

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

**Analisi modellistica di un intenso ciclone di  
tipo tropicale nel Mediterraneo (7-8  
novembre 2014): predicibilità,  
caratteristiche termodinamiche e confronto  
con osservazioni da satellite**

**Relatore:**  
Prof. Vincenzo Levizzani

**Presentata da:**  
Giulio Monte

**Correlatori:**  
Dott. Silvio Davolio  
Dott. Mario Marcello Miglietta

**Sessione I**  
**Anno Accademico 2015/2016**

*A mio fratello,  
e ai miei genitori.*

## Sommario

Il lavoro di tesi riguarda lo studio dettagliato di un ciclone di tipo tropicale (*tropical like cyclone*, TLC) verificatosi nel Canale di Sicilia nel novembre 2014, realizzato attraverso un'analisi modellistica effettuata con i modelli BOLAM e MOLOCH (sviluppati presso il CNR-ISAC di Bologna) e il confronto con osservazioni. Nel primo capitolo è fornita una descrizione generale dei cicloni tropicali e dei TLC, indicando come la formazione di questi ultimi sia spesso il risultato dell'evoluzione di cicloni extratropicali baroclini nel Mediterraneo; sono identificate le aree geografiche con i periodi dell'anno maggiormente soggetti all'influenza di questi fenomeni, riportando un elenco dei principali TLC verificatisi nel Mediterraneo negli ultimi tre decenni e lo stato dell'arte sullo studio di questi eventi. Nel secondo capitolo sono descritte le modalità di implementazione delle simulazioni effettuate per il caso di studio e presentati i principali prodotti dell'analisi modellistica e osservazioni da satellite. Il terzo capitolo si apre con la descrizione della situazione sinottica e l'analisi osservativa con immagini Meteosat e rilevazioni radar che hanno permesso di ricostruire la traiettoria osservata del TLC. In seguito, viene dapprima fornito l'elenco completo delle simulazioni numeriche, quindi sono presentati alcuni dei più importanti risultati ottenuti, dai quali emerge che la previsione della traiettoria e intensità del TLC differisce notevolmente dalle osservazioni. Tenendo conto della bassa predicibilità che ha caratterizzato l'evento, nel quarto capitolo è descritto il metodo usato per ricostruire in modo ottimale la traiettoria, utilizzando spezzoni da varie simulazioni, che ha permesso un confronto più realistico con i dati osservati e un'analisi dei processi fisici. Nel quinto capitolo sono riportati i principali risultati di alcuni test mirati a valutare l'impatto di aspetti legati all'implementazione delle simulazioni e altre forzanti fisiche.

# Indice

<b>Introduzione</b>	<b>1</b>
<b>1 Cicloni tropicali e Medicane</b>	<b>3</b>
1.1 Cicloni tropicali: caratteristiche, formazione e aree geografiche di influenza . . . . .	3
1.2 Cicloni di tipo tropicale nel Mediterraneo . . . . .	6
1.2.1 Caratteristiche climatologiche del Mediterraneo: dai cicloni extratropicali ai TLC . . . . .	6
1.2.2 Genesi dei <i>medicane</i> , caratteristiche e aree di formazione . . . . .	10
1.2.3 I <i>medicane</i> più importanti fino ad oggi . . . . .	11
1.3 Stato dell'arte sullo studio dei <i>medicane</i> . . . . .	13
<b>2 Modelli e strumenti diagnostici</b>	<b>15</b>
2.1 Il modello idrostatico BOLAM . . . . .	15
2.1.1 Dinamica di BOLAM: le equazioni del modello . . . . .	16
2.1.2 Le parametrizzazioni in BOLAM . . . . .	17
2.1.3 Dominio di BOLAM e caratteristiche delle simulazioni . . . . .	22
2.2 Il modello non idrostatico MOLOCH . . . . .	24
2.2.1 Caratteristiche di MOLOCH . . . . .	24
2.2.2 Le parametrizzazioni in MOLOCH . . . . .	25
2.2.3 Dominio di MOLOCH e caratteristiche delle simulazioni . . . . .	25
2.3 Prodotti in output dell'analisi modellistica . . . . .	26
2.3.1 Algoritmo di <i>tracking</i> . . . . .	26
2.3.2 Diagrammi di Hart . . . . .	28
2.4 Il modello di trasferimento radiativo RTTOV . . . . .	30
2.4.1 Caratteristiche generali . . . . .	30
2.5 Immagini da satellite . . . . .	30
2.5.1 Caratteristiche generali dei satelliti Meteosat . . . . .	30
2.5.2 Evento del novembre 2014: confronti con il MSG-3 (Meteosat-10) . . . . .	31
<b>3 Il ciclone mediterraneo di tipo tropicale del novembre 2014</b>	<b>34</b>
3.1 Analisi sinottica . . . . .	34
3.2 Analisi osservativa . . . . .	40
3.2.1 Ricostruzione della traiettoria e mappa delle fulminazioni . . . . .	40
3.2.2 Immagini del MSG-3 . . . . .	42
3.2.3 Immagini da radar . . . . .	45

3.3	Analisi modellistica dell'evento . . . . .	47
3.3.1	Risultati delle simulazioni di BOLAM . . . . .	47
3.3.2	Risultati delle simulazioni di MOLOCH . . . . .	52
<b>4</b>	<b>Ricostruzione delle caratteristiche del Medicane attraverso l'analisi modellistica</b>	<b>55</b>
4.1	Descrizione del metodo . . . . .	55
4.2	Traiettoria e intensità del ciclone . . . . .	57
4.2.1	Diagrammi di Hart . . . . .	59
4.3	Transizione tropicale: 04 UTC del 7 novembre . . . . .	60
4.3.1	Confronti RTTOV-satellite, sezioni verticali e struttura del campo di PV . . . . .	64
4.4	Fase di pieno sviluppo: 12 UTC del 7 novembre . . . . .	68
4.4.1	Confronti RTTOV-satellite, sezioni verticali e struttura del campo di PV . . . . .	70
4.5	Passaggio su Malta: 17 UTC del 7 novembre . . . . .	75
4.5.1	Confronti RTTOV-satellite, sezioni verticali e struttura del campo di PV . . . . .	75
4.6	Fase conclusiva: 03 UTC dell'8 novembre . . . . .	80
4.6.1	Confronti RTTOV-satellite, sezioni verticali e struttura del campo di PV . . . . .	80
<b>5</b>	<b>Test di sensibilità: risoluzione orizzontale, condizioni iniziali e al contorno, orografia ed SST</b>	<b>85</b>
5.1	Impatto della risoluzione orizzontale: MOLOCH a 1 km . . . . .	85
5.2	Impatto delle condizioni iniziali . . . . .	87
5.2.1	Scelta e <i>setup</i> dei run . . . . .	87
5.2.2	Istante iniziale . . . . .	87
5.2.3	Evoluzione delle simulazioni . . . . .	87
5.2.4	Circolazione in quota alla mesoscala: confronti con RTTOV . . . . .	89
5.2.5	Sezioni verticali e diagrammi di Hart . . . . .	93
5.3	Impatto delle condizioni al contorno . . . . .	97
5.4	Influenza dell'orografia . . . . .	98
5.5	Temperatura superficiale del mare . . . . .	100
	<b>Conclusioni</b>	<b>102</b>
	<b>Bibliografia</b>	<b>105</b>
	<b>Ringraziamenti</b>	<b>109</b>

# Elenco delle figure

1.1	Instabilità baroclinica: fronte caldo e fronte freddo . . . . .	7
1.2	Cicloni tropicali ed extratropicali . . . . .	8
1.3	Frequenza dei TLC tra il 1945 e il 2001 . . . . .	9
2.1	Dominio d'integrazione iniziale di BOLAM . . . . .	22
2.2	Dominio d'integrazione "allargato" di BOLAM . . . . .	23
2.3	Dominio d'integrazione di MOLOCH . . . . .	26
2.4	Algoritmo di <i>tracking</i> della traiettoria . . . . .	27
2.5	Esempio di due diagrammi di Hart . . . . .	29
2.6	Funzioni peso della radiazione nei canali IR di SEVIRI . . . . .	32
3.1	Rianalisi GFS del 6 novembre alle 00 UTC . . . . .	35
3.2	Rianalisi GFS del 7 novembre alle 00 UTC . . . . .	36
3.3	Campo di vorticità potenziale a 300 hPa del 7 novembre alle 00 UTC . . . . .	37
3.4	Rianalisi GFS dell'8 novembre alle 00 UTC . . . . .	38
3.5	Campo di temperatura a 500 hPa . . . . .	39
3.6	Immagine MODIS nel campo del visibile . . . . .	40
3.7	Ricostruzione della traiettoria . . . . .	41
3.8	Mappa delle fulminazioni . . . . .	41
3.9	Immagini nell'infrarosso: confronto tra le 13 UTC e le 17 UTC del 7 novembre . . . . .	43
3.10	Immagini nel vapor d'acqua: confronto tra WV 6.2 $\mu\text{m}$ e 7.3 $\mu\text{m}$ . . . . .	43
3.11	Radar dell'Aeroporto Internazionale di Malta . . . . .	46
3.12	Radar del Dipartimento Nazionale di Protezione Civile . . . . .	46
3.13	Traiettoria in BOLAM (1) . . . . .	48
3.14	Intensità in BOLAM (1) . . . . .	49
3.15	Traiettoria e intensità in BOLAM (2) . . . . .	49
3.16	Diagrammi di Hart: IFS20141107-0000 . . . . .	50
3.17	Sezioni verticali: IFS20141107-0000 . . . . .	51
3.18	Traiettoria in MOLOCH (1) . . . . .	52
3.19	Intensità in MOLOCH (1) . . . . .	53
3.20	Traiettoria e intensità in MOLOCH (2) . . . . .	53
3.21	Diagrammi di Hart: <i>nesting</i> del MOLOCH in IFS20141107-0000 . . . . .	54
4.1	Discontinuità nel primo istante di "raccordo" nella ricostruzione della traiettoria del ciclone . . . . .	57
4.2	Ricostruzione modellistica della traiettoria del ciclone e confronto con quella osservata . . . . .	58

4.3	Ricostruzione modellistica dell'intensità del ciclone . . . . .	59
4.4	Diagrammi di Hart della ricostruzione modellistica . . . . .	60
4.5	Campi di MSLP e GPH a 500 hPa alle 18 UTC del 6 novembre e alle 00 UTC del 7 novembre . . . . .	61
4.6	Campi di MSLP e GPH a 500 hPa alle 04 UTC del 7 novembre . . .	62
4.7	Campo di vento a 300 hPa alle 04 UTC del 7 novembre . . . . .	62
4.8	Campo di vorticità potenziale a 300 hPa alle 04 UTC del 7 novembre	63
4.9	Canale nel vapor d'acqua di RTTOV e di MSG-3: confronto delle immagini alle 04 UTC del 7 novembre . . . . .	65
4.10	Sezioni verticali alle 04 UTC del 7 novembre . . . . .	66
4.11	Campo di umidità relativa a 700 hPa alle 04 UTC del 7 novembre . .	67
4.12	Campo tridimensionale di vorticità potenziale alle 04 UTC del 7 novembre . . . . .	67
4.13	Campi di MSLP e GPH a 500 hPa alle 12 UTC del 7 novembre . . .	68
4.14	Campo di vento a 300 hPa alle 12 UTC del 7 novembre . . . . .	69
4.15	Canale nel vapor d'acqua di RTTOV e di MSG-3: confronto delle immagini alle 12 UTC del 7 novembre . . . . .	71
4.16	Canale nell'infrarosso di RTTOV e di MSG-3: confronto delle im- magini alle 12 UTC del 7 novembre . . . . .	72
4.17	Sezioni verticali alle 12 UTC del 7 novembre . . . . .	73
4.18	Campo tridimensionale di vorticità potenziale alle 12 UTC del 7 novembre . . . . .	74
4.19	Campi di MSLP e GPH a 500 hPa alle 17 UTC del 7 novembre . . .	75
4.20	Canale nell'infrarosso di RTTOV e di MSG-3: confronto delle im- magini alle 17 UTC del 7 novembre . . . . .	76
4.21	Riflettività radar alle 16.57 UTC del 7 novembre . . . . .	77
4.22	Sezioni verticali alle 17 UTC del 7 novembre . . . . .	78
4.23	Campo tridimensionale di vorticità potenziale alle 17 UTC del 7 novembre . . . . .	79
4.24	Campi di MSLP e GPH a 500 hPa alle 03 UTC dell'8 novembre . . .	80
4.25	Canale nell'infrarosso di RTTOV e di MSG-3: confronto delle im- magini alle 03 UTC dell'8 novembre . . . . .	81
4.26	Riflettività radar alle 03 UTC dell'8 novembre . . . . .	82
4.27	Sezioni verticali alle 03 UTC dell'8 novembre . . . . .	83
4.28	Campo tridimensionale di vorticità potenziale alle 03 UTC dell'8 novembre . . . . .	84
5.1	Risoluzione orizzontale a 1 km: traiettoria e intensità . . . . .	86
5.2	Traiettoria e intensità del ciclone: confronto tra BOL-IFS e le pre- visioni del modello IFS . . . . .	88
5.3	Diversa condizione iniziale: traiettoria e intensità . . . . .	89
5.4	Diversa condizione iniziale: confronti con RTTOV alle 04 UTC . . .	90
5.5	Diversa condizione iniziale: confronti con RTTOV alle 08 UTC . . .	90
5.6	Diversa condizione iniziale: confronti con RTTOV alle 15 UTC . . .	91
5.7	Diversa condizione iniziale: RTTOV alle 19 UTC . . . . .	91
5.8	Diversa condizione iniziale: confronti con RTTOV alle 21 UTC . . .	92

5.9	Diversa condizione iniziale: sezioni verticali alle 04 UTC del 7 novembre . . . . .	93
5.10	Diversa condizione iniziale: diagrammi di Hart . . . . .	95
5.11	Diagrammi di Hart: previsioni del modello globale IFS . . . . .	96
5.12	Impatto delle BC: traiettoria e intensità . . . . .	98
5.13	Influenza dell'orografia: MSLP e GPH a 500 hPa . . . . .	99
5.14	Test con diversa SST: traiettoria e intensità . . . . .	101

## **Sigle e Acronimi**

**ASCII** American Standard Code for Information Interchange

**BOLAM** BOlogna Limited Area Model

**BT** Brightness Temperature

**CAPE** Convective Available Potential Energy

**CISK** Conditional Instability of the Second Kind

**CNR-ISAC** Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima del Consiglio Nazionale delle Ricerche

**ECMWF** European Centre for Medium-range Weather Forecasts

**EUMETSAT** EUropean Organisation for the Exploitation of METeorological SATellites

**GFS** Global Forecast System

**GPH** Geopotential Height

**HRI** High Resolution Image

**IBC** Initial and Boundary Conditions

**IFS** Integrated Forecasting System

**IR** Infra Red

**ITCZ** Inter-Tropical Convergence Zone

**LAM** Limited Area Model

**LAPS** Local Analysis and Prediction System

**METEOSAT** METEOrological SATellite

**MHF** Model History File

**MODIS** MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer

**MOLOCH** MOdello LOCALE in Hybrid coordinates

**MSG** Meteosat Second Generation

**MSLP** Mean Sea Level Pressure

**NCAR** National Center for Atmospheric Research

**NCEP** National Center for Environmental Prediction

**NWP SAF** Satellite Applications Facility for Numerical Weather Prediction

**PV** Potential Vorticity

**PVU** Potential Vorticity Units

**RAM** Random Access Memory

**RISKMED** Weather RISK Reduction in the Central and Eastern MEDiterranean

**RH** Relative Humidity

**RTTOV** Radiative Transfer for TOVs

**SEVIRI** Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager

**SSP** Sub Satellite Point

**SST** Sea Surface Temperature

**TIROS** Television Infrared Observation Satellite

**TLC** Tropical Like Cyclone

**TOV** Tiros Operational Vertical Sounder

**UTC** Coordinated Universal Time

**WAF** Weighted Average Flux

**WEFAX** WEather FAXimile

**WISHE** Wind-Induced Surface Heat Exchange

**WRF-ARW** Weather Research and Forecasting-Advanced Research WRF

**WV** Water Vapour

# Introduzione

Il lavoro di tesi riguarda lo studio del ciclone di tipo tropicale che ha interessato il Canale di Sicilia ed alcune isole del Mediterraneo tra il 7 e l'8 novembre 2014. L'evento meteorologico ha assunto particolare rilevanza non tanto per la gravità dei danni ad esso riconducibili (si è sviluppato infatti prevalentemente sul mare), quanto per la prolungata permanenza delle caratteristiche tropicali che ne fa uno dei casi più duraturi verificatisi nel bacino del Mediterraneo negli ultimi decenni e per la bassa predicibilità della sua evoluzione che si è manifestata persino su *range* temporali di sole 24 ore.

Per l'azione concomitante di diverse cause sia di natura prettamente termodinamica che di origine dinamica, l'area del Mediterraneo è di frequente soggetta a questi particolari fenomeni che, nel corso del loro sviluppo, assumono caratteristiche barotropiche. Per questo motivo e per il loro aspetto caratterizzato da nubi spiraleggianti attorno ad un "occhio" centrale, questi cicloni mediterranei vengono accomunati ai veri e propri cicloni tropicali e definiti, alle nostre latitudini, con l'acronimo TLC (Tropical Like Cyclone) o con il termine *medicane* (MEDiterranean hurriCANE). In letteratura, studi sistematici di questi eventi sono comparsi da quando si è reso possibile il monitoraggio satellitare, a partire dalla seconda metà degli anni Settanta del secolo scorso, e nel corso degli ultimi tre decenni sono stati documentati diversi cicloni di tipo tropicale che si sono originati e sviluppati nell'area in questione.

Il caso presentato in questo lavoro costituisce l'ultimo esempio di TLC di una certa intensità che si è verificato in ordine cronologico. L'analisi del ciclone ha richiesto uno studio approfondito che permettesse di evidenziarne in primo luogo le caratteristiche più importanti per poterlo classificare secondo i criteri convenzionalmente riconosciuti, quindi, attraverso l'analisi modellistica, di avanzare delle ipotesi circa la sua formazione e indagare in maniera accurata i meccanismi che hanno condotto al suo pieno sviluppo.

La ricostruzione più attendibile della traiettoria, ricavata mediante le poche rilevazioni effettuate dalle stazioni meteorologiche di alcune località situate lungo il percorso del ciclone e con l'ausilio di immagini da radar e da satellite, mostra come il ciclone abbia seguito una traiettoria da Ovest a Est nel Mediterraneo, transitando sull'isola di Malta per poi deviare verso Nord, compiendo una caratteristica traiettoria circolare in corrispondenza delle coste orientali della Sicilia nella notte dell'8 novembre. E' proprio quest'ultima fase quella risultata meno riproducibile in ambito previsionale.

Lo studio dell'evento è stato principalmente condotto effettuando sull'area geografica d'interesse varie simulazioni numeriche, realizzate con i due modelli meteorolo-

gici sviluppati presso l'Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR-ISAC) di Bologna:

- il modello idrostatico BOLAM (Bologna Limited Area Model) con una risoluzione orizzontale di 8.3 km e 50 livelli verticali;
- il modello non idrostatico MOLOCH (MOdello LOCALE in Hybrid coordinates) con una risoluzione orizzontale di 2.2 km e 50 livelli verticali.

In un tale approccio operativo, l'elemento di prioritaria importanza utilizzato per validare i risultati ottenuti è rappresentato dal loro confronto con le elaborazioni di dati da satellite, in grado di garantire una copertura totale ed una ricostruzione adeguata dal punto di vista fenomenologico in presenza di questi eventi, che si sviluppano principalmente sul mare.

Per ultimo, il reperimento dei dati di pressione rilevati durante il passaggio del TLC in corrispondenza delle poche stazioni meteorologiche ubicate su alcune isole minori e le osservazioni di riflettività radar hanno costituito un ulteriore importante elemento di raffronto nell'analisi delle simulazioni.

# Capitolo 1

## Cicloni tropicali e Medicane

Questo capitolo fornisce una breve descrizione delle caratteristiche principali che contraddistinguono i veri e propri cicloni tropicali ed un'analisi qualitativa dei più importanti *medicane* che hanno interessato il bacino del Mediterraneo, grazie alla quale si è reso possibile attuare una classificazione dei diversi eventi e identificare i fattori alla base della loro formazione, nonché le particolari condizioni che permettono il mantenimento delle caratteristiche barotropiche.

All'interno della comunità scientifica, l'origine e lo sviluppo di questi fenomeni rappresentano da decenni argomenti oggetto di studio, che hanno portato a definire alcuni criteri condivisi per l'identificazione dei *medicane*.

La differenza probabilmente più sostanziale rispetto ai meccanismi che portano alla formazione dei cicloni tropicali è data dal fatto che in quasi tutti i *medicane* documentati si è rilevata la presenza di un disturbo precursore di natura baroclinica, che precede la comparsa delle caratteristiche tropicali. Il ciclone, pertanto, tende ad acquistare le tipiche caratteristiche barotropiche per effetto delle particolari condizioni favorevoli allo sviluppo di intensa convezione riscontrate nella bassa troposfera.

### 1.1 Cicloni tropicali: caratteristiche, formazione e aree geografiche di influenza

Un ciclone tropicale designa un sistema di bassa pressione che si sviluppa a scala sinottica, in assenza di frontogenesi, al di sopra dei mari posti alle latitudini intertropicali. Esso è contraddistinto da un'intensa circolazione ciclonica dei venti ben definita sul piano orizzontale e da un'elevata attività convettiva organizzata attorno alla zona centrale (*eyewall*), che si manifesta nella formazione di imponenti strutture nuvolose a forte sviluppo verticale (Homar et al., 2003 [21]). Il centro del ciclone (corrispondente all'area di raggiungimento del valore minimo di pressione al suolo) è invece sede del cosiddetto "occhio", ossia quella zona di assenza di nubi e di relativa calma dei venti che si estende fino in medio-alta troposfera facilmente distinguibile nelle immagini satellitari, in quanto sede di moti discendenti (subsidenza) che inibiscono la condensazione.

In base alla velocità  $v$  del vento in superficie, è consuetudine operare la seguente distinzione:

## 1.1. CICLONI TROPICALI: CARATTERISTICHE, FORMAZIONE E AREE GEOGRAFICHE DI INFLUENZA

---

- per  $v < 17$  m/s (61 km/h), si parla di “depressioni tropicali”;
- per  $17$  m/s  $\leq v < 33$  m/s, si parla di “tempeste tropicali”;
- per  $v \geq 33$  m/s (118 km/h), si parla di “uragani”.

Quest’ultimo termine, in realtà, è propriamente usato per indicare i cicloni tropicali solo in determinate aree geografiche (nel Nord Atlantico, nell’Oceano Pacifico nordorientale ad Est della linea di cambiamento di data e in quello meridionale ad Est di 160°E); in altri luoghi del mondo sono utilizzate denominazioni differenti (tifoni lungo le coste del Pacifico in Asia e in parte dell’Oceania, cicloni nell’area dell’Oceano Indiano, *willy-willies* in Australia, ecc), sebbene dal punto di vista delle caratteristiche dinamiche e termodinamiche le varie tipologie siano del tutto equivalenti. Al di là della diversa terminologia in funzione della collocazione geografica, la scala Saffir-Simpson del 1969 (tabella 1.1) permette una classificazione oggettiva di tali fenomeni in base alla loro intensità e alla gravità dei danni arrecati nelle zone interessate. Questi eventi si sviluppano, generalmente, se si riscontrano

**Tabella 1.1:** Scala Saffir-Simpson.

Categoria	Velocità del vento (km/h)	Impatto
1	119-153	minimo
2	154-177	moderato
3	178-208	forte
4	209-251	fortissimo
5	> 251	disastroso

alcune condizioni ambientali favorevoli, le più importanti delle quali sono:

- presenza di acque oceaniche con una temperatura di almeno 26°C;
- atmosfera potenzialmente instabile;
- presenza di strati relativamente umidi in media troposfera;
- distanza minima di almeno 500 km dall’Equatore, in modo che la forza di Coriolis sia debole ma non trascurabile;
- esistenza di un disturbo preesistente in superficie con un grado sufficiente di vorticità e convergenza (ad esempio, generato dal decadimento di sistemi extratropicali);
- bassi valori ( $\leq 10$  m/s) di *shear* verticale del vento tra la superficie e gli strati atmosferici in alta troposfera.

Nella fase di crescita del sistema sul disturbo preesistente, l’attività convettiva che si sviluppa al suo interno rilascia nell’ambiente circostante notevoli quantità di calore latente che provocano un aumento della temperatura negli strati troposferici medio-alti, determinando una divergenza netta dell’aria in alta quota ed il

conseguente calo della pressione alla superficie. Le calde acque oceaniche sottostanti forniscono continuamente la quantità di calore necessaria, contribuendo al mantenimento del cuore caldo in grado di alimentare l'attività del ciclone. Inoltre, l'attrito superficiale tende a bilanciare le altre forze agenti sul sistema nello strato limite, limitando in parte lo sviluppo in intensità del ciclone ma incrementando, allo stesso tempo, il flusso di calore verso il centro del ciclone. Esistono due approcci teorici fondamentali che tentano di spiegare l'intensificazione ed il mantenimento dei cicloni tropicali:

- **teoria CISK** (Conditional Instability of the Second Kind; Charney ed Eliassen, 1964 [9]): la convergenza dei venti nei bassi strati innesca la convezione che porta alla formazione di nubi cumuliformi con rilascio di calore latente. Ciò fa a sua volta aumentare il gradiente barico e la convergenza creando un *feedback* positivo. Al termine del processo, l'energia termica è convertita in energia meccanica, ossia nei venti che si sviluppano attorno al ciclone. Questa teoria non tiene conto, tuttavia, dell'importanza dei flussi di calore alla superficie (Emanuel, 1991 [18]) ed è stata integrata dalla WISHE;
- **teoria WISHE** (Wind-Induced Surface Heat Exchange; Emanuel, 1986 [17]): considera il ciclone tropicale come un sistema chiuso simile ad una macchina di Carnot nella quale avviene sistematicamente la conversione del calore in energia meccanica. In questa visione, il ciclo energetico in un ciclone maturo segue, nell'ordine, un processo di espansione isoterma (con il trasferimento di entalpia dalla superficie del mare sotto forma di calore latente), un'espansione adiabatica (in cui avviene il rilascio del calore latente in seguito alla condensazione), una compressione isoterma (in cui l'aria discende in bassa troposfera perdendo calore per irraggiamento) ed una compressione adiabatica (l'aria giunge fino in superficie conservando il suo momento angolare e l'entropia).

Nella piena fase matura, un ciclone tropicale può essere considerato come un vortice a simmetria assiale in equilibrio idrostatico e rotazionale; la circolazione ciclonica raggiunge il massimo sviluppo vicino alla superficie (dove si registrano i venti più intensi) e cala d'intensità con la quota, divenendo di tipo anticiclonico in alta troposfera. Questa configurazione è legata all'esistenza del cuore caldo al centro del vortice, in accordo con l'equazione di vento termico (si veda la (2.14) del secondo capitolo). La circolazione trasversale è termodinamicamente diretta (eccetto nelle vicinanze dell' "occhio" del ciclone) e consiste in un flusso d'aria entrante in uno strato con spessore di 1-2 km dalla superficie, una colonna ascendente all'interno dell'*eyewall*, con la tipica formazione delle bande nuvolose spiraleggianti che si estendono anche fino al limite della troposfera, ed un flusso uscente in uno strato sottile all'altezza della tropopausa.

I cicloni tropicali si formano esclusivamente nella fascia di latitudine compresa tra  $\pm 5$  e  $\pm 20$  gradi a seconda del periodo dell'anno, denominata "zona di convergenza intertropicale", ITCZ (Inter-Tropical Convergence Zone) e corrispondente all'area di confluenza dei venti periodici che soffiano con direzione opposta costante

da entrambi gli emisferi. Essi si originano sulle calde acque oceaniche e, dal momento che seguono il percorso dell'ITCZ, in particolari periodi dell'anno possono interagire con i sistemi sinottici delle medie latitudini (soprattutto nell'emisfero boreale) che ne provocano un'ulteriore deviazione verso latitudini significativamente più alte rispetto ai luoghi d'origine, causando situazioni di grave impatto su zone della terraferma densamente popolate. E' possibile individuare una stagionalità annuale che scandisce regolarmente le fasi di sviluppo e di massima attività dei cicloni nelle diverse aree geografiche:

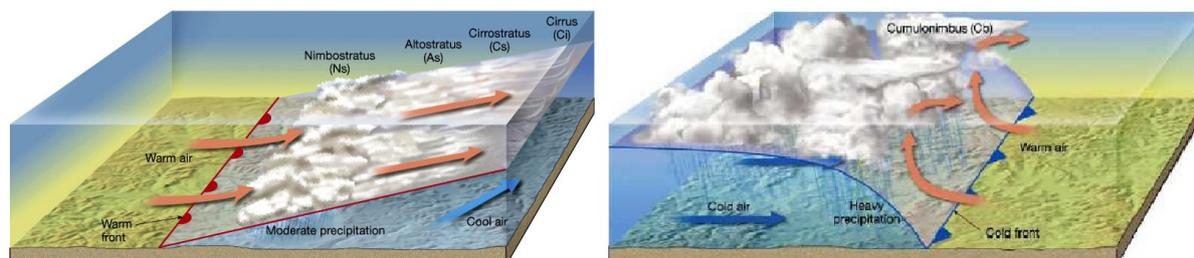
- nell'Atlantico settentrionale, gli uragani si concentrano principalmente nel semestre giugno-novembre, con un picco massimo di frequenza tra la fine di agosto e l'intero mese di settembre;
- nel Pacifico nordorientale, il periodo di attività massima è più esteso ma comunque simile a quello atlantico;
- il Pacifico nordoccidentale è generalmente interessato dai cicloni tropicali per l'intera durata dell'anno, con il minimo di frequenza in febbraio ed il picco in settembre;
- nell'Oceano Indiano settentrionale, i cicloni sono più frequenti tra aprile e dicembre, con picchi in maggio e novembre;
- nell'emisfero meridionale, l'attività più intensa dei cicloni si registra tra la fine di ottobre ed il mese di maggio, con il picco massimo tra la metà di febbraio e le prime settimane di marzo (estate australe).

## 1.2 Cicloni di tipo tropicale nel Mediterraneo

### 1.2.1 Caratteristiche climatologiche del Mediterraneo: dai cicloni extratropicali ai TLC

Il bacino del Mediterraneo presenta un esteso sviluppo zonale nella fascia delle medie latitudini compresa approssimativamente tra i 30°N e i 45°N. Pur rientrando quasi interamente nell'area di influenza delle correnti occidentali, con un clima che in linea generale può essere definito di tipo temperato, questa notevole estensione determina delle differenze termiche piuttosto marcate tra la parte meridionale e quella settentrionale del bacino, che tendono ad amplificarsi specie durante il semestre freddo. Inoltre, la particolare conformazione che ne fa un bacino "chiuso" e la presenza di numerose catene montuose generalmente disposte in direzione trasversale rispetto ai flussi atmosferici prevalenti, rendono il Mediterraneo un'area geografica contraddistinta da caratteristiche meteo-climatiche peculiari. E' noto, infatti, che le acque del Mediterraneo presentano temperature superficiali sistematicamente più alte rispetto a quelle dell'Oceano Atlantico a parità di latitudine; così come la complessa orografia che circonda il bacino ha l'effetto di alterare il campo di pressione in superficie nelle situazioni in cui il flusso sinottico impatta contro i rilievi, mediante il tipico fenomeno della "ciclogenesi sottovento", che interessa, ad esempio, la catena delle Alpi (Buzzi e Tibaldi, 1978 [4]) e dei Pirenei.

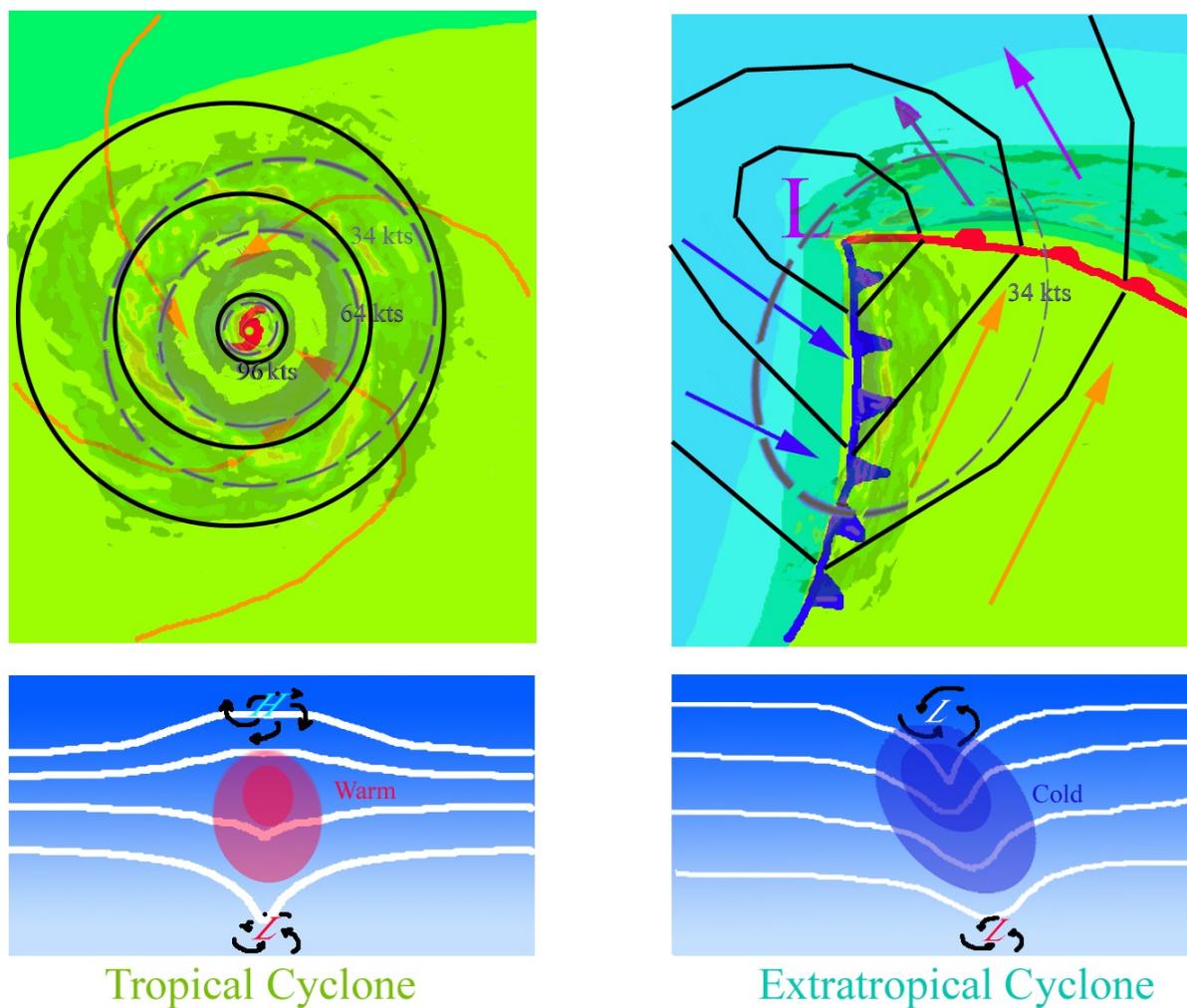
A causa della sua latitudine, il bacino del Mediterraneo è di frequente interessato dal passaggio di cicloni extratropicali che si originano sul ramo ascendente delle onde di Rossby presenti solitamente in aperto Atlantico; essi rappresentano la manifestazione più evidente dell'instabilità baroclina e si distinguono, in fase matura, per la presenza simultanea delle zone frontali che segnano il confine delle masse d'aria con caratteristiche termodinamiche differenti (fig. 1.1).



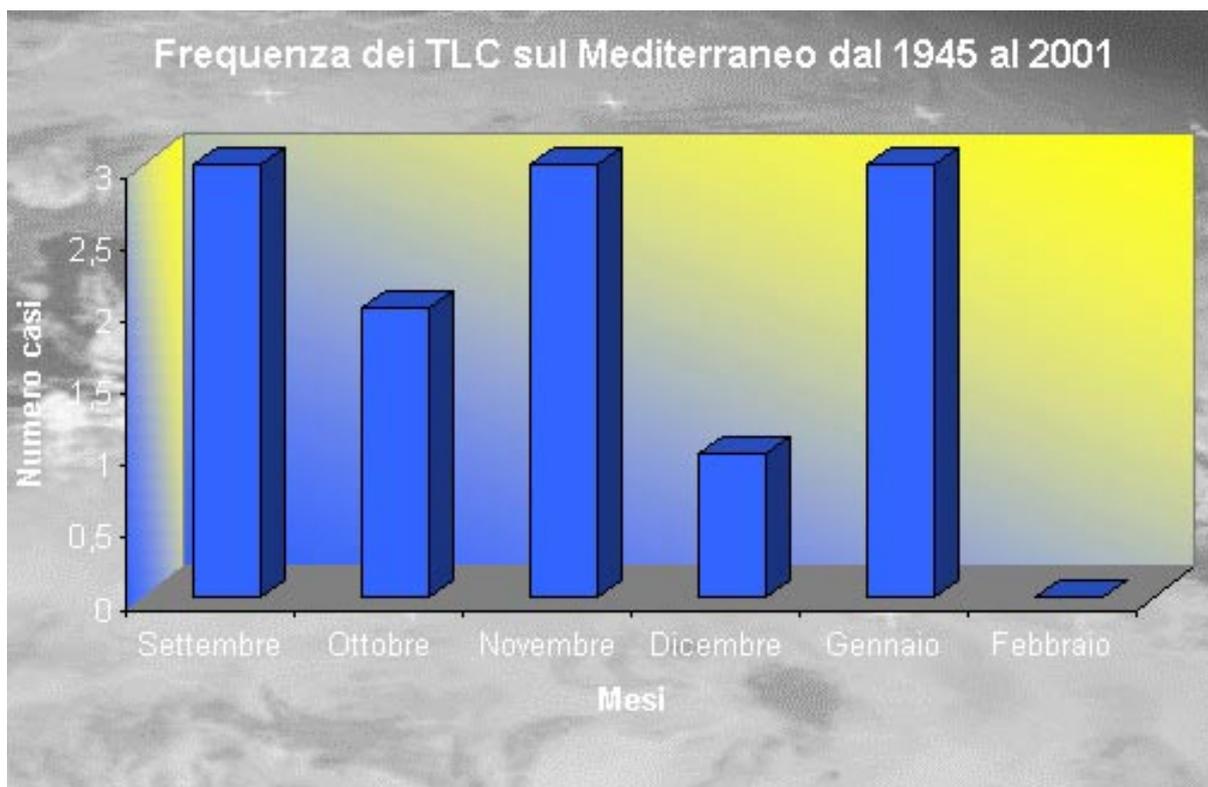
**Figura 1.1:** Sezione tridimensionale del fronte caldo (a sinistra) e del fronte freddo (a destra); sono mostrati i sistemi nuvolosi associati e il verso di avanzamento delle superfici frontali [http://digilander.libero.it/cedarmas/scienze%20terra%20-%20atmosfera/atmosfera.html].

In questo quadro generale, i cicloni di tipo tropicale che talvolta interessano l'area mediterranea rappresentano una particolarità degna di nota, oggetto di numerosi studi supportati sia dalla meteorologia satellitare che dalla modellistica numerica. A differenza dei cicloni extratropicali, i *medicane* non sono supportati dall'instabilità baroclina, ma si autosostengono per il rilascio di calore latente in seguito alla convezione che si sviluppa sulle acque del Mediterraneo; l'occorrenza dei *medicane* mostra un picco di frequenza nella stagione autunnale e nella prima fase dell'inverno (fig. 1.3). A tal proposito, il meccanismo di formazione sembrerebbe essere rappresentato dalla notevole differenza termica esistente tra le masse d'aria in alta troposfera in arrivo nel bacino e le acque superficiali del Mediterraneo, che determina lo sviluppo di intensi flussi di calore latente e sensibile.

Per cause legate alla circolazione a grande scala, in autunno-inverno l'area mediterranea è spesso soggetta ad afflussi di aria più fredda dall'Atlantico o di origine subpolare, costretti a scorrere al di sopra di acque ancora piuttosto calde per il calore accumulatosi durante l'estate, esaltando in questo modo i flussi di calore alla superficie ed, eventualmente, l'instabilità convettiva.



**Figura 1.2:** Sopra: differenze più evidenti nei campi in superficie tra un ciclone di tipo tropicale (a sinistra) ed extratropicale (a destra); le aree colorate indicano la temperatura (isoterma blu di 15°C, verde-blu di 20°C e verde di 25°C), le linee tratteggiate indicano le isotachie del vento e quelle solide le isobare. Sotto: mappe verticali di pressione, anomalia di temperatura, circolazione in superficie e in alta troposfera [<http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/A7.html>].



**Figura 1.3:** Frequenza mensile dei TLC nel bacino del Mediterraneo durante il semestre autunno-inverno dal 1945 al 2001 [<http://www.tornadoit.org/ciclmed3.htm>].

### 1.2.2 Genesi dei *medicane*, caratteristiche e aree di formazione

Il fattore di innesco dei cicloni di tipo tropicale nel Mediterraneo è da ricercarsi nell'eccesso di energia termica accumulata dalle acque marine, ovvero nel disequilibrio termico tra atmosfera e mare. Tale energia viene rapidamente trasformata, sotto forma di energia cinetica, in un intenso moto vorticoso dell'aria con minima dispersione nei moti traslazionali, essendo la struttura quasi isolata dall'ambiente circostante.

Condizione fondamentale per la loro nascita è la presenza di aria calda e prossima alla saturazione nei bassi strati al di sopra della superficie del mare. Come già accennato, per innescare la convezione che porta alla liberazione in troposfera di notevoli quantità di energia, è necessaria la formazione di un'area di convergenza nei bassi strati che determini lo sviluppo di moti ascendenti. In presenza di ciclogenese con caratteristiche barocline, la transizione a TLC può avvenire per i seguenti motivi:

- interazione con un ramo del getto polare in quota (Chaboureaud et al., 2012 [8]);
- rilascio di calore latente e flussi dalla superficie (Miglietta et al., 2008 [26]);
- presenza di un'anomalia di vorticità potenziale, PV (Potential Vorticity), e conseguente interazione con gli strati in bassa troposfera (Reale e Atlas, 2001 [36]).

Il raffreddamento causato dall'espansione adiabatica della massa d'aria umida in ascesa determina la condensazione del vapor d'acqua in essa contenuto, con il conseguente rilascio del calore latente di condensazione ed un riscaldamento dello strato atmosferico interessato. Questo aumento della temperatura ambientale provoca un'ulteriore ascesa della massa d'aria che, raggiungendo il livello di convezione libera, può rilasciare l'instabilità presente in atmosfera. Tale processo continua finché è disponibile un continuo rifornimento di calore e vapore dai bassi strati (collegato alla presenza del ciclone sul mare).

Le fasi principali nell'attività di un ciclone mediterraneo possono essere sintetizzate nei seguenti punti:

1. si crea un'onda termica iniziale, con una regione di aria calda e umida ben definita e localizzata nel settore sudorientale della depressione al suolo, in questa fase i venti sono deboli
2. con l'innesco della convezione, ha inizio l'ascesa dell'aria caldo-umida, i venti iniziano ad intensificarsi attorno alla neonata depressione al suolo
3. durante lo sviluppo del ciclone, si crea un "cuore" centrale con aria calda e più secca di quella circostante, i venti raggiungono la loro massima intensità e la pressione cala fino a valori molto bassi
4. dopo diverse ore dalla formazione del ciclone al suolo, il "cuore" presenta temperature anche di 6-8°C superiori a quelle dell'aria fredda situata generalmente nel settore nordoccidentale del *medicane*

5. generalmente, l'indebolimento del ciclone è associato al suo transito sulla terraferma

Nella fase di pieno sviluppo, i cicloni mediterranei di tipo tropicale si presentano sostanzialmente come strutture barotropiche a cuore caldo, con un raggio orizzontale anche di alcune centinaia di km ed un'estensione verticale che può arrivare fino in alta troposfera (fig. 1.2). L'esistenza di tali caratteristiche morfologiche, unitamente ai venti molto intensi, al rilevamento del tipico "occhio" nella parte centrale e una disposizione spiraleggiante dei sistemi nuvolosi convettivi intorno al minimo di pressione, rappresentano dei particolari comuni con i cicloni tropicali, da cui la scelta di indicare questi fenomeni con i termini inglesi TLC e *medicane*. Le aree soggette all'azione dei TLC mediterranei sono sede di situazioni di intenso maltempo con un notevole impatto ambientale; i forti venti, a volte superiori alla soglia minima delle tempeste tropicali ( $v \approx 17$  m/s), che in casi eccezionali raggiungono le velocità tipiche di un uragano ( $v \approx 33$  m/s) e le forti precipitazioni sono in grado di creare non pochi disagi e arrecare persino danni strutturali alla navigazione marina e sulle zone costiere direttamente esposte. A fronte di una conoscenza dettagliata dei processi fondamentali che conducono alla formazione dei *medicane*, non si è ancora pervenuti ad un livello previsionale adeguato per questo tipo di fenomeni, in quanto i processi in gioco e la loro interazione non sono ancora del tutto noti, oltre al grado di incertezza dovuto alla non linearità intrinseca del sistema atmosferico e alle scale spazio-temporali coinvolte.

Per quanto riguarda l'identificazione delle aree del Mediterraneo dove questi fenomeni si formano in maniera più frequente, si riconosce un'alta frequenza di formazione dei *medicane* in primo luogo nel Mediterraneo occidentale e nel basso Ionio, seguiti dal mar Libico, dal basso Tirreno e occasionalmente dal mar Egeo e dai bacini nel Mediterraneo orientale (Cavicchia et al., 2014 [6], Tous e Romero, 2013 [39]).

### 1.2.3 I *medicane* più importanti fino ad oggi

L'analisi dei cicloni di tipo tropicale nel bacino del Mediterraneo è un'attività relativamente recente che si è sviluppata in seguito alla diffusione dei primi satelliti meteorologici negli anni Settanta del secolo scorso, anche se risale ai primi anni del decennio successivo uno dei primi tentativi di studio sistematico, relativo a un TLC verificatosi nel gennaio 1982 (Ernst e Matson, 1983 [19]). Ciononostante, anche per i decenni precedenti esistono svariate testimonianze che documentano il verificarsi saltuario di tempeste e fenomeni vorticosi di notevole intensità nella regione Euro-Mediterranea. In tabella 1.2, è riportato un elenco degli eventi di *medicane* occorsi dagli anni Ottanta del XX secolo nell'area geografica in questione (i riferimenti sono tratti dal sito dell'Università delle Isole Baleari [[http://meteo.uib.cat/medicanes/medicanes\\_list.html](http://meteo.uib.cat/medicanes/medicanes_list.html)]):

Tabella 1.2: Elenco completo dei *medicane* negli ultimi decenni.

Caso	Area interessata	Data e ora (UTC) di inizio	Data e ora (UTC) di fine
26 gennaio 1982	/	/	/
28 settembre 1983	Canale di Sicilia	27/09, 05.30	30/09, 17.30
30 dicembre 1984	Mediterraneo centrale	28/12, 20.30	01/01, 00
18 settembre 1985	Mediterraneo centrale	17/09, 12.30	18/09, 16.30
28 ottobre 1985	Mediterraneo centrale	26/10, 06.30	29/10, 17.30
14 dicembre 1985	Mar Ionio	13/12, 06	16/12, 16.30
2 ottobre 1986	Mediterraneo occidentale	30/09, 05	03/10, 14
5 ottobre 1989	Mediterraneo orientale	04/10, 05	07/10, 02
22 agosto 1990	Mediterraneo centrale	22/08, 05.30	24/08, 22.30
14 ottobre 1992	Mediterraneo centrale	12/10, 21	16/10, 00
23 ottobre 1994	Mediterraneo centro-orientale	21/10, 15	25/10, 04
16 gennaio 1995	Mar Ionio	14/01, 12	18/01, 20
28 settembre 1995	Mediterraneo centrale e orientale	27/09, 02	29/09, 15
12 settembre 1996	Mediterraneo occidentale	11/09, 21	13/09, 02.30
7 ottobre 1996	Mediterraneo occidentale e centrale	06/10, 03.30	11/10, 03
10 dicembre 1996	Mediterraneo occidentale	08/12, 00	11/12, 20
26 settembre 1997	Mediterraneo centrale e orientale	24/09, 01.30	28/09, 01
9 settembre 2000	Mediterraneo orientale	07/09, 20	11/09, 20
9 ottobre 2000	Mediterraneo centrale	07/10, 18.30	10/10, 08.30
27 maggio 2003	Mediterraneo occidentale	25/05, 12	28/05, 04.30
17 settembre 2003	Mediterraneo centrale	15/09, 11.30	19/09, 23.30
28 settembre 2003	Mediterraneo centrale	27/09, 18	29/09, 13
18 ottobre 2003	Mediterraneo occidentale	17/10, 00	19/10, 04
3 novembre 2004	Mediterraneo centrale	02/11, 22.12	05/11, 23.57
15 dicembre 2005	Mediterraneo centro-orientale	13/12, 05	16/12, 12.15
1 febbraio 2006	Mediterraneo centrale	31/01, 11.42	03/02, 00.12
26 settembre 2006	Mar Ionio, Basso Adriatico	25/09, 12.42	28/09, 18.12
22 marzo 2007	Mediterraneo centrale	19/03, 14.27	23/03, 17.57
26 ottobre 2007	Mediterraneo occidentale	25/10, 09.12	27/10, 15.12
8 novembre 2011	Mediterraneo occidentale	06/11, 18	09/11, 00

### 1.3 Stato dell'arte sullo studio dei *medicane*

Il dibattito scientifico incentrato sulla formazione e lo sviluppo dei *medicane* si è rivelato acceso fin dall'inizio. Ancora oggi tali fenomeni sono oggetto di numerosi studi e non si è giunti a identificare un'unica modalità generale di sviluppo di questi cicloni, pur avendo descritto diversi meccanismi fisici ad essi associati, che portano alla comparsa e al mantenimento delle caratteristiche tropicali. In questo senso, il verificarsi di ogni singolo *medicane* costituisce una preziosa occasione di studio e rappresenta un punto fondamentale nell'intento di pervenire ad una descrizione di carattere più ampio per questi fenomeni; pertanto, non si può prescindere da un'accurata attività di monitoraggio che coinvolga simultaneamente l'utilizzo dei satelliti e le osservazioni in superficie, ma anche dal curarne la simulazione modellistica facendo affidamento su disponibilità tecnologiche sempre crescenti.

Inizialmente, gli studiosi si sono concentrati sulla raccolta di informazioni e la catalogazione di questi particolari fenomeni, con i primi lavori che prediligevano un approccio di tipo qualitativo attraverso il quale classificare le caratteristiche distintive dei *medicane*. A questo periodo risale il lavoro di Rasmussen e Zick, 1987 [35], relativo allo studio del ciclone mediterraneo verificatosi tra il 27 settembre ed il 1° ottobre 1983; attraverso il movimento delle nubi ricavato da immagini METEOSAT (METEOrological SATellite) nel visibile e nell'infrarosso, gli autori hanno ricostruito l'andamento del vento nei vari livelli isobarici e derivato i campi di vorticità e divergenza, da cui è emersa un'intensa attività convettiva nella zona di formazione del ciclone prima della sua comparsa. Sono state, inoltre, rilevate caratteristiche simili a quello che si osserva nei *polar low*.

Nel decennio successivo si è fatto sempre più ricorso all'utilizzo delle simulazioni modellistiche da affiancare ai dati osservativi, grazie alle potenzialità di calcolo in costante aumento e allo sviluppo dei modelli numerici meteorologici. In questo contesto, si inseriscono i lavori di Lagouvardos et al., 1999 [25] e Pytharoulis et al., 2000 [34] sullo studio del ciclone che ha interessato il Mediterraneo centro-orientale a metà gennaio 1995; in particolare, quest'ultimo lavoro fornisce uno dei primi esempi di test di sensibilità, in cui è stato valutato l'impatto delle condizioni ambientali esterne e l'importanza dei flussi di calore sensibile e latente dalla superficie. Esperimenti simili sono stati condotti anche in Reale e Atlas, 2001 [36] riguardo a due TLC che hanno interessato il bacino occidentale e centrale del Mediterraneo a pochi giorni di distanza l'uno dall'altro nell'ottobre 1996. Dopo un'analisi generale a scala sinottica che ha indagato la possibile influenza esercitata dall'interazione dello *streamer* di PV stratosferica con la PV diabatica negli strati medio-bassi nell'area di sviluppo del ciclone, è stata evidenziata una chiara differenza rispetto ai cicloni tropicali, ovvero la mancanza di una zona con circolazione anticiclonica in alta troposfera.

Dai primi anni Duemila in poi, sono state utilizzate metodologie di studio basate su un approccio *multi-model* combinato con i risultati degli esperimenti di sensibilità per pervenire ad una descrizione in termini probabilistici dei *medicane* oggetto delle analisi. A questo proposito, si ricordano: il lavoro di Homar et al., 2003 [21] sul TLC del settembre 1996 nel Mediterraneo occidentale, nel quale si è evidenziata l'importanza dei flussi di calore latente e della presenza di una saccatura in

quota attraverso le tecniche di inversione della PV e separazione dei fattori, ma non è stato riconosciuto un ruolo diretto né dell'orografia né dei flussi di calore sensibile nella fase di sviluppo del ciclone; i diversi studi sul ciclone del 26 settembre 2006 che ha interessato dapprima la Penisola Salentina e dopo il Gargano condotti da Moscatello et al., 2008 [31] [32], Davolio et al., 2009 [16] nell'ambito del progetto RISKMED (Weather RISK Reduction in the Central and Eastern MEDiterranean, 2006), Miglietta et al., 2008 [26] e 2011 [27]; in Miglietta et al., 2015 [29] è stata valutata l'influenza degli schemi di parametrizzazione implementati nel modello numerico nella simulazione del ciclone, mentre in Chaboureaud et al., 2012 [8] l'evento è stato studiato dal punto di vista dell'interazione con un ramo del getto polare e messo in relazione con la precedente transizione extratropicale dell'uragano Helene in Oceano Atlantico. Parallelamente a questo tipo di studi, si è proceduto al confronto tra i risultati numerici delle simulazioni e quelli ottenuti dalle elaborazioni dei satelliti, con l'implementazione di algoritmi ottenuti combinando i dati in diverse bande spettrali che ha contribuito ad operare un'ulteriore classificazione degli eventi in questione. Tra i numerosi lavori, si ricordano quelli di Claud et al., 2010 [13] in cui i processi legati alla convezione e le aree precipitative di tre cicloni mediterranei in diversi periodi dell'anno sono stati studiati per mezzo di osservazioni satellitari nelle microonde; l'analisi dei principali indici di instabilità attraverso i prodotti del radiometro MSG-SEVIRI e del modello LAPS (Local Analysis and Prediction System) condotta da Conte et al., 2011 [14] nel caso ampiamente studiato del settembre 2006; infine, è da ricordare lo studio di carattere generale effettuato da Miglietta et al., 2013 [28] attraverso un'analisi combinata di risultati del modello WRF-ARW (Weather Research and Forecasting-Advanced Research WRF) con dati nelle microonde su 28 cicloni candidati ad esibire caratteristiche di tipo tropicale, che ha permesso di analizzare i più importanti *medicane* che si sono verificati nel periodo 1999-2012.

# Capitolo 2

## Modelli e strumenti diagnostici

In questo capitolo si descrivono gli strumenti e le metodologie utilizzati per l'analisi del *medicane* del 7-8 novembre 2014, che è stato oggetto di studio in questo lavoro di tesi. Dopo una presentazione generale dei modelli BOLAM e MOLOCH, entrambi sviluppati presso il CNR-ISAC, sono descritte nel dettaglio le modalità con cui sono state eseguite le simulazioni dell'evento e illustrate le caratteristiche più importanti dei prodotti utilizzati. Quindi, è descritto il modello di trasferimento radiativo RTTOV (Radiative Transfer for TOVs) che permette di simulare, a partire dalle variabili del modello, i campi di radianza visti da satellite; RTTOV è utilizzato per confrontare i risultati del modello con i dati di radianza e BT (Brightness Temperature) provenienti dal radiometro SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager) a bordo del MSG-3.

### 2.1 Il modello idrostatico BOLAM

<sup>1</sup> Il modello numerico BOLAM è stato sviluppato a partire dagli anni '90 ed è stato continuamente soggetto a perfezionamenti nel corso degli anni. Esso rappresenta il primo (e, ad oggi, l'unico) esempio di modello LAM (Limited Area Model) interamente sviluppato in Italia. Il modello meteorologico integra numericamente le equazioni primitive che descrivono il moto e la termodinamica dell'atmosfera, allo scopo di prevederne lo stato futuro una volta noti i campi all'istante iniziale (analisi) e le condizioni al contorno sulla cornice del dominio di integrazione. I campi prognostici del modello sono rappresentati su una griglia di punti regolare su un numero discreto di livelli "sigma-ibridi" in verticale, la cui pressione  $P$  è definita da

$$\begin{aligned} P &= P_0\sigma - (P_0 - P_S)\sigma^\alpha, & 0 \leq \sigma \leq 1 \\ \alpha &\leq \frac{P_0}{P_0 - \min(P_S)} \end{aligned} \tag{2.1}$$

dove  $\sigma$  è la coordinata verticale generalizzata, crescente da 0 a 1 procedendo dal *top* al *bottom* dell'atmosfera;  $P_S$  è la pressione superficiale e  $P_0$  il livello di pressione di riferimento di 1000 hPa. Il parametro  $\alpha$  è tipicamente maggiore di 2, anche se

---

<sup>1</sup>Molti riferimenti nella descrizione del modello sono tratti dal Manuale Scientifico e d'uso del CNR-ISAC, 2011 [22]

possono essere necessari valori più bassi in caso di topografia molto elevata; più grande è il valore di  $\alpha$ , maggiore è la rapidità con cui le superfici  $\sigma$  si riducono a superfici quasi orizzontali al crescere della quota. Questa trasformazione di coordinate rende l'orografia terrestre una superficie a coordinata costante, semplificando l'applicazione della condizione cinematica di impenetrabilità del suolo al contorno inferiore (coordinata *terrain following*).

Il modello BOLAM opera su un sistema di coordinate latitudine-longitudine regolare ruotato rispetto a quello geografico, rappresentato su una griglia di tipo C di Arakawa (Arakawa e Lamb, 1977 [1]). La rotazione delle coordinate permette di avere il nuovo equatore che passa in prossimità del centro del dominio di integrazione, riducendo al minimo la disomogeneità della griglia orizzontale dovuta alla convergenza dei meridiani verso il polo. L'utilizzo delle coordinate ruotate impone, nelle fasi di pre e postprocessamento, l'interpolazione dei campi dalla griglia geografica a quella ruotata e viceversa. Inoltre, anche il vettore velocità del vento deve ruotare opportunamente nella trasformazione fra i sistemi di coordinate.

Lo schema numerico di BOLAM è di tipo esplicito e *time split* e richiede la memorizzazione di un solo livello temporale delle variabili prognostiche, riducendo al minimo la RAM (Random Access Memory) necessaria. Lo schema di avvezione, basato sulla tecnica WAF (Weighted Average Flux), è del secondo ordine nello spazio e nel tempo.

### 2.1.1 Dinamica di BOLAM: le equazioni del modello

Le equazioni del modello si dividono in equazioni predittive (contenenti derivate del primo ordine rispetto al tempo) e in relazioni diagnostiche, in cui non compaiono derivate temporali. I principali campi prognostici sono le due componenti orizzontali del vento  $\vec{V} = (u, v)$ , la temperatura assoluta, la pressione al suolo  $P_S$ , l'umidità specifica  $q$ , l'energia cinetica turbolenta e cinque specie microfisiche. Le variabili diagnostiche sono il geopotenziale  $\phi = gz$  e la velocità verticale generalizzata  $\dot{\sigma}$ . Le equazioni del momento orizzontale sono

$$\frac{\partial u}{\partial t} = uv \frac{\tan \varphi}{a} + fv - \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} - \frac{v}{a} \frac{\partial u}{\partial \varphi} - \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \frac{R_d T_V}{a \cos \varphi} \frac{\sigma^\alpha}{P} \frac{\partial P_S}{\partial \lambda} - \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} + \mathbf{K}_u \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u^2 \frac{\tan \varphi}{a} - fu - \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{v}{a} \frac{\partial v}{\partial \varphi} - \dot{\sigma} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{R_d T_V}{a} \frac{\sigma^\alpha}{P} \frac{\partial P_S}{\partial \varphi} - \frac{1}{a} \frac{\partial \phi}{\partial \varphi} + \mathbf{K}_v \quad (2.3)$$

dove  $a$  è il raggio della Terra,  $R_d = 287.05$  J/kg N è la costante specifica per aria secca,  $\lambda$  e  $\varphi$  indicano rispettivamente la longitudine e la latitudine ruotate ed  $f$  rappresenta il parametro di Coriolis calcolato alla latitudine reale non ruotata  $\varphi^*$ :  $f = 2\Omega \sin \varphi^*$ . In coordinate  $\sigma$ , il gradiente di pressione si rappresenta come somma di due contributi.

L'equazione di continuità, in generale, può essere scritta nella forma

$$\partial_t \left( \frac{\partial P}{\partial \sigma} \right) + \partial_x \left( u \frac{\partial P}{\partial \sigma} \right) + \partial_y \left( v \frac{\partial P}{\partial \sigma} \right) + \partial_\sigma \left( \dot{\sigma} \frac{\partial P}{\partial \sigma} \right) = 0 \quad (2.4)$$

Integrando la precedente relazione tra 0 e 1 si ottiene l'equazione per la tendenza della pressione superficiale, dove compaiono i due termini che rappresentano rispettivamente la divergenza del vento e dei flussi di massa.

L'equazione termodinamica per la temperatura virtuale  $T_V$  (legata alla temperatura assoluta), che permette nel calcolo della dinamica la separazione tra i modi di gravità e quelli lenti, risulta

$$\frac{\partial T_V}{\partial t} = -\frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial T_V}{\partial \lambda} - \frac{v}{a} \frac{\partial T_V}{\partial \varphi} - \dot{\sigma} \frac{\partial T_V}{\partial \sigma} + \frac{R_d T_V \omega}{C_P P} + \mathbf{K}_T + \mathbf{F}_T \quad (2.5)$$

dove  $C_P$  è il calore specifico a pressione costante per aria secca ed il termine  $\omega = dP/dt$  prende il nome di "omega-alpha".

L'equazione dell'umidità specifica è

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial q}{\partial \lambda} - \frac{v}{a} \frac{\partial q}{\partial \varphi} - \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} + \mathbf{K}_q + \mathbf{F}_q \quad (2.6)$$

Le relazioni diagnostiche comprendono la relazione idrostatica, la cui integrazione in verticale permette di calcolare il geopotenziale  $\phi$

$$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma} = -R_d T_V \frac{P_0 - \alpha(P_0 - P_S)\sigma^{\alpha-1}}{P} \quad (2.7)$$

e la definizione della velocità verticale generalizzata, che si ricava direttamente dall'equazione di continuità integrando tra 0 e  $\sigma$ .

Infine, il sistema di equazioni è chiuso dalla relazione di stato dei gas perfetti

$$P = \rho R_d T_V, \quad T_V = T \left( 1 + \left( \frac{1}{\varepsilon} - 1 \right) q - q_{CW} - q_{CI} - q_{RAIN} - q_{SNOW} - q_{HAIL} \right) \quad (2.8)$$

dove  $T$  è la temperatura assoluta,  $\rho$  è la densità dell'aria,  $\varepsilon = R_d/R_V$  è il rapporto tra le costanti specifiche per aria secca e umida ed in cui viene tenuto conto del *water loading* o *condensate loading* dovuto alla presenza di acqua liquida o ghiaccio (i termini  $q$  nella 2.8).

I termini " $\mathbf{F}$ " che compaiono nelle (2.5) e (2.6) indicano il contributo alle tendenze temporali dovuto ai processi non adiabatici (detti anche "fisici"), ossia i processi che causano riscaldamento o raffreddamento e cambiamenti di fase dell'acqua. I termini " $\mathbf{K}$ " nelle (2.2), (2.3), (2.5) e (2.6) rappresentano la divergenza dei flussi turbolenti derivante dalla parametrizzazione di tali processi (si vedano la (2.9) e la (2.10)).

### 2.1.2 Le parametrizzazioni in BOLAM

Nel modello sono state introdotte diverse parametrizzazioni fisiche per ottenere una descrizione dei fenomeni che si sviluppano su scale spaziali inferiori al passo di griglia. Tali parametrizzazioni vengono sistematicamente revisionate e, possibilmente, migliorate anche grazie agli avanzamenti negli studi teorici. Gli schemi di parametrizzazione presenti in BOLAM riguardano lo sviluppo di precipitazione e convezione, la radiazione, la turbolenza, il *drag* orografico e i processi del suolo e di superficie.

### Microfisica e convezione

I principali processi descritti dallo schema microfisico sono:

- nucleazione di acqua e ghiaccio di nube;
- condensazione, evaporazione e congelamento di acqua in nube;
- sublimazione e scioglimento di ghiaccio in nube;
- sublimazione di neve e grandine e processi di sublimazione inversa;
- 13 differenti processi di interazione tra le idrometeore (accrescimento, coalescenza, ecc.) che riguardano la pioggia (gelata o no), la neve, la grandine, l'acqua e il ghiaccio di nube;
- scioglimento ed evaporazione delle idrometeore;
- descrizione dei processi di caduta delle idrometeore e calcolo delle corrispondenti velocità terminali, utilizzando uno schema conservativo-diffusivo *backward-upstream*;
- processi di *feedback* termodinamici basati sulla conservazione dell'entalpia.

Per quel che riguarda le situazioni instabili, quando il passo di griglia è maggiore di qualche chilometro, il modello non è in grado di descrivere i fenomeni convettivi che si sviluppano. Per ovviare a questa limitazione, si ricorre ad uno schema di parametrizzazione dei processi convettivi, che interviene quando la colonna sovrastante un punto di griglia è convettivamente instabile. Tale parametrizzazione calcola la condensazione e la precipitazione sull'intera colonna, esaurendo in un numero limitato di passi temporali l'energia potenziale convettiva disponibile, espressa dal CAPE (Convective Available Potential Energy), restituendo all'integrazione esplicita un profilo convettivamente stabile o neutrale. Lo schema adottato è basato sulla parametrizzazione descritta in Kain e Fritsch, 1993 [24] e in Kain, 2004 [23]. Lo schema prende in esame 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, mentre la stabilità viene valutata sollevando una particella d'aria dal livello più basso del modello e confrontando la temperatura virtuale della particella con quella dell'ambiente, ripetendo la procedura 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 suo successivo sollevamento o abbassamento. Tale procedura è ripetuta per tutti i punti della colonna compresi tra la base della nube ed il livello di galleggiamento neutrale. Il risultato finale del processo di riaggiustamento convettivo è quello di raffreddare e seccare i livelli atmosferici più bassi, trasportando allo stesso tempo umidità verso l'alto.

### Radiazione

L'obiettivo del calcolo della radiazione è di ottenere il contributo alla tendenza della temperatura in atmosfera dovuto alla divergenza dei flussi radiativi e i flussi netti alla superficie. In un modello meteorologico, un corretto calcolo del contributo radiativo è importante soprattutto in prossimità del suolo, ai fini del bilancio termico del suolo stesso e degli strati d'aria ad esso adiacenti, oppure in presenza di nubi. In BOLAM, i flussi radiativi sono calcolati con un'applicazione combinata dello schema Ritter-Geleyn (Ritter e Geleyn, 1992 [37]) e dello schema sviluppato presso il centro europeo ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts) di Reading (UK).

Il calcolo dei flussi radiativi nello schema Ritter-Geleyn si basa sulla separazione dei contributi dovuti alla radiazione solare nella banda del visibile da quelli dovuti all'irraggiamento termico del suolo e dell'atmosfera nel campo dell'infrarosso. Lo schema tiene opportunamente conto delle proprietà radiative dei principali componenti atmosferici nelle due bande spettrali ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $O_2$ , nubi d'acqua o di ghiaccio e particelle d'aerosol). Il calcolo della radiazione consiste nel risolvere l'equazione generale del trasferimento radiativo, che ha come parametri la frequenza, l'angolo azimutale, l'albedo di diffusione singola e lo spessore ottico. La soluzione di questa equazione implica integrazioni rispettivamente nell'angolo solido, nello spessore ottico, nell'altezza e nello spettro elettromagnetico, ottenute introducendo una serie di semplificazioni nello schema radiativo.

Nel calcolo dell'effetto delle nubi per gli scambi radiativi, si considera che ciascun strato sia caratterizzato da due diversi insiemi di proprietà ottiche e di flussi, uno relativo a cielo sereno e uno a cielo totalmente nuvoloso. Per quanto riguarda la distribuzione delle nubi, che contribuisce notevolmente alle rapide variazioni dei flussi radiativi, occorre fare delle ipotesi sulla correlazione tra i diversi livelli. In BOLAM 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 dello schema di radiazione Ritter-Geleyn, la presenza o meno di nubi era determinata in funzione dell'umidità relativa locale. La versione implementata in BOLAM è stata modificata in modo tale da assimilare la concentrazione specifica di nubi liquide e di ghiaccio.

Lo schema radiativo ECMWF, più accurato ma molto più pesante dal punto di vista computazionale di quello di Ritter-Geleyn, viene utilizzato una volta ogni 3 computazioni dalla parametrizzazione della radiazione solo su punti alterni, sia in longitudine che in latitudine. Le deviazioni rispetto allo schema di Ritter-Geleyn vengono calcolate ed interpolate spazialmente sui punti mancanti, quindi utilizzate per correggere le tendenze di temperatura all'interno dell'atmosfera ed i flussi superficiali ottenuti nello schema precedente.

### Turbolenza e *drag* orografico

Le equazioni per la diffusione turbolenta di momento e temperatura potenziale (e di qualsiasi altro scalare trasportato dal moto) in atmosfera consistono nella

seguinte decomposizione di Reynolds

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial(\rho \overline{u'_j u'_i})}{\partial x_j} \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial(\rho \overline{u'_j \theta'})}{\partial x_j} \quad (2.10)$$

dove la barra indica la media spaziale calcolata sull'area corrispondente alla singola cella della griglia del modello, e le componenti della velocità del vento e la temperatura potenziale vengono decomposte in parte media (quantità risolta) e fluttuazione, quest'ultima indicata con l'apice:  $u_i = \bar{u}_i + u'_i$ ,  $\theta = \bar{\theta} + \theta'$ .

Nella chiusura E-1 della turbolenza (si veda, per altri modelli di questo tipo, anche il lavoro di Cuxart et al., 2006 [15]), i flussi sono parametrizzati in funzione dei gradienti delle quantità risolte, da cui si ottiene una parametrizzazione della lunghezza di mescolamento (*mixing length*)  $l_m$ . Nel caso stabile, la *mixing length* viene posta uguale alla lunghezza di Blackadar (Blackadar, 1962 [2])

$$l_m = \frac{kz l_{MAX}}{kz + l_{MAX}} \cdot \frac{1}{1 + 12.0 Ri} \quad (2.11)$$

dove  $Ri$  è il numero di Richardson,  $k$  è la costante di von Karman,  $z$  l'altezza e  $l_{MAX}$  il valore massimo della *mixing length*. Nel caso instabile, la turbolenza è caratterizzata da un comportamento non locale; in questo caso, si utilizza la formulazione non locale di *mixing length* utilizzata in Bougeault e Lacarrère, 1989 [3]. Nella parte di atmosfera compresa tra il livello sigma più basso e la superficie, si assume che il rimescolamento turbolento sia il processo fisico dominante, ritenendo valida la teoria di similarità di Monin-Obukhov (Monin e Obukhov, 1954 [30]); si procede quindi al calcolo dei flussi superficiali (noti i valori delle variabili atmosferiche all'ultimo livello), distinguendo il caso di *surface layer* stabile da quello instabile. Il *drag* superficiale è valutato separatamente per superfici di terra e di mare: nel primo caso, la rugosità (*roughness length*) è funzione della vegetazione e della varianza dell'orografia; sul mare, è introdotto il parametro di rugosità di Charnock (Charnock, 1955 [10]), che tiene conto dell'altezza delle onde in funzione della velocità del vento in superficie. Inoltre, è disponibile una parametrizzazione del *drag* associato alla decelerazione dei flussi in presenza di onde orografiche.

### Schema di suolo

Lo schema utilizzato in BOLAM consiste in 4-6 strati di suolo con differente spessore per i quali sono calcolati la temperatura e il contenuto idrico volumetrico. Lo strato più profondo è definito "climatologico", in quanto i valori di temperatura e contenuto idrico sono mantenuti costanti secondo la climatologia esistente. In questo schema, sono riconosciute come variabili prognostiche la temperatura e l'umidità specifica nei livelli di suolo, l'altezza della neve (in m d'acqua equivalente) e la massa d'acqua depositata sulla vegetazione (in kg/m<sup>2</sup> o mm). Le variabili diagnostiche sono invece la frazione di suolo innevato, la temperatura e l'umidità specifica dell'aria alla superficie di contatto. Le parametrizzazioni introdotte nello schema di suolo hanno lo scopo di calcolare il bilancio alla superficie terrestre di

energia, quantità di moto, acqua e neve, il flusso verticale di umidità e calore, gli effetti di vegetazione sulla superficie terrestre (evapo-traspirazione, intercettazione della precipitazione, ecc.) e nel sottosuolo (estrazione dell'acqua da parte delle radici). Il modello di suolo considera, altresì, la distribuzione geografica dei diversi tipi di suolo e descrive i processi di scioglimento e congelamento dell'acqua nel terreno.

### 2.1.3 Dominio di BOLAM e caratteristiche delle simulazioni

Per consentire un'adeguata riproduzione del *medicane* del 7-8 novembre 2014, si è scelto inizialmente di effettuare le simulazioni BOLAM sul dominio di integrazione illustrato in fig. 2.1.

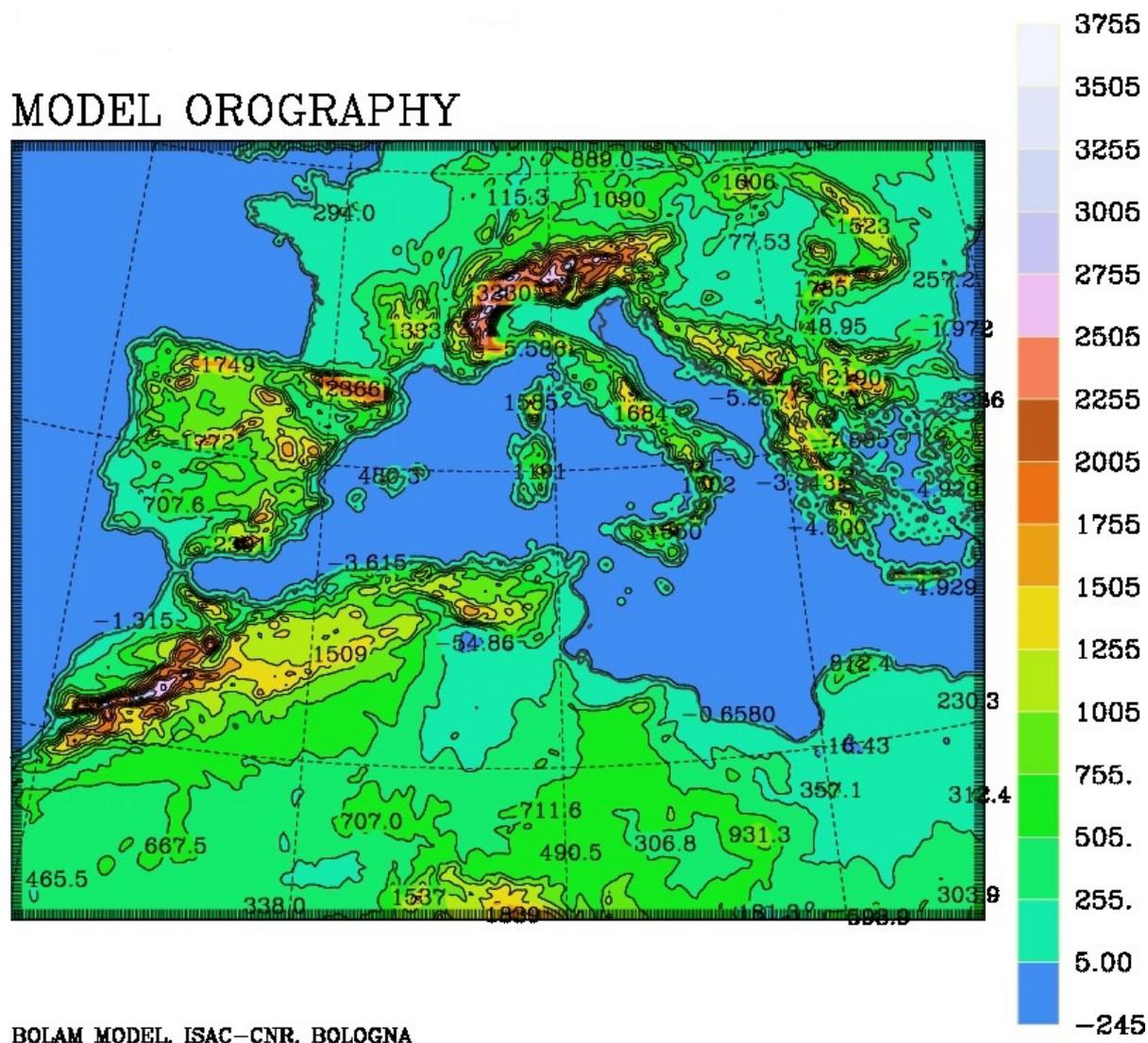


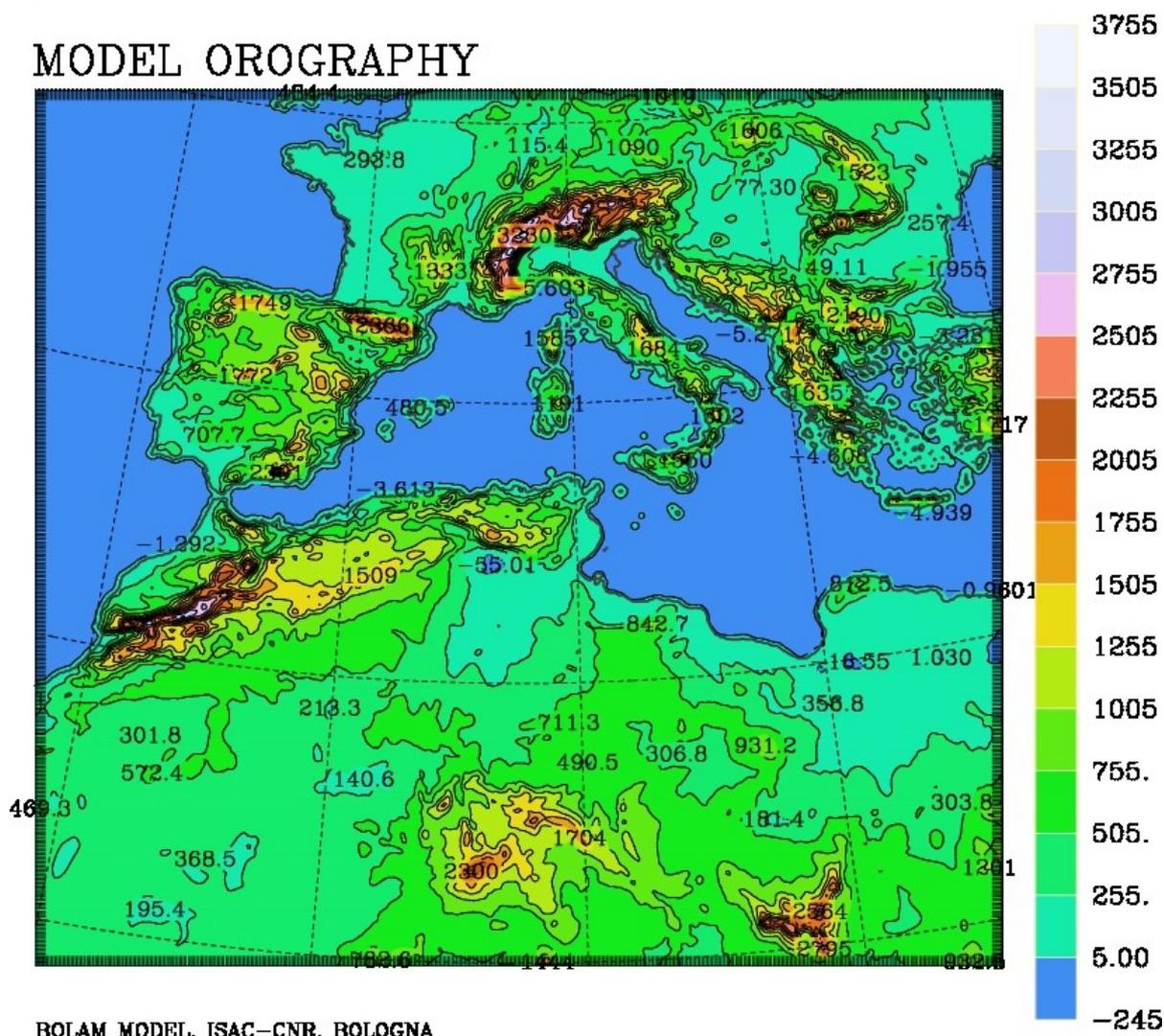
Figura 2.1: Dominio di integrazione scelto per effettuare le simulazioni con BOLAM.

I punti estremi del dominio nelle quattro direzioni cardinali sono collocati circa a:

- 50°N sulla cornice settentrionale;
- 25°E sulla cornice orientale;
- 25°N sulla cornice meridionale;
- 10°W sulla cornice occidentale

con il centro di rotazione posto alle coordinate di  $7.5^{\circ}\text{E}$  in longitudine e  $37.5^{\circ}\text{N}$  in latitudine. Tutte le simulazioni sono state effettuate utilizzando un passo di griglia pari a 8.3 km e 50 livelli verticali.

Successivamente (si veda il capitolo 5), il bordo meridionale del dominio è stato spostato alla latitudine di  $20^{\circ}\text{N}$ , lasciando intatti gli estremi rimanenti e mantenendo fisso il centro di rotazione; il nuovo dominio “allargato” è mostrato in fig. 2.2.



**Figura 2.2:** Dominio di integrazione “allargato” scelto per effettuare sulle simulazioni BOLAM alcuni test di sensibilità (nel capitolo 5).

Le simulazioni sono state inizializzate a diversi istanti con i campi forniti da due modelli numerici globali: il modello americano GFS (Global Forecast System) del centro NCEP (National Center for Environmental Prediction) e il modello IFS (Integrated Forecasting System) del centro europeo ECMWF. Dal punto di vista delle condizioni al contorno, si individuano due modalità di simulazioni:

- run di *forecast*, con condizioni al contorno fornite da previsioni globali, ogni 3 ore, sulla cornice del dominio di integrazione di BOLAM;
- run di *hindcast*, con condizioni al contorno fornite dalle analisi globali, disponibili ogni 6 ore.

In funzione della disponibilità dei dati globali, le simulazioni inizializzate con dati GFS sono state eseguite esclusivamente in modalità *forecast*, mentre quelle inizializzate con dati ECMWF sono state effettuate sia in modalità *forecast* che in modalità *hindcast*.

Dal punto di vista computazionale, le simulazioni sono state effettuate utilizzando il pacchetto “ISAC-MODEL” su piattaforma Linux-Debian, completo dei programmi di pre e postprocessamento. Per poter essere realizzate, tutte le simulazioni necessitano di disporre delle relative condizioni iniziali e al contorno, IBC (Initial and Boundary Conditions), fornite dai modelli numerici globali. Durante il preprocessamento, le IBC vengono interpolate sulla griglia del modello BOLAM e trascritte in *files* binari con formato MHF (Model History File) contenenti i campi meteorologici definiti ad intervalli regolari nel tempo; inoltre, nel preprocessamento vengono letti i *database* relativi alle caratteristiche del suolo. Quindi, ha inizio la fase di integrazione numerica, al termine della quale il modello BOLAM produce un singolo *file* MHF (di formato del tutto identico a quello dei *files* di input) con l’output di ciascuna simulazione. Per il postprocessamento, sono stati utilizzati dei codici FORTRAN in grado di leggere il *file* MHF creato dal pacchetto e generare un *file* ASCII (American Standard Code for Information Interchange) contenente i campi meteorologici interpolati sui livelli isobarici standard, visualizzabile mediante programmi di grafica basati sul pacchetto “NCAR GRAPHICS”, sviluppato presso l’NCAR (National Center for Atmospheric Research) di Boulder (USA).

## 2.2 Il modello non idrostatico MOLOCH

Il modello numerico ad area limitata MOLOCH (sviluppato a partire dal 2002 al CNR-ISAC), utilizzato per effettuare previsioni meteorologiche ad alta risoluzione spaziale, è in grado di descrivere esplicitamente i fenomeni convettivi.

### 2.2.1 Caratteristiche di MOLOCH

Il modello MOLOCH integra nel tempo le equazioni per un’atmosfera non idrostatica e compressibile, con un passo di griglia dell’ordine di 1-2 km. Le condizioni iniziali e al contorno necessarie per l’integrazione numerica sono ottenute dalle previsioni di BOLAM, mediante la tecnica di *nesting*. Le variabili prognostiche:

1. pressione
2. temperatura assoluta
3. umidità specifica

4. componenti orizzontali e verticale della velocità del vento
5. energia cinetica turbolenta
6. cinque specie microfisiche

sono rappresentate in latitudine e longitudine su una griglia ruotata di tipo C di Arakawa (Arakawa e Lamb, 1977 [1]). A differenza di BOLAM, MOLOCH utilizza una diversa coordinata verticale  $\zeta$  di tipo *terrain following*

$$\zeta = H(1 - e^{-\frac{z-h(1-\zeta/H)}{H}}) \quad (2.12)$$

dove  $h$  è l'altezza dell'orografia,  $H = \frac{R_d T_0}{g}$  l'altezza di scala in troposfera,  $R_d$  la costante specifica per aria secca,  $g$  l'accelerazione di gravità e  $T_0$  una temperatura di riferimento. Le equazioni dinamiche del modello sono integrate nel tempo usando uno schema implicito per le onde sonore che si propagano in verticale, mentre per i restanti termini sono utilizzati degli schemi espliciti di tipo *time split*. Come in BOLAM, l'avvezione nelle tre dimensioni è calcolata mediante uno schema euleriano WAF.

### 2.2.2 Le parametrizzazioni in MOLOCH

Anche in questo caso, le principali parametrizzazioni riguardano la radiazione atmosferica, la turbolenza, la microfisica in atmosfera e le caratteristiche del suolo vegetato. Nonostante la similitudine con gli schemi adottati in BOLAM, in MOLOCH sono state introdotte delle correzioni specifiche che tengono conto della maggiore risoluzione del modello. Inoltre, per quanto riguarda la microfisica, esiste anche la possibilità di implementare uno "schema a due momenti".

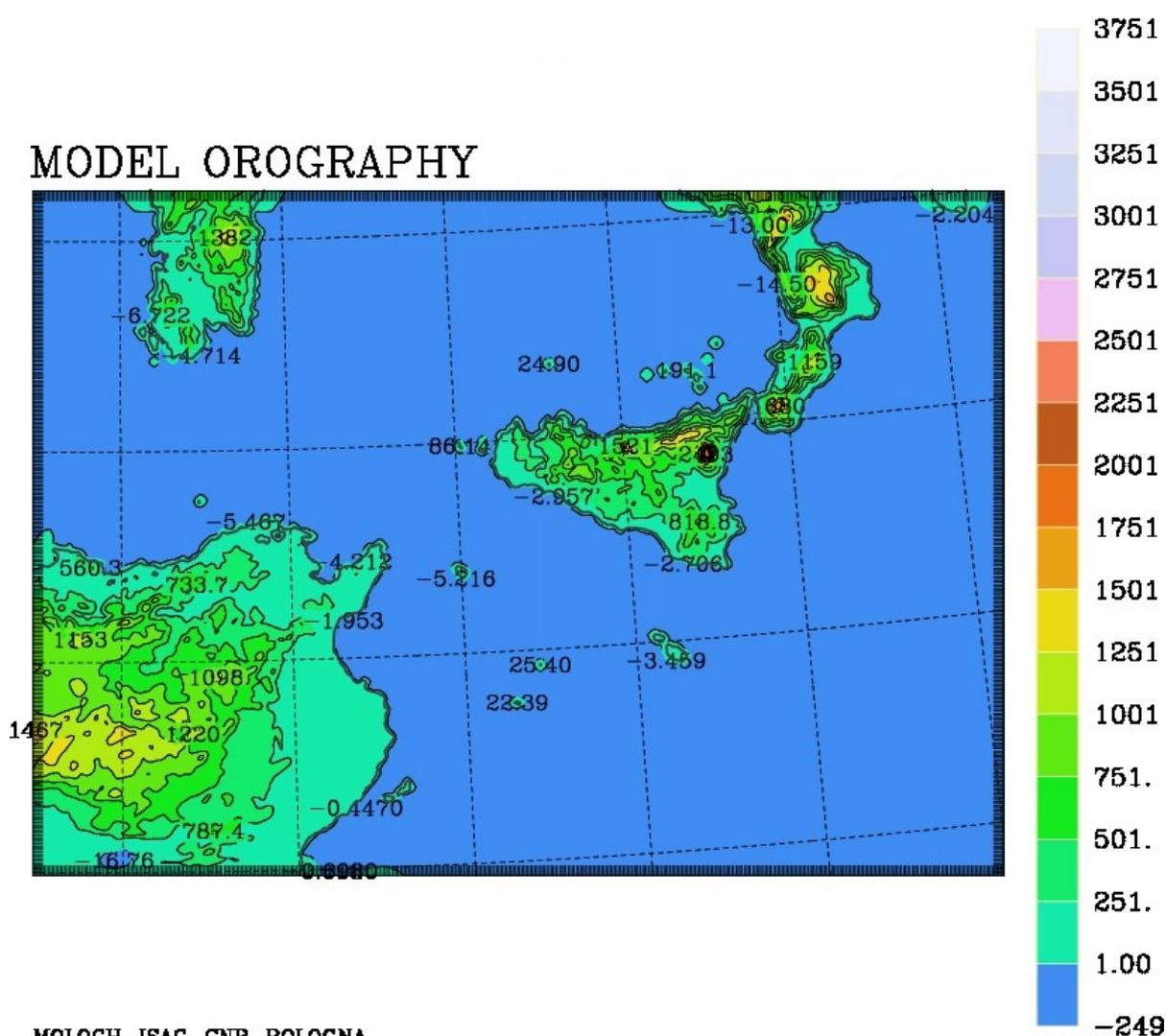
### 2.2.3 Dominio di MOLOCH e caratteristiche delle simulazioni

Il dominio in cui è stato effettuato il *nesting* nel BOLAM per le simulazioni MOLOCH è rappresentato in fig. 2.3.

I punti estremi del dominio nelle quattro direzioni cardinali sono collocati circa a:

- 40°N sulla cornice settentrionale;
- 18°E sulla cornice orientale;
- 34°N sulla cornice meridionale;
- 7°E sulla cornice occidentale.

Tutte le simulazioni sono state compiute utilizzando un passo di griglia pari a 2.2 km e 50 livelli verticali, con il *nesting* nel BOLAM che ha avuto inizio dal terzo istante di integrazione. Per valutare l'impatto di una risoluzione orizzontale più elevata, nel capitolo 5 alcune simulazioni di MOLOCH sono state effettuate con un passo di griglia di 1 km. Anche in questo caso, per le simulazioni riportate nei capitoli successivi è stata rispettata la distinzione tra i run di *forecast* e di *hindcast* descritta in BOLAM.



**Figura 2.3:** Dominio di integrazione di MOLOCH. Le coordinate del centro di rotazione sono identiche a quelle di BOLAM.

## 2.3 Prodotti in output dell'analisi modellistica

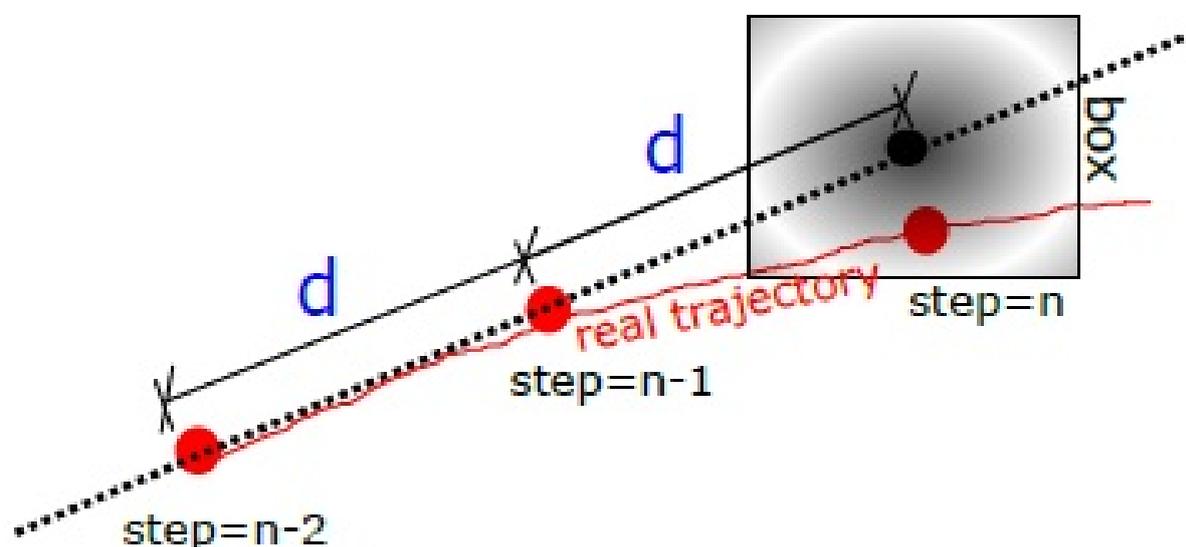
Dall'elaborazione delle variabili in output delle simulazioni, si è potuto effettuare una ricostruzione della traiettoria e dell'intensità del ciclone, mediante l'utilizzo di un apposito algoritmo di *tracking*, e la realizzazione dei diagrammi di Hart (Hart, 2003 [20]), che hanno consentito di classificare le caratteristiche termodinamiche del ciclone nei vari istanti delle simulazioni.

### 2.3.1 Algoritmo di *tracking*

L'algoritmo di *tracking* utilizzato per seguire il minimo di pressione al suolo, MSLP (Mean Sea Level Pressure) è quello sviluppato da Cioni (Cioni, 2014 [11] e Cioni et al., 2016 [12]), che si basa su un'estrapolazione lineare del minimo di MSLP. In fase

iniziale, è necessario definire una regione (di dimensioni arbitrarie) sul dominio di integrazione, scelta in modo che al suo interno si trovi il valore minimo di MSLP; quindi, gli step necessari per l'implementazione dell'algoritmo sono, nell'ordine:

1. al primo istante, l'algoritmo ricerca il minimo solo sui punti di griglia in mare all'interno della regione
2. al secondo istante, l'algoritmo effettua una nuova ricerca del minimo di MSLP seguendo gli stessi criteri che sono stati esposti nel punto precedente
3. dal terzo istante in poi, l'algoritmo effettua la ricerca del minimo in una regione (di dimensioni arbitrarie) centrata nel punto collocato sulla semiretta che interseca le coordinate delle due posizioni trovate in precedenza. L'ipotesi di fondo per legittimare l'estrapolazione lineare si basa sull'assunzione che il centro del ciclone si sposti a velocità costante



**Figura 2.4:** Rappresentazione schematica dell'algoritmo di *tracking* utilizzato per ricostruire la traiettoria del ciclone nelle varie simulazioni [11] [12].

### 2.3.2 Diagrammi di Hart

Il secondo prodotto ricavato dal postprocessamento dell'output dei modelli permette di riconoscere lo stato termodinamico del ciclone in uno spazio dei parametri a tre dimensioni mediante i diagrammi di Hart. Essi sono dei grafici formati da una coppia di assi cartesiani su cui sono riportati i valori di alcune grandezze che definiscono nel loro insieme il particolare stato termodinamico in cui si trova il ciclone ad un dato istante.

L'intensità del gradiente termico orizzontale, più o meno evidente nei cicloni extratropicali, tende a variare nel tempo in funzione dello stato di sviluppo. Pertanto, l'eventuale natura frontale di un ciclone può essere descritta introducendo il parametro di asimmetria  $B$ , che caratterizza lo spessore tra le superfici isobariche in bassa troposfera relativamente al moto del ciclone. Esso si esprime in metri ed è definito come

$$B = h(\overline{\phi_{600hPa} - \phi_{900hPa}} |_{\text{R}} - \overline{\phi_{600hPa} - \phi_{900hPa}} |_{\text{L}}) \quad (2.13)$$

dove  $\phi$  è l'altezza di geopotenziale, R (L) si riferiscono alla posizione destra (sinistra) rispetto al moto di avanzamento del ciclone, la barra orizzontale sulle quantità indica la media areale sul "raggio di esplorazione",  $R_{ex}$  ed  $h$  è un intero pari a +1 nell'emisfero settentrionale. A fronte dei numerosi criteri proposti in letteratura (Hart, 2003 [20], Miglietta et al., 2013 [28], Picornell et al., 2014 [33]) per la scelta più appropriata di  $R_{ex}$ , nella tesi il valore del "raggio di esplorazione" del ciclone è stato fissato a 100 km (scelto in base al confronto con le immagini da satellite e quelle di riflettività radar) per le simulazioni effettuate con BOLAM e a 50 km (a causa della più elevata risoluzione orizzontale) per quelle con MOLOCH. In base ai valori assunti dal parametro di asimmetria  $B$ , è possibile operare la seguente distinzione:

- $B \gg 0 \rightarrow$  sviluppo di un ciclone extratropicale avente natura frontale ed asimmetria termica;
- $B \simeq 0 \rightarrow$  fase matura di un ciclone tropicale con simmetria termica

con la soglia minima proposta da Hart (Hart, 2003 [20]) per distinguere la fase tropicale da quella asimmetrica pari a  $B = 10$  m.

Dalle relazioni di vento termico,

$$\mathbf{V}_g(z_2) - \mathbf{V}_g(z_1) = \frac{R}{f} \ln\left(\frac{p_1}{p_2}\right) \mathbf{k} \times \nabla \bar{T} = \frac{1}{f} \mathbf{k} \times \nabla(\phi_2 - \phi_1) \equiv \mathbf{V}_T \quad (2.14)$$

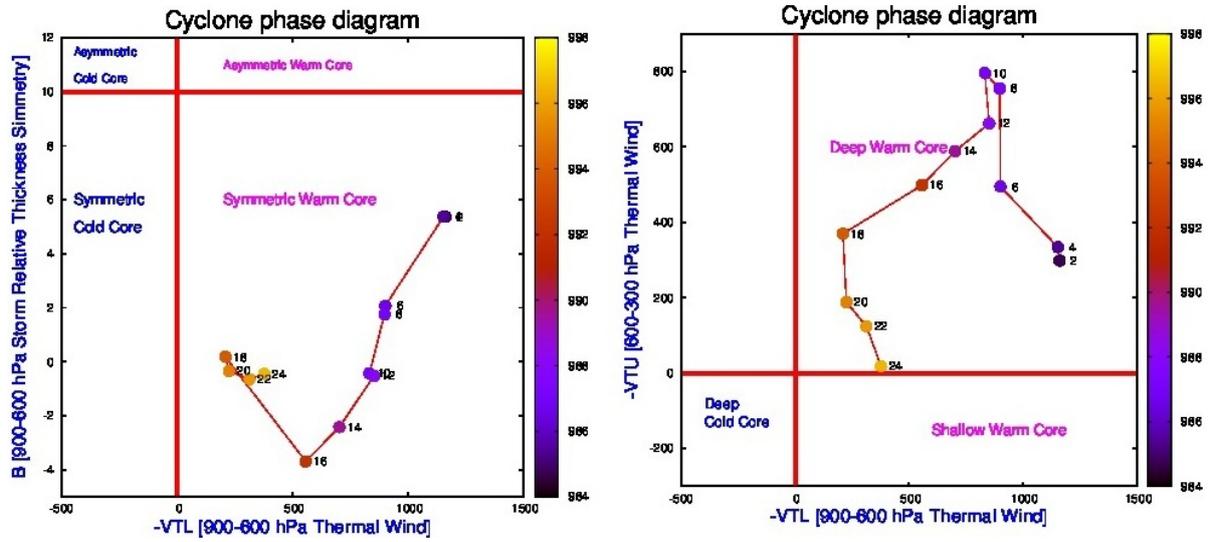
che esprimono il legame tra la variazione del vento geostrofico  $\mathbf{V}_g$  con la quota  $z$  ed il gradiente termico orizzontale medio  $\nabla \bar{T}$ , si può risalire alla natura termica del *core* del ciclone in diversi livelli in troposfera. La distinzione è fatta separando gli strati più bassi, 900-600 hPa ( $\mathbf{V}_T^L$ ), da quelli situati in medio-alta troposfera, 600-300 hPa ( $\mathbf{V}_T^U$ ). Valutando la differenza nell'altezza di geopotenziale  $\Delta\phi = \phi_{max} - \phi_{min}$  (che è proporzionale alla grandezza del vento termico) entro il "raggio di esplorazione" tra le due superfici isobariche, si osserva che i valori positivi di  $-|\mathbf{V}_T|$  indicano la presenza di un cuore caldo per il ciclone all'interno dello strato considerato, mentre valori negativi si riferiscono ad un cuore freddo.

E' consuetudine visualizzare i risultati su due diagrammi distinti (fig. 2.5), in modo da ottenere informazioni tra loro complementari che consentono di pervenire alla descrizione generale della fase del ciclone. Sul primo grafico sono riportati:

- in ascissa, i valori di  $-|\mathbf{V}_T^L|$ ;
- in ordinata, i valori del parametro di asimmetria  $B$ .

Sul secondo grafico, invece:

- in ascissa, i valori di  $-|\mathbf{V}_T^L|$ ;
- in ordinata, i valori di  $-|\mathbf{V}_T^U|$ .



**Figura 2.5:** Esempio di due diagrammi di Hart. A sinistra: plot dei valori del parametro di asimmetria  $B$  in funzione di  $-|\mathbf{V}_T^L|$ ; a destra: plot dei valori di  $-|\mathbf{V}_T^U|$  in funzione di  $-|\mathbf{V}_T^L|$ .

Il diagramma a sinistra in fig. 2.5 permette di evidenziare la simmetria presente nel ciclone, con la struttura che è classificata di tipo *symmetric warm core* se:

$$\begin{cases} -|\mathbf{V}_T^L| \geq 0 \\ B \leq 10 \end{cases}$$

Dal diagramma a destra in fig. 2.5, si possono ricavare informazioni sulla natura termica del ciclone, con la struttura che è classificata di tipo *deep warm core* se:

$$\begin{cases} -|\mathbf{V}_T^L| \geq 0 \\ -|\mathbf{V}_T^U| \geq 0 \end{cases}$$

Mediante i diagrammi di Hart, è possibile ottenere una visione completa delle diverse fasi che accompagnano il ciclo di vita del ciclone, come la transizione da una struttura extratropicale ad una tropicale o di tipo ibrido, oppure lo sviluppo di una seclusione calda nei cicloni extratropicali.

## 2.4 Il modello di trasferimento radiativo RTTOV

### 2.4.1 Caratteristiche generali

Il modello di trasferimento radiativo RTTOV è stato sviluppato nell'ambito del progetto NWP SAF (Satellite Applications Facility for Numerical Weather Prediction) promosso dalla EUMETSAT (EUropean Organisation for the Exploitation of METeorological SATellites), attraverso la collaborazione fra l'agenzia meteorologica britannica Met Office, Meteo-France ed ECMWF. La sigla TOVs che compare nella denominazione sta per TOV (Tiros Operational Vertical Sounder), dove TIROS indica Television Infrared Observation Satellite. RTTOV è un modello progettato per simulare la radianza e la BT misurabile dalle strumentazioni satellitari *nadir-viewing* che lavorano nel visibile, nell'infrarosso e nelle microonde. Esso è costituito da un codice FORTRAN nel quale vengono forniti in input tutte le variabili e i parametri necessari per la simulazione del comportamento radiativo in atmosfera, riportati nell'elenco seguente:

1. profili verticali di pressione, temperatura e umidità
2. eventuali concentrazioni di alcuni gas come  $O_3$ ,  $CO_2$ ,  $N_2O$ ,  $CH_4$
3. geometria di visuale, mediante la specificazione degli angoli di zenith ed azimuth
4. variabili di superficie: temperatura, pressione, componenti orizzontali del vento a 10 m
5. emissività della superficie

RTTOV integra l'equazione generale del trasferimento radiativo per simulare le radianza nelle bande spettrali in cui esso lavora. Inoltre, il modello è in grado di calcolare la matrice jacobiana che descrive le variazioni della radianza in funzione dei diversi elementi del vettore di stato, assumendo una relazione lineare in ogni strato atmosferico.

Nella specifica applicazione allo studio del *medicane* nel Canale di Sicilia, sono stati ottenuti i campi di radianza e BT applicando RTTOV all'output di alcune simulazioni effettuate con BOLAM. I campi sono stati ottenuti ad ogni istante delle simulazioni scelte nei canali a  $6.3 \mu\text{m}$  (corrispondente al centro della banda di assorbimento del vapor d'acqua) e a  $10.8 \mu\text{m}$  (finestra atmosferica nell'infrarosso).

## 2.5 Immagini da satellite

### 2.5.1 Caratteristiche generali dei satelliti Meteosat

I satelliti Meteosat sono gestiti dall'EUMETSAT e fanno parte del sistema mondiale di monitoraggio dei fenomeni meteorologici costituito sia da satelliti geostazionari che ad orbita polare. A bordo di questi satelliti sono presenti radiometri a scansione con tre canali che osservano la superficie terrestre e l'atmosfera in tre bande spettrali differenti, dalle quali si ricavano immagini nel campo del visibile,

dell'infrarosso e nel vapor d'acqua. L'immagine del globo terrestre viene ottenuta con una scansione durante la quale il radiometro viene puntato sequenzialmente su ognuna delle aree elementari in cui è stata suddivisa la scena d'interesse; nel caso dei Meteosat, la scena dell'intero globo terrestre è composta da 2500 righe  $\times$  2500 colonne nell'infrarosso e nel vapore e da 5000 righe  $\times$  5000 colonne nella banda del visibile. Il radiometro a scansione costruisce l'immagine in maniera progressiva in funzione dello spostamento del sistema ottico sulle aree elementari che costituiscono la scena. La radiazione elettromagnetica raccolta viene quindi inviata verso i vari elementi sensibili alle differenti lunghezze d'onda. Ogni 30 minuti i satelliti Meteosat inviano dati del globo terrestre in due formati:

- formato WEFAX (WEather FAXimile) analogico, che consiste in una vera e propria immagine pittorica su cui non è possibile svolgere alcuna postelaborazione numerica;
- formato HRI (High Resolution Image) digitale criptato, che consiste in una matrice numerica con i dati "conteggati" dal radiometro in corrispondenza del valore della radiazione elettromagnetica proveniente dai vari pixels in cui è decomposta l'acquisizione delle immagini.

Entrambi i formati sono acquisibili da stazioni di rilevamento in superficie, dove vengono sottoposti a processi di elaborazione.

La risoluzione delle immagini Meteosat dipende sia dal canale che dalla posizione sul globo terrestre dell'area considerata, con una risoluzione di circa 5 km nell'infrarosso e nel vapore e di 2.5 km nel visibile ad alta risoluzione in prossimità del SSP (Sub Satellite Point).

### 2.5.2 Evento del novembre 2014: confronti con il MSG-3 (Meteosat-10)

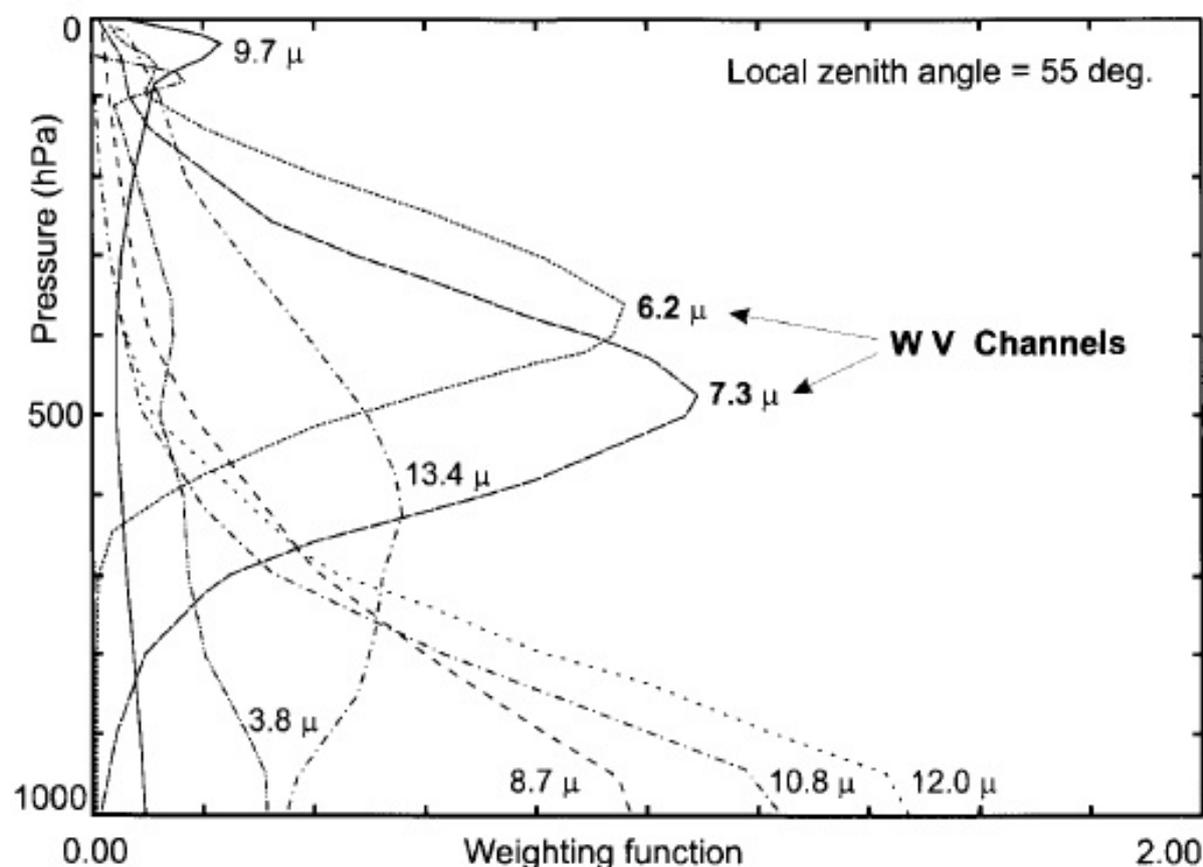
Le immagini relative al *medicane* del 2014 sono state ricavate dal radiometro SEVIRI a bordo del Meteosat di seconda generazione MSG-3 (successivamente denominato Meteosat-10), la cui messa in orbita risale al luglio del 2012. Il satellite è posizionato in orbita geostazionaria ad una latitudine di  $0^\circ$ , da dove riprende l'area Euro-Africana. Il radiometro SEVIRI fa parte della strumentazione a bordo dei nuovi MSG (Meteosat Second Generation) ed è dotato di 12 canali spettrali che si dividono in "canali in finestra" e "canali in assorbimento". Altre caratteristiche rilevanti sono la possibilità che hanno alcuni canali di operare ad alta risoluzione e l'invio delle immagini con una frequenza di 15 minuti.

Per il caso di studio della tesi, sono state considerate immagini di MSG-3 ottenute in tre diversi canali: due in assorbimento nel vapor d'acqua, WV (Water Vapour) e uno nella finestra dell'infrarosso, IR (Infra Red).

#### Canali in assorbimento WV (6.2 $\mu\text{m}$ e 7.3 $\mu\text{m}$ )

Le immagini della radianza in queste bande spettrali, ottenute nell'approssimazione di "non scattering" (Santurette e Georgiev, 2005 [38]), consentono il discernimento delle regioni di provenienza delle masse d'aria in quota, nonché di individuare le

correnti a getto che trasportano, eventualmente, aria secca di origine stratosferica. Le *weighting functions* (funzioni peso) medie dei canali WV mostrate in fig. 2.6 assumono valori vicini a zero in prossimità della superficie terrestre, con la radianza maggiore che proviene dagli strati atmosferici indicati con le frecce. In presenza di superfici o strati atmosferici più bassi freddi, non si registra una grande differenza nel segnale tra i due canali, mentre la radianza a  $7.3 \mu\text{m}$  in arrivo da strati più caldi produce una BT significativamente più alta del canale a  $6.2 \mu\text{m}$ . L'approssimazione di "non scattering" può, tuttavia, introdurre alcune fonti di errore nell'analisi, soprattutto nel canale a  $7.3 \mu\text{m}$  che presenta un massimo della funzione peso spostato più in basso in atmosfera, oppure per piccole concentrazioni di vapor d'acqua.



**Figura 2.6:** Funzioni peso medie della radiazione nei canali IR del radiometro SEVIRI, ottenute per osservazioni con un angolo zenitale di  $55^\circ$  [fonte: Santurette e Georgiev, 2005 [38]].

### Canale in finestra IR ( $10.8 \mu\text{m}$ )

Il principio che guida l'interpretazione delle immagini in questo canale è legato alla differenza di emissione dei corpi determinata dalla loro BT.

La radianza IR proveniente da questo particolare tipo di banda spettrale permette, in condizioni di cielo sereno, di stimare la temperatura dei corpi sulla superficie terrestre (fig. 2.6), solitamente caratterizzati da pixels scuri sulle immagini elabo-

rate e corrispondenti ad alti valori di BT. In presenza di nubi più o meno spesse, la radiazione in arrivo proviene da strati atmosferici più elevati a seconda dello spessore ottico delle nubi; per quelle a forte sviluppo verticale (cumulonembi), la radianza proviene direttamente dal livello del *top* della nube stessa, con i pixels che divengono di colore bianco acceso, indicando superfici radianti con BT molto basse.

# Capitolo 3

## Il ciclone mediterraneo di tipo tropicale del novembre 2014

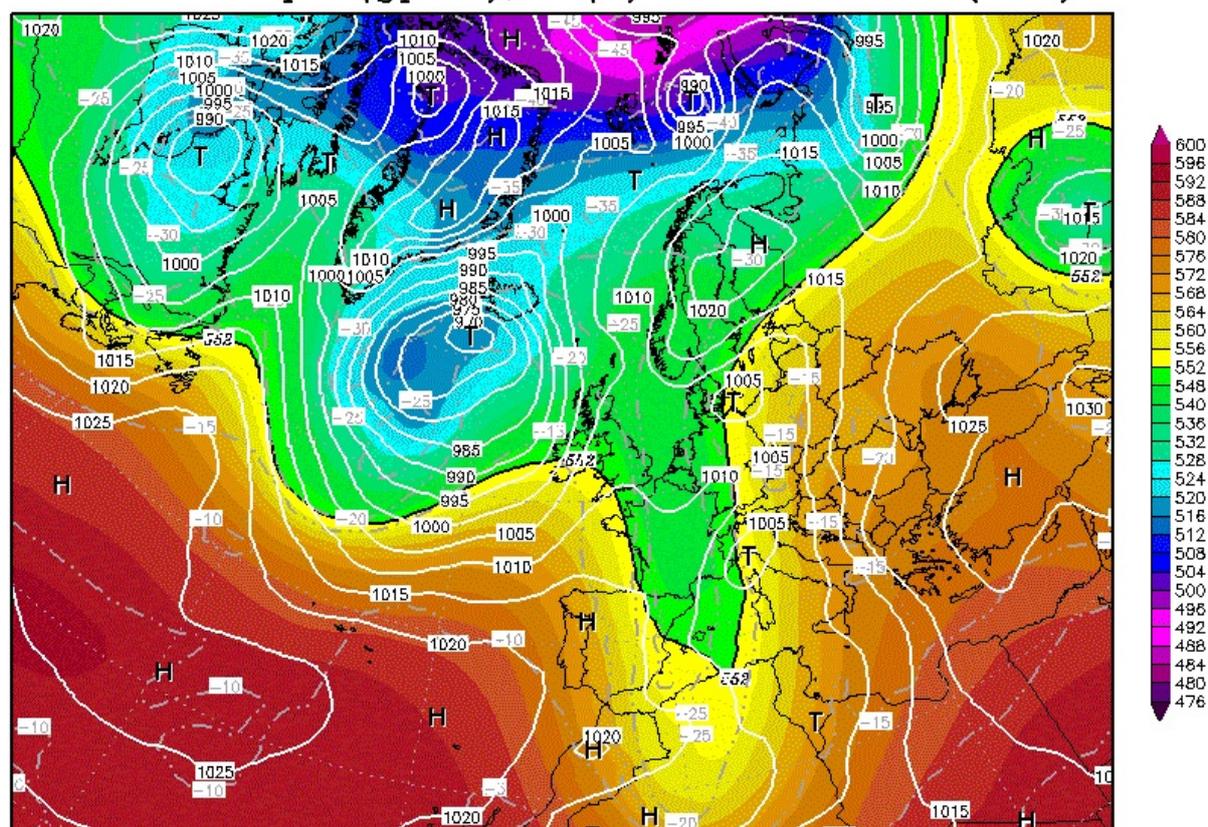
Il *medicane* del 7-8 novembre 2014 ha rappresentato un'occasione di studio per ampliare la conoscenza di questi particolari fenomeni che si verificano periodicamente nel bacino del Mediterraneo. In questo primo capitolo interamente dedicato allo studio dell'evento, è riportata inizialmente un'analisi qualitativa del ciclone, grazie al contributo congiunto di immagini da satellite, osservazioni radar e dati provenienti da alcune stazioni meteorologiche; quindi, sono mostrati i risultati principali delle simulazioni modellistiche effettuate con i due modelli ad area limitata BOLAM e MOLOCH presentati nel capitolo precedente, dalle quali può essere effettuata una prima analisi generale della predicibilità dell'evento e delle caratteristiche principali del TLC.

### 3.1 Analisi sinottica

Lo studio dettagliato del ciclone non può prescindere dall'analisi preliminare della situazione meteorologica a scala sinottica sull'area Euro-Atlantica.

Osservando le carte di rianalisi del modello GFS (disponibili online nell'archivio Wetterzentrale [<http://www.wetterzentrale.de>]), si nota come alle 00 UTC (Coordinated Universal Time) del 6 novembre 2014 (fig. 3.1) sia presente un'ampia saccatura alla quota isobarica di 500 hPa, sviluppata in senso meridiano dalle Isole Britanniche alle coste settentrionali dell'Algeria; il Mediterraneo centro-occidentale è sede di valori di MSLP medio-bassi con un minimo al suolo sul Golfo di Genova, mentre sono evidenti due figure di alta pressione in pieno Atlantico e sull'Europa orientale. Alle 00 UTC del 7 novembre (fig. 3.2), si assiste al *cut-off* della saccatura sul Mediterraneo centrale che porta all'isolamento di una "goccia fredda" a 500 hPa nell'entroterra del Nord Africa e la formazione di una figura di bassa pressione alla mesoscala con minimo al suolo tra le coste tunisine e la Sicilia meridionale, all'interno di una situazione in lenta evoluzione rispetto alle 24 ore precedenti. Alle 00 UTC dell'8 novembre (fig. 3.4), il sistema depressionario si è spostato verso Est, con il minimo che ha raggiunto le coste orientali della Sicilia, mentre in quota appare ormai evidente l'allineamento della "goccia fredda" con la bassa pressione al suolo.

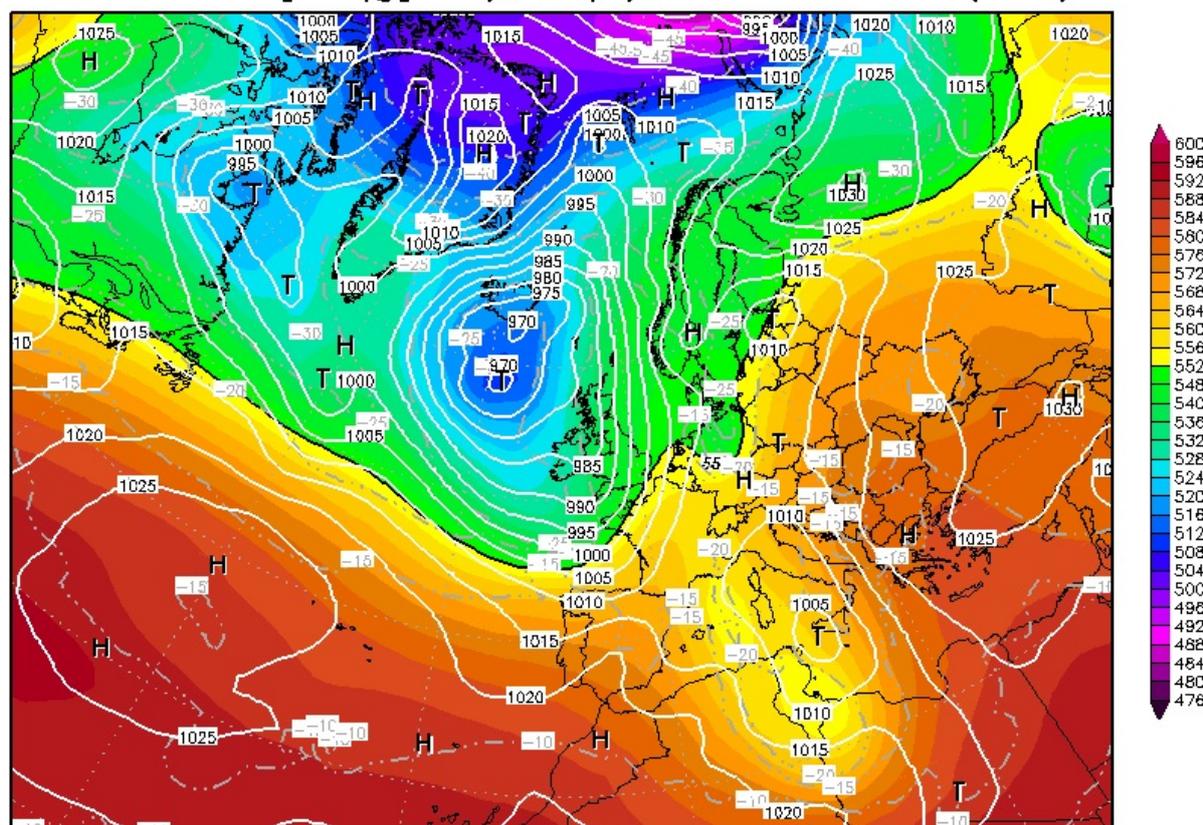
Init : Thu,06NOV2014 00Z Valid: Thu,06NOV2014 00Z  
 500 hPa Geopot.(gpm), T (C) und Bodendr. (hPa)



Daten: GFS-Modell des amerikanischen Wetterdienstes  
 (C) Wetterzentrale  
 www.wetterzentrale.de

**Figura 3.1:** Rianalisi GFS alle 00 UTC del 6 novembre 2014; le isolinee indicano i valori di MSLP (in hPa), i colori le altezze di geopotenziale (in dam) alla quota di 500 hPa e le linee tratteggiate i valori di temperatura (in °C) a 500 hPa [http://www.wetterzentrale.de/topkarten/tkavnar.htm].

Init : Fri,07NOV2014 00Z Valid: Fri,07NOV2014 00Z  
 500 hPa Geopot.(gpdm), T (C) und Bodendr. (hPa)



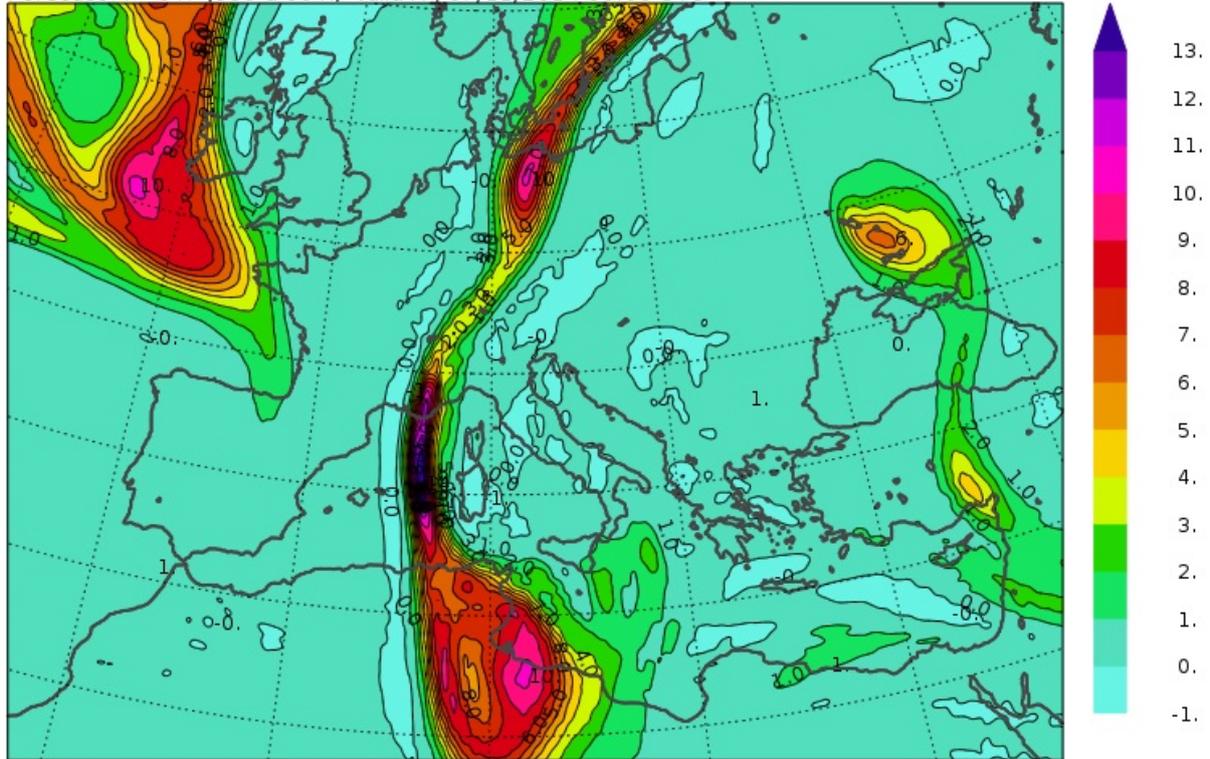
Daten: GFS-Modell des amerikanischen Wetterdienstes  
 (C) Wetterzentrale  
 www.wetterzentrale.de

**Figura 3.2:** Rianalisi GFS alle 00 UTC del 7 novembre 2014; le isolinee indicano i valori di MSLP (in hPa), i colori le altezze di geopotenziale (in dam) alla quota di 500 hPa e le linee tratteggiate i valori di temperatura (in °C) a 500 hPa [<http://www.wetterzentrale.de/topkarten/tkavnar.htm>].

Potential vorticity ( $\text{K m}^2 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-1}$ ) at 300 hPa

Initial time Fri, 07/11/2014 00:00 UTC

Forecast + 0 h (000 d 00 h) valid Fri, 07/11/2014 00:00 UTC



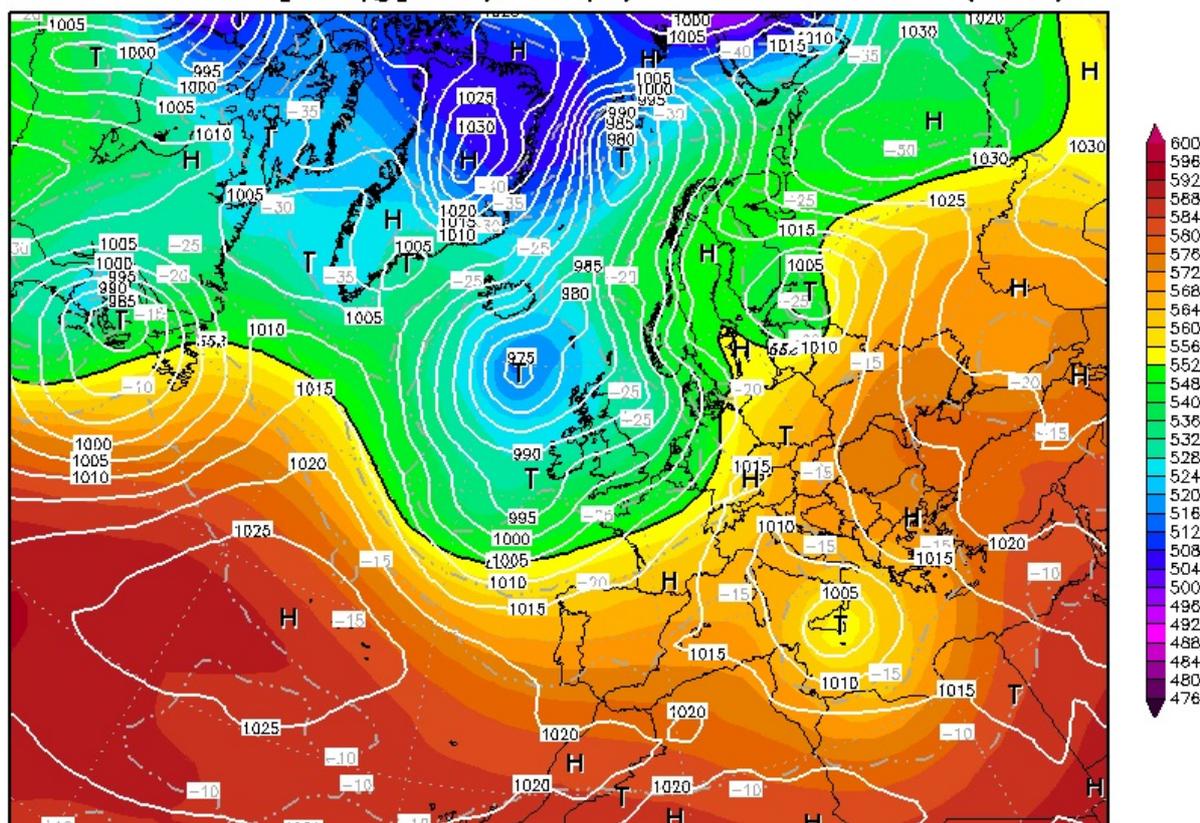
Bolam Model, CNR-ISAC, Italy

**Figura 3.3:** Analisi GFS interpolata sulla griglia di BOLAM del campo di vorticità potenziale (in PVU) a 300 hPa alle 00 UTC del 7 novembre.

Dall'analisi appena esposta, si evince chiaramente come la fase di tipo tropicale del ciclone sia stata preceduta da una fase baroclina a scala sinottica, associata allo sviluppo di un'onda di Rossby in Oceano Atlantico che ha determinato la discesa di aria fredda sul settore occidentale del Mediterraneo fino alle coste dell'Africa settentrionale; anche nel campo di vorticità potenziale, espressa in PVU (Potential Vorticity Units), a 300 hPa alle 00 UTC del 7 novembre (fig. 3.3) si evince la formazione di un esteso *streamer* di PV positiva che si spinge fino al limite meridionale del dominio del modello, iniziando ad avvolgersi nell'area dove è presente il minimo di pressione. Sul ramo ascendente delle saccatura si è attivato un intenso richiamo di correnti calde da Sud sul settore centrale del Mediterraneo, responsabili di una notevole differenza termica tra la parte occidentale e quella orientale del bacino. Non sembra possibile individuare un elemento netto di discontinuità nella fase baroclina, in quanto il comportamento evidente nella rianalisi dell'8 novembre (fig. 3.4) può ascriversi perfettamente alla fase conclusiva dei peggioramenti dovuti al transito di cavi d'onda mobili, con l'allineamento del minimo di pressione sui vari livelli isobarici che normalmente segna l'inizio della fase di occlusione della bassa pressione al suolo.

La specifica evoluzione del *medicane* avviene quindi all'interno di una struttura a grande scala di natura baroclina: in fig. 3.5, è evidente una zona di aria calda sulla verticale del ciclone all'interno della "goccia fredda" associata al *cut-off* in quota.

Init : Sat,08NOV2014 00Z Valid: Sat,08NOV2014 00Z  
 500 hPa Geopot.(gpm), T (C) und Bodendr. (hPa)



Daten: GFS-Modell des amerikanischen Wetterdienstes  
 (C) Wetterzentrale  
 www.wetterzentrale.de

**Figura 3.4:** Rianalisi GFS alle 00 UTC dell'8 novembre 2014; le isolinee indicano i valori di MSLP (in hPa), i colori le altezze di geopotenziale (in dam) alla quota di 500 hPa e le linee tratteggiate i valori di temperatura (in °C) a 500 hPa [<http://www.wetterzentrale.de/topkarten/tkavnar.htm>].

### T AT 500 HPA

INITIAL DATE 07/11/2014 0000 UTC  
 FORECAST HH MM + 12 00 VALID AT 07/11/2014 1200 UTC  
 INTERVAL 2.00

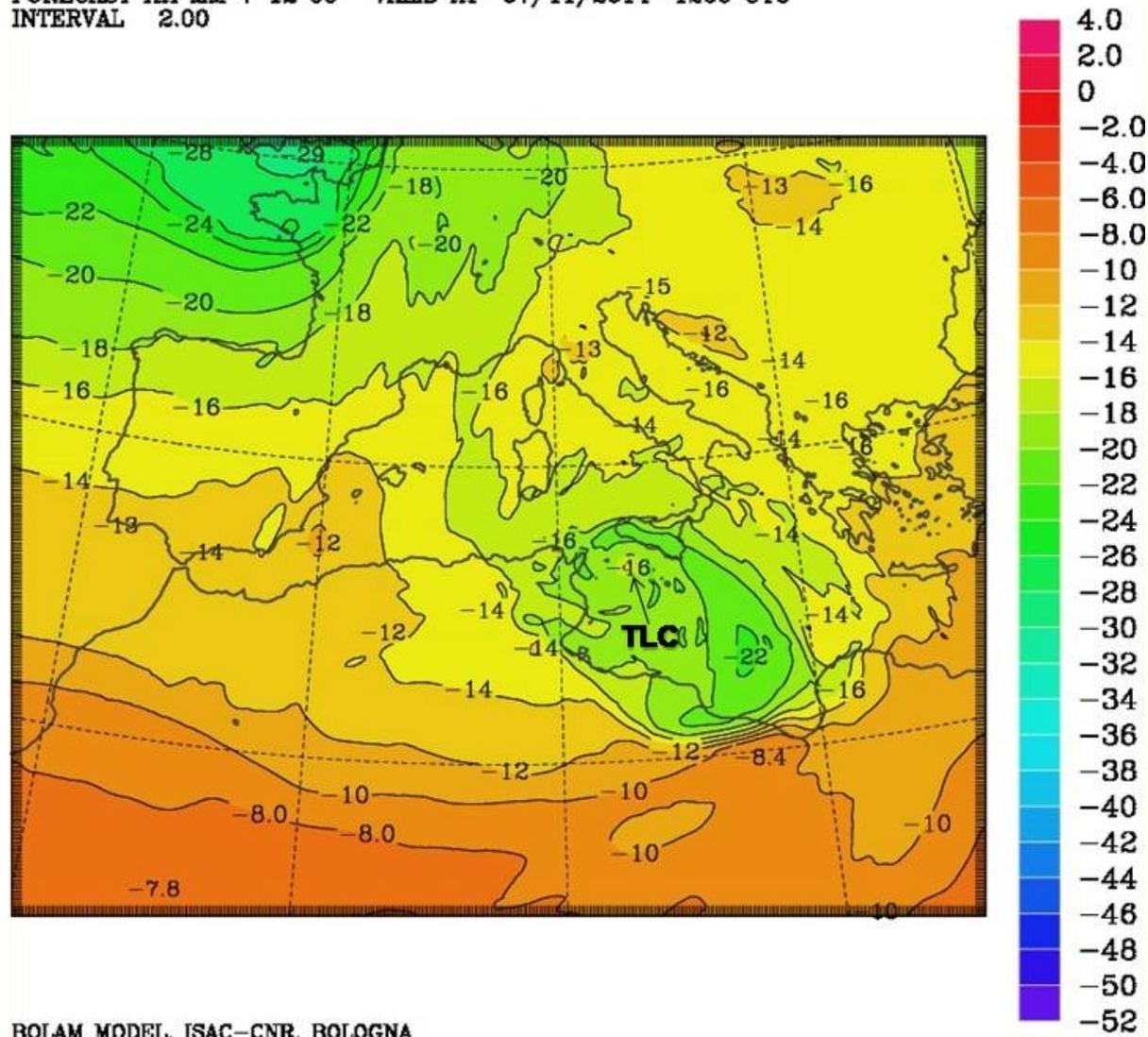
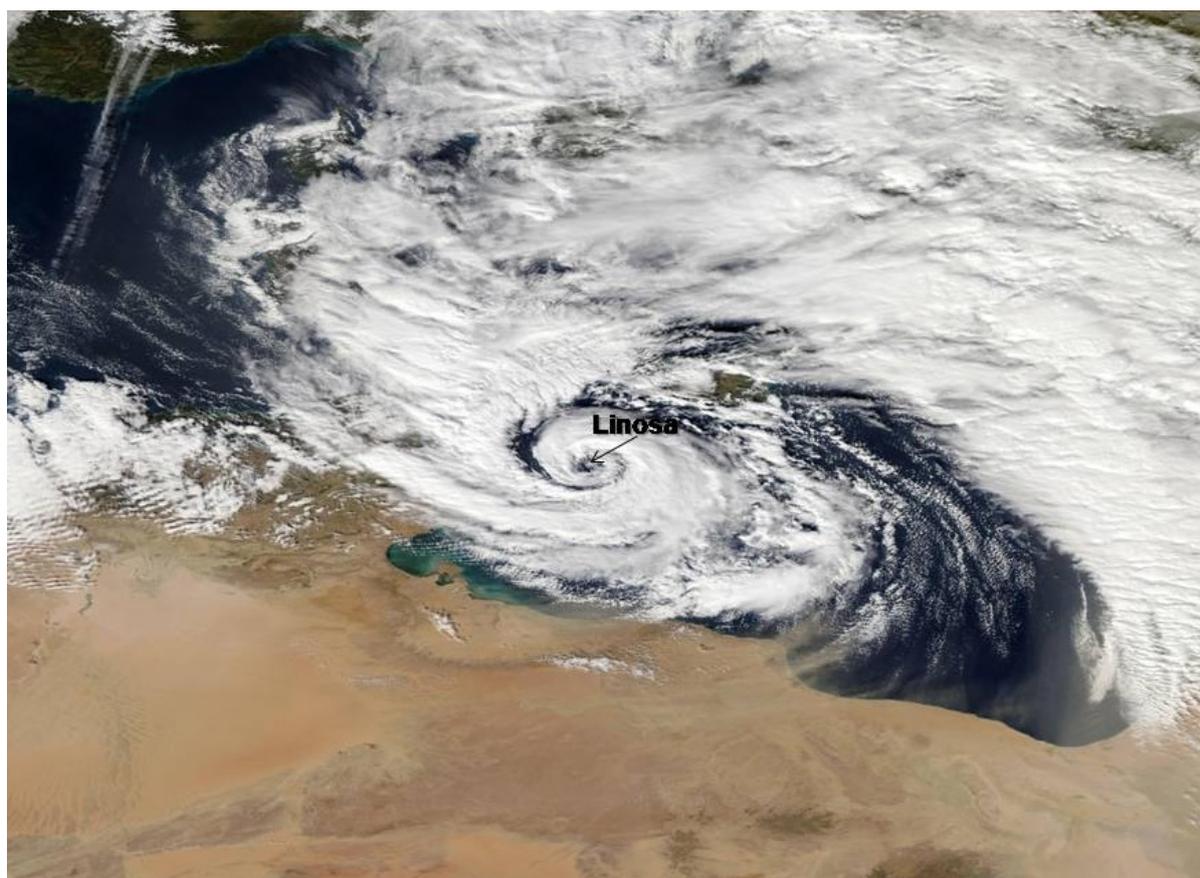


Figura 3.5: Campo di temperatura (in °C) a 500 hPa alle 12 UTC del 7 novembre ricavato dalla simulazione di BOLAM a 12 ore, inizializzata alle 00 UTC del 7 novembre su dati IFS; la freccia indica la posizione del ciclone.

## 3.2 Analisi osservativa

Le osservazioni del *medicane* ottenute attraverso l'elaborazione dei dati da satellite e rilevazioni radar permettono di seguire l'intera durata dell'evento. In fig. 3.6, è riportata l'immagine MODIS (MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer) nel campo del visibile delle 12.10 UTC del 7 novembre, quando il ciclone in fase di intensificazione si trova in prossimità di Linosa. Da essa, è possibile osservare l'insieme delle caratteristiche distintive del *medicane*, in particolare la presenza dell' "occhio" centrale e la disposizione spiraleggiante delle nubi intorno al minimo di pressione, che si muovono di moto indipendente rispetto agli altri sistemi nuvolosi a più grande scala (Reale e Atlas, 2001 [36]).

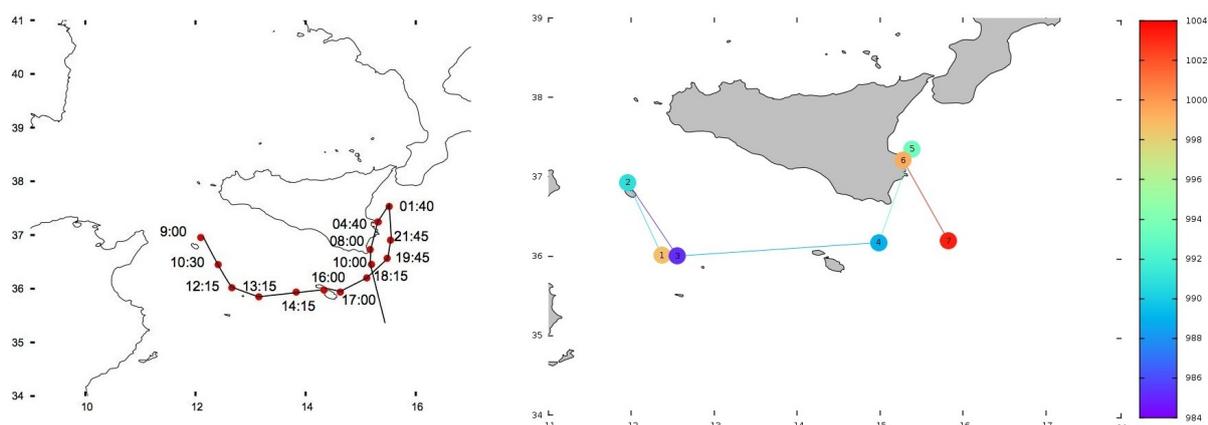


**Figura 3.6:** Immagine satellitare del ciclone nel canale visibile del MODIS alle 12.10 UTC del 7 novembre; la freccia indica la posizione di Linosa.

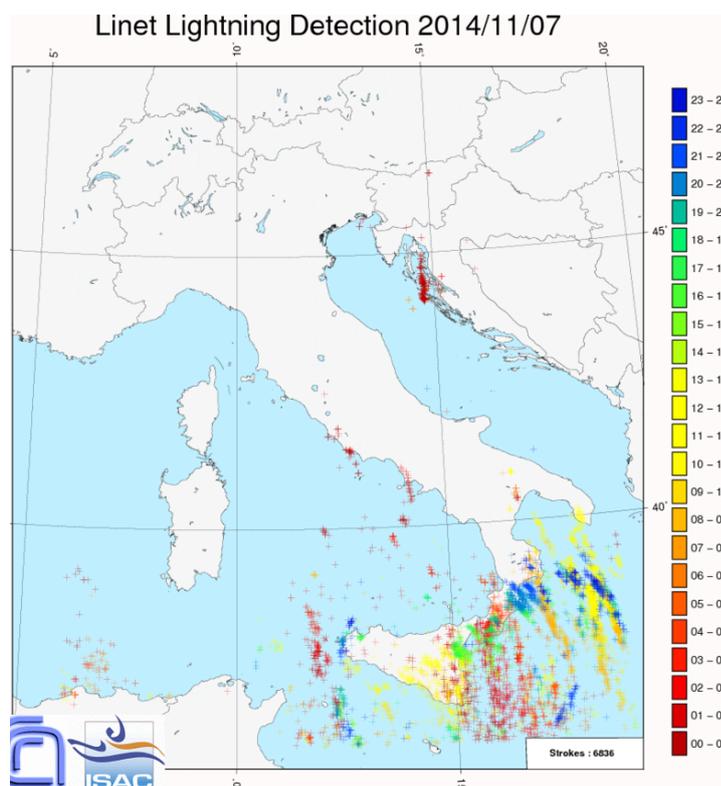
### 3.2.1 Ricostruzione della traiettoria e mappa delle fulminazioni

L'utilizzo di diverse osservazioni da satellite e radar e di misure di MSLP da stazioni meteorologiche poste lungo il percorso del ciclone ha consentito di ricostruire la traiettoria ritenuta più attendibile nell'arco temporale in cui sono state evidenti le caratteristiche tropicali. Come si vede nell'immagine della ricostruzione della traiettoria osservata [11] [12] (fig. 3.7), il *medicane* è stato inizialmente rilevato alle

### 3.2. ANALISI OSSERVATIVA



**Figura 3.7:** A sinistra: ricostruzione della traiettoria del *medicane* tra il 7 e l'8 novembre ottenuta combinando le osservazioni da satellite e radar con rilevazioni di MSLP [11] [12]; gli orari sono espressi in UTC. A destra: ricostruzione della traiettoria tra le 00 UTC del 7 novembre e le 12 UTC dell'8 novembre attraverso le analisi del modello IFS, disponibili ogni 6 ore; il colore dei punti indica l'intensità (in hPa) del ciclone.



**Figura 3.8:** Mappa delle fulminazioni rilevate nella giornata del 7 novembre sulla penisola italiana e mari circostanti; la singola scarica elettrica è indicata da una crocetta di colore diverso a seconda dell'intervallo orario (indicato nella legenda) nel quale essa si è verificata [fonte: G. Panegrossi, CNR-ISAC].

09 UTC del 7 novembre poco a Nordest dell'isola di Pantelleria e nelle ore successive si è spostato verso SE interessando, nel corso della giornata, dapprima l'isola di

Linosa intorno alle 12-13 UTC e poi Malta nel pomeriggio, attorno alle 17 UTC. Particolare che contraddistingue la traiettoria è il compimento di una traiettoria circolare a ridosso delle coste orientali della Sicilia durante la notte, ben visibile nell'immagine a sinistra in fig. 3.7. Nell'immagine a destra è, invece, riportata la traiettoria seguita dal ciclone nelle analisi ECMWF ogni 6 ore; nonostante sia caratterizzata da pochi punti, la ricostruzione con le analisi ECMWF appare simile a quella osservata [11] [12].

Di seguito, sono riportati i valori di MSLP e alcuni dati significativi rilevati dalle stazioni di superficie su alcune isole del Canale di Sicilia:

- 992 hPa a Pantelleria, 08 UTC del 7 novembre;
- 982 hPa a Linosa, 12-13 UTC del 7 novembre;
- 994 hPa a Lampedusa, raffica massima di 135 km/h, 12-13 UTC del 7 novembre;
- 979 hPa a Bugibba (Malta), 16-17 UTC del 7 novembre sulla traiettoria del ciclone.

La mappa delle fulminazioni (fig. 3.8) rilevate nella giornata del 7 novembre, realizzata dalla sezione del CNR-ISAC di Roma, mostra un'intensa attività nelle primissime ore della giornata proprio nell'area che ha visto la successiva intensificazione del ciclone, in accordo con quanto descritto in Miglietta et al., 2013 [28]: la frequenza dell'attività elettrica, tocca, infatti, un picco massimo diverse ore prima dell'inizio della fase più intensa del *medicane*.

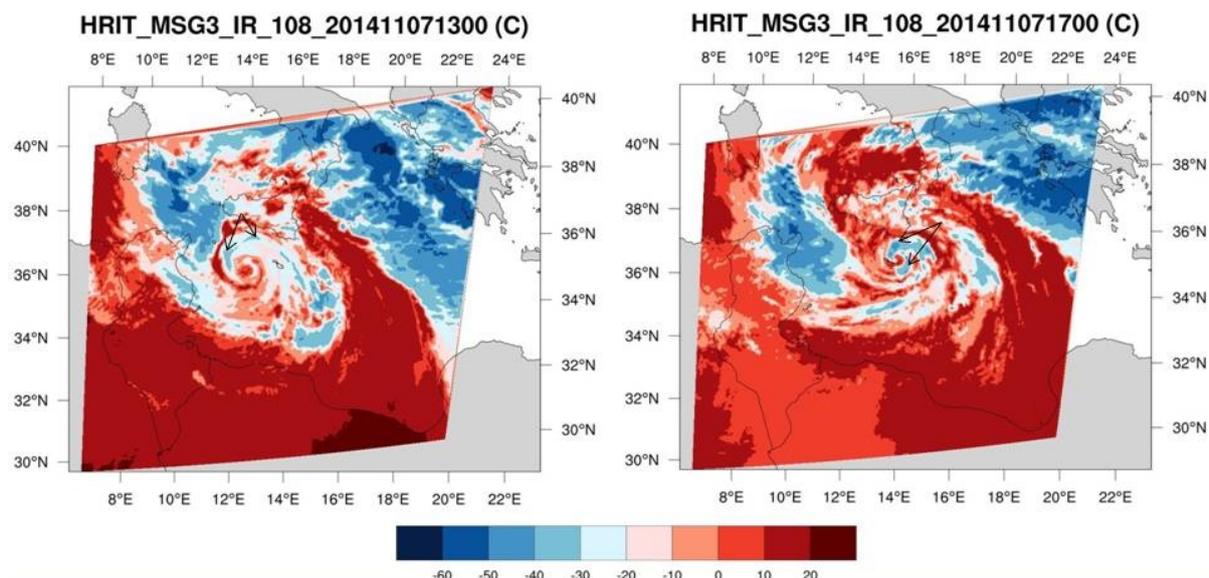
#### 3.2.2 Immagini del MSG-3

Le osservazioni del *medicane* sono state effettuate dal radiometro SEVIRI a bordo del MSG-3 nella banda dell'infrarosso a 10.8  $\mu\text{m}$  e nei due canali del vapor d'acqua a 6.2  $\mu\text{m}$  e a 7.3  $\mu\text{m}$ , che funzionano secondo le modalità descritte nel capitolo precedente.

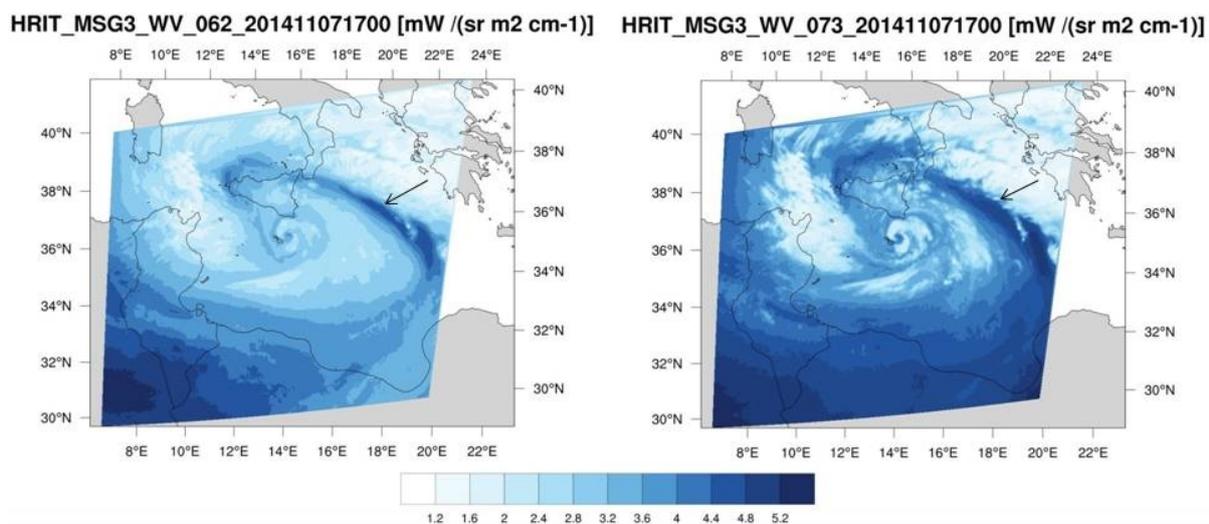
In particolare, il canale IR è stato utilizzato per individuare le aree intorno al ciclone interessate dall'attività convettiva più intensa, visualizzando il valore di BT al *top* delle nubi. Come si vede in fig. 3.9, le zone in cui la radiazione in arrivo sul satellite proviene direttamente dalla superficie terrestre presentano alti valori di BT (una di queste aree corrisponde proprio al centro del ciclone, sede del tipico "occhio", caratterizzato da valori di BT prossimi a 20°C). Al contrario, la presenza di nubi impedisce l'osservazione della superficie, con i valori di BT che si abbassano tanto più quanto più alto è il livello del *top* della nube; le aree contrassegnate con le frecce, presentando in assoluto la BT più bassa (con valori compresi tra -30 e -50°C), sono quelle dove si sviluppa maggiormente la convezione, che determina la formazione di nubi a forte sviluppo verticale con il *top* che sfiora il livello della tropopausa.

I canali spettrali nel vapor d'acqua sono stati utilizzati per distinguere le zone umide da quelle con aria secca nei particolari strati atmosferici che emettono la radiazione in arrivo sul satellite, allo scopo di individuare a scala subsinottica le caratteristiche generali della corrente a getto e le zone con bassa umidità collegate

### 3.2. ANALISI OSSERVATIVA



**Figura 3.9:** Immagini nel canale IR di MSG-3 (10.8  $\mu\text{m}$ ) alle 13 UTC (a sinistra, ciclone su Linosa) e alle 17 UTC (a destra, ciclone su Malta) del 7 novembre; la colorazione rappresenta i valori di BT (in  $^{\circ}\text{C}$ ); le frecce indicano le aree soggette a intensa convezione.



**Figura 3.10:** Immagini nei canali del vapor d'acqua a 6.2  $\mu\text{m}$  (a sinistra) e a 7.3  $\mu\text{m}$  (a destra) alle 17 UTC del 7 novembre (ciclone su Malta); la colorazione rappresenta i valori di radianza spettrale (in  $\text{mW}/(\text{sr m}^2 \text{cm}^{-1})$ ); le frecce indicano la posizione del ramo principale della corrente a getto.

ad intrusioni di aria stratosferica (WV a 6.2  $\mu\text{m}$ ). In fig. 3.10, sono mostrate le immagini nei canali WV relative al passaggio del ciclone su Malta (17 UTC del 7 novembre), in cui si osserva come l'area del ciclone sia caratterizzata da alti valori di radianza, che indicano la presenza di aria secca sull' "occhio"; entrambe le immagini mettono in evidenza la posizione del ramo principale della corrente a getto (indicata con la frecce), che dal Mediterraneo meridionale risale verso Nord in direzione del basso Ionio, quindi attraversa parzialmente la Sicilia in prossimità

delle coste tirreniche. La presenza della corrente a getto nelle vicinanze del minimo al suolo determina un forte gradiente orizzontale del vento: ciò rappresenta un elemento che potrebbe aver, in parte, contribuito al mantenimento dell'intensa attività del ciclone.

### 3.2.3 Immagini da radar

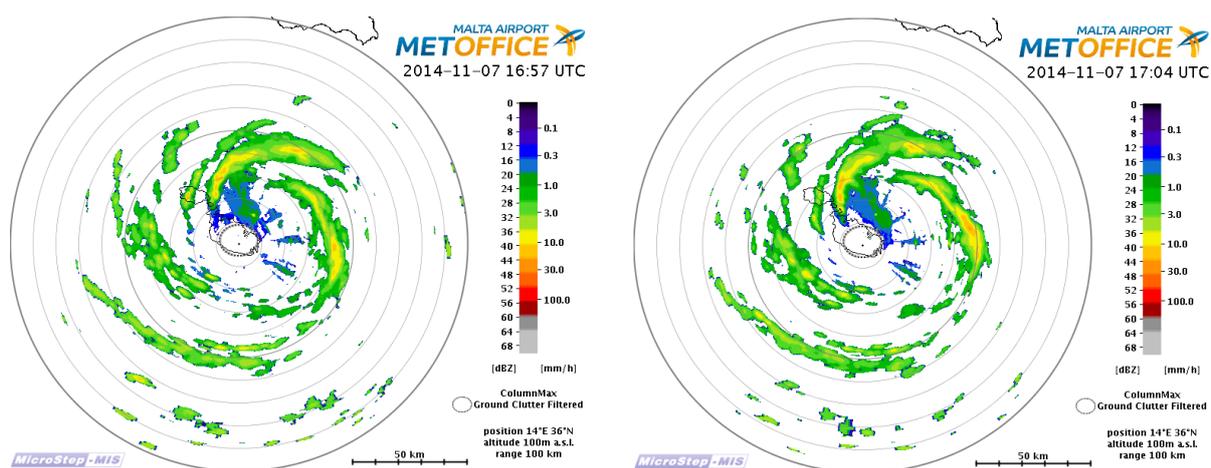
La carenza di dettagliate osservazioni dei *medicane* è dovuta al fatto che essi si sviluppano e si muovono principalmente sul mare e solo di rado attraversano aree continentali. Analogamente all'evento del 2006 (Davolio et al., 2009 [16]), il ciclone del novembre 2014 è transitato su alcuni territori monitorati da radar meteorologici: l'isola di Malta nel pomeriggio e la Sicilia nel corso della notte.

La sequenza delle immagini di riflettività radar ha permesso l'osservazione sistematica delle caratteristiche di tipo tropicale, evidenti nella disposizione spiraleggiante delle aree precipitative intorno al minimo di pressione, contraddistinto invece dall'assenza di fenomeni che caratterizza l' "occhio" del ciclone. Le immagini sono disponibili a partire dal pomeriggio del 7 novembre e sono state fornite rispettivamente dai radar dell'Aeroporto Internazionale di Malta (fino al tardo pomeriggio, compreso l'istante in cui il ciclone transita sull'isola) e del Dipartimento Nazionale di Protezione Civile (nella serata e nella notte tra il 7 e l'8 novembre).

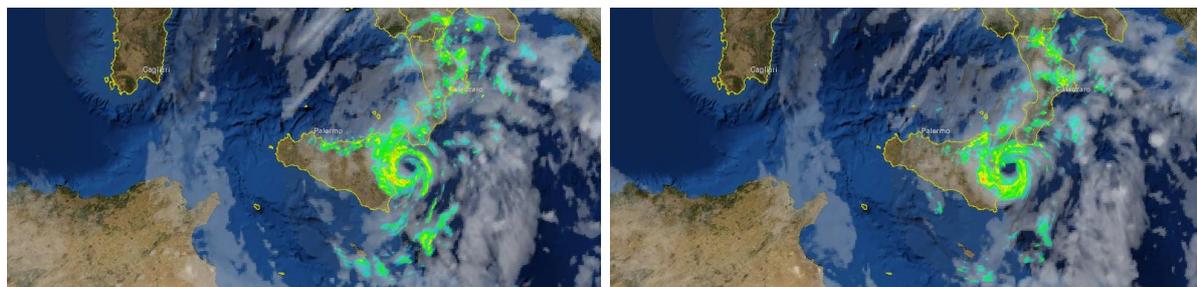
In fig. 3.11, si può notare, a livello generale, la corrispondenza esistente tra la localizzazione delle aree convettive (immagine a destra in fig. 3.9) e il campo delle precipitazioni durante il passaggio del ciclone su Malta, con i fenomeni più intensi concentrati sui tratti di mare a Nord e ad Est dell'isola.

In fig. 3.12, sono riportate due immagini della riflettività radar relative alla notte dell'8 novembre, estratte dal *composite* delle immagini radar sulla penisola italiana effettuato dal Dipartimento Nazionale di Protezione Civile. Come si vede, il ciclone è ancora abbastanza sviluppato, ed è ben evidente l' "occhio" centrale, mentre le aree precipitative (alcune anche piuttosto intense) risultano più estese e più organizzate intorno al minimo rispetto a quelle rilevate durante il transito su Malta (fig. 3.11).

### 3.2. ANALISI OSSERVATIVA



**Figura 3.11:** Riflettività radar (in dBZ) alle 16.57 UTC (a sinistra) e alle 17.04 UTC (a destra) del 7 novembre; entrambi gli istanti sono relativi al passaggio del *medicane* su Malta; l'immagine è stata fornita dal radar dell'Aeroporto Internazionale di Malta.



**Figura 3.12:** Riflettività radar (in dBZ) alle 03 UTC (a sinistra) e alle 04 UTC (a destra) dell'8 novembre; in entrambi gli istanti il ciclone si trova al largo delle coste orientali della Sicilia; è mostrato anche il campo di nuvolosità da elaborazione nel canale IR; le immagini sono fornite dal radar del Dipartimento Nazionale di Protezione Civile.

### 3.3 Analisi modellistica dell'evento

Il ciclone è stato riprodotto attraverso varie simulazioni modellistiche utilizzando sia BOLAM che MOLOCH. In tabella 3.1 è riportato l'elenco completo delle simulazioni effettuate con le relative caratteristiche di *setup* (configurazione); i prefissi GFS ed IFS presenti nelle denominazioni dei run eseguiti in *forecast* indicano il modello globale che ha fornito le IBC, mentre con HIND si fa riferimento alle simulazioni eseguite in *hindcast* utilizzando come condizioni iniziali e al contorno le analisi ECMWF.

**Tabella 3.1:** *Setup* completo delle simulazioni modellistiche.

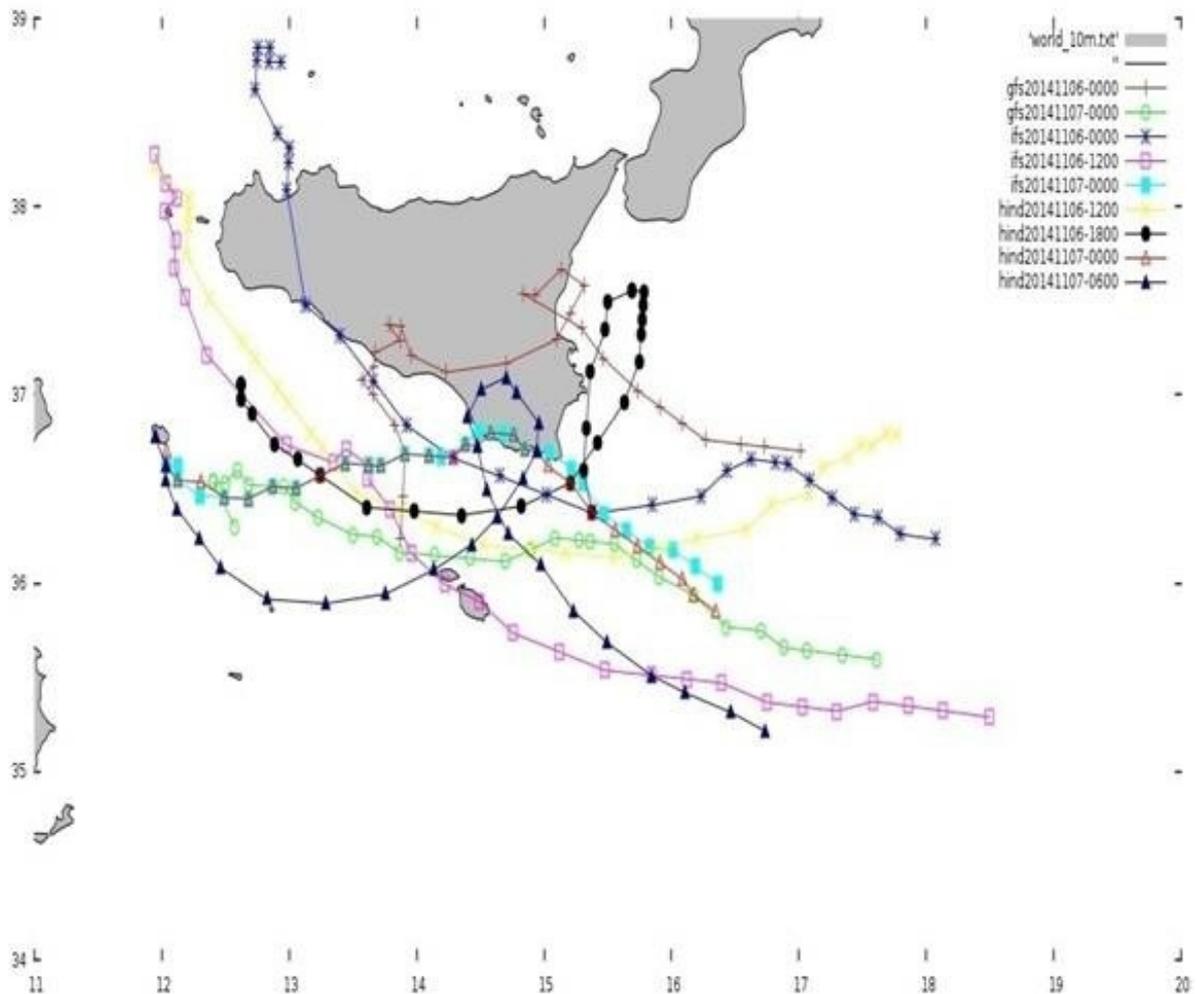
Nome Simulazione	Inizializzazione	BOLAM	MOLOCH	Forecast	Hindcast
GFS20141106-0000	06/11/14 00 UTC	✓	✓	✓	
GFS20141107-0000	07/11/14 00 UTC	✓	✓	✓	
IFS20141106-0000	06/11/14 00 UTC	✓	✓	✓	
IFS20141106-1200	06/11/14 12 UTC	✓	✓	✓	
HIND20141106-1200	06/11/14 12 UTC	✓	✓		✓
HIND20141106-1800	06/11/14 18 UTC	✓	✓		✓
IFS20141107-0000	07/11/14 00 UTC	✓	✓	✓	
HIND20141107-0000	07/11/14 00 UTC	✓	✓		✓
HIND20141107-0600	07/11/14 06 UTC	✓	✓		✓
IFS20141107-1200	07/11/14 12 UTC	✓	✓	✓	
HIND20141107-1200	07/11/14 12 UTC	✓	✓		✓

#### 3.3.1 Risultati delle simulazioni di BOLAM

##### Traiettoria e intensità del ciclone

Le traiettorie del ciclone ottenute dalle diverse simulazioni sono visualizzate in fig. 3.13, per l'intervallo temporale tra le 06 UTC del 7 novembre e le 11 UTC dell'8 novembre; in fig. 3.14, sono riportati i valori delle intensità nello stesso intervallo temporale. In fig. 3.15, sono mostrate invece le traiettorie e le intensità ottenute dalle simulazioni inizializzate alle 12 UTC del 7 novembre, ossia quando il ciclone era già ben sviluppato. Unitamente al run di *hindcast* inizializzato alle 18 UTC del 6 novembre, queste sono le uniche simulazioni in grado di descrivere la particolare traiettoria in prossimità delle coste orientali della Sicilia. Dall'analisi delle figure, è possibile avere un quadro generale di come le simulazioni effettuate con BOLAM abbiano riprodotto l'evento meteorologico, evidenziando le differenze più significative rispetto alle osservazioni (per i confronti con le osservazioni, si faccia riferimento alla fig. 3.7 e ai dati di MSLP riportati nella sezione 3.2.1). Sono, inoltre, evidenti marcate differenze fra le varie simulazioni.

La previsione della traiettoria del ciclone (fig. 3.13) si è rivelata particolarmente difficile già dopo poche ore. Molte simulazioni non hanno riprodotto alcune fasi importanti, come il passaggio su Malta nel pomeriggio del 7 novembre e, soprattutto, il compimento della traiettoria circolare al largo della Sicilia in nottata. Queste considerazioni valgono in modo particolare per gli esperimenti inizializzati nella



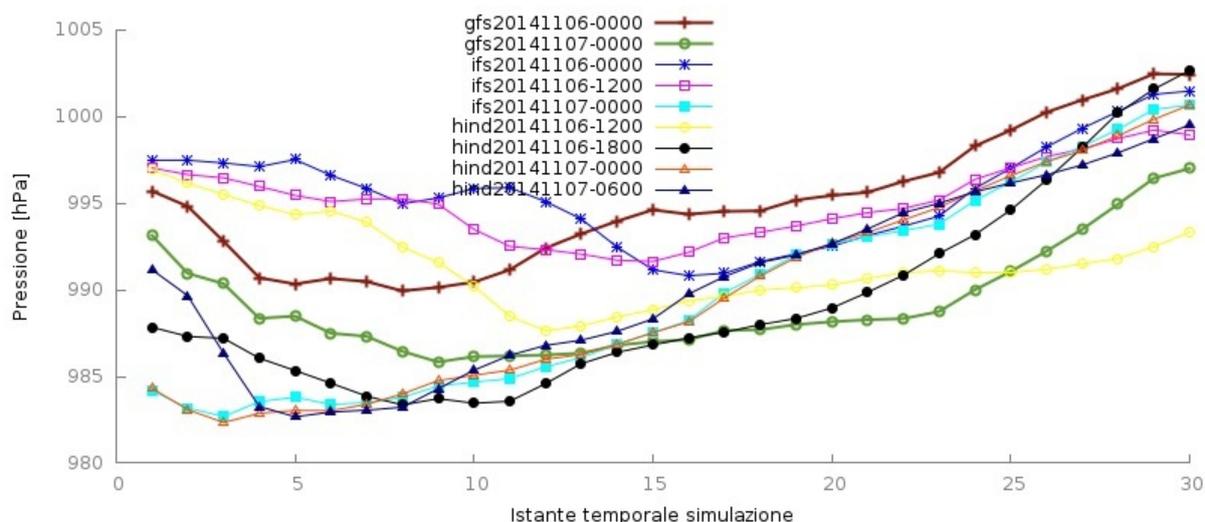
**Figura 3.13:** Traiettorie del ciclone nelle simulazioni BOLAM indicate nella legenda; i dati fanno riferimento al periodo compreso tra le 06 UTC del 7 novembre e le 11 UTC dell'8 novembre.

giornata del 6 novembre, sebbene anche le simulazioni inizializzate alle 00 UTC del 7 novembre su dati ECMWF (curve con i quadratini pieni celesti e i triangolini vuoti rossi in fig. 3.13) abbiano presentato differenze molto evidenti rispetto alla traiettoria osservata [11] [12].

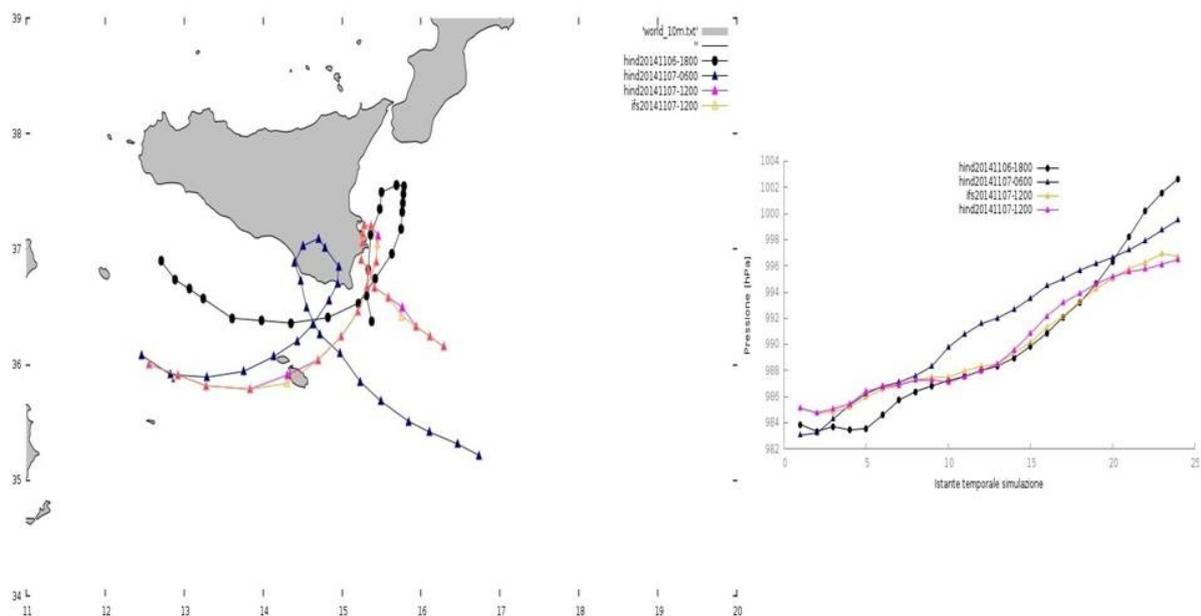
Per quanto riguarda la previsione dell'intensità, si sono riscontrate discrepanze significative con le osservazioni. In linea di massima, quasi tutte le simulazioni (fig. 3.14) concordano nel prevedere il raggiungimento dei valori minimi di MSLP nelle ore centrali del mattino del 7 novembre (minimo assoluto di circa 983 hPa alle 08 UTC previsto dai run di *forecast* e *hindcast* inizializzati alle 00 UTC del 7 novembre su dati ECMWF), con un generale e costante aumento della pressione nella seconda metà della giornata (per alcune simulazioni, la differenza nei valori di MSLP durante il transito del ciclone su Malta supera anche i 10 hPa).

Dall'analisi delle simulazioni, emerge che la predicibilità generale dell'evento si è rivelata decisamente bassa: questo risultato è per certi aspetti imputabile ad errori presenti in BOLAM, ma anche alla presenza di altri fattori che rendono assai difficile la corretta previsione. Tra le fonti di incertezza, è da notare una differenza

### 3.3. ANALISI MODELLISTICA DELL'EVENTO



**Figura 3.14:** Intensità del ciclone (in hPa) nelle simulazioni BOLAM indicate nella legenda; i dati fanno riferimento al periodo compreso tra le 06 UTC del 7 novembre e le 11 UTC dell'8 novembre.

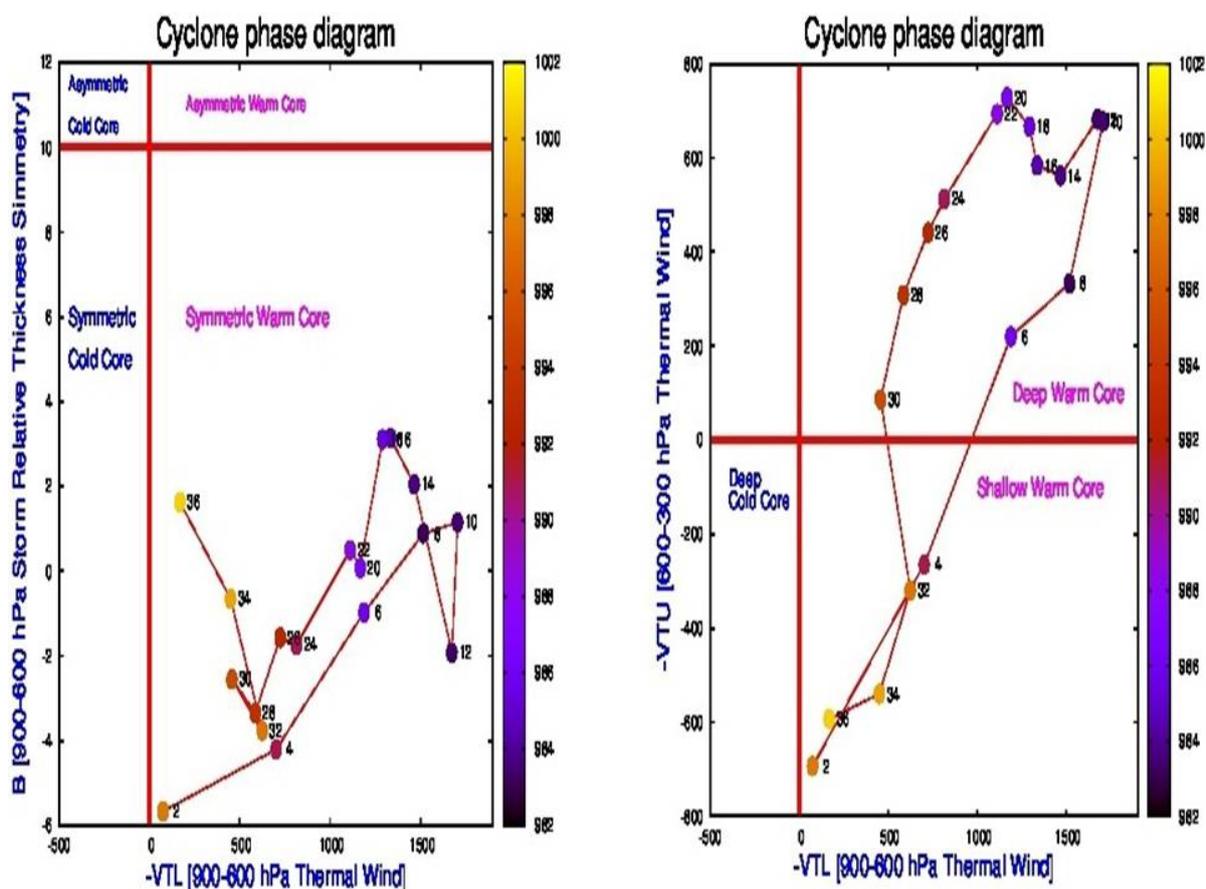


**Figura 3.15:** Traiettoria (a sinistra) e intensità (a destra, in hPa) del ciclone tra le 12 UTC del 7 novembre e le 11 UTC dell'8 novembre per le simulazioni di BOLAM indicate nella legenda.

sostanziale nella condizione iniziale da cui partono le simulazioni di BOLAM, ovvero tra le analisi NCEP ed ECMWF alle 00 UTC del 7 novembre; oppure, l'impatto significativo delle condizioni al contorno sulla diversa previsione del ciclone nei run di *forecast* e *hindcast* inizializzati su dati ECMWF alle 12 UTC del 6 novembre (curve con i quadratini vuoti magenta e i pallini vuoti gialli in fig. 3.13 e in fig. 3.14), che invece è stato meno evidente per le simulazioni che partono alle 00 UTC del 7 novembre.

### Caratteristiche termodinamiche del ciclone: diagrammi di Hart e sezioni verticali

In fig. 3.16, sono riportati i diagrammi di Hart ottenuti per il run IFS20141107-0000, considerando un raggio di 100 km come rappresentativo delle dimensioni del ciclone. Questa simulazione, pur presentando errori nella previsione della traiettoria, sviluppa un ciclone molto intenso fin dall'inizio, con un valore minimo di 983 hPa raggiunto alle 08 UTC del 7 novembre; pertanto, la struttura viene da subito classificata a cuore caldo, raggiungendo lo stato più attivo della fase di tipo tropicale intorno a metà giornata (visibile in alto a destra nel secondo diagramma di fig. 3.16).

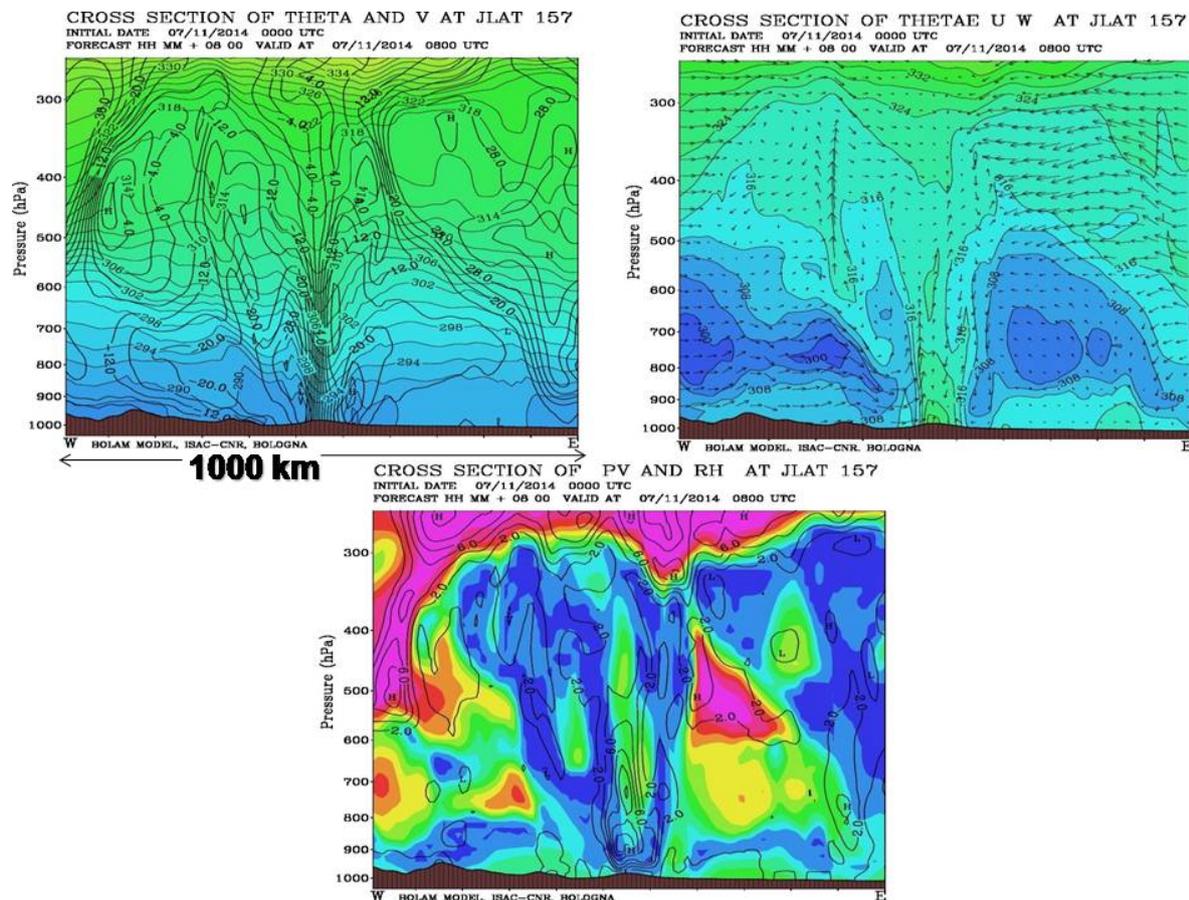


**Figura 3.16:** Diagrammi di Hart che descrivono lo stato termodinamico del ciclone nella simulazione IFS20141107-0000, ottenuti considerando un raggio di 100 km rappresentativo delle dimensioni del ciclone; i punti nei grafici indicano la posizione del ciclone nello spazio dei parametri ogni due ore.

In fig. 3.17, sono riportate alcune sezioni verticali in direzione Est-Ovest, passanti per il centro del ciclone, ottenute per la stessa simulazione alle 08 UTC del 7 novembre, su una distanza orizzontale di circa 1000 km. Le sezioni mostrano le tipiche caratteristiche di un ciclone tropicale, quali l'esistenza di un notevole gradiente orizzontale del vento ed un cuore caldo abbastanza sviluppato sull'area del minimo e correnti ascendenti che sono piuttosto intense, in particolare, sul lato esterno alla sinistra del minimo di pressione. La sezione verticale di vorticità

### 3.3. ANALISI MODELLISTICA DELL'EVENTO

potenziale e umidità relativa, RH (Relative Humidity), permette di evidenziare la formazione di una colonna di PV legata ai processi diabatici (rilascio di calore latente associato all'intensa convezione) negli strati medio-bassi della troposfera, mentre si nota il *folding* della tropopausa a Ovest del ciclone; inoltre, si osserva in media troposfera la presenza di una zona di aria secca di origine africana (zona colorata in rosa nell'immagine in basso di fig. 3.17) sul settore orientale della bassa pressione, che viene sospinta verso l'area dove è presente il TLC dalle intense correnti meridionali.

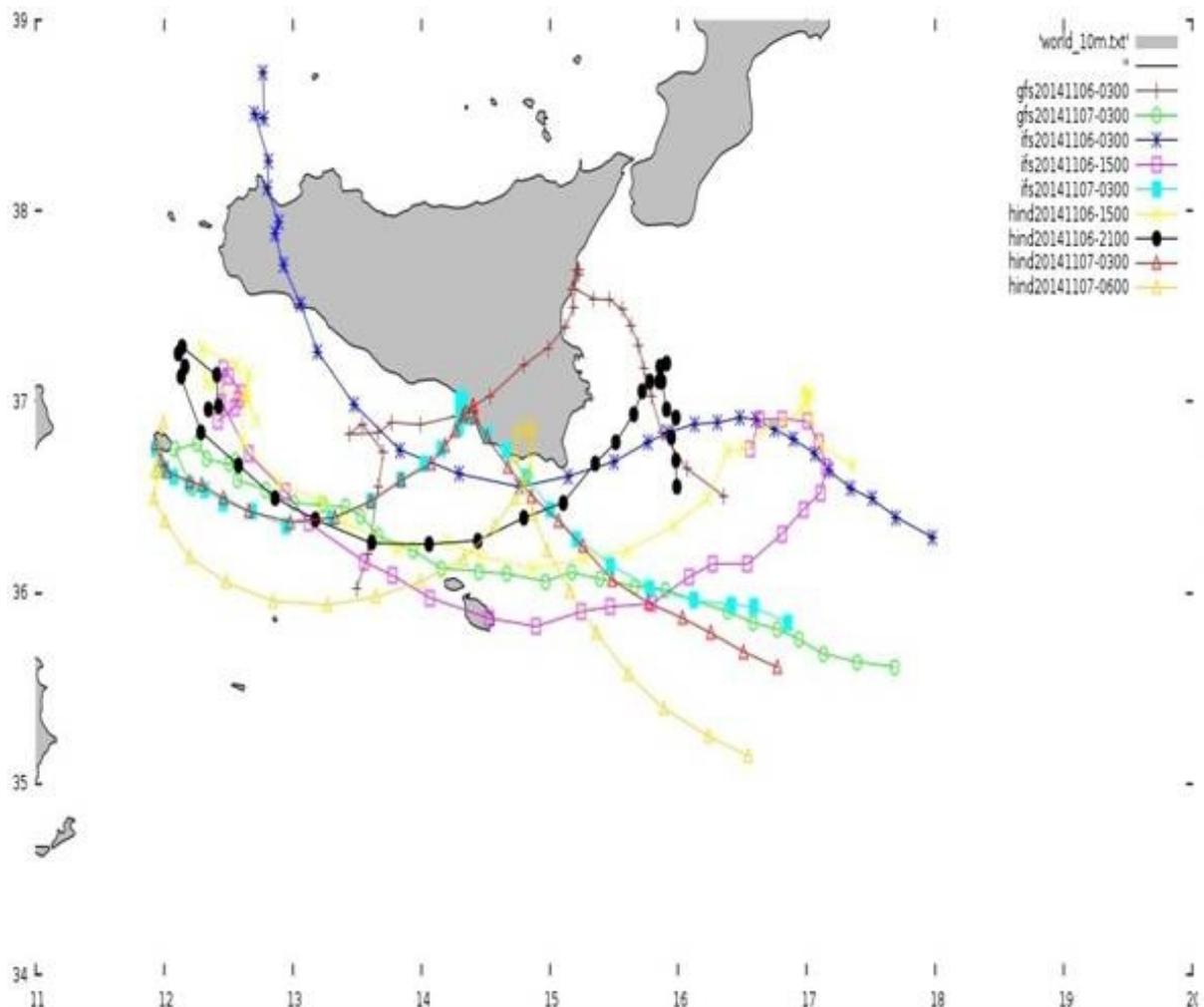


**Figura 3.17:** Sezioni verticali in direzione Est-Ovest attraverso il centro del ciclone alle 08 UTC del 7 novembre per la simulazione IFS20141107-0000. In alto, a sinistra: componente meridionale del vento perpendicolare alla sezione (in m/s) e temperatura potenziale (in K); in alto, a destra: vento tangenziale alla sezione (in m/s) e temperatura potenziale equivalente (in K); in basso: vorticità potenziale (in PVU) e umidità relativa (in blu le aree con valori di RH  $\geq$  80%, l'intervallo tra i diversi colori è del 10%).

### 3.3.2 Risultati delle simulazioni di MOLOCH

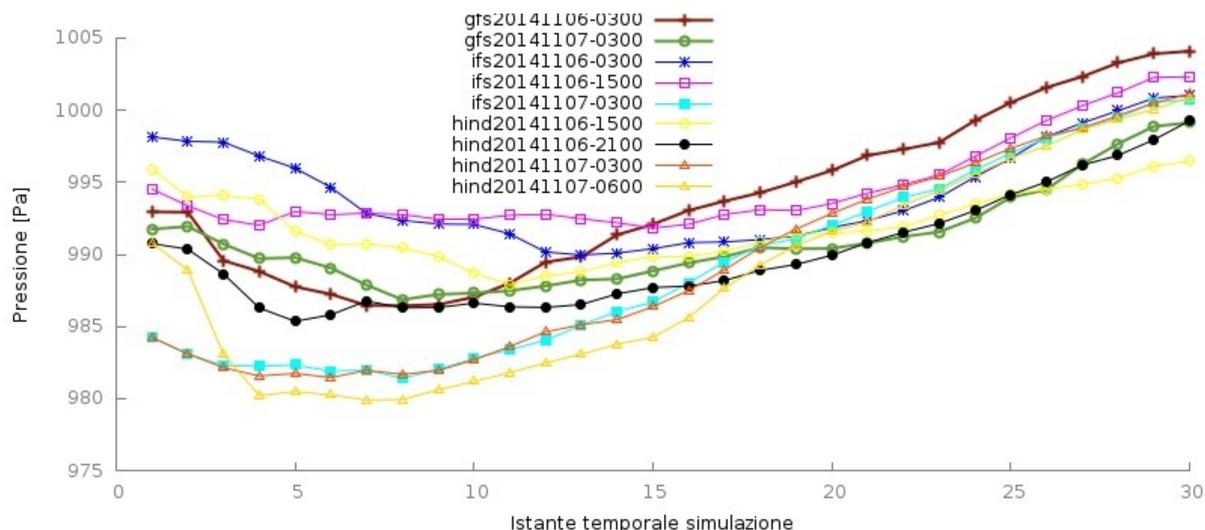
#### Traiettoria e intensità del ciclone

Le traiettorie del ciclone ottenute dalle simulazioni di MOLOCH sono visualizzate in fig. 3.18, per l'intervallo temporale tra le 06 UTC del 7 novembre e le 11 UTC dell'8 novembre; in fig. 3.19 sono riportati i valori delle intensità nello stesso intervallo temporale. In fig. 3.20, sono mostrate invece le traiettorie e le intensità ottenute dalle simulazioni con il *nesting* nel BOLAM che parte alle 15 UTC del 7 novembre, ossia quando il ciclone era già ben sviluppato. Le simulazioni HIND20141107-0600 e HIND201107-0900 sono state entrambe innestate nella simulazione di BOLAM del 7 novembre alle 06 UTC allo scopo di valutare l'impatto di un diverso istante dell'inizio del *nesting*, senza comunque ottenere evidenti differenze nella previsione.

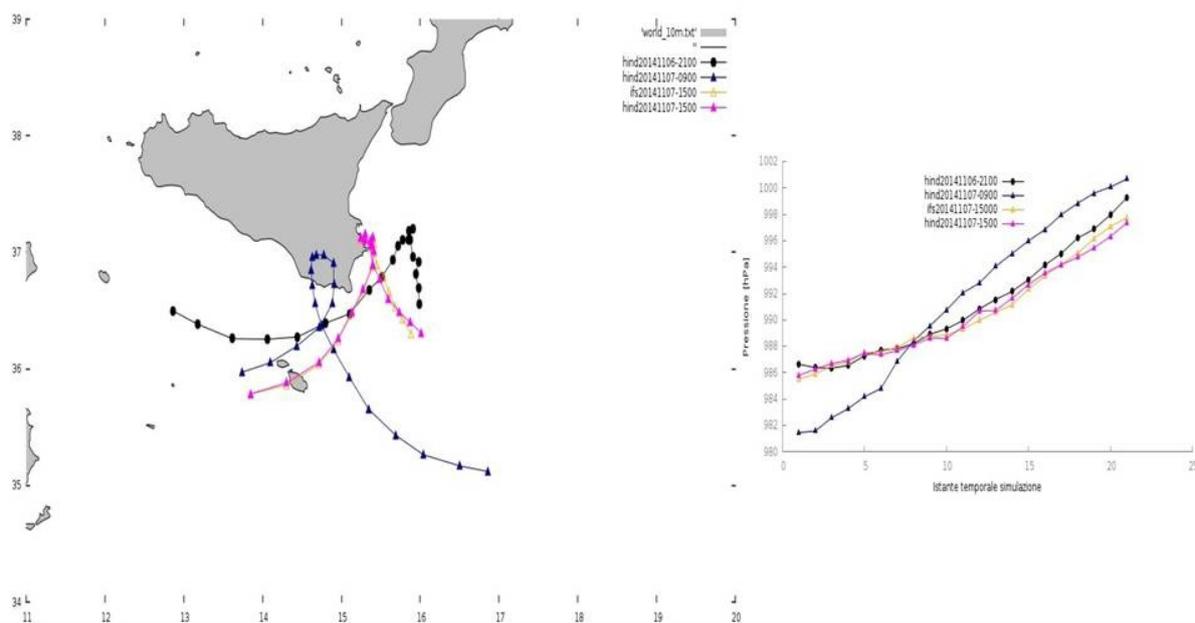


**Figura 3.18:** Traiettoria del ciclone nelle simulazioni MOLOCH con il *nesting* nella simulazione di BOLAM indicata nella legenda; i dati si riferiscono al periodo compreso tra le 06 UTC del 7 novembre e le 11 UTC dell'8 novembre.

Dall'analisi dei risultati, si osserva come l'utilizzo di un modello non idrostatico con elevata risoluzione orizzontale non sia sufficiente per ottenere una più preci-



**Figura 3.19:** Intensità del ciclone (in hPa) nelle simulazioni MOLOCH con il *nesting* nelle simulazioni di BOLAM indicato nella legenda; i dati si riferiscono al periodo compreso tra le 06 UTC del 7 novembre e le 11 UTC dell'8 novembre.



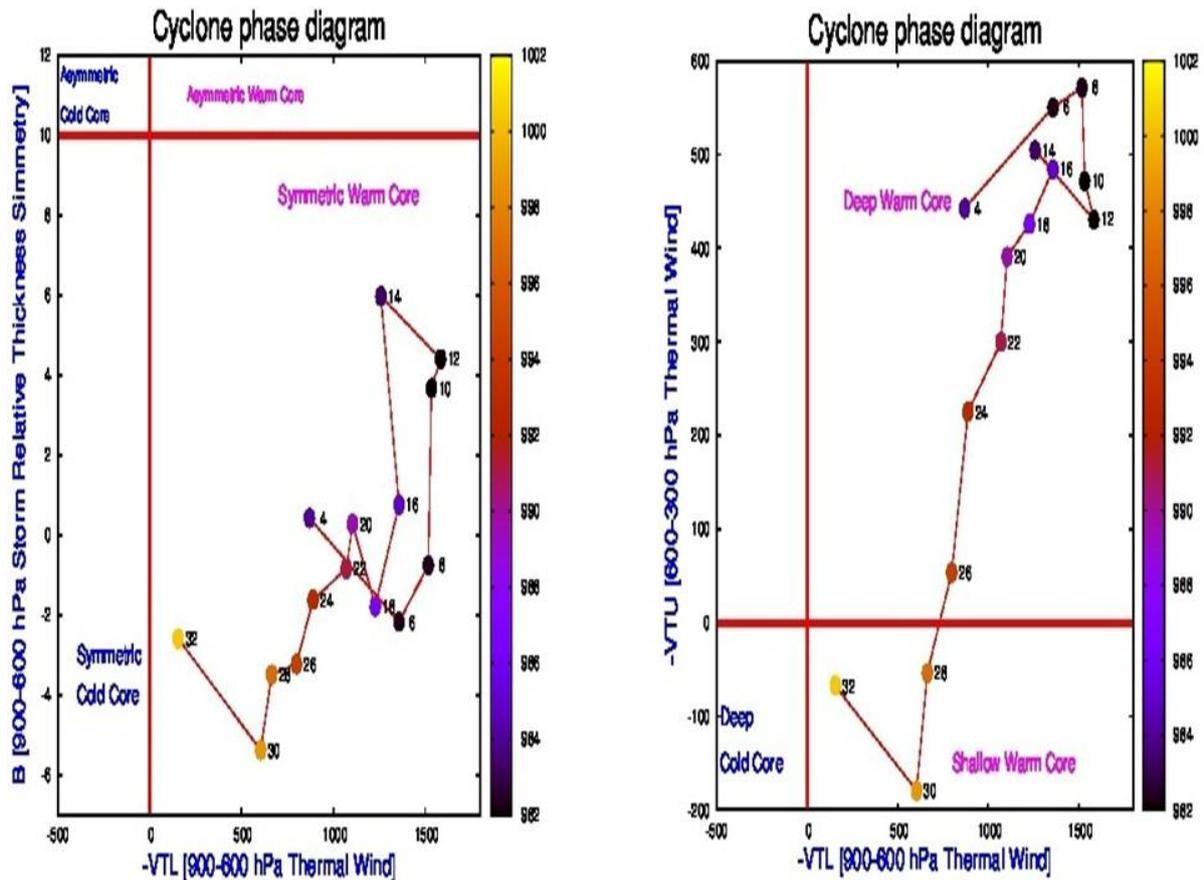
**Figura 3.20:** Traiettoria (a sinistra) e intensità (a destra, in hPa) del ciclone nelle simulazioni MOLOCH tra le 15 UTC del 7 novembre e le 11 UTC dell'8 novembre.

sa previsione della traiettoria e dell'intensità del ciclone. Si è riscontrato solo un lieve approfondimento del minimo di pressione nelle prime ore della giornata del 7 novembre (fig. 3.19), con la simulazione HIND20141107-0600 che prevede un valore minimo poco sotto la soglia dei 980 hPa a metà mattinata; tuttavia, il MOLOCH tende a ripetere l'evoluzione presente in BOLAM, con i valori di MSLP che aumentano in maniera significativa nella seconda parte della giornata, risultando superiori a quelli osservati nel pomeriggio su Malta. Tra l'altro, soltanto un paio di

simulazioni riescono a riprodurre correttamente il passaggio del ciclone sull'isola, o nelle sue vicinanze (fig. 3.18).

### Caratteristiche termodinamiche del ciclone: diagrammi di Hart

In fig. 3.21, sono riportati i diagrammi di Hart per la simulazione di MOLOCH innestata in quella di BOLAM, IFS20141107-0000, ottenuti scegliendo un valore del raggio pari a 50 km come rappresentativo delle dimensioni del ciclone.



**Figura 3.21:** Diagrammi di Hart che descrivono lo stato termodinamico del ciclone nella simulazione di MOLOCH innestata in IFS20141107-0000, ottenuti considerando un raggio di 50 km rappresentativo delle dimensioni del ciclone; i punti nei grafici indicano la posizione del ciclone nello spazio dei parametri ogni due ore.

Come si vede, la scelta di ridurre il “valore del raggio di esplorazione” per le simulazioni effettuate con MOLOCH (a causa della più elevata risoluzione orizzontale del modello non idrostatico) contribuisce alla classificazione del ciclone in una struttura di tipo *deep warm core* fin dagli istanti iniziali.

## Capitolo 4

# Ricostruzione delle caratteristiche del Mediane attraverso l'analisi modellistica

In questo capitolo si presentano i risultati dell'analisi delle caratteristiche del ciclone, nelle sue successive fasi di sviluppo, effettuata per mezzo dei modelli numerici. Come mostrato nel capitolo precedente, l'evento meteorologico è stato caratterizzato da una bassa predicibilità e non è stato possibile ottenere una singola simulazione numerica che riproducesse in modo adeguato l'intera vita del ciclone. Dal confronto con le osservazioni, le simulazioni sono risultate sufficientemente accurate solo per scadenze temporali piuttosto brevi; di conseguenza, per ottenere una descrizione modellistica del ciclone, è stato necessario adottare una procedura particolare, unendo in sequenza diverse simulazioni a breve termine, come descritto in seguito. Ovviamente, tale procedura non ha alcun valore dal punto di vista previsionale, ma permette di effettuare un'accurata analisi diagnostica dei processi responsabili dello sviluppo del ciclone sfruttando la modellistica numerica.

### 4.1 Descrizione del metodo

Il metodo utilizzato consiste nell'unire in sequenza successive simulazioni effettuate con BOLAM. Le simulazioni, inizializzate a 6 ore di distanza l'una dall'altra, sono prese nell'intervallo di previsione compreso tra +3 e +9 ore. In questo modo, si escludono le prime ore di previsione, solitamente affette da problemi di *spin-up* (tempo necessario affinché il modello sviluppi la propria fisica) e si considera un'estensione molto limitata della simulazione entro la quale si suppone che l'errore sia piuttosto contenuto. Infatti, ogni singola previsione fino a +9 ore è in grado di riprodurre adeguatamente l'evento. Si è ottenuta, in questo modo, una ricostruzione della traiettoria del ciclone nell'intervallo temporale compreso tra le 15 UTC del 6 novembre, istante in cui il minimo di pressione inizia a svilupparsi sul Mediterraneo, e le 11 UTC dell'8 novembre, quando il ciclone ha quasi esaurito la sua energia.

Di seguito, è riportato l'elenco e la configurazione delle simulazioni da cui sono

state estratte le sequenze utilizzate per la ricostruzione della traiettoria, indicando l'intervallo temporale ricoperto da ciascuna sequenza di simulazione:

1. HIND20141106-1200 (+3 → +9 ore), dalle 15 UTC alle 20 UTC del 6 novembre
2. HIND20141106-1800 (+3 → +9 ore), dalle 21 UTC del 6 novembre alle 02 UTC del 7 novembre
3. HIND20141107-0000 (+3 → +9 ore), dalle 03 UTC alle 08 UTC del 7 novembre
4. HIND20141107-0600 (+3 → +9 ore), dalle 09 UTC alle 14 UTC del 7 novembre
5. HIND20141107-1200 (+3 → +9 ore), dalle 15 UTC alle 20 UTC del 7 novembre
6. HIND20141107-1800 (+3 → +18 ore), dalle 21 UTC del 7 novembre alle 11 UTC dell'8 novembre

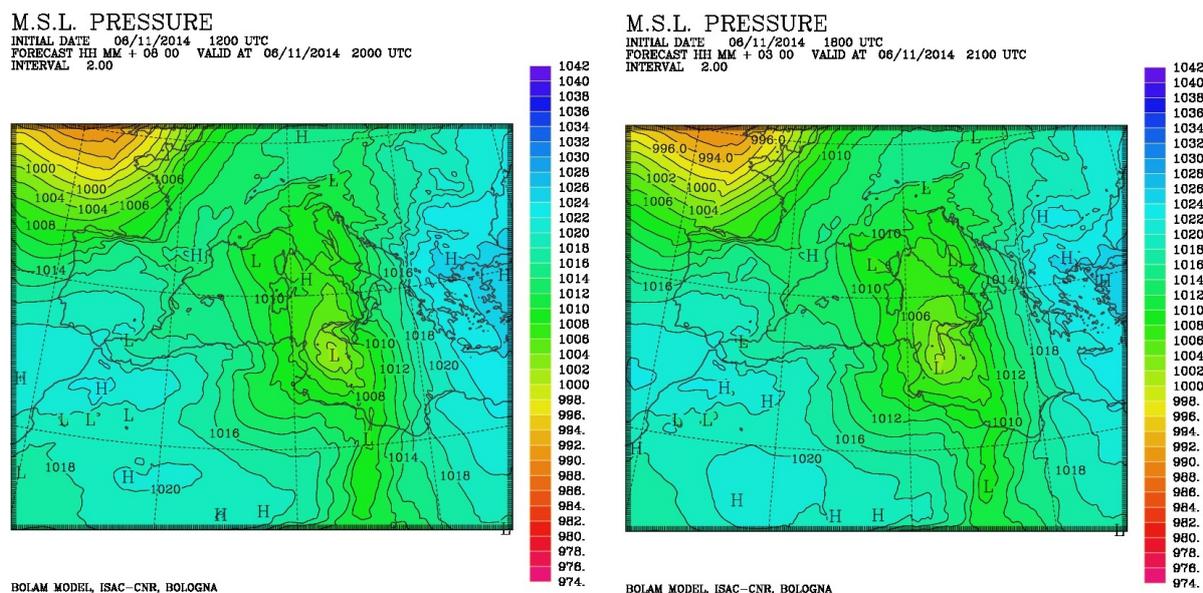
Come si vede, l'ultima sequenza parte dal terzo istante e giunge fino alla fine della previsione; è stato scelto un *range* temporale più lungo dal momento che il ciclone, pur essendo chiaramente identificabile, tende ad indebolirsi nel corso della notte tra il 7 e l'8 novembre e l'evento perde di interesse.

Il metodo appena descritto presenta, in linea di principio, due limitazioni da tenere in conto:

- è un metodo costruito "ad hoc", realizzato per sopperire alla mancanza di una singola ed accurata simulazione modellistica, a causa della forte incertezza previsionale descritta nel capitolo precedente. Questo significa che non si possono trarre conclusioni di tipo previsionale attraverso questa analisi;
- gli istanti di "raccordo" tra due sequenze di simulazioni in successione (ossia, l' "istante +9" della prima e l' "istante +3" della seconda sequenza) possono presentare discontinuità per quanto riguarda la localizzazione e l'intensità del ciclone, in quanto appartenenti a due diverse simulazioni.

Tuttavia, nel metodo usato per il caso di studio, il secondo problema si è riscontrato solamente per quanto riguarda la fase iniziale del ciclone, tra la prima e la seconda simulazione (HIND20141106-1200 e HIND20141106-1800). Infatti, tra le 20 e le 21 UTC del 6 novembre (fig. 4.1), si nota un repentino spostamento del ciclone più a Sud (con intensità diversa), legato al passaggio tra le due simulazioni; le differenze risultano comunque contenute, perciò ininfluenti ai fini dell'utilizzo del metodo.

## 4.2. TRAIETTORIA E INTENSITÀ DEL CICLONE



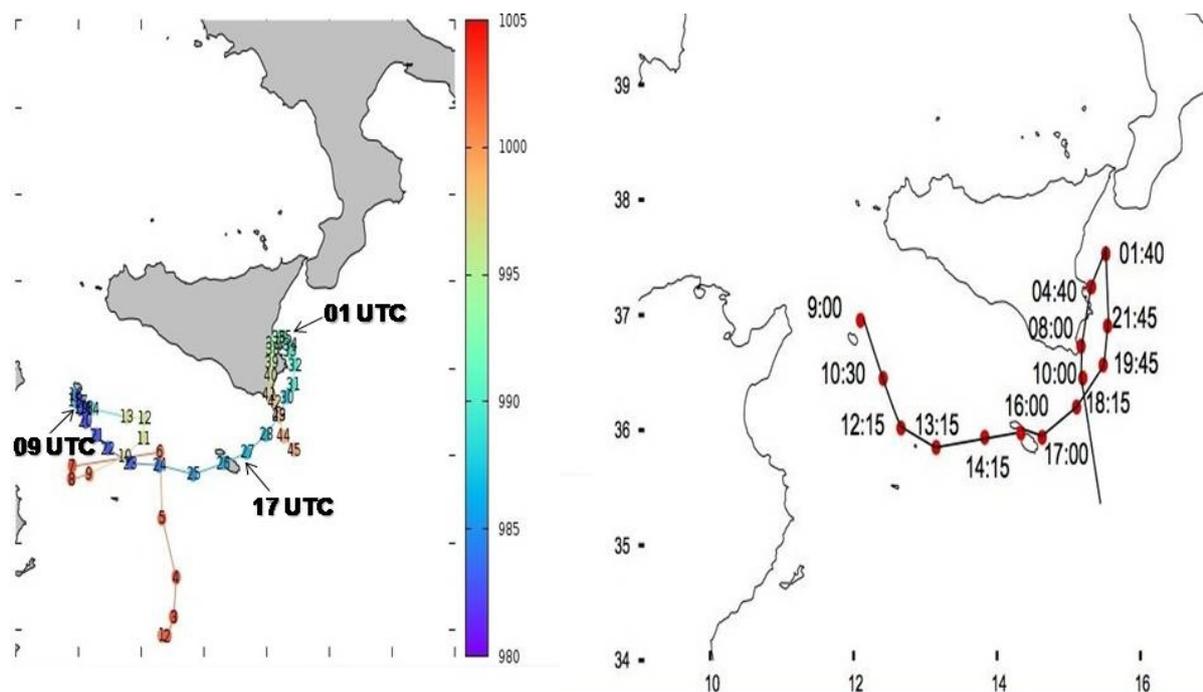
**Figura 4.1:** Previsione del campo di MSLP (in hPa) della simulazione HIND210141106-1200 alle 20 UTC (a sinistra) e della simulazione HIND20141106-1800 alle 21 UTC del 6 novembre (a destra).

## 4.2 Traiettorie e intensità del ciclone

La traiettoria e l'intensità del ciclone ricavate attraverso il metodo di ricostruzione sono mostrate in fig. 4.2 (in cui è fornito il confronto con la traiettoria osservata [11] [12]) e in fig. 4.3. Dall'analisi di fig. 4.2, si osserva che la traiettoria ricostruita attraverso l'analisi modellistica è in accordo migliore, come atteso, con quella osservata [11] [12], cogliendo perfettamente gli istanti del passaggio del ciclone su Malta e, successivamente, lungo la costa orientale della Sicilia. Soltanto nelle fasi iniziali essa presenta alcune differenze significative con le osservazioni, con il ciclone che alle 09 UTC del 7 novembre si trova più a Sud dell'isola di Pantelleria, spostato di circa 100 km rispetto alla zona in cui è stato rilevato. Bisogna comunque tenere conto delle notevoli incertezze nella precisa localizzazione del minimo che caratterizzano anche le osservazioni nelle fasi iniziali dello sviluppo del ciclone, quando il minimo è ancora debole. Un'ulteriore piccola differenza con la traiettoria osservata [11] [12] si registra nelle prime ore dell'8 novembre nella fase conclusiva della traiettoria circolare al largo della Sicilia, con la ricostruzione modellistica che tende a far transitare temporaneamente il ciclone sulla terraferma, per poi proseguire in mare aperto negli istanti successivi. Complessivamente, il buon accordo generale trovato fra la traiettoria ricostruita e quella osservata [11] [12] consente di utilizzare le sequenze di simulazioni per effettuare uno studio dei processi fisici associati allo sviluppo del ciclone.

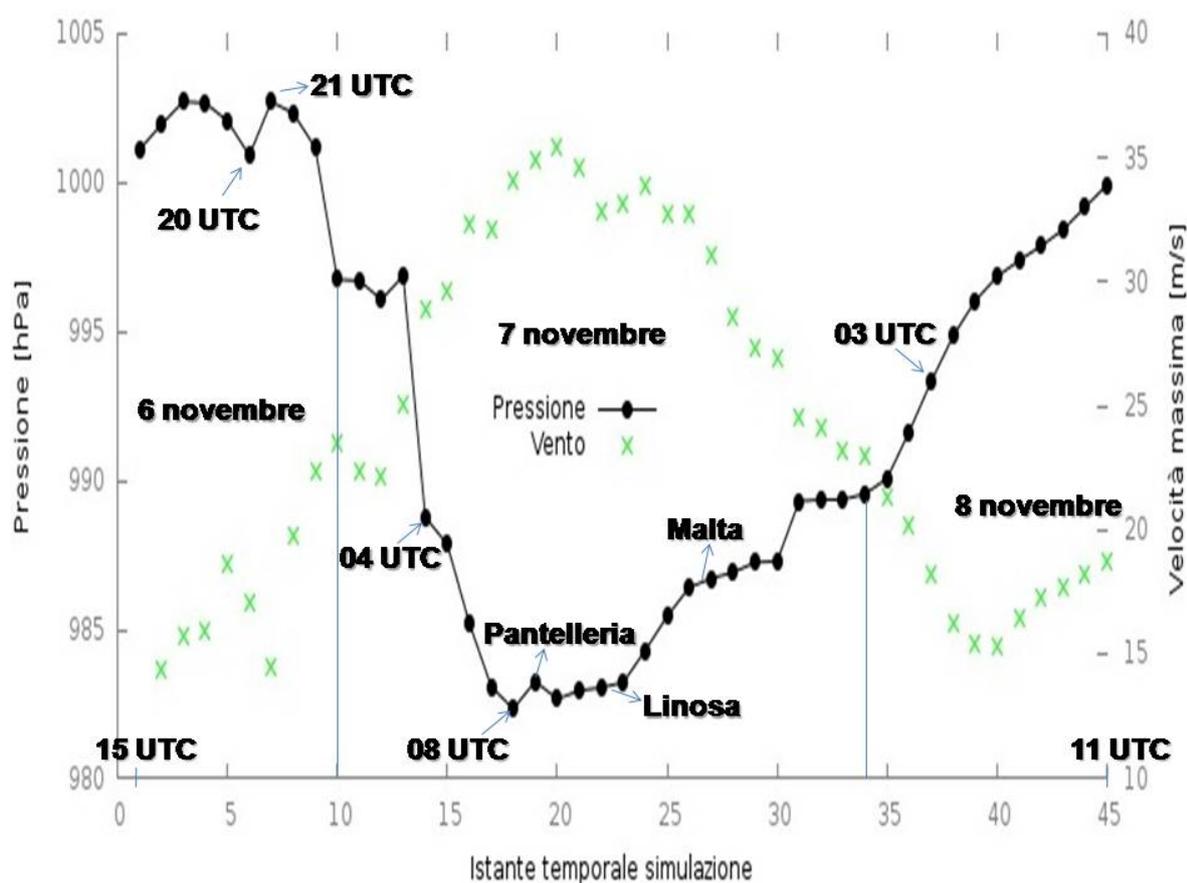
Per quanto riguarda l'analisi dell'intensità, la ricostruzione modellistica mostra un ciclone abbastanza intenso solo nella fasi iniziali. E' possibile notare in fig. 4.3 come il minimo subisca un primo, significativo e rapido approfondimento tra le 03 UTC e le 04 UTC del 7 novembre (fin sotto i 990 hPa), quindi un ulteriore calo della pressione nelle ore successive che lo porta a raggiungere l'intensità massima alle 08 UTC, con un valore di MSLP pari a circa 982 hPa (su Pantelleria alle 09

## 4.2. TRAIETTORIA E INTENSITÀ DEL CICLONE



**Figura 4.2:** Traiettoria del ciclone ricostruita dagli output delle simulazioni (a sinistra) e confronto con quella osservata [11] [12] (a destra); il colore dei punti indica l'intensità del ciclone (in hPa); le frecce si riferiscono agli istanti in cui il *medicane* si trova in alcune aree del suo percorso, che saranno analizzati successivamente.

UTC, la pressione è di circa 983 hPa, mostrando un'evidente differenza rispetto al dato osservato di circa 992 hPa, riportato nel capitolo precedente e l'intensità massima del vento raggiunge i 35 m/s nell'ora successiva). In seguito, la pressione tende a rimanere pressochè costante fino al passaggio del ciclone su Linosa alle 12-13 UTC, per poi risalire, all'inizio lentamente, prima dell'arrivo del TLC su Malta (circa 986 hPa, a fronte dei 979 hPa osservati alle 17 UTC), quindi in maniera più evidente dalle 21 UTC del 7 novembre fino al termine della ricostruzione.



**Figura 4.3:** Intensità del ciclone (curva con i pallini neri, in hPa) ricostruita dagli output delle simulazioni e intensità massima del vento (crocette verdi, in m/s) calcolata entro il “raggio di esplorazione” del ciclone; le frecce indicano i valori di MSLP del minimo in alcuni istanti.

### 4.2.1 Diagrammi di Hart

In fig. 4.4, sono mostrati i diagrammi di Hart ottenuti per la ricostruzione modellistica del ciclone.

Dal grafico a sinistra, si vede che pur essendo classificato come una struttura simmetrica, negli istanti iniziali il minimo evidenzia ancora un cuore freddo. L’inizio della fase tropicale del ciclone avviene intorno alle 22 UTC del 6 novembre, quando compare il cuore caldo che rimane sempre evidente fino alla fine della ricostruzione. Nel grafico a destra, si nota come il cuore caldo sia inizialmente di tipo *shallow*, mentre divenga di tipo *deep* intorno alle 04 UTC del 7 novembre, ossia nell’istante in cui si assiste al primo repentino approfondimento del minimo (si veda la fig. 4.3). In seguito, il ciclone è costantemente classificato come *deep warm core*, mostrando la massima attività nel mattino del 7 novembre (parte destra del primo quadrante nel grafico a destra in fig. 4.4), proprio in coincidenza col raggiungimento del valore minimo di MSLP alle 08 UTC (si veda la fig. 4.3), quando il TLC si trova nelle vicinanze di Pantelleria.

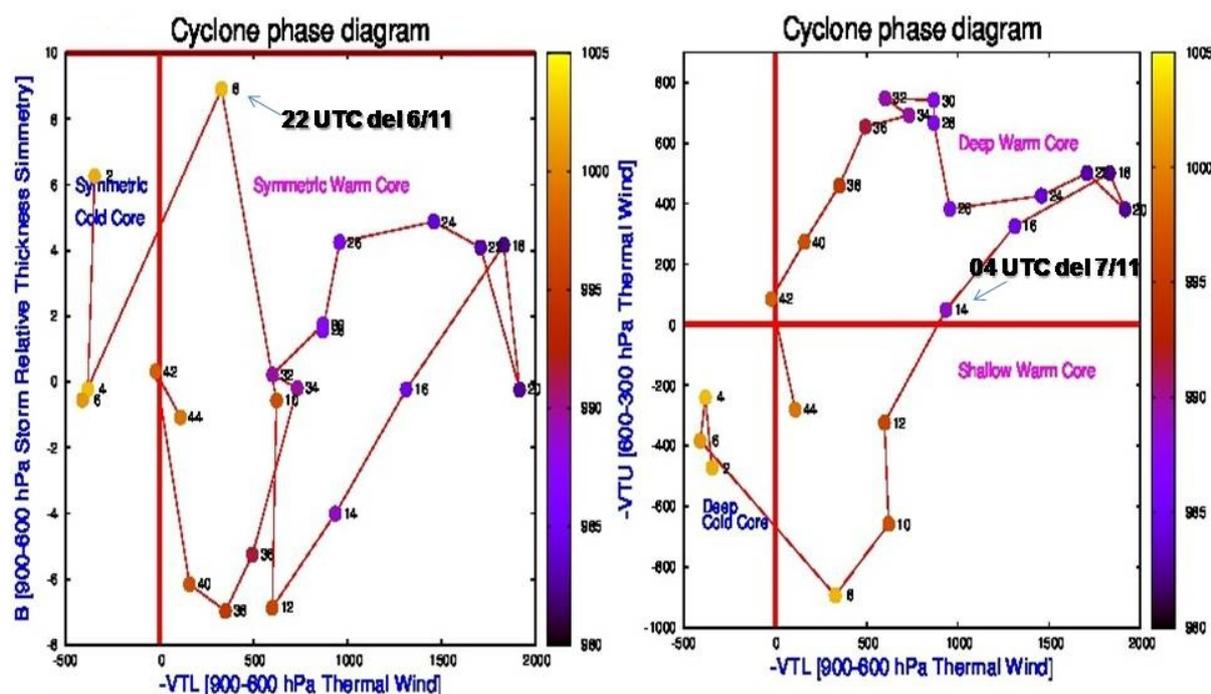


Figura 4.4: Diagrammi di Hart che descrivono lo stato termodinamico del ciclone nella ricostruzione modellistica, ottenuti considerando un raggio di 100 km rappresentativo delle dimensioni del ciclone; i punti nei grafici indicano la posizione del ciclone nello spazio dei parametri ogni due ore.

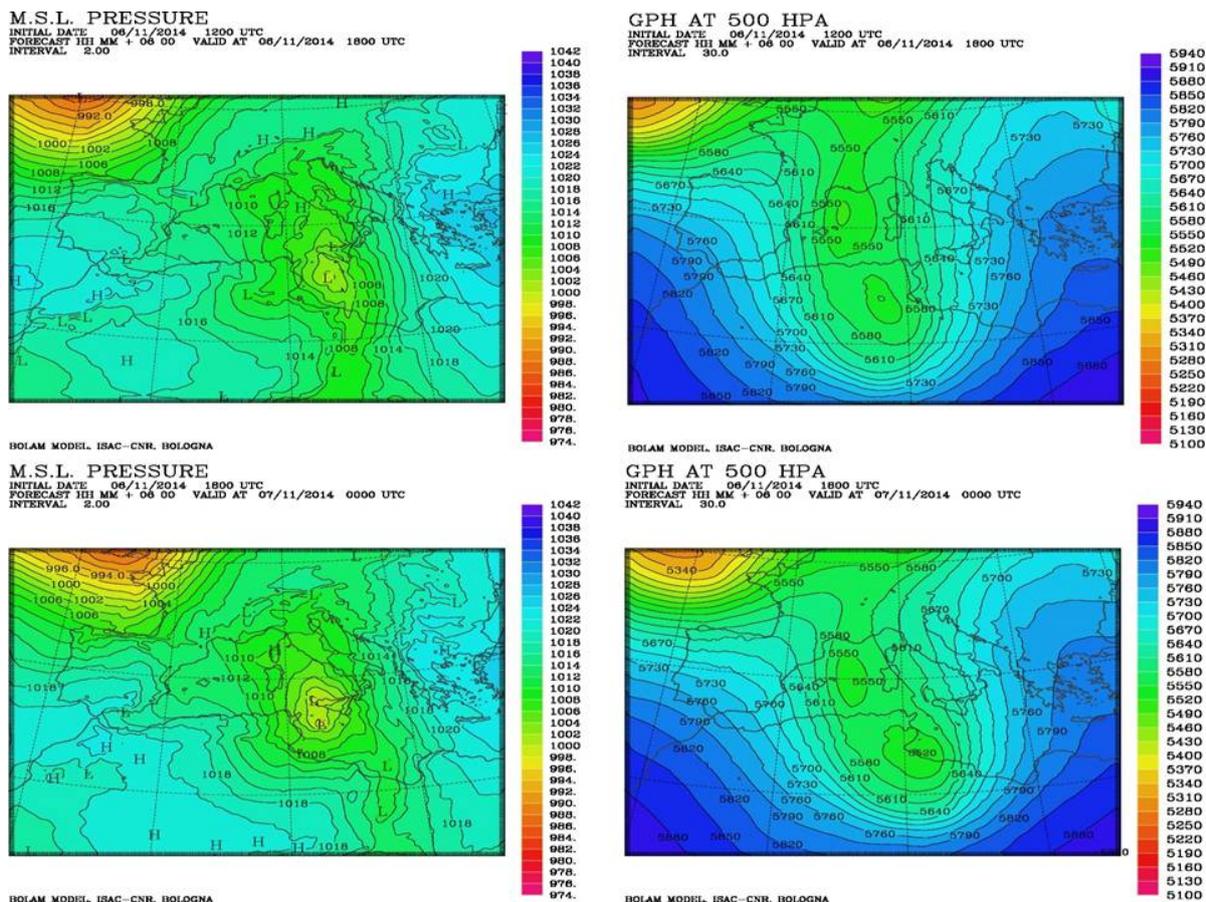
### 4.3 Transizione tropicale: 04 UTC del 7 novembre

Dall'analisi dei diagrammi di Hart, emerge che negli istanti iniziali della ricostruzione il ciclone sta perdendo le caratteristiche barocline, ravvisabili nella presenza di un cuore freddo simmetrico (quadrante *symmetric cold core* nel grafico a sinistra in fig. 4.4) e profondo (quadrante *deep cold core* nel grafico a destra in fig. 4.4). Il passaggio ad una struttura barotropica (quadrante *symmetric warm core* nel grafico a sinistra in fig. 4.4) avviene come conseguenza del rilascio del calore latente nella media troposfera in seguito allo sviluppo della convezione; questa fase è ben evidenziata nei diagrammi di Hart, con l'intensificazione dell'anomalia calda che dagli strati atmosferici più bassi (quadrante *shallow warm core* nel grafico a destra in fig. 4.4) si estende a quelli più alti (quadrante *deep warm core* nel grafico a destra in fig. 4.4).

Per individuare le cause che hanno determinato la transizione tropicale avvenuta alle 04 UTC del 7 novembre, sono stati scelti alcuni istanti della ricostruzione per i quali sono mostrati i campi di MSLP, GPH (Geopotential Height) a 500 hPa, PV e vento a 300 hPa (questi ultimi allo scopo di valutare la possibile influenza della corrente a getto).

La fig. 4.5 mostra il confronto dei campi di MSLP e GPH a 500 hPa tra le 18 UTC del 6 novembre e le 00 UTC del 7 novembre: si può vedere come il ciclone sia baroclinico, con lo sfasamento verso sinistra del minimo sui livelli isobarici che aumenta con la quota. Il ciclone al suolo è localizzato, in entrambi gli istanti,

### 4.3. TRANSIZIONE TROPICALE: 04 UTC DEL 7 NOVEMBRE



**Figura 4.5:** Campi di MSLP (colonna a sinistra, in hPa) e di GPH a 500 hPa (colonna a destra, in m) alle 18 UTC del 6 novembre (sopra) e alle 00 UTC del 7 novembre (sotto), ottenuti dalla ricostruzione modellistica.

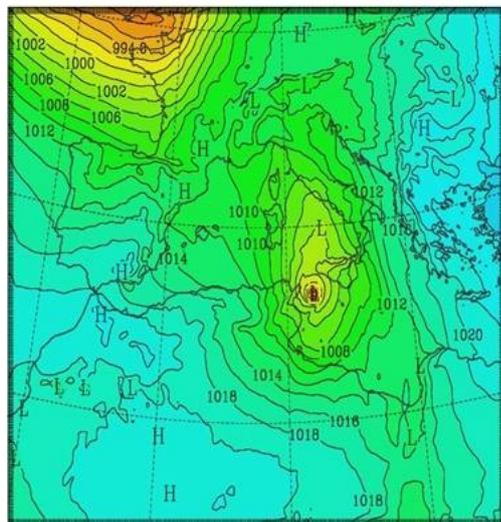
al centro del Canale di Sicilia; la saccatura si sviluppa dalla regione francese fin sull’Africa settentrionale, presentando in quota due minimi principali: il primo sul Golfo del Leone, poco a Nord delle isole Baleari; il secondo, sull’entroterra algerino alle 18 UTC del 6 novembre e in lento spostamento in prossimità delle coste tra Tunisia e Libia alle 00 UTC del 7 novembre, tende progressivamente ad allinearsi con il minimo al suolo, determinando una struttura del ciclone classificata come simmetrica a cuore caldo (fig. 4.4).

Alle 04 UTC del 7 novembre (istante in cui il minimo si intensifica notevolmente, con un valore di MSLP di circa 989 hPa, si veda la fig. 4.3), si assiste ad un maggiore allineamento del minimo sui livelli isobarici (fig. 4.6): alla quota di 500 hPa è evidente la formazione di un minimo secondario (indicato con la freccia) sulla verticale del ciclone. L’analisi del campo di vento a 300 hPa (fig. 4.7) mostra il transito del ramo più intenso della corrente a getto sul Nord Africa (collegato alla circolazione a più grande scala), che successivamente ruota in senso ciclonico per poi attraversare da SE verso NW il Canale di Sicilia fino a raggiungere le coste meridionali dell’isola, determinando un forte gradiente orizzontale del vento nell’area dove è presente il ciclone. Infine, in fig. 4.8 è mostrato il campo di PV a

### 4.3. TRANSIZIONE TROPICALE: 04 UTC DEL 7 NOVEMBRE

#### M.S.L. PRESSURE

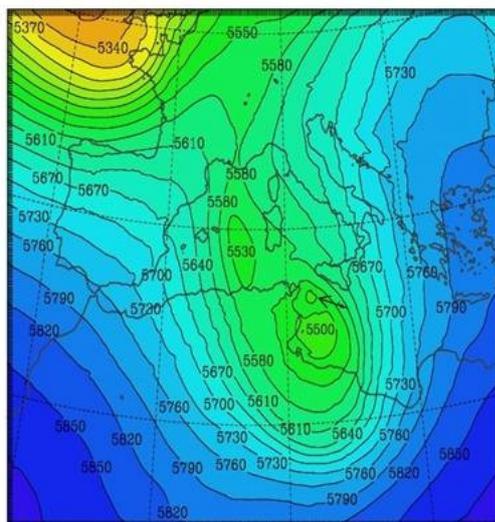
INITIAL DATE 07/11/2014 0000 UTC  
 FORECAST HH MM + 04 00 VALID AT 07/11/2014 0400 UTC  
 INTERVAL 2.00



BOLAM MODEL, ISAC-CNR, BOLOGNA

#### GPH AT 500 HPA

INITIAL DATE 07/11/2014 0000 UTC  
 FORECAST HH MM + 04 00 VALID AT 07/11/2014 0400 UTC  
 INTERVAL 30.0

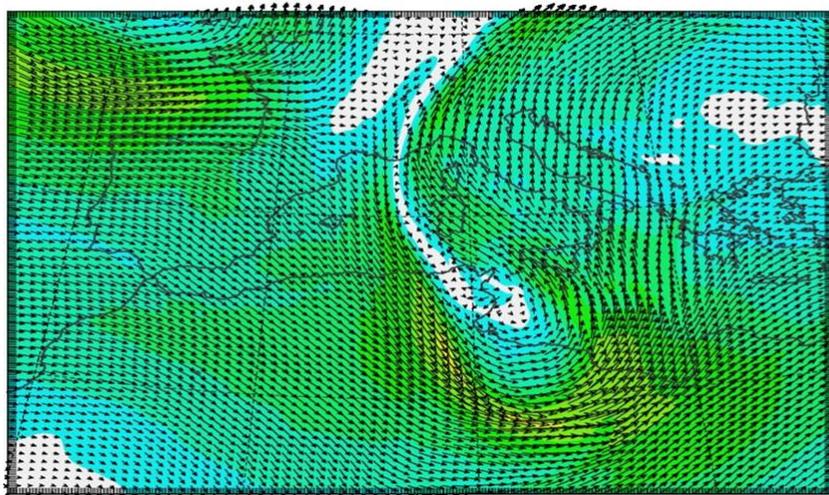


BOLAM MODEL, ISAC-CNR, BOLOGNA

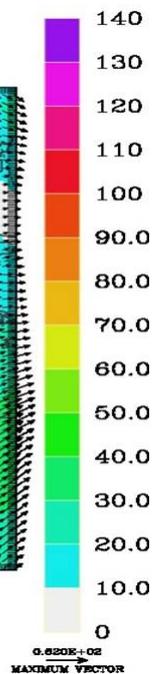
**Figura 4.6:** Campi di MSLP (a sinistra, in hPa) e GPH a 500 hPa (a destra, in m) alle 04 UTC del 7 novembre; la freccia indica la posizione del minimo in quota sulla verticale del ciclone al suolo.

#### WIND AT 300 HPA

INITIAL DATE 07/11/2014 0000 UTC  
 FORECAST HH MM + 04 00 VALID AT 07/11/2014 0400 UTC  
 INTERVAL 10.0



BOLAM MODEL, ISAC-CNR, BOLOGNA



**Figura 4.7:** Campo di vento (in m/s) a 300 hPa alle 04 UTC del 7 novembre.

300 hPa, in cui si osserva come lo *streamer* di alta PV che giunge fin sull'Africa

#### 4.3. TRANSIZIONE TROPICALE: 04 UTC DEL 7 NOVEMBRE

settentrionale, collegato al *folding* della tropopausa, ruoti in senso ciclonico nelle vicinanze del ciclone.

##### PV AT 300 HPA (PV UNITS)

INITIAL DATE 07/11/2014 0000 UTC  
FORECAST HH MM + 04 00 VALID AT 07/11/2014 0400 UTC  
INTERVAL 1.00

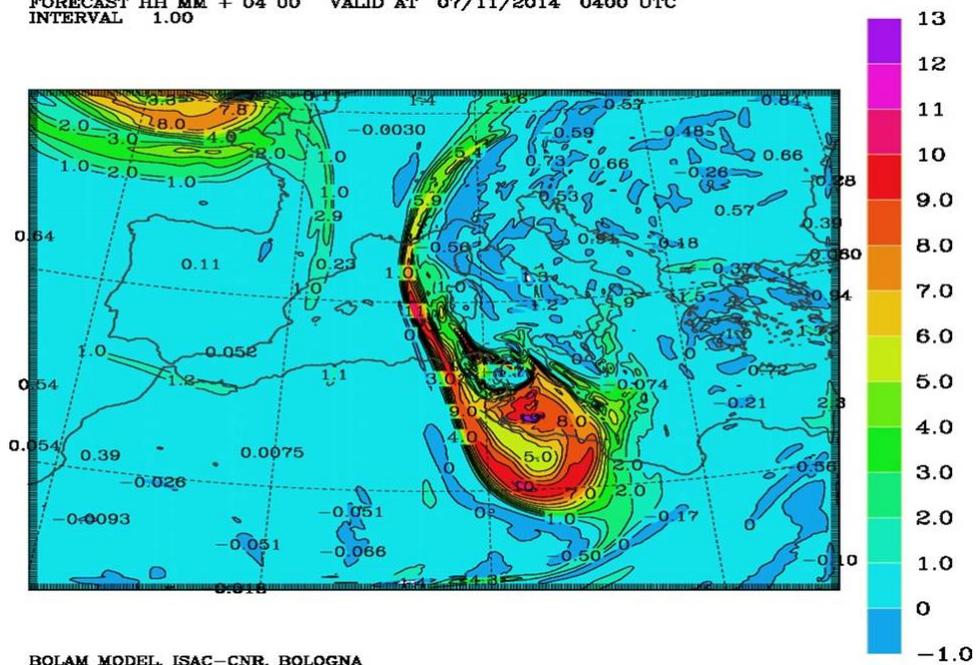


Figura 4.8: Campo di PV (in PVU) a 300 hPa alle 04 UTC del 7 novembre.

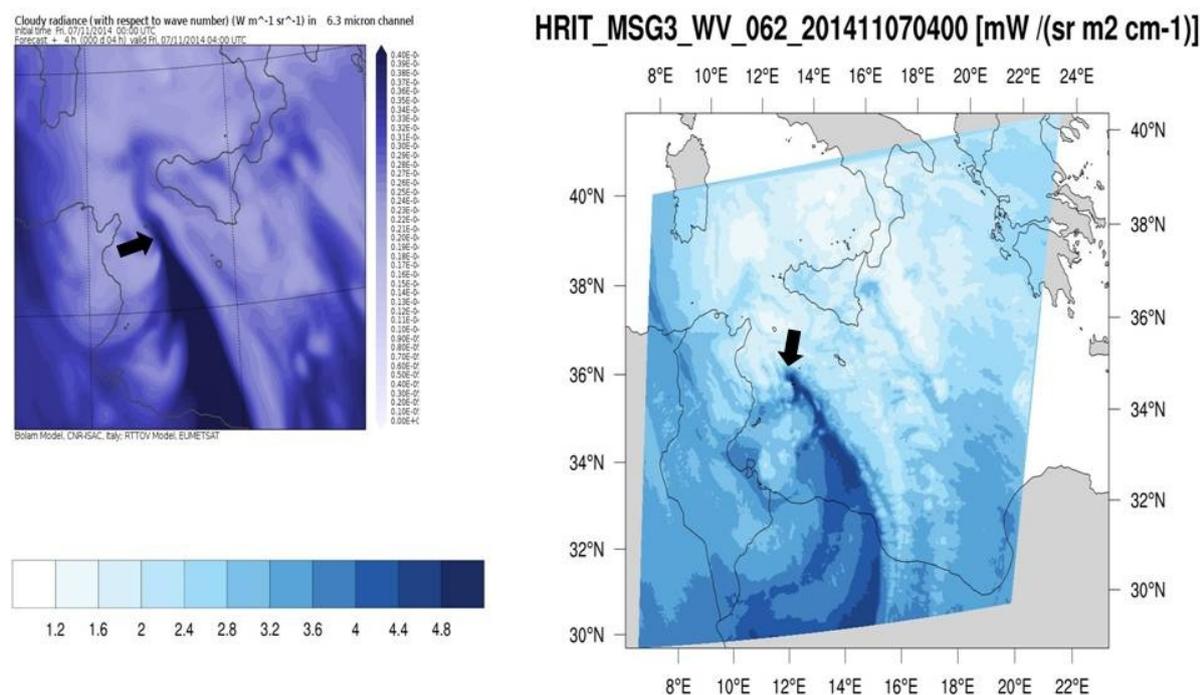
### 4.3.1 Confronti RTTOV-satellite, sezioni verticali e struttura del campo di PV

Al fine di comprendere le cause che hanno determinato la rapida intensificazione del ciclone e di monitorare le caratteristiche di tipo tropicale nel corso della sua evoluzione, sono stati effettuati dei confronti dei campi di radianza e BT prodotti con RTTOV (sugli output di BOLAM) con le osservazioni da satellite. Inoltre, la ricostruzione dei campi tridimensionali di vorticità potenziale ha permesso di visualizzare i fenomeni legati al *folding* della tropopausa e l'eventuale formazione della colonna di PV, che solitamente si osserva nei *medicane* come effetto dell'intensa convezione. Dal punto di vista concettuale, dati osservativi hanno evidenziato l'esistenza di tre anomalie di PV che possono interagire tra loro nelle strutture di bassa pressione alle medie latitudini: la prima in alta troposfera, legata all'intrusione di aria stratosferica; la seconda negli strati medio-bassi, generata diabaticamente in seguito al rilascio di calore latente dovuto allo sviluppo della convezione; la terza, associata ad un'anomalia di temperatura potenziale in superficie. Questa interazione determina lo sviluppo di una struttura verticale coerente ed estesa per buona parte della troposfera, caratterizzata da alti valori di PV (fino a 4 PVU, dove  $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K kg}^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) nella fase di maturazione dei cicloni extratropicali (Čampa e Wernli, 2012 [5]); anche nei TLC, questo comportamento è stato osservato di frequente, a causa soprattutto della notevole produzione di PV legata ai processi diabatici durante l'intensa attività convettiva.

Per analizzare la transizione tropicale avvenuta alle 04 UTC del 7 novembre, si è indagato il ruolo che un'eventuale anomalia di PV di origine stratosferica (associata alla presenza di aria secca) ha avuto sull'approfondimento del minimo. Le immagini nel canale del vapor d'acqua consentono di individuare le aree interessate dal *folding* della tropopausa, caratterizzate da alti valori di radianza che generalmente assumono un andamento ben definito (indicato, nel seguito, con il termine *dry intrusion*), guidato dalla circolazione a più grande scala.

Il confronto tra gli output nel canale del vapor d'acqua di RTTOV ( $6.3 \mu\text{m}$ ) e le immagini WV a  $6.2 \mu\text{m}$  del Meteosat (MSG-3) è mostrato in fig. 4.9. Confrontando il profilo della *dry intrusion* con il campo di PV mostrato in fig. 4.8, si nota una coerenza spaziale tra il posizionamento delle aree scure in fig. 4.9 e l'andamento della vorticità a 300 hPa, suggerendo quindi una possibile correlazione tra la presenza di aria secca e la presenza di aria ad alta PV di origine stratosferica. Nel particolare istante considerato, l'immagine di RTTOV mostra come la *dry intrusion* prevista dal modello si spinga più a Nord della corrispondente immagine Meteosat, raggiungendo con la sua estremità l'area dove è presente il minimo al suolo (indicato con la freccia nera): verosimilmente, è proprio l'interazione tra l'anomalia di PV in quota e l'anomalia di temperatura (e di PV) collegata alla presenza del cuore caldo nei bassi strati a contribuire all'intensificazione del ciclone nella ricostruzione modellistica.

In fig. 4.10, sono riportate le sezioni verticali della componente meridionale del vento e di PV alle 04 UTC del 7 novembre: si nota come la zona centrale sia interessata da un forte gradiente orizzontale del vento. La velocità risulta più intensa negli strati medio-bassi, nei quali appare già visibile la presenza del cuore caldo e



**Figura 4.9:** Confronto delle immagini nella banda del vapor d'acqua ( $6.3 \mu m$ ) di RTTOV (a sinistra) e nel canale WV ( $6.2 \mu m$ ) di MSG-3 (a destra) alle 04 UTC del 7 novembre; la colorazione rappresenta i valori di radianza spettrale (in  $mW/(sr m^2 cm^{-1})$ ); le frecce nere indicano la posizione del ciclone.

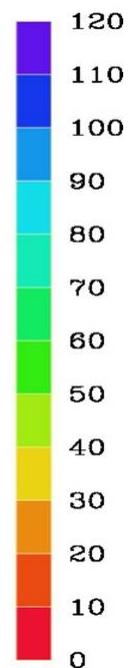
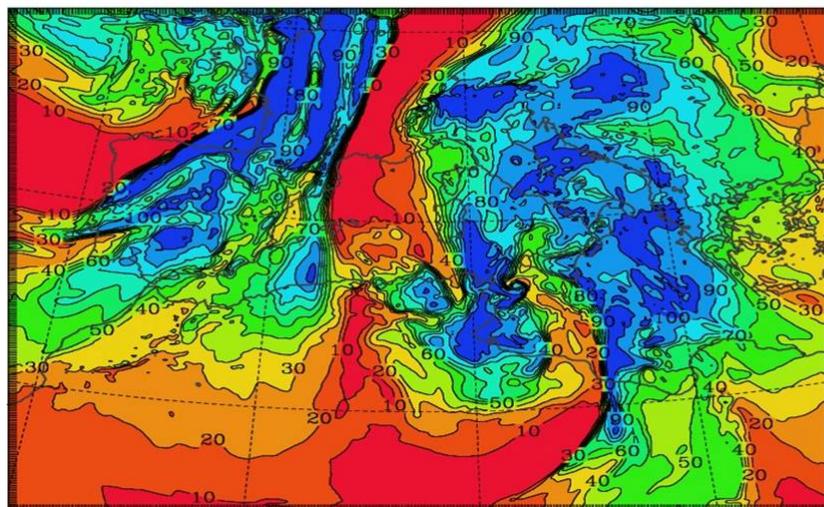
inizia ad evidenziarsi la formazione della colonna di PV legata ai processi diabatici; inoltre, la presenza di aree caratterizzate da alti valori di umidità relativa, estese fino alla medio-alta troposfera sul lato occidentale del ciclone, indica un'attività convettiva già piuttosto sviluppata. Da rilevare la presenza alla destra del minimo di una zona d'aria secca in media troposfera, che si origina al di sopra del deserto del Sahara e raggiunge l'area del ciclone trasportata dalle correnti meridionali (fig. 4.11); una simile configurazione è stata osservata nel *medicane* che ha interessato il Salento nel settembre 2006 (Conte et al., 2011 [14]).

La fig. 4.12 mostra l'immagine tridimensionale della iso-superficie di 4 PVU alle 04 UTC del 7 novembre; si osserva la formazione di una colonna di PV in medio-bassa troposfera, generata dal rilascio di calore latente di condensazione associato all'intensa convezione, mentre in quota è evidente la presenza dell'avvezione di PV collegata alla circolazione a grande scala e alla discesa di aria di origine stratosferica.



RH AT 700 HPA

INITIAL DATE 07/11/2014 0000 UTC  
FORECAST HH MM + 04 00 VALID AT 07/11/2014 0400 UTC  
INTERVAL 10.0



BOLAM MODEL, ISAC-CNR, BOLOGNA

Figura 4.11: Campo di umidità relativa (valori espressi in %) a 700 hPa alle 04 UTC del 7 novembre; si nota una zona di aria secca che dal Nord Africa risale verso l'area del ciclone.

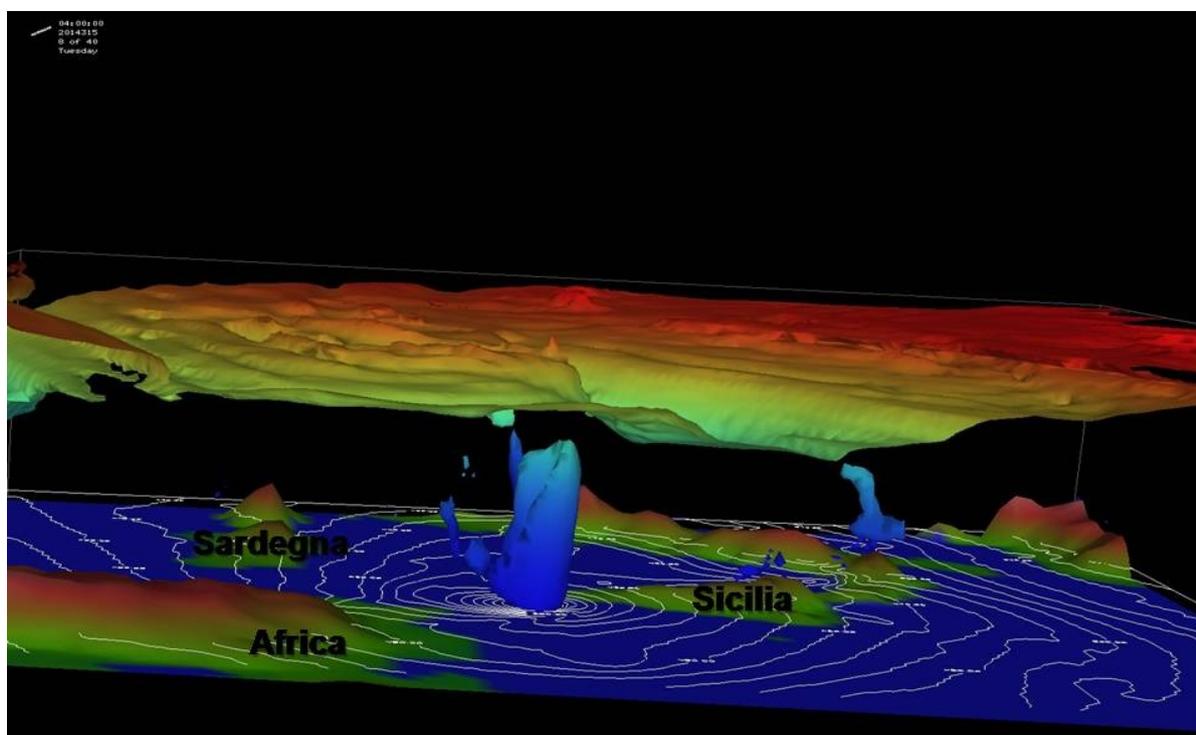


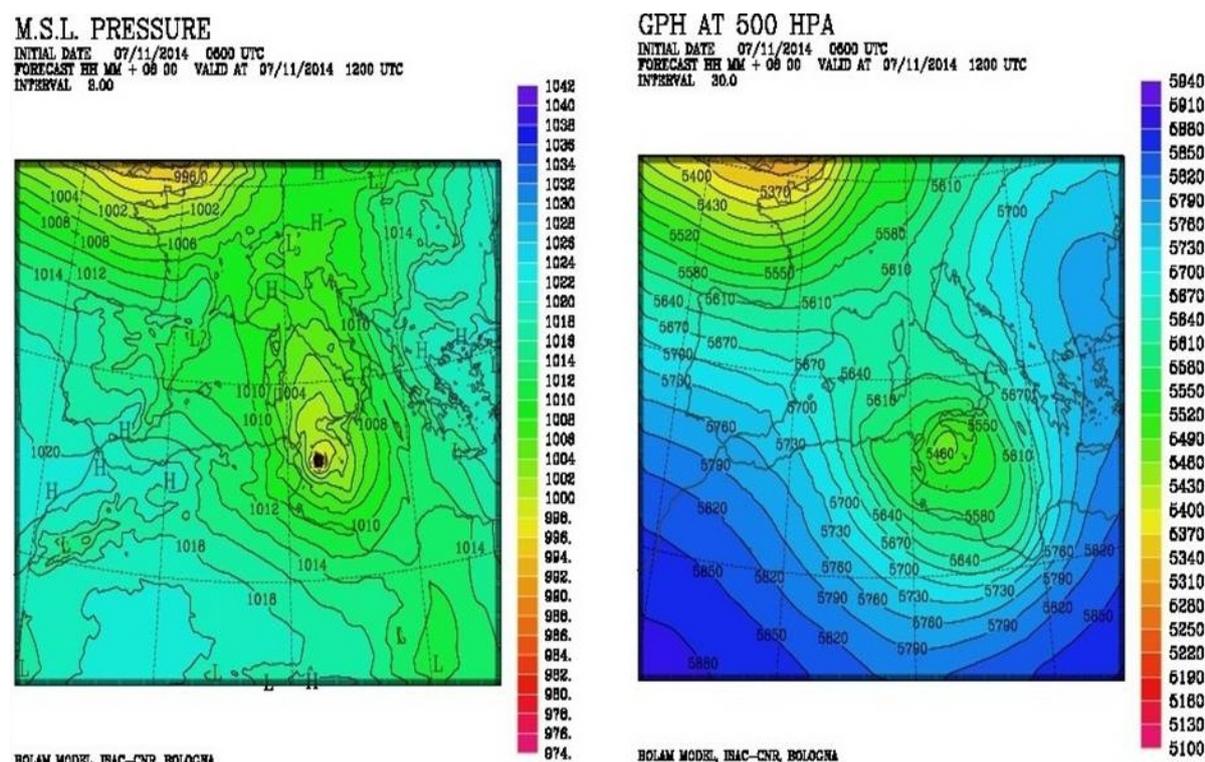
Figura 4.12: Immagine tridimensionale della iso-superficie di 4 PVU (la colorazione varia con la quota) alle 04 UTC del 7 novembre; sono rappresentate la geografia e le isolinee di GPH a 950 hPa.

## 4.4 Fase di pieno sviluppo: 12 UTC del 7 novembre

In questo paragrafo è riportata l'analisi delle principali caratteristiche del ciclone in uno degli istanti in cui esso ha evidenziato il massimo sviluppo, ossia alle 12 UTC del 7 novembre, poco prima del passaggio su Linosa. Dopo aver toccato il valore minimo alle 08 UTC (circa 982 hPa, si veda la fig. 4.3), la pressione risale, rimanendo comunque inferiore ai 985 hPa. Anche per l'istante considerato, l'analisi è stata condotta facendo uso delle mappe di alcuni campi meteorologici e utilizzando la metodologia descritta nel paragrafo precedente.

I campi di MSLP e GPH a 500 hPa (fig. 4.13) mostrano la presenza di una struttura barotropica pienamente sviluppata. In quota si completa il *cut-off* della saccatura presente negli istanti precedenti, con il minimo di GPH che si trova sulla verticale di quello al suolo, inserito in una "goccia fredda" che si estende al di sopra del Canale di Sicilia.

Il campo di vento a 300 hPa (fig. 4.14) mostra il ramo principale della corrente a getto che si sposta verso SE; un massimo secondario del getto attraversa la Sicilia e contribuisce a mantenere un notevole gradiente orizzontale del vento nell'area del ciclone.



**Figura 4.13:** Campi di MSLP (a sinistra, in hPa) e GPH a 500 hPa (a destra, in m) alle 12 UTC del 7 novembre.

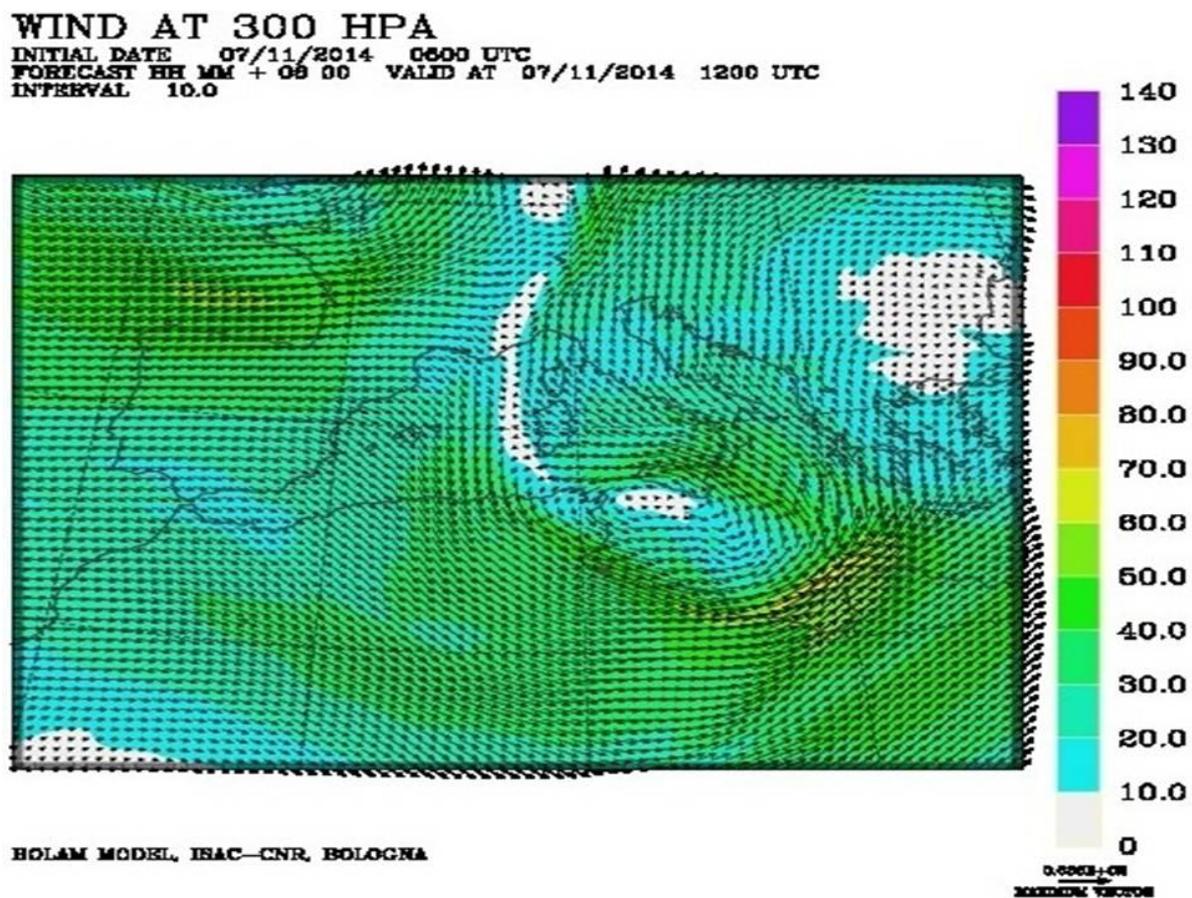


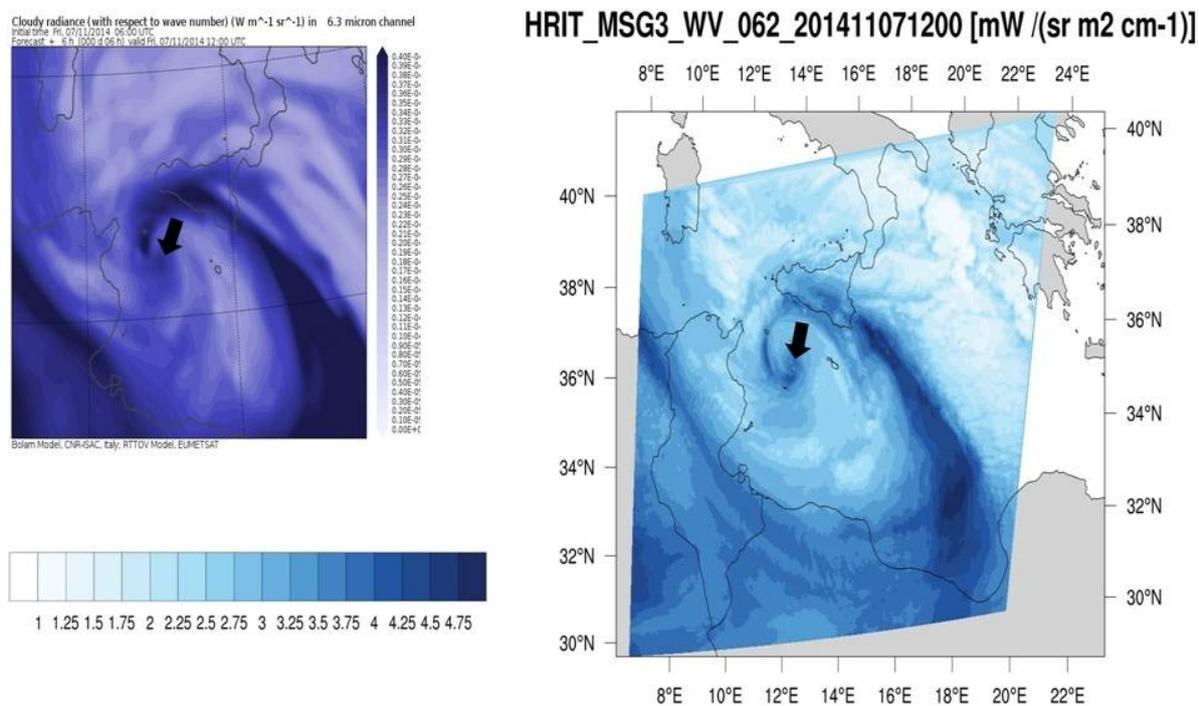
Figura 4.14: Campo di vento (in m/s) a 300 hPa alle 12 UTC del 7 novembre.

#### 4.4.1 Confronti RTTOV-satellite, sezioni verticali e struttura del campo di PV

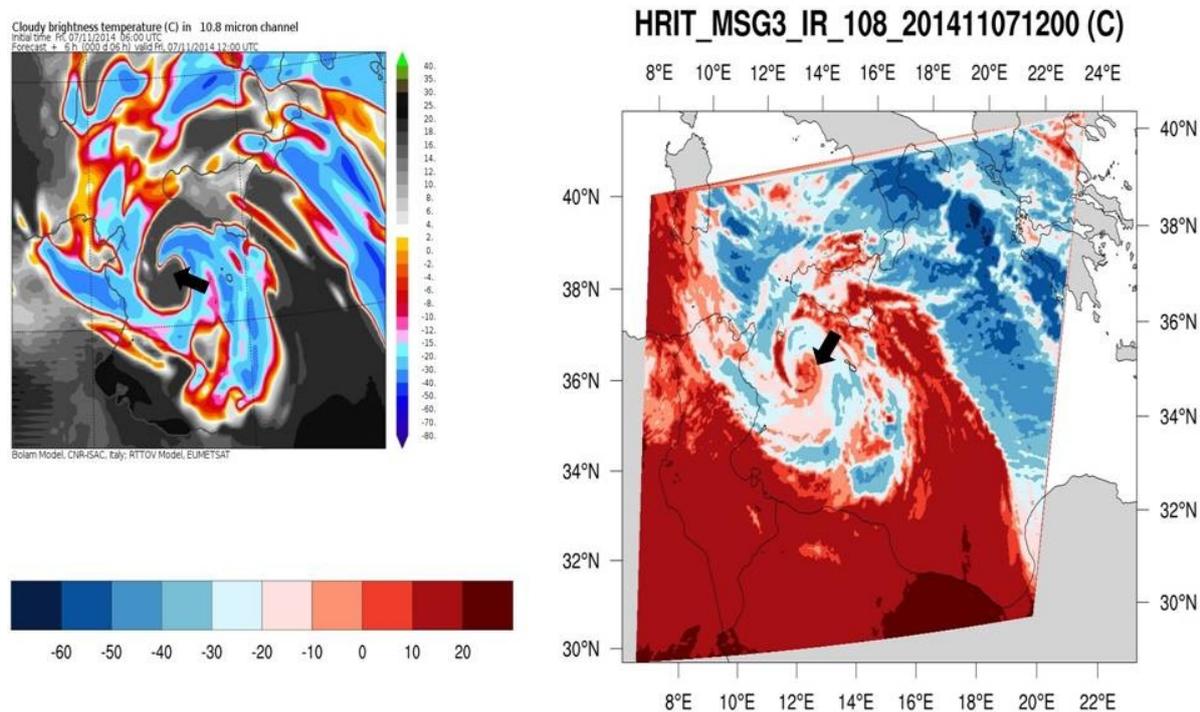
Il confronto tra gli output di RTTOV (basato sui campi di BOLAM) e le immagini Meteosat è stato fatto, per le 12 UTC, sia nel canale del vapor d'acqua che nell'infrarosso, allo scopo di mettere in evidenza anche le aree interessate dalla convezione più sviluppata.

Nella banda del vapore, si osserva in entrambe le immagini di fig. 4.15 la presenza sulla verticale del ciclone (indicato con la freccia nera) di una zona di aria secca, distaccata dal profilo principale della *dry intrusion*. Considerando la fase ormai matura del ciclone, questo aspetto potrebbe essere collegato alla bassa umidità che caratterizza la zona dell' "occhio", con il *fold* della tropopausa che avviene intorno all'area del minimo, come descritto in Reale e Atlas, 2001 [36]. L'immagine ottenuta nel canale dell'infrarosso di RTTOV (10.8  $\mu\text{m}$ ) (fig. 4.16, a sinistra) mostra la presenza di estese aree interessate da un'intensa attività convettiva su buona parte dei settori intorno al ciclone (indicato con la freccia nera), soprattutto sul lato settentrionale (valori di BT inferiori a  $-40^\circ\text{C}$  indicano la presenza di nubi particolarmente sviluppate in verticale), immediatamente a ridosso del minimo centrale; nelle immagini IR a 10.8  $\mu\text{m}$  del Meteosat (fig. 4.16, a destra), le zone convettive sono più localizzate, concentrate prevalentemente sul lato settentrionale del ciclone (indicato con la freccia nera) ad una distanza di circa 100 km dal suo centro.

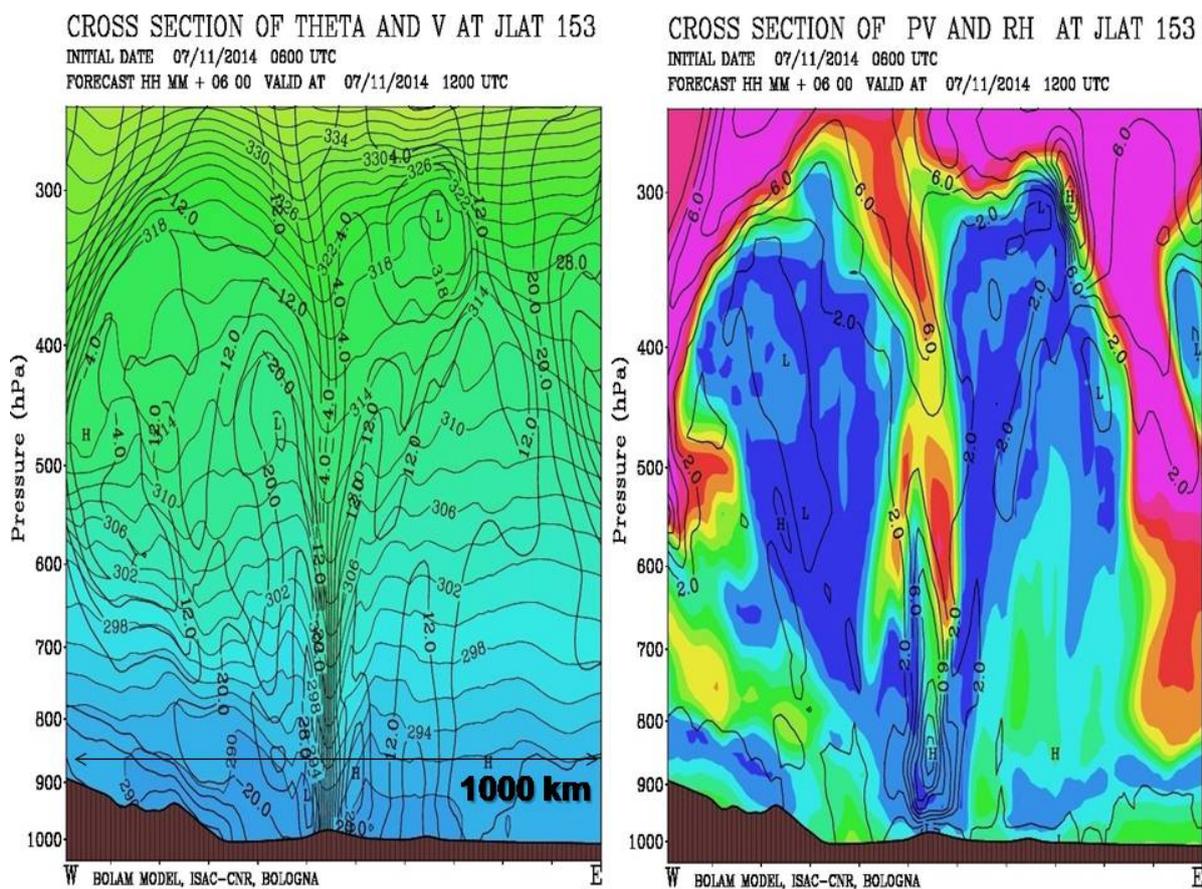
L'analisi delle sezioni verticali della componente meridionale del vento e di PV (fig. 4.17) mette ulteriormente in evidenza la fase di pieno sviluppo del ciclone, con la presenza delle caratteristiche più importanti che contraddistinguono l'attività di tipo tropicale (forte gradiente di vento meridionale, evidente cuore caldo e colonna di PV che si estende fino alla media troposfera); la presenza, negli strati atmosferici medio-alti, di aree caratterizzate da alti valori di umidità relativa su entrambi i lati del ciclone è in accordo con l'immagine nel canale dell'infrarosso di RTTOV (fig. 4.16, a sinistra), che individua un'attività convettiva decisamente sviluppata nelle vicinanze del minimo. Infine, l'immagine tridimensionale dell'iso-superficie di 4 PVU (fig. 4.18) mostra come la colonna di PV, sviluppandosi in verticale, raggiunga parzialmente la regione in alta troposfera, dove è presente l'anomalia di PV stratosferica a grande scala.



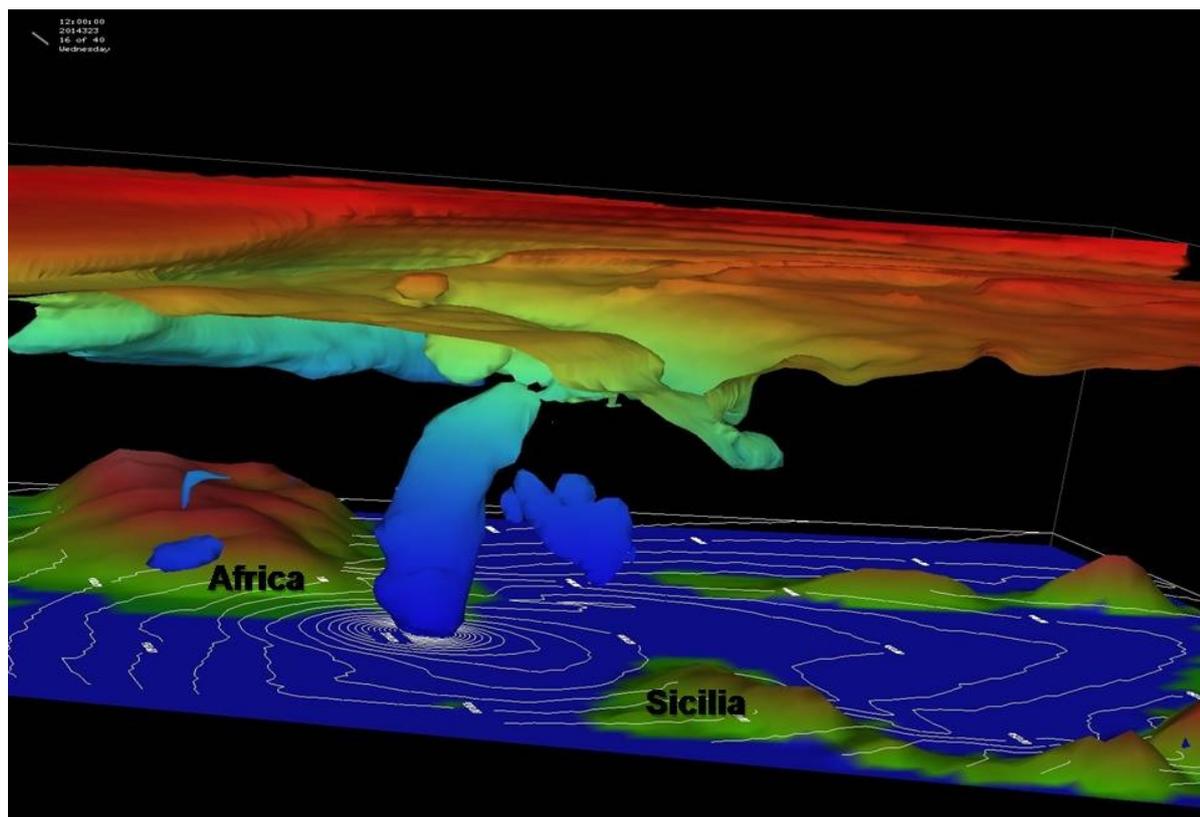
**Figura 4.15:** Confronto delle immagini nella banda del vapor d'acqua ( $6.3 \mu m$ ) di RTTOV (a sinistra) e nel canale WV ( $6.2 \mu m$ ) di MSG-3 (a destra) alle 12 UTC del 7 novembre; la colorazione rappresenta i valori di radianza spettrale (in  $mW / (sr m^2 cm^{-1})$ ); le frecce nere indicano la posizione del ciclone.



**Figura 4.16:** Confronto delle immagini nell'infrarosso ( $10.8 \mu\text{m}$ ) di RTTOV (a sinistra) e di MSG-3 (a destra) alle 12 UTC del 7 novembre; la colorazione rappresenta i valori di BT (in  $^{\circ}\text{C}$ ); le frecce nere indicano la posizione del ciclone.



**Figura 4.17:** Sezioni verticali in direzione Est-Ovest attraverso il centro del ciclone alle 12 UTC del 7 novembre. A sinistra: componente meridionale del vento perpendicolare alla sezione (in m/s) e temperatura potenziale (in K); a destra: vorticità potenziale (in PVU) e umidità relativa (in blu le aree con valori di  $RH \geq 80\%$ , l'intervallo tra i diversi colori è del 10%).

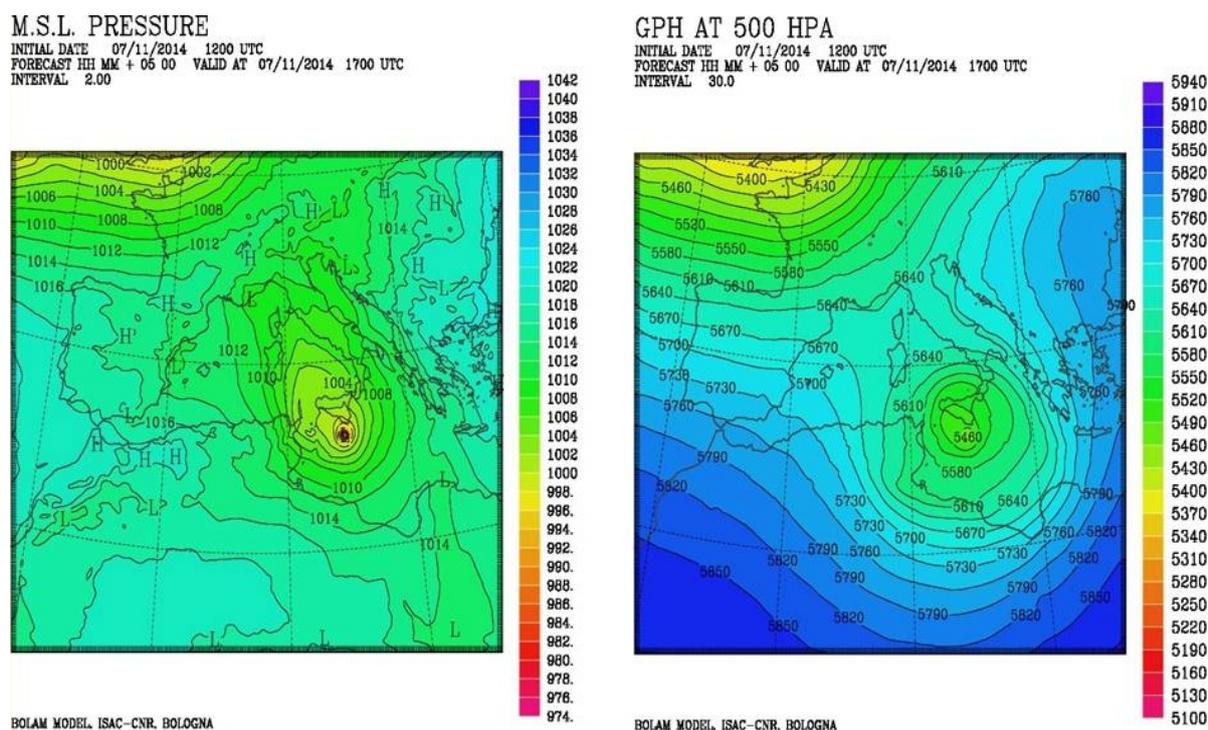


**Figura 4.18:** Immagine tridimensionale della iso-superficie di 4 PVU (la colorazione varia con la quota) alle 12 UTC del 7 novembre; sono rappresentate la geografia e le isolinee di GPH a 950 hPa.

## 4.5 Passaggio su Malta: 17 UTC del 7 novembre

Il terzo istante dell'analisi nella ricostruzione modellistica si riferisce al passaggio del ciclone sull'isola di Malta avvenuto tra le 16 UTC e le 17 UTC del 7 novembre, con il minimo che presenta un valore di circa 986 hPa (si veda la fig. 4.3). Nonostante alle 17 UTC la pressione sia maggiore di quella osservata (valore minimo osservato di 979 hPa, riportato nel capitolo precedente), in questa fase il TLC è ancora intenso e continua a mostrare le caratteristiche tropicali.

Dalla fig. 4.19, si evince chiaramente la natura barotropica del ciclone, con il minimo di GPH a 500 hPa ben evidente sulla verticale del ciclone.



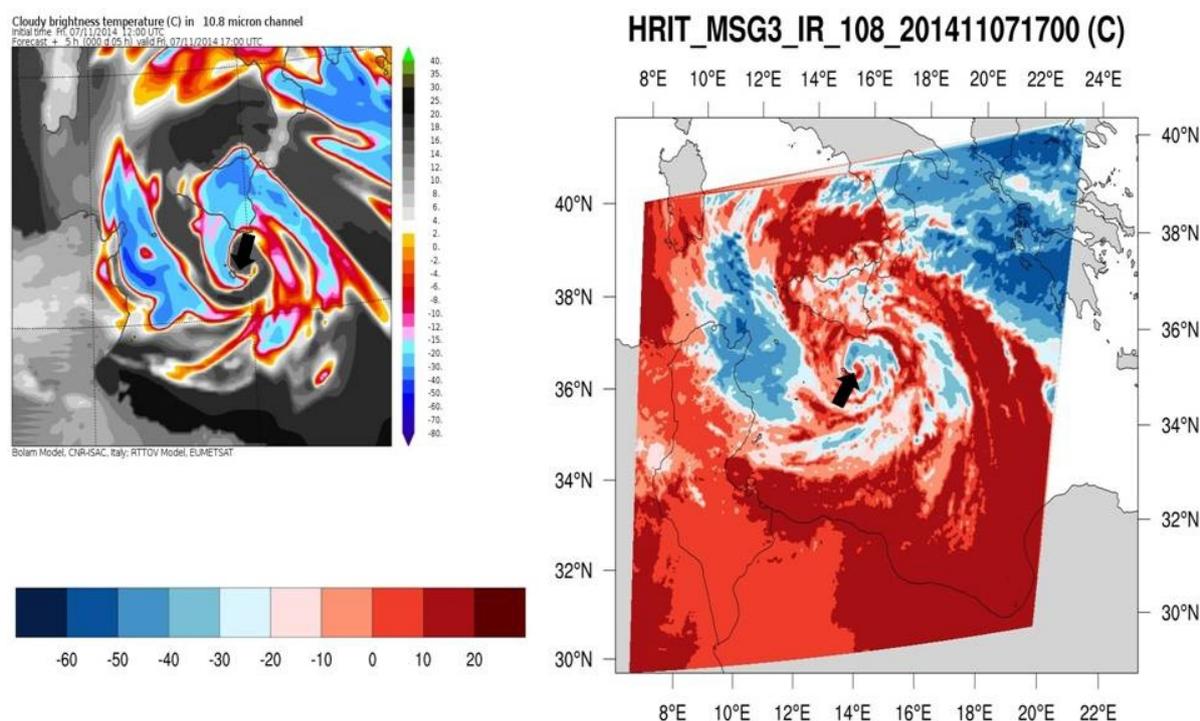
**Figura 4.19:** Campi di MSLP (a sinistra, in hPa) e GPH a 500 hPa (a destra, in m) alle 17 UTC del 7 novembre.

### 4.5.1 Confronti RTTOV-satellite, sezioni verticali e struttura del campo di PV

Per analizzare le caratteristiche tropicali del ciclone, sono riportati, per le 17 UTC, solamente i confronti tra i campi di BT simulati da RTTOV e quelli elaborati dal Meteosat nel campo dell'infrarosso ( $10.8 \mu\text{m}$ ), al fine di individuare le zone convettive. Tali zone possono essere anche individuate attraverso le immagini di riflettività radar relative al passaggio del TLC su Malta. Infine, sono mostrate le sezioni verticali della componente meridionale del vento e di PV e la ricostruzione tridimensionale della iso-superficie di 4 PVU.

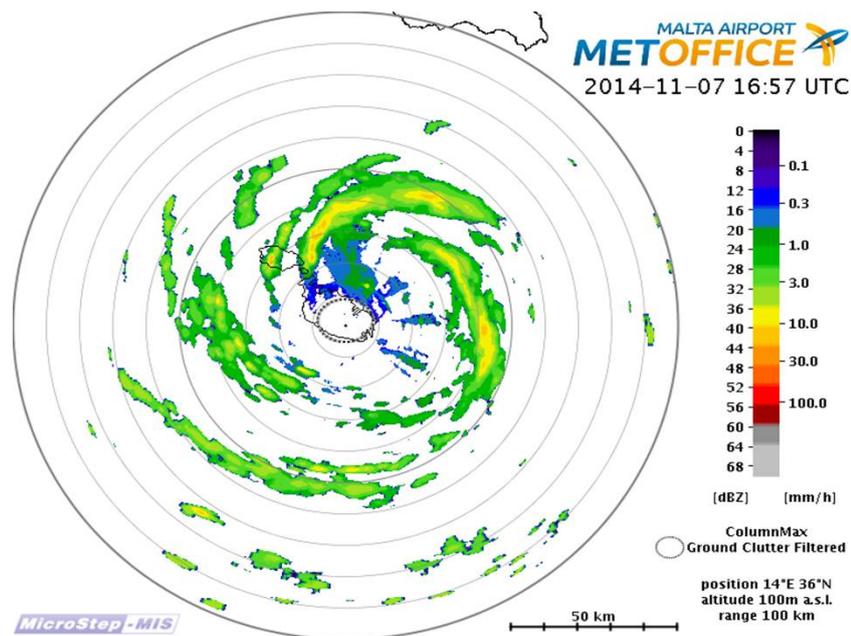
In fig. 4.20, è possibile notare alcune differenze tra l'output fornito da RTTOV e l'immagine IR del satellite. Nonostante la struttura generale della convezione

sia più o meno simile, il modello (fig. 4.20, a sinistra) tende a non riprodurre correttamente le aree caratterizzate dai valori più bassi di BT (che si riferiscono a temperature del *top* delle nubi inferiori a  $-40$  °C); le differenze più evidenti si riscontrano soprattutto sulle aree a Est del minimo (indicato con la freccia nera), caratterizzate da temperature più alte, indicative dell'assenza di nubi particolarmente estese in verticale, quindi di una debole attività convettiva, che è invece risulta più sviluppata su tutto il lato occidentale e, in parte, su quello settentrionale del ciclone. Nell'immagine Meteosat (fig. 4.20, a destra) le aree con i più bassi valori di BT sono presenti a Nord, a Est e a Sudest del ciclone (indicato con la freccia nera), indicando un'intensa attività convettiva in questi settori; al contrario, è il settore occidentale ad esserne meno interessato. Anche la riflettività radar (fig. 4.21), relativa agli istanti in cui avviene il passaggio del ciclone su Malta, mostra come le precipitazioni più organizzate siano concentrate nelle stesse aree in cui il satellite individua la convezione più sviluppata intorno al minimo.



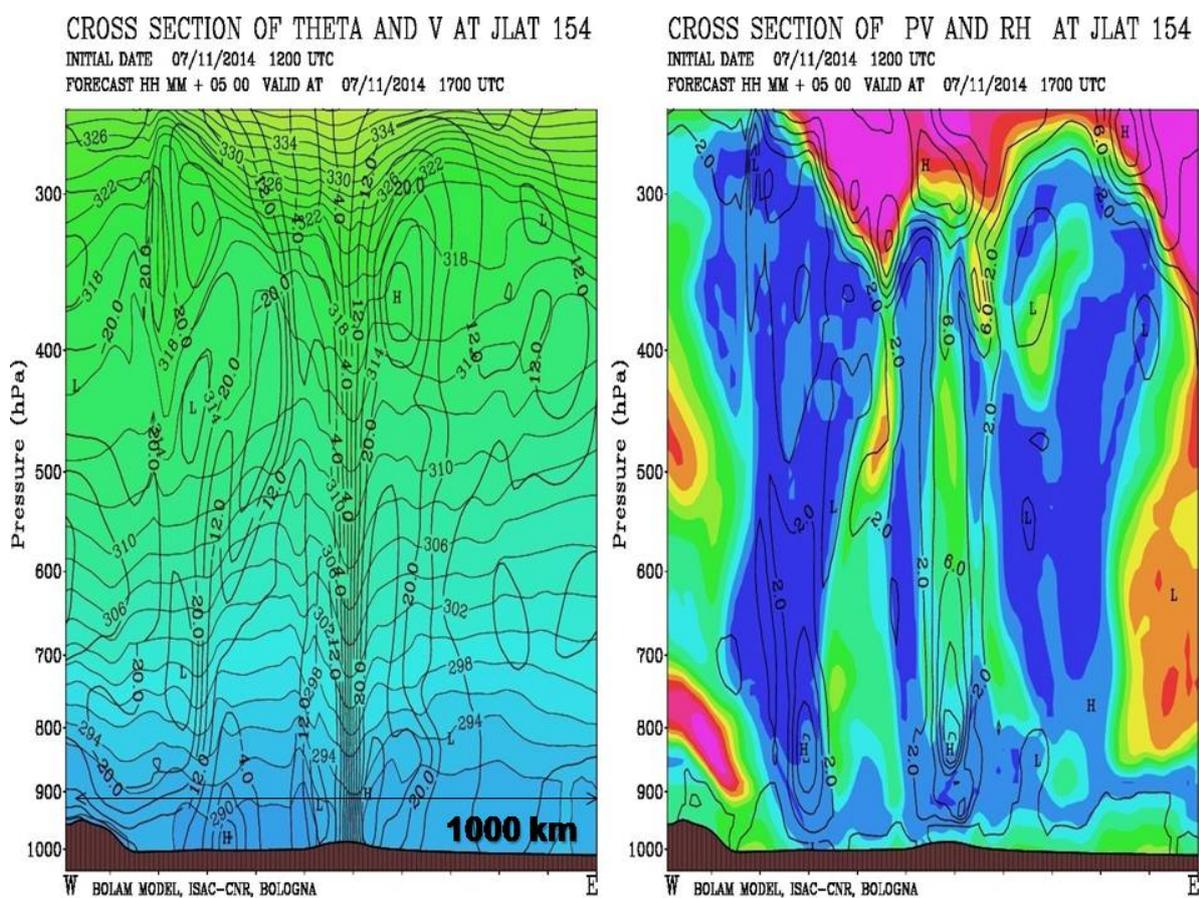
**Figura 4.20:** Confronto delle immagini nell'infrarosso ( $10.8 \mu\text{m}$ ) di RTTOV (a sinistra) e di MSG-3 (a destra) alle 17 UTC del 7 novembre; la colorazione rappresenta i valori di BT (in °C); le frecce nere indicano la posizione del ciclone.

Le sezioni verticali della componente meridionale del vento e di PV (fig. 4.22) mettono in evidenza il perdurare delle caratteristiche tropicali del ciclone, con un cuore caldo presente fin sopra 500 hPa e un forte gradiente orizzontale del vento nei bassi strati. Interessante è, per l'istante considerato, l'immagine tridimensionale della iso-superficie di 4 PVU (fig. 4.23), in cui sono ben distinguibili sia la colonna di PV che si estende fino in alta troposfera sia l' "occhio" del ciclone, mentre il *folding* della tropopausa avviene intorno alla zona centrale, in maniera simile a

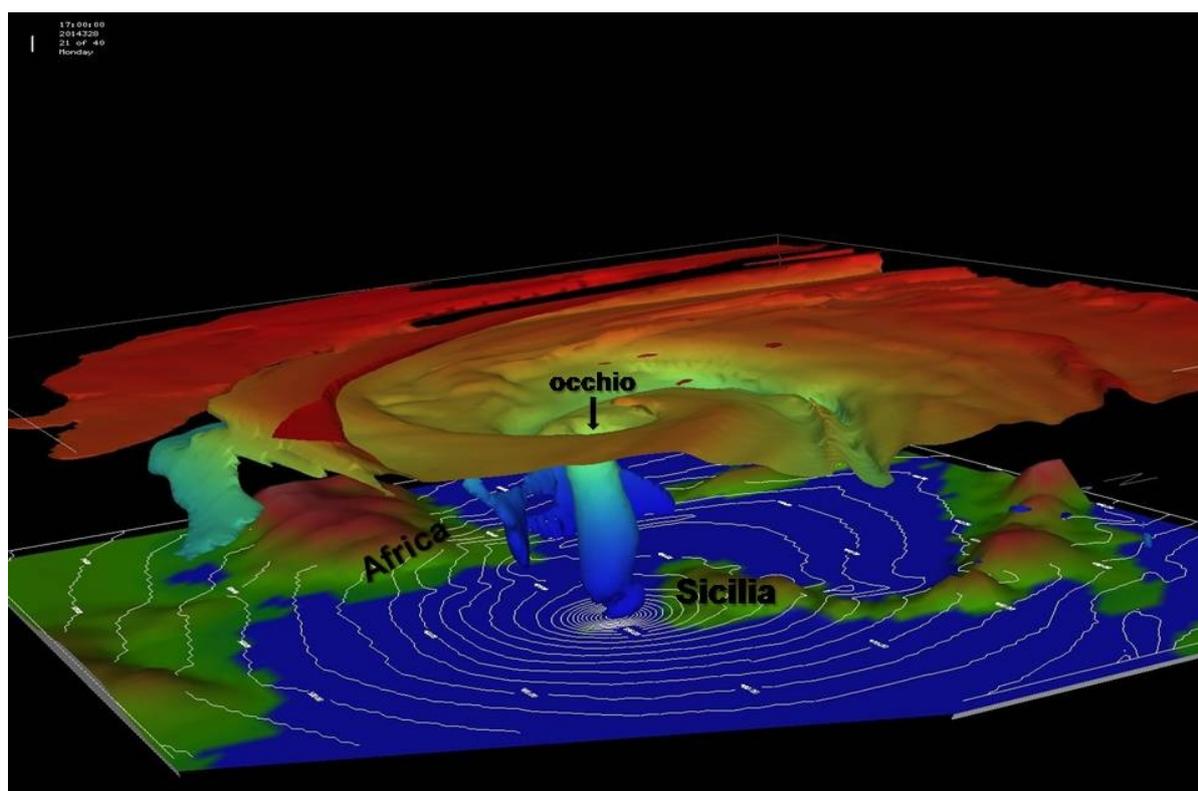


**Figura 4.21:** Riflettività radar (in dBz) alle 16.57 UTC del 7 novembre; l'immagine è fornita dal radar dell'Aeroporto Internazionale di Malta.

quanto osservato da Cerrai (Cerrai, 2015 [7]) per il *medicane* del novembre 2011 nel Mediterraneo occidentale.



**Figura 4.22:** Sezioni verticali in direzione Est-Ovest attraverso il centro del ciclone alle 17 UTC del 7 novembre. A sinistra: componente meridionale del vento perpendicolare alla sezione (in m/s) e temperatura potenziale (in K); a destra: vorticità potenziale (in PVU) e umidità relativa (in blu le aree con valori di RH  $\geq$  80%, l'intervallo tra i diversi colori è del 10%).

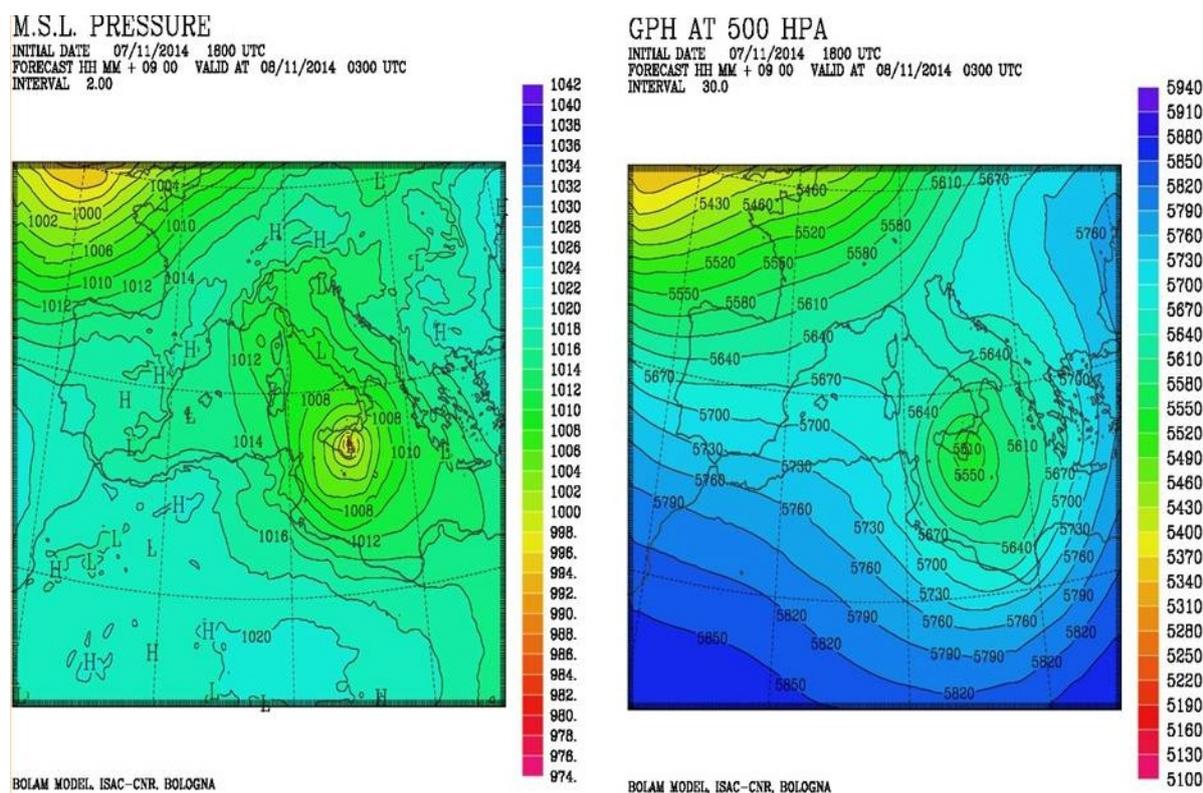


**Figura 4.23:** Immagine tridimensionale della iso-superficie di 4 PVU (la colorazione varia con la quota) alle 17 UTC del 7 novembre; sono rappresentate la geografia e le isolinee di GPH a 950 hPa.

## 4.6 Fase conclusiva: 03 UTC dell'8 novembre

L'ultimo istante scelto per l'analisi del *medicane* nella ricostruzione modellistica si riferisce alle 03 UTC dell'8 novembre, quando il ciclone ha da poco compiuto la traiettoria circolare al largo delle coste orientali della Sicilia. I risultati e i confronti ottenuti indicano come anche nell'ultima fase il ciclone sia abbastanza intenso (con un valore di MSLP sotto i 995 hPa, si veda la fig. 4.3), mostrando ancora le caratteristiche tropicali che lo hanno caratterizzato per buona parte del suo ciclo di vita.

Il ciclone presenta ancora una volta una struttura barotropica (fig. 4.24), con la "goccia fredda" in quota in spostamento verso il Mediterraneo centro-orientale.

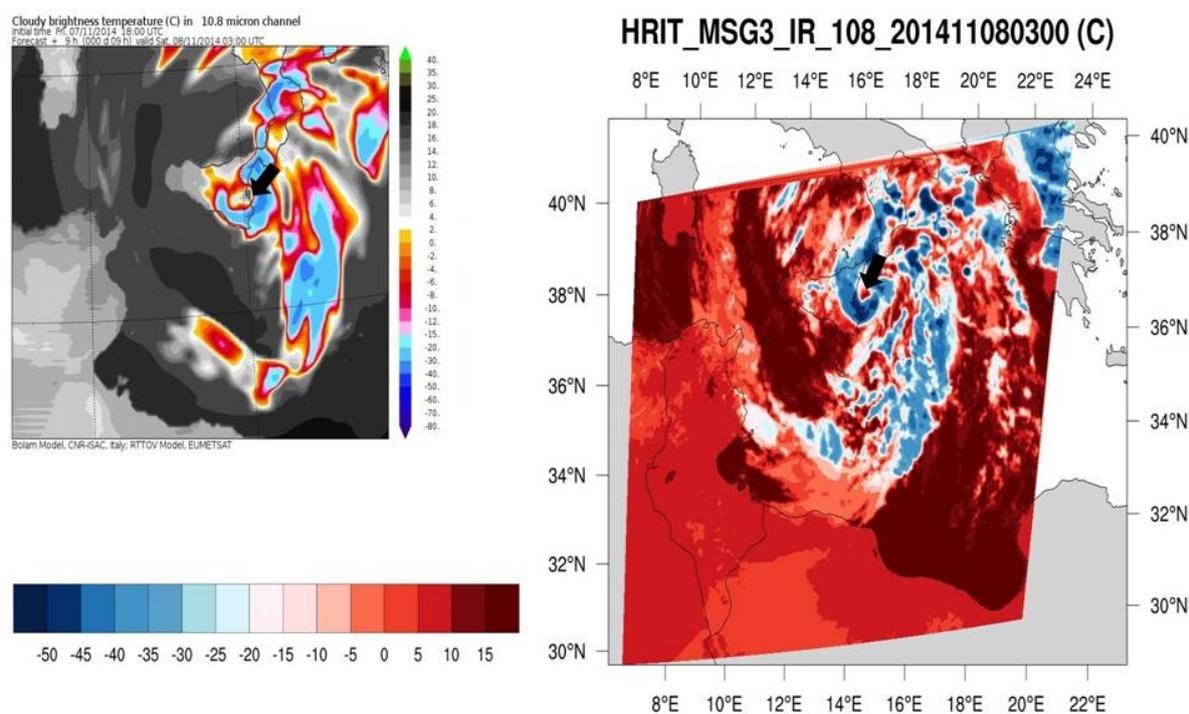


**Figura 4.24:** Campi di MSLP (a sinistra, in hPa) e GPH a 500 hPa (a destra, in m) alle 03 UTC dell'8 novembre.

### 4.6.1 Confronti RTTOV-satellite, sezioni verticali e struttura del campo di PV

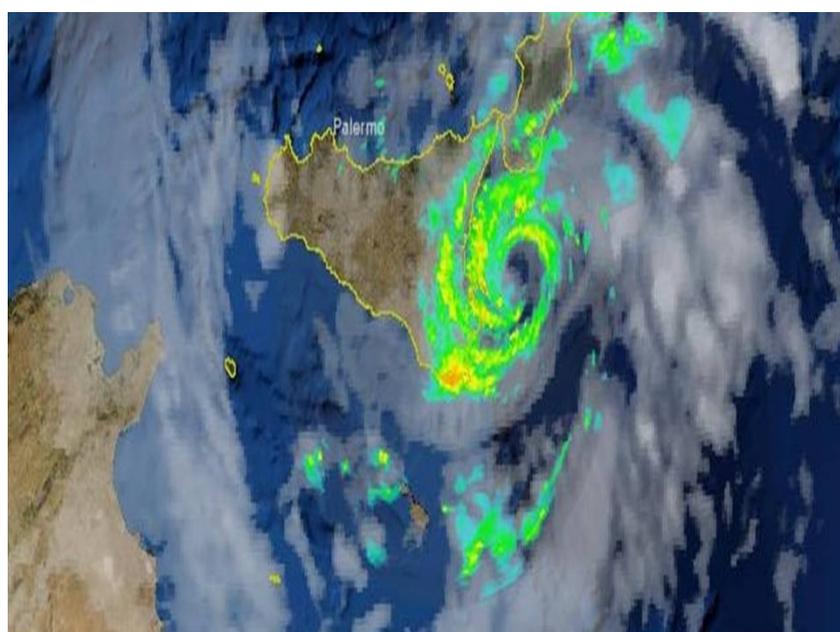
Il confronto tra i campi di BT prodotti da RTTOV (sulla base delle simulazioni di BOLAM) e le immagini Meteosat è stato eseguito, alle 03 UTC dell'8 novembre, solo nel canale dell'infrarosso (10.8  $\mu\text{m}$ ). Sono state, inoltre, utilizzate le immagini di riflettività fornita dalla rete radar del Dipartimento Nazionale di Protezione Civile. Sono, infine, mostrate le sezioni verticali della componente meridionale del vento e di PV e la ricostruzione tridimensionale della iso-superficie di 4 PVU.

Anche per questo istante (fig. 4.25), si notano delle lievi differenze nella localizzazione delle aree caratterizzate dalla convezione più intensa. Nel modello (fig. 4.25, a sinistra), i valori più bassi di BT (corrispondenti a temperature del *top* delle nubi inferiori a  $-40^{\circ}\text{C}$ ) sono quasi interamente disposti intorno al minimo (indicato con la freccia nera) eccetto che sul lato posto alla sua sinistra, mentre il satellite (fig. 4.25, a destra) rileva un'estesa attività convettiva anche sul settore occidentale del ciclone (indicato con la freccia nera). Questo diverso comportamento si spiega considerando che, nella ricostruzione modellistica, il TLC transita temporaneamente sull'entroterra costiero della Sicilia attorno alle 03 UTC dell'8 novembre; la presenza della terraferma inibisce lo sviluppo della convezione proprio nel settore occidentale del ciclone, al contrario delle osservazioni in cui il *medicane* è localizzato più ad Est. La riflettività radar (fig. 4.26), infatti, mostra chiaramente come le zone interessate dalle precipitazioni più intense siano state rilevate in mare a Ovest e a Sud del centro del ciclone, anche se sul lato orientale sono evidenti delle aree precipitative più deboli.

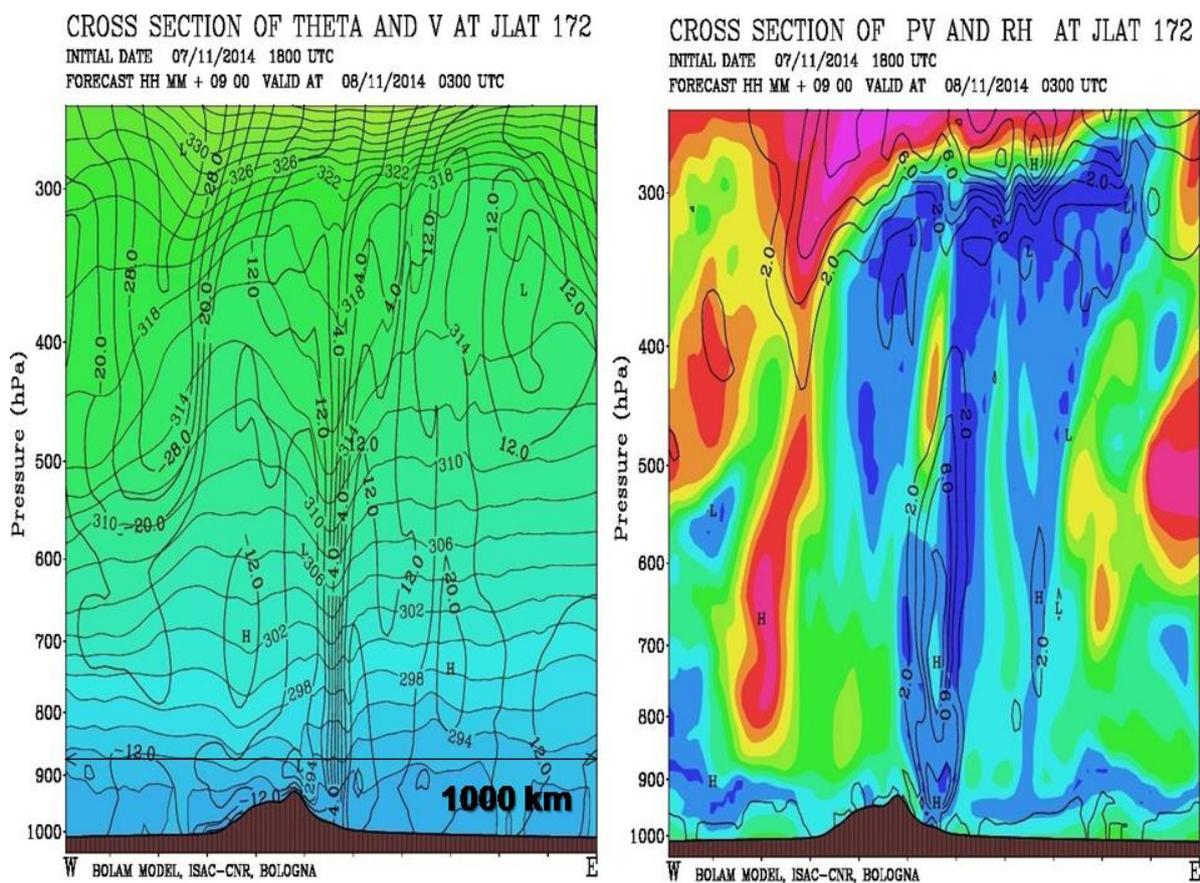


**Figura 4.25:** Confronto delle immagini nell'infrarosso ( $10.8\ \mu\text{m}$ ) di RTTOV (a sinistra) e di MSG-3 (a destra) alle 03 UTC dell'8 novembre; la colorazione rappresenta i valori di BT(in  $^{\circ}\text{C}$ ); le frecce nere indicano la posizione del ciclone.

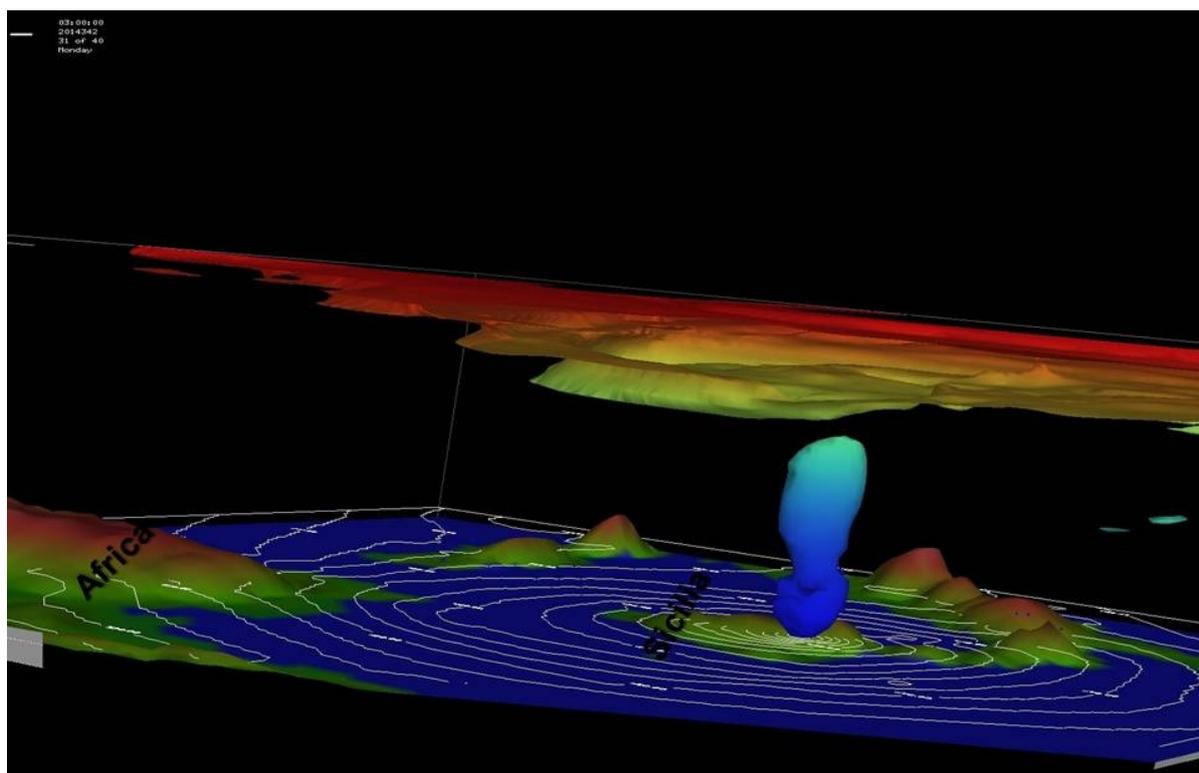
Le sezioni verticali della componente orizzontale del vento meridionale e di PV (fig. 4.27) consentono di evidenziare ancora la presenza delle caratteristiche tropicali del ciclone, specie con riferimento alla colonna di PV ben strutturata in media troposfera, caratterizzata da alti valori che si spingono fin sopra i 500 hPa; anche l'immagine tridimensionale della iso-superficie di 4 PVU (fig. 4.28) rappresenta tale configurazione.



**Figura 4.26:** Riflettività radar (in dBz) alle 03 UTC dell'8 novembre; l'immagine è fornita dal Dipartimento Nazionale della Protezione Civile.



**Figura 4.27:** Sezioni verticali in direzione Est-Ovest attraverso il centro del ciclone alle 03 UTC dell'8 novembre. A sinistra: componente meridionale del vento perpendicolare alla sezione (in m/s) e temperatura potenziale (in K); a destra: vorticità potenziale (in PVU) e umidità relativa (in blu le aree con valori di  $RH \geq 80\%$ , l'intervallo tra i diversi colori è del 10%).



**Figura 4.28:** Immagine tridimensionale della iso-superficie di 4 PVU (la colorazione varia con la quota) alle 03 UTC dell'8 novembre; sono rappresentate la geografia e le isolinee di GPH a 950 hPa.

# Capitolo 5

## Test di sensibilità: risoluzione orizzontale, condizioni iniziali e al contorno, orografia ed SST

In questo capitolo sono riportati i principali risultati ottenuti apportando ad alcune simulazioni delle opportune modifiche alle condizioni di partenza o al contorno, al fine di operare una sorta di studio di sensibilità dell'evento meteorologico preso in esame. Tali modifiche sono state principalmente compiute per valutare l'impatto di diversi aspetti nella simulazione dell'evento e per evidenziare il ruolo di particolari meccanismi fisici, quali:

1. l'impatto della risoluzione orizzontale
2. l'impatto di una diversa condizione iniziale sull'intera previsione dell'evento
3. l'impatto delle condizioni al contorno
4. l'influenza dell'orografia (catena dell'Atlante) durante la fase di formazione del ciclone
5. l'influenza della temperatura superficiale del mare, SST (Sea Surface Temperature) nell'area di sviluppo del ciclone

### 5.1 Impatto della risoluzione orizzontale: MOLOCH a 1 km

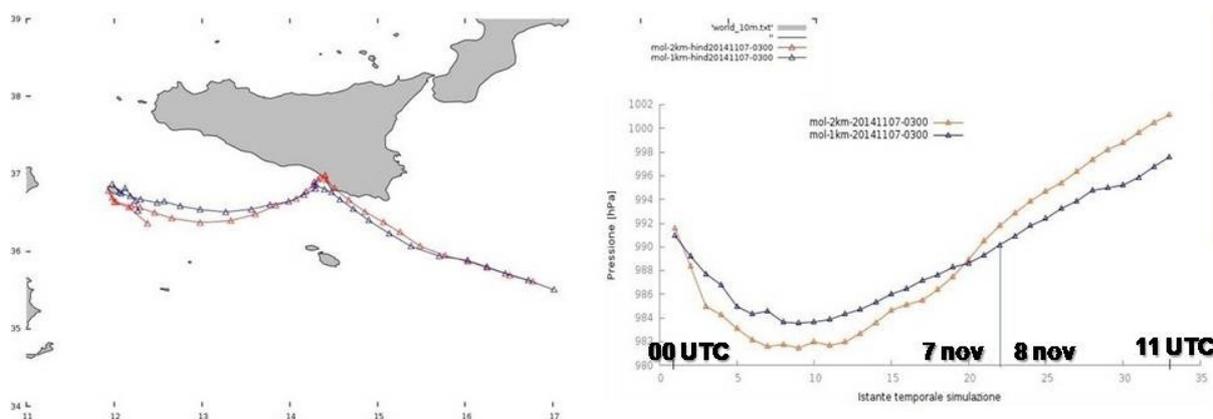
In questo primo test si è voluto verificare se un aumento nella risoluzione orizzontale di una simulazione effettuata con MOLOCH apportasse qualche miglioramento nella previsione generale dell'evento meteorologico. Nello specifico, si è ridotto il passo di griglia a 1 km nella simulazione inizializzata alle 00 UTC del giorno in cui si è sviluppato il ciclone (7 novembre). Questa simulazione è, infatti, abbastanza accurata nel descrivere la fase iniziale di approfondimento del minimo, ma fallisce nel coglierne l'esatta traiettoria durante la fase di pieno sviluppo. Il *nesting* nel BOLAM è stato realizzato, in questo caso, a partire dell'istante iniziale, sebbene per

rendere uniformi i confronti con la simulazione di riferimento (*nesting* di MOLOCH in HIND20141107-0000) sia stato scelto di considerare l'intervallo tra le 03 UTC del 7 novembre e le 11 UTC dell'8 novembre. Di seguito, sono riportati i dettagli del *setup* delle due simulazioni effettuate con MOLOCH:

- \* run di *hindcast* innestato nel dominio di BOLAM alle 03 UTC del 7 novembre con un passo di griglia di 2.2 km;
- \* run di *hindcast* innestato nel dominio di BOLAM alle 00 UTC del 7 novembre con un passo di griglia di 1 km.

Il confronto eseguito tra i run di MOLOCH a diversa risoluzione innestati nella simulazione di *hindcast* di BOLAM inizializzata alle 00 UTC del 7 novembre mostra come non vi siano grandi differenze nella traiettoria del ciclone. In entrambe le simulazioni, infatti, le traiettorie (fig. 5.1, a sinistra) differiscono da quella osservata [11] [12] in maniera evidente già dopo i primi istanti di integrazione, in quanto non prevedono il passaggio del ciclone su Malta nel pomeriggio. Il minimo si muove invece in direzione delle coste meridionali della Sicilia nella serata del 7 novembre, per poi proseguire verso SE durante la notte.

Per quanto riguarda l'intensità (fig. 5.1, a destra), si nota come inizialmente sia la simulazione a 2.2 km a prevedere un ciclone più profondo con un minimo di pressione pari a 982 hPa alle 09 UTC del 7 novembre; questa tendenza rimane riscontrabile per quasi tutta la giornata. Dalla tarda serata del 7 novembre e fino alla fine della simulazione è invece il run a 1 km a sviluppare un ciclone più intenso, anche se, nei diversi istanti di previsione, le differenze di pressione tra le due simulazioni sono comunque contenute e sono, probabilmente, da attribuirsi alla diversa ora di avvio del *nesting*.



**Figura 5.1:** Traiettoria (a sinistra) e intensità (a destra, in hPa) del ciclone tra le 03 UTC del 7 novembre e le 11 UTC dell'8 novembre per le simulazioni MOLOCH innestate nei run *hindcast* di BOLAM inizializzati alle 00 UTC del 7 novembre. La curva rossa si riferisce alla simulazione con una risoluzione orizzontale di 2.2 km, mentre la curva blu indica quella a 1 km.

Da quanto discusso, è possibile concludere che l'aumento della risoluzione orizzontale del modello MOLOCH non sembra avere un impatto significativo nel determinare la corretta descrizione dell'evoluzione del ciclone. Inoltre, le caratteristiche in

termini di traiettoria e intensità del minimo sono molto simili a quanto ottenuto con il modello BOLAM. Ciò induce a pensare che questo evento specifico possa essere simulato adeguatamente con un modello idrostatico a risoluzione non particolarmente elevata e che i meccanismi rilevanti ai fini dello sviluppo del ciclone (ed eventualmente anche gli errori di previsione) risiedano su scale spaziali relativamente grandi; non sembrano, infatti, importanti i fenomeni che si sviluppano su scale dell'ordine del chilometro.

## 5.2 Impatto delle condizioni iniziali

### 5.2.1 Scelta e *setup* dei run

Per valutare l'impatto che una diversa condizione iniziale produce sull'evoluzione generale dell'evento, sono state considerate le seguenti simulazioni effettuate con il modello BOLAM:

- \* run di *forecast* inizializzato alle 00 UTC del 7 novembre con IBC fornite dal modello globale GFS;
- \* run di *forecast* inizializzato alle 00 UTC del 7 novembre con IBC fornite dal modello IFS

con entrambi i run che terminano alle 11 UTC dell'8 novembre. D'ora in avanti, la simulazione inizializzata su dati GFS sarà designata con la sigla BOL-GFS, mentre quella ottenuta con condizioni iniziali e al contorno provenienti da ECMWF sarà indicata con BOL-IFS.

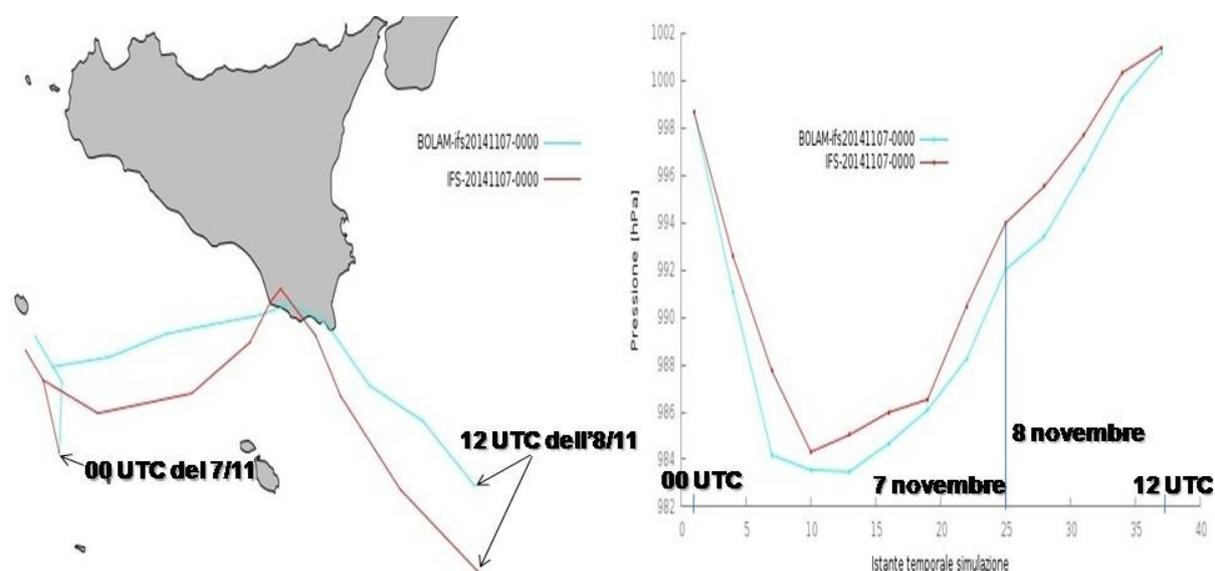
### 5.2.2 Istante iniziale

Considerando l'istante iniziale (fig. 5.3), si notano già evidenti differenze tra le due simulazioni sia in termini di localizzazione del ciclone che per quanto riguarda la sua intensità. La simulazione BOL-GFS parte con il ciclone posizionato a Nordest dell'isola di Pantelleria con una intensità di 1001 hPa, mentre nella simulazione BOL-IFS il ciclone si trova circa 200 km più a sud presentando un valore minimo di pressione pari a 999 hPa. Queste differenze sono esclusivamente imputabili alle procedure di analisi dei due centri (NCEP ed ECMWF) e sono indicative della grande incertezza che caratterizza la condizione iniziale da cui partono le simulazioni di BOLAM.

### 5.2.3 Evoluzione delle simulazioni

I risultati delle simulazioni (fig. 5.3), mostrano come in BOL-IFS il ciclone si approfondisca rapidamente (con un massimo di intensità pari a 983 hPa raggiunto alle 08 UTC del 7 novembre, curva celeste in fig. 5.3) e da circa metà giornata del 7 novembre fino al termine della simulazione assuma una traiettoria molto più settentrionale rispetto a quella di BOL-GFS (curva verde in fig. 5.3), che lo porta in serata a percorrere un tratto delle coste meridionali della Sicilia. Dopo aver raggiunto i valori minimi in mattinata, la pressione risale progressivamente,

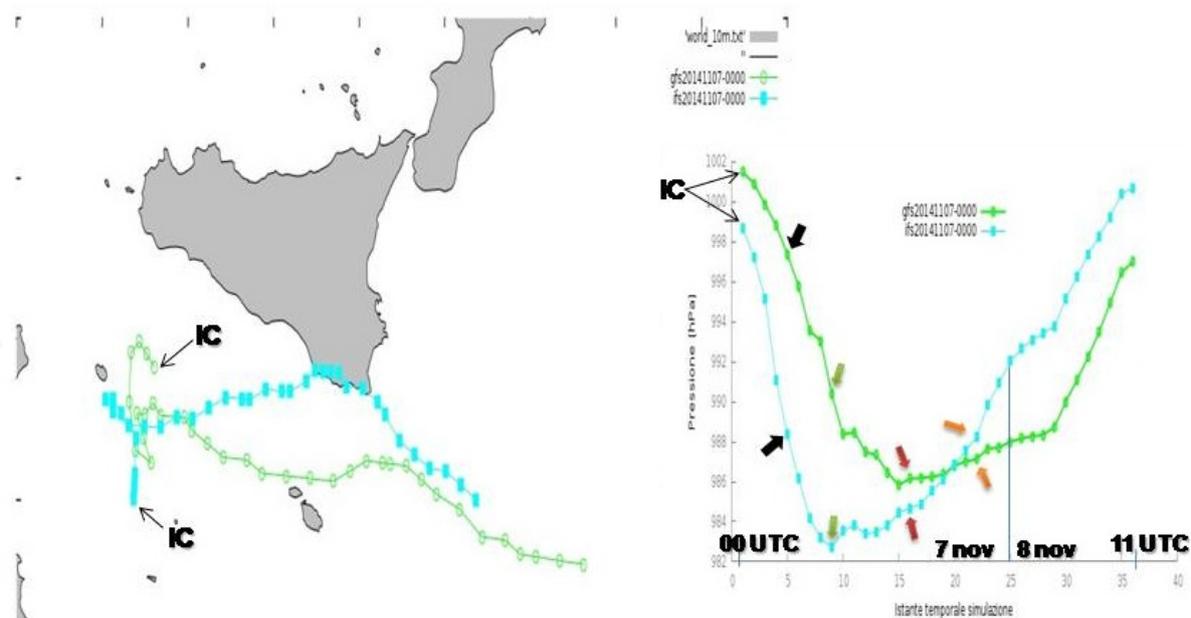
dapprima di poche unità, in seguito in maniera più decisa fino alle 19 UTC del 7 novembre quando eguaglia il valore previsto in BOL-GFS; da quell'istante e fino alla fine della simulazione, è il ciclone in BOL-GFS che presenta invece l'intensità maggiore. Le evoluzioni di traiettoria e intensità del ciclone in BOL-IFS nell'intervallo temporale considerato presentano molte analogie con le *forecasts* ogni 3 ore del modello IFS (fig. 5.2), suggerendo come l'errata previsione del TLC non dipenda, solo e sostanzialmente, dalle caratteristiche del modello ad area limitata utilizzato per simulare l'evento; le origini delle differenze trovate con le osservazioni sono da ricercare, in buona parte, nella previsione del modello globale relativa alla circolazione a più grande scala.



**Figura 5.2:** Traiettoria (a sinistra) e intensità (a destra, in hPa) del ciclone delle previsioni di BOL-IFS (curva celeste) e del modello IFS (curva rossa) dalle 00 UTC del 7 novembre alle 12 UTC dell'8 novembre.

Al fine di studiare nel dettaglio le differenze tra le simulazioni dovute alla diversa condizione iniziale, sono stati scelti alcuni istanti presi come riferimento nella giornata del 7 novembre, per i quali è stato fatto anche un raffronto con le osservazioni. Essi sono, nell'ordine:

- 04 UTC: si osserva la transizione in una struttura di tipo *deep warm core* in BOL-IFS;
- 08 UTC: valore minimo di pressione raggiunto in BOL-IFS;
- 15 UTC: intensità maggiore ancora in BOL-IFS, traiettorie già divergenti;
- 19 UTC: il valore di MSLP in BOL-GFS eguaglia quello in BOL-IFS;
- 21 UTC: ciclone più intenso in BOL-GFS.



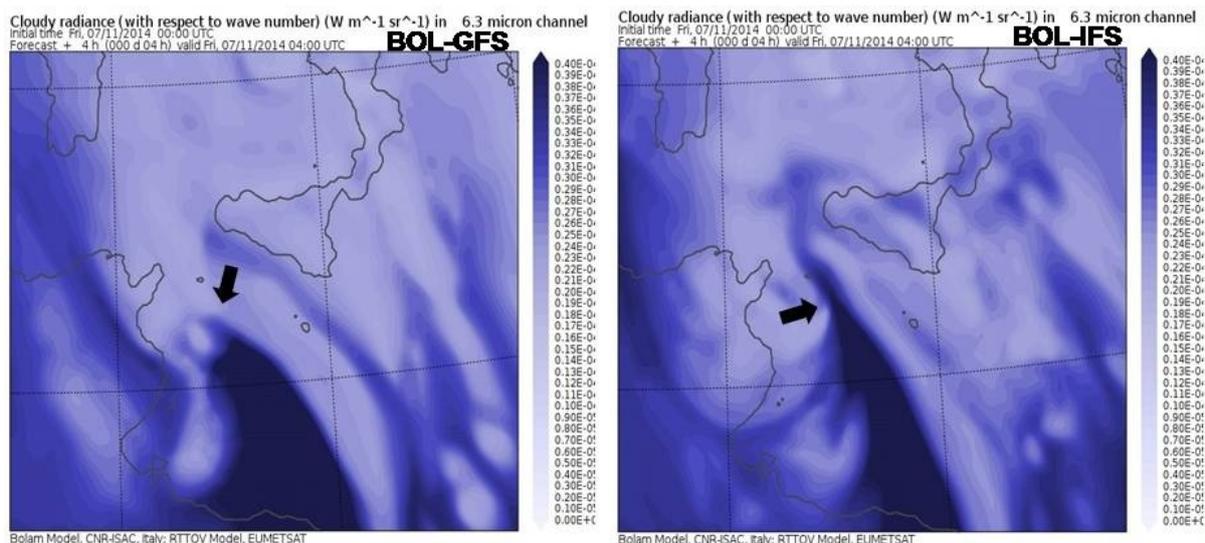
**Figura 5.3:** Traiettoria (a sinistra) e intensità (a destra, in hPa) del ciclone per le simulazioni di BOLAM inizializzate alle 00 UTC del 7 novembre su dati GFS (curva verde, BOL-GFS) e IFS (curva celeste, BOL-IFS); tutte le simulazioni terminano alle 11 UTC dell'8 novembre; la sigla IC sta per *Initial Condition* e indica l'istante iniziale; le frecce colorate indicano gli istanti in cui sono stati eseguiti i principali confronti tra le due simulazioni.

#### 5.2.4 Circolazione in quota alla mesoscala: confronti con RTTOV

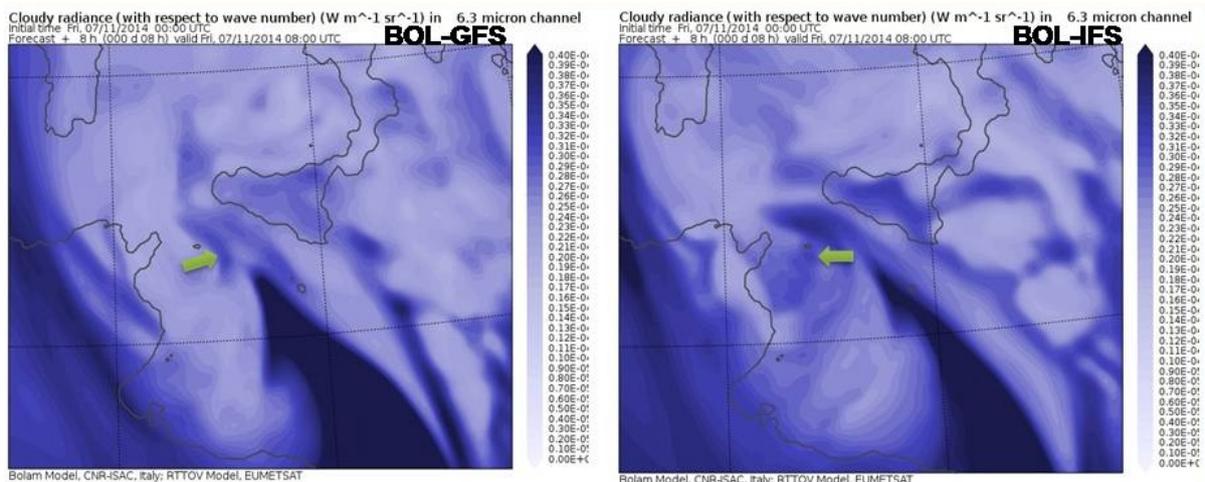
Per provare a spiegare il diverso comportamento (traiettoria e intensità) che si osserva nelle due simulazioni, è stata ipotizzata un'influenza da parte della circolazione alle quote superiori a più grande scala nel guidare l'evoluzione del ciclone. Le differenze più evidenti in quota tra le simulazioni sono state analizzate confrontando le immagini nella banda del vapor d'acqua realizzate con RTTOV negli istanti selezionati.

In linea generale, dal confronto tra le due simulazioni, emerge che in BOL-IFS la propaggine più settentrionale della *dry intrusion* raggiunge la zona dove si sta formando il ciclone già nelle prime ore del 7 novembre (fig. 5.4, ciclone indicato con la freccia nera), contribuendo al rapido approfondimento iniziale che porta il ciclone a raggiungere il massimo di intensità alle 08 UTC (fig. 5.5, ciclone indicato con la freccia verde). Successivamente, l'evoluzione della *dry intrusion* (associata alla circolazione in quota) in BOL-IFS che segue una traiettoria più settentrionale rispetto all'altra simulazione (fig. 5.6, ciclone indicato con la freccia rossa alle 15 UTC del 7 novembre), determina una traiettoria del ciclone al suolo coerente con questo tipo di evoluzione, spostata più a Nord (curva celeste in fig. 5.3) rispetto a quella in BOL-GFS (curva verde in fig. 5.3). In BOL-GFS, invece, l'aria secca in quota raggiunge l'area del minimo al suolo almeno 12-15 ore dopo (fig. 5.7, ciclone indicato con la freccia gialla); pertanto, l'intensificazione del ciclone risulta ritardata.

## 5.2. IMPATTO DELLE CONDIZIONI INIZIALI



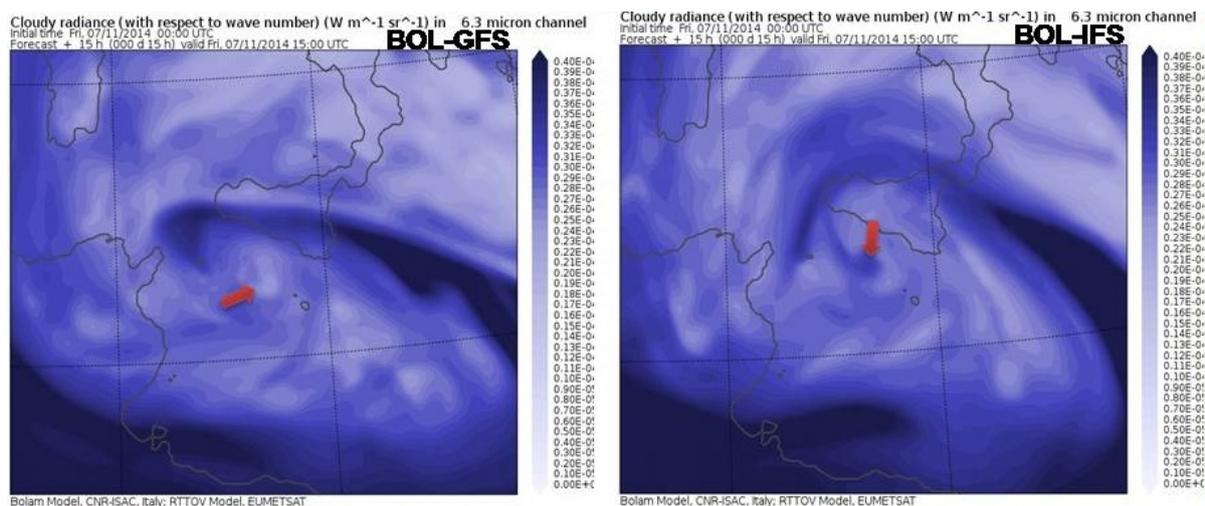
**Figura 5.4:** Confronto tra le immagini nella banda del vapor d'acqua ( $6.3 \mu\text{m}$ ) realizzate con RTTOV per le simulazioni BOL-GFS (a sinistra) e BOL-IFS (a destra) alle 04 UTC del 7 novembre; la colorazione rappresenta i valori di radianza spettrale (in  $\text{mW}/(\text{sr m}^2 \text{cm}^{-1})$ ); le frecce nere indicano la posizione del ciclone al suolo a quell'istante.



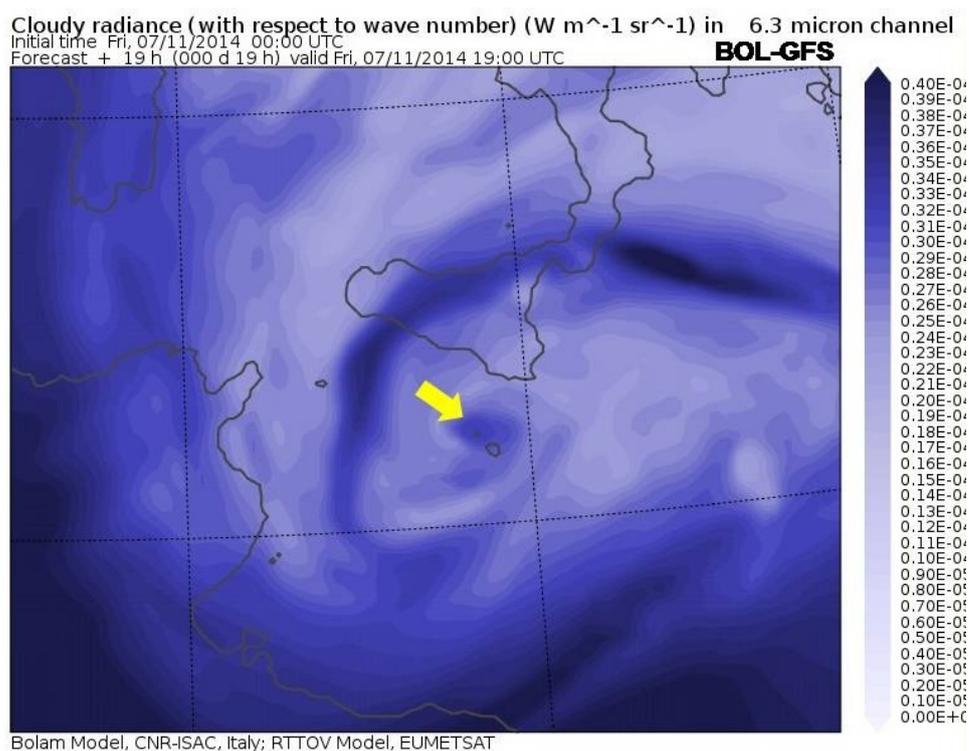
**Figura 5.5:** Confronto tra le immagini nella banda del vapor d'acqua ( $6.3 \mu\text{m}$ ) realizzate con RTTOV per le simulazioni BOL-GFS (a sinistra) e BOL-IFS (a destra) alle 08 UTC del 7 novembre; la colorazione rappresenta i valori di radianza spettrale (in  $\text{mW}/(\text{sr m}^2 \text{cm}^{-1})$ ); le frecce verdi indicano la posizione del ciclone al suolo a quell'istante.

data ed avviene nel pomeriggio del 7 novembre. In seguito, l'andamento della *dry intrusion* nella simulazione BOL-GFS determina una traiettoria del TLC spostata più a Sud di BOL-IFS, che porta il minimo di pressione a transitare su Malta tra le 20 e le 21 UTC (fig. 5.8, ciclone indicato con la freccia arancione), comunque con un ritardo di circa 4 ore rispetto alla traiettoria osservata [11] [12].

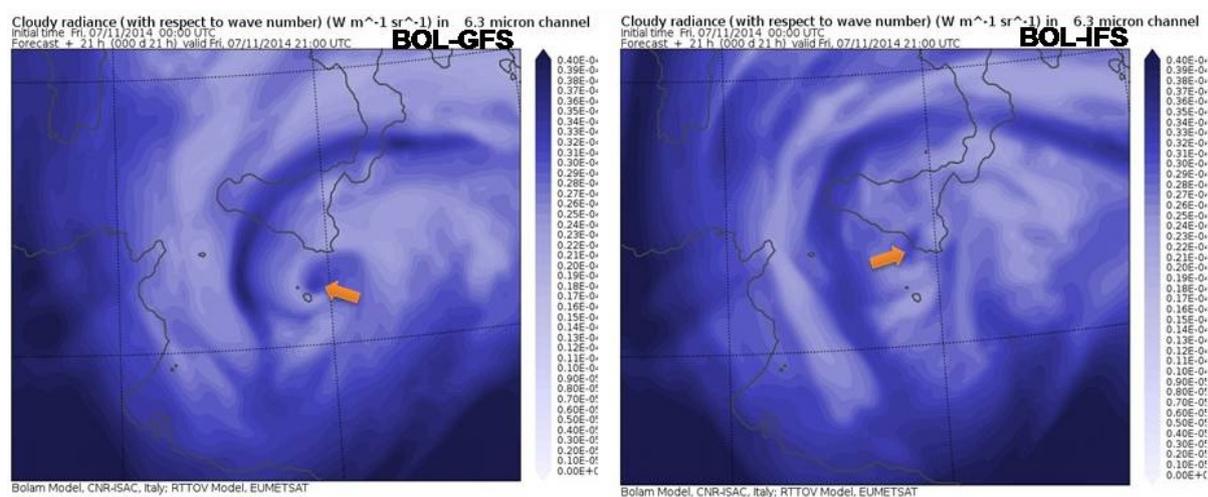
## 5.2. IMPATTO DELLE CONDIZIONI INIZIALI



**Figura 5.6:** Confronto tra le immagini nella banda del vapor d'acqua (6.3  $\mu\text{m}$ ) realizzate con RTTOV per le simulazioni BOL-GFS (a sinistra) e BOL-IFS (a destra) alle 15 UTC del 7 novembre; la colorazione rappresenta i valori di radianza spettrale (in  $\text{mW}/(\text{sr m}^2 \text{cm}^{-1})$ ); le frecce rosse indicano la posizione del ciclone al suolo a quell'istante.



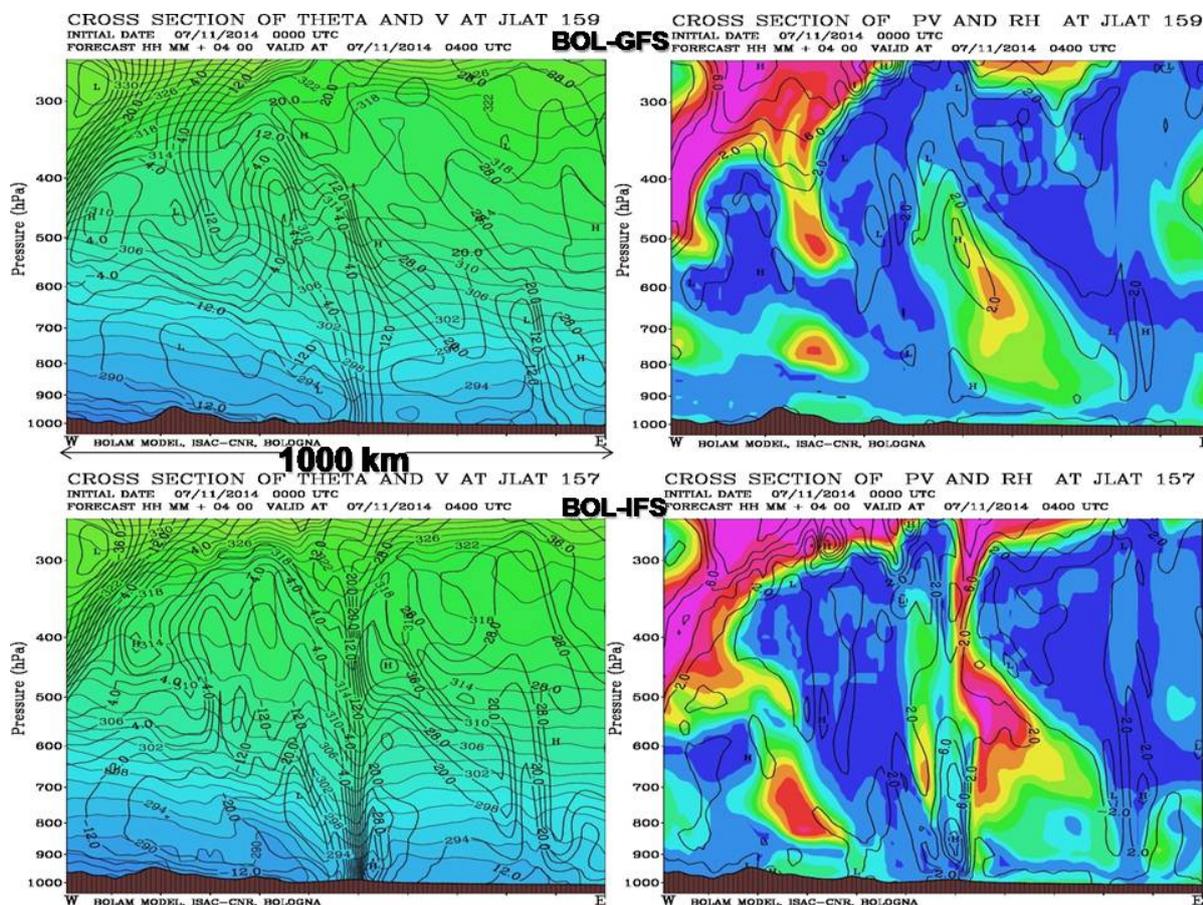
**Figura 5.7:** Immagine nella banda del vapor d'acqua (6.3  $\mu\text{m}$ ) realizzata con RTTOV per la simulazione BOL-GFS alle 19 UTC del 7 novembre; la colorazione rappresenta i valori di radianza spettrale (in  $\text{mW}/(\text{sr m}^2 \text{cm}^{-1})$ ); la freccia gialla indica la posizione del ciclone a quell'istante. Si nota come solo a quell'istante l'aria secca in quota abbia raggiunto l'area del minimo al suolo.



**Figura 5.8:** Confronto tra le immagini nella banda del vapor d'acqua ( $6.3 \mu m$ ) realizzate con RTTOV per le simulazioni BOL-GFS (a sinistra) e BOL-IFS (a destra) alle 21 UTC del 7 novembre; la colorazione rappresenta i valori di radianza spettrale (in  $mW/(sr m^2 cm^{-1})$ ); le frecce arancioni indicano la posizione del ciclone al suolo a quell'istante.

## 5.2.5 Sezioni verticali e diagrammi di Hart

L'analisi delle sezioni verticali permette sia di mettere ulteriormente in evidenza le differenze trovate tra le due simulazioni sia di estendere la visione nel piano verticale, consentendo di individuare i livelli nell'atmosfera che sono sede dei più importanti fenomeni che caratterizzano lo sviluppo dell'evento meteorologico. Alle



**Figura 5.9:** Sezioni verticali attraverso il centro del ciclone alle 04 UTC del 7 novembre per le simulazioni BOL-GFS (sopra) e BOL-IFS (sotto); a sinistra: componente meridionale del vento perpendicolare alla sezione (in m/s) e temperatura potenziale (in K); a destra: vorticità potenziale (in PVU) e umidità relativa (in blu le aree con valori di  $RH \geq 80\%$ , l'intervallo tra i diversi colori è del 10%).

04 UTC del 7 novembre (fig. 5.9, sotto), in BOL-IFS il ciclone si sta sviluppando rapidamente. E' presente, infatti, un forte gradiente orizzontale del vento meridionale e si intravedono sia la presenza del cuore caldo che la formazione della colonna di PV associata ai processi diabatici dai bassi strati fino alla media troposfera. Al contrario, in BOL-GFS (fig. 5.9, sopra) il ciclone si trova ancora nella primissima fase di formazione, il vento non è intenso ed in alta troposfera è possibile individuare soltanto l'aria secca associata all'intrusione di PV stratosferica.

Nella colonna a destra in fig. 5.9, è possibile notare l'esistenza di una zona (colorata in rosa) caratterizzata da bassa umidità relativa di estensione limitata alla media troposfera, situata ad Est rispetto al centro del ciclone; ciò è ascrivibile ad un'in-

trusione di aria secca alle quote medie proveniente dal Nord Africa che si spinge nell'area del ciclone in seno alle sostenute correnti meridionali che si attivano sul lato orientale della bassa pressione.

Le considerazioni fatte circa l'intensità del ciclone nelle diverse fasi evolutive delle simulazioni possono essere sintetizzate nei diagrammi di Hart (fig. 5.10), realizzati considerando un raggio di 100 km per il ciclone. Essi confermano sostanzialmente il diverso comportamento che è stato già descritto tra le due simulazioni. In BOL-GFS (fig. 5.10, sopra), il ciclone è classificato come una struttura a cuore a freddo nelle prime ore della simulazione, mostrando un cuore caldo a partire dalle 05 UTC del 7 novembre dapprima di tipo *shallow*, quindi dalle 09 UTC di tipo *deep* fino a toccare il massimo di intensità nel pomeriggio-sera. In BOL-IFS (fig. 5.10, sotto), il ciclone presenta un cuore caldo per tutta la simulazione, divenendo già di tipo *deep* dalle 04 UTC del 7 novembre e raggiungendo la massima fase a metà mattinata proprio in coincidenza del raggiungimento del valore minimo di pressione alle 08 UTC (si veda la fig. 5.3, a destra); quindi, dal primo pomeriggio inizia a indebolirsi gradualmente, fino a divenire in serata meno intenso del ciclone presente nell'altra simulazione. In fig. 5.11, sono mostrati i diagrammi di Hart ottenuti per le previsioni del modello IFS, da cui si evince come il ciclone mostri pienamente le caratteristiche di tipo tropicale per la maggior parte del tempo.

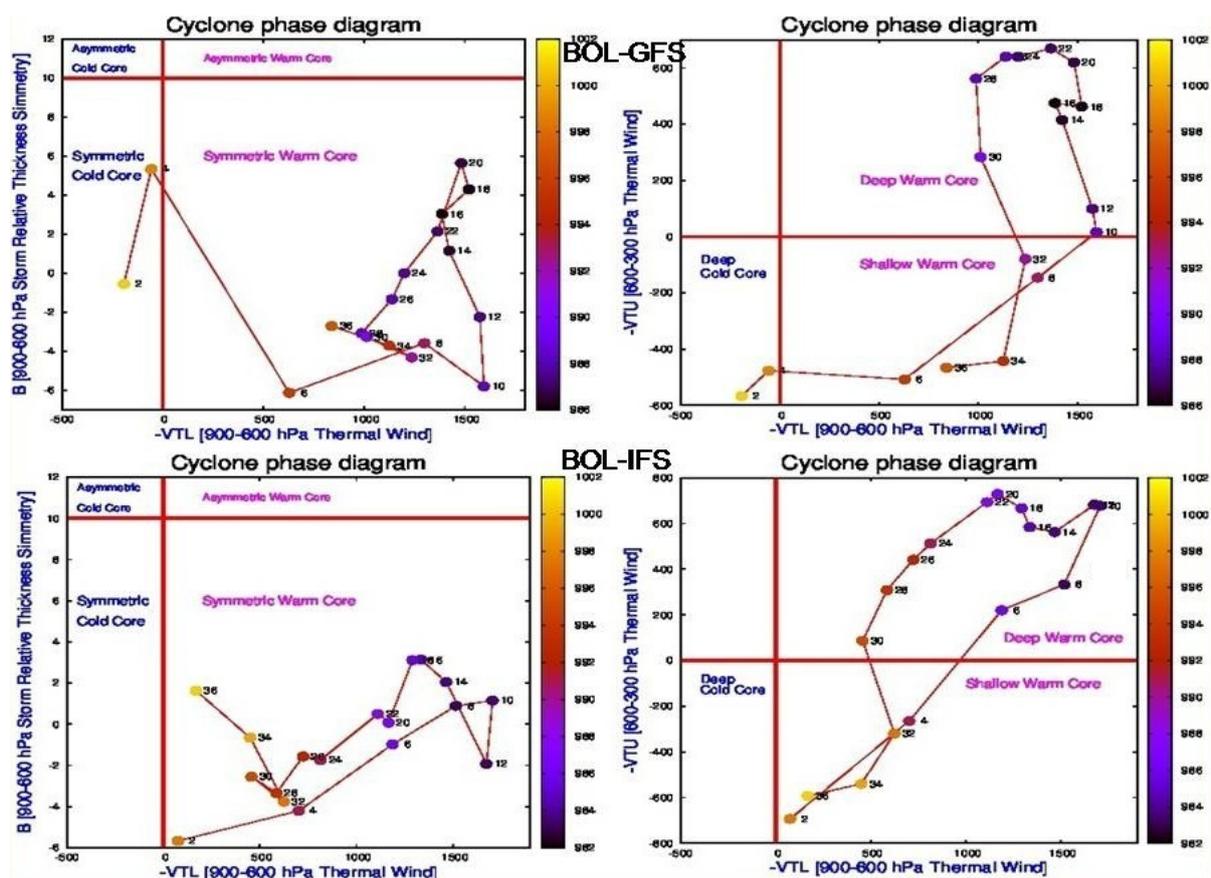


Figura 5.10: Diagrammi di Hart che descrivono lo stato termodinamico del ciclone nelle simulazioni BOL-GFS (sopra) e BOL-IFS (sotto), ottenuti considerando un raggio di 100 km rappresentativo delle dimensioni del ciclone; i punti nei grafici indicano la posizione del ciclone nello spazio dei parametri ogni due ore.

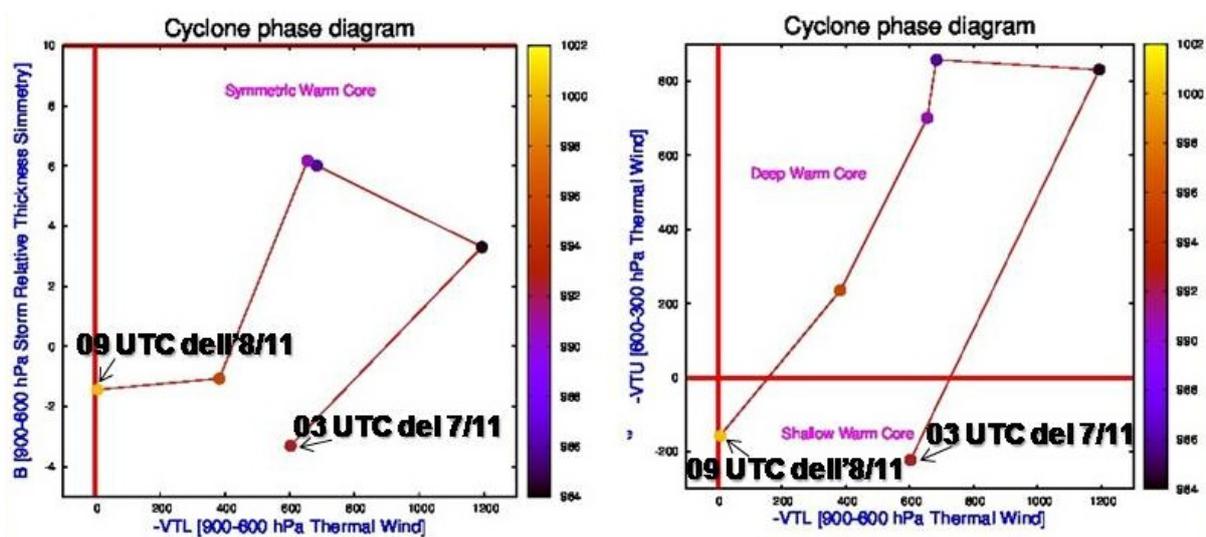


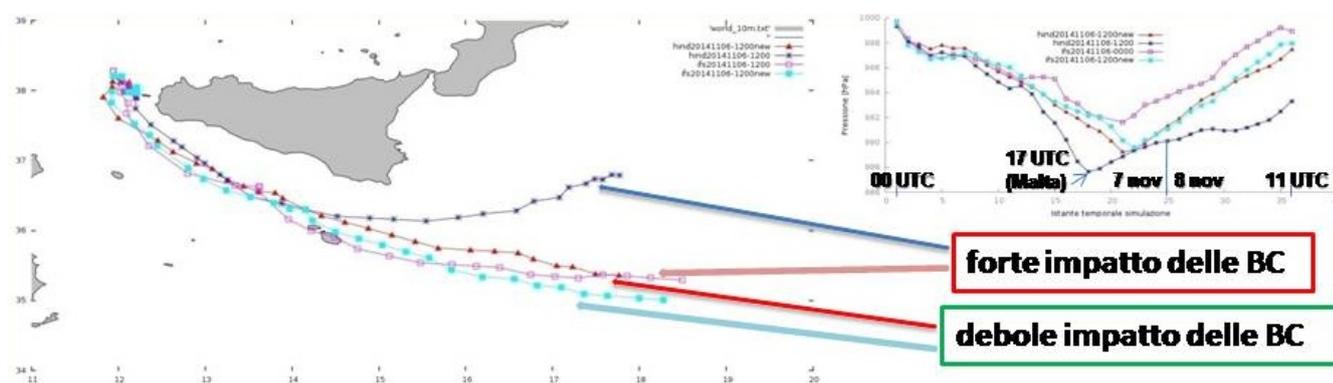
Figura 5.11: Diagrammi di Hart che descrivono lo stato termodinamico del ciclone nelle previsioni del modello IFS, ottenuti considerando un raggio di 100 km rappresentativo delle dimensioni del ciclone; i punti nei grafici indicano la posizione del ciclone nello spazio dei parametri ogni due ore.

## 5.3 Impatto delle condizioni al contorno

Tra le simulazioni effettuate con BOLAM, alcune hanno prodotto risultati diversi pur essendo state inizializzate con la stessa analisi, evidenziando quindi un rilevante impatto delle condizioni al contorno. In particolare, questa tendenza è stata più evidente nelle simulazioni che hanno avuto inizio il giorno precedente allo sviluppo del ciclone. In tal caso, l'informazione introdotta al contorno ha tempo per propagare nel dominio di integrazione ed esercitare un'influenza significativa nell'esito complessivo della previsione. Entrando nel dettaglio, è stato osservato come siano in particolare due simulazioni a presentare differenze in traiettoria ed intensità significative e crescenti dopo le prime 18-20 ore, entrambe inizializzate con analisi del modello IFS. Gli esperimenti differiscono tra loro per la tipologia delle condizioni al contorno e sono:

- \* run di *forecast* inizializzato alle 12 UTC del 6 novembre, fino alle 11 UTC dell'8 novembre;
- \* run di *hindcast* inizializzato alle 12 UTC del 6 novembre, fino alle 11 UTC dell'8 novembre.

A differenza di questi ultimi, la coppia corrispondente delle simulazioni inizializzate alle 00 UTC del 7 novembre (curve con i quadratini pieni celesti e i triangolini vuoti rossi in fig. 3.13 e in fig. 3.14 del capitolo 3) non presenta invece discrepanze significative, poichè sono state effettuate su un intervallo temporale più breve nel quale hanno sviluppato il ciclone in maniera ben definita già dopo poche ore. Per valutare quindi l'impatto delle condizioni al contorno, è stato allargato il dominio di integrazione sul bordo meridionale fino alla latitudine di 20°N (lasciando fisso il centro di rotazione), ritenendo che siano proprio le condizioni che entrano nel dominio dal *boundary* inferiore ad essere le maggiori responsabili del diverso comportamento; quindi sono state effettuate nuovamente le due simulazioni, osservando che nel nuovo dominio di integrazione è presente una saccatura più profonda (non mostrata) che attiva correnti meridionali più intense. I risultati ottenuti sul dominio "allargato" (fig. 5.12) sono molto simili tra loro, il che indica un impatto limitato delle condizioni sul contorno meridionale quando il dominio è sufficientemente esteso. Ciò supporta l'ipotesi per cui le condizioni al contorno che entrano dal bordo meridionale del dominio siano in grado di influenzare in modo rilevante l'evoluzione del ciclone nelle simulazioni. La scelta di un opportuno dominio di integrazione ricopre, quindi, un ruolo importante nella corretta previsione dell'evento.

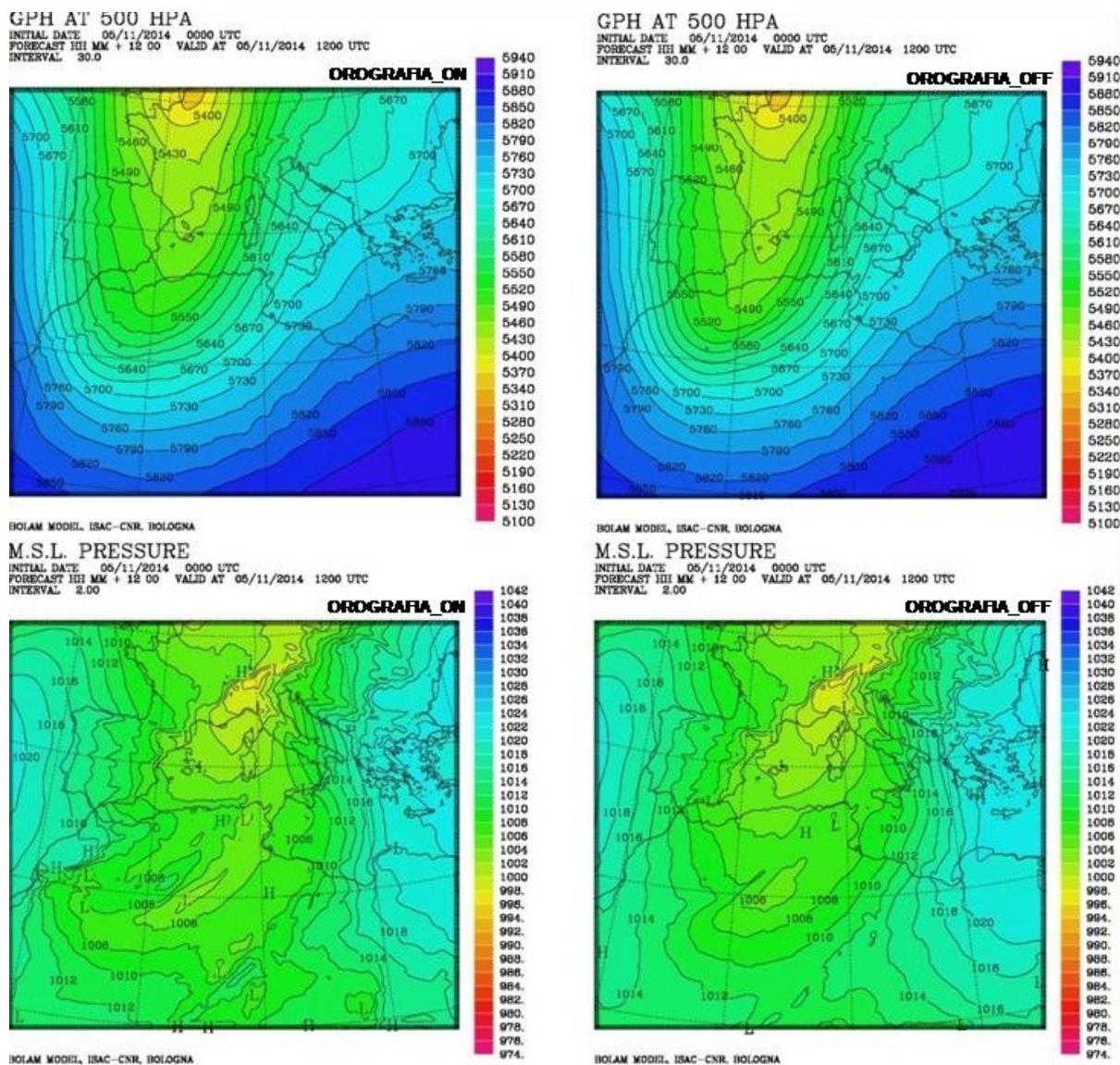


**Figura 5.12:** Traiettorie (a sinistra) e intensità (a destra, in hPa) delle simulazioni in *hindcast* inizializzate alle 12 UTC del 6 novembre sul dominio di integrazione originale (curve blu e magenta) e su quello “allargato” dal bordo meridionale (curve rossa e celeste); tutte le simulazioni terminano alle 11 UTC dell’8 novembre.

## 5.4 Influenza dell’orografia

La circolazione in quota a scala sinottica è caratterizzata da una saccatura a 500 hPa molto sviluppata nel verso dei meridiani (fig. 3.1 e fig. 3.2 del capitolo 3) che con la sua parte più meridionale interessa in pieno l’entroterra algerino; osservando, inoltre, che nelle fasi iniziali il ciclone si trova al largo delle coste tra Tunisia e Libia (fig. 4.2 del capitolo precedente), per spiegare la sua formazione è stata presa in considerazione l’ipotesi di una ciclogenesi sottovento alla catena dell’Atlante, in modo simile a quanto riscontrato nell’evento del settembre 2006 (Moscatello et al., 2008 [32]). Perciò, sono state effettuate due simulazioni sul dominio “allargato” della durata di 48 ore, entrambe inizializzate su dati ECMWF alle 00 UTC del 5 novembre. In una simulazione è stata eliminata l’orografia al di sotto del 37° parallelo, allo scopo di verificare se la presenza o meno della catena montuosa nel Nord Africa possa avere avuto un impatto sulla formazione del ciclone. I risultati non sembrano supportare questa ipotesi; infatti, l’assenza della catena montuosa non preclude la formazione del ciclone al suolo ed a 500 hPa la saccatura si sviluppa allo stesso modo (fig. 5.13, colonna a destra). Osservando per intero l’evoluzione (non mostrata) del campo di MSLP nella simulazione senza l’orografia, si è potuto soltanto notare l’esistenza in alcuni istanti di un minimo meno intenso di quello presente nella simulazione “di controllo”. Si può, quindi, affermare che i risultati dell’esperimento escludono l’eventualità di una ciclogenesi orografica sottovento all’Atlante.

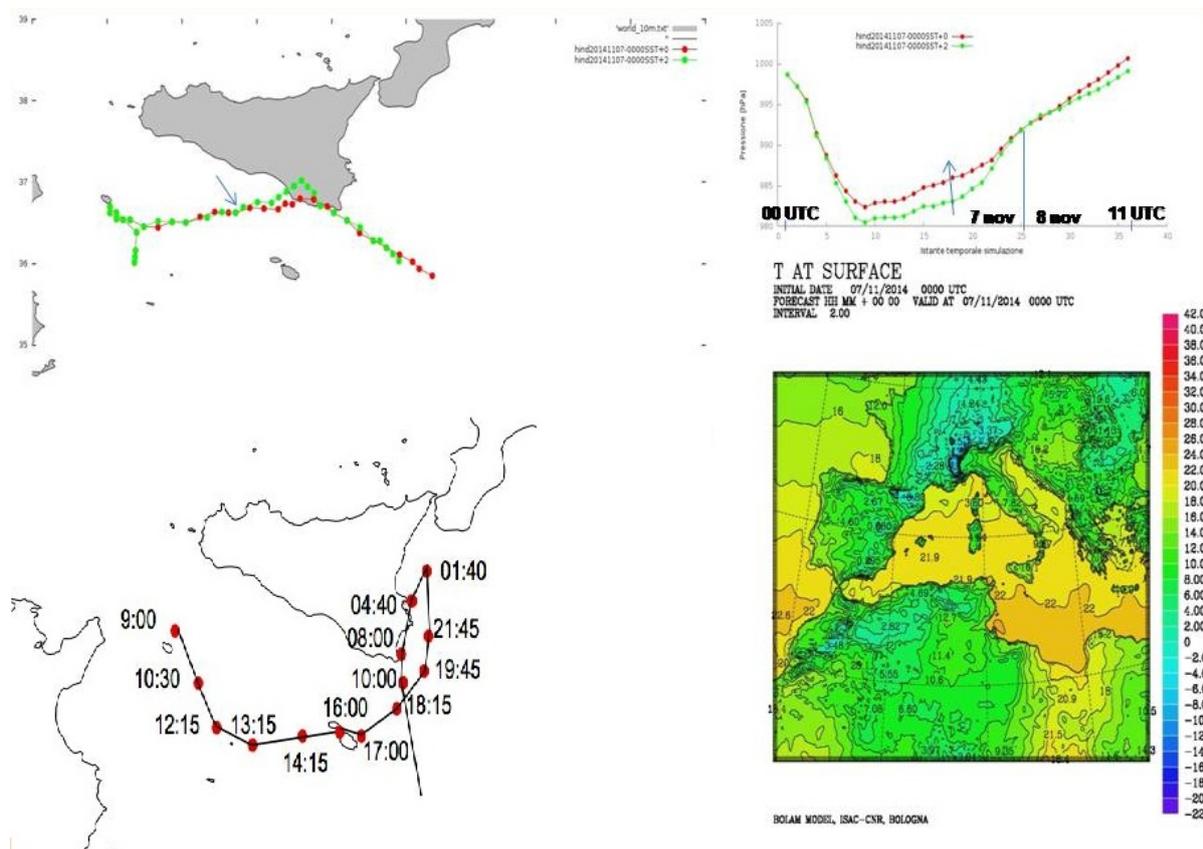
## 5.4. INFLUENZA DELL'OROGRAFIA



**Figura 5.13:** Campi di GPH a 500 hPa (sopra, in m) e di MSLP (sotto, in hPa) alle 12 UTC del 5 novembre previsti dalle simulazioni inizializzate alle 00 UTC del 5 novembre con l'orografia inalterata (colonna a sinistra) e senza la catena dell'Atlante (colonna a destra).

## 5.5 Temperatura superficiale del mare

L'ultimo test di sensibilità che è stato effettuato ha riguardato la verifica dell'influenza esercitata dalla temperatura del mare sulla formazione e lo sviluppo del ciclone, come verificato in Miglietta et al., 2011 [27] in occasione del *medicane* del settembre 2006. E' stata quindi apportata una modifica della temperatura superficiale del mare per la simulazione in *hindcast* inizializzata alle 00 UTC del 7 novembre, con condizioni iniziali e al contorno ECMWF (analisi ogni 6 ore). In particolare, la SST è stata aumentata di 2°C al di sotto dei 40°N, facendo così in modo che l'area interessata dal ciclone avesse delle temperature tra i 22 e i 24°C. Confrontando i risultati ottenuti nella nuova simulazione con quelli del run "di controllo" (fig. 5.14), si nota come le differenze nella traiettoria siano trascurabili, mentre si è osservata la tendenza ad un approfondimento del ciclone (entro i 5 hPa di differenza) nel caso con la temperatura del mare aumentata. Tuttavia, le differenze non sembrano essere tali da riconoscere un impatto decisivo della SST sull'evoluzione del ciclone; pertanto, si può affermare che presumibilmente il campo di SST non può essere la causa degli errori in traiettoria e intensità presenti nelle varie simulazioni.



**Figura 5.14:** Traiettoria (in alto, a sinistra) e intensità (in alto, a destra, in hPa) delle simulazioni in *hindcast* iniziate alle 00 UTC del 7 novembre effettuate con le diverse SST (curva rossa con la SST inalterata, curva verde con la SST aumentata di 2°C); tutte le simulazioni terminano alle 11 UTC dell'8 novembre; la freccia indica la posizione e l'intensità che il ciclone assume nelle simulazioni nell'istante in cui il TLC osservato è transitato su Malta [11] [12] (in basso, a sinistra); mappa della temperatura superficiale non modificata (in basso, a destra, in °C).

# Conclusioni

Nel lavoro di tesi, sono stati presentati i risultati dell'analisi del *medicane* che si è verificato tra il 7 e l'8 novembre 2014 nel Canale di Sicilia. L'evento meteorologico è stato riprodotto attraverso varie simulazioni numeriche effettuate con i modelli ad area limitata BOLAM e MOLOCH, sviluppati presso il CNR-ISAC di Bologna, forzati con analisi e condizioni al contorno fornite dai modelli globali GFS ed IFS. Per questo scopo, sono state utilizzate due diverse tipologie di procedimento, a seconda della natura delle *boundary conditions*:

- La prima tipologia, in cui le condizioni al contorno sono fornite da previsioni ogni 3 ore sulla cornice del dominio di integrazione, è stata usata per le simulazioni in modalità *forecast*. In questo modo, si riproduce una previsione in tempo reale del modello e si possono fare anche considerazioni riguardo alla predicibilità, dal punto di vista operativo, dell'evento considerato.
- La seconda tipologia, in cui le condizioni al contorno sono fornite dalle analisi del modello globale ogni 6 ore, è stata impiegata per le simulazioni in modalità *hindcast*. Con questo approccio, si mira a limitare la componente di errore che entra dai bordi del dominio per poter effettuare un'analisi diagnostica dell'evento.

L'analisi modellistica ha mostrato nei due giorni precedenti la genesi del *medicane* un'intensa fase baroclina nella regione Euro-Mediterranea, caratterizzata dallo sviluppo di un'onda di Rossby che ha determinato la discesa di aria relativamente fredda dal Nord Atlantico sul settore occidentale del Mediterraneo. Associato all'approfondimento di una saccatura con l'asse maggiore disposto lungo i meridiani dalle Isole Britanniche all'Africa settentrionale, il richiamo di correnti calde sul ramo ascendente ha determinato un notevole gradiente termico sul settore centrale del bacino. Si è originata una bassa pressione al suolo nella seconda parte della giornata del 6 novembre, la cui evoluzione è stata più o meno intensa in funzione della presenza in quota di un'anomalia di PV. Nelle ore successive, il minimo ha iniziato ad intensificarsi, fino a mostrare le caratteristiche di tipo tropicale nelle prime ore del 7 novembre, continuando comunque ad essere guidato lungo il suo percorso dalla circolazione in quota a più grande scala, evidente nella traiettoria dello *streamer* di alta PV.

Dal confronto con le immagini Meteosat ed altri dati osservati disponibili per il caso di studio, è emerso che la corretta previsione della traiettoria e dell'intensità si è rivelata molto difficile anche a sole 24 ore dalla formazione del *medicane*. La maggior parte delle simulazioni effettuate sia con BOLAM che con MOLOCH mostrano una traiettoria del ciclone più settentrionale di quella osservata, mancando

di cogliere sia il passaggio su Malta nel pomeriggio del 7 novembre che la deviazione del *medicane* verso Nord, con il compimento di una traiettoria circolare al largo delle coste orientali della Sicilia nella notte tra il 7 e l'8 novembre. L'intensità del ciclone risulta sottostimata, in quanto i valori minimi di MSLP si mantengono mediamente superiori alla soglia dei 980 hPa e vengono raggiunti nel mattino del 7 novembre, presentando solo una piccola discrepanza tra le simulazioni effettuate con entrambi i modelli; inoltre, la pressione aumenta rapidamente già dopo metà giornata, al contrario delle osservazioni che indicano un minimo ancora piuttosto profondo durante il passaggio su Malta. Nonostante il valore di MSLP più alto di quello osservato, le simulazioni mostrano però correttamente un ciclone di tipo tropicale ben sviluppato e molto intenso, caratterizzato da una lunga durata temporale. I risultati, comunque, dimostrano una predicibilità decisamente limitata dell'evento, che aveva reso, a suo tempo, molto difficili le previsioni operative. In particolare, l'analisi effettuata con il modello di trasferimento radiativo RTTOV e con le immagini da satellite ha mostrato come l'approfondimento del ciclone sembra essere legato all'interazione tra la PV generata negli strati medio-bassi e l'anomalia di PV di origine stratosferica, come anche che la traiettoria del ciclone pare guidata dalla circolazione a grande scala. Infatti, le differenze tra le simulazioni in termini di traiettoria e intensità sono perfettamente coerenti con quanto analizzato in quota.

Per far fronte alla bassa predicibilità dell'evento emersa dall'analisi modellistica, è stata realizzata una ricostruzione del ciclo di vita del TLC attraverso una sequenza di simulazioni numeriche a breve termine, caratterizzate quindi da un errore di previsione limitato. Oltre a rendere più realistico il confronto con le osservazioni, questo metodo ha permesso di analizzare le varie fasi di sviluppo del ciclone, di evidenziarne le caratteristiche termodinamiche nel corso dell'evoluzione mediante l'utilizzo dei diagrammi di Hart e di individuare, grazie alle immagini da satellite e al loro confronto con gli output del modello di trasferimento radiativo RTTOV, i meccanismi responsabili della rapida intensificazione e della transizione in una struttura di tipo tropicale.

Per quanto riguarda l'analisi dei principali risultati delle simulazioni numeriche, sono state effettuate ulteriori simulazioni nelle quali sono stati valutati alcuni aspetti di implementazione dei modelli. In particolare, l'aumento di risoluzione a 1 km del modello MOLOCH non ha apportato particolari benefici alla simulazione, poiché le differenze con le osservazioni riscontrate nella previsione della traiettoria e intensità del ciclone sono rimaste inalterate. Questo risultato conferma che, per l'evento specifico, non sono i fenomeni a piccola scala che determinano l'evoluzione del ciclone, ma sono gli aspetti a scala più grande, descrivibili in buona parte anche dal modello BOLAM, a svolgere un ruolo fondamentale.

Un altro dato significativo, riguarda le differenze nella localizzazione e nell'intensità del ciclone riscontrate tra le analisi NCEP ed ECMWF alle 00 UTC del 7 novembre, che sono state utilizzate per inizializzare le previsioni di BOLAM. Una grande incertezza nella condizione iniziale rappresenta, senza dubbio, una rilevante fonte di errore previsionale. Pertanto, oltre all'errore imputabile al modello stesso (BOLAM o MOLOCH), si è mostrato che l'incertezza della condizione iniziale assume un ruolo importante nel determinare la bassa predicibilità dell'evento in questione. Inoltre, dal confronto della simulazione globale IFS con la rispettiva

simulazione di BOLAM, si è notata un'evidente similitudine, indice di una forte guida delle condizioni a larga scala nel determinare l'evoluzione del *medicane*.

La scelta del dominio di integrazione in BOLAM si è rivelata assolutamente non trascurabile per gli esiti della simulazione: si è osservato, infatti, come le *boundary conditions* sulla cornice meridionale abbiano avuto un impatto fondamentale nella previsione dell'evento superate le 18-20 ore di integrazione. Anche questo aspetto è indicativo della bassa predicibilità dell'evento, intrinseca nell'evoluzione dinamica stessa dell'atmosfera.

Infine, ulteriori esperimenti numerici hanno mostrato che la SST non ha avuto un ruolo importante nel determinare intensità e traiettoria del *medicane*, mentre l'interazione della saccatura con l'orografia dell'Atlante non è stata responsabile di ciclogenesi orografica nella fase di comparsa del ciclone.

Appare, pertanto, che il disturbo di vorticità potenziale in quota e la sua corretta rappresentazione modellistica, derivante principalmente da un'accurata condizione iniziale, sia stato il fattore determinante per la simulazione di questo *medicane*.

# Bibliografia

- [1] Arakawa, A., Lamb, V. R. *Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model*, Methods in computational physics 17, 173-265, 1977.
- [2] Blackadar, A. K. *The Vertical Distribution of Wind and Turbulent Exchange in a Neutral Atmosphere*, Journal of Geophysical Research 67, 8, 3095-3102, 1962.
- [3] Bougeault, P., Lacarrère, P. *Parametrization of orography-induced turbulence in a meso-beta scale model*, Monthly Weather Review, 117, 1870-1888, 1989.
- [4] Buzzi, A., Tibaldi, S. *Cyclogenesis in the lee of the Alps: A case study*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 104, 440, 278-287, 1978.
- [5] Čampa, J., Wernli, H. *A PV Perspective on the Vertical Structure of Mature Midlatitude Cyclones in the Northern Hemisphere*, Journal of the Atmospheric Sciences 69, 2, 725-740, 2012.
- [6] Cavicchia, L., von Storch, H., Gualdi, S. *Mediterranean tropical-like cyclones in present and future climate*, Journale of Climate, 2014.
- [7] Cerrai, D. *Moisture and Potential Vorticity in Medicanes: theoretical approach and case studies*, <http://amslaurea.unibo.it/>, 2015.
- [8] Chaboureau, J.-P., Pantillon, F., Lambert, D., Richard, E., Claud, C. *Tropical transition of a Mediterranean storm by jet crossing*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 138, 596-611, 2012.
- [9] Charney, J. G., Eliassen, A. *On the growth of the hurricane depression*, Journal of the Atmospheric Sciences 21, 1, 68-75, 1964.
- [10] Charnock, H. *Wind stress on a water surface*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 81, 350, 639-640, 1955.
- [11] Cioni, G. *Thermal structure and dynamical modeling of a Mediterranean tropical-like cyclone*, <http://amslaurea.unibo.it/>, 2014.
- [12] Cioni, G., Malguzzi, P., Buzzi, A. *Thermal structure and dynamical precursor of a Mediterranean tropical-like cyclone*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 142, 1757-1766, 2016.

- [13] Claud, C., Alhammoud, B., Funatsu, B. M., Chabouerau, J.-P. *Mediterranean hurricanes: large-scale environment and convective and precipitating areas from satellite microwave observations*, Natural Hazards and Earth System Sciences 10, 2199-2213, 2010.
- [14] Conte, D., Miglietta, M. M., Levizzani, V. *Analysis of instability indices during the development of a Mediterranean tropical-like cyclone using MSG-SEVIRI products and the LAPS model*, Atmospheric Research 101, 264-279, 2011.
- [15] Cuxart, J., Holtslag, A. A. M. et al. *Single column model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer*, Boundary Layer Meteor., 118, 273-303, 2006.
- [16] Davolio, S., Miglietta, M. M., Moscatello, A., Pacifico, F., Buzzi, A., Rotunno, R. *Numerical forecast and Analysis of a tropical-like cyclone in the Ionian Sea*, Natural Hazards and Earth System Sciences 9, 551-562, 2009.
- [17] Emanuel, K. A. *An air-sea interaction theory for tropical cyclones: part I: Steady-state maintenance*, Journal of the Atmospheric Sciences 43, 6, 585-605, 1986.
- [18] Emanuel, K. A. *The theory of hurricanes*, Annual Review of Fluid Mechanics 23, 1, 179-196, 1991.
- [19] Ernst, J. A., Matson, M. *A Mediterranean tropical storm?*, Weather 38, 332-337, 1983.
- [20] Hart, R. E. *A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry*, Monthly Weather Review 131, 4, 586-616, 2003.
- [21] Homar, V., Romero, R., Stensrud, D. J., Ramis, C., Alonso, S. *Numerical diagnosis of a small, quasi-tropical cyclone over the western Mediterranean: Dynamical vs. boundary factors*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 129, 1469-1490, 2003.
- [22] ISAC *BOLAM - Manuale Scientifico e d'uso*, National Research Council - Italy, 9 2011.
- [23] Kain, J. S. *The Kain-Fritsch convective parametrization: an update*, Journal of Meteorology 43, 1, 170-181, 2004.
- [24] Kain, J. S., Fritsch, J. M. *Convective parametrization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The representation of Cumulus Convection in Numerical Models*, Meteorol. Monograph., No. 24, American Meteorological Society, 165-170, 1993.
- [25] Lagouvardos, K., Kotroni, V., Nickovic, S., Jovic, D., Kallos, G., Tremback, C. J. *Observations and model simulations of a winter sub-synoptic vortex over the central Mediterranean*, Meteorological Applications 6, 371-383, 1999.

- [26] Miglietta, M. M., Davolio, S., Moscatello, A., Pacifico, F., Rotunno, R. *The role of surface fluxes in the development of a tropical-like cyclone in southern Italy*, Advances in Sciences and Research 2, 35-39, 2008.
- [27] Miglietta, M. M., Moscatello, A., Conte, D., Mannarini, G., Lacorata, G., Rotunno, R. *Numerical analysis of a Mediterranean "hurricane" over south-eastern Italy: Sensitivity experiments to sea surface temperature*, Atmospheric Research 101, 412-426, 2011.
- [28] Miglietta, M. M., Laviola, S., Malvaldi, A., Conte, D., Levizzani, V., Price, C. *Analysis of tropical-like cyclone over the Mediterranean Sea through a combined modeling and satellite-approach*, Geophysical Research Letters, 40, 2400-2405, 2013.
- [29] Miglietta, M. M., Mastrangelo, D., Conte, D. *Influence of physics parametrization of a tropical-like cyclone in the Mediterranean Sea*, Atmospheric Research 153, 360-375, 2015.
- [30] Monin, A., Obukhov, A. *Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere*, Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR 151, 163-187, 1954.
- [31] Moscatello, A., Miglietta, M. M., Rotunno, R. *Observational Analysis of a Mediterranean "Hurricane" over Southeastern Italy*, Monthly Weather Review 63, 10, 306-311, 2008.
- [32] Moscatello, A., Miglietta, M. M., Rotunno, R. *Numerical Analysis of a Mediterranean "Hurricane" over Southeastern Italy*, Monthly Weather Review 136, 11, 4373-4397, 2008.
- [33] Picornell, M. A., Campins, J., Jansà, A. *Detection and thermal description of medicanes from numerical simulation*, Natural Hazards and Earth System Sciences 14, 1059-1070, 2014.
- [34] Pytharoulis, I., Craig, G. C., Ballard, S. P. *The hurricane-like Mediterranean cyclone of January 1995*, Meteorological Applications 7, 261-279, 2000.
- [35] Rasmussen, E., Zick, C. *A subsynoptic vortex over the Mediterranean with some resemblance to polar lows*, Tellus, 39A, 408-425, 1987.
- [36] Reale, O., Atlas, R. *Tropical Cyclone-Like Vortices in the Extratropics: Observational Evidence and Synoptic Analysis*, Weather and Forecasting 16,1, 7-34, 2001.
- [37] Ritter, B., Geleyn, J.-F. *A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations*, Monthly Weather Review 120, 2, 303-325, 1992.
- [38] Santurette, P., Georgiev, C. G. *Weather Analysis and Forecasting: Applying Satellite Water Vapor Imagery and Potential Vorticity Analysis*, Academic Press, 2005.

- [39] Tous, M., Romero, R. *Meteorological environments associated with medicane development*, International Journal of Climatology 33, 1, 1-14, 2013.

# Ringraziamenti

*Desidero ringraziare mio fratello Diego, perchè è una delle poche persone (...se non l'unica...) che è riuscita a comprendere fino in fondo la mia passione smodata per la Meteorologia.*

*Desidero ringraziare i miei genitori, perchè, nonostante qualche volta (...papà in particolare...) hanno affermato che “avessi la testa fra le nuvole”, non mi hanno mai fatto mancare il loro supporto, specie economico.*

*Vorrei ringraziare i miei parenti ed amici, perchè mi hanno fatto sentire la loro stima durante questo percorso, sempre desiderosi di sapere da me che tempo avrebbe fatto il giorno dopo.*

*Desidero ringraziare in modo particolare Silvio, per la grandissima pazienza mostrata in questi lunghi mesi di lavoro, sempre disponibile a venirmi incontro in qualsiasi situazione e a dispensare preziosi consigli, che hanno decisamente arricchito le mie competenze in Fisica dell'Atmosfera, invogliandomi a proseguire nello studio di questa bellissima materia.*

*Un ringraziamento sentito va al dott. Marcello Miglietta e al prof. Vincenzo Levizzani per la puntualità con cui abbiamo interagito in questo percorso, oltre alla gentilezza che li ha contraddistinti in ogni momento della nostra collaborazione.*

*Ringrazio anche il gruppo di Fisica delle Nubi e la dott.ssa Giulia Panegrossi della sezione di Roma, per aver cortesemente fornito le immagini da satellite e la mappa delle fulminazioni, contribuendo con il loro apporto ad ampliare la comprensione di alcuni argomenti fondamentali trattati nella tesi.*

*Infine, il mio ringraziamento finale va a tutto il personale del CNR-ISAC di Bologna e alla facoltà di Fisica del Sistema Terra, perchè mi hanno dato l'opportunità di compiere questa importante esperienza formativa.*