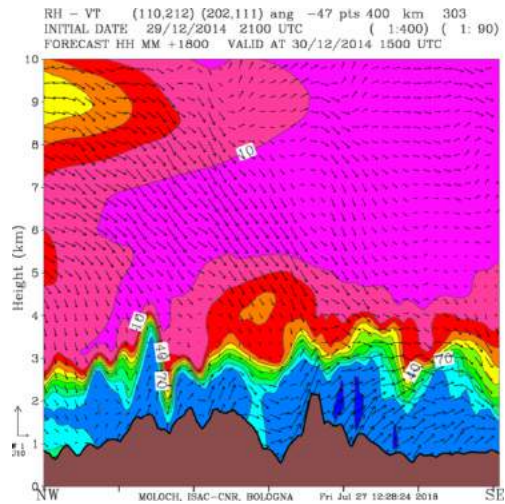


(c) Seconda cross-section NE-SW Adriatico riferita all'umidità relativa ed al vento tangente alla sezione del 30 dicembre 2014 alle ore 15:00 UTC, **run di controllo.**

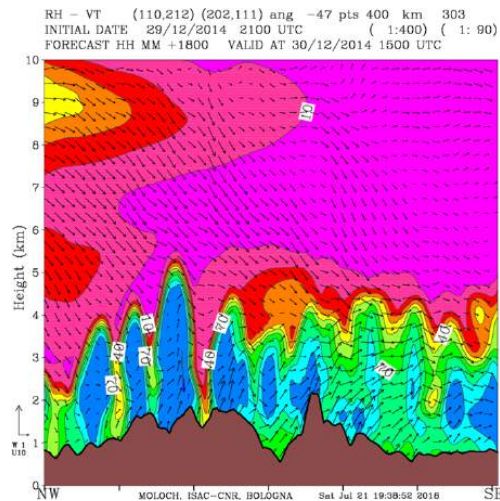
Figura 5.3. Comparazione delle sezioni NE-SW tra test di sensibilità sui flussi e run di controllo.



(a) 7 cross-section mediate NW-SE dorsale appenninica adriatica riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 30 dicembre 2014 alle ore 15:00 UTC, annullando i flussi di calore latente dall'Adriatico.

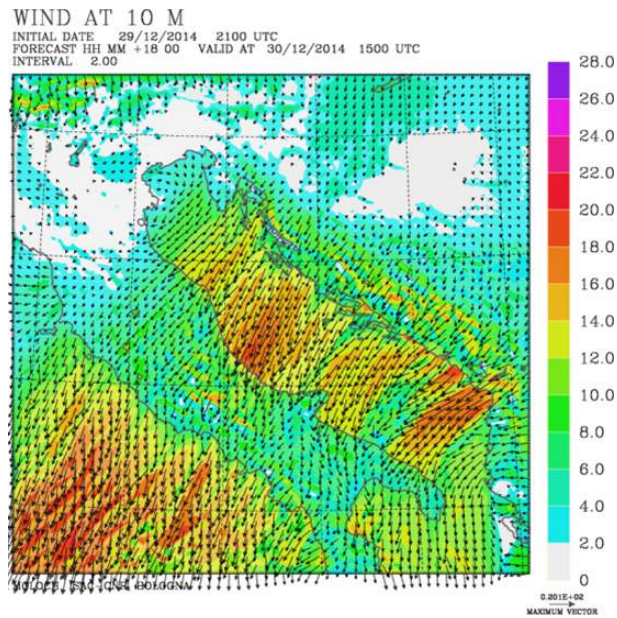


(b) 7 cross-section mediate NW-SE dorsale appenninica adriatica riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 30 dicembre 2014 alle ore 15:00 UTC, annullando i flussi di calore sensibile dall'Adriatico.

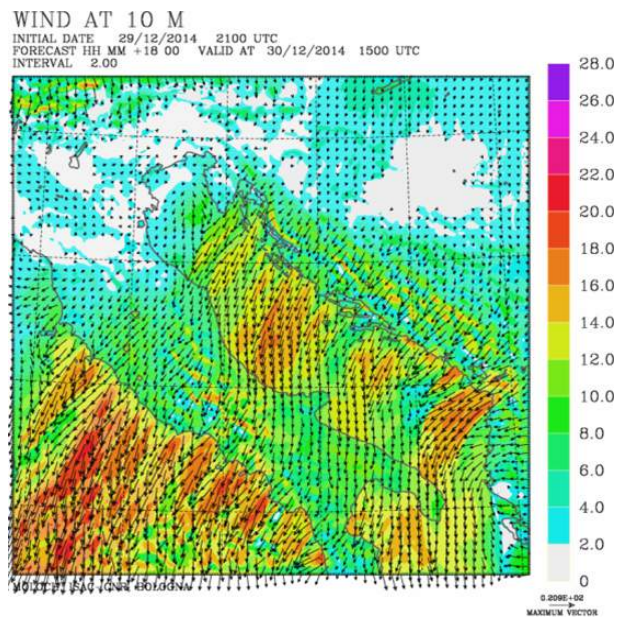


(c) 7 cross-sections mediate NW-SE dorsale appenninica adriatica riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 30 dicembre 2014 alle ore 15:00 UTC, run di controllo.

Figura 5.4. Comparazione delle sezioni NW-SE tra test di sensibilità sui flussi e run di controllo.



(a) Vento a 10 metri del 30 dicembre 2014 alle ore 15:00 UTC, **run di controllo.**

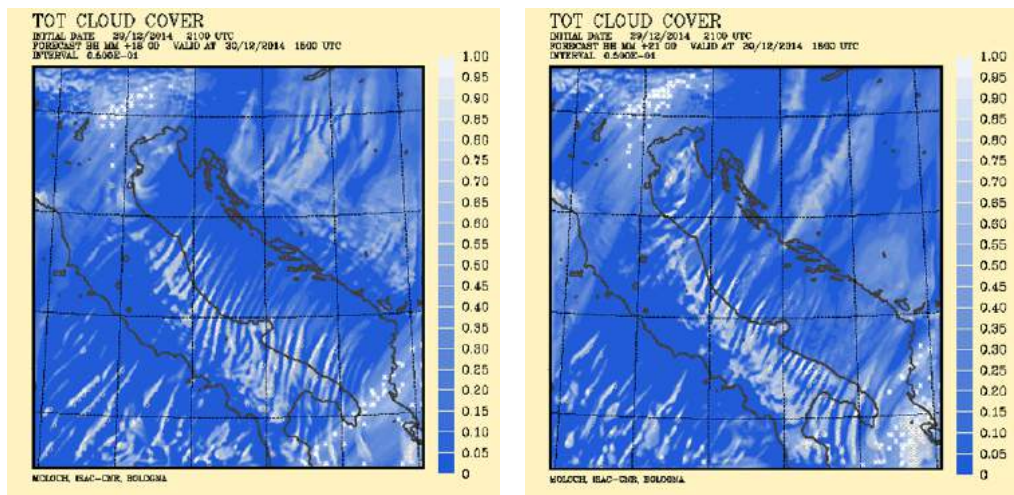


(b) Vento a 10 metri del 30 dicembre 2014 alle ore 15:00 UTC, **annullando i flussi di calore sensibile.**

Figura 5.5. Comparazione del vento a 10 metri tra run di controllo e test di sensibilità sui flussi di calore sensibile.

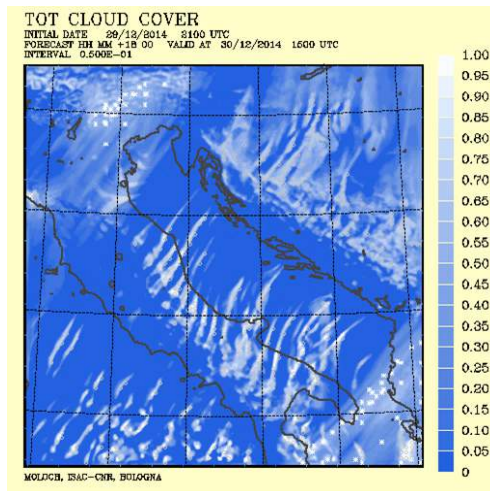
5.1.2 Test sull'orografia delle Alpi Dinariche

Il dimezzamento e l'annullamento dell'orografia delle Alpi Dinariche non porta a grosse variazioni della nuvolosità che si sviluppa sul bacino dell'Adriatico: con orografia dimezzata le bande di nubi risultano più nette rispetto al run di controllo e si iniziano a sviluppare più ad est sul mare Adriatico (figura 5.6a); senza l'orografia dei Balcani le bande sembrano meno evidenti sul medio Adriatico e più fitte sul basso Adriatico (figura 5.6b). Le precipitazioni risultano più deboli sul territorio italiano e non sono disposte a bande in modo così netto come nel run di controllo (figura 5.7). Da questa prima analisi si sospetta (ma si valuterà anche in seguito) che la canalizzazione del flusso nelle valli Dinariche non sia quantomeno il fattore principale che porta alla genesi di bande di nubi convettive, altrimenti non si sarebbe assistito a formazione di bande convettive nel caso di orografia balcanica azzerata. Se si elaborano dei profili Skew-T (figura 5.8) così come nel run di controllo per entrambi i test, nella simulazione con orografia a monte ridotta la bassa troposfera, nei primi 1000 metri, è caratterizzata da temperature più basse e umidità relativa più elevata, con l'instabilità che si protrae fin verso la quota isobarica di 700 hPa. Tale effetto è imputabile alla riduzione o scomparsa dei venti di caduta dalle Alpi Dinariche: a causa della variazione dell'orografia si rimuove la discesa della Bora sulla costa adriatica orientale, eliminando di conseguenza l'effetto di compressione adiabatica che genera un aumento della temperatura ed un calo di umidità relativa. Se si osservano le sezioni verticali attraverso l'Adriatico (figura 5.9), è evidente che rispetto al run di controllo, nei due test vi è maggior umidità sul bacino dell'Adriatico; si nota inoltre che solo nel run di controllo è presente convezione sul mare, mentre i moti verticali sono confinati sui rilievi appenninici nei due esperimenti di sensibilità. Riprendendo, infine, le sezioni mediate lungo l'Appennino così come in figura 5.10, appare evidente che in tutti i casi siano presenti bande alternate ad alta e a bassa umidità relativa, localizzate in aree geografiche diverse così come precedentemente detto (segno di un'attività convettiva sui rilievi appenninici). È quindi importante notare come la discesa della Bora lungo le pendici delle Alpi Dinariche contribuisca a caratterizzare la massa d'aria che successivamente attraverserà l'Adriatico, apportando successivamente precipitazioni sul territorio italiano.



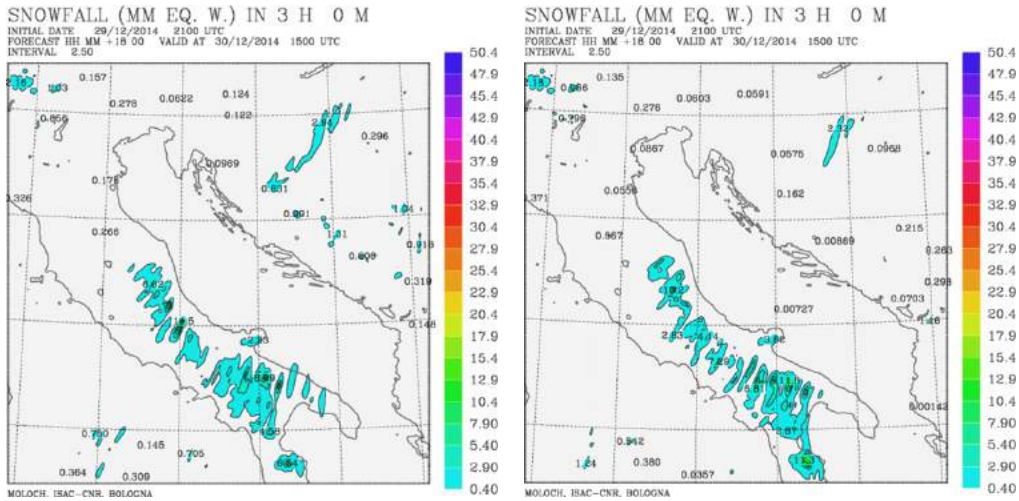
(a) Nubi alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014, dimezzando l'orografia dei Balcani.

(b) Nubi alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014, annullando l'orografia dei Balcani.



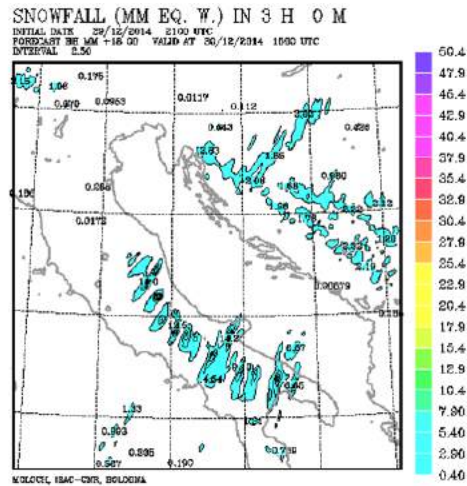
(c) Nubi alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014, run di controllo.

Figura 5.6. Comparazione delle nubi tra test di sensibilità sull'orografia dei Balcani e run di controllo.



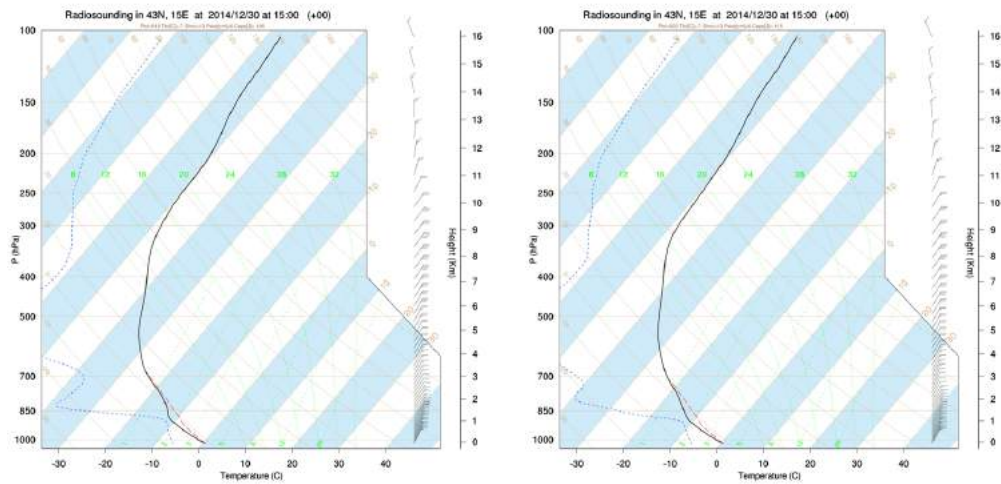
(a) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014, dimezzando l'orografia dei Balcani.

(b) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014, annullando l'orografia dei Balcani.



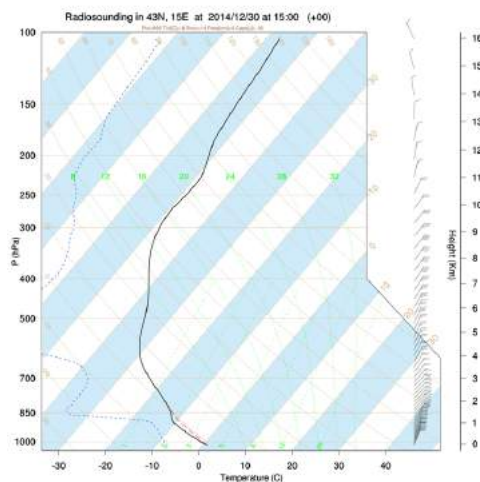
(c) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014, run di controllo.

Figura 5.7. Comparazione delle precipitazioni triorarie nevose tra test di sensibilità sull'orografia dei Balcani e run di controllo.



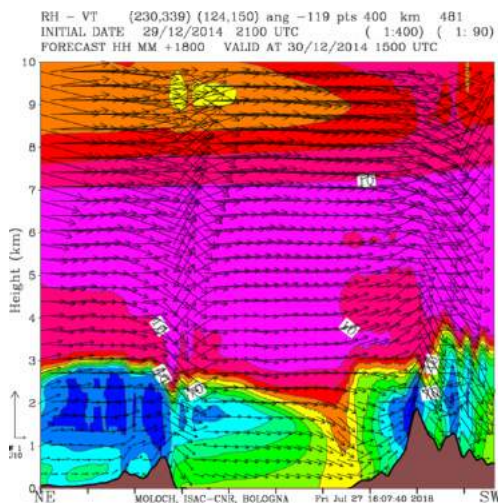
(a) Grafico Skew-T alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014 (**dimezzando l'orografia dei Balcani**) riferito ad un insieme di punti mediati il cui centro ha coordinate 43° N e 15° E.

(b) Grafico Skew-T alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014 (**annullando l'orografia dei Balcani**) riferito ad un insieme di punti mediati il cui centro ha coordinate 43° N e 15° E.

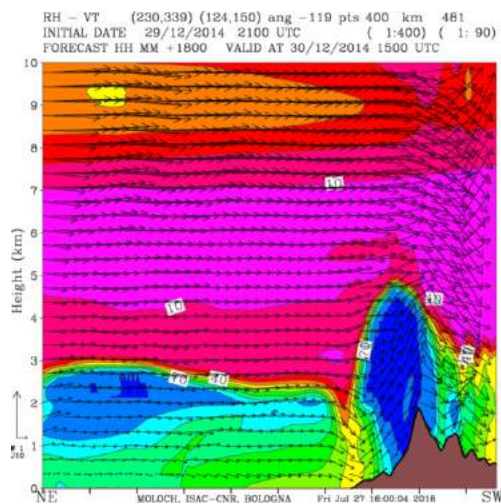


(c) Grafico Skew-T alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014 (**run di controllo**) riferito ad un insieme di punti mediati il cui centro ha coordinate 43° N e 15° E.

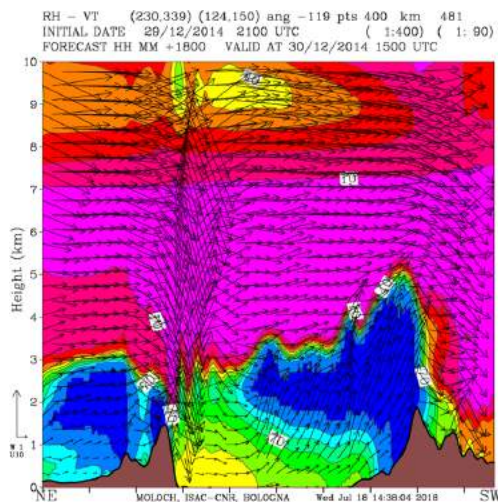
Figura 5.8. Comparazione grafici Skew-T tra test sull'orografia dei Balcani e run di controllo.



(a) Seconda cross-section NE-SW Adriatico riferita all'umidità relativa ed al vento tangente alla sezione del 30 dicembre 2014 ore 15:00 UTC, dimezzando l'orografia dei Balcani.

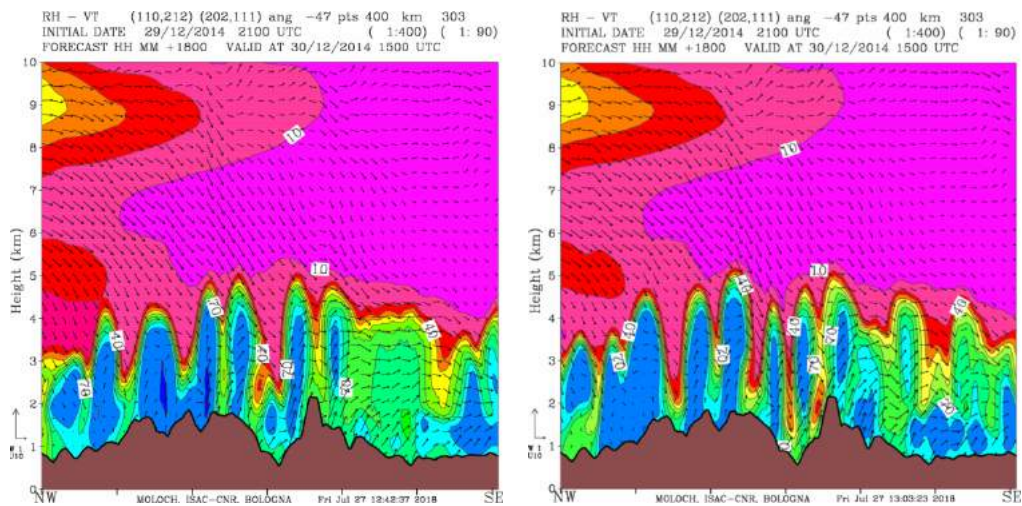


(b) Seconda cross-section NE-SW Adriatico riferita all'umidità relativa ed al vento tangente alla sezione del 30 dicembre 2014 ore 15:00 UTC, annullando l'orografia dei Balcani.



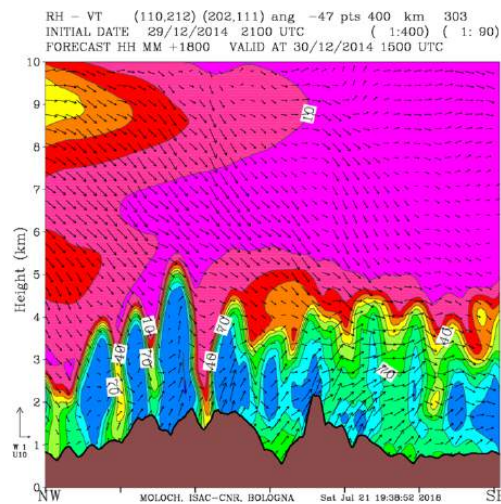
(c) Seconda cross-section NE-SW Adriatico riferita all'umidità relativa ed al vento tangente alla sezione del 30 dicembre 2014 ore 15:00 UTC, run di controllo.

Figura 5.9. Comparazione Sezioni NE-SW tra test di sensibilità sull'orografia dei Balcani e run di controllo.



(a) 7 cross-section mediate dorsale appenninica adriatica riferite all'umidità relativa ed al vento tangente e normale alle sezioni del 30 dicembre 2014 alle ore 15:00 UTC, dimezzando l'orografia dei Balcani.

(b) 7 cross-section mediate dorsale appenninica adriatica riferite all'umidità relativa ed al vento tangente e normale alle sezioni del 30 dicembre 2014 alle ore 15:00 UTC, annullando l'orografia dei Balcani.

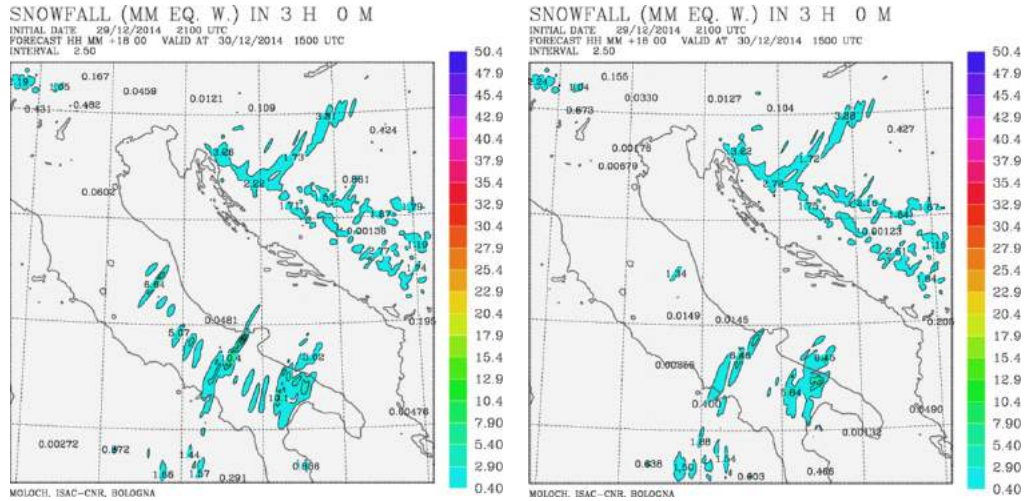


(c) 7 cross-section mediate NW-SE dorsale appenninica adriatica riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 30 dicembre 2014 ore 15:00 UTC, run di controllo.

Figura 5.10. Comparazione Sezioni NW-SE tra test di sensibilità sull'orografia dei Balcani e run di controllo.

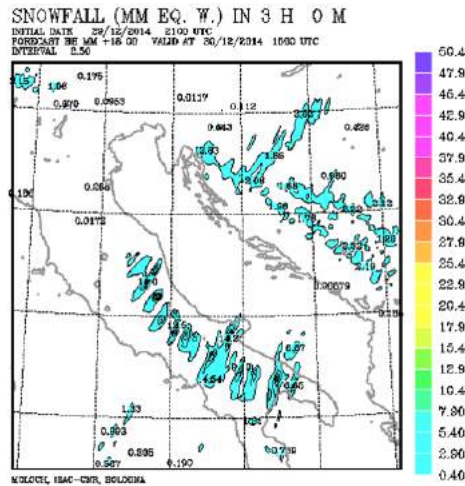
5.1.3 Test sull'orografia degli Appennini

I risultati delle simulazioni mostrano che il dimezzamento e l'annullamento dell'elevazione della dorsale appenninica esercitano un importante impatto sull'intensità dell'evento: le precipitazioni sull'Italia centrale (determinate dall'ingresso di Bora anticiclonica) risultano fortemente ridotte, fino ad essere praticamente assenti nel caso di orografia piatta (figura 5.11). Sull'Italia meridionale, invece, l'instaurarsi di una debole circolazione ciclonica (con Bora nei bassi strati) provoca precipitazioni che non risentono particolarmente della presenza di rilievi. Tale intensità dei fenomeni evidenzia la differenza tra la Bora anticiclonica (che necessita di un sollevamento orografico affinché si abbiano precipitazioni) e ciclonica (debolmente influenzata da asperità del territorio). Se si pone, inoltre, l'attenzione sulle nubi, nel caso di un'orografia dimezzata le differenze con il run di controllo sono minime (figura 5.12a), mentre nel caso in cui si tolgono gli Appennini cambia il pattern delle nubi che sono meno compatte e sfilacciate, con una tendenza a disporsi a bande (figura 5.12b). Si noti comunque che l'effetto dell'orografia non riguarda solo le nubi che si sviluppano sull'Appennino, ma anche le bande nuvolose sul mar Adriatico, in quanto in termini dinamici l'influenza dell'orografia si estende upstream sul flusso incidente. I venti a 10 metri che soffiano sopra il bacino non subiscono variazioni importanti rispetto al run di controllo, mentre a 850 hPa si rilevano le variazioni maggiori solo nelle zone prima occupate dai rilievi. Nella figura 5.13a (relativa alla sezione attraverso l'Adriatico mostrata anche nei precedenti test), si osserva che nel caso in cui la quota dell'orografia viene abbassata del 50 %, il sollevamento dell'aria sopra la superficie del mare avviene più verso la costa italiana, mentre il sollevamento orografico non è sufficiente per generare precipitazioni. Il confronto con il run di controllo permette di concludere che i moti verticali sull'Adriatico, mostrati in figura 5.13c e associati ad attività convettiva, sono comunque forzati dalla presenza della catena appenninica. Nel caso in cui non è presente la dorsale, si nota un debole sollevamento dell'aria ai bassi livelli atmosferici, dovuto al passaggio tra due superfici come il mare e la terra, che presentano diversi coefficienti di attrito (figura 5.13b). Tale ascensione non porterà, comunque, alla genesi di precipitazioni.



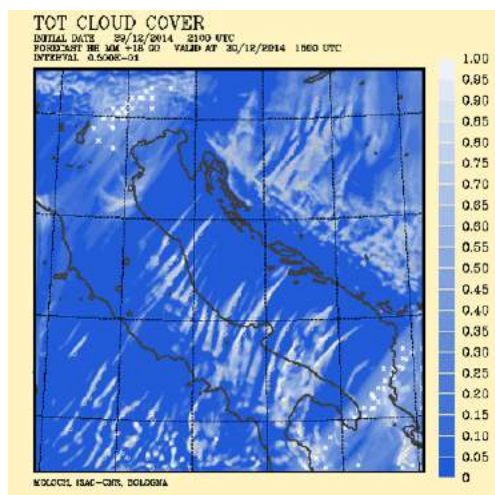
(a) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014, dimezzando l'orografia degli Appennini.

(b) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014, annullando l'orografia degli Appennini.

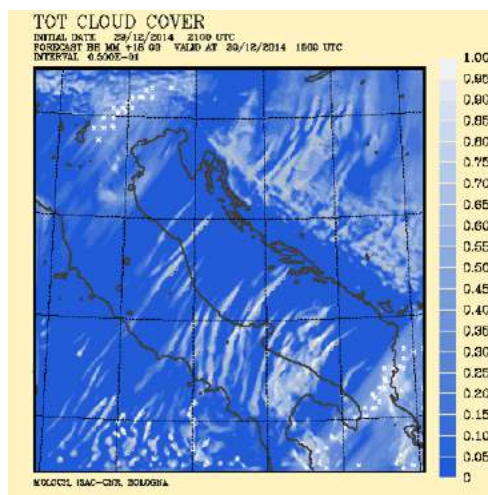


(c) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014, run di controllo.

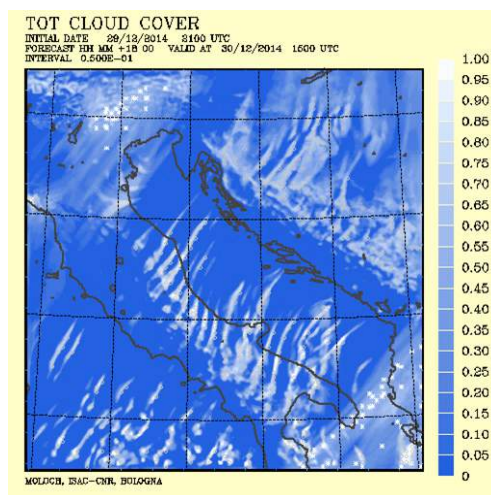
Figura 5.11. Comparazione delle precipitazioni triorarie nevose tra run di controllo e test di sensibilità sull'orografia degli Appennini.



(a) Nubi alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014, dimezzando l'orografia degli Appennini.



(b) Nubi alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014, annullando l'orografia degli Appennini.

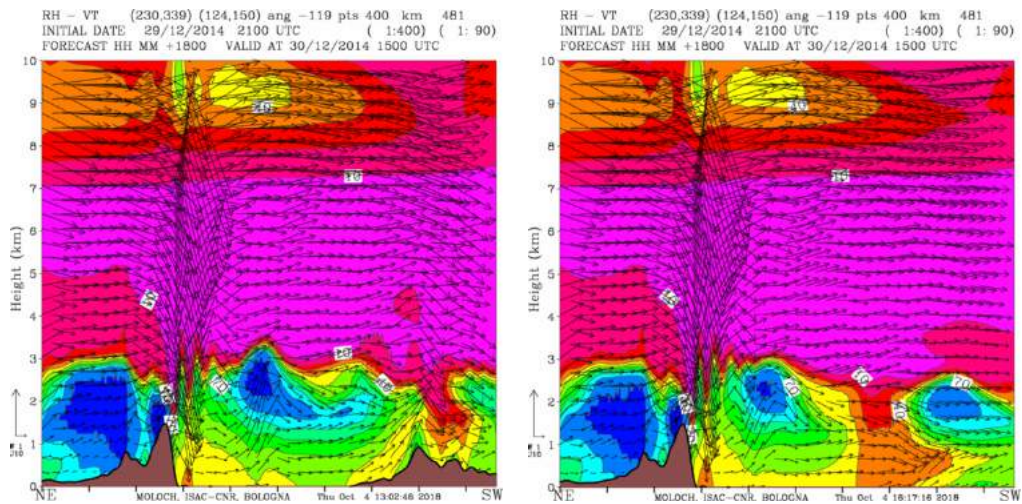


(c) Nubi alle ore 15:00 UTC del 30 dicembre 2014, run di controllo.

Figura 5.12. Comparazione delle nubi tra run di controllo e test di sensibilità sull'orografia degli Appennini.

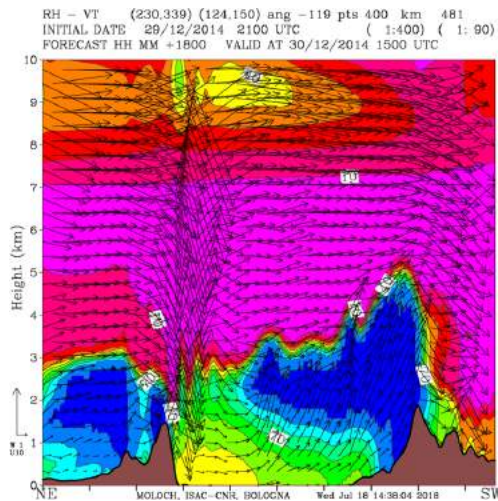
**CAPITOLO 5. TEST DI SENSIBILITÀ NEI CASI DI BORA
ANTICICLONICA**

120



(a) Seconda cross-section NE-SW Adriatico riferita all'umidità relativa ed al vento tangente alla sezione del 30 dicembre 2014 ore 15:00 UTC, dimezzando l'orografia degli Appennini.

(b) Seconda cross-section NE-SW Adriatico riferita all'umidità relativa ed al vento tangente alla sezione del 30 dicembre 2014 ore 15:00 UTC, annullando l'orografia degli Appennini.



(c) Seconda cross-section NE-SW Adriatico riferita all'umidità relativa ed al vento tangente alla sezione del 30 dicembre 2014 ore 15:00 UTC, run di controllo.

Figura 5.13. Comparazione Sezioni NE-SW tra run di controllo e test di sensibilità sull'orografia degli Appennini.

5.2 Evento del 26 novembre 2013

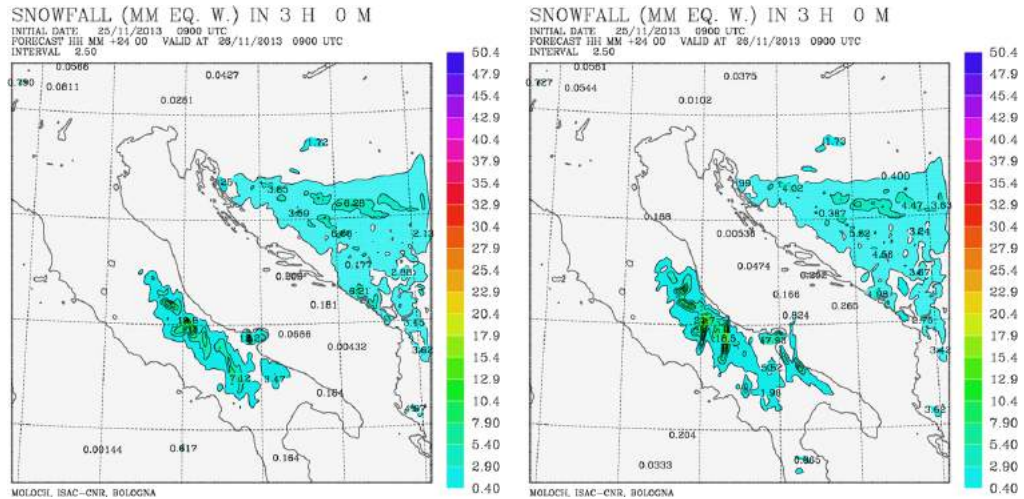
5.2.1 Test sui flussi di calore provenienti dall'Adriatico

Quando si esclude il contributo del bacino in termini di umidità (annullando i flussi superficiali di calore latente), si ottiene una simulazione delle nubi sul medio-basso Adriatico pressochè identica al run di controllo (con copertura ampia e diffusa), così come non viene modificato il vento a 10 metri e a 850 hPa. Nonostante la somiglianza con la corsa originale del modello, senza l'apporto di umidità dal bacino, si riscontra una significativa riduzione delle precipitazioni (figura 5.14a). Il fatto, però, che le neviccate rimangano presenti sul territorio italiano e non siano soppresse come visto per l'evento precedente, permette di affermare che si è di fronte ad un evento di *Lake-Enhanced Snow* (e non di *Lake-Effect Snow*). Dalle sezioni verticali mediate tracciate attraverso l'Adriatico, si rileva che le principali differenze con la simulazione di controllo risiedono quasi esclusivamente negli strati d'aria adiacenti alla superficie liquida, che presentano valori di umidità relativa particolarmente bassi (figura 5.15a). Sui rilievi, invece, sono osservabili alti valori di RH fino ad altezze di 8 km, che permettono di fatto la formazione di precipitazioni.

Anche nel caso in cui si eliminano invece i flussi di calore sensibile provenienti dall'Adriatico (che generano instabilità), le nubi subiscono visivamente pochissimi cambiamenti; in compenso la distribuzione e le intensità dei fenomeni vengono profondamente modificate (figura 5.14b), con i massimi precipitativi più elevati e concentrati in termini spaziali rispetto al run di controllo (un comportamento completamente differente se paragonato al caso del 2014, in cui vi era una diminuzione delle neviccate). Risulta, invece, speculare al primo evento analizzato (in assenza del calore sensibile) la rotazione antioraria verso nord dei venti a 10 metri, senza che si abbiano modifiche importanti al vento ad 850 hPa. Le cross section (figura 5.15b), mostrano un aumento dell'umidità relativa (confinata ai primi 2 km) sul bacino e sulla catena appenninica. Tale andamento, simile al 2014, testimonia che qualora si annulli l'instabilità proveniente dal mare, una conseguenza diretta risulta essere l'aumento di RH nei primi strati, principalmente legato a temperature dell'aria più basse.

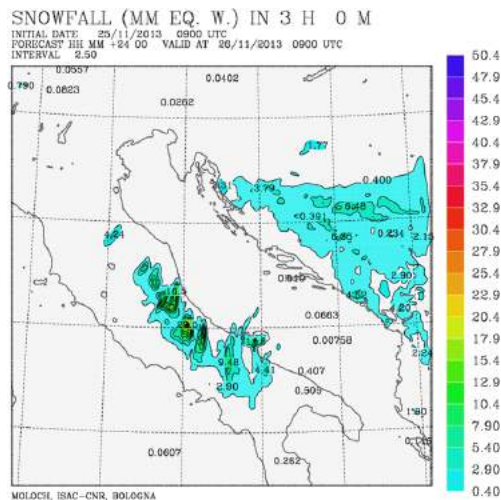
**CAPITOLO 5. TEST DI SENSIBILITÀ NEI CASI DI BORA
ANTICICLONICA**

122



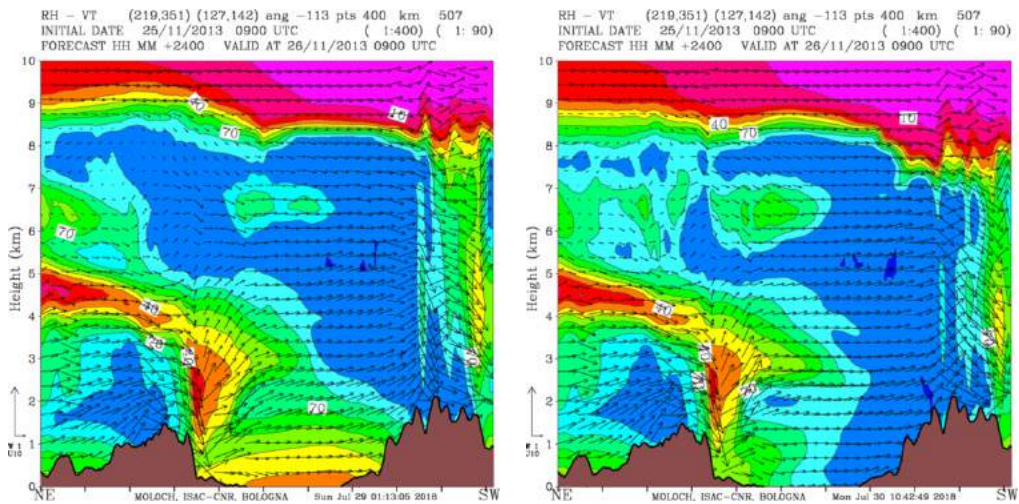
(a) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013, annullando i flussi di calore latente.

(b) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013, annullando i flussi di calore sensibile.



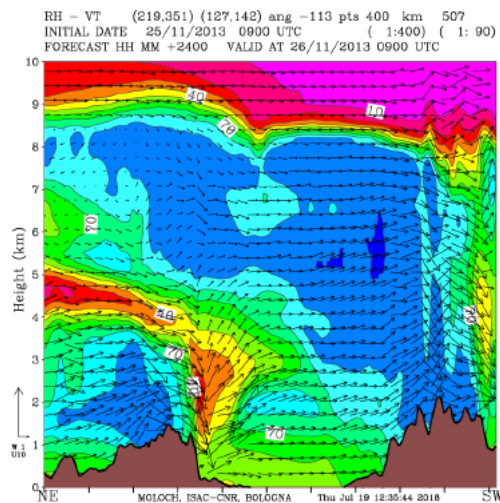
(c) Precipitazioni triorarie nevose del run di controllo alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013.

Figura 5.14. Comparazione delle precipitazioni triorarie nevose tra test di sensibilità sui flussi e run di controllo.



(a) 20 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 26 novembre 2013 alle ore 09:00 UTC, **annullando i flussi di calore latente.**

(b) 20 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 26 novembre 2013 alle ore 09:00 UTC, **annullando i flussi di calore sensibile.**

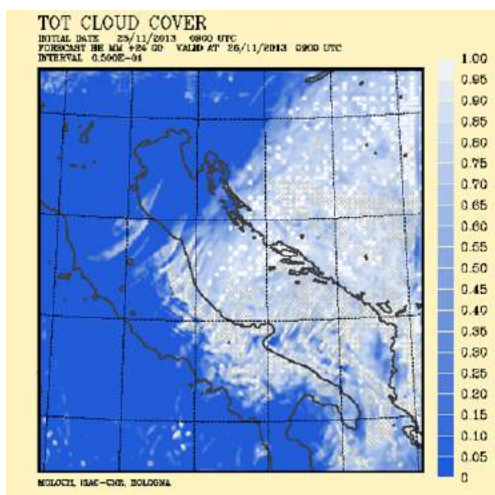


(c) 20 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 26 novembre 2013 alle ore 09:00 UTC, **run di controllo.**

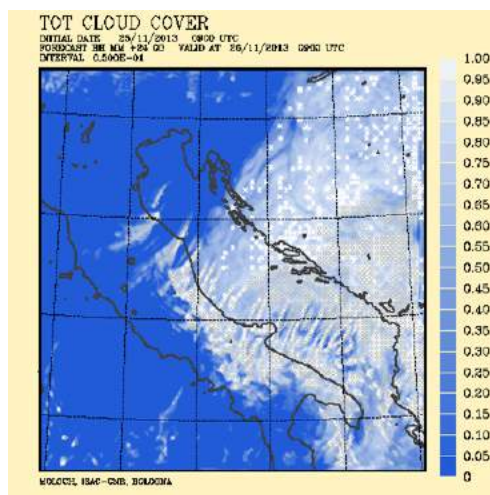
Figura 5.15. Comparazione delle sezioni NE-SW tra test di sensibilità sui flussi e run di controllo.

5.2.2 Test sull'orografia delle Alpi Dinariche

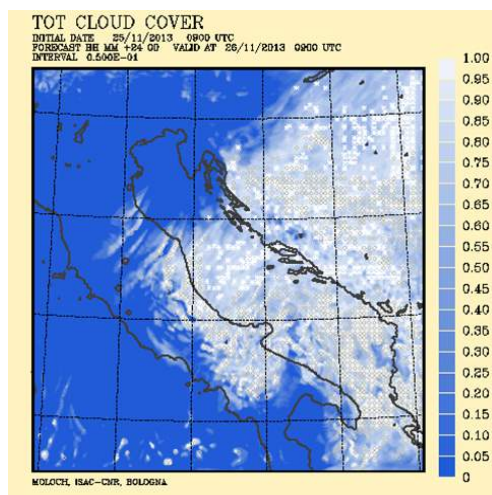
La nuvolosità simulata nei test sull'orografia dei Balcani (dimezzando e annullando in particolar modo le Alpi Dinariche) appare estesa e diffusa sul medio-basso Adriatico. A differenza, però, del run di controllo, si nota la formazione di bande nuvolose convettive che si distinguono soprattutto nel caso in cui l'orografia viene rimossa (figura 5.16b). Tale fenomenologia influenza anche le precipitazioni, i cui massimi sono disposti all'interno di queste bande (figura 5.17b). Tuttavia, al contrario di quanto visto nel caso del 2014, si rileva un progressivo aumento delle precipitazioni diminuendo l'orografia dei Balcani. Non è affatto banale comprendere i motivi che portano alla formazione di tali strutture. Si può ipotizzare che le particolari condizioni atmosferiche in questo evento siano tali per cui la variazione del PBL (dovuta all'abbassamento dell'orografia) risulta essere in grado di generare un profilo termodinamico favorevole allo sviluppo di convezione. È comunque interessante notare come l'orografia dei Balcani eserciti un importante effetto sulle precipitazioni che si registrano dall'altra parte del bacino. Se si analizzano i profili verticali calcolati come per il run di controllo (figura 5.18), si evidenzia ancora una volta che a causa della diminuzione dell'altezza delle Alpi Dinariche, i primi strati atmosferici (fino al primo kilometro) risultino più freddi e con un'umidità relativa più elevata. Tale descrizione è raffigurata anche nelle sezioni tracciate attraverso l'Adriatico in figura 5.19, dove scompare il fenomeno del salto idraulico dovuto all'orografia ad est del bacino. In realtà la differenza più evidente mostrata nelle figure riguarda lo strato secco presente tra i 4 ed i 5 km sopra i Balcani che, rispetto alla simulazione originale, non si abbassa verso la superficie ma si mantiene intorno quella quota (soprattutto nella figura 5.19b).



(a) Nubi alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013, dimezzando l'orografia dei Balcani.



(b) Nubi alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013, annullando l'orografia dei Balcani.

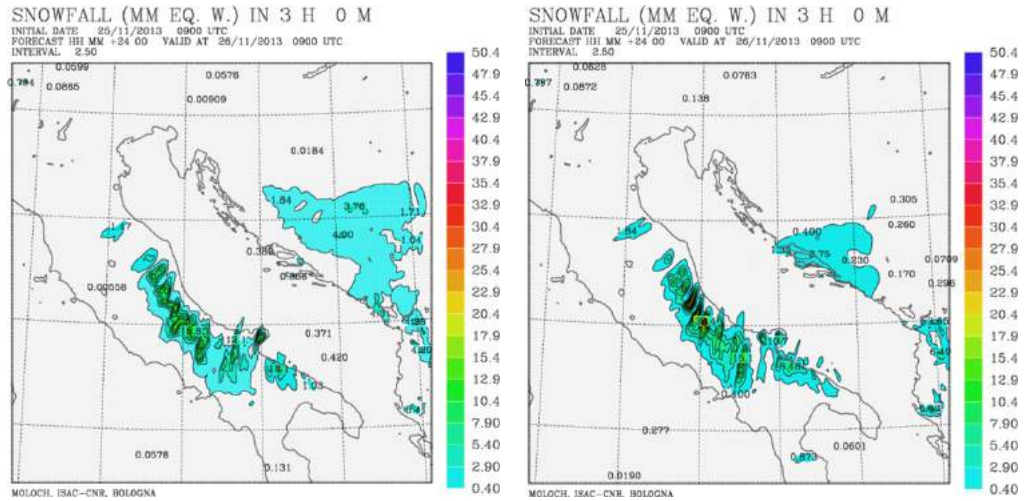


(c) Nubi alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013, run di controllo.

Figura 5.16. Comparazione delle nubi tra test di sensibilità sull'orografia dei Balcani e run di controllo.

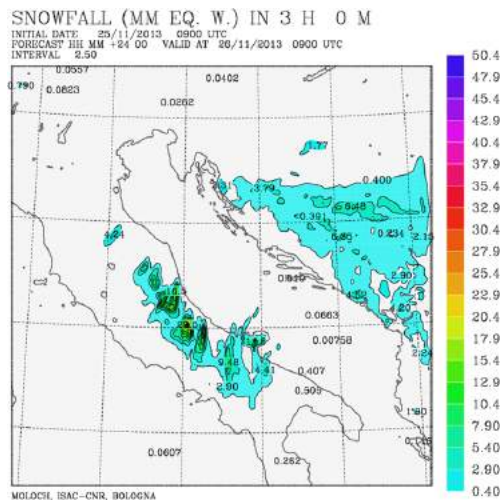
**CAPITOLO 5. TEST DI SENSIBILITÀ NEI CASI DI BORA
ANTICICLONICA**

126



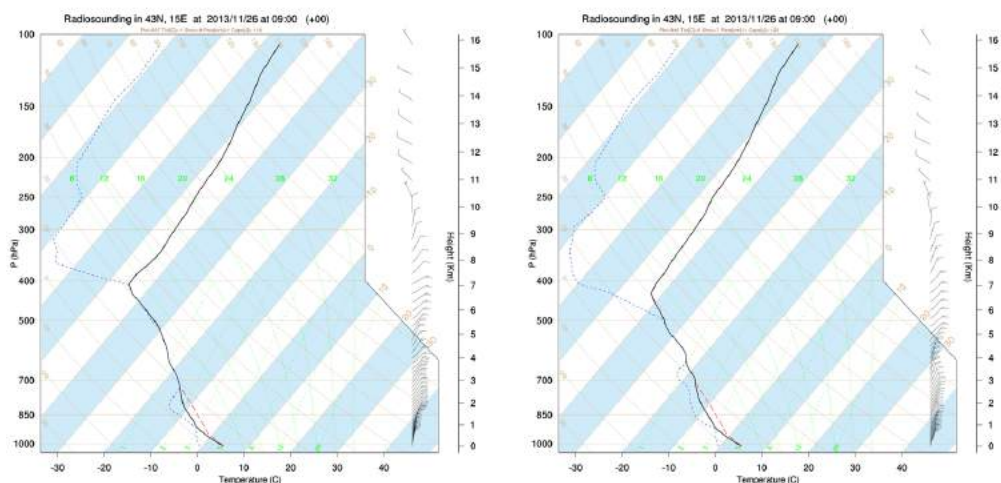
(a) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013, dimezzando l'orografia dei Balcani.

(b) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013, annullando l'orografia dei Balcani.



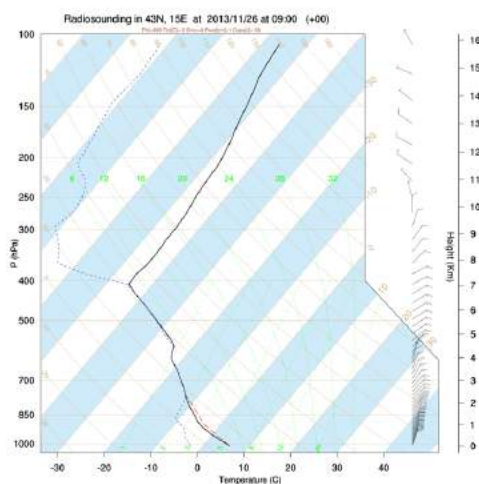
(c) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013, run di controllo.

Figura 5.17. Comparazione delle precipitazioni triorarie nevose tra run di controllo e test di sensibilità sull'orografia dei Balcani.



(a) Grafico Skew-T alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013 (**dimezzando l'orografia dei Balcani**) riferito ad un insieme di punti mediati il cui centro ha coordinate 43° N e 15° E.

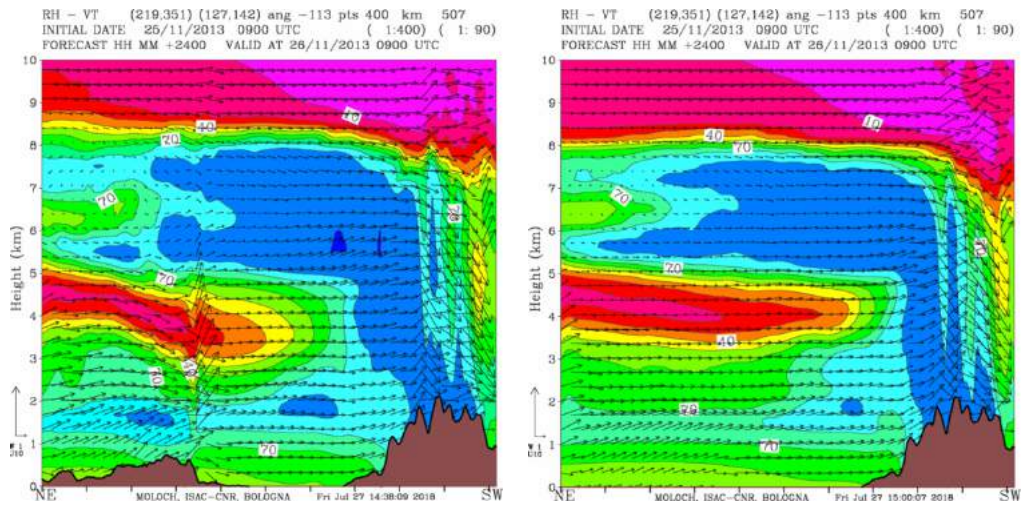
(b) Grafico Skew-T alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013 (**annullando l'orografia dei Balcani**) riferito ad un insieme di punti mediati il cui centro ha coordinate 43° N e 15° E.



(c) Grafico Skew-T alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013 (**run di controllo**) riferito ad un insieme di punti mediati il cui centro ha coordinate 43° N e 15° E.

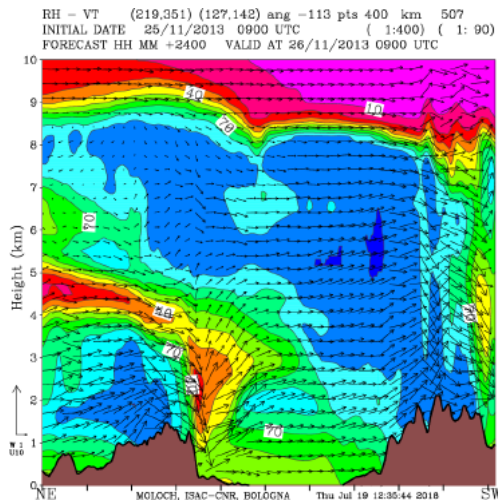
Figura 5.18. Comparazione grafici Skew-T tra test sull'orografia dei Balcani e run di controllo.

**CAPITOLO 5. TEST DI SENSIBILITÀ NEI CASI DI BORA
128 ANTICICLONICA**



(a) 20 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa e al vento tangente alle sezioni del 26 novembre 2013 ore 09:00 UTC, dimezzando l'orografia dei Balcani.

(b) 20 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa e al vento tangente alle sezioni del 26 novembre 2013 ore 09:00 UTC, annullando l'orografia dei Balcani.



(c) 20 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa e al vento tangente alle sezioni del 26 novembre 2013 ore 09:00 UTC, run di controllo.

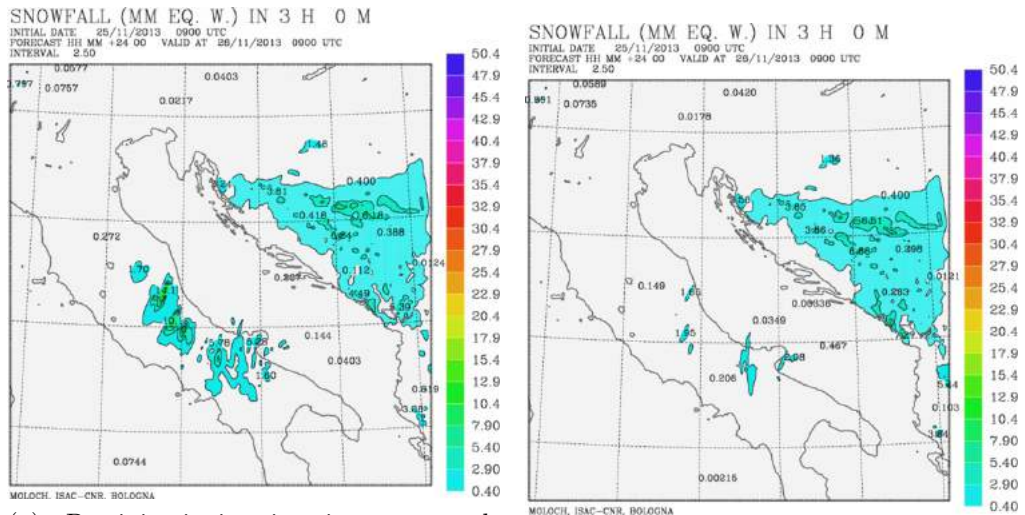
Figura 5.19. Comparazione Sezioni NE-SW tra test di sensibilità sull'orografia dei Balcani e run di controllo.

5.2.3 Test sull'orografia degli Appennini

Valutando le mappe di precipitazioni relative alla simulazione con il dimezzamento e l'annullamento degli Appennini, si rileva un comportamento comparabile a quanto visto nel primo evento. Si nota, infatti, una diminuzione marcata e consistente dell'intensità e dell'estensione delle neviccate, quando l'altezza degli montagne viene ridotta del 50 % (figura 5.20a). In mancanza dell'orografia, invece, si assiste ad un'assenza completa di precipitazioni (figura 5.20b). La variazione dell'altezza dei rilievi non altera significativamente la nuvolosità (figura 5.21), seppure ci sia una maggiore copertura nuvolosa sul versante tirrenico nei casi in cui la dorsale in oggetto viene abbassata. Le sezioni verticali attraverso l'Adriatico mostrano che l'umidità relativa, con orografia appenninica ridotta, rimane elevata fino alla media troposfera al di sopra del territorio italiano (sebbene risulti inferiore nei primi strati a contatto con il suolo, figura 5.22). Quando il vento proveniente dal mare incontra la terraferma, tende dopo qualche kilometro ad alzarsi di quota. Tale sollevamento, però, non è sufficiente a generare precipitazioni di rilievo. Anche in questo caso, quindi, il sollevamento orografico si rivela di grande importanza nel modulare le precipitazioni sull'Italia centro-meridionale.

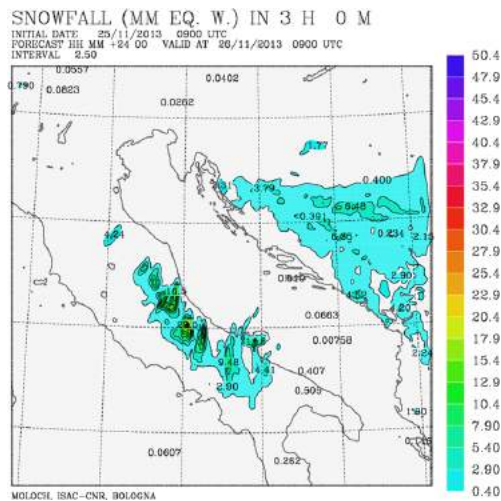
**CAPITOLO 5. TEST DI SENSIBILITÀ NEI CASI DI BORA
ANTICICLONICA**

130



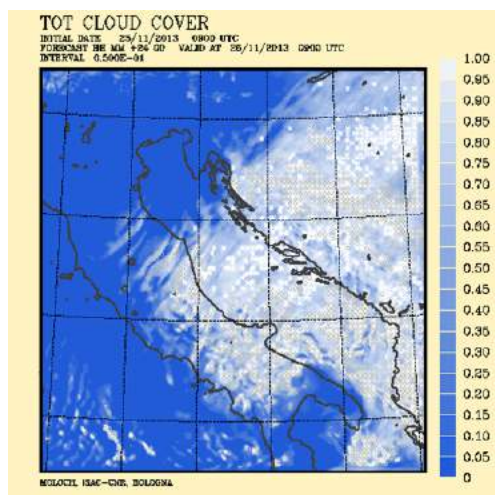
(a) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013, dimezzando l'orografia degli Appennini.

(b) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 26 dicembre 2013, annullando l'orografia degli Appennini.

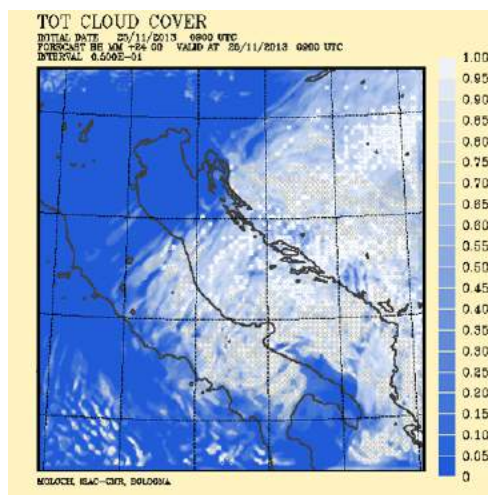


(c) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013, run di controllo.

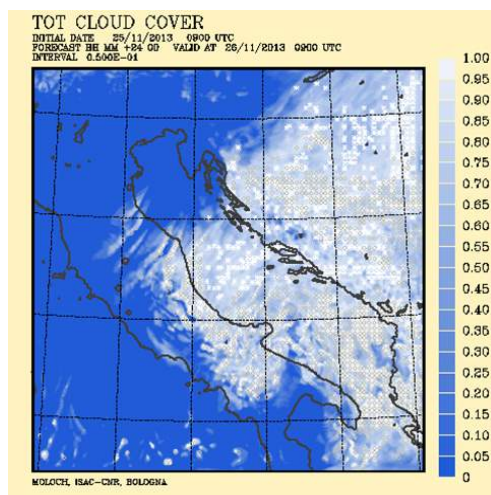
Figura 5.20. Comparazione delle precipitazioni triorarie nevose tra test di sensibilità sull'orografia degli Appennini e run di controllo.



(a) Nubi alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013, dimezzando l'orografia degli Appennini.

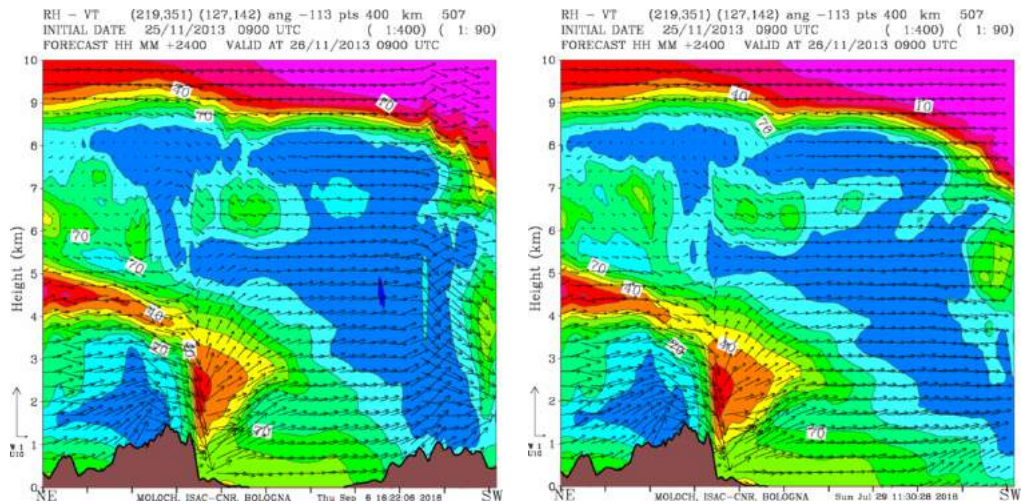


(b) Nubi alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013, annullando l'orografia degli Appennini.



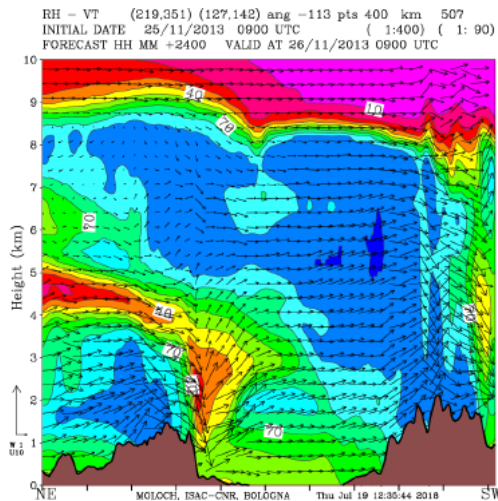
(c) Nubi alle ore 09:00 UTC del 26 novembre 2013, run di controllo.

Figura 5.21. Comparazione delle nubi tra test di sensibilità sull'orografia degli Appennini e run di controllo.



(a) 20 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa e al vento tangente alle sezioni del 26 novembre 2013 ore 09:00 UTC, dimezzando l'orografia degli Appennini.

(b) 20 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa e al vento tangente alle sezioni del 26 novembre 2013 ore 09:00 UTC, annullando l'orografia degli Appennini.



(c) 20 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa e al vento tangente alle sezioni del 26 novembre 2013 ore 09:00 UTC, run di controllo.

Figura 5.22. Comparazione Sezioni NE-SW tra test di sensibilità sull'orografia degli Appennini e run di controllo.

5.3 Evento del 16 dicembre 2010

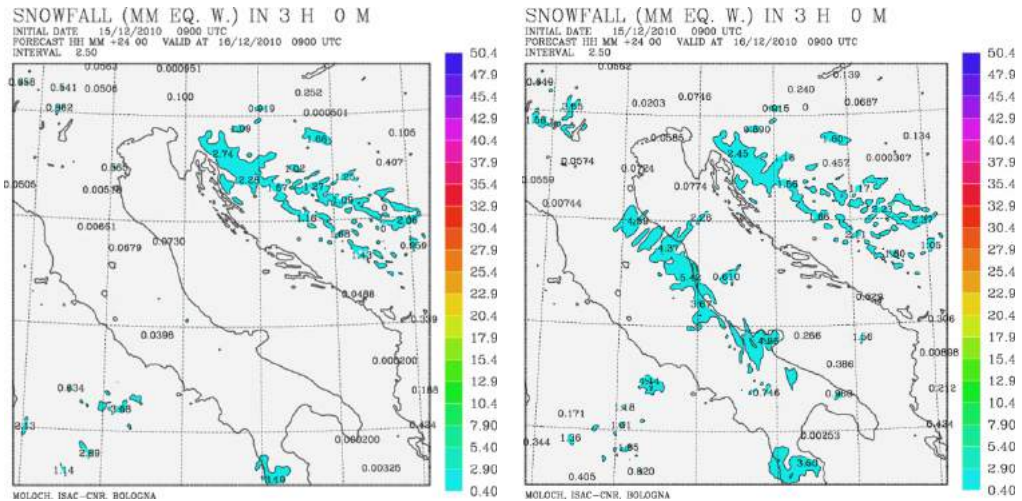
5.3.1 Test sui flussi di calore provenienti dall'Adriatico

Le precipitazioni simulate sulla costa adriatica durante questo evento dipendono totalmente dall'apporto di vapor acqueo fornito dall'Adriatico: spegnendo, infatti, i flussi di calore latente provenienti dalla superficie del mare, la simulazione non produce precipitazioni (figura 5.23a). Si può quindi affermare che si tratti di un evento di *Lake-Effect Snow*. Pur in assenza di fenomeni, nel test di sensibilità si sviluppa un sistema nuvoloso sull'Adriatico così come nel run di controllo, seppur esso mostri una minore estensione ed uno spessore più ridotto (figura 5.24a). Coerentemente, le cross section mediate disposte attraverso l'Adriatico mostrano che l'annullamento dei flussi superficiali di calore latente provoca una diminuzione di umidità relativa non solo sopra il mare, ma anche sopra la costa italiana (figura 5.25a). In quest'ultima area gli strati atmosferici non hanno un contenuto di umidità sufficiente a generare fenomeni precipitativi. Questa evidenza è presente anche nelle cross section lungo l'Appennino, dove si nota che la saturazione è presente solo in uno strato sottile posto verso i 3 km di quota (figura 5.26a).

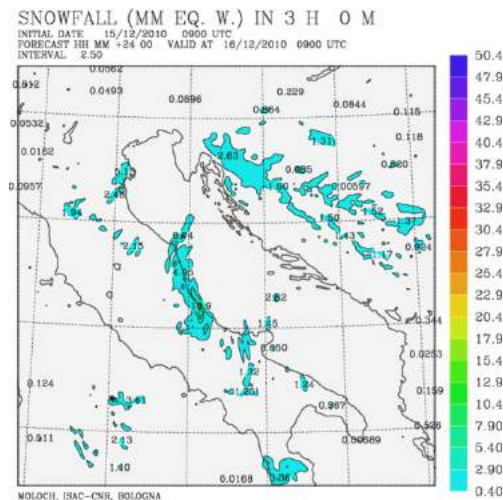
Nel caso in cui vengano soppressi i flussi superficiali di calore sensibile sul bacino, la nuvolosità tende ad essere più estesa, ma meno spessa e senza la formazione di bande lungo costa (figura 5.24b). La variazione della morfologia delle nubi si ripercuote sulle precipitazioni, che mantengono un pattern simile al run di controllo, ma risultano più deboli (figura 5.23b). Analizzando le cross section, si conferma ancora una volta una disposizione dell'umidità relativa che risulta elevata soprattutto nei primi 2 km, per poi diminuire progressivamente all'aumentare della quota. Si rileva, infine, così come nei precedenti casi-studio, una rotazione antioraria dei venti a 10 metri rispetto alla simulazione di controllo (figura 5.27), unita ad un indebolimento dell'intensità del vento sul bacino (causato dalla presenza di aria più fredda sulla superficie del mare).

**CAPITOLO 5. TEST DI SENSIBILITÀ NEI CASI DI BORA
ANTICICLONICA**

134

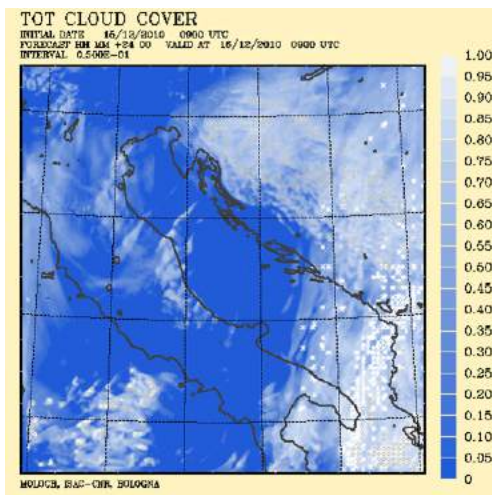


(a) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010, annullando i flussi di calore latente. (b) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010, annullando i flussi di calore sensibile.

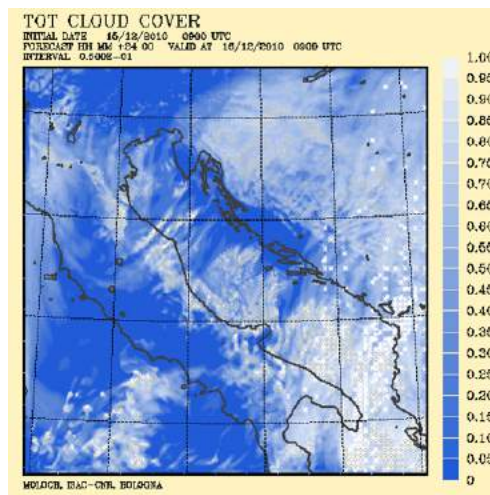


(c) Precipitazioni triorarie nevose del run di controllo alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010.

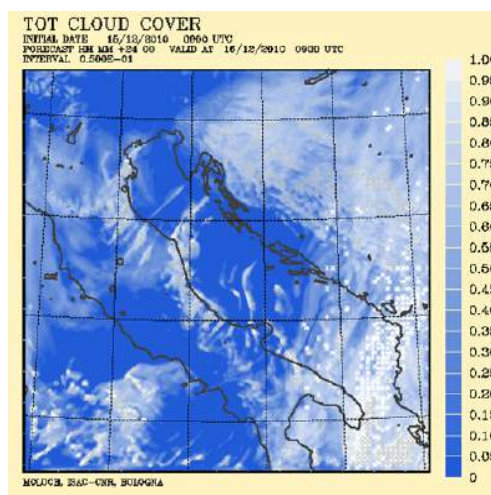
Figura 5.23. Comparazione delle precipitazioni triorarie nevose tra test di sensibilità sui flussi e run di controllo.



(a) Nubi alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010, annullando i flussi di calore latente.



(b) Nubi alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010, annullando i flussi di calore sensibile.

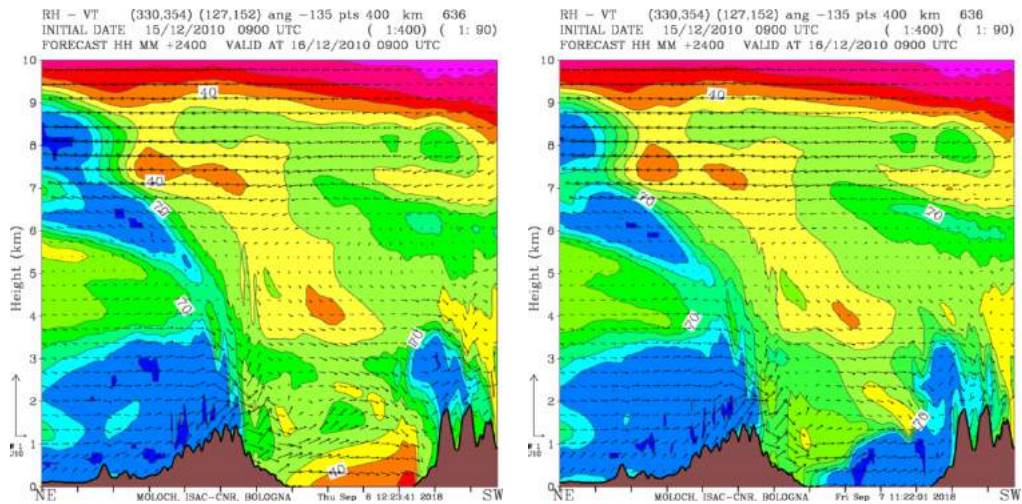


(c) Nubi alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010, run di controllo.

Figura 5.24. Comparazione delle nubi tra test di sensibilità sui flussi e run di controllo.

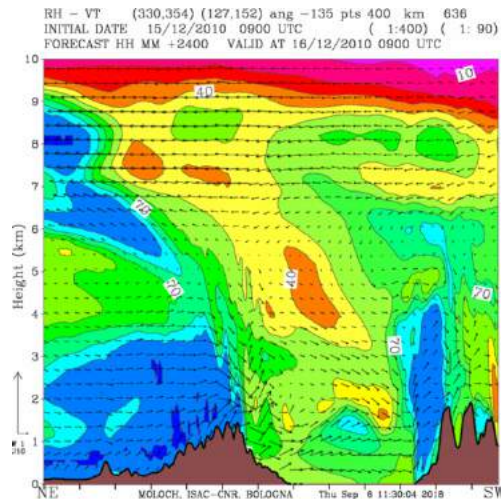
**CAPITOLO 5. TEST DI SENSIBILITÀ NEI CASI DI BORA
ANTICICLONICA**

136



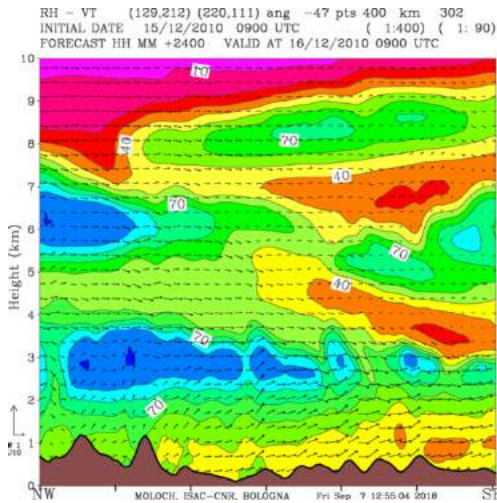
(a) 9 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 16 dicembre 2010 alle ore 09:00 UTC, **annullando i flussi di calore latente**.

(b) 9 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 16 dicembre 2010 alle ore 09:00 UTC, **annullando i flussi di calore sensibile**.

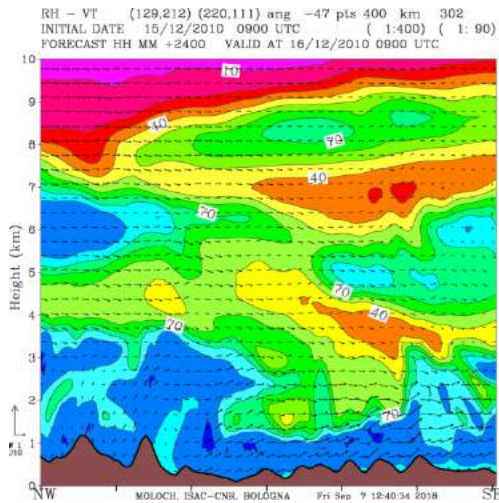


(c) 9 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 16 dicembre 2010 alle ore 09:00 UTC, **run di controllo**.

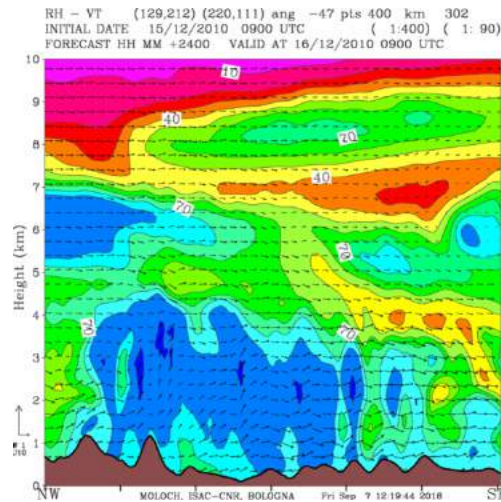
Figura 5.25. Comparazione delle sezioni NE-SW tra test di sensibilità sui flussi e run di controllo.



(a) 7 cross-section mediate NW-SE dorsale appenninica adriatica riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 16 dicembre 2010 alle ore 09:00 UTC, annullando i flussi di calore latente.

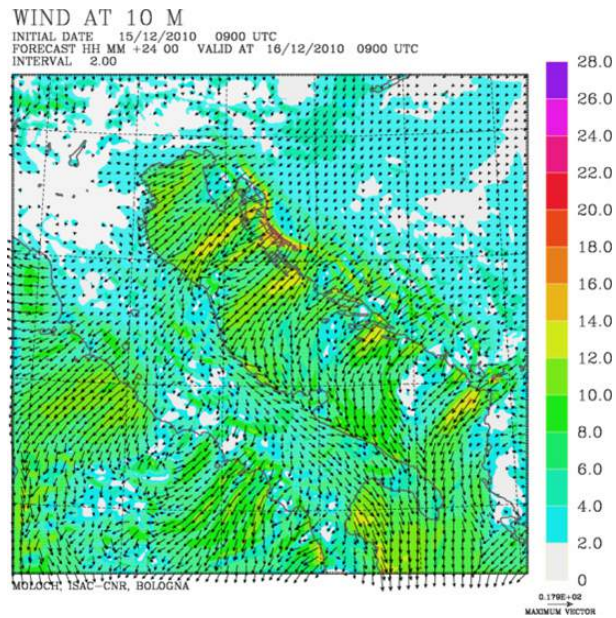


(b) 7 cross-section mediate NW-SE dorsale appenninica adriatica riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 16 dicembre 2010 alle ore 09:00 UTC, annullando i flussi di calore sensibile.

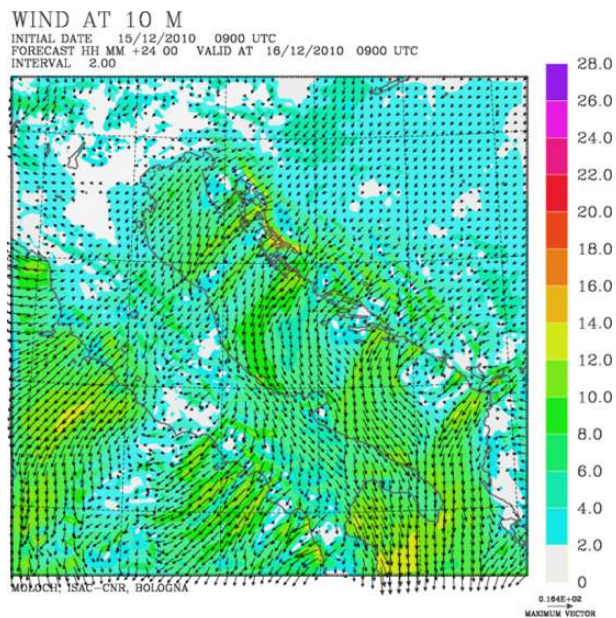


(c) 7 cross-section mediate NW-SE dorsale appenninica adriatica riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 16 dicembre 2010 alle ore 09:00 UTC, run di controllo.

Figura 5.26. Comparazione delle sezioni NW-SE tra test di sensibilità sui flussi e run di controllo.



(a) Vento a 10 metri del 16 dicembre 2010 alle ore 09:00 UTC, **run di controllo**.

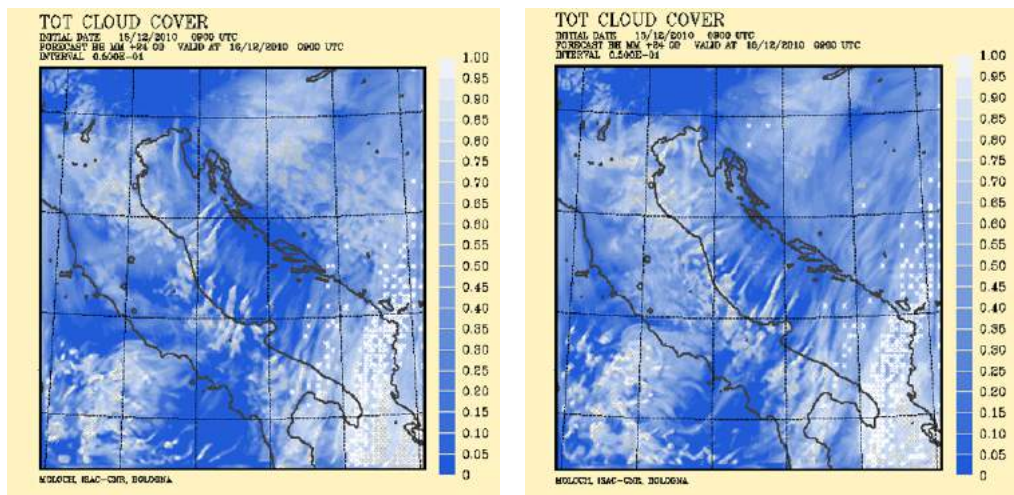


(b) Vento a 10 metri del 16 dicembre 2010 alle ore 09:00 UTC, **annullando i flussi di calore sensibile**

Figura 5.27. Comparazione del vento a 10 metri tra run di controllo e test di sensibilità sui flussi di calore sensibile.

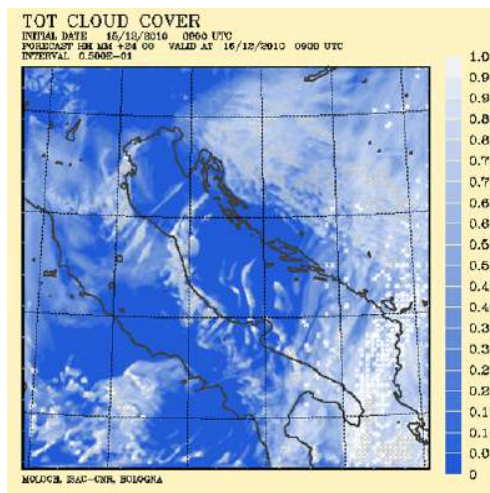
5.3.2 Test sull'orografia delle Alpi Dinariche

L'effetto più visibile della riduzione della catena delle Alpi Dinariche riguarda la formazione di bande di nubi convettive, le cui direzioni longitudinali si pongono da NE-SW, ovvero allineate al vento (figura 5.28). Soprattutto nel caso in cui l'orografia dei Balcani viene dimezzata, si rilevano precipitazioni di debole intensità, coerenti con la tipologia di nubi appena citata (figura 5.29a). Diventa ben più significativa, invece, l'entità delle neviccate presenti sulla costa romagnola, dove nel run di controllo si registravano solo accumuli trascurabili. I diagrammi Skew-T in figura 5.30c rimarcano, a largo della costa balcanica, l'effetto delle Alpi Dinariche ad influenzare il profilo termo-igrometrico. Quest'ultimo, infatti, presenta nel run di controllo valori minori di umidità relativa e temperature più elevate nei bassi strati rispetto ai casi in cui viene ridotta l'elevazione del territorio balcanico (in linea con i precedenti eventi analizzati). I risultati ottenuti nei test di orografia di questa sottosezione confermano diversi cambiamenti sistematici verificatisi anche nei precedenti casi-studio, come ad esempio la tendenza delle nubi a disporsi in bande parallele alla direzione del vento ed il raffreddamento (con conseguente aumento di umidità relativa) della bassa troposfera a contatto con il bacino. La ricorrenza di tali condizioni atmosferiche diventa interessante se rapportate alle diverse evoluzioni degli eventi fin qui analizzati; il caso del 2010, oltretutto, si differenzia dagli altri non solo per le caratteristiche fisiche dell'aria, ma anche per l'interazione del flusso con l'orografia dell'Appennino che blocca il vento, facendolo deviare lungo la dorsale (regime di "flow around"). Si rafforza, quindi, l'idea di una notevole influenza da parte delle Alpi Dinariche sullo sviluppo e sulla caratterizzazione del fenomeno del LES.



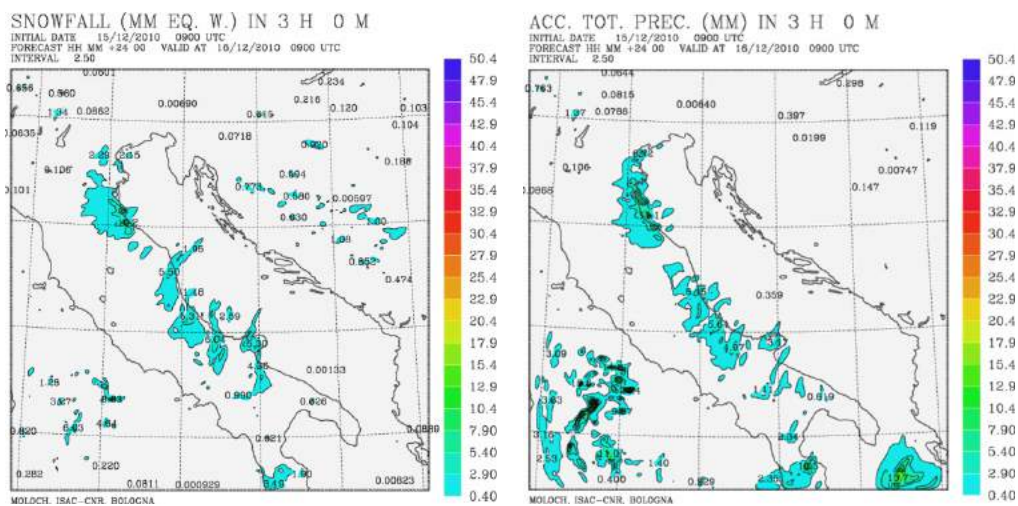
(a) Nubi alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010, dimezzando l'orografia dei Balcani.

(b) Nubi alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010, annullando l'orografia dei Balcani.



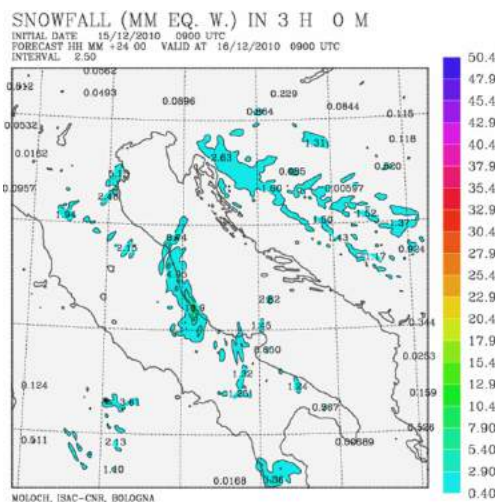
(c) Nubi alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010, run di controllo.

Figura 5.28. Comparazione delle nubi tra test di sensibilità sull'orografia dei Balcani e run di controllo.



(a) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010, dimezzando l'orografia dei Balcani.

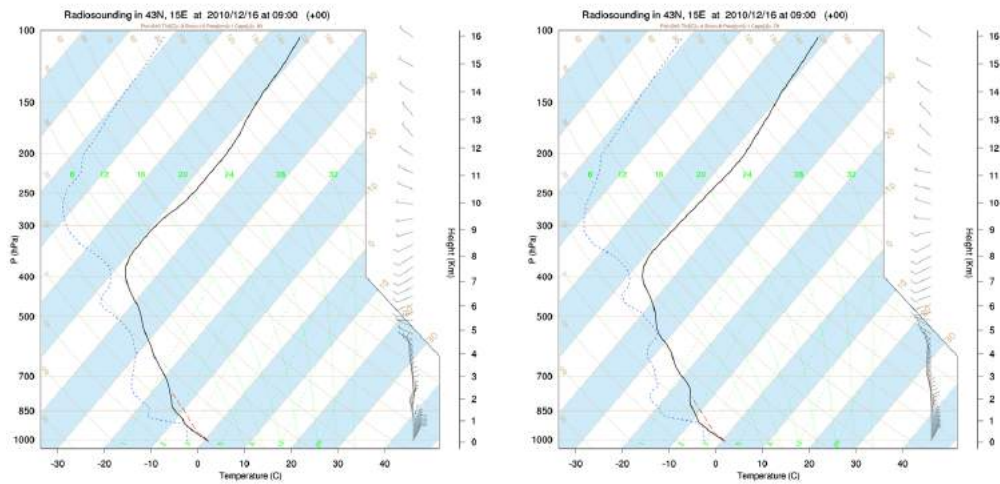
(b) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010, annullando l'orografia dei Balcani.



(c) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010, run di controllo.

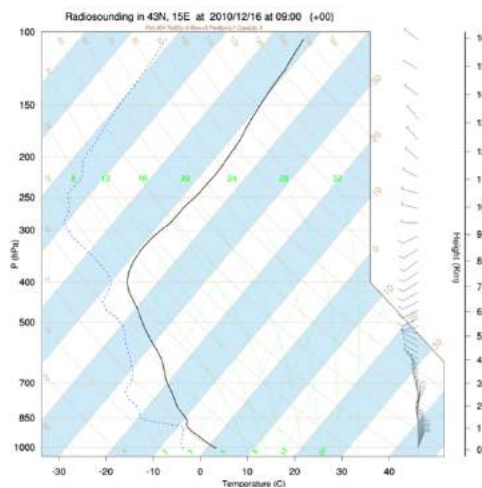
Figura 5.29. Comparazione delle precipitazioni triorarie nevose tra test di sensibilità sull'orografia dei Balcani e run di controllo.

**CAPITOLO 5. TEST DI SENSIBILITÀ NEI CASI DI BORA
142 ANTICICLONICA**



(a) Grafico Skew-T alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010 (**dimezzando l'orografia dei Balcani**) riferito ad un insieme di punti mediati il cui centro ha coordinate 43° N e 15° E.

(b) Grafico Skew-T alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010 (**annullando l'orografia dei Balcani**) riferito ad un insieme di punti mediati il cui centro ha coordinate 43° N e 15° E.

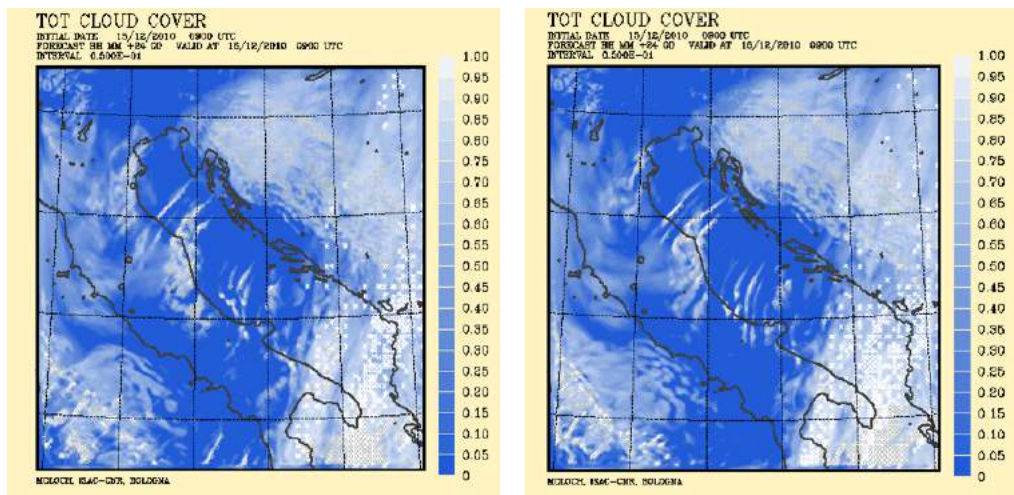


(c) Grafico Skew-T alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010 (**run di controllo**) riferito ad un insieme di punti mediati il cui centro ha coordinate 43° N e 15° E.

Figura 5.30. Comparazione grafici Skew-T tra test sull'orografia dei Balcani e run di controllo.

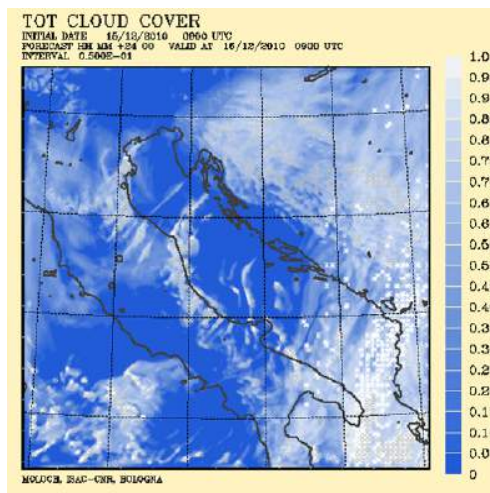
5.3.3 Test sull'orografia degli Appennini

La riduzione dell'elevazione della catena appenninica produce lo stesso effetto sulle precipitazioni riscontrato nei precedenti due eventi (figura 5.32): una diminuzione consistente nel caso in cui l'altezza viene dimezzata, la scomparsa dei fenomeni nel caso in cui l'altezza viene posta a zero metri (a parte debolissime precipitazioni sul Conero). Le nubi sono meno estese, con una tendenza a disporsi a bande (sterili dal punto di vista dei fenomeni), soprattutto nel caso di orografia annullata (figura 5.31b). I venti a 10 metri ed a 850 hPa, con l'applicazione dei due test, non subiscono apprezzabili variazioni rispetto al run di controllo. Le sezioni in figura 5.33 mostrano che anche in questo caso l'umidità relativa diminuisce con una minor altezza della catena appenninica rispetto a quella reale. In esse vengono rappresentate, inoltre, le velocità normali alla sezione (linee grigie), che evidenziano il cambio di circolazione soprattutto nella media-alta troposfera (e che nelle ore successive interesserà anche le quote inferiori), oltre che il flusso bloccato sopra la costa adriatica italiana. I valori negativi presenti soprattutto nell'area a valle del bacino (Balcani) indicano che il vento si dirige verso chi sta guardando l'immagine, mentre i valori positivi descrivono un verso del vento opposto (area Appenninica).



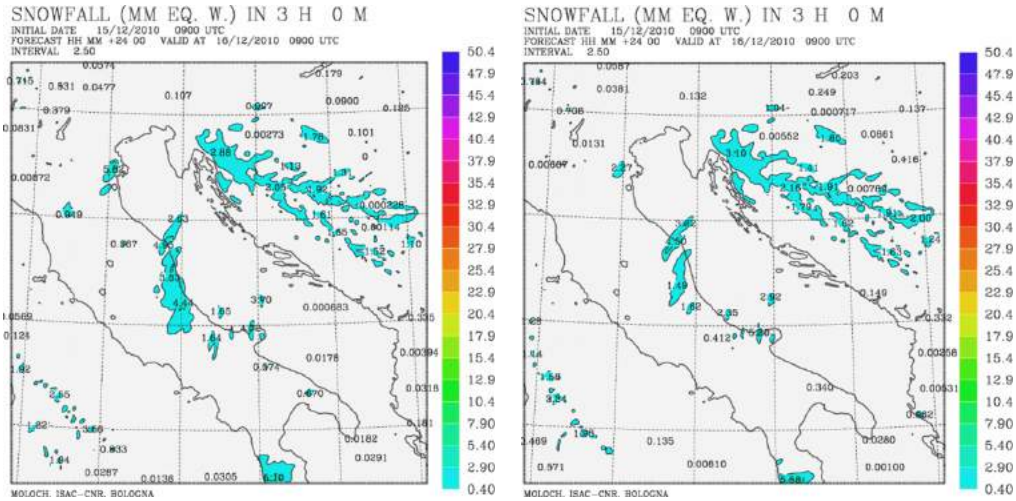
(a) Nubi alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010, dimezzando l'orografia degli Appennini.

(b) Nubi alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010, annullando l'orografia degli Appennini.



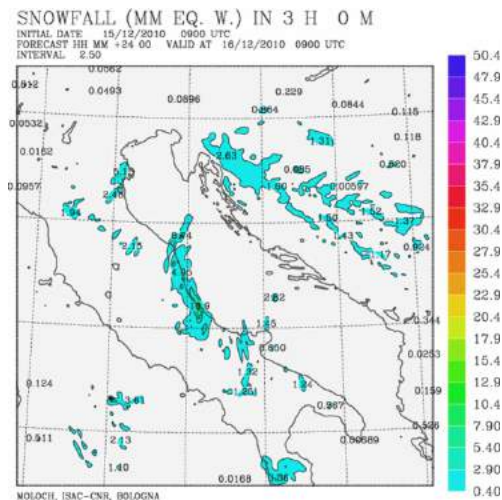
(c) Nubi alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010, run di controllo.

Figura 5.31. Comparazione delle nubi tra test di sensibilità sull'orografia degli Appennini e run di controllo.



(a) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010, **dimezzando** l'orografia degli Appennini.

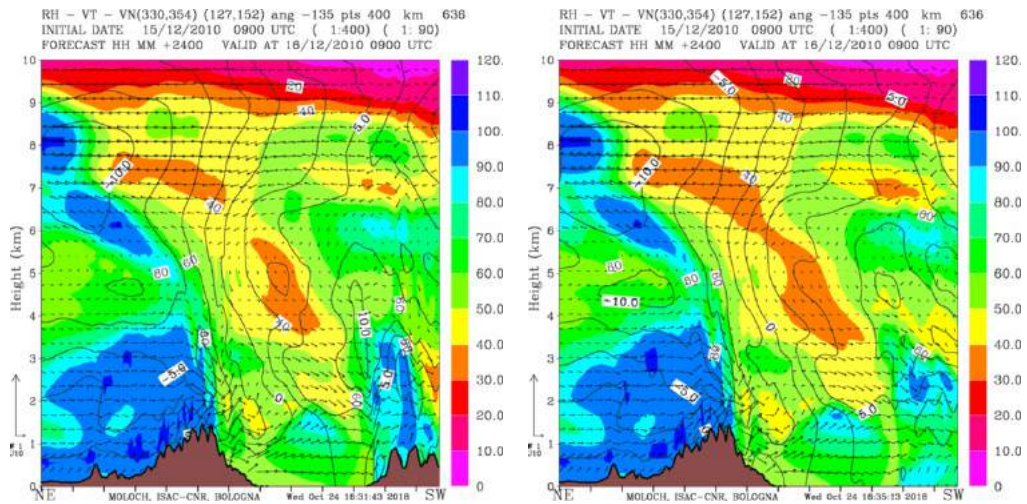
(b) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010, **annullando** l'orografia degli Appennini.



(c) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 16 dicembre 2010, **run di controllo**.

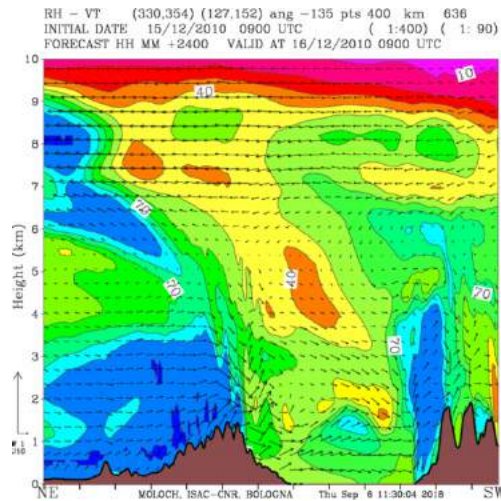
Figura 5.32. Comparazione delle precipitazioni triorarie nevose tra test di sensibilità sull'orografia degli Appennini e run di controllo.

**CAPITOLO 5. TEST DI SENSIBILITÀ NEI CASI DI BORA
146 ANTICICLONICA**



(a) 9 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa ed al vento tangente e normale alle sezioni del 16 dicembre 2010 ore 09:00 UTC, **dimezzando l'orografia degli Appennini.**

(b) 9 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa ed al vento tangente e normale alle sezioni del 16 dicembre 2010 ore 09:00 UTC, **annullando l'orografia degli Appennini.**



(c) 9 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 16 dicembre 2010 ore 09:00 UTC, **run di controllo.**

Figura 5.33. Comparazione Sezioni NE-SW tra test di sensibilità sull'orografia degli Appennini e run di controllo.

5.4 Evento del 15 dicembre 2007

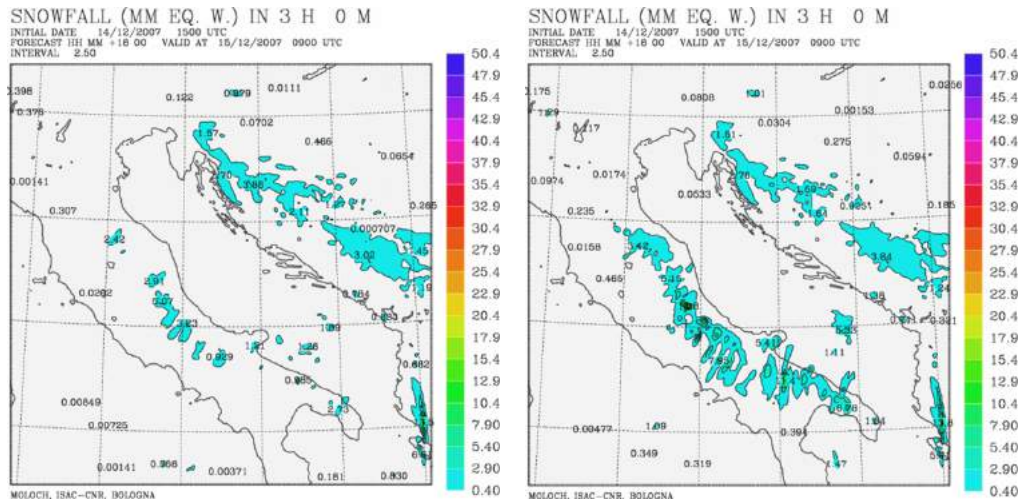
5.4.1 Test sui flussi di calore provenienti dall'Adriatico

Nel capitolo 4 è emerso che l'evento in oggetto esibiva caratteristiche in comune sia con il primo caso studio (2014), sia con il secondo (2013). Se si inibiscono i flussi superficiali di calore latente dall'Adriatico, le precipitazioni simulate risultano quasi completamente soppresse, fatta eccezione di accumuli comunque modesti attorno alle cime appenniniche (figura 5.34a). Questo comportamento porta a classificare l'evento come un *Lake-Effect Snow*. Il pattern di nubi (figura 5.35a) rimane simile al run di controllo, a parte un minor spessore delle nubi e delle stesse bande che risultano più strette. Se si analizzano, invece, le sezioni verticali come nelle figure 5.37c e 5.38, si evince che l'umidità relativa, in assenza dei flussi superficiali di calore latente dal mare, raggiunge comunque valori prossimi alla saturazione fin verso gli otto km sopra l'Appennino (simile al run di controllo). Si distingue, quindi, dal caso del 2014 (in cui l'atmosfera era particolarmente secca in quota), mentre mostra un comportamento analogo all'evento del 2013 (dove era presente molta umidità fino alla media-alta troposfera).

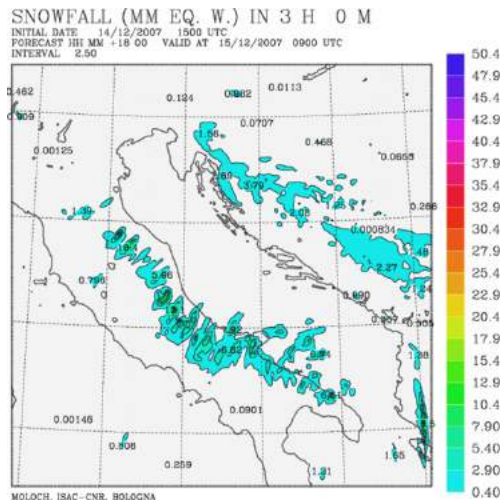
Con l'annullamento dei flussi superficiali di calore sensibile, le precipitazioni mediamente diminuiscono rispetto al run di controllo (figura 5.34b). Le neviccate, infatti, sono confinate sui rilievi appenninici e non interessano più la zona costiera. L'andamento descritto si verificava, a grandi linee, anche nei casi del 2014 e del 2013, seppure in questi ultimi due episodi, la riduzione e la modifica della distribuzione dei fenomeni precipitativi risultavano essere più significative rispetto al caso in esame. Un altro effetto rilevante riguarda l'estensione delle nubi (figura 5.35b), che non presentano più un'organizzazione a bande lungo la direzione del vento, così come nel run di controllo: si può quindi affermare che l'instabilità prodotta dal mare sia necessaria affinché si formino tali strutture. Si evidenzia, anche in questo caso, una rotazione anti-oraria dei venti verso i quadranti settentrionali, in assenza di calore sensibile superficiale (figura 5.36b). Dalle sezioni in figura 5.37a si nota che, rispetto alla simulazione originale, il calore sensibile impatta sull'umidità relativa nei primi 2 km.

**CAPITOLO 5. TEST DI SENSIBILITÀ NEI CASI DI BORA
ANTICICLONICA**

148

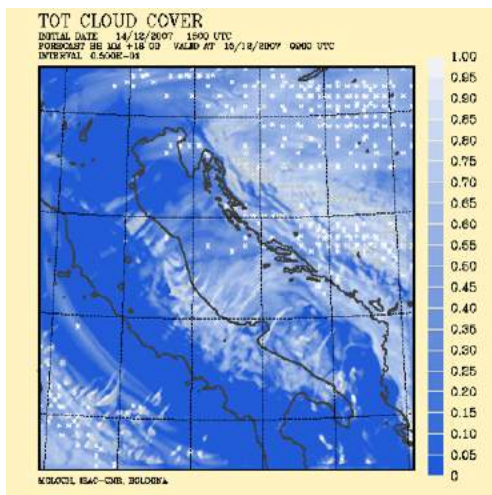


(a) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007, annullando i flussi di calore latente. (b) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007, annullando i flussi di calore sensibile.

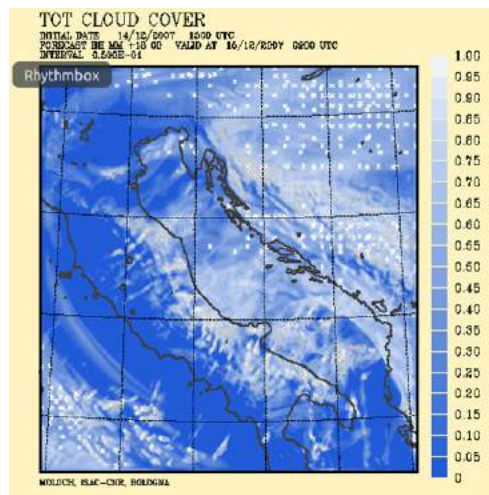


(c) Precipitazioni triorarie nevose del **run di controllo** alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007.

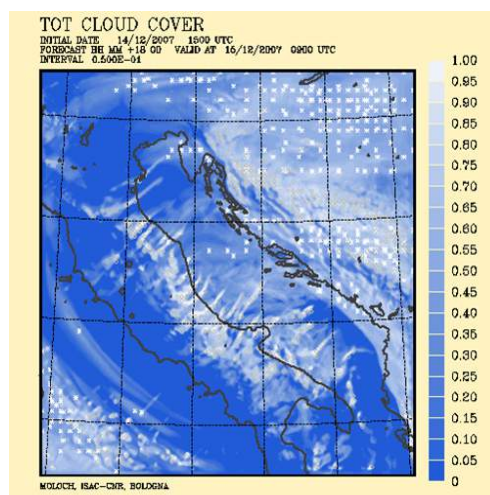
Figura 5.34. Comparazione delle precipitazioni triorarie nevose tra test di sensibilità sui flussi e run di controllo.



(a) Nubi alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007, annullando i flussi di calore latente.

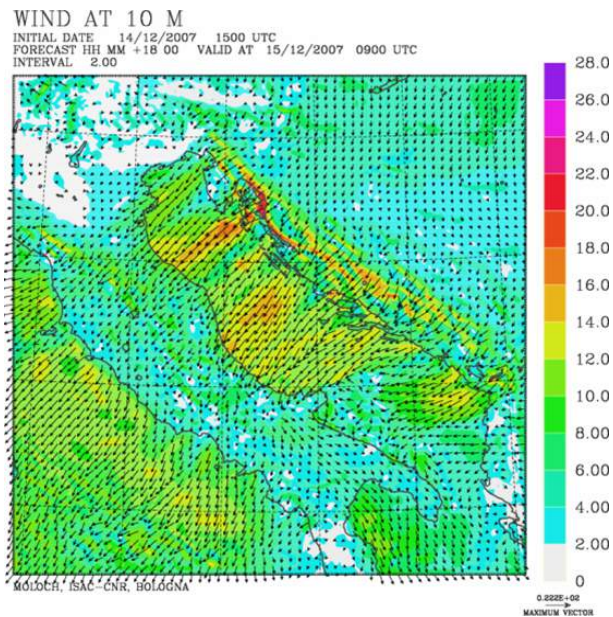


(b) Nubi alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007, annullando i flussi di calore sensibile.

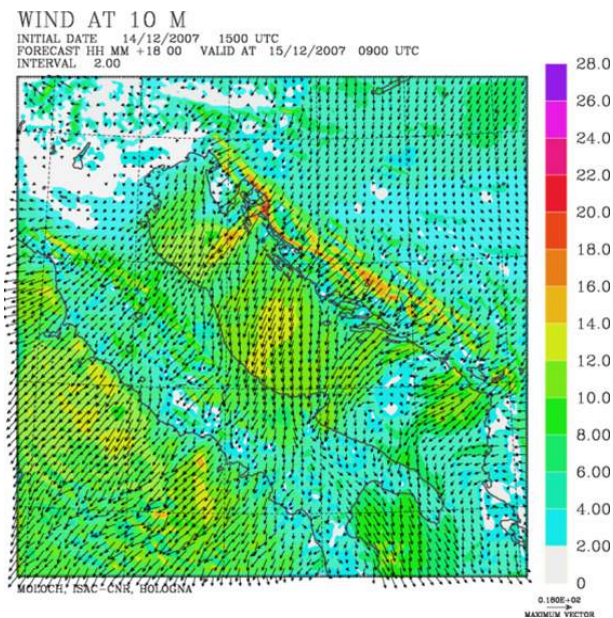


(c) Nubi alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007, run di controllo.

Figura 5.35. Comparazione delle nubi tra test di sensibilità sui flussi e run di controllo.

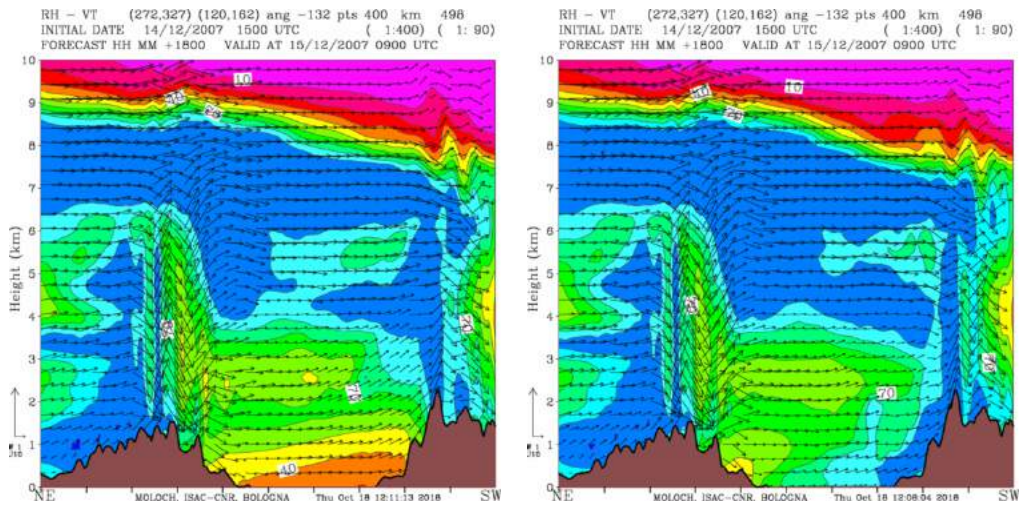


(a) Vento a 10 metri del 15 dicembre 2007 alle ore 09:00 UTC, run di controllo.



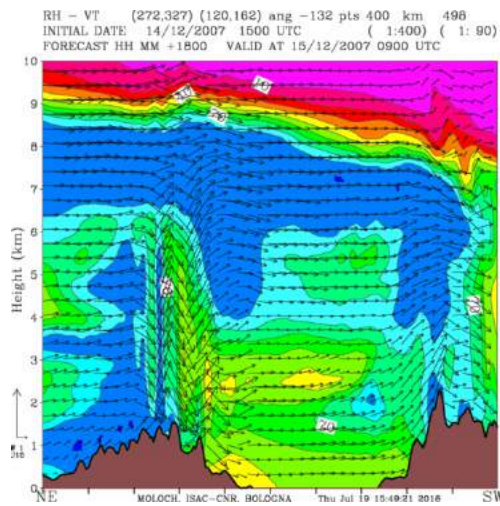
(b) Vento a 10 metri del 15 dicembre 2007 alle ore 09:00 UTC, annullando i flussi di calore sensibile

Figura 5.36. Comparazione del vento a 10 metri tra run di controllo e test di sensibilità sui flussi di calore sensibile.



(a) 20 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 15 dicembre 2007 alle ore 09:00 UTC, **annullando i flussi di calore latente.**

(b) 20 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 15 dicembre 2007 alle ore 09:00 UTC, **annullando i flussi di calore sensibile.**

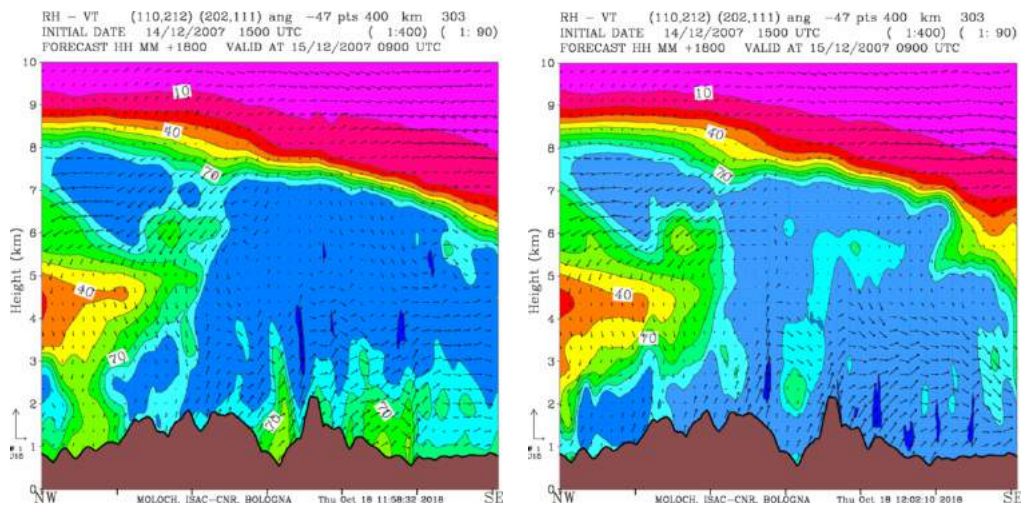


(c) 20 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 15 dicembre 2007 alle ore 09:00 UTC, **run di controllo.**

Figura 5.37. Comparazione delle sezioni NE-SW tra test di sensibilità sui flussi e run di controllo.

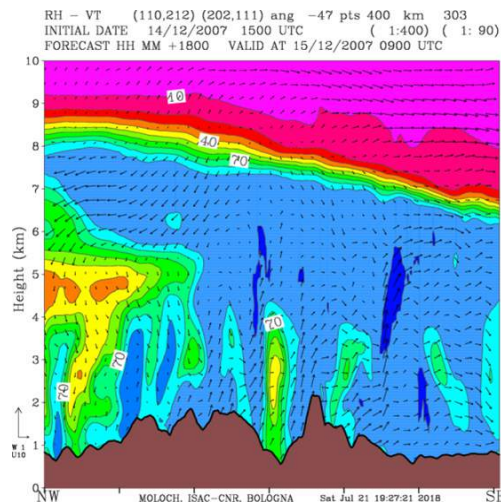
**CAPITOLO 5. TEST DI SENSIBILITÀ NEI CASI DI BORA
ANTICICLONICA**

152



(a) 7 cross-section mediate NW-SE dorsale appenninica adriatica riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 15 dicembre 2007 alle ore 09:00 UTC, **annullando i flussi di calore latente.**

(b) 7 cross-section mediate NW-SE dorsale appenninica adriatica riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 15 dicembre 2007 alle ore 09:00 UTC, **annullando i flussi di calore sensibile.**

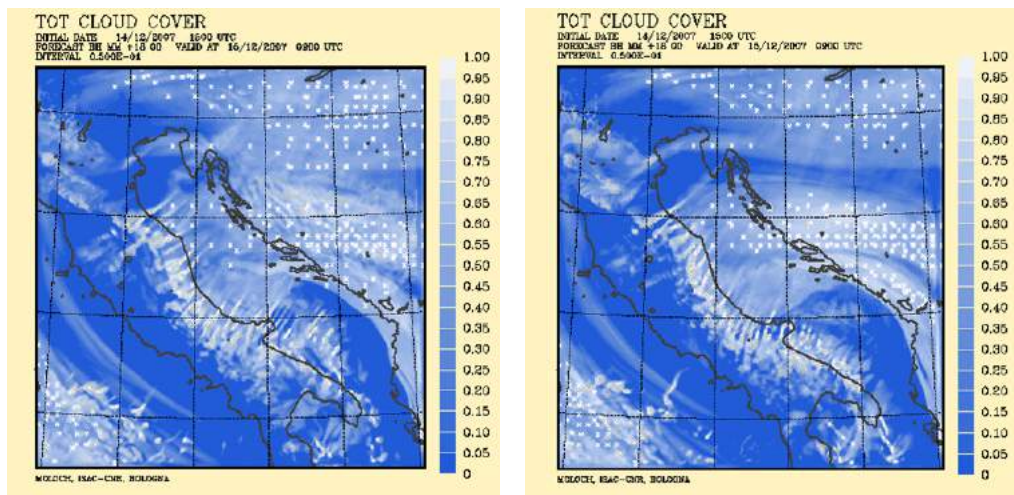


(c) 7 cross-section mediate NW-SE dorsale appenninica adriatica riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 15 dicembre 2007 alle ore 09:00 UTC, **run di controllo.**

Figura 5.38. Comparazione delle sezioni NW-SE tra test di sensibilità sui flussi e run di controllo.

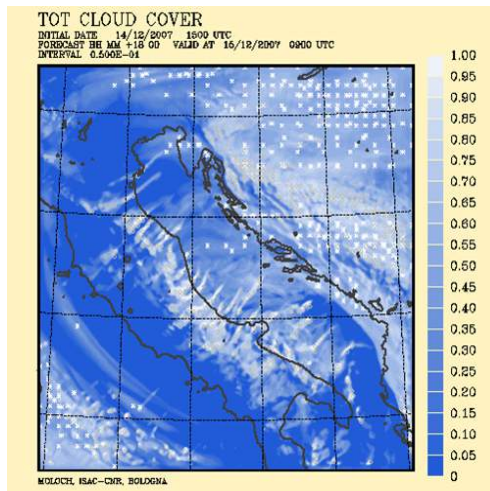
5.4.2 Test sull'orografia delle Alpi Dinariche

Una minore (o nulla) elevazione dell'orografia dei Balcani porta ad un aumento delle precipitazioni sul versante adriatico dell'Italia, così come accade nel caso del 2013: soprattutto se vengono rimosse le Alpi Dinariche, le precipitazioni risultano abbondanti e disposte a bande che dalla costa si allungano sui pendii dell'Appennino (figura 5.40b). La nuvolosità presenta caratteristiche simili al run di controllo, salvo piccoli cambiamenti nell'estensione e nell'orientazione delle bande (che comunque si sviluppano in entrambe le simulazioni con orografia modificata, figura 5.39). Se si paragonano i profili Skew-T elaborati nel medesimo punto del run di controllo (figura 5.41c), si nota un aumento dell'instabilità nei test di sensibilità, con il primo kilometro di atmosfera che risulta più freddo rispetto alla simulazione con orografia non modificata. Si conferma, quindi, l'effetto di riscaldamento della Bora, dovuto alla discesa lungo i pendii delle Alpi Dinariche e alla conseguente compressione adiabatica, che modifica le caratteristiche della massa d'aria che attraversa l'Adriatico. Si nota dai diagrammi, inoltre, un brusco abbassamento della temperatura di rugiada (linea tratteggiata) poco oltre il primo kilometro, indice di uno strato secco fino alla quota di 3 km circa, non presente nella simulazione di controllo. Questo pattern è ben visibile anche nelle sezioni mediate elaborate attraverso il bacino (figura 5.42b): oltre allo strato appena menzionato, senza le Alpi Dinariche l'umidità presente sui Balcani riesce ad entrare sul mare Adriatico (mentre nel run di controllo tale umidità rimane bloccata sul pendio sopravvento della catena suddetta). Nelle sezioni disposte lungo la catena appenninica (figura 5.43), si rileva che nella simulazione con orografia dimezzata vi è una certa alternanza di strati a più alta e a più bassa umidità relativa. Nel caso, invece, di orografia annullata gli strati al di sopra della dorsale appenninica adriatica sono caratterizzati da valori di umidità relativa più alti ed omogenei.



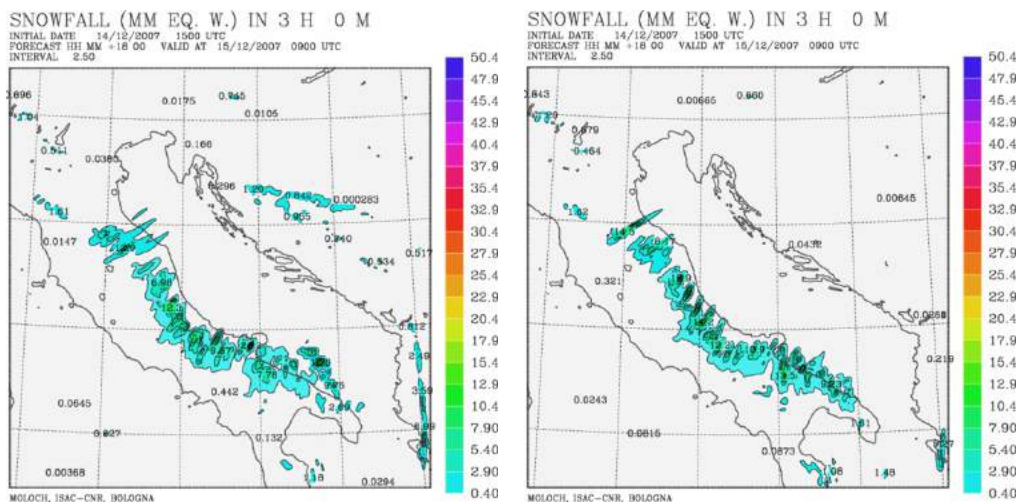
(a) Nubi alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007, dimezzando l'orografia dei Balcani.

(b) Nubi alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007, annullando l'orografia dei Balcani.



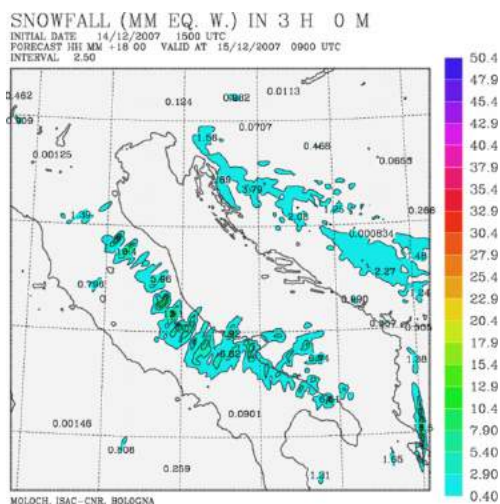
(c) Nubi alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007, run di controllo.

Figura 5.39. Comparazione delle nubi tra test di sensibilità sull'orografia dei Balcani e run di controllo.



(a) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007, dimezzando l'orografia dei Balcani.

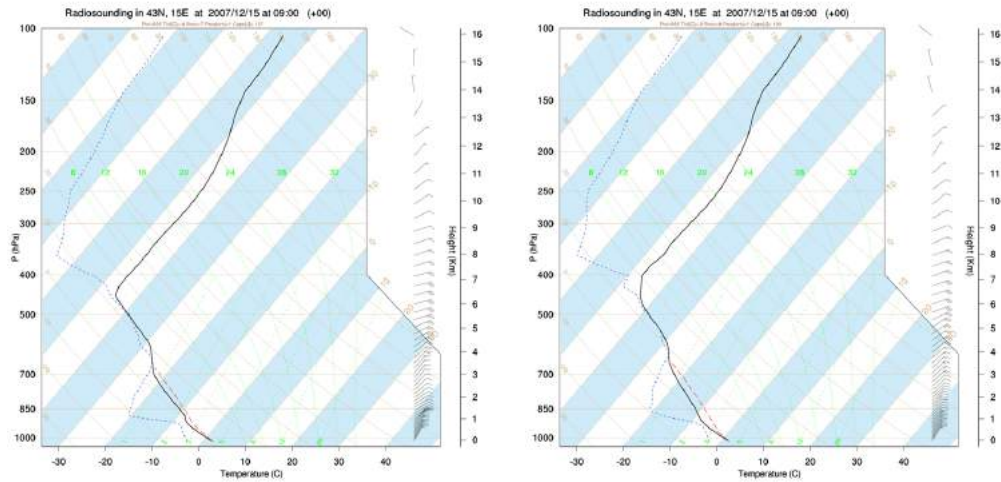
(b) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007, annullando l'orografia dei Balcani.



(c) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007, run di controllo.

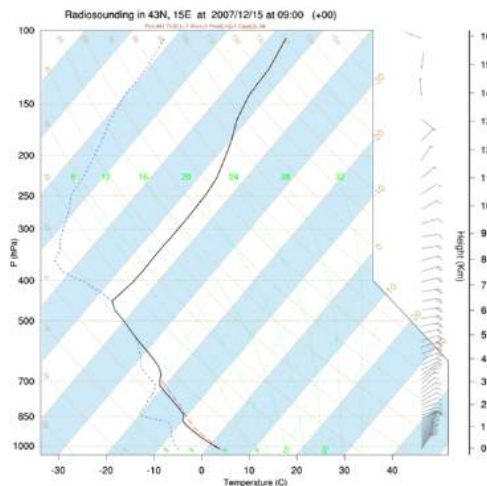
Figura 5.40. Comparazione delle precipitazioni triorarie nevose tra run di controllo e test di sensibilità sull'orografia dei Balcani.

**CAPITOLO 5. TEST DI SENSIBILITÀ NEI CASI DI BORA
ANTICICLONICA**



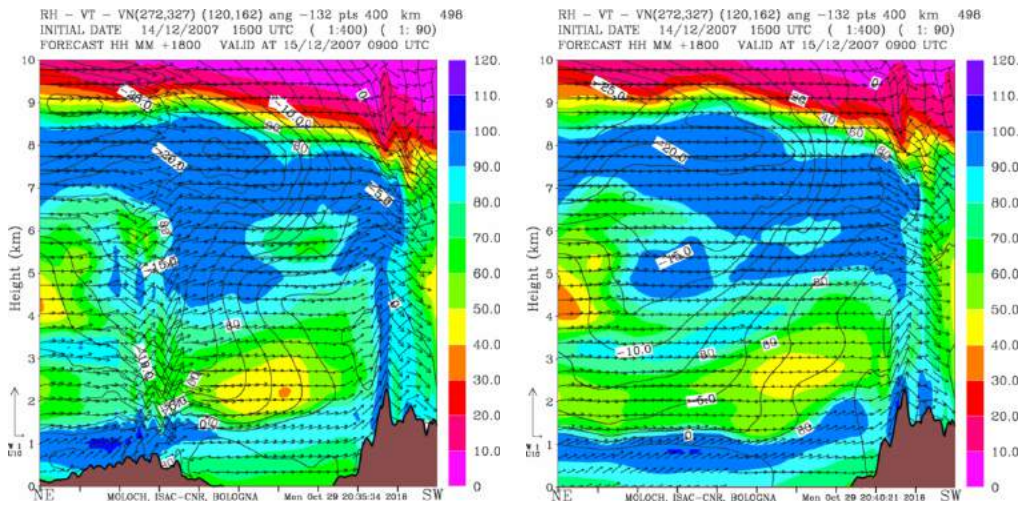
(a) Grafico Skew-T alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007 (**dimezzando l'orografia dei Balcani**) riferito ad un insieme di punti mediati il cui centro ha coordinate 43° N e 15° E.

(b) Grafico Skew-T alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007 (**annullando l'orografia dei Balcani**) riferito ad un insieme di punti mediati il cui centro ha coordinate 43° N e 15° E.



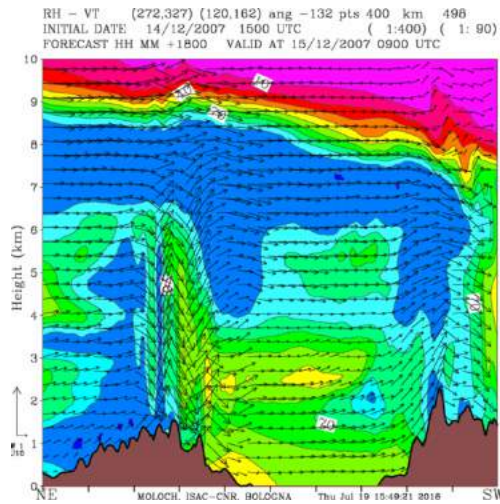
(c) Grafico Skew-T alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007 (**run di controllo**) riferito ad un insieme di punti mediati il cui centro ha coordinate 43° N e 15° E.

Figura 5.41. Comparazione grafici Skew-T tra test sull'orografia dei Balcani e run di controllo.



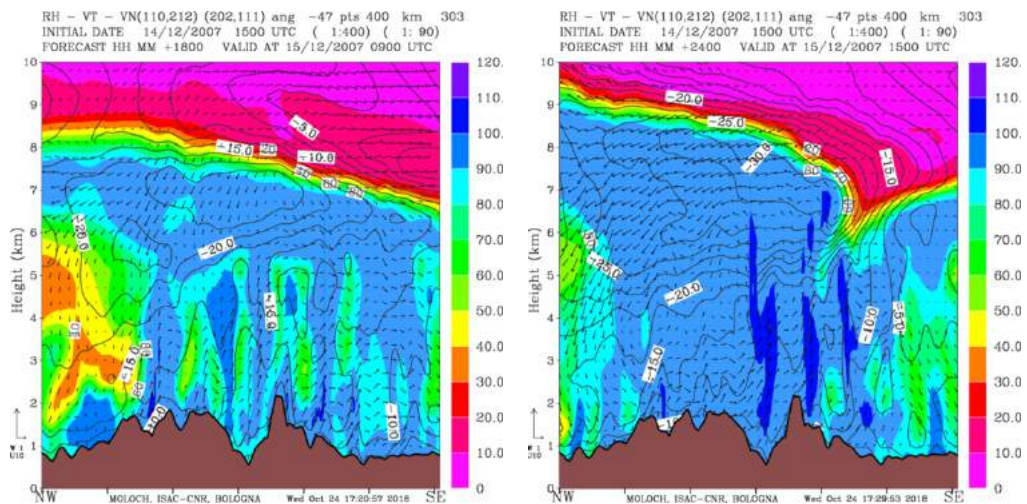
(a) 20 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa ed al vento tangente e normale alle sezioni del 15 dicembre 2007 ore 09:00 UTC, dimezzando l'orografia dei Balcani.

(b) 20 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa ed al vento tangente e normale alle sezioni del 15 dicembre 2007 ore 09:00 UTC, annullando l'orografia dei Balcani.



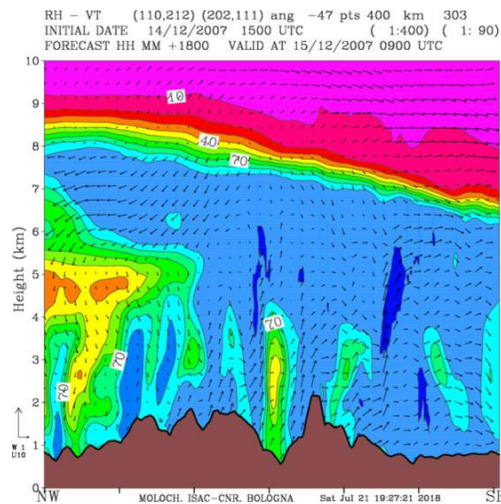
(c) 20 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 15 dicembre 2007 ore 09:00 UTC, run di controllo.

Figura 5.42. Comparazione Sezioni NE-SW tra test di sensibilità sull'orografia dei Balcani e run di controllo.



(a) 7 cross-section mediate dorsale appenninica adriatica riferite all'umidità relativa ed al vento tangente e normale alle sezioni del 15 dicembre 2007 alle ore 09:00 UTC, dimezzando l'orografia dei Balcani.

(b) 7 cross-section mediate dorsale appenninica adriatica riferite all'umidità relativa ed al vento tangente e normale alle sezioni del 15 dicembre 2007 alle ore 09:00 UTC, annullando l'orografia dei Balcani.

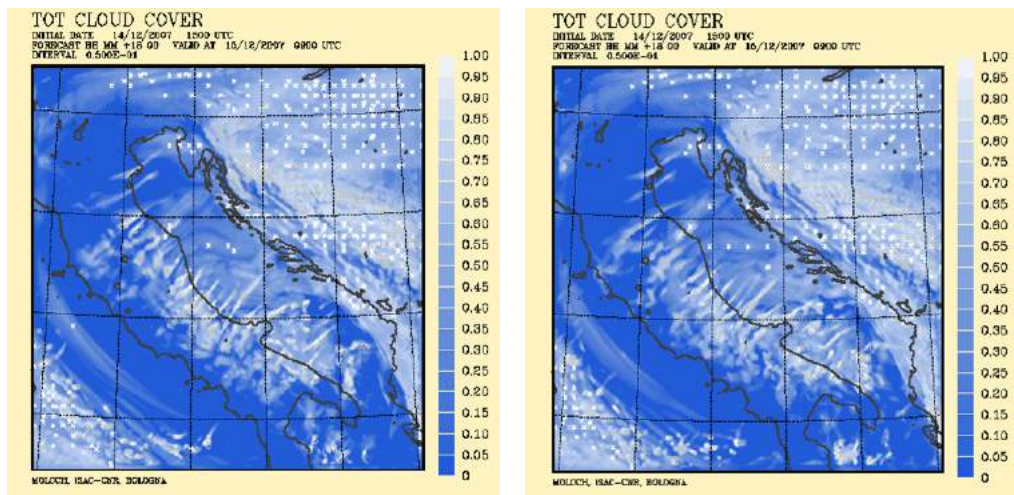


(c) 7 cross-section mediate NW-SE dorsale appenninica adriatica riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 15 dicembre 2007 ore 09:00 UTC, run di controllo.

Figura 5.43. Comparazione Sezioni NW-SE tra test di sensibilità sull'orografia dei Balcani e run di controllo.

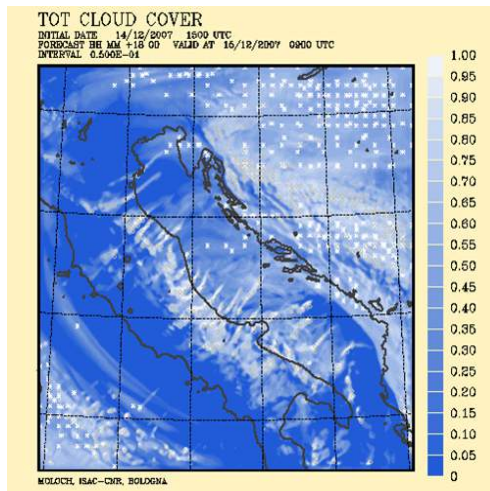
5.4.3 Test sull'orografia degli Appennini

Abbassando l'orografia degli Appennini, si nota un decremento delle precipitazioni sul medio Adriatico, fino ad arrivare alla scomparsa delle medesime nell'esperimento in cui si rimuove completamente la catena montuosa (figura 5.45). Sul basso Adriatico, invece, l'intensificazione delle precipitazioni è equiparabile con il run di controllo. In questo caso la circolazione ciclonica a mesoscala che si instaura ha certamente avuto un impatto sull'area meridionale: gli accumuli, infatti, non sono più attribuibili al solo sollevamento orografico, così come accade nei casi di una circolazione anticiclonica in cui si attiva la Bora. Sebbene le precipitazioni sull'Italia centrale siano fortemente influenzate dall'elevazione della catena appenninica, le nubi non presentano grandi variazioni con la modifica dell'altezza dei rilievi (figura 5.44). Si mantiene, infatti, un pattern a bande in tutte le simulazioni (figura 5.44), nonostante la copertura nuvolosa appaia più irregolare e meno spessa in presenza di un'orografia meno pronunciata. La descrizione appena fornita sull'andamento delle precipitazioni e delle nubi sul medio Adriatico trova conferma nelle sezioni tracciate lungo il bacino (figura 5.46), in cui si registrano, nei casi di orografia ridotta, valori medi di umidità relativa inferiori rispetto alla simulazione di controllo. Dall'analisi delle sezioni disposte lungo la dorsale appenninica (figura 5.47) si evidenzia che tutte le simulazioni presentano elevati valori di umidità relativa al di sopra della catena. L'evoluzione appena descritta mostra somiglianze con l'evento del 2013, in cui l'umidità relativa era prossima alla saturazione fin verso la media-alta troposfera. Si distingue, invece, dall'evento del 2014, in cui l'umidità relativa era disposta a bande e confinata nella bassa troposfera. Si può, quindi, concludere che anche in questo caso-studio di Bora anticiclonica l'orografia degli Appennini riveste un ruolo fondamentale nella formazione di precipitazioni.



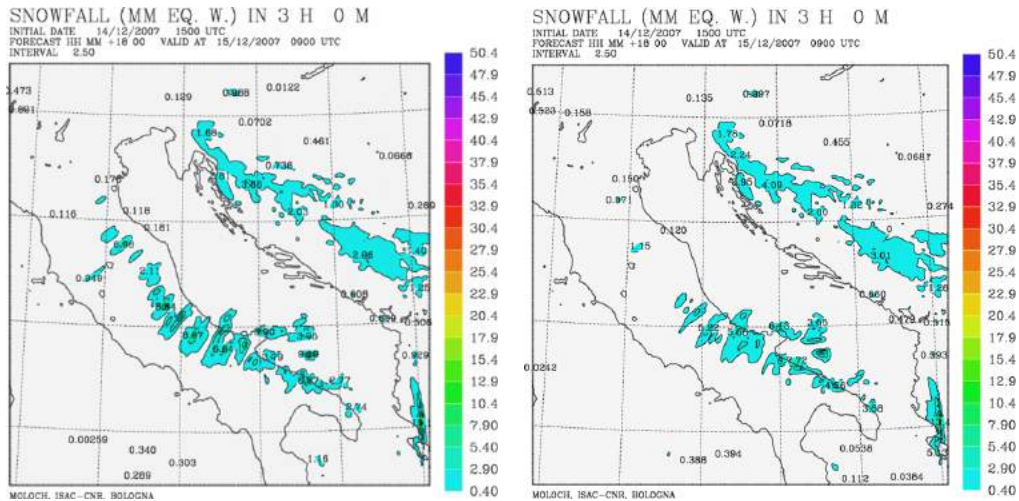
(a) Nubi alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007, dimezzando l'orografia degli Appennini.

(b) Nubi alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007, annullando l'orografia degli Appennini.



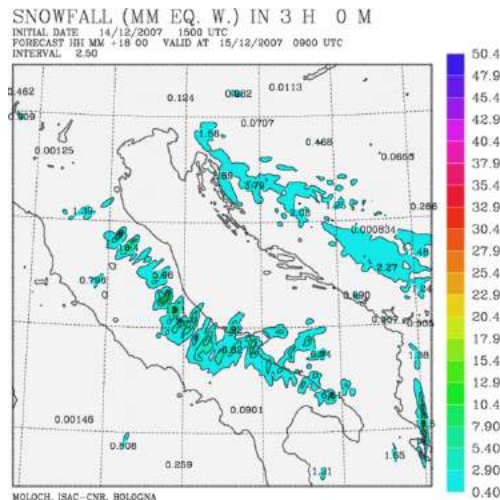
(c) Nubi alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007, run di controllo.

Figura 5.44. Comparazione delle nubi tra test di sensibilità sull'orografia degli Appennini e run di controllo.



(a) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007, **dimezzando l'orografia degli Appennini.**

(b) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007, **annullando l'orografia degli Appennini.**

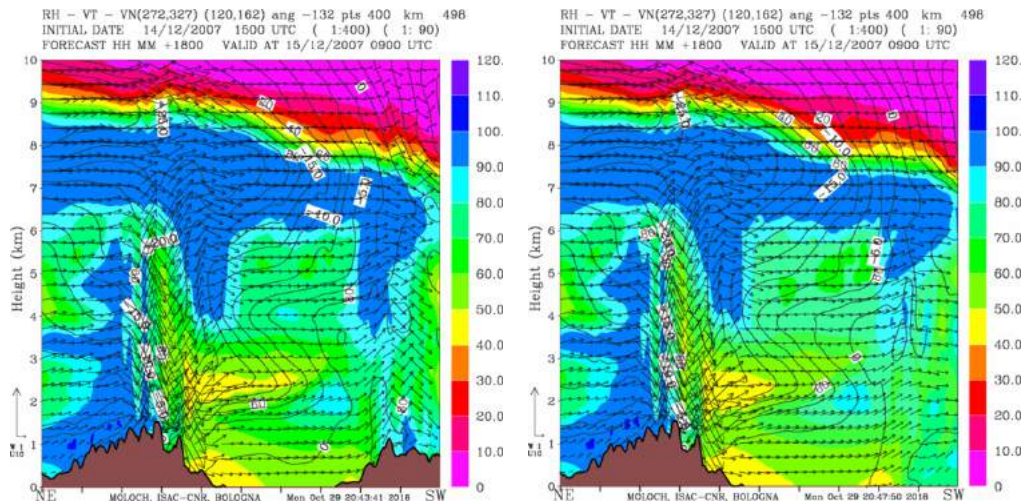


(c) Precipitazioni triorarie nevose alle ore 09:00 UTC del 15 dicembre 2007, **run di controllo.**

Figura 5.45. Comparazione delle precipitazioni triorarie nevose tra test di sensibilità sull'orografia degli Appennini e run di controllo.

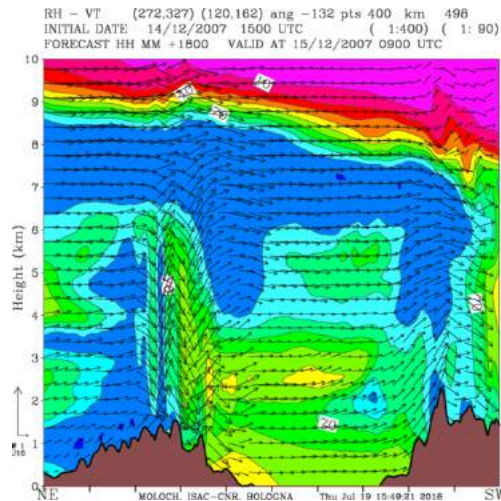
**CAPITOLO 5. TEST DI SENSIBILITÀ NEI CASI DI BORA
ANTICICLONICA**

162



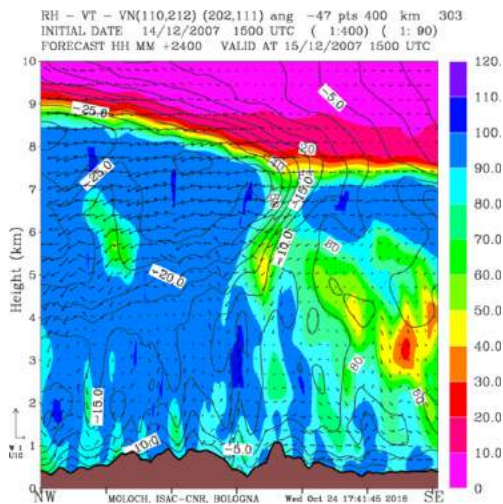
(a) 20 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa ed al vento tangente e normale alle sezioni del 15 dicembre 2007 ore 09:00 UTC, **dimezzando l'orografia degli Appennini.**

(b) 20 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa ed al vento tangente e normale alle sezioni del 15 dicembre 2007 ore 09:00 UTC, **annullando l'orografia degli Appennini.**

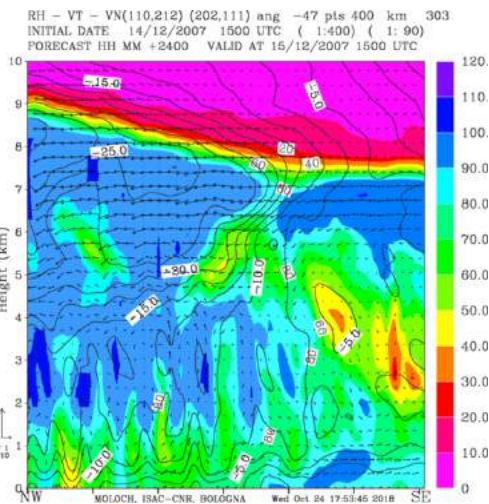


(c) 20 cross-section mediate NE-SW Adriatico riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 15 dicembre 2007 ore 09:00 UTC, **run di controllo.**

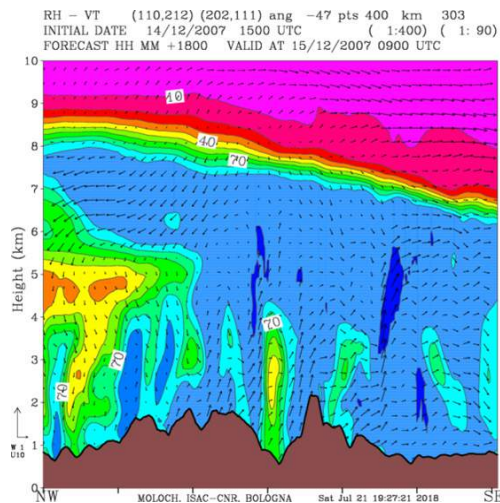
Figura 5.46. Comparazione Sezioni NE-SW tra test di sensibilità sull'orografia degli Appennini e run di controllo.



(a) 7 cross-section mediate NW-SE dorsale appenninica adriatica riferite all'umidità relativa ed al vento tangente e normale alle sezioni del 15 dicembre 2007 alle ore 09:00 UTC, dimezzando l'orografia dei Balcani.



(b) 7 cross-section mediate NW-SE dorsale appenninica adriatica riferite all'umidità relativa ed al vento tangente e normale alle sezioni del 15 dicembre 2007 alle ore 09:00 UTC, annullando l'orografia dei Balcani.



(c) 7 cross-section mediate NW-SE dorsale appenninica adriatica riferite all'umidità relativa ed al vento tangente alle sezioni del 15 dicembre 2007 ore 09:00 UTC, run di controllo.

Figura 5.47. Comparazione Sezioni NW-SE tra run di controllo e test di sensibilità sull'orografia degli Appennini.

5.5 Considerazioni conclusive

In questo capitolo sono stati effettuati, per ogni caso-studio, degli esperimenti di sensibilità sui flussi di calore (sensibile e latente) provenienti dal mare Adriatico e sull'orografia a monte (Alpi Dinariche) e a valle (Appennini) del bacino.

L'annullamento dei flussi di calore latente ha evidenziato l'importanza dell'umidità fornita dalla superficie del mare nella genesi di precipitazioni: infatti solo un evento (2013) presenta precipitazioni (seppur notevolmente ridotte) in assenza dell'apporto di umidità dal bacino.

I flussi di calore sensibile, generati da elevate differenze di temperatura aria-mare, sono fondamentali nello sviluppo di instabilità in atmosfera: in loro mancanza, aumenta l'umidità relativa nella bassa troposfera e in nessun caso si formano bande di nubi convettive (laddove sono presenti); inoltre si verifica una rotazione antioraria dei venti nei bassi strati che tendono a disporsi più da nord.

La presenza delle Alpi Dinariche modifica il profilo termo-igrometrico dell'aria che dall'Europa continentale si riversa al di sopra dell'Adriatico: se si riduce o annulla la loro altezza, si nota in tutti i casi-studio una diminuzione della temperatura nella bassa atmosfera, unita ad un aumento dell'umidità relativa; oltre a tali cambiamenti si verifica la formazione di bande di nubi convettive disposte lungo la direzione del vento (anche dove non erano sviluppate). Questo risultato pare indicare che la canalizzazione del flusso della Bora attraverso i passi delle Alpi Dinariche non sia il fattore chiave che determina lo sviluppo di bande di nubi convettive.

Infine l'Appennino ha un impatto notevole sulle precipitazioni: l'integrazione delle correnti nord-orientali con l'orografia appenninica determina infatti, a seconda delle caratteristiche della massa d'aria in arrivo, il sollevamento orografico o il blocco e la deviazione del flusso incidente. L'effetto orografico diretto o indiretto si dimostra essere il meccanismo principale per la generazione di fenomeni nevosi. Infatti, eliminando tale catena montuosa nelle simulazioni, si nota che in tutti gli eventi i moti verticali sono sì presenti, ma meno intensi e non sufficienti a generare precipitazioni rilevanti.

I test hanno messo in luce diversi comportamenti sistematici, che permettono di comprendere i vari processi che sono alla base del fenomeno del LES. Rimangono, tuttavia, da approfondire quali siano le condizioni che portano alla formazione di bande nuvolose convettive, sebbene siano state evidenziate alcune caratteristiche.

Nel prossimo e ultimo capitolo si descriveranno le conclusioni presentate nell'intero elaborato, con un riferimento a possibili ricerche e sviluppi futuri nel settore.

Capitolo 6

Conclusioni

Le copiose nevicate registrate, a causa del Lake-Effect Snow (LES), nella regione dei Grandi Laghi americani hanno spinto la comunità scientifica ad effettuare studi metodici e campagne di misura, mirati ad approfondire la conoscenza del fenomeno. In diversi lavori di ricerca sono stati identificati i principali processi che contribuiscono alla formazione di intense precipitazioni, localizzate soprattutto nelle aree a valle del bacino:

- l'avvezione di aria fredda sopra alla superficie relativamente calda del lago genera intensi flussi di calore (sensibile e latente), in grado di modificare il profilo termico dell'atmosfera, che diventa instabile e quindi soggetta a convezione;
- lo scorrimento dell'aria sopra superfici a diverso coefficiente di attrito produce zone di convergenza, che contribuiscono ad innescare moti convettivi;
- il sollevamento forzato della massa d'aria che ha attraversato il lago, dovuto alla presenza di una catena montuosa, può ulteriormente intensificare le precipitazioni.

La comprensione dei processi ha permesso di definire dei parametri che diano informazioni sullo sviluppo del fenomeno. Tra questi si cita l'indice convettivo LCAPE (opportunamente modificato ed adattato nel mare Adriatico), la distanza percorsa dai venti lungo il bacino (fetch) e la differenza di temperatura tra la superficie e la quota isobarica a 850 hPa. Nei casi in cui si generano bande di nubi convettive, si considera anche il wind shear verticale direzionale del vento tra il suolo e l'altezza delle superfici isobariche 850 hPa e 700 hPa.

Si può, inoltre, compiere all'interno del LES una distinzione tra il Lake-Effect Snow ed il Lake-Enhanced Snow. Se nel primo caso i flussi superficiali

di calore latente provenienti dal lago sono indispensabili per generare precipitazioni, nel secondo risultano sì importanti, ma non fondamentali per la formazione di neviccate.

Grazie all'ampia letteratura riguardante il LES e alla consapevolezza che un analogo fenomeno si verifica, in particolari condizioni meteorologiche, sul versante adriatico dell'Italia, si è deciso di intraprendere il presente studio, i cui scopi sono essenzialmente:

- verificare l'applicabilità e la significatività degli strumenti diagnostici nell'area dell'Adriatico;
- confrontare le peculiarità del fenomeno con quanto avviene nella regione dei Grandi Laghi;
- soffermarsi sui processi fisici rilevanti per lo sviluppo del LES, in un bacino dalla morfologia particolarmente complessa come quello in esame.

A tal fine, sono stati selezionati eventi di Bora anticiclonica, associati a neviccate intense sull'Italia centrale, per i quali è stato mostrato (Davolio *et al.*, 2017) che il contributo del mare risulta rilevante per la genesi di precipitazioni. Sono state, quindi, effettuate delle simulazioni numeriche ad alta risoluzione attraverso l'implementazione della catena modellistica BOLAM-MOLOCH; si utilizzano, infine, le evoluzioni temporali delle variabili prognostiche prodotte dal modello per applicare la medesima analisi svolta nella regione dei Grandi Laghi.

I risultati ottenuti mostrano che in tutti gli eventi considerati si riscontrano le condizioni favorevoli per l'innescò del LES; in particolar modo l'indice LCAPE fornisce informazioni sulle intensità delle precipitazioni che avvengono sul territorio italiano, così come descritto nel capitolo 1.3.4. Si è rilevato, inoltre, molto utile l'analisi del trasporto di vapore integrato verticalmente (IWVT), che permette sostanzialmente di identificare la porzione di atmosfera che concorre ad alimentare le precipitazioni. Tale parametro consente, inoltre, di mettere in risalto il contributo, in termini di umidità, sia del mare (rilevante nei primi 1000 metri), sia dell'aria avvertata (importante al di sopra dei 1000 metri). Non è stato, invece, possibile ricavare informazioni significative dal parametro $\frac{U}{L}$ e dalla velocità verticale w , così come descritto nella sezione 1.3.2. Infatti in tutti i casi-studio si sono registrati valori simili di entrambi i campi. Tra i numeri adimensionali di comune uso nella fluidodinamica, il numero di Froude si è distinto per la descrizione dell'interazione tra flusso e orografia degli Appennini. Se viene calcolato, infatti, in mezzo al bacino (dove il flusso incidente è ragionevolmente indisturbato dall'orografia

degli Appennini), è in grado di distinguere tra regime di "flow around" (ovvero flusso bloccato dai rilievi) e di "flow over" (ovvero correnti che scavalcano la catena montuosa). La suddetta dinamica si riflette sulle precipitazioni, la cui distribuzione è notevolmente influenzata dal comportamento del flusso che interagisce con la dorsale appenninica. Nel primo caso, una parte rilevante delle precipitazioni si sviluppa lungo la costa o comunque non direttamente sull'orografia, a causa della convergenza generata dal blocco e dalla deviazione del flusso. Nel secondo caso, è l'area montuosa ad essere maggiormente interessata dalle precipitazioni a seguito del sollevamento orografico.

Data la complessa morfologia (rispetto alla regione dei Grandi Laghi) del territorio che circonda l'Adriatico, si è deciso di realizzare degli esperimenti di sensibilità, che evidenzino il ruolo di alcuni processi che caratterizzano il LES sul bacino. In particolar modo, le simulazioni effettuate con l'azzeramento dei flussi superficiali di calore latente provenienti dal mare permettono di dimostrare che anche in quest'area lo scambio aria-mare diventa spesso determinante per lo sviluppo del LES. Inoltre è possibile distinguere gli eventi di Lake-Effect Snow dagli eventi di Lake-Enhanced Snow (così come nella regione dei Grandi Laghi). Gli esperimenti numerici in cui si rimuovono i flussi superficiali di calore sensibile provenienti dal mare mostrano che il riscaldamento della bassa troposfera risulta fondamentale per modificare le caratteristiche fisiche della massa d'aria. Infatti, senza l'instabilità prodotta dall'interazione con il mare, gli eventi caratterizzati da sviluppo di bande convettive non presentano più tali strutture. Inoltre si registrano elevati valori di umidità relativa solo nei primi 2 km di atmosfera. In tali esperimenti, infine, i venti vicini al suolo subiscono una rotazione antioraria, disponendosi maggiormente dai quadranti settentrionali. I test realizzati riducendo o annullando l'orografia dei Balcani indicano che la discesa della Bora lungo le pendici delle Alpi Dinariche ha un effetto importante sul profilo termo-igrometrico dell'aria che deve attraversare il mare Adriatico, in quanto ne provoca un riscaldamento e un calo dell'umidità. Questo si ripercuote nell'intensità e nella distribuzione delle precipitazioni sul territorio italiano, anche se non è stato possibile delinearne un comportamento sistematico in funzione della quota dell'orografia, in quanto sembra essere dipendente anche dalla tipologia della massa d'aria in ingresso sul bacino dell'Adriatico. È interessante rilevare che nel caso del 26 novembre 2013, dominato da estesa e uniforme copertura nuvolosa, con l'annullamento dell'orografia dei Balcani si formano evidenti bande nuvolose convettive. Non è quindi l'effetto di incanalamento della Bora, attraverso i passi delle Alpi Dinariche, ad innescare la convezione; l'evidenza citata porta ad affermare che la formazione di low-level jet sul mare (che genera convergenza) non è determinante per lo sviluppo di intensi moti verticali. A dimostrazione di quanto detto, per tutti

e quattro gli eventi, nelle simulazioni effettuate con un'orografia balcanica meno elevata, si nota la formazione di bande di nubi convettive disposte lungo la direzione del vento (NE-SW). Infine, gli esperimenti di sensibilità alla presenza della catena Appenninica, hanno mostrato che il sollevamento orografico si rivela un ingrediente fondamentale per l'innescare di precipitazioni sull'Italia centrale: in assenza di una rilevante forzatura orografica diretta o indiretta, le precipitazioni diminuiscono drasticamente, fino a scomparire nel caso in cui si rimuovano gli Appennini.

Il presente studio ha quindi mostrato l'importanza del LES sull'Adriatico, evidenziando una maggiore complessità dei processi ad esso associati, rispetto a quanto avviene nella regione dei Grandi Laghi. Innanzitutto si è notato che eventi di Bora anticiclonica, guidati da circolazioni a scala sinottica simili tra loro, possono portare nel bacino dell'Adriatico masse d'aria che hanno origini e caratteristiche diverse. Infatti, nell'aria di provenienza artico-continentale, l'umidità è confinata in uno strato relativamente sottile, fino a 3-4 km dal suolo; al contrario, nell'aria di provenienza artico-marittima, l'umidità si estende fino alla medio-alta troposfera. Queste proprietà influenzano le caratteristiche del fenomeno del LES. Anche la morfologia del bacino stesso (dominato a est dalle Alpi Dinariche e ad ovest dagli Appennini) esercita un profondo impatto sia sulle caratteristiche termodinamiche della massa d'aria in arrivo, sia sulla distribuzione e intensità delle precipitazioni. Pur non essendo un bacino particolarmente ampio (il fetch è limitato a meno di 200 km), lo scorrimento dell'aria fredda sul mare più caldo è sufficiente a generare notevole attività convettiva. Inoltre, i flussi di calore e di umidità dal mare risultano essere determinanti per la genesi del fenomeno. L'interazione tra diversi processi (scambio aria-mare, forzatura orografica) accentua notevolmente la complessità del LES in questa area. Dallo studio degli eventi selezionati, non è stato possibile ricavarne un quadro generale, anche se sono stati evidenziati importanti aspetti. L'analisi di un numero più ampio di casi studio, selezionati anche in base alle conoscenze acquisite in questa ricerca, potrebbe permettere di descrivere in maniera più rigorosa importanti fenomeni sin qui identificati, quali la formazione delle bande convettive o la rilevanza delle caratteristiche della massa d'aria incidente.

Ringraziamenti

Sebbene possa sembrare insolito e, a prima vista, narcisistico, vorrei ringraziare in primis me stesso per l'impegno profuso durante questi anni di studi e la mia sconfinata passione per la Meteorologia. Le infinite difficoltà incontrate e riscontrate durante l'iter universitario hanno posto la personale asticella della sopportazione e pazienza ben oltre le più rosee aspettative. Solo così ho potuto compiere l'intero percorso e superare le difficoltà che via via si presentavano davanti ai miei occhi. Allargo lo spettro dei ringraziamenti ai miei genitori e ai miei nonni per il sostegno, soprattutto economico, senza il quale sarebbe stato pressoché impossibile andare avanti. Ringrazio la mia fidanzata Melissa per la preziosa vicinanza nei momenti di tristezza e di sconforto. Ringrazio i miei amici, in particolar modo Martina per la particolare intesa mentale instauratasi nel corso degli anni e Martin, un concentrato di energia che influenza positivamente chiunque gli stia intorno. Ultimo, ma non ultimo, l'hermano Gianluca, con cui condivido la passione per la Meteorologia e soprattutto le sofferenze per come Essa viene stuprata qui in Italia. Un pensiero speciale anche agli amici di famiglia Bruno e Simona, dei secondi genitori per me. Non dimentico, ovviamente, di ringraziare la relatrice Silvana di Sabatino, con cui si sono avute divergenze e convergenze di pensiero, così come accade nella formazione di bande di nubi convettive; un grazie speciale va anche al correlatore Silvio Davolio per avermi inserito nei meandri di BOLAM e di MOLOCH, senza mai risparmiarsi nel suo dovere di mentore. Se ripenso a tutto il percorso universitario, non posso esimermi dal provare graditudine e stima soprattutto per la dottoressa Chiara Cagnazzo ed il professor Vincenzo Levizzani; la loro onestà intellettuale è stato un monito affinché continuassi a perseverare nel mio modus operandi. Ed infine (so di essere stato prolisso, ma avevo necessità di esprimere quello che sentivo) un ringraziamento ai miei nemici. Senza di loro non sarei diventato quello che sono, approfondendo in tal modo la conoscenza di me stesso così come suggerito da Aristotele (autore peraltro del primo trattato di Meteorologia nella storia).

Bibliografia

- Arakawa, A. and Lamb, V. R. (1977). Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model. *General circulation models of the atmosphere*, **17**, 173–265.
- Billet, S. and Toro, E. (1997). On the accuracy and stability of explicit schemes for multidimensional linear homogeneous advection equations. *Journal of Computational Physics*, **131**(1), 247–250.
- Blackadar, A. K. (1962). The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, **67**(8), 3095–3102.
- Bonaldo, D., Bucchignani, E., Nirca, I., Pomaro, A., Ricchi, A., Sclavo, M., and Carniel, S. (2018). Wind and waves assessment in the adriatic sea in a severe climate change scenario. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 20, page 15886.
- Bougeault, P. and Lacarrere, P. (1989). Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Monthly Weather Review*, **117**(8), 1872–1890.
- Buzzi, A., Fantini, M., Malguzzi, P., and Nerozzi, F. (1994). Validation of a limited area model in cases of mediterranean cyclogenesis: surface fields and precipitation scores. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **53**(3-4), 137–153.
- Campbell, L. S., Steenburgh, W. J., Veals, P. G., Letcher, T. W., and Minder, J. R. (2016). Lake-effect mode and precipitation enhancement over the tug hill plateau during owles iop2b. *Monthly Weather Review*, **144**(5), 1729–1748.
- Camuffo, D. (1981). Fluctuations in wind direction at venice, related to the origin of the air masses. *Atmos. Environ*, **15**(9).

- Camuffo, D. (1990). Acidic precipitation research in Italy. In *Acidic precipitation*, pages 229–265. Springer.
- Cesini, D., Morelli, S., and Parmiggiani, F. (2004). Analysis of an intense bora event in the Adriatic area. *Natural Hazards and Earth System Science*, **4**(2), 323–337.
- Charnock, H. (1955). Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **81**(350), 639–640.
- Chen, S.-H. and Lin, Y.-L. (2005a). Effects of moist Froude number and cape on a conditionally unstable flow over a mesoscale mountain ridge. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **62**(2), 331–350.
- Chen, S.-H. and Lin, Y.-L. (2005b). Orographic effects on a conditionally unstable flow over an idealized three-dimensional mesoscale mountain. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **88**(1-2), 1–21.
- Chu, C.-M. and Lin, Y.-L. (2000). Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems in a two-dimensional conditionally unstable flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **57**(23), 3817–3837.
- Colle, B. A. (2004). Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries: An idealized modeling perspective. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **61**(5), 588–606.
- Dai, Y., Wang, L., Yao, T., Li, X., Zhu, L., and Zhang, X. (2018). Observed and simulated lake effect precipitation over the Tibetan Plateau: an initial study at Nam Co Lake. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **123**(13), 6746–6759.
- Davolio, S., Stocchi, P., Benetazzo, A., Böhm, E., Riminucci, F., Ravaoli, M., Li, X.-M., and Carniel, S. (2015). Exceptional bora outbreak in winter 2012: Validation and analysis of high-resolution atmospheric model simulations in the northern Adriatic area. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **71**, 1–20.
- Davolio, S., Henin, R., Stocchi, P., and Buzzi, A. (2017). Bora wind and heavy persistent precipitation: atmospheric water balance and role of air–sea fluxes over the Adriatic Sea. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **143**(703), 1165–1177.

- Durrán, D. R. (1986). Another look at downslope windstorms. part i: The development of analogs to supercritical flow in an infinitely deep, continuously stratified fluid. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **43**(21), 2527–2543.
- Durrán, D. R. (2003). Downslope winds.
- Fujisaki-Manome, A., Fitzpatrick, L. E., Gronewold, A. D., Anderson, E. J., Lofgren, B. M., Spence, C., Chen, J., Shao, C., Wright, D. M., and Xiao, C. (2017). Turbulent heat fluxes during an extreme lake-effect snow event. *Journal of Hydrometeorology*, **18**(12), 3145–3163.
- Grisogono, B. and Belušić, D. (2009). A review of recent advances in understanding the mesoand microscale properties of the severe bora wind. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, **61**(1), 1–16.
- Holroyd III, E. W. (1971). Lake-effect cloud bands as seen from weather satellites. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **28**(7), 1165–1170.
- Jurčec, V. (1981). On mesoscale characteristics of bora conditions in yugoslavia. In *Weather and Weather Maps*, pages 640–657. Springer.
- Kain, J. S. (2004). The kain–fritsch convective parameterization: an update. *Journal of applied meteorology*, **43**(1), 170–181.
- Kain, J. S. and Fritsch, J. M. (1993). Convective parameterization for meso-scale models: The kain–fritsch scheme. In *The representation of cumulus convection in numerical models*, pages 165–170. Springer.
- Kraljević, L. and Grisogono, B. (2006). Sea-surface temperature effects on 3d bora-like flow. *Meteorologische Zeitschrift*, **15**(2), 169–177.
- Laird, N. F., Kristovich, D. A., and Walsh, J. E. (2003a). Idealized model simulations examining the mesoscale structure of winter lake-effect circulations. *Monthly weather review*, **131**(1), 206–221.
- Laird, N. F., Walsh, J. E., and Kristovich, D. A. (2003b). Model simulations examining the relationship of lake-effect morphology to lake shape, wind direction, and wind speed. *Monthly weather review*, **131**(9), 2102–2111.
- Lehmann, R. (1993). On the choice of relaxation coefficients for davies’ lateral boundary scheme for regional weather prediction models. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **52**(1-2), 1–14.

- Lin, Y.-L., Chiao, S., Wang, T.-A., Kaplan, M. L., and Weglarz, R. P. (2001). Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Weather and forecasting*, **16**(6), 633–660.
- Malguzzi, P. and Tartagione, N. (1999). An economical second-order advection scheme for numerical weather prediction. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **125**(558), 2291–2303.
- Malguzzi, P., Grossi, G., Buzzi, A., Ranzi, R., and Buizza, R. (2006). The 1966 “century” flood in italy: A meteorological and hydrological revisitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **111**(D24).
- Miglietta, M. and Buzzi, A. (2004). A numerical study of moist stratified flow regimes over isolated topography. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, **130**(600), 1749–1770.
- Miglietta, M. M. and Rotunno, R. (2009). Numerical simulations of conditionally unstable flows over a mountain ridge. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **66**(7), 1865–1885.
- Miglietta, M. M. and Rotunno, R. (2012). Application of theory to simulations of observed cases of orographically forced convective rainfall. *Monthly Weather Review*, **140**(9), 3039–3053.
- Miglietta, M. M. and Rotunno, R. (2014). Numerical simulations of sheared conditionally unstable flows over a mountain ridge. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **71**(5), 1747–1762.
- Monin, A. and Obukhov, A. (1954). Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, **151**(163), e187.
- Morcrette, J.-J. (1991). Radiation and cloud radiative properties in the european centre for medium range weather forecasts forecasting system. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **96**(D5), 9121–9132.
- Niziol, T. A. (1987). Operational forecasting of lake effect snowfall in western and central new york. *Weather and Forecasting*, **2**(4), 310–321.
- Niziol, T. A., Snyder, W. R., and Waldstreicher, J. S. (1995). Winter weather forecasting throughout the eastern united states. part iv: Lake effect snow. *Weather and Forecasting*, **10**(1), 61–77.

- Nuissier, O., Ducrocq, V., Ricard, D., Lebeaupin, C., and Anquetin, S. (2008). A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern france. i: Numerical framework and synoptic ingredients. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **134**(630), 111–130.
- Orlandi, E., Fierli, F., Davolio, S., Buzzi, A., and Drofa, O. (2010). A nudging scheme to assimilate satellite brightness temperature in a meteorological model: Impact on representation of african mesoscale convective systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, **136**(647), 462–474.
- Rothrock, H. (1969). *An aid in forecasting significant lake snows*. US Department of Commerce, Environmental Science Services Administration
- Schultz, D. M. (1999). Lake-effect snowstorms in northern utah and western new york with and without lightning. *Weather and forecasting*, **14**(6), 1023–1031.
- Smith, R. B. (1985). On severe downslope winds. *Journal of the atmospheric sciences*, **42**(23), 2597–2603.
- Smith, R. B. (1987). Aerial observations of the yugoslavian bora. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **44**(2), 269–297.
- Smith, R. B. and Sun, J. (1987). Generalized hydraulic solutions pertaining to severe downslope winds. *Journal of the atmospheric sciences*, **44**(20), 2934–2939.
- Steiger, S. M., Hamilton, R., Keeler, J., and Orville, R. E. (2009). Lake-effect thunderstorms in the lower great lakes. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **48**(5), 889–902.
- Stravisi, F. (1977). Bora driven circulation in northern adriatic. *BOLLETTINO DI GEOFISICA TEORICA E APPLICATA*, **19**, 95–102.
- Stull, R. (2000). *Meteorology for scientists and engineers*. Brooks/Cole.
- Tamiya, H. (1972). Chronology of pressure patterns with bora on the adriatic coast. *Climatological Notes, Hosei Univ*, **10**, 52–63.
- Tardy, A. (2000). *Lake effect and lake enhanced snow in the Champlain Valley of Vermont*. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration

- Tettamanti, R., Malguzzi, P., and Zardi, D. (2002). Numerical simulation of katabatic winds with a non-hydrostatic meteorological model. *Polar Atmos*, **1**, 1–95.
- Tomažič, Š., Ličer, M., and Žagar, D. (2018). Numerical modelling of mercury evasion in a two-layered adriatic sea using a coupled atmosphere-ocean model. *Marine pollution bulletin*, **135**, 1164–1173.
- Toro, E. (1989). A weighted average flux method for hyperbolic conservation laws. *Proc. R. Soc. Lond. A*, **423**(1865), 401–418.
- Toro, E. (1992). The weighted average flux method applied to the euler equations. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **341**(1662), 499–530.
- Veals, P. G., Steenburgh, W. J., and Campbell, L. S. (2018). Factors affecting the inland and orographic enhancement of lake-effect precipitation over the tug hill plateau. *Monthly Weather Review*, **146**(6), 1745–1762.
- Whiteman, C. D. (2000). *Mountain meteorology: fundamentals and applications*. Oxford University Press.
- Wright, D. M., Posselt, D. J., and Steiner, A. L. (2013). Sensitivity of lake-effect snowfall to lake ice cover and temperature in the great lakes region. *Monthly Weather Review*, **141**(2), 670–689.
- YOSHINO, M. M., MITSUI, K., YOSHINO, M. T., YOSHIMURA, M., URUSHIBARA, K., UEDA, S., OWADA, M., and NAKAMURA, K. (1974). A study on the bora region on the adriatic coast of yugoslavia by means of wind-shaped trees. *Geographical Review of Japan*, **47**(3), 155–164.
- Zampieri, M., Malguzzi, P., and Buzzi, A. (2005). Sensitivity of quantitative precipitation forecasts to boundary layer parameterization: a flash flood case study in the western mediterranean. *Natural Hazards and Earth System Science*, **5**(4), 603–612.