

**ALMA MATER STUDIORUM – UNIVERSITA' DI BOLOGNA**

---

**FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI**

**Corso di laurea triennale in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia**

**I CICLONI DI TIPO TROPICALE SUL MEDITERRANEO**

Tesi di laurea di:  
Jacopo Alessandri

Relatore:  
Prof. Vincenzo Levizzani

Co-relatore:  
Dott. Sante Laviola

**Sessione III**  
**Anno Accademico 2011-12**



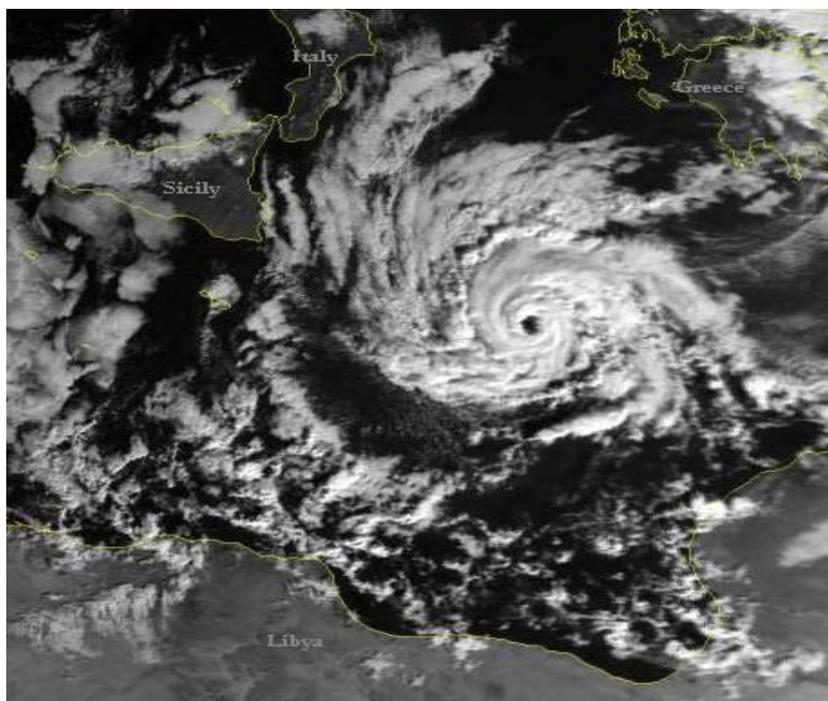
# INDICE

<b>1</b>	<b>Introduzione</b> .....	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>I Tropical-Like Cyclone</b> .....	<b>3</b>
<b>2.1</b>	<b>Cenni sui cicloni tropicali</b> .....	<b>3</b>
2.1.1	Nubi coinvolte nella ciclogenesi tropicale.....	6
2.1.2	L'occhio.....	7
<b>2.2</b>	<b>Caratteristiche di un TLC</b> .....	<b>8</b>
2.2.1	Il problema della classificazione.....	10
2.2.2	Ciclo di vita e collocazione spazio-temporale.....	12
<b>3</b>	<b>Metodi di studio</b> .....	<b>15</b>
<b>3.1</b>	<b>Diagrammi di fase di Hart</b> .....	<b>15</b>
3.1.1	Parametri utilizzati.....	16
3.1.2	Costruzione dei diagrammi di fase.....	20
<b>3.2</b>	<b>Modelli e dati utilizzati</b> .....	<b>22</b>
<b>3.3</b>	<b>Indagini da satellite</b> .....	<b>24</b>
3.3.1	Caratteristiche dei satelliti.....	25
3.3.2	I radiometri utilizzati.....	27
3.3.3	L'algoritmo 183-WSL.....	30
<b>3.4</b>	<b>Analisi dell'attività elettrica</b> .....	<b>32</b>
<b>4</b>	<b>Evento del 26 settembre 2006</b> .....	<b>37</b>
<b>4.1</b>	<b>Analisi osservativa</b> .....	<b>37</b>
<b>4.2</b>	<b>Simulazioni numeriche</b> .....	<b>47</b>
4.2.1	Analisi dei risultati.....	47
4.2.2	Test di sensibilità.....	56
<b>4.3</b>	<b>Analisi dei dati satellitari</b> .....	<b>63</b>
4.3.1	Algoritmo 183-WSL e confronto con il modello WRF.....	67
<b>5</b>	<b>Conclusioni</b> .....	<b>71</b>
<b>6</b>	<b>Bibliografia</b> .....	<b>73</b>
<b>7</b>	<b>Glossario</b> .....	<b>75</b>



# 1 Introduzione

La formazione di cicloni di tipo tropicale nel bacino del Mediterraneo, chiamati anche *tropical-like cyclone* (TLC) o *Medicane* (dall'unione delle parole “*Mediterranean*” e “*hurricane*”), è oggetto di studio da diversi anni per giungere a una loro precisa caratterizzazione fisica. Questi fenomeni in molti casi presentano caratteristiche solitamente associate ai cicloni tropicali (figura 1), con un occhio ben definito circondato da un sistema nuvoloso spiraliforme e simmetrico, una profonda convezione e venti molto sostenuti che possono superare anche i  $25 \text{ m s}^{-1}$ .



**Figura 1.** Medicane del gennaio 1995 sul Mediterraneo centrale a sud est di Calabria e Sicilia.

La relativa rarità di questi fenomeni (in media circa un caso l'anno) ha incoraggiato molti studi basati su simulazioni numeriche a varie scale (Moscatello *et al.*, 2008a; Fita *et al.*, 2007; Laviola *et al.*, 2011; Cavicchia and von Storch, 2012) oppure sull'analisi di immagini da satellite (Laviola *et al.*, 2011; Claud *et al.*, 2010). Essendo fenomeni simili in larga misura a quelli di tipo tropicale, in alcuni casi si è cercato per analogia di partire dai risultati di studi condotti per gli uragani, e di adattare i metodi alla scala dei medicane (Emanuel, 2005; Tous

and Romero, 2011). In questa direzione, si sta esaminando l'attività elettrica dei TLC per capire se è presente un qualche legame tra fulminazione e intensità del fenomeno (Malvaldi, 2012) come già osservato per gli uragani. In questo lavoro di tesi, sono esaminate le caratteristiche fisiche fondamentali dei medicane, e le analogie di questi fenomeni con i cicloni tropicali. I principali metodi di indagine utilizzati fino ad ora vengono poi passati in rassegna, e infine si analizza un caso di particolare interesse.

## 2 I Tropical-Like Cyclone

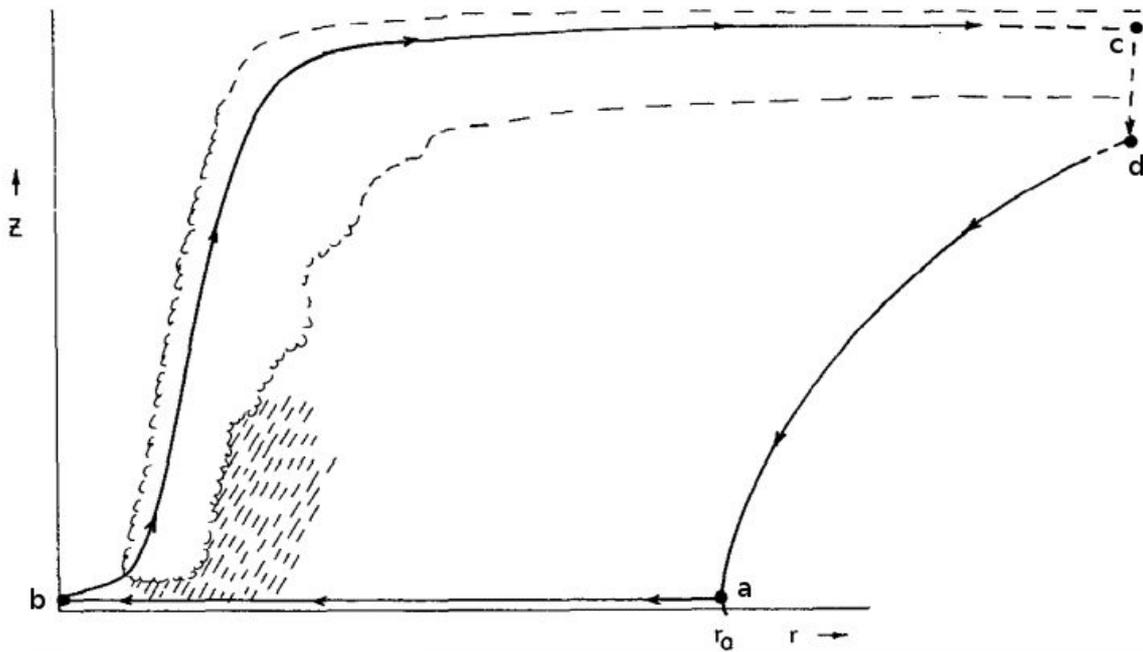
Il bacino del Mediterraneo è il teatro ideale per lo sviluppo di un'intensa attività di ciclogenesi che porta alla formazione di cicloni a scala sinottica e di origine baroclina, le cui caratteristiche sono fortemente influenzate dalla peculiare distribuzione dell'orografia che circonda il mar Mediterraneo. Ne sono un ottimo esempio cicloni che si formano sottovento ai monti dell'Atlante, nell'Africa settentrionale, oppure la forte ciclogenesi sottovento alle Alpi (Buzzi and Tibaldi, 1978) che può portare a disastrose alluvioni nell'Italia nord-occidentale. Tuttavia, il fenomeno che vogliamo analizzare in questa tesi è differente sebbene non completamente indipendente da quelli appena citati. Infatti, in molti casi si è vista la formazione di un TLC nella fase finale di un *extra-tropical cyclone* (ETC) sviluppatosi sottovento ad una catena montuosa. Il caso del 26 settembre 2006 che analizzeremo in seguito si è formato proprio grazie ad un evento di ciclogenesi sottovento ai monti dell'Atlante, che ha poi raggiunto il livello di Medicane. Una delle caratteristiche più interessanti dei Medicane è la loro struttura che in molte situazioni è molto simile a quella di un ciclone tropicale. Cerchiamo quindi di capire meglio la natura di questi fenomeni.

### 2.1 Cenni sui cicloni tropicali

La definizione di ciclone tropicale prevede che sia un sistema di bassa pressione avente una circolazione chiusa che si origina sopra un oceano tropicale in presenza di elevate temperature dei primi metri dell'acqua oceanica e di venti tesi in quota con mancanza di *shear* verticale. I cicloni tropicali, chiamati anche “uragani” (Oceano Atlantico), “cicloni” (Oceano Indiano) e “tifoni” (Oceano Pacifico), sono fenomeni che si sviluppano tra i 5 e i 20 gradi di latitudine nord e sud. Si sviluppano grazie alla notevole energia che gli oceani sono in grado di trasferire all'atmosfera e alla forza di coriolis, che già a queste latitudini è in grado di mettere in rotazione le masse d'aria. Gli uragani presentano un nucleo caldo (*warm-core*), dove di solito (vedere figura 2.1) è presente l'occhio (*eye*) ben delineato nella parte più interna. L'occhio è circondato da una struttura nuvolosa (*eyewall*) che si forma per la profonda convezione che si genera. Man mano che ci si allontana dal centro, le nubi e le precipitazioni si organizzano in bande di circa 10 km di larghezza e dai 3 ai 15 km di altezza, che spiraleggiano attorno al centro (Emanuel, 1991), e possono raggiungere un'intensità di precipitazione fino a 400 mm



**Figura 2.1.** L'uragano Isabel fotografato dall'International Space Station (ISS) il 23 marzo 2008.



**Figura 2.2.** Ciclo di Carnot idealizzato per un ciclone tropicale.

$h^{-1}$ . I venti attorno al minimo di pressione raggiungono la velocità massima a una distanza variabile tra 10 e 100 km, che è anche la distanza alla quale il sistema ruota in maniera più o meno solidale col centro. I cicloni tropicali possono distinguersi in base alla velocità dei venti che li caratterizzano secondo la scala di Saffir-Simpson, secondo la quale la velocità del vento

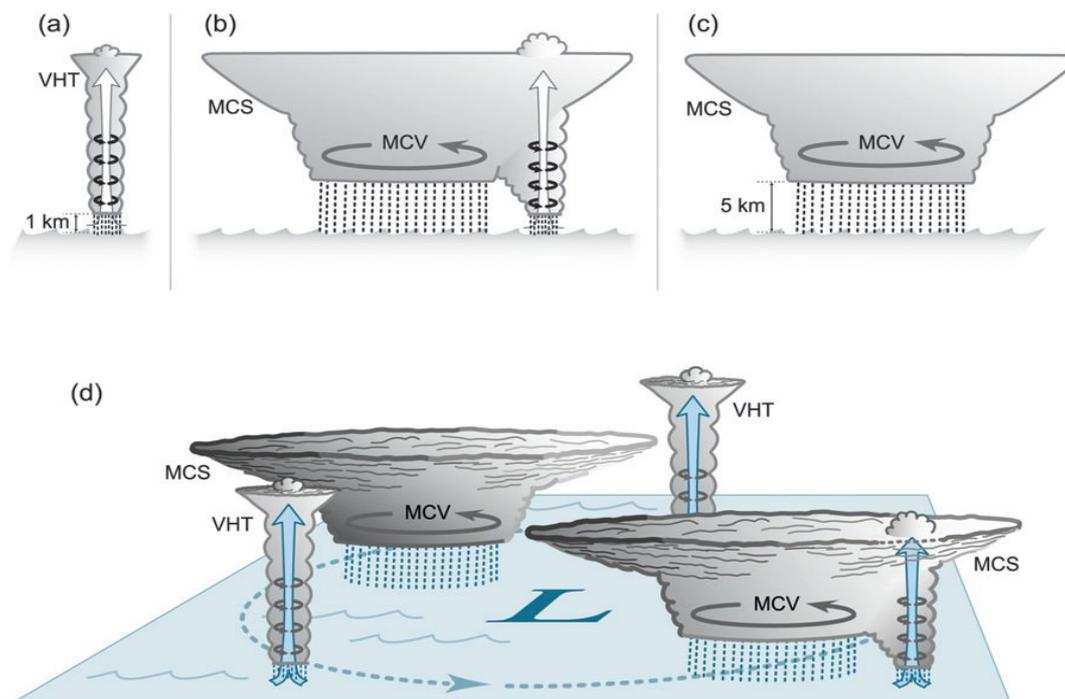
della “depressione tropicale” è  $< 17 \text{ m s}^{-1}$ , quella della “tempesta tropicale” ha un picco tra 18 e  $32 \text{ m s}^{-1}$ , e nel caso del “ciclone tropicale” supera i  $33 \text{ m s}^{-1}$ .

La principale sorgente di energia dei cicloni tropicali deriva dal disequilibrio termodinamico tra l'atmosfera e gli oceani. Questo disequilibrio si riscontra nella sotto-saturazione dell'aria sopra la superficie del mare. Così l'evaporazione dell'acqua trasferisce un'enorme quantità di calore latente dagli oceani all'aria sovrastante la superficie, dando origine a instabilità atmosferica che genera moti ascensionali e che porta a una convergenza di aria in superficie, la quale è poi messa in rotazione dalla forza di Coriolis. Il tasso di trasferimento di calore tra oceano e atmosfera è funzione della velocità superficiale del vento. Secondo la teoria di Emanuel (1986), che introduce la *Wind-Induced-Surface Heat Exchange* (WISHE), questa dipendenza è il principale meccanismo di *feedback* che mantiene attivi i cicloni tropicali. Il calore accumulato in superficie e trasportato dal vento è ridistribuito verso l'alto dai moti convettivi prodotti dall'instabilità dell'atmosfera. Questo genera un approfondimento del minimo di pressione, e quindi una maggiore intensità dei venti, che quindi trasporteranno più calore verso il centro del ciclone; ciò porta a successivi moti convettivi e quindi all'intensificarsi del fenomeno. Il ciclo energetico di un uragano maturo e pienamente sviluppato può essere idealizzato come una macchina di Carnot, che trasforma il calore estratto dall'oceano in energia meccanica. Il ciclo di Carnot idealizzato è mostrato in figura 2.2. Nel punto **a**, ad una distanza  $r_a$  dal centro, l'aria inizia a spiraleggiare verso il minimo barico e avvicinandosi acquista entropia dalla superficie del mare. Si è osservato che tra **a** e **b** la temperatura dell'aria rimane costante per equilibrio tra flussi turbolenti che dissipano calore e trasferimento radiativo di calore dall'oceano, perciò il tratto **a-b** rappresenta uno dei rami isotermi del ciclo di Carnot. Nel punto **b** la particella di aria inizia a risalire adiabaticamente e poi ad allontanarsi dal centro fino ad arrivare al punto **c**. Questo flusso è quello che genera l'*eyewall* che circonda l'occhio del ciclone, e dove la precipitazione è molto intensa. Nel punto **c** la particella inizia a scendere fino al punto **d** e parte del calore viene trasmesso allo spazio tramite processi radiativi, perciò si può considerare che la temperatura rimanga pressoché costante. Il ciclo può infine essere chiuso con una risalita adiabatica fino al punto **a**. Dobbiamo comunque tenere ben presente che quello appena spiegato è un processo ideale, e quindi applicabile perfettamente solo a un sistema chiuso. Gli uragani, invece, sono sistemi aperti e complessi in grado di scambiare materia ed energia con l'ambiente esterno. È stato osservato che per lo sviluppo di un uragano è necessario che la *Sea Surface Temperature* (SST) sia di almeno  $26.5^\circ\text{C}$  per permettere un flusso di calore tale da rendere possibili moti

ascensionali. Inoltre ai tropici l'atmosfera è di tipo barotropico, il che è fondamentale per avere un basso *shear* verticale del vento che permette uno sviluppo verticale coerente del ciclone. Un ulteriore fattore che favorisce la ciclogenesi è una vorticità relativa dei venti più alta della media nel luogo di formazione.

### 2.1.1 Nubi coinvolte nella ciclogenesi tropicale

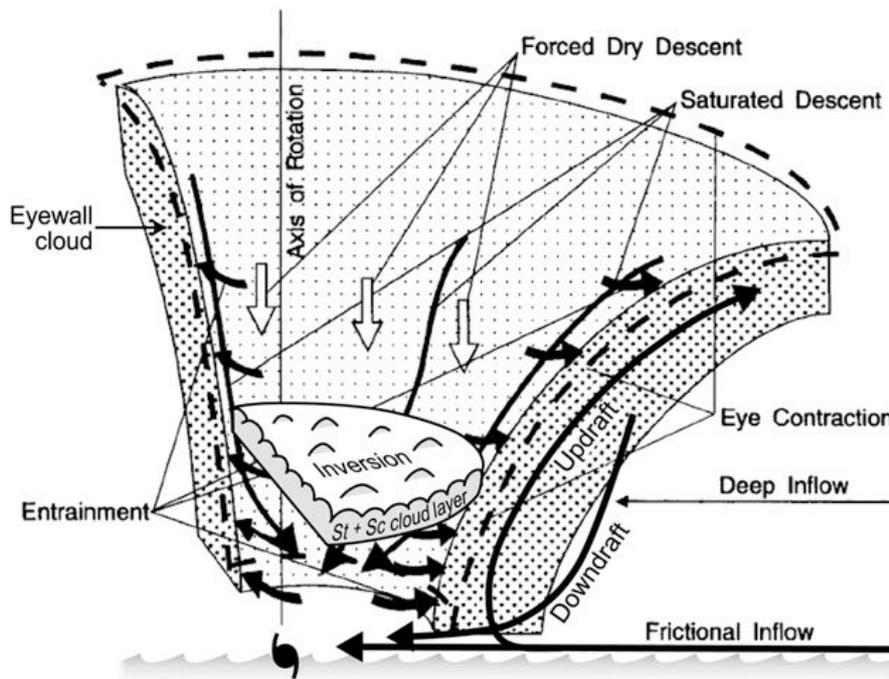
Nelle fasi iniziali della ciclogenesi attorno al minimo di pressione si registra un'intensa attività convettiva che porta a sistemi nuvolosi caratteristici, descritti in maniera approfondita da Houze (2009). In figura 2.3 è mostrata una descrizione semplificata del ciclo di vita di questi sistemi, che si sviluppano in un'area con una preesistente circolazione ciclonica nei livelli più bassi. Il *Mesoscale Convective System* (MCS) inizia come una o più torri convettive profonde, caratterizzate da un forte *updraft*, che riescono a trasportare l'alta vorticità dei bassi strati a livelli più alti e per questo sono chiamate *vortical Hot Tower* (VHT). Quando una



**Figura 2.3.** Sistemi nuvolosi durante le fasi iniziali di sviluppo di un ciclone tropicale. (a) *Vortical Hot Tower* (VHT). (b) Sviluppo di un *Mesoscale Convective System* (MCS) che coesiste ancora con il VHT che l'ha generato. (c) Il VHT si è ormai esaurito, il MCS smette di generare nuove celle, ma l'alta vorticità del *Mesoscale Convective Vortex* (MCV) rimane nelle nubi stratiformi ancora per alcune ore. (d) Distribuzione idealizzata di VHT e MCS in diversi stadi dello sviluppo.



stratiformi. La subsidenza (*forced dry descent*) si può mostrare essere dovuta a diversi fattori, come il restringimento dell'*eyewall* (*eyewall contraction*), che provoca appunto discesa di aria e divergenza nei bassi strati. Questa massa d'aria proveniente dall'occhio farà poi parte dell'*updraft* dell' *eyewall*. Un altro fattore che contribuisce alla subsidenza è il *mixing* turbolento di momento angolare all'interfaccia tra la calma zona dell'occhio e l' *eyewall* che invece ruota rapidamente. Questo mescolamento è mostrato in figura 2.5 dalle frecce di *entrainment*.



**Figura 2.5.** Schematizzazione della circolazione e delle nubi all'interno dell'occhio e nell'*eyewall* di un uragano.

## 2.2 Caratteristiche di un TLC

I TLC sono tuttora un evento atmosferico non compreso appieno e ancora in fase di studio. Negli anni, però, alcuni tratti comuni alla maggior parte di questi fenomeni sono emersi e si sono osservate le caratteristiche ambientali che favoriscono lo sviluppo dei TLC.

1. **Depressione isolata in quota:** Nella stragrande maggioranza dei casi si ha una depressione isolata (*cut-off*) ai medi e alti livelli della troposfera (Emanuel, 2005; Reale and Atlas, 2001) sopra la zona di formazione del medicane che induce una

destabilizzazione dell'atmosfera ai bassi livelli. In molti casi questo *cut-off* proviene da una preesistente perturbazione di origine baroclinica.

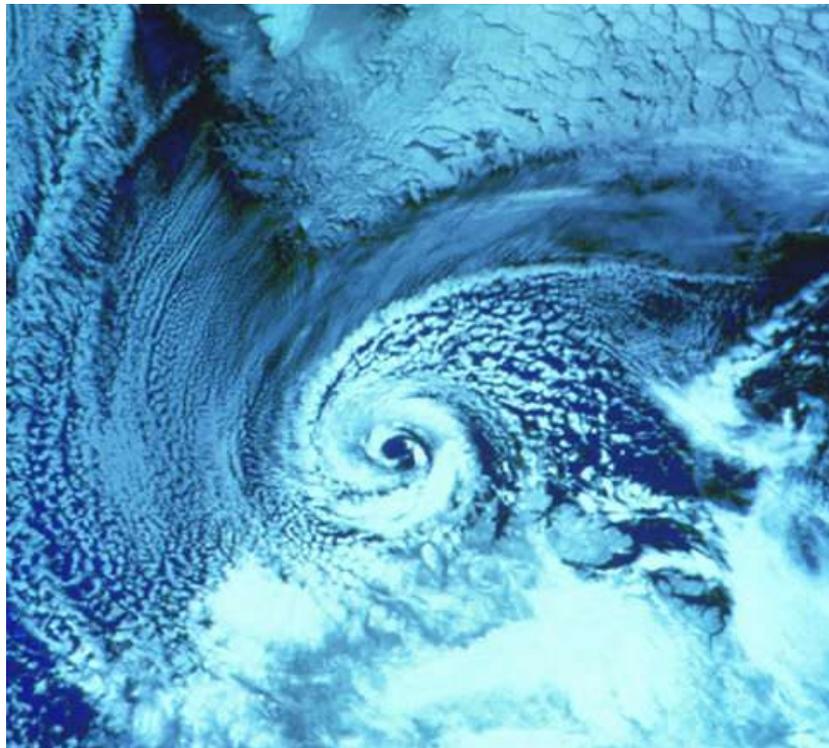
- 2. Anomalie positive nella SST:** Si è notato poi che la SST riveste un ruolo fondamentale nello sviluppo dei TLC. Infatti, nel mar Mediterraneo le temperature della superficie non diventano mai eccessivamente basse, e ciò significa che spesso è presente, sulla superficie, aria relativamente calda e umida, che unita alla depressione fredda ai medio-alti livelli può portare ad intensi fenomeni di ciclogenese di tipo tropicale. La temperatura minima in corrispondenza della quale può formarsi un TLC è di 15°C (Fita *et al.*, 2007), che differisce molto dai 26.5°C necessari alla formazione di cicloni tropicali, ma rispecchia molto bene le minori energie in gioco nel bacino del Mediterraneo, e il fatto che la maggior parte di questi fenomeni accada tra l'autunno e l'inverno, cioè in mesi nei quali la SST non è ancora troppo bassa. Tuttavia si sono verificati casi anche in primavera con una temperatura comunque mai inferiore ai 15°C.
- 3. Presenza del *jet* in quota:** Un altro elemento importante è la presenza del *jet* in quota (Chaboureaud *et al.*, 2012), che favorisce, per divergenza di aria in quota, moti ascensionali nel ramo sinistro di uscita del *jet*. Questo permette alla massa di aria in quota con un'alta vorticità potenziale di venire a contatto con i livelli più bassi e causare un'intensificazione del fenomeno.
- 4. Atmosfera barotropica:** Essendo cicloni di tipo tropicale, questi eventi richiedono un'atmosfera di tipo barotropico, che per la relazione di vento termico implica uno *shear* verticale del vento molto debole e necessario per permettere al TLC di sviluppare una struttura verticale ben organizzata. Sebbene questi fenomeni si sviluppino alle medie latitudini, dove è massimo il gradiente termico meridionale e l'atmosfera presenta una forte baroclinicità, le particolari condizioni ambientali del bacino del Mediterraneo permettono la formazione locale di un ambiente barotropico favorevole allo sviluppo di un TLC.
- 5. Interazione con un sistema frontale:** In alcuni casi, l'interazione di una circolazione ciclonica a piccola scala negli strati bassi con un sistema frontale favorisce fenomeni

di convezione con un conseguente rilascio di calore latente che favorisce l'abbassamento del minimo barico e la contrazione della scala orizzontale del fenomeno (Moscatello *et al.*, 2008a).

Nella maggior parte dei casi un TLC si forma da una preesistente depressione di origine baroclinica, ma, come dimostrato da Emanuel (2005) attraverso esperimenti numerici, questa è necessaria solo nelle fasi iniziali della formazione. Durante la fase matura, il processo si autoalimenta con i flussi di entalpia dal mare dovuti al meccanismo WISHE, che è tipico dei cicloni tropicali.

### 2.2.1 Il problema della classificazione

Uno dei problemi più grandi rimane quello della classificazione di questi fenomeni. Alcuni studi mostrano analogie tra TLC e *polar low*. Questi ultimi sono fenomeni che avvengono ad alte latitudini, e, come per i TLC, in alcuni casi presentano una struttura simmetrica a spirale con un *warm-core* e un occhio centrale così simile a quella dei cicloni tropicali da essere stati



**Figura 2.6.** *Polar low* sviluppatosi sopra il mare di Barents.

denominati “uragani dell'Artico” (Emanuel and Rotunno, 1989). Anche in questi fenomeni sono fondamentali i flussi di calore latente dal mare, ma sono altrettanto importanti i processi di instabilità baroclina. In figura 2.6 è mostrata un'immagine da satellite di un *polar-low* sopra il mare di Barents, dove si nota molto bene la somiglianza con un ciclone tropicale. Spesso, come i TLC anche i *polar low* sono favoriti nella loro formazione da un *cut-off* depressionario in quota. Tuttavia, la fondamentale importanza che ha l'instabilità baroclina li rende fenomeni diversi dai TLC.

Tous and Romero (2011) hanno lavorato alla definizione di un metodo che permetta una classificazione dei medicane a partire dall'analisi della serie storica (dal febbraio 1982 al Dicembre 2005) di immagini all'infrarosso (IR) del satellite geostazionario Meteosat. Tous e Romero (2011) attraverso questo studio trovarono dei criteri su cui basare la loro ricerca. Questi criteri sono:

1. esistenza di un occhio centrale ben definito;
2. simmetria della massa nuvolosa attorno all'occhio;
3. continuità della massa nuvolosa;
4. diametro inferiore ai 300 km;
5. durata superiore alle 6 ore.

L'utilizzo di questi criteri portò a classificare come medicane 6 casi, ai quali furono aggiunti altri 6 eventi, che pur non rispettando tutti i criteri vennero comunque accettati, arrivando ad un totale di 12 medicane. Questa classificazione, seppur utile in linea di principio, sembra essere eccessivamente restrittiva, cosa dovuta forse ad una analisi troppo soggettiva. Infatti, estendendo il numero dei casi anche a quelli considerati “casi possibili” arriveremmo a ben 410 medicane, che però non soddisfano tutti i criteri citati. Un sistema alternativo e più oggettivo di classificazione può essere quello che sfrutta i diagrammi di fase di Hart, e che analizzeremo in seguito nel terzo capitolo.

## 2.2.2 Ciclo di vita e collocazione spazio-temporale

Utilizzando i risultati del lavoro di Luque *et al.* (2009) possiamo suddividere il ciclo vitale di un TLC in tre fasi:

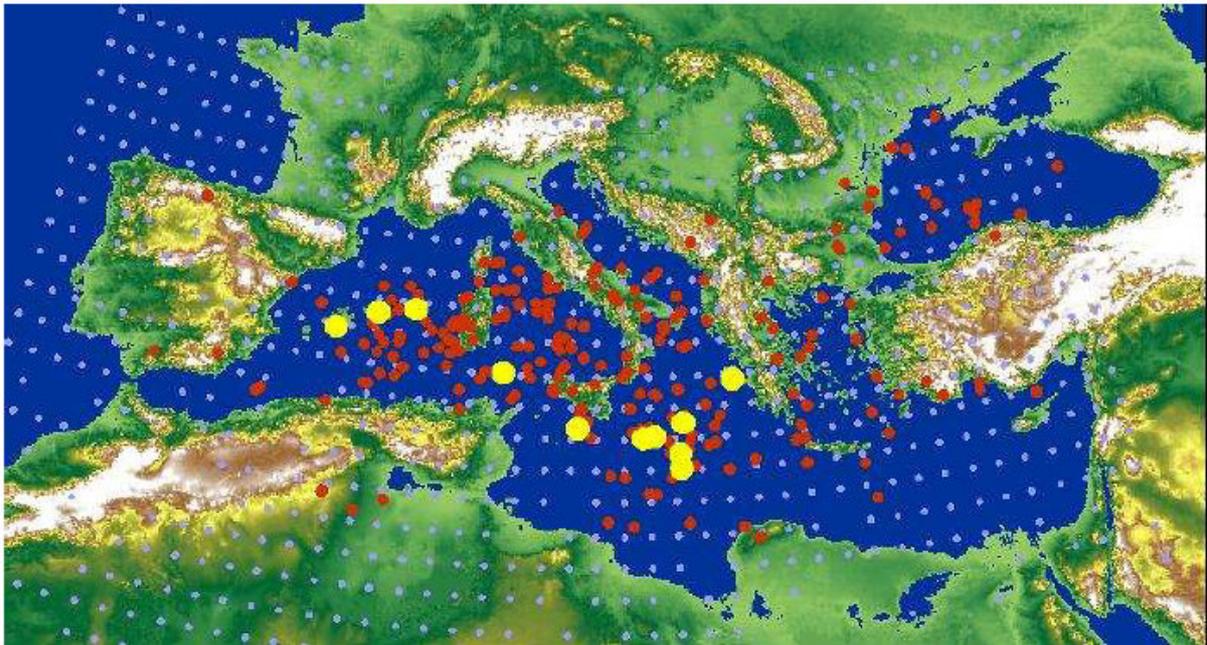
- **Pre-eye:** In questa fase l'occhio non è ancora formato, e si ha una forte attività convettiva, che dà luogo ad un'intensa precipitazione.
- **Fase stazionaria:** Dopo un periodo che può variare da alcune ore ad alcuni giorni, si osserva un occhio circondato da una struttura nuvolosa simmetrica. In questa fase il sistema si sposta lentamente, e presenta un'evidente circolazione ciclonica. Si ha la presenza di una forte precipitazione (con un massimo di  $17 \text{ mm h}^{-1}$  negli eventi analizzati da Luque) e venti con una velocità media di  $12 \text{ m s}^{-1}$ .
- **Fase itinerante:** A questo punto il TLC si muove velocemente in una direzione precisa e l'intensità delle piogge diminuisce, mentre i venti raggiungono velocità elevate (intorno a  $18 \text{ m s}^{-1}$ ).

Si nota una significativa riduzione dell'intensità di precipitazione quando si passa alla fase itinerante, mentre i venti orizzontali aumentano. Inoltre il passaggio di un TLC sopra un'isola o sulla terraferma, favorisce la convezione e le precipitazioni. Il passaggio sopra i continenti di un TLC è anche una delle principali cause che favoriscono l'indebolimento del fenomeno. Dopo un primo effetto di intensificazione dovuto all'orografia, si ha una mancanza dei flussi caldi e umidi di provenienza marina, e quindi viene a mancare il disequilibrio termodinamico che alimenta la perturbazione. Può succedere inoltre che, al passaggio sopra un'isola, l'occhio scompaia, per poi riapparire una volta che il TLC inizia a intensificarsi di nuovo dopo aver raggiunto il mare. La distanza percorsa dalla perturbazione può variare dai 700 ai 3000 km, in base alla loro durata che può essere molto variabile, e va da circa 12 ore fino a 5-6 giorni di permanenza (Cavicchia and von Storch, 2012).

In figura 2.7 si può osservare quali sono le principali aree di formazione dei TLC presi in considerazione da Tous and Romero (2011). Il grafico mostra (blu) la distribuzione spaziale dei cicloni dal data-set del progetto *MEDiterranean EXperiment on cyclones that produce high impact weather in the Mediterranean* (MEDEX). Al grafico sono stati aggiunti i casi di medicane in giallo e i medicane incerti in rosso. Come si osserva la maggior parte dei medicane si sviluppa nel Mediterraneo centrale a sud, sud-est dell'Italia nel mar Ionio, e nel

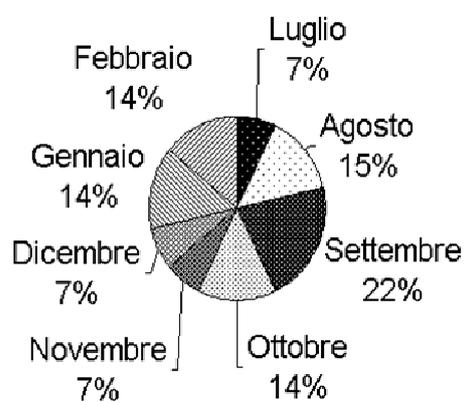
Mediterraneo occidentale tra la Sardegna e le isole Baleari. Questo può essere dovuto alla peculiare orografia che circonda queste zone, che unita alla grande estensione superficiale marina, permette di avere le condizioni ideali per la formazione di un TLC.

Per quanto riguarda il periodo di formazione, si hanno casi di TLC in tutti i mesi dell'anno, ma la maggior frequenza si registra in autunno, quando la temperatura dell'acqua è ancora abbastanza elevata (attorno ai 20 °C) ed è in grado di fornire molta energia per lo sviluppo di una profonda convezione. In questo periodo ci sono poi le prime intrusioni di aria fredda dall'Europa settentrionale nell'alta troposfera, altro ingrediente fondamentale per lo sviluppo di un TLC. La figura 2.8 mostra la frequenza dei cicloni mediterranei in Italia dal 1947 al 2003. Si nota che un'alta percentuale di TLC è presente anche in gennaio e febbraio; anche in questi mesi la SST difficilmente scende sotto i 15 °C, quindi è ancora possibile la formazione di cicloni di tipo tropicale.



**Figura 2.7.** Distribuzione spaziale dei cicloni: cicloni intensi dal database del progetto MEDEX (blu); casi di medicane incerti (rosso) e medicane (giallo).

### I TLC in Italia dal 1947 al 2003



**Figura 2.8.** frequenza dei TLC in Italia dal 1947 al 2003.

### 3 Metodi di studio

Dalla scoperta di questo particolare fenomeno (1980) sono iniziati gli studi sotto molteplici punti di vista per cercare di capire quali sono le caratteristiche peculiari che contraddistinguono un TLC da un qualsiasi altro fenomeno depressionario del Mediterraneo. Una delle maggiori difficoltà dal punto di vista dell'analisi sta nel fatto che la maggior parte dei TLC si sviluppa in mare aperto, impedendo di avere un ampio *dataset* di misure *in situ*. In molti casi si ha qualche misura dell'intensità dei venti e della pressione, dovuta a qualche nave di passaggio o a boe oceanografiche. In questo senso ci vengono in aiuto le osservazioni satellitari, che sono ormai uno strumento di fondamentale importanza per lo studio dei fenomeni atmosferici. Attraverso le analisi delle immagini da satellite (Ernst and Matson, 1983) si è riconosciuta la somiglianza di questi cicloni mediterranei con i cicloni tropicali, e lo sviluppo di algoritmi specifici (Laviola *et al.*, 2011) ha permesso lo studio approfondito dell'intensità di questi fenomeni. Lo studio di questi cicloni a piccola scala è avanzato anche dal punto di vista modellistico e una grande quantità di simulazioni numeriche sono state fatte per verificare la capacità dei modelli di prevedere i TLC. Attraverso test di sensibilità si sono poi trovati i parametri fisici che influiscono di più nella formazione di questi fenomeni. Sono stati usati anche i diagrammi di fase di Hart (2003), che costituiscono un potente strumento che ci permette una classificazione degli eventi osservati. In questo capitolo esamineremo in maniera più approfondita i metodi di studio finora adottati.

#### 3.1 Diagrammi di fase di Hart

I diagrammi di fase rappresentano un potente strumento sviluppato da Hart (2003). Questo sistema si pone come obiettivo il riconoscimento in maniera oggettiva della fase di un ciclone. Il riconoscimento della fase si può attuare analizzando la struttura del ciclone. I cicloni tropicali presentano una simmetria assiale, hanno uno *shear* verticale del vento ridotto e presentano una struttura *warm-core* molto evidente fino a quote molto elevate. Cicloni subtropicali si sviluppano di solito da cicloni extra-tropicali che arrivano a basse latitudini, hanno una struttura simile a quella dei cicloni tropicali, ma sono meno intensi, e presentano un *warm-core* solo nei bassi strati fino a circa 600 *hPa*. I cicloni extra-tropicali sono asimmetrici, hanno una struttura frontale, presentano un forte *shear* verticale del vento e un *cold-core* al

loro interno. Nei casi di ciclogenesi molto veloce si può presentare un occhio centrale simile a quello dei cicloni tropicali chiamato *warm-seclusion*. L'efficacia di questo sistema risiede anche nella capacità di mostrarci quando si ha una transizione tra diversi tipi di fenomeni, con i cicloni tropicali ad un estremo e i cicloni extra-tropicali all'altro, e permette di valutare l'intensità della perturbazione. Hart (2003) per l'individuazione di un ciclone si è basato sui seguenti criteri:

1. Minimo locale nella pressione media a livello del mare (MSLP) minore di 1020 *hPa* all'interno di una zona di 5° di estensione (latitudine e longitudine).
2. Durata dell'evento di almeno 24 *h*.
3. Un gradiente di MSLP di almeno 2 *hPa* all'interno della suddetta zona.

Inoltre l'autore ha sviluppato un sistema per tracciare il ciclone nei suoi spostamenti e utilizza tre parametri per riconoscere la struttura dei cicloni che adesso analizzeremo.

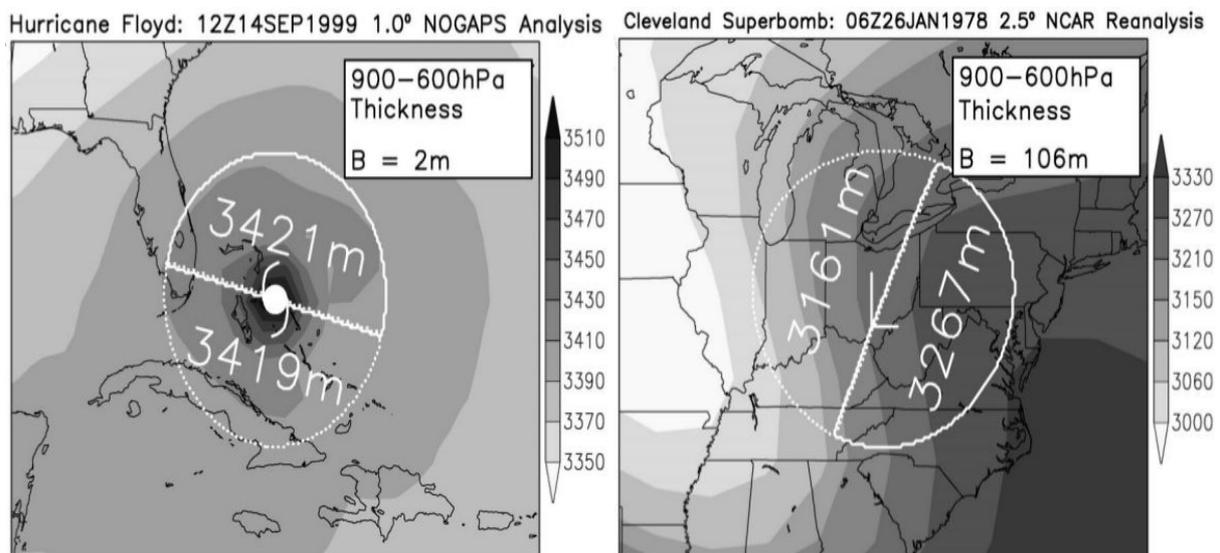
### 3.1.1 Parametri utilizzati

**1. Parametro B:** Questo parametro rappresenta l'asimmetria termica nella bassa troposfera e ci permette di capire se un ciclone ha una struttura frontale e asimmetrica (ciclone extra-tropicale) oppure se presenta una marcata simmetria termica (ciclone tropicale). Questo grazie al fatto che i cicloni extra-tropicali hanno un forte gradiente orizzontale di temperatura, mentre i cicloni tropicali non presentano questo gradiente. Possiamo definire quindi il parametro B di asimmetria dello spessore 900-600 *hPa* relativo al moto della perturbazione come:

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

dove  $Z$  è l'altezza della superficie isobarica, R sta per *right*, cioè la parte destra relativa al moto, L sta per *Left*; la barra indica che viene fatta la media rispetto all'area di un semicerchio di raggio 500 *km* e  $h$  è un intero che assume valore +1 nell'emisfero boreale e -1 nell'emisfero australe. Il range di pressione scelto serve per evitare il *boundary layer*, ed evitare un'interpolazione sotto il livello del terreno. Come mostrato in figura 3.1 per un ciclone

tropicale (a sinistra), in fase matura il valore di  $B$  è approssimativamente zero per la simmetria termica del fenomeno, mentre un ciclone extra-tropicale (a destra) che si sta formando ha un alto valore positivo di  $B$ , che rispecchia la natura asimmetrica del ciclone. Un valore positivo di  $B$  indica aria fredda (calda) a sinistra (destra) della traiettoria descritta dal ciclone (nell'emisfero nord), ed è in perfetto accordo con la relazione di vento termico tra gradiente di temperatura e *shear* verticale del vento orizzontale. Per distinguere tra i due tipi di fenomeni si usa un valore di soglia che generalmente è  $B = 10$ . All'interno del range 250-1000 km, il raggio scelto per calcolare  $B$  non influisce eccessivamente sull'analisi del fenomeno. Per l'analisi dei TLC però si deve adattare la scelta del raggio alla minore estensione spaziale del fenomeno. Infatti, Chaboureau *et al.* (2012) usano un raggio pari a 200 km per il calcolo del valore di  $B$ .



**Figura 3.1.** Sinistra: spessore dello strato 900-600 hPa simmetrico per l'uragano Floyd del 14 settembre 1999. Destra analogo asimmetrico per un ciclone extra-tropicale chiamato “Cleveland Superbomb” del 26 gennaio 1978. Il centro del ciclone è indicato all'interno del cerchio di 500 km di raggio e il segmento indica la direzione del moto. La semicirconferenza piena giace alla destra del moto, mentre quella punteggiata a sinistra. Il valore medio dello spessore è indicato all'interno di ogni semicerchio.

**2. Parametri di vento termico  $-V_T^L$  e  $-V_T^U$ :** La determinazione di una struttura *cold-core* o *warm-core* si ottiene analizzando come varia l'ampiezza del gradiente di altezza tra le superfici isobariche (quindi l'ampiezza del vento geostrofico) sopra il centro del ciclone. Se questo gradiente cresce con la quota, abbiamo una struttura *cold-core*, mentre se il gradiente diminuisce con l'altezza la struttura è *warm-core*. La sostanziale differenza della struttura del

vento termico nei cicloni tropicali e in quelli extra-tropicali ci permette il riconoscimento del fenomeno sotto esame. Questo concetto è alla base del secondo e terzo parametro, necessari alla costruzione del diagramma di fase. Siccome nella stratosfera il vento termico si comporta in modo opposto rispetto alla troposfera, si analizzano due strati troposferici di ugual massa: lo strato 600-900 hPa e lo strato 600-300 hPa. La perturbazione dell'altezza di geopotenziale ( $\Delta Z$ ) è data da:

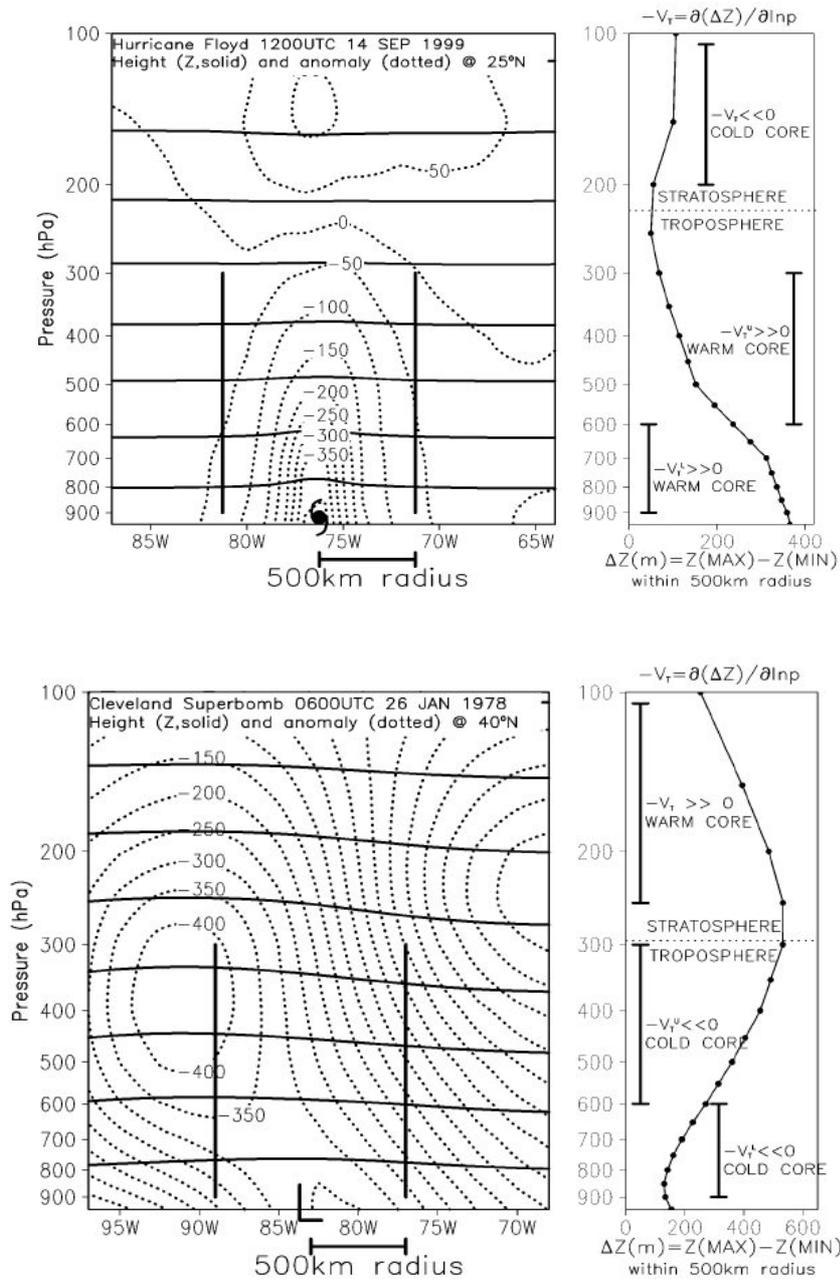
$$\Delta Z = Z_{\text{MAX}} - Z_{\text{MIN}},$$

calcolata all'interno del raggio stabilito usato anche per il parametro B. La struttura verticale del ciclone è definita dalla derivata di  $\Delta Z$  rispetto alla quota. Il gradiente dell'altezza di due superfici isobariche corrisponde a una variazione del vento geostrofico, che non è altro che il vento termico, per cui avremo per i due strati:

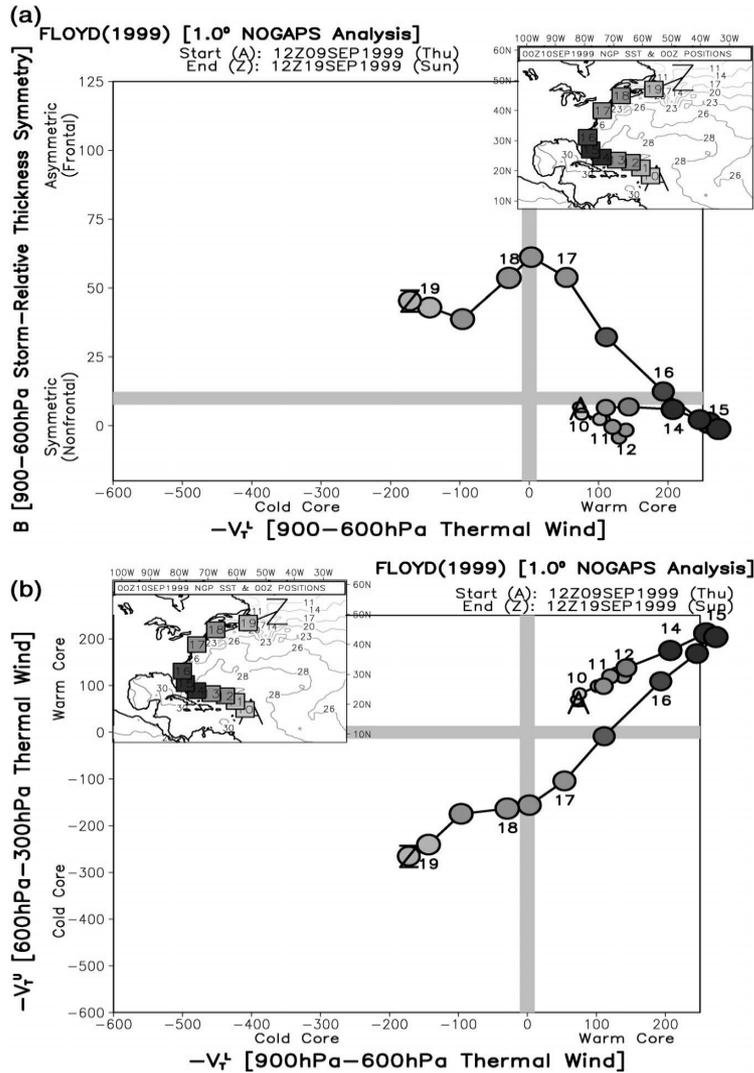
$$\left. \frac{\partial (\Delta Z)}{\partial \ln p} \right|_{900 \text{ hPa}}^{600 \text{ hPa}} = - |V_T^L|$$

$$\left. \frac{\partial (\Delta Z)}{\partial \ln p} \right|_{600 \text{ hPa}}^{300 \text{ hPa}} = - |V_T^U|$$

Una regressione lineare del profilo verticale di  $\Delta Z$  nelle equazioni descritte ci fornisce ampiezza e segno di  $-V_T$  anche in profili verticali non lineari della perturbazione dell'altezza di geopotenziale. In figura 3.2 è possibile vedere i profili verticali di  $-V_T$ , e le sezioni longitudinali dell'altezza di geopotenziale (con le relative anomalie) per un ciclone di tipo tropicale (l'uragano Floyd) e per un ciclone extra-tropicale (Cleveland Superbomb). Per un ciclone tropicale avremo valori positivi di entrambi i parametri  $-V_T^L$  e  $-V_T^U$ , con un ampiezza più grande per  $-V_T^L$ , mentre per un ciclone extra-tropicale avremo valori negativi dei parametri, con ampiezza maggiore per  $-V_T^U$ . In casi ibridi o che presentano un nucleo caldo isolato (*warm-seclusion*) o in cicloni in transizione di fase il segno di  $-V_T^L$  e  $-V_T^U$  può essere differente.



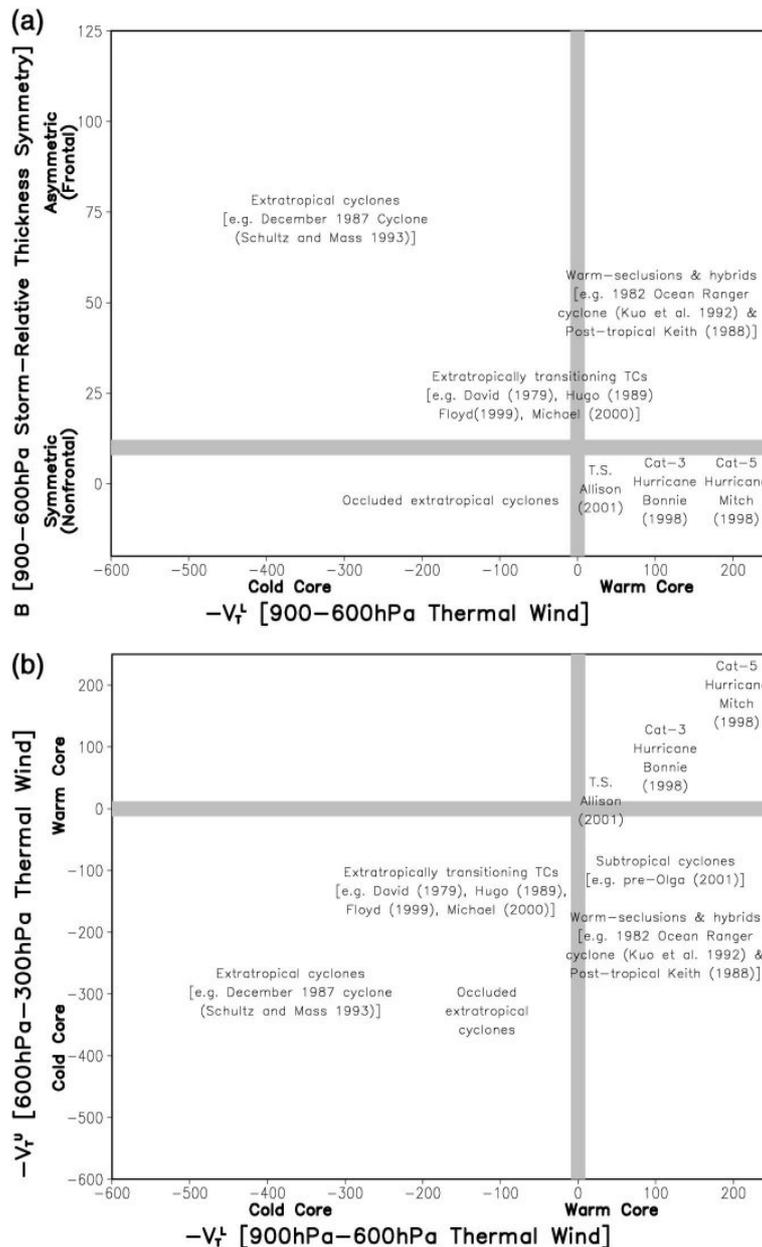
**Figura 3.2.** Grafici che mostrano i parametri necessari per la costruzione dei diagrammi di fase di Hart. A destra è rappresentato il profilo verticale di  $-V_T^L$  e  $-V_T^U$ . A sinistra è rappresentata la sezione longitudinale dell'altezza di geopotenziale con la relativa anomalia. In alto per l'uragano Floyd, in basso per la "Cleveland Superbomb". I due segmenti neri delimitano il raggio (qui di 500 km) usato per il calcolo dei parametri.



**Figura 3.3.** Diagrammi di fase per il ciclone Floyd: (a) il diagramma che rappresenta il parametro B e  $-V_T^L$  e (b) il diagramma per  $-V_T^L$  e  $-V_T^U$ . In entrambi i diagrammi è ben visibile lo stato iniziale di ciclone tropicale, che dopo aver raggiunto il massimo della sua intensità, subisce una rapida transizione di fase a ciclone extra-tropicale, a causa del suo spostamento verso nord.

### 3.1.2 Costruzione dei diagrammi di fase

I tre parametri (B,  $-V_T^L$  e  $-V_T^U$ ) definiscono la fase del ciclone in modo tridimensionale, e, perciò, per visualizzare i diagrammi di fase si utilizzano due grafici: il primo con  $-V_T^L$  nelle ascisse e il parametro B nelle ordinate, il secondo con  $-V_T^L$  sempre alle ascisse e  $-V_T^U$  nelle ordinate. Nella figura 3.3a sono rappresentati il parametro B e  $-V_T^L$ . Andando verso sinistra nelle ascisse si avrà un rafforzamento della struttura *cold-core* (o un indebolimento del *warm-*



**Figura 3.4.** Grafici che riassumono le principali caratteristiche di un ciclone che è possibile valutare dall'analisi dei diagrammi di fase di Hart.

core), mentre nelle ordinate avremo un'alta simmetria nella parte bassa, e un aumento della asimmetria man mano che ci spostiamo verso l'alto. In figura 3.3b sono rappresentati  $-V_T^L$  e  $-V_T^U$ . In basso e a sinistra avremo una struttura *cold-core*, mentre spostandoci in alto a destra la struttura del ciclone diventa *warm-core*. Il ciclo di vita completo di un ciclone è definito seguendo la traiettoria che percorre nel diagramma di fase, dal punto A al punto Z. L'esempio in figura 3.3 mostra i diagrammi di fase dell'uragano Floyd, che inizialmente possiede tutte le caratteristiche per essere definito ciclone tropicale, e successivamente subisce una transizione, diventando un ciclone extra-tropicale forse a causa del suo spostamento ad una latitudine

troppo elevata. In figura 3.4 sono rappresentati i diagrammi di fase in cui sono riassunte le caratteristiche fondamentali che si possono estrarre dalla loro analisi. I sostanziali cambiamenti che avvengono nella struttura interna di un ciclone possono essere valutati basandosi sulla posizione e il movimento del ciclone stesso all'interno del diagramma. Questi diagrammi sono utili nel trattare fenomeni di ciclogenesi di tipo tropicale nel Mediterraneo, perché permettono di riconoscere le caratteristiche tropicali di un TLC anche nei casi in cui le immagini da satellite non permettano una visione chiara della struttura del ciclone.

### **3.2 Modelli e dati utilizzati**

I TLC sono fenomeni di solito molto intensi a scala sub-sinottica che si formano generalmente sul Mediterraneo. Dal punto di vista previsionale possono creare alcuni problemi, e nonostante la maggior parte dei modelli riesca a prevedere la posizione dei TLC in maniera corretta, la loro piccola scala rende difficile prevederne in maniera corretta l'intensità. Cercando di migliorare la prevedibilità di questi fenomeni sono stati fatti molti esperimenti utilizzando diversi modelli, con i quali poi si sono effettuati test di sensibilità per cercare quali parametri influiscono di più nella formazione di un TLC. In passato la mancanza di dati osservativi rendeva difficile prevedere questi fenomeni, e i primi casi studiati di TLC (1980) furono analizzati servendosi di poche osservazioni sparse alla superficie e in quota, e pure utilizzando immagini satellitari i risultati erano molto limitati. Oggi l'alta risoluzione dei dati disponibili permette il rilevamento e l'analisi di questi sistemi che in passato non era possibile studiare così a fondo. In molte delle simulazioni effettuate, per l'iniziazione del modello si usano *data-set* provenienti da progetti di rianalisi. I progetti di rianalisi meteorologica si pongono come obiettivo di fornire un *data-set* omogeneo di dati per un lungo periodo di tempo. Questo è possibile grazie alla rianalisi delle serie storiche dei parametri meteorologici provenienti da diverse fonti (radiosonde, boe meteorologiche, misure da aeroplani, satelliti...) attraverso l'utilizzo di un singolo e consistente schema di assimilazione dei dati. Questo sistema, per il *data-set* omogeneo che fornisce, è uno strumento utile per portare a termine studi sia meteorologici che climatologici. I principali progetti di rianalisi utilizzati sono:

- **NCEP/NCAR Reanalysis:** Questo progetto di rianalisi sviluppato congiuntamente dal *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e dal *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) fornisce un *data-set* omogeneo dal 1948 fino ad oggi,

incorporando i dati delle osservazioni e gli *output* di modelli numerici (NWP (*Numerical Weather Prediction*)). I dati forniti sono a scala globale, e sono continuamente aggiornati. Questo sistema usa 17 livelli verticali di pressione e 28 livelli in coordinate sigma.

L'*European Center for Medium-range Weather Forecasts* (ECMWF) ha sviluppato alcuni sistemi di rianalisi molto usati. Il primo progetto sviluppato fu "ERA\_15", che copriva un lasso temporale di 15 anni dal 1979 al 1994. Per i nostri scopi i progetti più usati sono:

- **ERA-40:** Questo progetto di rianalisi fornisce dati sulle condizioni atmosferiche e superficiali per un periodo di 45 anni, dal settembre 1957 fino all'agosto 2002.
- **ERA interim:** è l'ultimo progetto di rianalisi sviluppato dal ECMWF, e una volta completato andrà a sostituire il progetto ERA-40. Inizialmente comprendeva dati per il periodo dal 1989 a oggi, ma è stato esteso di una decade arrivando fino al 1979. Gli archivi ERA interim sono più estesi di quelli ERA-40 i livelli di pressione usati sono 37 (contro i 23 di ERA-40) e presenta dei parametri aggiuntivi.

La *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) ha sviluppato un progetto di rianalisi:

- **MERRA:** Il progetto *Modern-Era Retrospective analysis for Research and Application* (MERRA) copre un lasso di tempo dal 1979 fino ad oggi e usa la quinta versione di un sistema di assimilazione dati chiamato *Goddard Earth Observing System* (GEOS).

Per quanto riguarda gli esperimenti numerici e le previsioni, sono usati diversi modelli fra i quali:

- **BOLAM:** Il Bolam è un modello ad area limitata o *Limited Area Model* (LAM) ed è il primo modello sviluppato al CNR-ISAC di Bologna. È un modello idrostatico e attualmente viene integrato con un passo di griglia di 0.10 gradi (circa 11 km) in coordinate geografiche ruotate ("*staggered*" *Arakawa C grid*) e con 50 livelli verticali in coordinate ibride (sigma vicino alla superficie che diventano coordinate di pressione

in quota). Per la parametrizzazione della convezione è utilizzato lo schema di Kain-Fritsch.

- **MOLOCH:** Il modello MOLOCH è stato più recentemente sviluppato all'ISAC di Bologna, per fornire previsioni più dettagliate e non idrostatiche. È un modello che integra le equazioni per un'atmosfera non idrostatica e completamente compressibile. Ha un passo di griglia di 0.0207 gradi (circa 2.3 km) con 50 livelli verticali in coordinate ibride (coordinate *zeta* vicino alla superficie). Avendo una risoluzione più alta sono stati usati complicati schemi per risolvere esplicitamente la convezione. MOLOCH è innestato in BOLAM da cui prende le condizioni iniziali e al contorno.
- **WRF:** Il Weather Research and Forecast è un modello di previsione numerica alla mesoscala sviluppato da una collaborazione di diversi enti tra cui NCAR e *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). È utilizzato sia a livello operativo per la previsione, sia a scopo di ricerca meteorologica. Il modello è non-idrostatico e utilizzato per un'atmosfera completamente compressibile. Le coordinate verticali sono coordinate di pressione che seguono l'andamento del terreno, mentre al *top* abbiamo una superficie a pressione costante.

Questi modelli sono usati da Moscatello *et al.* (2008a) e Davolio *et al.* (2009) per l'analisi di alcuni TLC fra cui anche quello del 26 settembre 2006 che analizzeremo nel prossimo capitolo. Chaboureau *et al.* (2012) per l'analisi di questo stesso TLC usa un altro modello alla mesoscala non idrostatico, il Meso-NH, sviluppato da CNRM-GAME.

### **3.3 Indagini da satellite**

Le immagini da satellite sono uno strumento oramai fondamentale nell'analisi degli eventi meteorologici. Da quando è stato possibile studiare l'atmosfera dallo spazio attraverso i satelliti, la conoscenza dei fenomeni si è enormemente ampliata, e proprio grazie alle analisi delle immagini satellitari si sono scoperti i TLC e la loro stretta somiglianza con i cicloni tropicali (Ernst and Matson, 1983). Con il passare del tempo le tecnologie si sono evolute, e si sono evolute anche le informazioni che è possibile estrarre dall'analisi delle immagini satellitari. Inoltre il fatto che la maggior parte dei medicane si sviluppino in mare aperto rende

difficile avere una grande quantità di osservazioni *in-situ*, il che rende ancora più fondamentale lo studio delle immagini da satellite.

Channel No.	Spectral Band ( $\mu\text{m}$ )	Characteristics of Spectral Band ( $\mu\text{m}$ )			Main observational application
		$\lambda_{\text{cen}}$	$\lambda_{\text{min}}$	$\lambda_{\text{max}}$	
1	VIS0.6	0.635	0.56	0.71	Surface, clouds, wind fields
2	VIS0.8	0.81	0.74	0.88	Surface, clouds, wind fields
3	NIR1.6	1.64	1.50	1.78	Surface, cloud phase
4	IR3.9	3.90	3.48	4.36	Surface, clouds, wind fields
5	WV6.2	6.25	5.35	7.15	Water vapor, high level clouds, atmospheric instability
6	WV7.3	7.35	6.85	7.85	Water vapor, atmospheric instability
7	IR8.7	8.70	8.30	9.1	Surface, clouds, atmospheric instability
8	IR9.7	9.66	9.38	9.94	Ozone
9	IR10.8	10.80	9.80	11.80	Surface, clouds, wind fields, atmospheric instability
10	IR12.0	12.00	11.00	13.00	Surface, clouds, atmospheric instability
11	IR13.4	13.40	12.40	14.40	Cirrus cloud height, atmospheric instability
12	HRV	Broadband (about 0.4 – 1.1 $\mu\text{m}$ )			Surface, clouds

**Tabella 3.1.** Canali spettrali di cui si compone il SEVIRI del satellite europeo MSG. Per ogni canale è riportata la frequenza d'onda centrale e la massima e minima lunghezza d'onda analizzata. Sulla destra sono indicate le principali applicazioni per cui ogni canale è utilizzato.

### 3.3.1 Caratteristiche dei satelliti

Questi strumenti si dividono in due categorie di cui la prima sono i **satelliti geostazionari** che hanno orbita circolare ed equatoriale, ed hanno la caratteristica di avere il periodo di rivoluzione che coincide con il periodo di rotazione della terra, e questo fa sì che il satellite osservi sempre il medesimo punto sulla superficie terrestre. L'orbita geostazionaria pone il satellite a una altezza di circa 36,000 *km*, e quindi le immagini hanno una risoluzione spaziale limitata. Il satellite geostazionario europeo è il *Meteostat Second Generation* (MSG) mantenuto in orbita da EUMETSAT. Lo strumento principale montato sul MSG è lo *Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager* (SEVIRI), che ogni 15 minuti acquisisce le immagini

per 12 canali spettrali a diverse lunghezze d'onda sia nel visibile che nell'infrarosso. In tabella 3.1 sono riassunte le bande spettrali osservate da ciascun canale, e le principali applicazioni per cui queste osservazioni sono usate.

SEVIRI osserva nove canali nell'infrarosso (IR) e tre canali nel visibile di cui uno ad alta risoluzione. L'analisi della temperatura di brillanza nell'infrarosso può essere utilizzata per valutare l'intensità di una tempesta basandosi sul principio che una nube più è alta più è fredda. In una perturbazione guidata da una forte convezione si sviluppano nubi molto alte, e quindi molto fredde, che possono essere visualizzate molto bene in un'analisi infrarossa. Luque *et al.* (2009) hanno usato questo principio analizzando la temperatura di brillanza della banda infrarossa a  $11.5 \mu\text{m}$  per valutare l'intensità di alcuni casi di TLC. Con l'analisi di due immagini consecutive nelle bande del vapor d'acqua è inoltre possibile valutare l'intensità e la direzione dei venti. Luque *et al.* (2009) hanno sfruttato questa tecnica per stimare la velocità dei venti nei TLC esaminati.

L'altra categoria di satelliti utilizzati sono quelli in **orbita polare**. Questi satelliti viaggiano su un'orbita quasi perpendicolare rispetto al piano equatoriale, e hanno la caratteristica di avere una bassa altitudine di circa  $800 \text{ km}$  rispetto alla superficie, il che permette un'alta risoluzione delle immagini. Hanno inoltre il vantaggio di poter osservare gran parte del globo, anche se passano sullo stesso punto solo due volte al giorno. Di questa categoria di satelliti fanno parte:

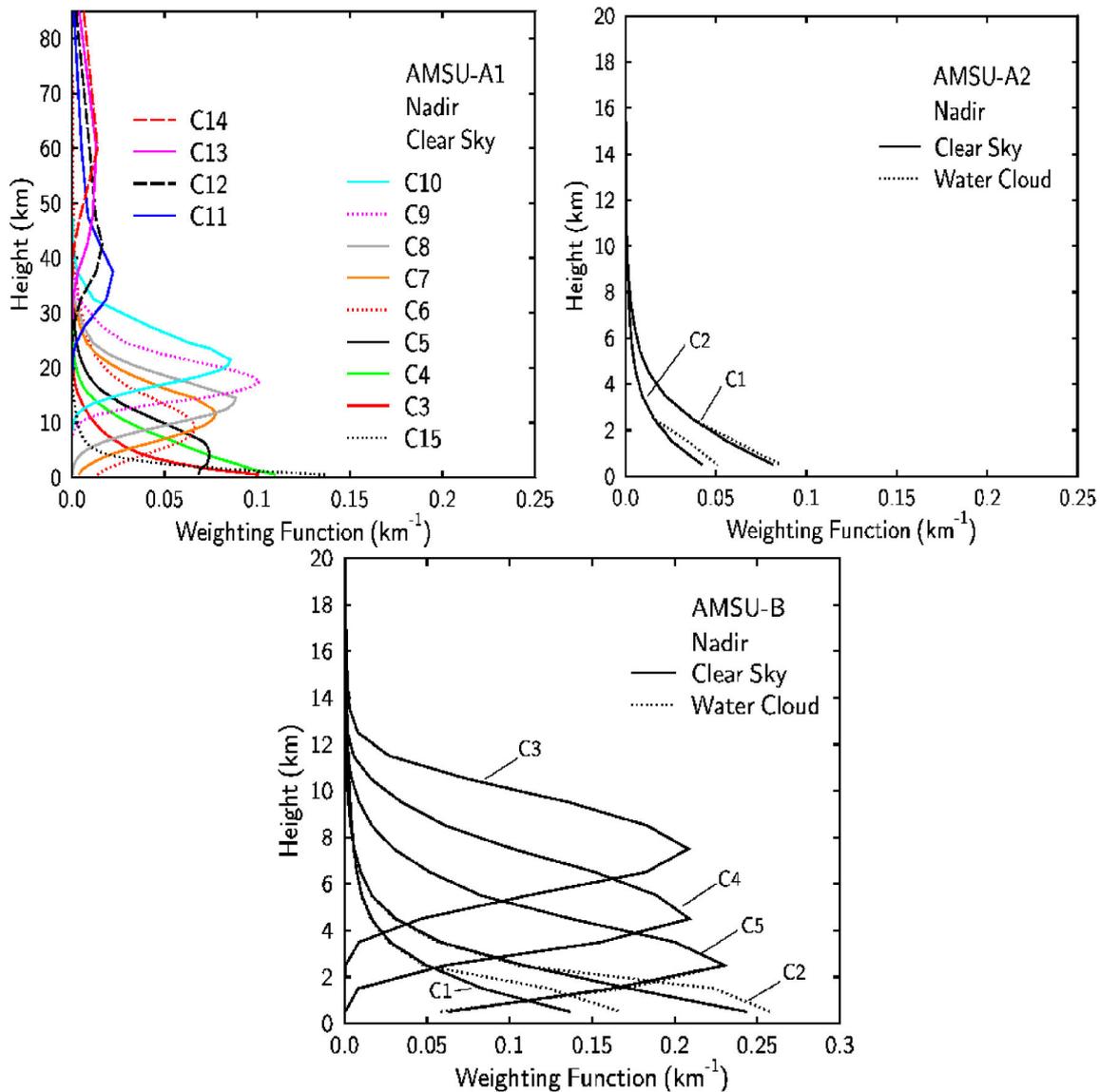
- **satelliti NOAA** : sono satelliti in orbita polare che forniscono informazioni su temperatura e umidità grazie ai radiometri AMSU-A e AMSU-B (*Advanced Microwave Sounding Unit A e B*).
- **satelliti MetOp**: Questi satelliti sono prodotti da EUMETSAT e utilizzano radiometri del tipo AMSU-A e MHS (*Microwave Humidity Sounder*).
- **satellite QuickSCAT**: Questo satellite è rimasto operativo dal 19 giugno 1999 al 23 novembre 2009 e con uno scatterometro specializzato forniva direzione e intensità del vento in superficie.

### 3.3.2 I radiometri utilizzati

I satelliti in orbita polare come i MetOp e i satelliti NOAA sono equipaggiati con radiometri a microonde quali AMSU-A, AMSU-B e MHS. Questi sensori hanno un sistema di scansione ortogonale alla traiettoria del satellite chiamato *cross-track scanning*. Ogni pixel corrisponde a un campo di vista istantaneo del sensore (*Instantaneous Field Of View*, IFOV) di  $1.1^\circ$  al nadir (circa  $15 \text{ km}$ ), che degrada lungo la linea di scansione, formata da 90 IFOV, fino ad una risoluzione di circa  $48 \text{ km}$  nel punto più estremo. La combinazione dei canali fornita da questi radiometri permette retrieval di precipitazione, temperatura e umidità, molto utili anche nello studio dei medicane (Luque *et al.*, 2009; Claud *et al.*, 2010; Laviola *et al.*, 2011).

Channel Number	Center Freq. (GHz)	Bandwidth (MHz)
<i>AMSU-A</i>		
1	23.80	251
2	31.40	161
3	5.30	161
4	52.80	380
5	$53.59 \pm 0.115$	168
6	54.4	380
7	54.94	380
8	55.50	310
9	$57.29 (f_0)$	310
10	$f_0 \pm 0.217$	76
11	$f_0 \pm 0.320 \pm 0.048$	34
12	$f_0 \pm 0.322 \pm 0.022$	15
13	$f_0 \pm 0.322 \pm 0.010$	8
14	$f_0 \pm 0.322 \pm 0.004$	3
15	89.00	2000
<i>AMSU-B*</i>		
1	89	5000
2	150	4000
3	$183 \pm 1$	1000
4	$183 \pm 3$	2000
5	$183 \pm 7$	4000

**Tabella 3.2.** Frequenze caratteristiche dei canali dei radiometri AMSU-A/B. \* Nel radiometro MHS per i canali 2 e 5 la frequenza centrale è rispettivamente 157 e 190 GHz.



**Figura 3.5.** Funzioni peso normalizzate per i sensori AMSU-A e AMSU-B al nadir. È visualizzata solo la funzione peso AMSU-B perché quella di MHS è molto simile.

In tabella 3.2 sono mostrati i canali a cui operano questi sensori. AMSU-A è un radiometro multi-spettrale a 15 canali implementato in due moduli AMSU-A1 e AMSU-A2, ed è utilizzato principalmente per ricavare informazioni sui profili di temperatura globali, avendo canali nella frequenza di assorbimento dell'ossigeno molecolare in diversi strati dell'atmosfera (50-58 GHz). Il radiometro AMSU-B, che nei satelliti più recenti è stato sostituito dal MHS, è multi-spettrale a 5 canali. Esso misura la radiazione emessa in diversi strati dell'atmosfera per ottenere un profilo verticale di umidità globale. In figura 3.5 sono mostrate le funzioni peso normalizzate di questi radiometri per visualizzare le diverse altitudini a cui i diversi canali di questi sensori registrano il picco di estinzione della radiazione elettromagnetica che attraversa l'atmosfera. Entrambi i radiometri hanno le funzioni peso distribuite in gran parte della

troposfera (AMSU-A1 anche oltre) in modo da poter ottenere profili verticali realistici sia di temperatura che di umidità. Vediamo ora quali sono le combinazioni di canali che è possibile utilizzare per stimare temperatura e precipitazioni per lo studio dei TLC. Come mostrato in figura 3.5, il canale 5 di AMSU-A (che possiamo indicare come A-5) ha la funzione peso massimizzata a circa 3.5 km, e può essere usato per descrivere la temperatura della media atmosfera. Il canale A-8 ha il picco della funzione peso attorno ai 200 hPa e può essere utilizzato per individuare depressioni negli alti strati che sono una caratteristica molto comune nei TLC. Si è osservato poi che zone “calde” del canale A-8 coincidono con zone ad alta vorticità potenziale (PV) nell'alta troposfera, indicando aria di origine stratosferica. Purtroppo non c'è nessun valore nella temperatura di brillantezza (*Brightness Temperature* (BT)) rilevata dal radiometro collegata a questo parametro dinamico. Tuttavia, una BT di almeno 221 K è necessaria per identificare zone con una vorticità potenziale maggiore di 4 PV a 250 hPa (1 PV =  $1 \times 10^{-6} m^2 s^{-1} K kg^{-1}$ ). Un altro importante parametro è dato dalla differenza nella BT dei canali A-7 meno A-5 (A7m5) che fornisce un'informazione sull'infiltrazione verso il basso della depressione negli alti strati. Un piccolo valore negativo indica una profonda penetrazione verticale (Claud *et al.*, 2010).

La combinazione dei canali 3 e 5 di AMSU-B e MHS individua la presenza di idrometeore attraverso lo scattering di radiazione che diminuisce la temperatura di brillantezza rispetto a quella dell'ambiente circostante. Basandosi su questo principio si possono individuare le aree di precipitazione. Una differenza nella BT dei canali 3 meno 5 (B3m5) uguale o più grande a -8 K corrisponde statisticamente ad una precipitazione di almeno 10 mm h<sup>-1</sup>. È possibile poi individuare zone di profonda convezione utilizzando un criterio inizialmente usato in zone tropicali, chiamato “*Deep Convection Threshold*” (DCT). Questo sistema consiste nel trovare la differenza nella BT tra i canali 3 e 5 (B3m5), 4 e 5 (B4m5), 3 e 4 (B3m4). Se queste differenze sono simultaneamente uguali o più grandi di zero, allora abbiamo una precipitazione accumulata di almeno 20 mm in 3 h, nel 50% dei casi (Claud *et al.*, 2010). Entrambi i valori di soglia di precipitazione sono stati validati sul Mediterraneo con l'utilizzo di radar e pluviometri di stazioni meteorologiche in eventi d'intensa precipitazione.

### 3.3.3 L'algoritmo 183-WSL

L'algoritmo Water vapor Strong Lines at 183 GHz (183-WSL) (Laviola and Levizzani, 2011) è un sistema di *retrieval* di precipitazione satellitare con cui si acquisiscono informazioni sulla intensità di precipitazione e sul tipo di idrometeore di cui è formata la nube. È in grado inoltre di distinguere tra precipitazione convettiva e stratiforme, e identifica nubi di acqua liquida e copertura nevosa utilizzando i diversi canali dei radiometri AMSU-B e MHS. Considerando una nube precipitante, al contrario degli strumenti che misurano la BT nei canali nell'infrarosso e nel visibile, che ci consentono di visualizzare le caratteristiche al *top* di una nube, i canali nelle microonde (MW) di AMSU-B e MHS permettono di sondare le caratteristiche interne della nube. Come è visibile dalle funzioni peso di AMSU-B in figura 3.5, i canali a 89 e 150 GHz sono posti in una finestra atmosferica e hanno il picco rispettivamente vicino alla superficie e a circa 1 km di altitudine. Il canale a 89 GHz risente principalmente della presenza di idrometeore di acqua liquida di grosse dimensioni, mentre il canale a 150 GHz è sensibile alla presenza di idrometeore ghiacciate. Queste caratteristiche possono essere utilizzate per studiare i fenomeni di precipitazione attraverso un “*index scattering*”, che può essere definito dalla differenza nella BT a 89 e 150 GHz. Scriviamo quindi:

$$\Delta_{win} = BT_{89} - BT_{150}$$

Per i canali presenti nella banda di assorbimento del vapor d'acqua a 183.31 GHz, si sfrutta la loro diversa sensibilità alla presenza di idrometeore ghiacciate o liquide. L'algoritmo 183-WSL usa quindi una combinazione lineare dei valori di BT di AMSU-B o MHS nella banda 183.31 GHz. Attraverso una regressione lineare multipla tra questi canali e dati radar sull'intensità di precipitazione si ricavano le equazioni necessarie per l'algoritmo. L'intensità di precipitazione, la classificazione del tipo di precipitazione, il tipo di nubi, e altri parametri, vengono dedotti dalla perturbazione del segnale nella banda risonante di assorbimento del vapor d'acqua a 183.31 GHz. Il diagramma di flusso dell'algoritmo 183-WSL è mostrato in figura 3.6, e può essere suddiviso nei quattro passaggi seguenti:

1. Assimilazione dati e pre-processamento.
2. Filtraggio dei dati per la distinzione del tipo di superficie (terra o acqua) e per rilevare

la copertura nevosa.

3. Discriminazione della precipitazione in base al tipo di nube da cui proviene (stratiforme o convettiva).
4. *Retrieval* dell'intensità di precipitazione finale.

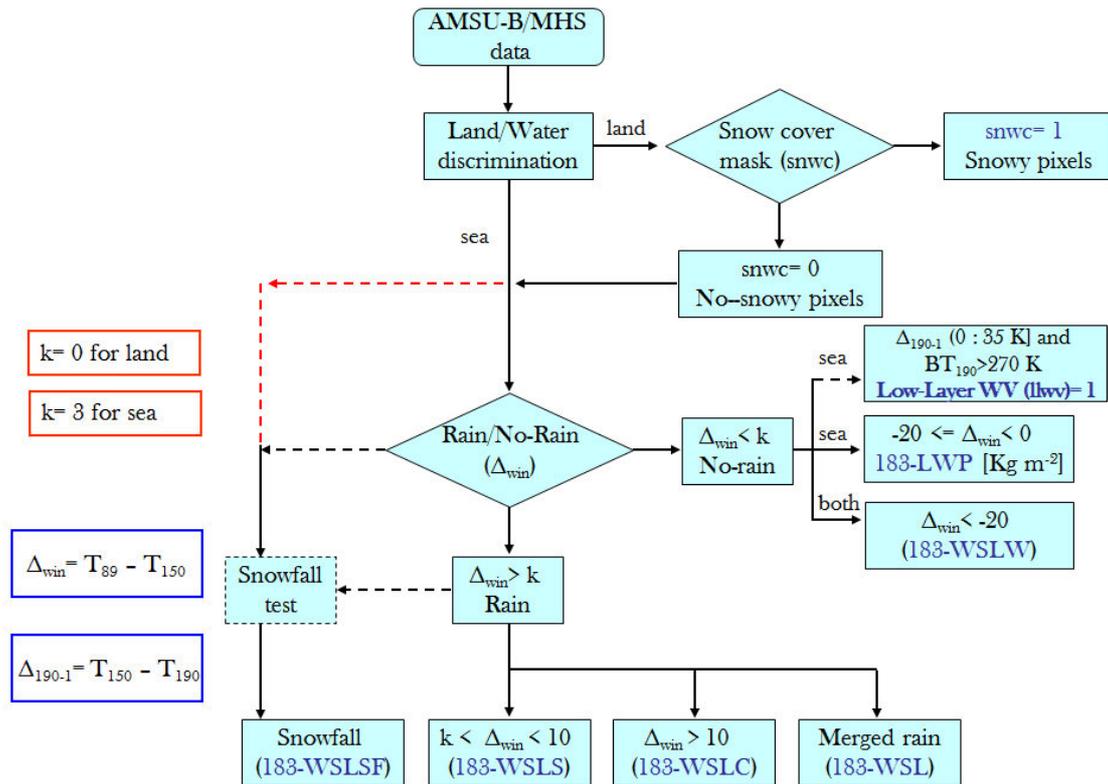


Figura 3.6. Diagramma di flusso dell'algoritmo 183-WSL.

Per la distinzione tra regioni non precipitanti e precipitanti si usano valori di soglia nell'indice  $\Delta_{win}$ , che agisce come un filtro per goccioline non precipitanti a causa dell'interazione con la radiazione a 89 e 150 GHz. In questo valore di soglia bisogna fare una differenziazione in base alla superficie su cui ci troviamo. Infatti, il valore della BT a 89 GHz può essere contaminato dalla presenza di acqua liquida (sopra i mari e gli oceani), e quindi l'interpretazione del valore di  $\Delta_{win}$  ne viene inevitabilmente influenzata. Per evitare errori quindi si usano i seguenti valori di soglia:

- Sulla terraferma si hanno nubi non precipitanti quando  $\Delta_{win} < 3$  K.

- Su mari e oceani si hanno nubi non precipitanti per  $\Delta_{win} < 0$  K.

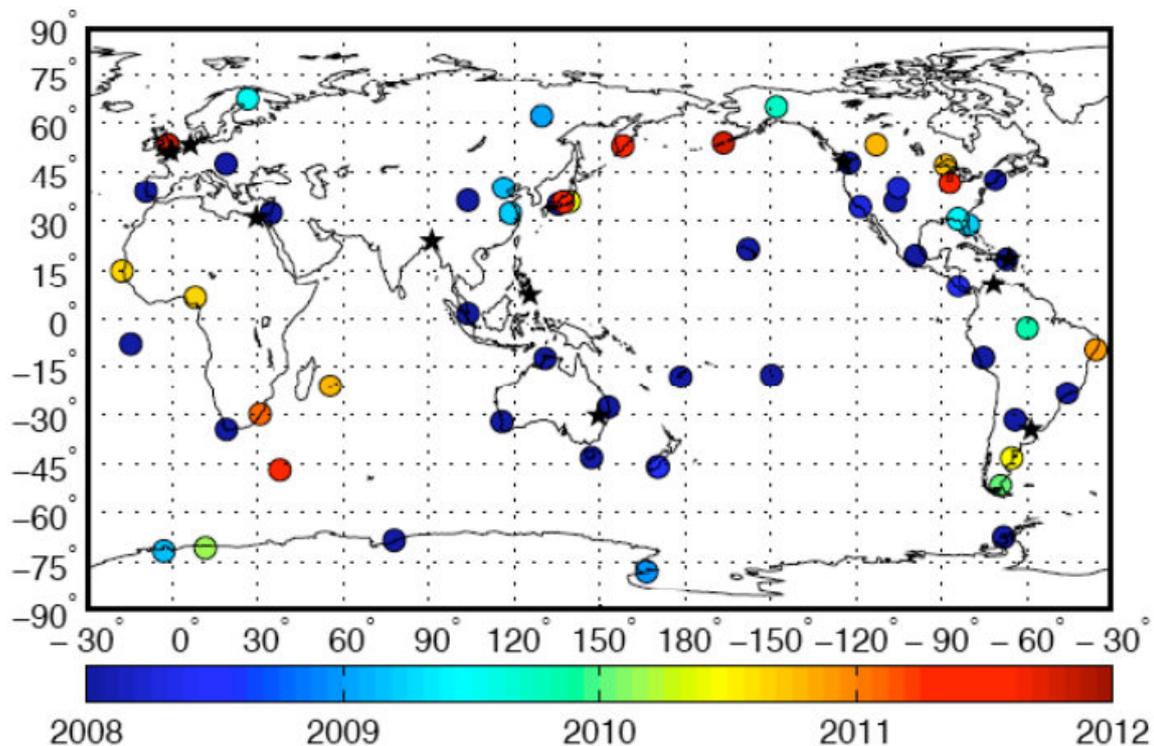
Inoltre  $\Delta_{win}$  viene applicato anche per determinare se la precipitazione deriva da nubi di tipo convettivo o stratiforme. Infatti, il forte *scattering* prodotto dalle idrometeore ghiacciate in accrescimento, caratteristiche di forti moti convettivi, induce una forte riduzione della temperatura di brillanza a 150 GHz rispetto al canale a 89 GHz. Questa alta sensibilità alle particelle ghiacciate ci permette la differenziazione in base al tipo di nube.

- Le nubi associate ad un  $\Delta_{win} > 10$  K saranno di tipo convettivo, le altre saranno classificate come nubi stratiformi.

Alcuni casi di TLC, tra cui anche quello del 26 settembre 2006 che esamineremo nel prossimo capitolo sono descritti con l'utilizzo di questo algoritmo (Laviola and Levizzani, 2011).

### **3.4 Analisi dell'attività elettrica**

Uno degli studi più innovativi nell'ambito dei TLC è quello che riguarda la fulminazione collegata a questi sistemi. Fino a poco tempo fa non si era mai rivolto lo sguardo a questa fenomenologia, ma nel suo lavoro di tesi, Malvaldi (2012) ha analizzato un mediana studiandone l'attività elettrica collegata. Qualche lavoro in questo senso era già stato portato avanti per quanto riguarda i cicloni tropicali ma mai per i TLC. Quello che si cerca è un qualche collegamento tra l'intensità dell'attività elettrica e l'intensità del ciclone. Per fare questo c'è bisogno di una rete di stazioni in grado di monitorare gli eventi di fulminazione. Per lo studio di Malvaldi sono stati utilizzati i dati forniti dal WWLLN, rete internazionale con lo scopo di fornire in tempo reale la distribuzione delle scariche elettriche su scala globale (figura 3.7). Questa rete utilizza la banda elettromagnetica a bassa frequenza 3-30 KHz (VLF (*Very Low Frequency*)) per monitorare costantemente l'attività elettrica sfruttando la potenza elettromagnetica emessa dai fulmini, che possono essere ricevuti anche a migliaia di km di distanza dato che l'energia emessa subisce solo una debole attenuazione. Il WWLLN è in grado di rilevare anche fulmini tra nube e nube sebbene sia più adatto a rilevare fenomeni tra la nube e la superficie terrestre. Per la localizzazione dell'evento si usa la tecnica del *Time Of Group Arrival* (TOGA), un sistema che sfrutta la differenza dei tempi di arrivo dell'impulso

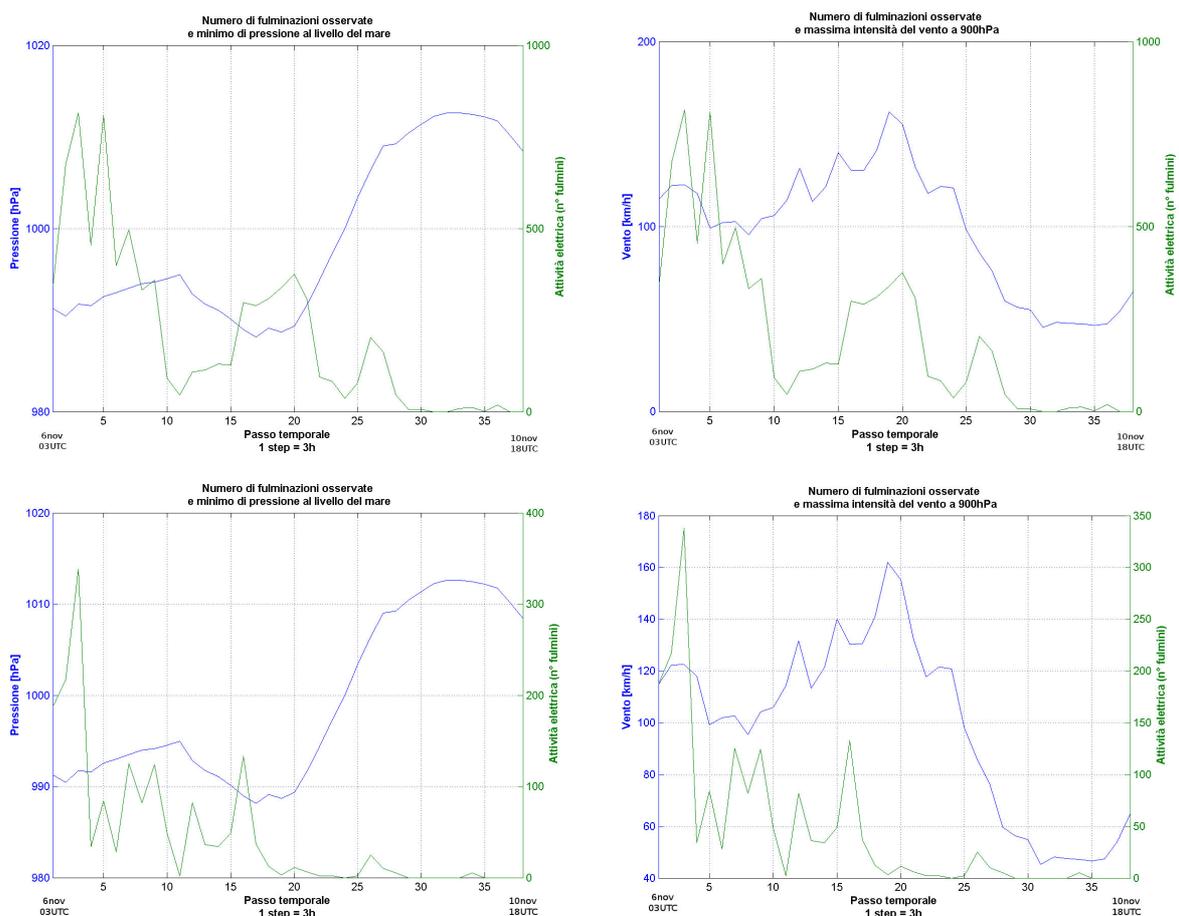


**Figura 3.7.** Posizione dei sensori della rete WWLLN: I diversi colori indicano l'anno di attivazione dei sensori. Quelle precedenti al 2008 sono indicate in blu scuro, quelle attivate nel 2012 sono contrassegnate da una stella nera.

radio del fulmine ad ogni coppia di stazioni riceventi indipendenti. Ogni dataset di fulmini è sottoposto ad un controllo, quindi un dato di fulminazione viene ritenuto valido se: è rilevato da più di cinque stazioni contemporaneamente e se dura più di  $30 \mu s$ . Il *software* di gestione del dato di archivio è un codice MATLAB (*MATrix LABORatory*) che, dato un sistema di coordinate, calcola il numero di scariche elettriche in funzione del tempo di acquisizione che ricadono nel riquadro selezionato.

Nel caso di medicane del novembre 2011 studiato da Malvaldi, per cercare di valutare solo i fulmini appartenenti al TLC si sono utilizzati due metodi diversi: il primo in cui si considera una griglia fissa di coordinate  $lon = -2 \div 12$  e  $lat = 36 \div 46$ , mentre nel secondo caso si considera una griglia variabile che segue lo spostamento del minimo di pressione con l'aiuto delle immagini all'infrarosso di MSG. Senza addentrarci troppo nel caso specifico in figura 3.8 sono mostrati i risultati di questa analisi dove sono visualizzati gli eventi di fulminazione e minimo di pressione/intensità massima del vento a  $900 hPa$  per l'intero ciclo vitale del medicane. Per entrambe le griglie il massimo dell'attività elettrica si ha il primo giorno. Nella griglia fissa si registrano in tre ore 800 fulmini il 6 novembre alle ore 0900 UTC (step 3 in ascissa), seguito da un secondo massimo alle 1500 UTC (step 5). Nella griglia variabile si ha

un massimo allo stesso istante del primo, il 6 novembre alle 0900 UTC, ma con un numero di fulmini inferiore (320 fulminazioni). La massima intensità del vento ( $160 \text{ km/h}$ ) si ha allo step temporale 19 il giorno 8 novembre alle 0900 UTC. Prima di questo massimo si hanno altri due picchi di intensità, uno allo step 12 e uno allo step 15 che corrispondono rispettivamente al giorno 7 novembre alle ore 1200 e 2100 UTC. Il primo picco di fulminazione precede il primo massimo di intensità del vento di  $27 \text{ h}$ , mentre il secondo picco di attività elettrica precede il secondo massimo di intensità dei venti di  $30 \text{ h}$  (solo per la prima griglia). Confrontando questi risultati con altri studi analoghi sugli uragani si nota un perfetto accordo. Infatti in uno di questi studi si sono analizzati 56 uragani, e si è visto che in più del 70 % dei casi il picco dell'attività elettrica anticipava il massimo valore di intensità del vento di circa 30 ore. Possiamo quindi concludere che almeno per questo caso di medicane il massimo dell'attività elettrica precede la fase del massimo di intensità del ciclone, manifestandosi in un massimo dell'intensità dei venti e in un minimo nella pressione. Una teoria dietro a questo fenomeno riguarda la struttura microfisica della nube e la fase delle idrometeore in



**Figura 3.8.** Grafici dell'andamento temporale del numero di fulmini, del minimo di pressione e della intensità massima del vento a  $900 \text{ hPa}$  per: griglia fissa (in alto) e griglia variabile (in basso).

formazione. Lo sviluppo di convezione con cristalli di ghiaccio in accrescimento in presenza di acqua sopraffusa e quindi di *graupel*, è alla base della produzione di scariche elettriche. L'ambiente idoneo allo sviluppo di un medicane si forma dalle 24 alle 30 ore prima della sua massima intensità. In questa fase sono presenti forti *updraft*, che portano alla formazione di nubi convettive ad elevato sviluppo verticale dove l'attività elettrica, correlata alle idrometeore ghiacciate, è in aumento. In questa fase la precipitazione è debole o assente e precede la fase matura del TLC. In seguito, la velocità del vento tende ad aumentare, le piogge formate dallo scioglimento delle idrometeore ghiacciate diventano via via più intense, e l'attività elettrica diminuisce. Essendo un metodo nuovo di analisi dei medicane, questa tecnica ha bisogno di ulteriori conferme della sua validità generale, e bisogna capire con quale affidabilità la fulminazione che precede un ciclone mediterraneo può essere utilizzata come indicatore prognostico per la formazione di un medicane.

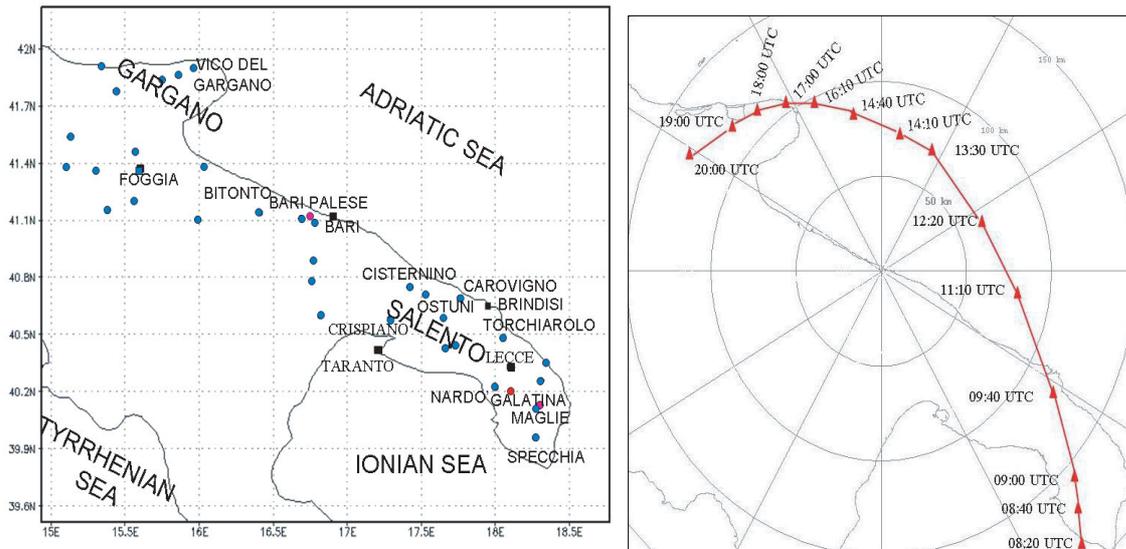


## 4 Evento del 26 settembre 2006

La genesi ed evoluzione del ciclone a piccola scala del 26 settembre 2006 è ora descritta nel suo passaggio sul sud-Italia dove ha causato numerosi allagamenti in tutto il Salento, soprattutto nella provincia di Lecce. Questo ciclone al momento del primo *landfall* presenta molte caratteristiche comuni a un ciclone tropicale, e per questo può essere classificato come medicane. Grazie all'abbondanza di osservazioni, questo evento è stato trattato da vari autori. Laviola *et al.* (2011) hanno presentato uno studio comparativo tra i risultati dell'indagine satellitare attraverso l'utilizzo dell' algoritmo 183-WSL (Laviola and Levizzani, 2011) con le simulazioni effettuate col modello WRF. Due studi sono stati condotti attraverso test di sensibilità con il modello WRF (Moscatello *et al.*, 2008a) e da un punto di vista osservativo (Moscatello *et al.*, 2008b). Un altro studio è stato portato avanti da Davolio *et al.* (2009) che utilizzando i modelli BOLAM, WRF e MOLOCH e da Chaboureau *et al.* (2012) sul ruolo del *jet-crossing* nello sviluppo esplosivo di questo TLC. Per un'analisi dettagliata di questo evento si cercherà di estrapolare le informazioni più rilevanti da ciascuno di questi articoli.

### 4.1 Analisi osservativa

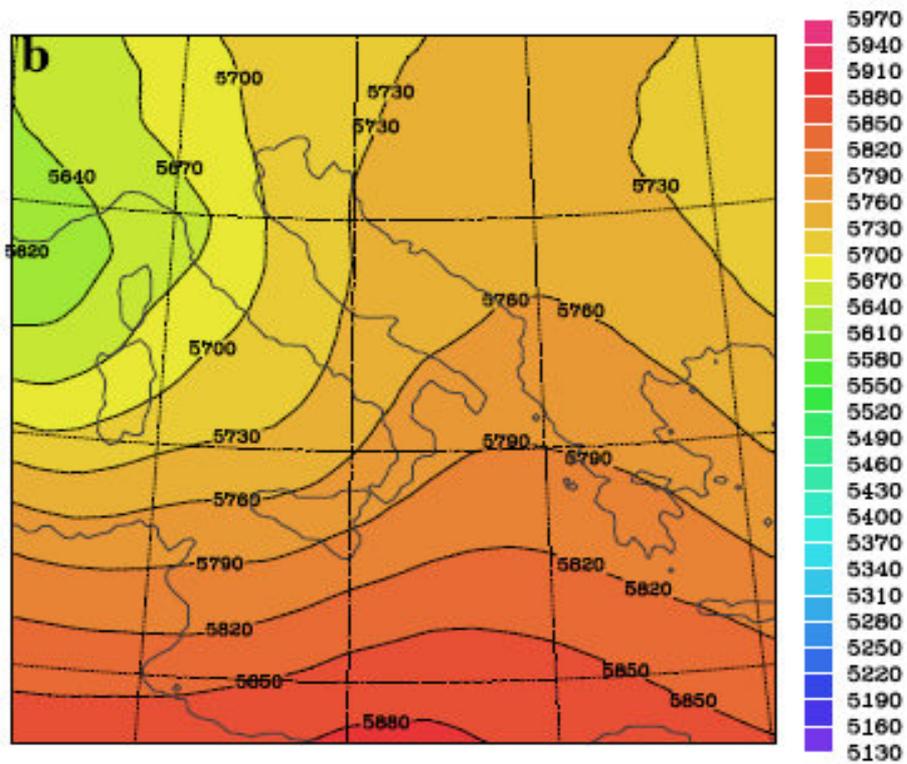
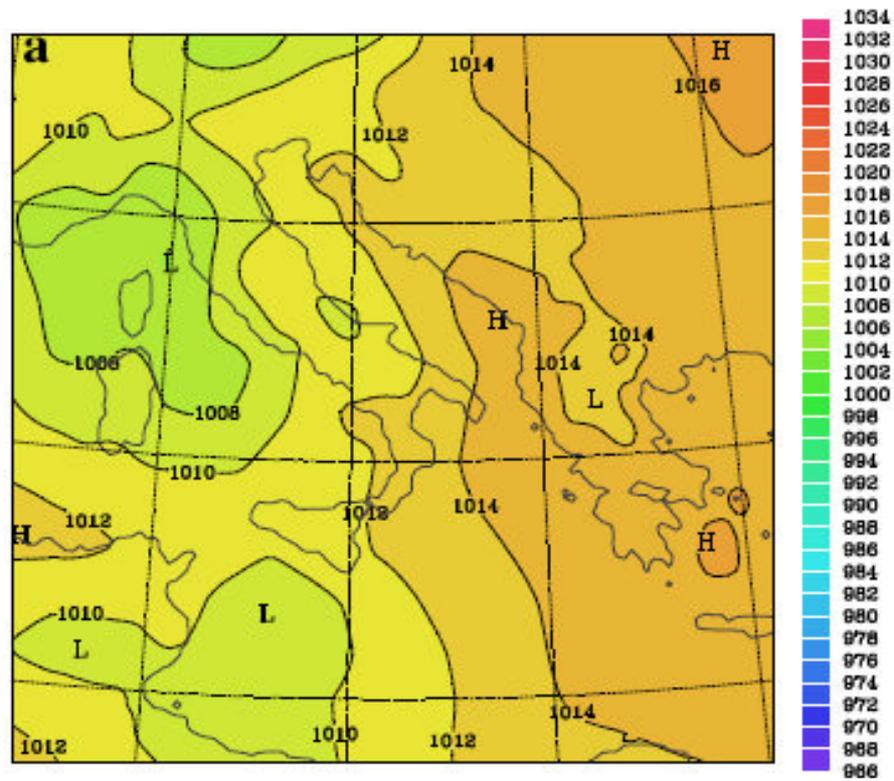
Questo evento è stato molto utile per lo studio dei meccanismi di sviluppo di questa classe di fenomeni. Infatti, il *landfall* ha reso possibile l'osservazione di molti parametri meteorologici attraverso metodi diretti *in-situ* generalmente non disponibili poiché la maggior parte dei medicane si sviluppa in mare aperto. Questo evento ha permesso di acquisire informazioni rilevanti sulle principali osservabili meteorologiche quali pressione, quantità di precipitazione, temperatura, intensità e direzione dei venti, grazie ad una rete di 33 stazioni meteorologiche della SMA S.p.a. (*System for Meteorology and the Environment*) che ha fornito le misure ogni 15 minuti. Inoltre sono state utilizzate le misure fornite da una stazione dell'aeronautica presente all'aeroporto di Galatina per l'analisi dell'evoluzione del campo di vento. Sono stati utili per le osservazioni anche i dati forniti dai due radar presenti nella zona investita dalla perturbazione, uno collocato a Maglie e l'altro all'aeroporto di Bari-Palese, a nord-ovest della città. In figura 4.1 (a sinistra) è mostrata una mappa della zona colpita, dove sono indicate le stazioni della rete utilizzata ed è mostrata (in rosso) la posizione dell'aeroporto di Galatina e (in rosa) dei due radar.



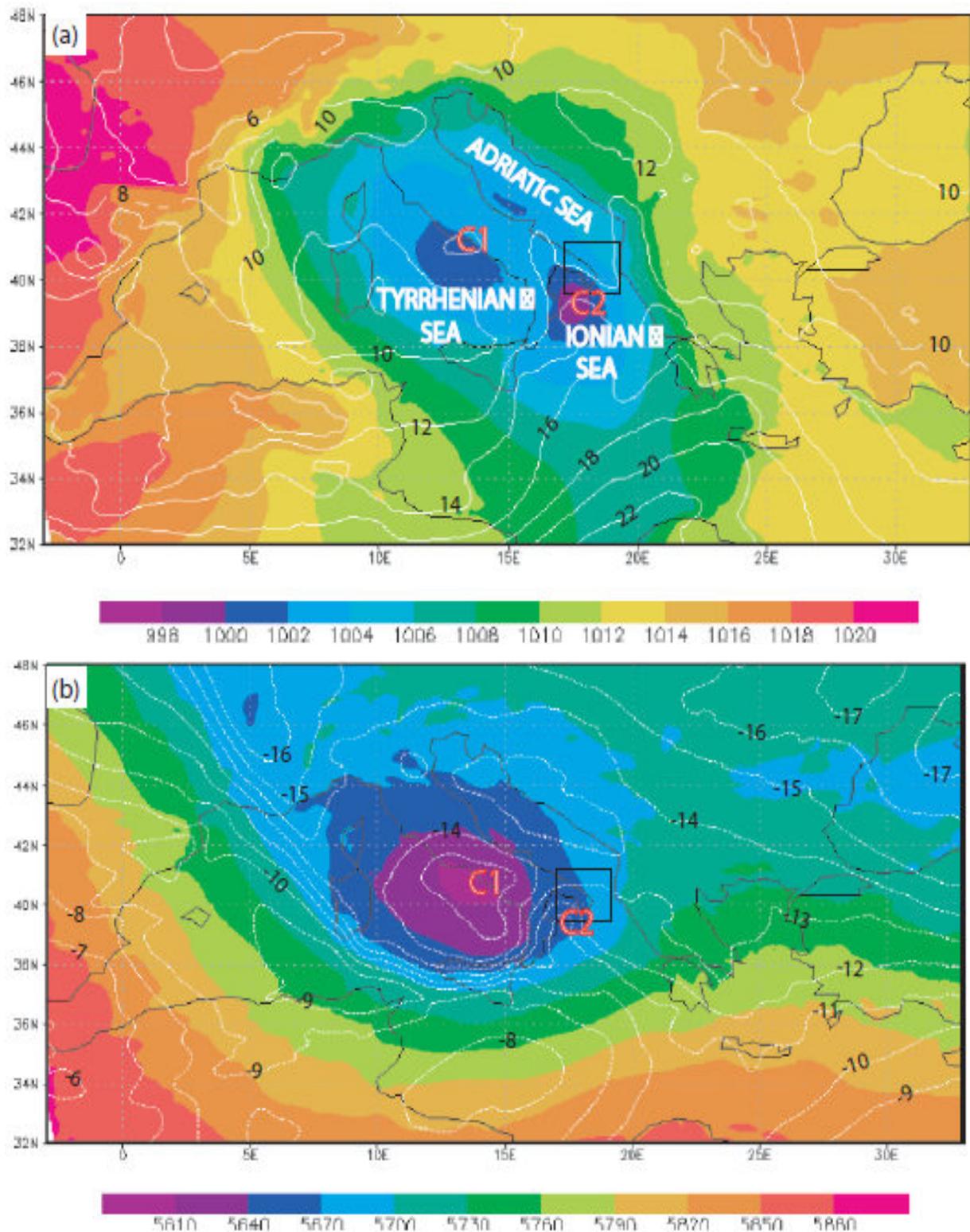
**Figura 4.1.** A sinistra sono rappresentate le 33 stazioni della rete di osservazione della SMA, l'aeroporto (in rosso) e i dure radar (in rosa). A destra è rappresentata la traiettoria del ciclone stimata dalle osservazioni effettuate e dalle mappe di riflettività dei radar.

Per analizzare la situazione sinottica consideriamo le mappe di analisi del modello GFS-NCEP interpolato nella griglia di BOLAM delle 1200 UTC (1400 ora locale) del 25 settembre 2006 (Davolio *et al.*, 2009) e le mappe ECMWF delle 0600 UTC (le 0800 ora locale) e delle 1200 UTC del 26 settembre 2006 (Moscatello *et al.*, 2008b; Laviola *et al.*, 2011). Le mappe delle 1200 UTC del 25 settembre in figura 4.2 mostrano un ciclone di origine baroclinica in approfondimento sul mar Tirreno, associato ad un *trough* negli strati più alti della media troposfera che si allunga sul bacino del Mediterraneo verso l'Africa settentrionale. Tra la Sicilia e la Tunisia è presente un minimo secondario che s'intensifica lentamente muovendosi attraverso lo stretto di Sicilia. Moscatello *et al.* (2008a,b) hanno mostrato che questo sistema di bassa pressione, generatosi nella notte tra il 24 e il 25 settembre, ha un'origine orografica sottovento ai monti dell'Atlante, come conseguenza della interazione tra questi e il *trough* citato. Le mappe delle 0600 UTC del 26 settembre in figura 4.3(a) rappresentano i campi di pressione a livello del mare (MSLP) e la temperatura a 850 hPa, mentre in figura 4.3(b) sono rappresentati temperatura e altezza di geopotenziale a 500 hPa. La mappa di pressione a livello del mare mostra una circolazione ciclonica sull'Italia con un minimo (indicato con C1) di circa 1001 hPa in avvicinamento sulla costa Tirrenica. Un altro minimo barico di 998 hPa (indicato con C2), approfonditosi di 4 hPa nelle sei ore precedenti, si trova sul mar Ionio in movimento in direzione nord-est. Nella mappa a 500 hPa è presente una depressione in corrispondenza del minimo nella MSLP nel mezzo della costa Tirrenica. Come si può vedere

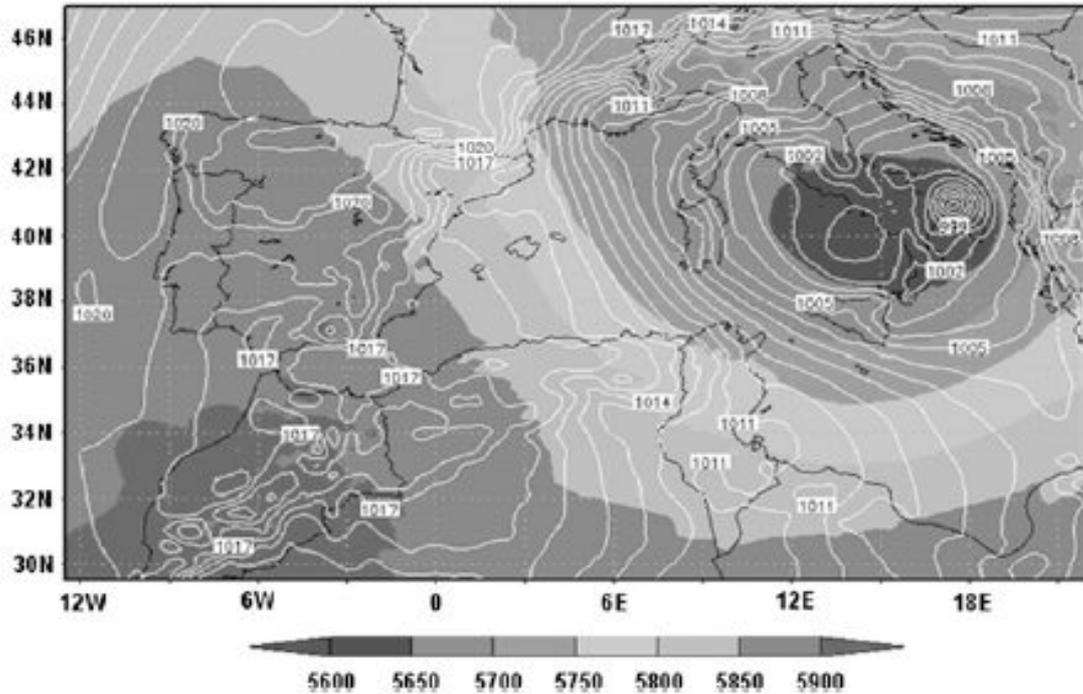
dai contorni di temperatura (in bianco) in entrambe le mappe a 850 e 500 *hPa*, il minimo C1 presenta un nucleo freddo (*cold-core*), mentre al minimo C2 sul mar Ionio è associato un nucleo caldo (*warm-core*), con una differenza di temperatura di circa 4°C. Confrontando le figure 4.2a e 4.3a si nota come il ciclone di origine orografica formatosi sottovento ai monti dell'Atlante abbia subito una transizione in un vortice a scala più piccola attraverso l'azione della convezione nello stretto di Sicilia. Questa transizione presenta una forte analogia con la trasformazione di deboli vortici in cicloni tropicali, in particolare con l'ipotesi delle “*hot towers*” citata nel secondo capitolo. In seguito il sistema continua a spostarsi verso nord-est e segue una traiettoria parallela alla costa calabrese, guidata dal flusso nella media troposfera associato al sistema di bassa pressione collocato sul mar Tirreno. Nella mattina del 26 settembre il minimo indicato con C1 si sposta verso sud-est mentre il ciclone (C2) si intensifica e attorno alle ore 0900 UTC raggiunge e attraversa la penisola Salentina raggiungendo il mar Adriatico meridionale. L'analisi ECMWF delle 1200 UTC (figura 4.4) mostra l'altezza di geopotenziale a 500 *hPa* e la MSLP, dove si nota il forte gradiente di pressione che caratterizza il TLC che sta per giungere sul mar Adriatico. Successivamente, la perturbazione, che continua ad avere le caratteristiche di un medicane, procede verso nord-ovest con una traiettoria ad arco ruotando intorno alla perturbazione più grande (C1), e intorno alle 1700 UTC raggiunge nuovamente la costa (sul promontorio del Gargano), dove si registra una pressione minima di 988 *hPa*, per poi iniziare a dissiparsi e unirsi infine alla depressione indicata con C1. La figura 4.5 mostra un'immagine da satellite (MSG, canale 12) nel visibile del medicane (ore 1412 UTC) una volta raggiunto il mar Adriatico, in cui si nota la posizione dei due minimi barici e dove è indicata la traiettoria seguita dal TLC. In questa immagine sono visibili le caratteristiche peculiari di un medicane come l'occhio centrale e le nubi disposte a spirale attorno al centro del ciclone. Grazie alle immagini satellitari e alle misure effettuate dai radar e dalle stazioni, il diametro del ciclone è stato stimato essere di 60-70 *km*. Durante il passaggio del ciclone sulla penisola salentina si sono misurate raffiche con velocità superiori ai 40  $m s^{-1}$  a causa di un gradiente di pressione molto elevato (circa 10 *hPa* ogni 20 *km*) e nel giro di poche ore molte stazioni hanno misurato una notevole caduta di pressione tra le 0900 e le 1000 UTC che ha raggiunto un minimo di 986 *hPa*, per poi tornare velocemente ad un valore di 1005 *hPa* dopo il passaggio del vortice.



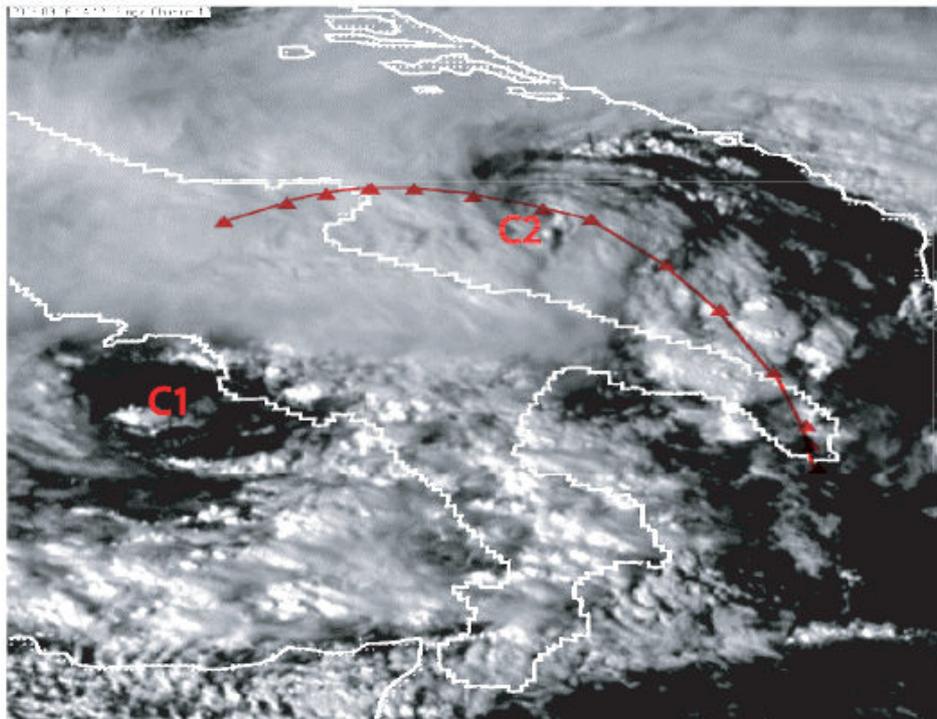
**Figura 4.2.** (a) Analisi del modello GFS-NCEP alle 1200 UTC del 25 settembre 2006 interpolato nella griglia del modello BOLAM MSLP (contorni ogni 2 hPa). (b) Altezza di geopotenziale a 500 hPa (contorni ogni circa 30 dam).



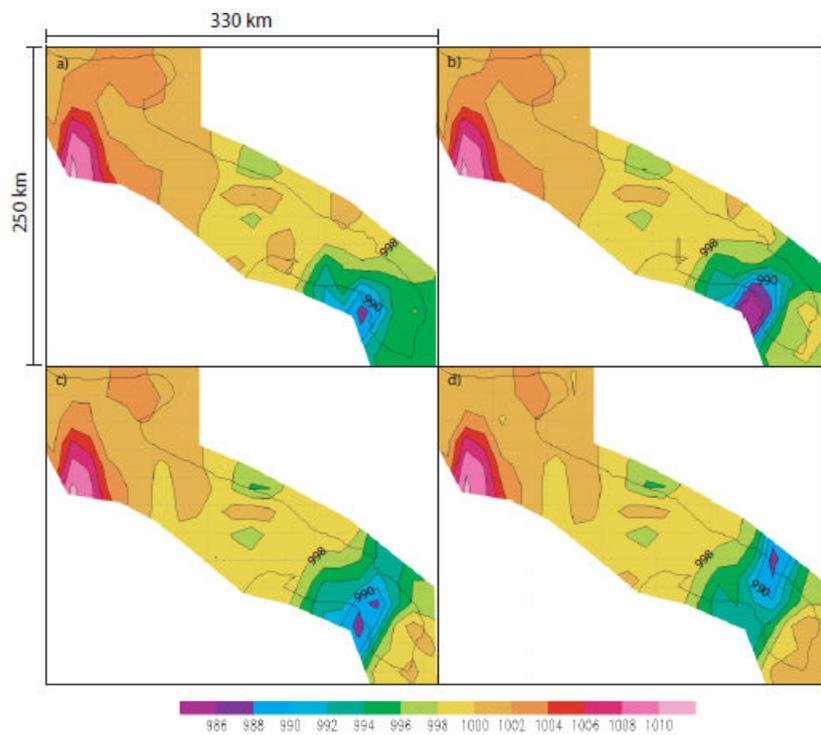
**Figura 4.3** Mappe di analisi ECMWF delle 0600 UTC, 26 settembre 2006. In (a) è rappresentata la pressione a livello del mare (colori) e la temperatura a 850 hPa (contorni bianchi). In (b), la mappa di temperatura e geopotenziale a 500 hPa. I minimi barici sono indicati con C1 e C2, e sono rispettivamente il minimo sulla costa Tirrenica e il minimo sul mar Ionio. Il contorno rettangolare nero indica la penisola salentina.



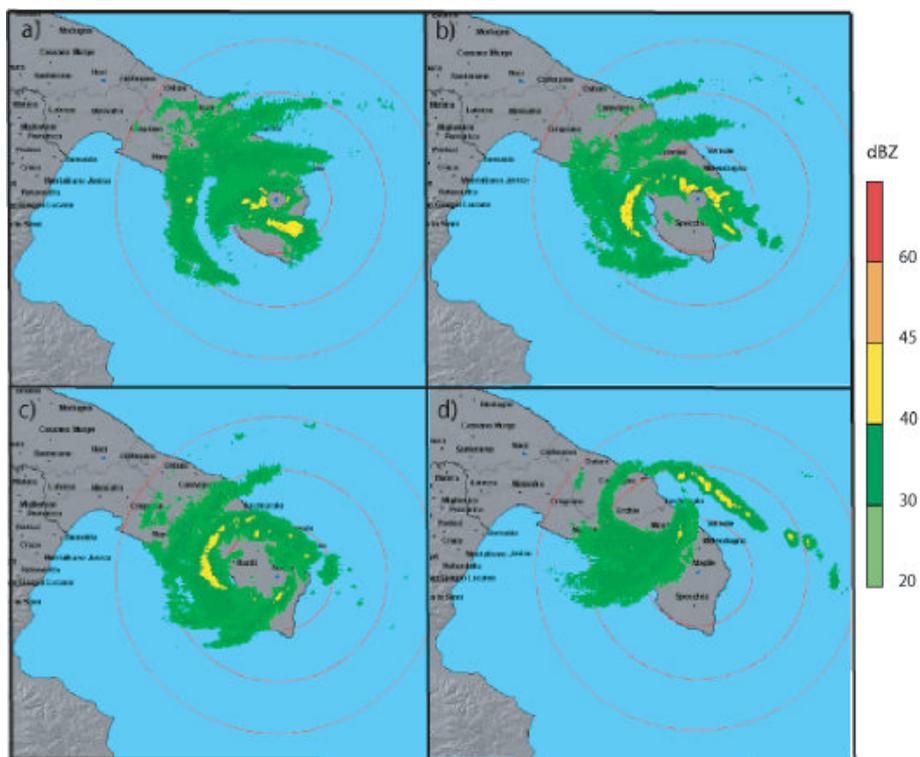
**Figura 4.4.** Analisi ECMWF delle 1200 UTC del 26 settembre 2006. È mostrata l'altezza di geopotenziale a 500 *hPa* (ombreggiatura) e la MSLP (contorni bianchi). Si nota il forte gradiente di pressione che può caratterizzare fenomeni a piccola scala come i TLC.



**Figura 4.5.** Immagine del satellite *Meteosat Second Generation* (canale 12) ingrandita sopra il sud-Italia. C1 e C2 indicano la posizione dei minimi di pressione. Inoltre è indicata (in rosso) la traiettoria del medicane.

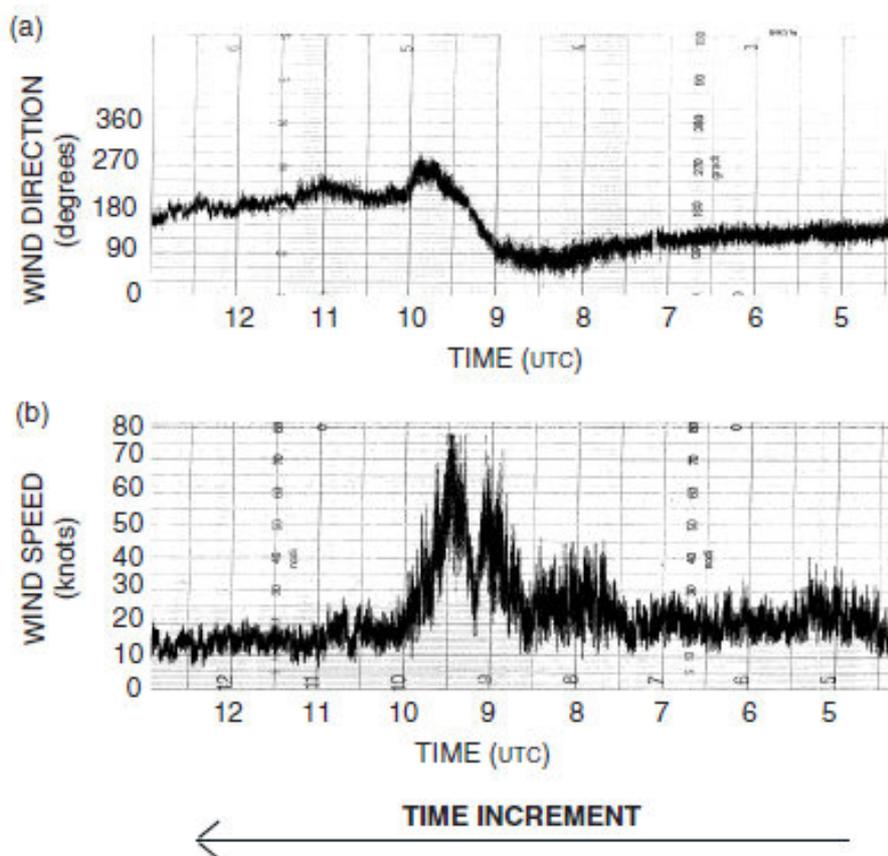


**Figura 4.6.** MSLP in *hPa* alle 0900 (a), 0915 (b), 0930 (c) e alle 0945 (d). I dati sono stati presi dalle stazioni della SMA e visualizzati utilizzando GrADS.



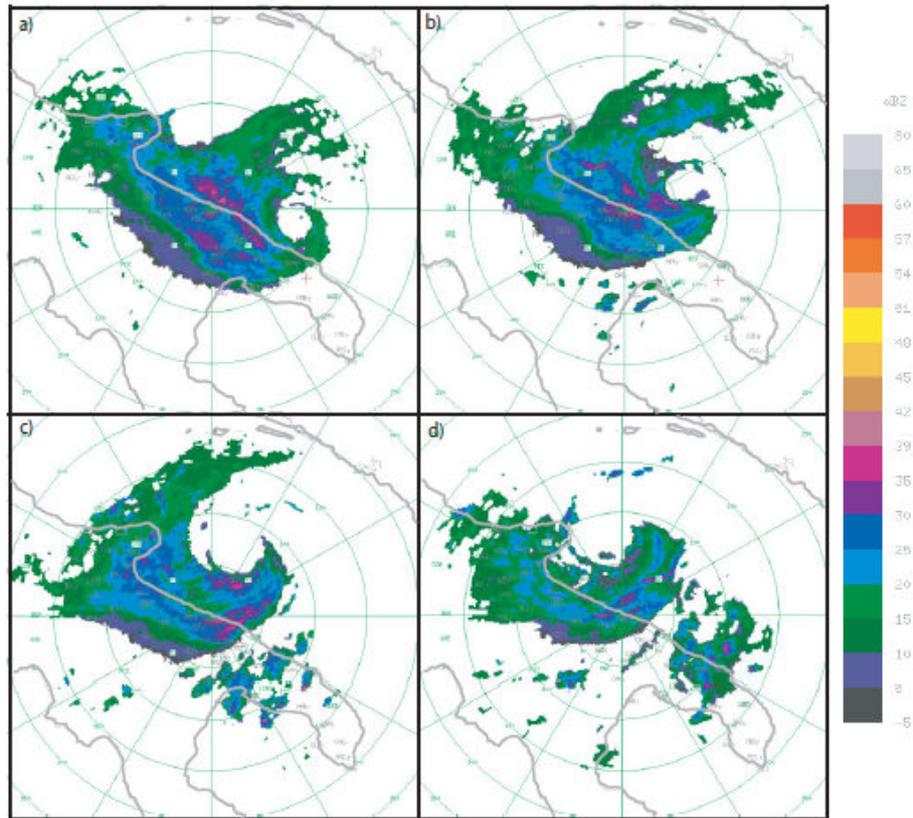
**Figura 4.7.** Mappe di riflettività (elevazione 2.75°) del radar di Maglie del 26 settembre 2006 alle ore 0820 (a), 0840 (b), 0900 (c) e 0940 UTC (d).

Utilizzando i dati forniti dalle 33 stazioni dislocate sul territorio, Moscatello *et al.* (2008b) hanno documentato il passaggio del TLC sopra la penisola salentina interpolando i dati di pressione e visualizzandoli grazie al pacchetto grafico del software GrADS (*Grid Analysis and Display System*). In figura 4.6 è visibile il ciclone che si avvicina e il passaggio sulla penisola salentina dalle 0900 alle 0945 UTC. Da una pressione iniziale di 986 hPa, registrata a Nardò alle 0900 UTC, si passa a 988 hPa alle 0930 e 0945 UTC. Il TLC traendo la maggior parte della sua energia dall'umidità e dal calore provenienti dai flussi sulla superficie del mare, passando sopra la terraferma si indebolisce anche a causa dell'attrito con la superficie. Purtroppo le informazioni forniteci dalla figura 4.6 sono affette da errori, a causa della tecnica di interpolazione utilizzata, ma anche per la mancanza di dati nelle zone di mare aperto. I dati del radar di Maglie sono molto utili in questo tratto del percorso della perturbazione. Infatti, le mappe di riflettività ci danno una stima dell'intensità di precipitazione. Durante il passaggio del sistema si sono registrati valori di riflettività attorno ai 40 dBZ (corrispondente a 12 mm h<sup>-1</sup>), con un massimo di 45 dBZ (circa 24 mm h<sup>-1</sup>) rilevata in una stretta banda immediatamente attorno all'occhio del ciclone (figura 4.7). In tutte le stazioni è stata registrata un'intensità di precipitazione da moderata a intensa. Nella parte sud della penisola sono stati registrati dai 20 ai 30 mm di pioggia nell'arco di tre ore durante il transito del minimo, mentre il massimo è stato registrato a Crispiano con 120 mm di pioggia. La maggior parte della precipitazione ha avuto luogo tra le 0300 e le 0900 UTC. Le mappe di riflettività permettono di rilevare in maniera precisa la traiettoria del TLC, e forniscono un'altra prova della somiglianza di questi fenomeni con i cicloni tropicali. Infatti, nelle mappe radar si nota molto bene l'occhio libero da nubi e la forte riflettività nella zona attorno al centro che indica la presenza di un *eyewall* con una precipitazione molto intensa. È interessante osservare in figura 4.8 l'evoluzione di intensità e direzione del vento nei pressi dell'aeroporto di Galatina nella mattinata del 26 settembre. Inizialmente è presente un flusso sud-orientale che all'avvicinarsi del ciclone ruota verso est e s'intensifica all'avvicinarsi dell'occhio. Durante il passaggio del centro del ciclone il vento è in pratica assente, per poi presentare un nuovo massimo d'intensità proveniente da ovest, che raggiunge il limite misurabile dallo strumento (circa 40 m s<sup>-1</sup>). A questo punto il vento cala e gira lentamente verso sud-sud-ovest nelle ore successive. È evidente che la velocità massima del vento si ha nella zona intorno all'occhio dove è presente l'*eyewall*, che come nei cicloni tropicali è la zona dove di solito il vento raggiunge la massima intensità. Nelle ore successive si è fatto uso delle mappe di riflettività fornite dal radar dell'aeroporto di Bari-Palese (figura 4.9). La mappa delle 1100 UTC mostra

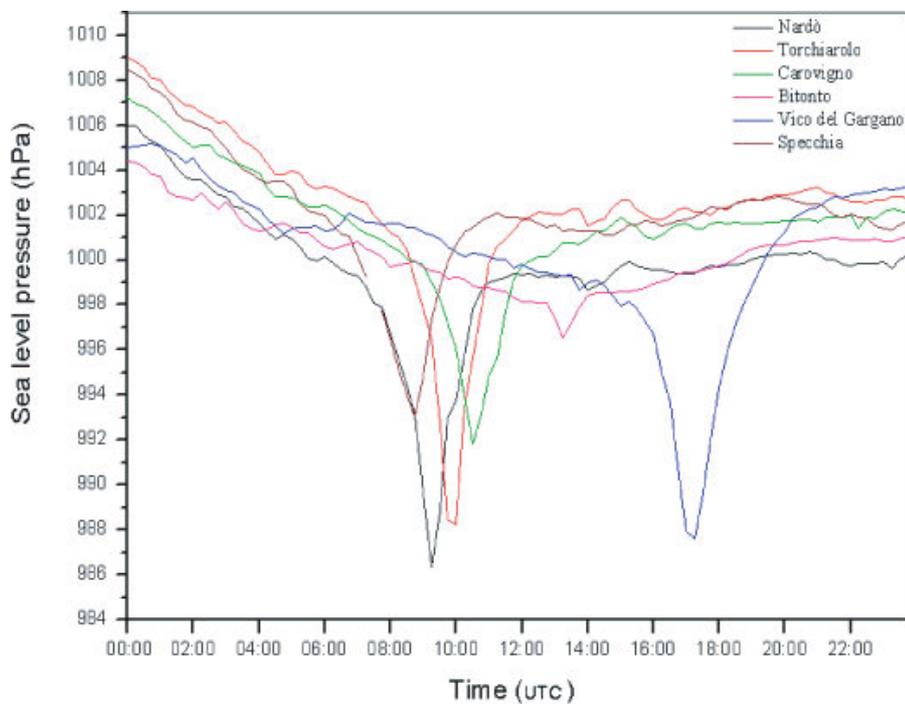


**Figura 4.8.** Direzione (a) e velocità del vento (b) in nodi misurate all'aeroporto di Galatina nella mattina del 26 settembre tra le 0500 e 1200 UTC.

una vasta zona con alta riflettività nell'area nord-occidentale del Salento. A Ostuni e Cisternino si sono registrati rispettivamente 35 e 24 *mm* di precipitazione accumulata. In seguito il TLC segue la traiettoria ad arco attorno alla depressione centrata sul mar Tirreno descritta in precedenza, che è possibile osservare dalla zona circolare priva di riflettività nelle mappe radar. Mediamente per quanto riguarda il radar di Bari Palese, durante il passaggio del ciclone dalla costa adriatica al promontorio del Gargano, la riflettività si è tenuta tra i 39 e i 42 *dBZ*, corrispondenti ad un'intensità di pioggia di circa 10-15 *mm h<sup>-1</sup>*. All'approccio del TLC sul Promontorio del Gargano la pressione è calata nuovamente e a Vico del Gargano la MSLP è scesa rapidamente da un valore di 998 a 988 *hPa* associata ad una pioggia accumulata di 71 *mm* in 24 *h*. Osservando i dati di pressione in figura 4.10 delle stazioni al suolo è possibile ricostruire la traiettoria del ciclone. Nel giro di due ore nelle stazioni di Nardò e Torchiarolo si è registrata una caduta di pressione di circa 13 *hPa* (raggiungendo il minimo di 986 *hPa* a Nardò) per poi tornare a livelli normali. Nelle ore successive si vede l'approccio del ciclone sul Gargano con la forte caduta di pressione alla stazione di Vico del Gargano.



**Figura 4.9.** Mappe di riflettività del radar all'aeroporto di Bari-Palese del 26 settembre alle ore 1110 (a), 1220 (b), 1330 (c) e 1440 UTC (d). I valori di riflettività sono mediati su 16 livelli verticali usati per sondare l'atmosfera.



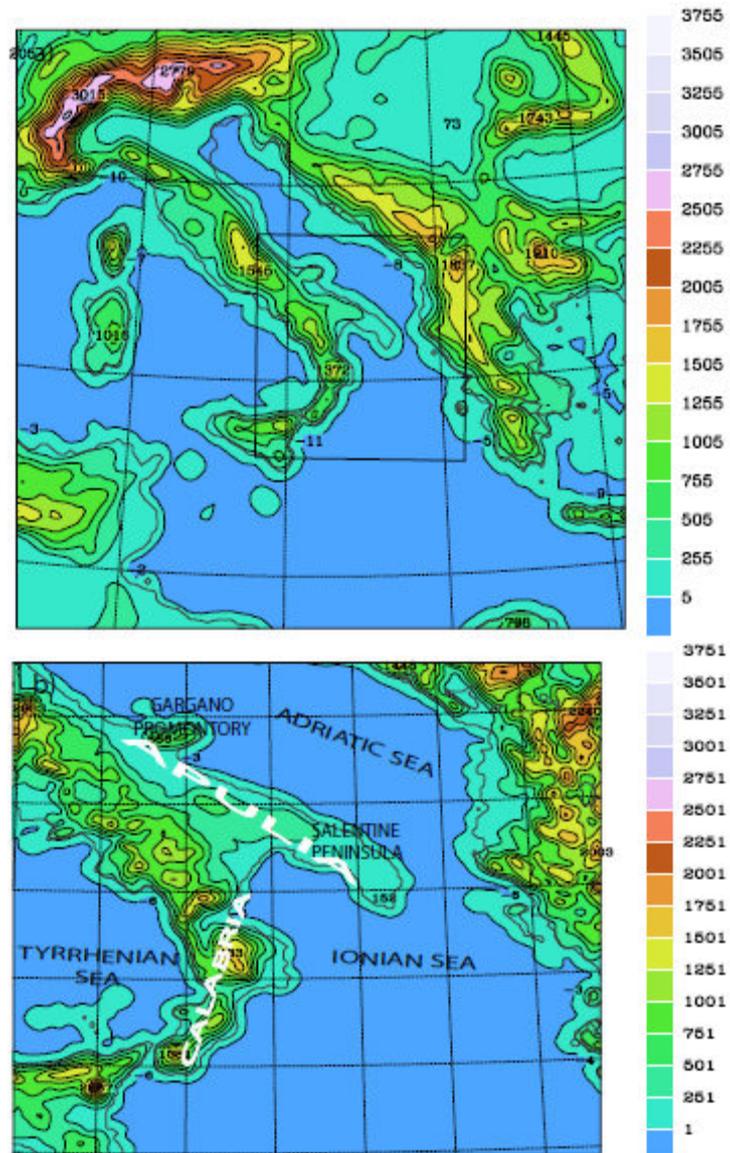
**Figura 4.10.** Evoluzione temporale della MSLP per sei stazioni dalle 0000 alle 2345 UTC del 26 settembre.

## 4.2 Simulazioni numeriche

Molti casi di medicane per essere compresi in maniera approfondita necessitano di essere studiati tramite simulazioni numeriche. Per questo caso sono stati fatti diverse simulazioni (Moscatello *et al.*, 2008a; Davolio *et al.*, 2009). L'analisi numerica consente, attraverso test di sensibilità, di identificare i fattori che incidono maggiormente sullo sviluppo di un TLC. Questi test consistono nel far girare il modello diverse volte, modificando o annullando l'effetto di un certo parametro fisico per poi osservare le conseguenze che questo cambiamento provoca sull'*output* del modello. Queste simulazioni permettono di investigare sui meccanismi fisici responsabili della formazione e dell'intensificazione di questi fenomeni, ed in particolare il ruolo dei flussi di calore dalla superficie e quello del calore latente rilasciato e associato ai forti moti convettivi presenti in un TLC. Inoltre questi studi permettono un miglioramento della previsione perché si verificano le capacità dei diversi modelli di prevedere correttamente sviluppo e traiettoria del medicane.

### 4.2.1 Analisi dei risultati

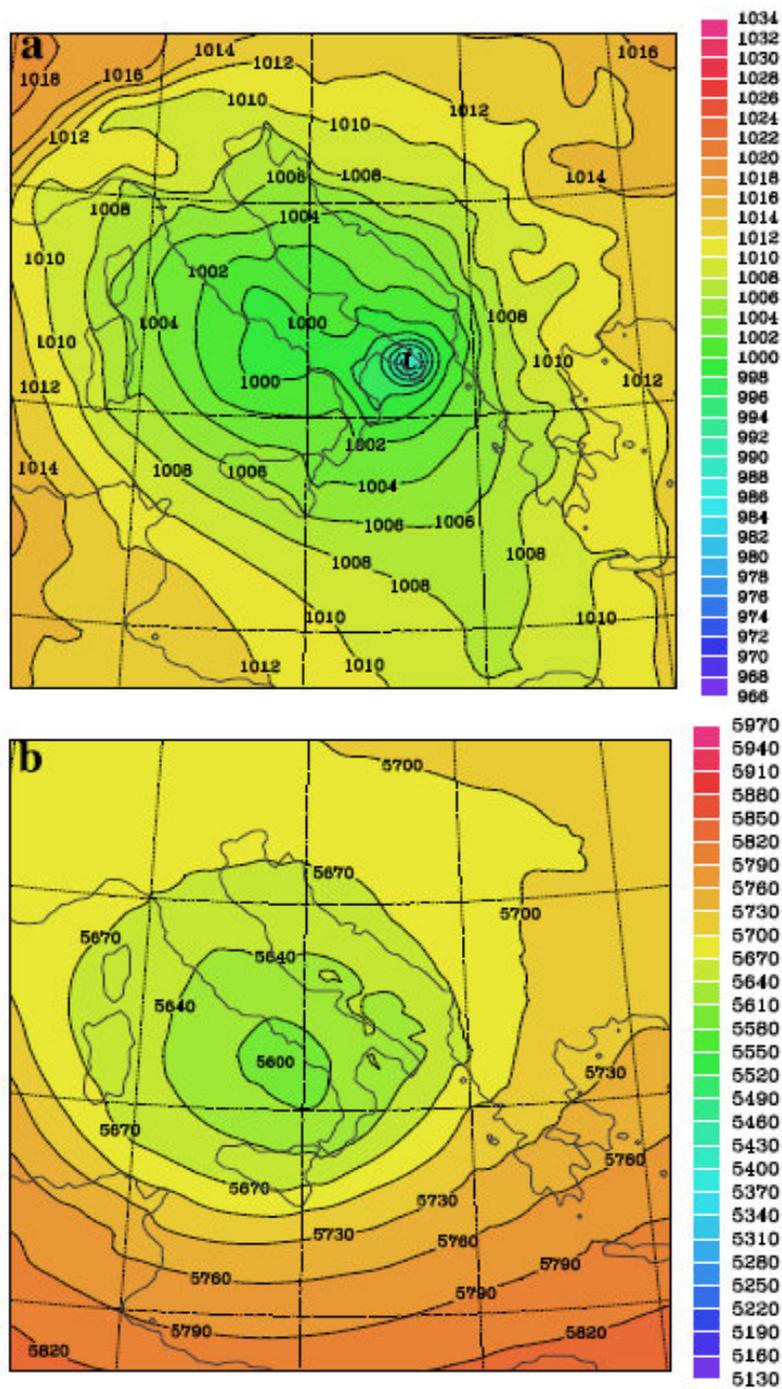
Nel caso in esame i domini di integrazione dei diversi modelli (WRF, BOLAM e MOLOCH) sono mostrati in figura 4.11; il sistema a due modelli utilizzato è costituito dal modello idrostatico BOLAM insieme al modello non idrostatico MOLOCH che viene nestato in BOLAM 12 h dopo l'inizializzazione. È utilizzato anche il modello WRF che viene integrato in entrambi i domini. In tabella 4.1 sono riassunte le caratteristiche del dominio di ciascun modello. Per le condizioni iniziali e al contorno si è utilizzato il modello globale GFS-NCEP con risoluzione di  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  e il modello globale ECMWF con risoluzione  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ . Viene poi scelto un *control forecast*, cioè una corsa di uno dei modelli che mostra il miglior accordo con l'evoluzione osservata del TLC. In questo caso, basandoci sull'esperimento svolto da Davolio *et al* (2009) hanno selezionato come *control forecast* la corsa del modello BOLAM e MOLOCH inizializzato sulla base dell'analisi delle 1200 UTC del 25 settembre 2006 del modello a scala globale GFS-NCEP. Questa previsione, che è quella che meglio si accorda con l'osservazione, è utilizzata quindi per completare l'analisi osservativa della sezione precedente, e per studiare le caratteristiche e la struttura di un TLC. La figura 4.12 mostra una previsione di MSLP e altezza di geopotenziale a 500 hPa del *control run* di BOLAM delle 0900 UTC del 26 settembre, dove si nota l'intenso ciclone (fig. 4.12a) che attraversa la penisola salentina e la depressione più grande (denominata C1 nella sezione



**Figura 4.11.** Dominio d'integrazione per BOLAM (a) e per il modello ad alta risoluzione MOLOCH (b). Il modello WRF presenta un dominio d'integrazione simile.

Model	Horizontal Resolution (km)	Grid Points	Vertical Levels	Centre (Lon,Lat)
BOLAM	16	103×103	40	16.10, 40.40
MOLOCH	3.8	150×162	50	17.10, 39.79
WRF-g1	16	108×108	31	16.18, 40.04
WRF-g2	4	129×153	31	17.46, 39.96

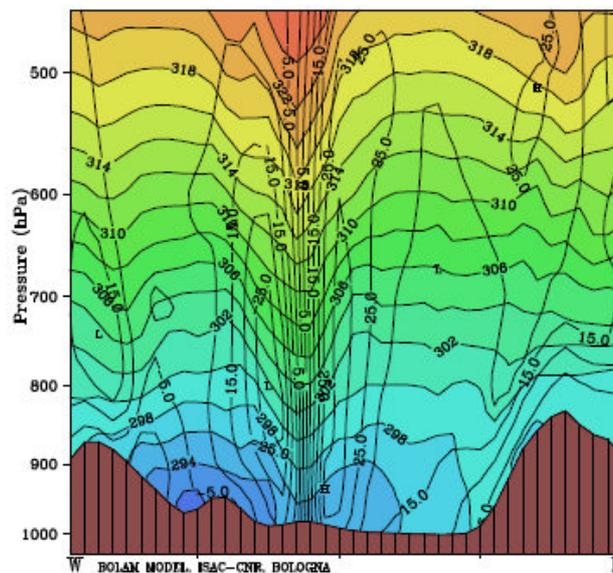
**Tabella 4.1.** Caratteristiche dei domini d'integrazione utilizzati nelle simulazioni di Davolio *et al.* (2009).



**Figura 4.12.** *Control run* del modello BOLAM. In (a) è rappresentata la MSLP e in (b) l'altezza di geopotenziale a 500 hpa per le ore 0900 UTC del 26 settembre dopo 21 h dalla inizializzazione.

precedente) intorno alla quale ruota il medicane (fig. 4.12b). L'intensità del ciclone è prevista correttamente con una piccola sovrastima al raggiungimento del promontorio del Gargano (984 invece di 988 hPa). È interessante osservare la sezione verticale zonale (figura 4.13) di temperatura potenziale e vento meridionale del *control run* BOLAM alle 1400 UTC, durante il passaggio del ciclone sul mar Adriatico: Si notano le caratteristiche tipiche dei medicane

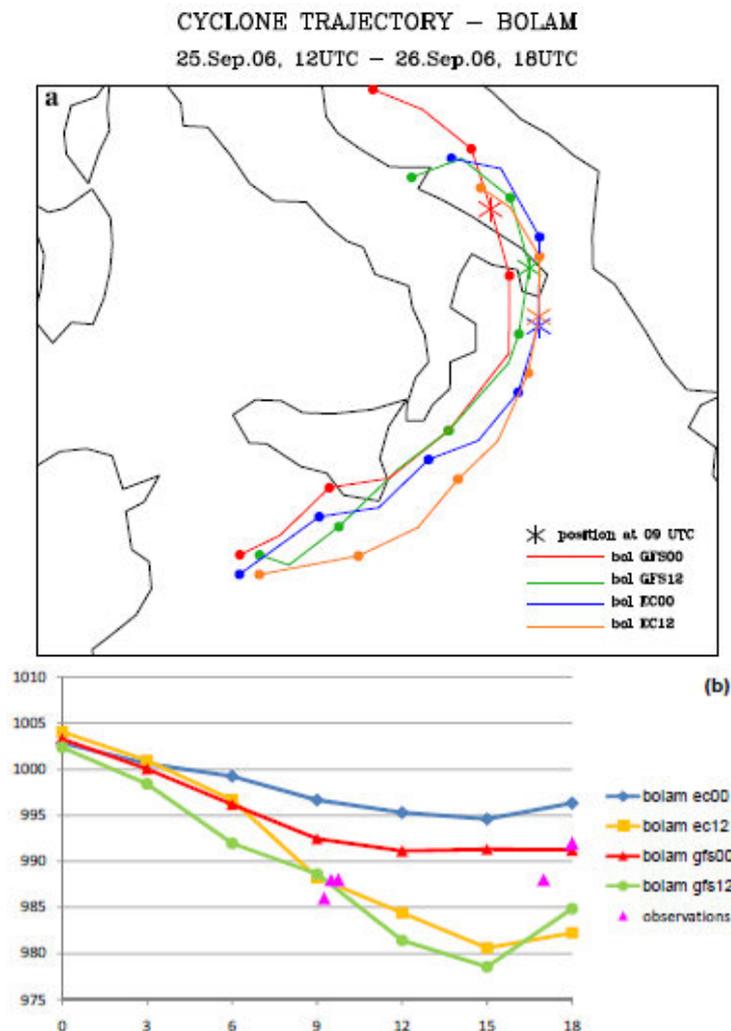
come la forte simmetria radiale, la piccola scala del fenomeno (non superiore ai 100 km), la presenza di un *warm-core* e una colonna centrale priva di vento che si estende fino alla tropopausa circondata da una zona con un forte gradiente orizzontale di vento (*eyewall*). Purtroppo è impossibile un confronto della previsione con i dati osservati durante il passaggio sopra al mar Adriatico a causa della mancanza di osservazioni dirette in mare aperto. Tutte queste simulazioni sono effettuate per verificare la predicibilità dell'evento in funzione dei modelli e delle diverse condizioni iniziali e al contorno (figura 4.14). Le corse partono alle 0000 e alle 1200 UTC e usano le analisi/previsioni sia del GFS-NCEP sia dell'ECMWF. Per BOLAM la simulazione che usa l'analisi ECMWF delle 1200 UTC (EC12) è buona dal punto di vista dell'intensità, ma il ciclone è troppo lento e non raggiunge il promontorio del Gargano. Le simulazioni GFS00 ed EC00 sviluppano un ciclone troppo debole. Inoltre, nel primo caso la velocità è troppo elevata e il ciclone si sposta troppo a nord, mentre nel secondo caso il ciclone è troppo lento.



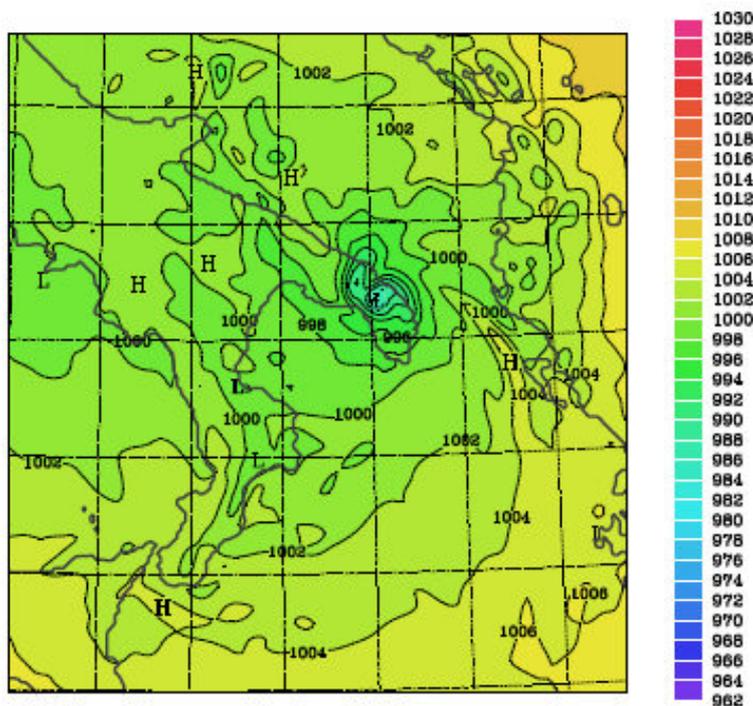
**Figura 4.13.** BOLAM *Control run* dopo 26 h. Sezione verticale zonale del ciclone alle 1400 UTC del 26 settembre 2006. È mostrata la temperatura potenziale (colori e segmenti sottili) e il vento meridionale.

Nonostante MOLOCH sia un modello nestato in BOLAM i risultati, soprattutto per quanto riguarda i moti a scala più piccola, cambiano sensibilmente a causa della maggior risoluzione, del trattamento esplicito della convezione e della non idrostaticità. Anche per il modello MOLOCH si è scelto come *control run* la corsa inizializzata alle 1200 UTC del 25 settembre con i parametri del modello GFS-NCEP. In questa previsione si nota la forte intensità del ciclone che è legata all'intensa precipitazione convettiva formatasi dall'interazione del flusso

sud-orientale che precede il ciclone con l'orografia della Calabria. Questo ha portato un calo di pressione di 10 *hPa* nel giro di sei ore, dopodiché il vortice (figura 4.15) ha attraversato la penisola salentina con un valore di pressione simulato di 985 *hPa*. Anche in questo caso la traiettoria e l'intensità (figura 4.16), a parte una piccola sovrastima all'arrivo sul promontorio del Gargano, sono in ottimo accordo con le osservazioni. Le altre simulazioni sono in parte simili alle corrispettive simulazioni BOLAM. La simulazione nestata in EC12 si muove attorno alla penisola senza mai attraversarla mentre per EC00 abbiamo lo stesso comportamento che nella simulazione con BOLAM. In questo caso però la corsa nestata in GFS00 non sviluppa nessun tipo di ciclone ed è l'unica simulazione che non prevede il fenomeno, probabilmente a causa di un dominio di integrazione troppo ristretto.



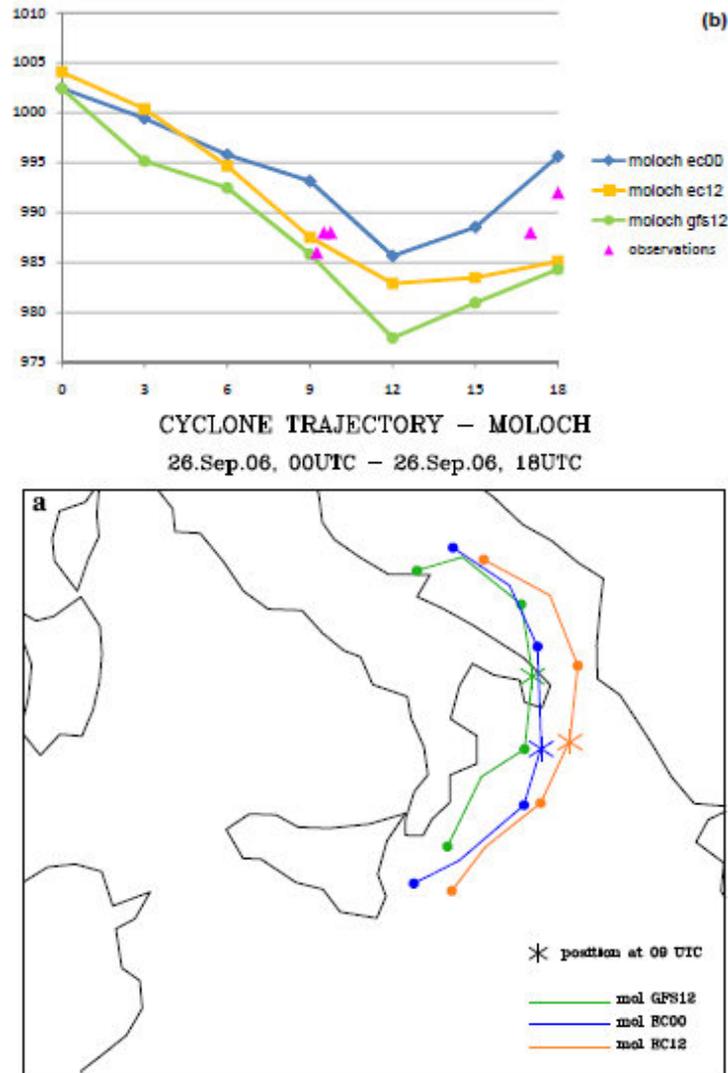
**Figura 4.14.** risultati delle Previsioni BOLAM. In (a) è mostrata la traiettoria del ciclone dalle 1200 UTC del 25 alle 1800 UTC del 26 settembre. Con l'asterisco è indicata la posizione del TLC alle 0900 UTC di ciascuna previsione. In (b) l'intensità del ciclone prevista per le differenti condizioni iniziali e al contorno. I triangoli rosa indicano i valori osservati.



**Figura 4.15.** Control run MOLOCH. Mean sea level pressure alle 0900 UTC del 26 settembre, dopo 9 h di previsione.

Le simulazioni con il modello ad alta risoluzione WRF producono cicloni in generale molto deboli dal punto di vista della pressione al suolo (figura 4.17) rispetto alle simulazioni con BOLAM e MOLOCH, ma come questi la simulazione migliore è quella inizializzata con GFS12. Tuttavia al momento del primo *landfall* il ciclone è troppo debole (994 hPa), mentre all'arrivo sul Gargano c'è un buon accordo con le osservazioni. Al contrario di MOLOCH in questo caso la simulazione nestata in GFS00 riproduce il ciclone anche se troppo debole e troppo spostato a nord. Le simulazioni nestate nel modello globale ECMWF (sia alle 0000 che alle 1200 UTC) sono estremamente deboli e non attraversano neanche la penisola.

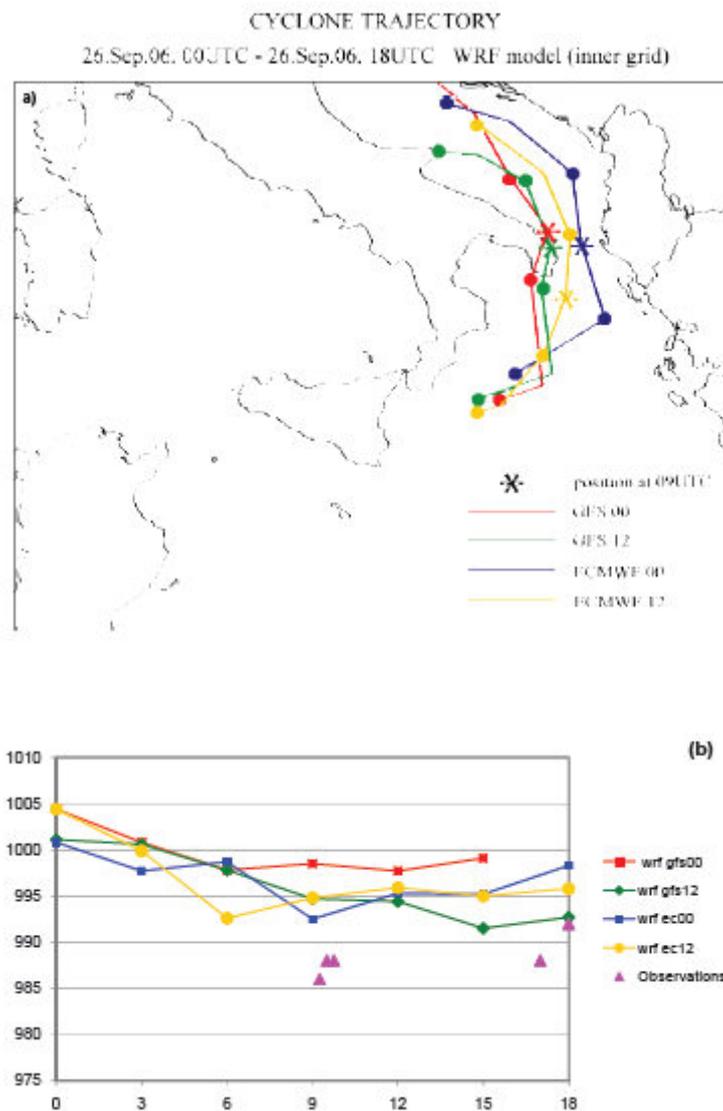
Per quanto riguarda la precipitazione, nonostante i modelli ad alta risoluzione (MOLOCH e WRF) siano in grado di fornire dettagli precisi su traiettoria e struttura del ciclone, la previsione è molto sovrastimata durante il passaggio del ciclone sulla penisola salentina. I pluviometri della rete di stazioni descritta nella sezione precedente mostrano due aree di intensa precipitazione (figura 4.18), una sulla penisola Salentina e l'altra sul promontorio del Gargano con una pioggia accumulata di 50-60 mm in 6 h tra le 0600 e le 1200 UTC del 26 settembre. Entrambi i modelli MOLOCH e WRF presentano una sovrastima non trascurabile



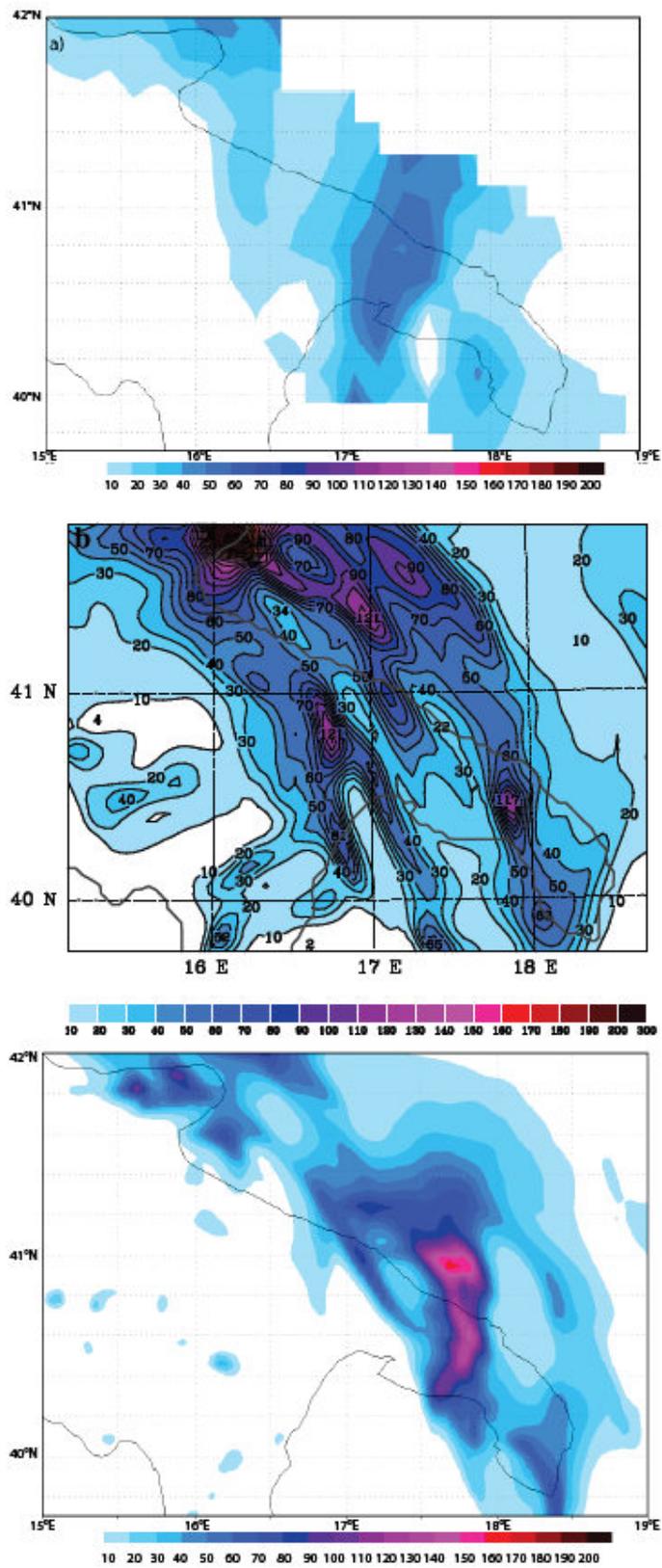
**Figura 4.16.** Come in figura 4.2.4 ma per MOLOCH tra le 0000 UTC el 1800 UTC del 26 settembre. La corsa GFS00 non è indicata perché non prevede lo sviluppo del ciclone.

della precipitazione, prevedendo una quantità di pioggia accumulata di circa 100 mm in 6 h. Sopra la penisola MOLOCH prevede due massimi d'intensità, che sono però spostati a nord-nord-est di 30-40 km rispetto alle osservazioni. Il modello WRF prevede in modo migliore la posizione e l'evoluzione delle bande di precipitazione, ma la sovrastima della quantità di pioggia resta comunque troppo elevata. In generale si nota che gli esperimenti effettuati mostrano una forte dipendenza dalle condizioni al contorno e dalle condizioni iniziali (ECMWF o GFS-NCEP) per quanto riguarda la traiettoria del ciclone, mentre l'intensità del ciclone è maggiormente dipendente dal modello utilizzato, dato che il WRF tende ad avere valori di pressione più elevati dei modelli BOLAM e MOLOCH. La differente intensità dei cicloni nei tre modelli può essere attribuita alla diversa intensità dei flussi superficiali, e

quindi alla dinamica a livello locale, mentre la traiettoria è data principalmente dai flussi a grande scala. Un miglioramento della previsione può essere ottenuto includendo un modello ad area limitata (LAM) in un modello globale, che a causa della risoluzione troppo bassa non potrebbe rappresentare i fenomeni alla mesoscala tipici dei tropical-like cyclone. La previsione per quanto riguarda il modello WRF, sarebbe stata sicuramente migliore utilizzando un dominio più ampio e iniziando l'integrazione prima come per la simulazione di Moscatello *et al.* (2008a).



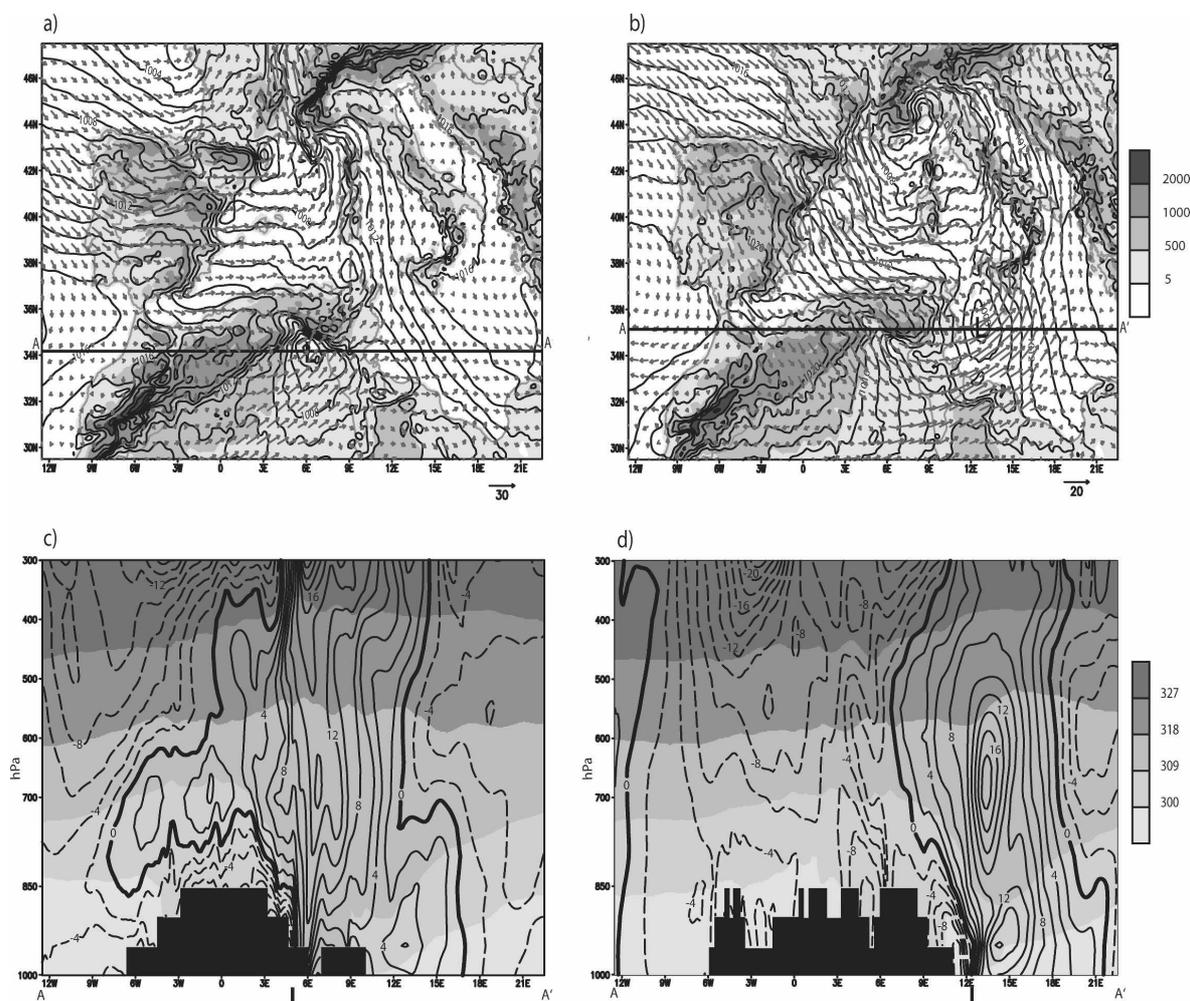
**Figura 4.17.** Come 4.14 ma per WRF nel dominio interno tra le 0000 e le 1800 UTC del 26 settembre 2006.



**Figura 4.18.** Pioggia accumulata in 6 h alle 1200 UTC del 26 settembre. (a) osservazioni, (b) 12 h di previsione di MOLOCH e (c) 24 h di previsione di WRF.

#### 4.2.2 Test di sensibilità

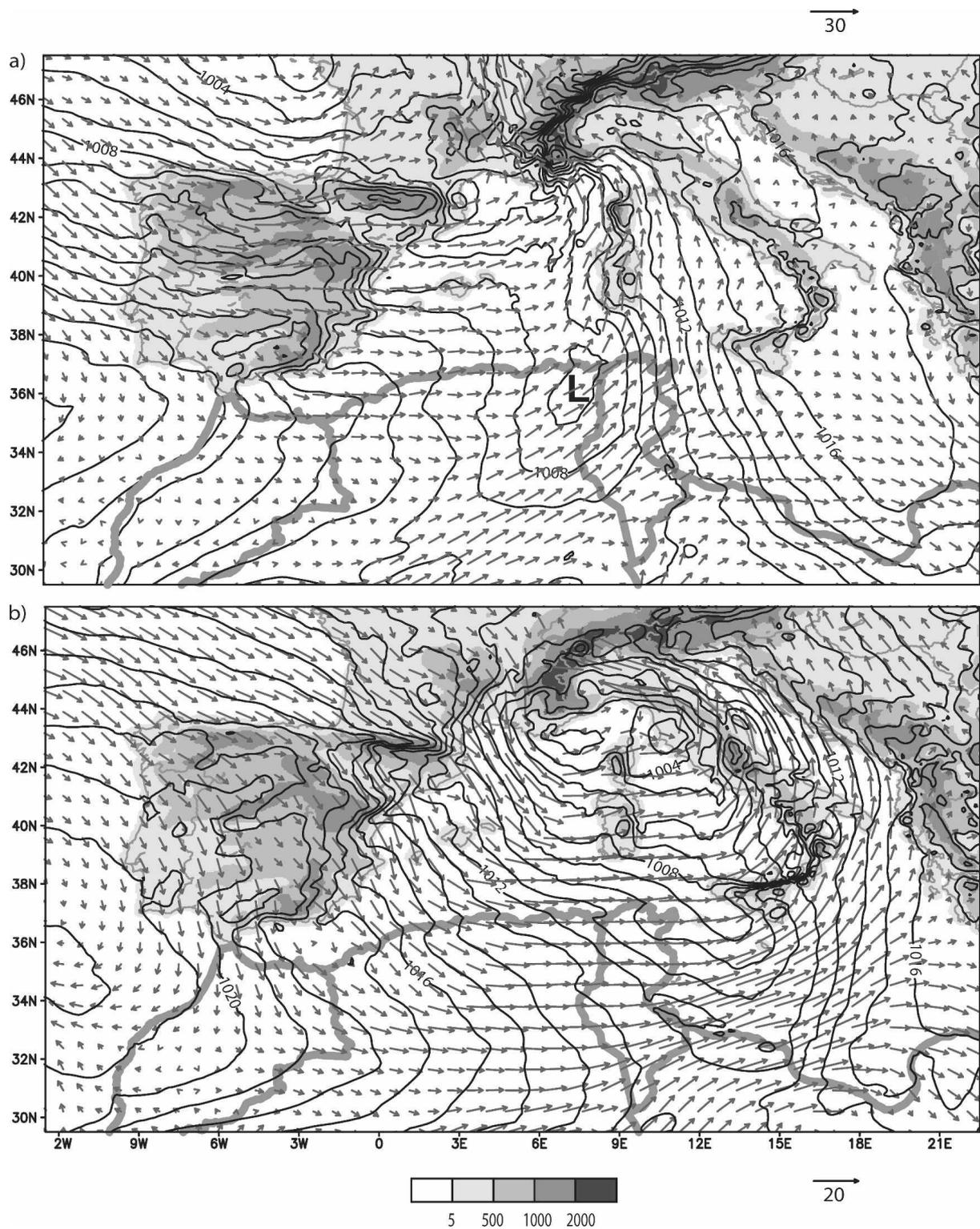
Come descritto da Moscatello *et al.* (2008a) il ciclo di vita del ciclone può essere suddiviso in più fasi. La prima fase è la formazione di origine orografica sottovento ai monti dell'Atlante, poi segue una prima fase di intensificazione nello stretto di Sicilia, in seguito il passaggio del ciclone sul mar Ionio con una ulteriore intensificazione e riduzione della scala del sistema e il passaggio sulla penisola salentina, e infine il transito del TLC sul mar Adriatico meridionale e il secondo *landfall* sul promontorio del Gargano. Moscatello *et al.* (2008a,b) hanno mostrato come l'origine del ciclone sia dovuta alla presenza dei monti dell'Atlante; infatti, con un test di sensibilità, hanno provato ad annullare l'effetto della orografia, il che ha portato soltanto alla formazione di una debole depressione che svanisce molto in fretta. In figura 4.19 è mostrato il *control run* dell'esperimento effettuato da Moscatello *et al.* (2008a). Per la prima fase del ciclone il modello WRF è inizializzato alle 0000 UTC del 24 settembre 2006 con le analisi a  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  dell'ECMWF. In questo caso è usato un dominio d'integrazione più ampio che nel caso precedente. Osservando le mappe e le sezioni verticali è evidente la formazione del ciclone sottovento alla catena montuosa che in figura 4.19b presenta un valore di pressione al suolo di 1008 hPa. Nella sezione verticale (fig. 4.19c,d) si vede il passaggio di aria sopra i monti, che espandendosi nella parte sottovento genera un'intensa circolazione ciclonica. Nell'esperimento chiamato EXP-1 sono rimossi dal modello i monti dell'Atlante per verificare l'ipotesi orografica dell'origine del ciclone. La figura 4.20 mostra i risultati di EXP-1 dove alle 1800 UTC del 24 settembre è presente un minimo di pressione più debole e spostato a nord rispetto al *control run*. Osservando la mappa per 18 h seguenti le 1200 UTC del 25 settembre il minimo barico è completamente sparito lasciando solamente un profondo *trough* al suo posto. Questo rinforza l'ipotesi che il TLC qui discusso abbia avuto origine per un fenomeno di ciclogenese sottovento ai monti dell'Atlante e solo in seguito sia diventato un ciclone mediterraneo di tipo tropicale. Nelle fasi successive il ciclone si intensifica velocemente e riduce la sua scala grazie ai flussi di calore superficiali e al rilascio di calore latente dovuto ai forti moti convettivi. Torniamo quindi al lavoro di Davolio *et al.* (2009). In questo caso vengono fatte partire diverse simulazioni di BOLAM con la stessa configurazione del *control run*, ma da un certo punto in poi vengono tolti, in momenti differenti (dopo 0, 6, 12 e 22 h dall'inizializzazione), i contributi dati dai flussi superficiali. Le differenze di queste simulazioni con quella di controllo quindi possono essere attribuite solamente ai flussi superficiali nelle differenti fasi del ciclone. L'effetto di togliere i flussi superficiali



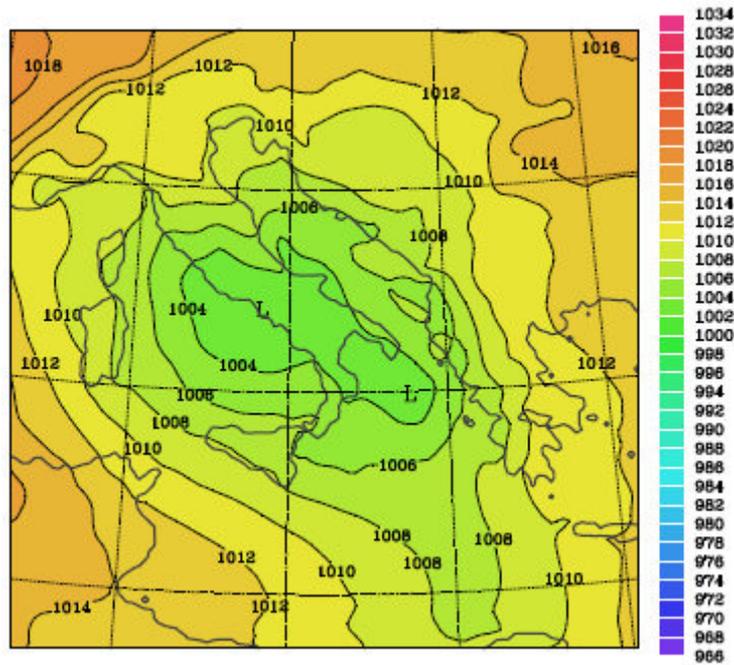
**Figura 4.19.** In (a) e (b) è rappresentata la MSLP (contorni neri) e la componente orizzontale del vento a 850 *hPa* (freccie grigie) rispettivamente alle 1800 UTC del 24 settembre e alle 1200 UTC del 25 settembre. Le tonalità di grigio indicano l'orografia e il segmento nero (AA') rappresenta la posizione della sezione verticale. In (c) e (d) sono rappresentate le sezioni verticali zonali rispettivamente alle 1800 UTC del 24 settembre e alle 1200 UTC del 25 settembre. Viene indicata la temperatura potenziale (tonalità di grigio, in K) e il vento meridionale *V* (contorni neri). La "L" indica la posizione del ciclone.

(esperimento *noflx\_00h*) da subito (1200 UTC, 25 settembre) è molto evidente, dato che l'iniziale vortice di formazione orografica sparisce in poche ore e il ciclone non si forma (figura 4.21). Se i flussi superficiali vengono tolti 6 ore più tardi (esperimento *noflx\_06h*), il ciclone continua a intensificarsi, ma molto più lentamente (figura 4.22) e il vortice si forma ugualmente, ma con una intensità molto minore. Nel terzo esperimento (*noflx\_12h*), togliendo i flussi di superficie dopo 12 *h* il TLC si forma lo stesso, ma anche in questo caso con una intensità molto minore e con una pressione al suolo di 994 *hPa* al primo *landfall* (contro i 988 *hPa* osservati). Questi risultati mostrano quanto siano importanti i flussi superficiali nelle prime fasi di sviluppo del ciclone. Questi flussi sono fondamentali per apportare grosse

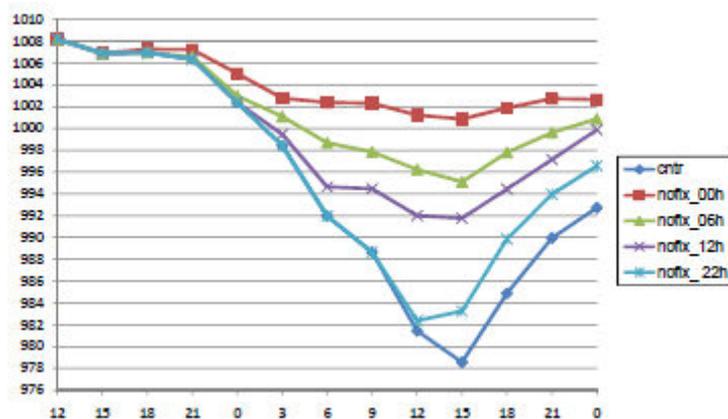
quantità di aria umida nel *boundary layer*, che destabilizzano l'atmosfera e danno il via a forti moti convettivi, con una conseguente riduzione di scala del fenomeno.



**Figura 4.20.** esperimento di sensitività (EXP-1). Come il *control run* ma senza i monti dell'Atlante. MSLP (contorni neri in *hPa*) e vento orizzontale a 850 *hPa* (frecce grigie) per le 1800 UTC del 24 settembre (a) e per le 1200 UTC del 25 settembre 2006 (b). Viene indicata anche l'orografia (tonalità di grigio).

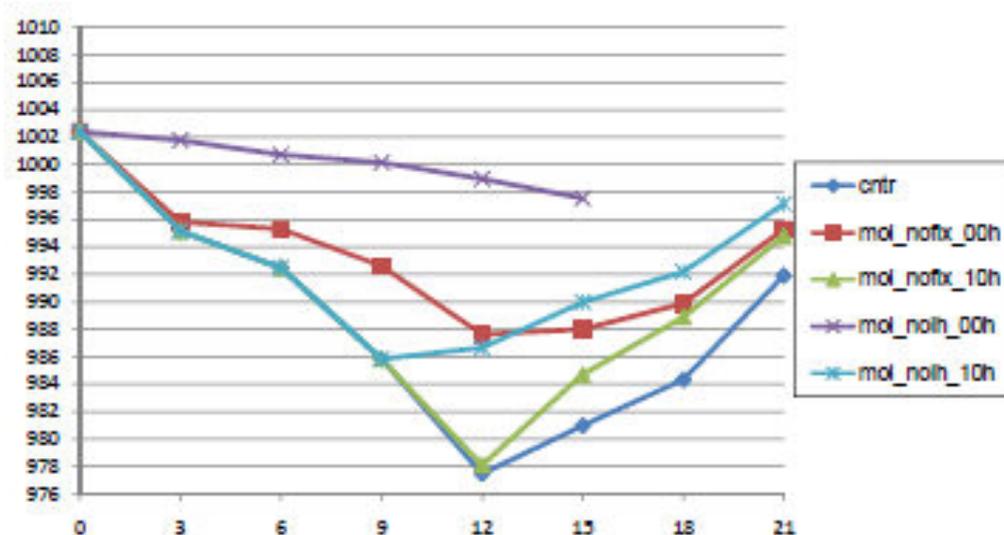


**Figura 4.21.** Test di sensibilità BOLAM. MSLP alle ore 0900 UTC del 26 settembre. I flussi superficiali sono assenti.



**Figura 4.22.** Mean sea level pressure per i test di sensibilità BOLAM dalle 1200 UTC del 25 alle 0000 UTC del 27 settembre 2006.

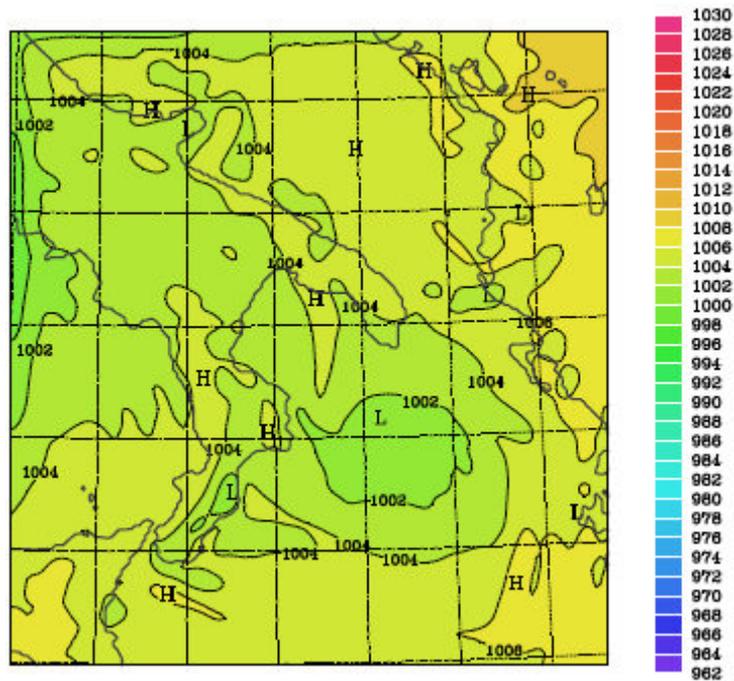
Nella fase seguente si ha una rapida intensificazione del fenomeno che si muove lungo la costa calabrese e sul mar Ionio durante le prime ore del 26 settembre. Per investigare il ruolo del rilascio di calore latente dato dai forti moti convettivi è stato usato il modello MOLOCH che risolve esplicitamente i fenomeni convettivi. Due esperimenti sono stati configurati allo stesso modo del *control run*, ma togliendo alternativamente i flussi superficiali (esperimento *mol\_noflx\_00h*) e il rilascio di calore latente (*mol\_nolh\_00h*) dall'inizio della simulazione. La figura 4.23 mostra chiaramente che in questa fase il rilascio di calore latente riveste un ruolo



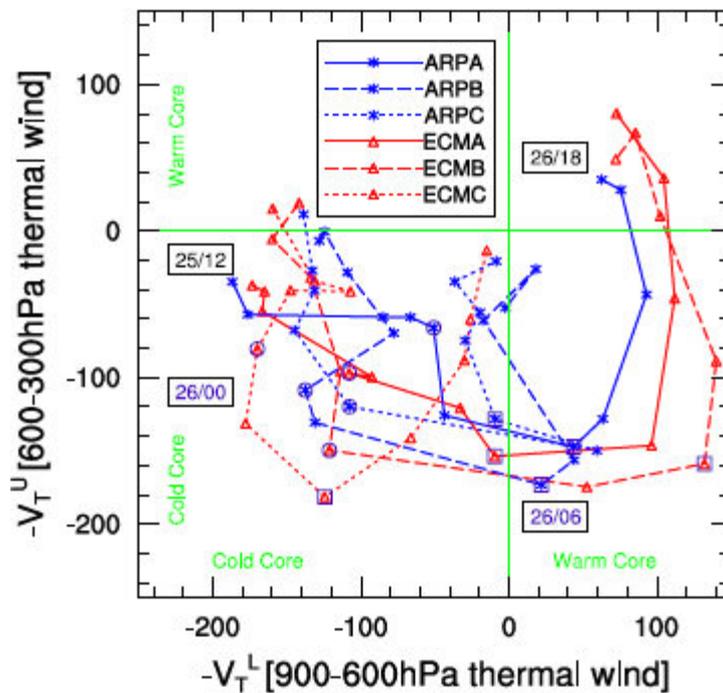
**Figura 4.23.** Come in figura 4.22 ma per MOLOCH e dalle 0000 UTC alle 2100 UTC del 26 settembre.

fondamentale per l'intensificazione del TLC, poiché l'esperimento senza calore latente (*mol\_nolh\_00*) non sviluppa nessun tipo di ciclone, e si forma solo una piccola depressione (fig. 4.24). In questa fase, tuttavia, togliendo il contributo dei flussi superficiali, il ciclone si forma ugualmente seppur con una minore intensità. Negli esperimenti dove flussi superficiali e calore latente vengono rimossi dopo 10 h (*mol\_noflx\_10h* e *mol\_nolh\_10h*), si nota come la mancanza del rilascio di calore latente influisca di più sull'intensità del ciclone che la mancanza di flussi di superficie. È interessante notare che in questa fase i flussi superficiali aumentano grazie ai forti venti, ma svolgono solo un ruolo marginale nello sviluppo del TLC, perché il fattore chiave dell'intensificazione del fenomeno è il calore latente dovuti ai forti moti convettivi presenti in questa fase dello sviluppo del medicane. Per lo sviluppo di un TLC entrambi questi fattori sono molto importanti, ma ognuno di essi riveste un ruolo primario in diverse fasi della crescita del sistema. I flussi superficiali come già detto sono fondamentali nella fase iniziale per l'apporto di grandi quantità di aria umida nel *boundary layer*, che provocano una destabilizzazione dell'atmosfera; a quel punto si attivano forti moti convettivi con il conseguente rilascio di calore latente che diventa il motore primario del ciclone e che permettono una riduzione di scala e una veloce intensificazione del fenomeno. In questa fase quindi il medicane ha un meccanismo di intensificazione molto simile a quello degli uragani (WISHE) descritto nel secondo capitolo. Infine un altro aiuto all'interpretazione di questo evento può essere dato dal lavoro di Chaboureau *et al.* (2012) che hanno utilizzato l'analisi del ciclo vitale del medicane attraverso l'utilizzo dei diagrammi di fase di Hart (2003), già approfonditi nel terzo capitolo. Per la previsione hanno usato il modello alla mesoscala

"Meso-NH" inizializzato con le analisi delle 0000, 0600 e 1200 UTC del 25 settembre di EMCWF e di ARPEGE indicate rispettivamente come ECMC/ARPC, ECMB/ARPB e ECMA/ARPA. Il modello viene quindi integrato fino alle 1800 UTC del 26 settembre. I calcoli dei parametri sono effettuati utilizzando un raggio di 200 km. Il parametro B dell'evento (non mostrato) è circa pari a zero per tutte le simulazioni, indicando una buona simmetria del TLC, mentre in figura 4.25 sono rappresentati i parametri di vento termico  $-V_T^L$  e  $-V_T^U$ . Dalle 1200 UTC del 25 alle 0000 UTC del 26 settembre quasi tutte le previsioni mostrano una diminuzione di  $-V_T^U$  dovuto all'avvicinamento del ciclone al *trough* presente in quota. Nella mattinata del 26 settembre per tutte le previsioni,  $-V_T^L$  aumenta e verso le 0600 UTC il parametro  $-V_T^L$  diventa positivo (tranne che per ECMC), il che significa che il ciclone ha sviluppato una struttura *warm-core* nei bassi strati. In ARPB e ARPC il *warm-core* si dissipa nelle successive 3 h, mentre per ARPA, ECMA e ECMB il nucleo caldo si intensifica ulteriormente al passaggio del ciclone sopra il mar Ionio. Per queste simulazioni, dalle 0900 UTC del 26 settembre anche il valore di  $-V_T^U$  inizia ad aumentare, e attorno alle 1500 UTC diventa positivo e resta positivo fino alla fine dell'integrazione (1800 UTC, 26 settembre). In questa fase finale per le simulazioni ARPA, ECMA e ECMB la struttura del ciclone è come quella caratteristica dei cicloni tropicali, con valori positivi di  $-V_T^L$  e  $-V_T^U$  e il parametro B circa uguale a zero. Questa struttura *warm-core* è possibile solo con una intensa attività convettiva nei pressi del centro del ciclone. Questo evento può essere considerato quindi come un buon esempio di transizione tropicale di un ciclone nato da un evento di ciclogenesi sottovento ai monti dell'Atlante che si è poi intensificato e ha cambiato la propria "fase" grazie a meccanismi simili a quelli che avvengono nei cicloni tropicali.



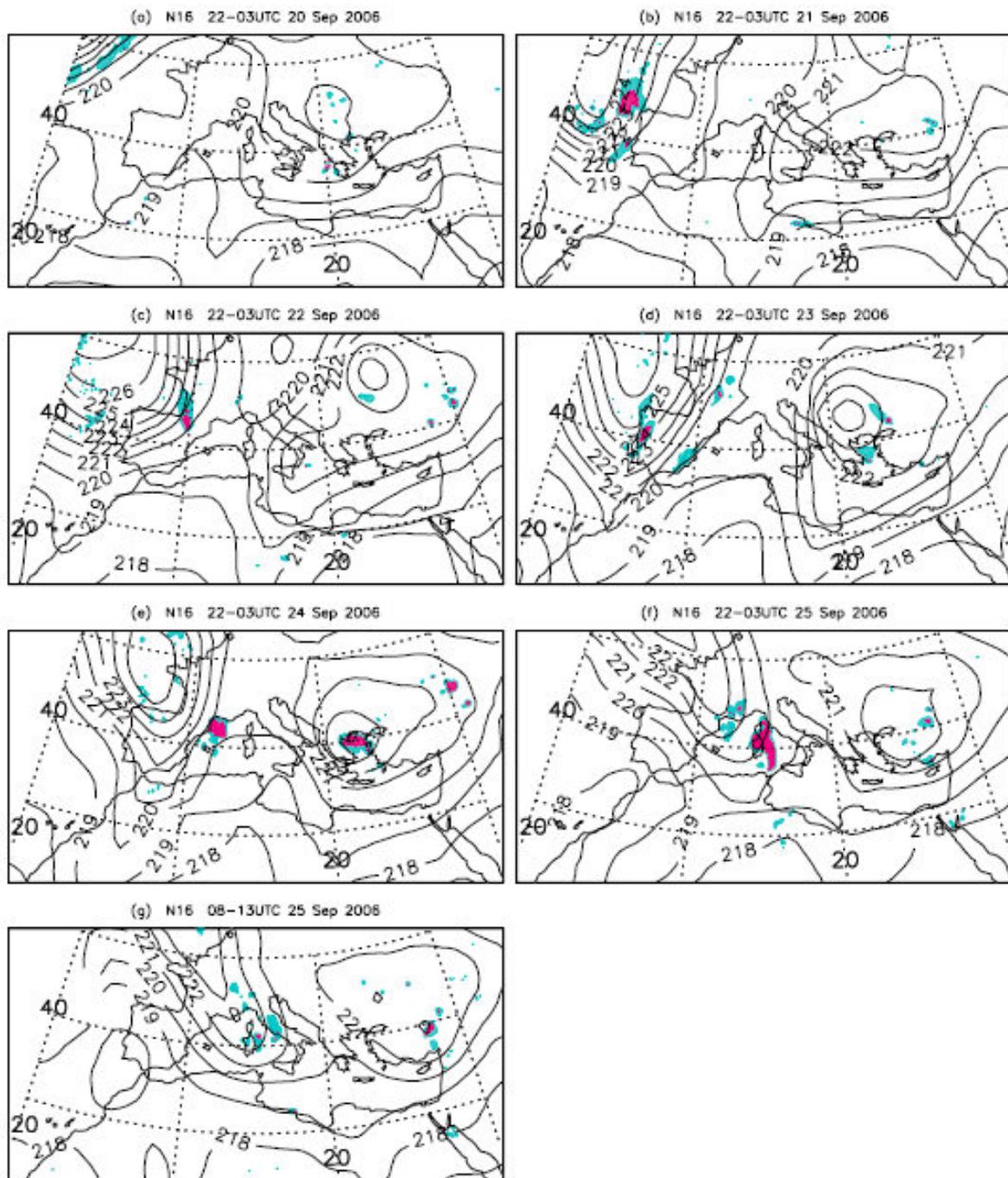
**Figura 4.24.** MSLP alle 0900 UTC del 26 settembre 2006 del modello MOLOCH nel quale il rilascio di calore latente è assente dall'inizio (0000 UTC, 26 settembre).



**Figura 4.25.** Diagramma di fase del vento termico per il medicane del 26 settembre 2006 della previsione del modello Meso-NH inizializzato con le analisi ECMWF e ARPEGE delle 0000, 0600 e 1200 UTC del 25 settembre 2006.

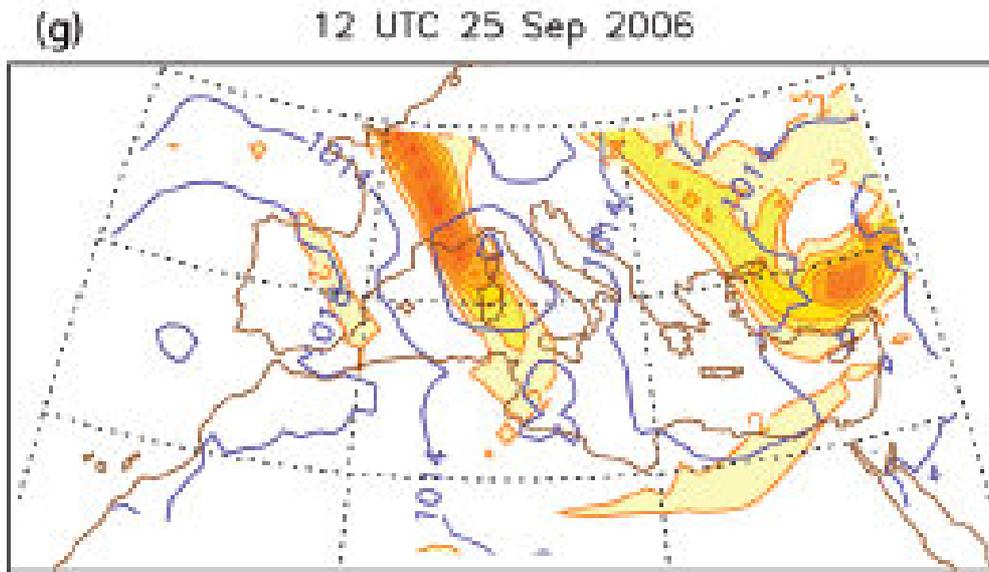
### 4.3 Analisi dei dati satellitari

Per completare la descrizione dell'evento, le informazioni che ci forniscono le immagini satellitari rivestono un ruolo fondamentale. È già stato detto che la mancanza di osservazioni dirette per la maggior parte dei TLC rende questi fenomeni difficili da prevedere, e che la piccola scala di questi eventi non facilita la previsione. Per questo ci appoggiamo ai dati raccolti dai sensori AMSU-A e AMSU-B/MHS. L'utilità di questi radiometri è associata al fatto di essere montati su un gran numero di satelliti sia NOAA che MetOp. Inoltre, essi ci forniscono una panoramica sulla precipitazione nel bacino del Mediterraneo, e anche in mare aperto, dove le osservazioni dirette non sono possibili e dove tipicamente si sviluppa la maggior parte dei medicane. Per questo caso sono disponibili i dati dei satelliti NOAA-15, NOAA-16 e NOAA-18 che compiono 6 passaggi dalle 0100 alle 1400 UTC del 26 settembre, e cioè durante la fase medicane del ciclone. L'analisi seguente è parte del lavoro di Claud *et al.* (2010). I canali e i loro utilizzi sono descritti in maniera più dettagliata nel terzo capitolo. In figura 4.26 sono mostrati i dati del passaggio del satellite NOAA-16 dal 20 al 25 settembre in modo da studiare la situazione sinottica precedente alla formazione del ciclone. Dal 20 al 24 settembre si forma un *trough* negli strati alti sull'oceano Atlantico, che s'intensifica e si sposta rapidamente verso sud-est (figure 4.26a-e). Tra il 24 e il 25 settembre il *trough* si assottiglia, e il suo asse si inclina passando da un'orientazione N-S a NW-SE (figura 4.26f). Nelle ore seguenti del 25 settembre si registra un alto valore nella BT di A-8 sul Mediterraneo occidentale appena sopra al minimo, visibile nella mappa operativa ECMWF, che alle 1200 UTC è situato appena a sud dello stretto di Sicilia (cfr figure 4.26g e 4.27). I campi di A7m5 (non mostrati) descrivono un approfondimento del *trough* raggiungendo un valore di  $-25\text{ K}$  nella mattina del 25 settembre. Osservando i campi di A5 (figura 4.28) si nota un'intrusione di aria fredda associata al *trough*, che porta a un forte gradiente termico a sud della Sardegna. Analizziamo ora i passaggi dei satelliti che avvengono tra le 0100 e le 1400 UTC del 26 settembre. Le combinazioni dei canali di AMSU-B/MHS ci permettono di investigare sui fenomeni di precipitazione. Alle 0100 UTC, le osservazioni di MHS rilevano una profonda convezione che si sviluppa in tre celle (figura 4.29a), con la cella più a sud in corrispondenza del medicane. Questo è il momento in cui la convezione è più estesa nel ciclo di sviluppo del medicane. Nelle ore successive la convezione rimane sostenuta (figura 4.29b-c) e la precipitazione è diffusa in tutta la zona interessata. Alle 1100 UTC la precipitazione e, in misura minore, la convezione sono osservate su un'area piuttosto grande, diventando più

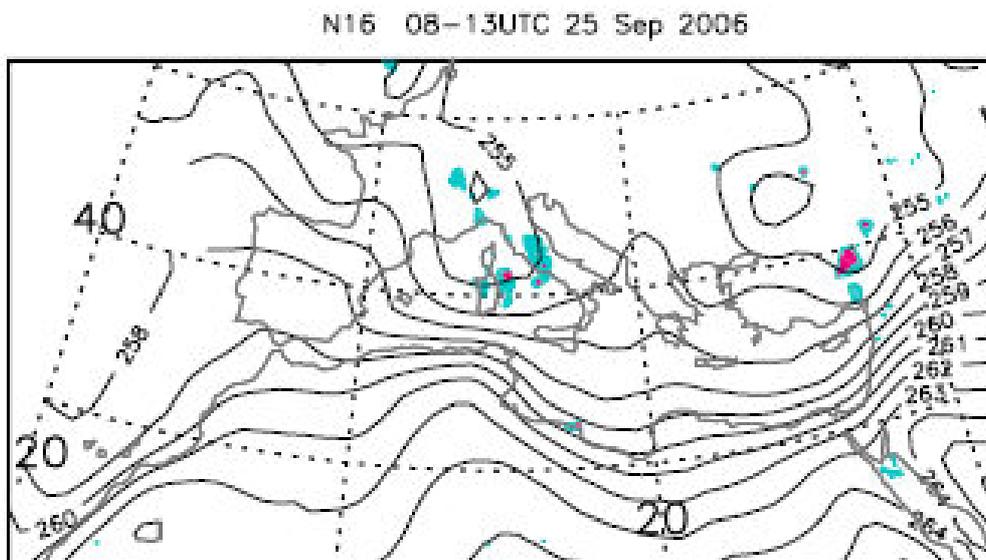


**Figura 4.26.** Canale 8 di AMSU-A (contorni neri per una BT maggiore o uguale a 211 K), B3m5 (maggiore o uguale a -8 K, in blu) e DCT (in rosso) per i passaggi discendenti (a-f, 2200-0300 UTC) e ascendenti (g, 0800-1300 UTC) del satellite NOAA-16 dal 20 al 25 settembre 2006.

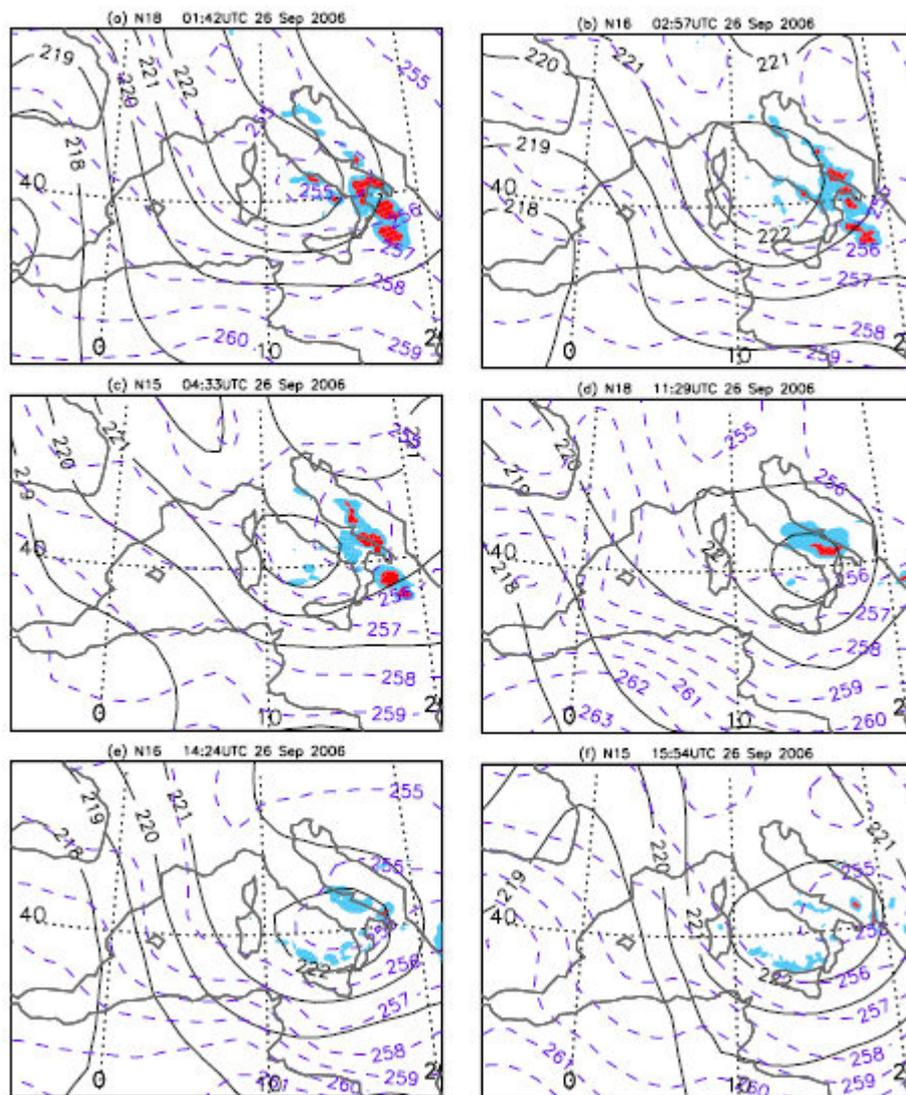
localizzate nelle ore successive, alle 1400 e alle 1600 UTC (figura 4.29e,f). È interessante notare il buon accordo tra i campi di precipitazione derivati da AMSU e le mappe di riflettività del radar di Bari Palese (figura 4.9).



**Figura 4.27.** Mappa di MSLP (contorni blu, in *hPa*) e PV (colori, in PV units) a 250 *hPa* delle 1200 UTC del 25 settembre 2006.



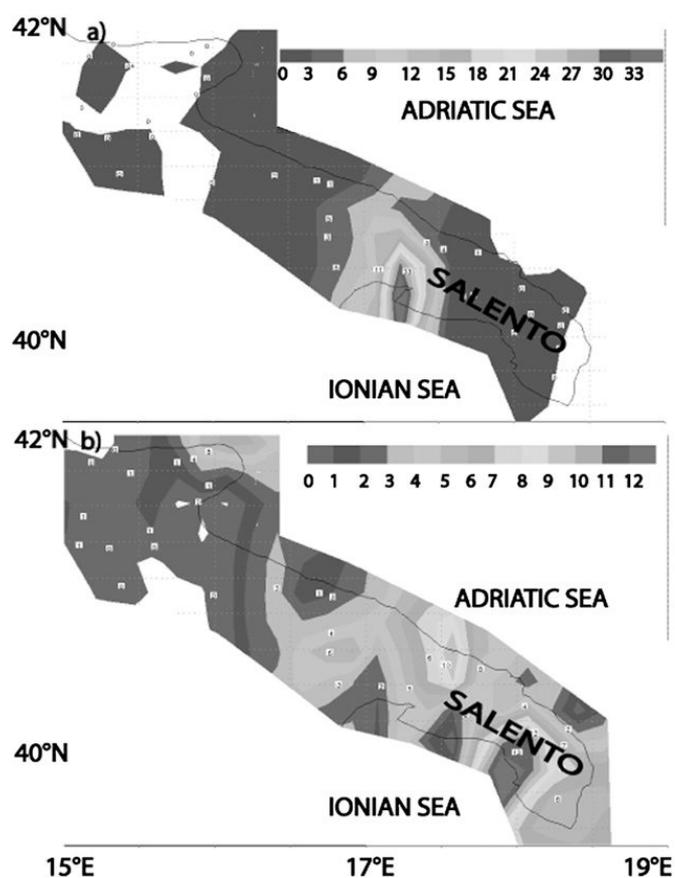
**Figura 4.28.** Canale 5 di AMSU-A (contorni neri, in *K*), B3m5 (maggiore o uguale a  $-8$  *K*, in blu) e DCT (in rosso) per il passaggio ascendente (0800-1300 UTC) di NOAA-16 del 25 settembre 2006.



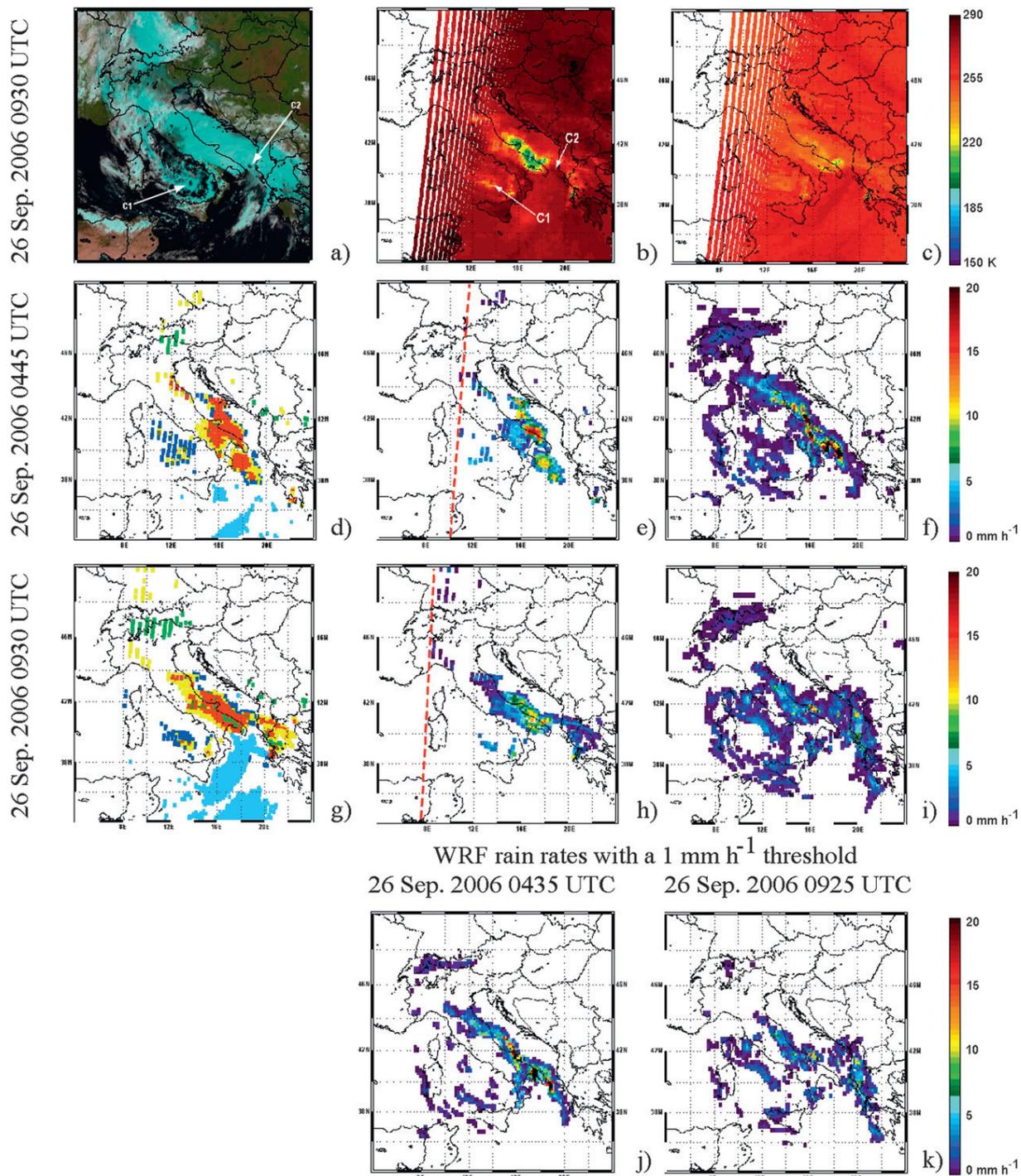
**Figura 4.29.** Canale 8 (contorni neri per una BT maggiore o uguale a 221 K) e 5 (contorni tratteggiati, in viola) per AMSU-A, B3m5 (maggiore o uguale a -8 K, in blu) e DCT (in rosso) per: **(a)** NOAA-18, 01:42 UTC, **(b)** NOAA-16, 02:57 UTC, **(c)** NOAA-15, 04:33 UTC, **(d)** NOAA-18, 11:29 UTC, **(e)** NOAA-16, 14:24 UTC, **(f)** NOAA-15, 15:54 UTC.

### 4.3.1 Algoritmo 183-WSL e confronto con il modello WRF

Le informazioni fornite dal radiometro AMSU-B/MHS sono utilizzate anche per far funzionare l'algoritmo 183-WSL. Per questo caso Laviola *et al.* (2011) hanno utilizzato questo sistema di *retrieval* satellitare per indagare sulla quantità e sul tipo di precipitazione prodotta dal medicane. Il termine di paragone è costituito dalla pioggia misurata dai pluviometri e mostrata in figura 4.30. L'algoritmo permette inoltre di studiare la quantità e il tipo di copertura nuvolosa. Infine si fa un confronto dei risultati con le simulazioni del modello WRF. Analizziamo ora le immagini da satellite (figura 4.31). L'immagine MSG-RGB identifica la posizione delle due depressioni (C1 e C2) e mostra una struttura nuvolosa compatta che si sviluppa sulla Puglia (figura 4.31a). Dall'analisi del canale AMSU-B  $T_{B150}$  e  $T_{B186}$  si nota che le nubi identificate dall'immagine MSG-RGB si limitano ai primi 6 Km della troposfera, tesi confermata dall'immagine del canale  $T_{B186}$ , che ha la funzione peso centrata attorno a quest'altitudine.

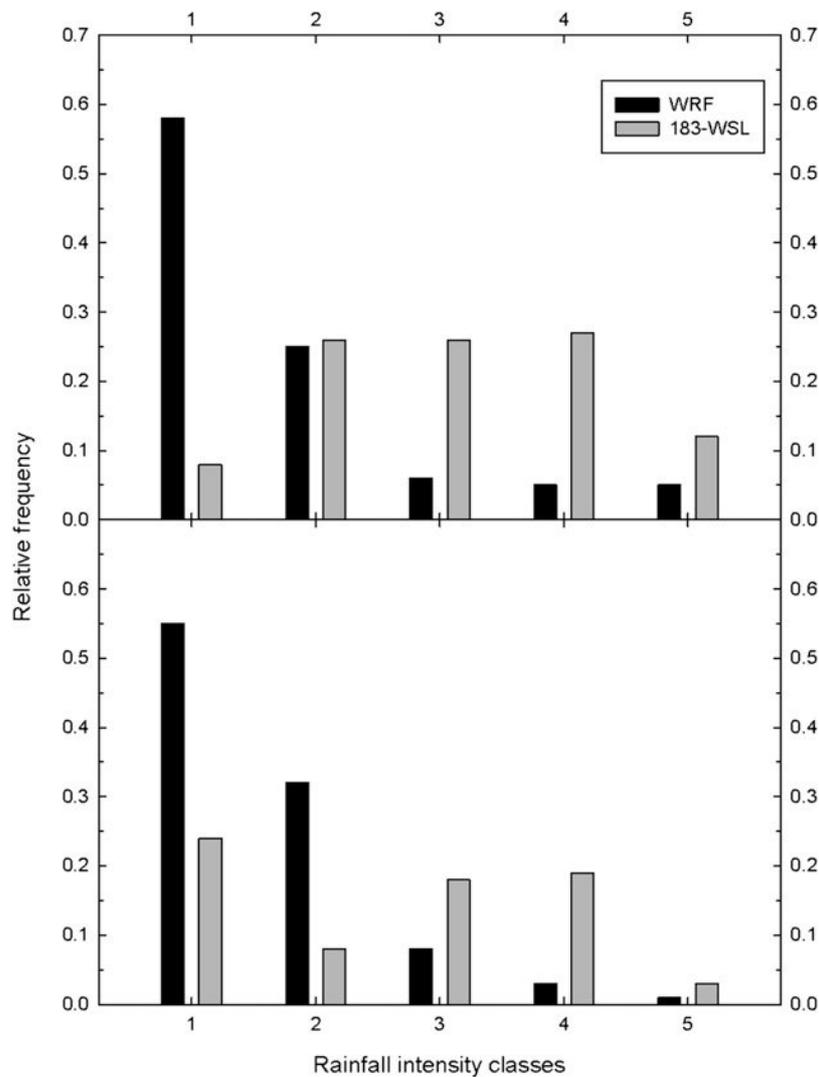


**Figura 4.30.** Pioggia accumulata in 1 h alle 0430 UTC (a) e alle 0900 UTC (b) del 26 settembre 2006 sulla base dei dati forniti dalla rete di stazioni della SMA S.p.A. visualizzate con il pacchetto grafico del *software* GrADS.



**Figura 4.31.** Mediane del 26 settembre 2006: (a) caratterizzazione delle nubi dalle immagini MSG-RGB, (b) temperatura di brillantezza a  $150 \text{ GHz}$  ( $T_{B150}$ ) e (c) a  $186 \text{ GHz}$  ( $T_{B186}$ ) per AMSU-B. Il centro della depressione più grande sul mar Tirreno è indicato con C1 mentre il centro del medicane è indicato con C2. (d) e (g) tipo di pixel per l'algoritmo 183-WSL: precipitazione convettiva (rosso) e stratiforme (giallo), goccioline di nube (azzurro) e acqua liquida in nube (blu), copertura nevosa (verde chiaro) e precipitazione nevosa (verde scuro). (e) e (h) intensità di precipitazione per l'algoritmo 183-WSL (in  $\text{mm h}^{-1}$ ). (f) e (i) precipitazione simulata dal modello WRF (in  $\text{mm h}^{-1}$ ). (j) e (k) precipitazione simulata da WRF filtrata al di sopra del valore limite di  $1 \text{ mm h}^{-1}$ .

In questo canale si vede una zona “fredda” ( $T_B < 240 K$ ) circondata da un ambiente più caldo con una  $T_B \approx 255 K$  in media che contribuisce al moto del sistema (figura 4.31c). A  $184 GHz$  (non mostrata) la funzione peso si estende fin oltre gli  $8 Km$  e il segnale non mostra nessuna traccia di attenuazione. Un’abbondante precipitazione è presente nella mattinata del 26 settembre sulla Puglia, dove la pioggia accumulata in un’ora raggiunge e supera i  $30 mm$  (figura 4.30, in alto). Questa caratteristica è visibile anche per l’attenuazione del segnale di circa  $70 K$  a  $150 GHz$  (fig.4.31b), che indica anche la presenza di una grande quantità di idrometeorie ghiacciate in formazione e accrescimento nelle celle precipitanti.



**Figura 4.32.** Istogramma della frequenza relativa per le 5 classi di intensità di precipitazione per il modello WRF e l’algoritmo 183-WSL alle 0445 e alle 0930 UTC del 26 settembre.

Per un confronto migliore della quantità di precipitazione è necessaria un'analisi simultanea dei dati forniti dalla rete di stazioni al suolo, i dati satellitari e quelli del WRF. Si nota un buon accordo della distribuzione della precipitazione. Dove i dati di *retrieval* satellitare e il modello indicano un'intensità di precipitazione attorno ai  $20 \text{ mm h}^{-1}$  (che è il massimo raggiungibile dall'algoritmo), sono stati registrati al suolo i picchi più alti di intensità di pioggia (figura 4.30 e fig. 4.31e,f,h,i). Alcune differenze dei dati da modello possono essere attribuite al fatto che WRF in questa simulazione anticipa di un paio d'ore l'evoluzione del ciclone. Possiamo fare un'ulteriore analisi comparativa tra i dati di pioggia dell'algoritmo e quelli del modello cercando una corrispondenza tra i due metodi dividendo l'intensità di precipitazione in cinque classi, e cercando la frequenza relativa per ogni classe. Dato che modello e algoritmo hanno un limite superiore della intensità di precipitazione di  $20 \text{ mm h}^{-1}$ , le classi sono state suddivise come segue: **1)** 0.1 - 1, **2)** 1 - 3, **3)** 3 - 5, **4)** 5 - 10 e **5)** 10 -  $20 \text{ mm h}^{-1}$ . Questo studio mostra (figura 4.32) come l'intensità di precipitazione simulata dal modello sia quasi tutta compresa nelle prime 2 classi ( $< 3 \text{ mm h}^{-1}$ ), mentre le altre classi spieghino solo il 20 % della precipitazione. Al contrario, per l'algoritmo 183-WSL i valori di precipitazione sono distribuiti in tutte le classi, (confrontare figure 4.31e,f e h,i). In questo caso l'algoritmo si presenta più performante del modello. Analizzando la quantità di pioggia accumulata alle 0900 UTC (figura 4.30b e 4.31h) l'algoritmo fornisce un valore di  $15 \text{ mm h}^{-1}$  che si avvicina molto ai  $12 \text{ mm h}^{-1}$  misurati al suolo. Un'ulteriore differenza si nota nell'area di estensione della precipitazione simulata dal modello, che risulta molto più ampia di quella dell'algoritmo. La causa si ricerca nel fatto che il modello tende a considerare precipitanti anche le nubi che in realtà non lo sono. Dato che quando questo avviene, la precipitazione simulata si attesta su valori  $< 1 \text{ mm h}^{-1}$ , per rendere i dati del modello più simili ai dati satellitari, si adotta quindi un filtro da applicare agli *output* del modello per tutti i valori di intensità di precipitazione  $< 1 \text{ mm h}^{-1}$ . In questo modo (figura 4.31j,k) per il WRF il numero di nubi precipitanti si riduce drasticamente, ma le zone dove la precipitazione è più intensa rimangono pressoché invariate e più coerenti con i valori di precipitazione misurati al suolo e con quelli valutati con l'algoritmo 183-WSL.

## 5 Conclusioni

In questa tesi si è fatta un'analisi sulle caratteristiche e i principali metodi di indagine usati per lo studio dei medicane. Questi fenomeni, ancora relativamente poco studiati, negli ultimi anni sono stati oggetto d'interesse di molti scienziati che si sono approcciati al problema con differenti metodi di indagine per cercare di acquisire informazioni sui meccanismi fisici e le caratteristiche ambientali che permettono la formazione e lo sviluppo di questa tipologia di cicloni. I TLC si sviluppano esclusivamente nel bacino del Mediterraneo, e quello che li rende così particolari è la somiglianza, durante la fase matura, con i cicloni tropicali che si sviluppano alle basse latitudini. Infatti, basta osservare due immagini satellitari che ritraggono un medicane in fase matura e un ciclone tropicale per notare la forte analogia. La somiglianza, tuttavia, non è solo visuale perché dagli studi effettuati sembra che anche il meccanismo di *feedback* che alimenta il ciclone (WISHE) sia lo stesso sia per i cicloni tropicali che per i TLC. Tuttavia ci sono anche forti differenze. La scala di un medicane non si estende mai oltre qualche centinaio di *km*; per di più la temperatura superficiale del mare, che gioca un ruolo fondamentale, può essere molto diversa nei due casi. Un ciclone tropicale non si sviluppa mai con una temperatura superficiale dell'oceano inferiore ai 26.5 °C, mentre ci sono casi di medicane che si sono formati con una temperatura del mare di 15 °C.

Un grosso problema per lo studio accurato di questi fenomeni riguarda la mancanza di osservazioni. Infatti, lo sviluppo dei TLC avviene principalmente in mare aperto, dove misure dirette *in situ* non sono possibili, perciò la metodologia di studio fa un ampio uso delle immagini satellitari, sfruttate in metodi di *retrieval* satellitare come l'algoritmo 183-WSL che permette di avere informazioni accurate su intensità di precipitazione e copertura nuvolosa. L'analogia con i cicloni tropicali ha portato poi ad adattare ai medicane alcune metodologie di studio già usate con gli uragani, come i diagrammi di fase di Hart (2003), che permettono una classificazione oggettiva della "fase" del ciclone e rendono possibile riconoscere oggettivamente una transizione di "fase". Un'altra tecnica del tutto nuova per lo studio dei medicane consiste nell'analisi dell'attività elettrica collegata ai cicloni mediterranei. Recentemente Malvaldi (2012) ha osservato che l'intensità degli eventi di fulminazione è strettamente collegata all'intensità del ciclone che li provoca. Il massimo d'intensità dell'attività elettrica spesso anticipa il massimo di intensità del ciclone di un lasso di tempo che va dalle 24 alle 30 ore. Le simulazioni numeriche hanno un ruolo primario nell'analisi dei

cicloni mediterranei perché permettono studi approfonditi sui parametri e sui meccanismi fisici che danno luogo allo sviluppo di un medicane.

Le metodologie descritte sono state esaminate attraverso la loro applicazione allo studio del medicane del 26 settembre 2006. In un certo senso questo caso può essere considerato molto particolare, perché la presenza di una rete di stazioni al suolo e di due radar meteorologici ha permesso misure altrimenti non possibili. L'analisi osservativa mostra un ciclone a piccola scala ma molto intenso che verso le ore 0900 UTC del 26 settembre raggiunge e attraversa la penisola Salentina, ruotando attorno ad una depressione più grande sul mar Tirreno e provocando intense precipitazioni con un valore massimo, raggiunto a Crispiano, di 120 *mm* accumulati in tre ore. Il ciclone continuando il suo percorso giunge sul mar Adriatico, e proseguendo con una traiettoria ad arco compie un secondo *landfall* sul promontorio del Gargano verso le ore 1700 UTC, facendo registrare anche in questa zona alti valori d'intensità di pioggia. Lo studio è stato poi approfondito da diversi autori con simulazioni numeriche che svelano la iniziale natura orografica del ciclone e permettono di studiare i meccanismi fisici che hanno favorito l'intensificarsi del fenomeno e la sua transizione di "fase". Infine un ulteriore contributo è dato dall'analisi delle immagini satellitari e l'utilizzo dell'algoritmo 183-WSL, che confrontato con i dati del modello WRF permette un'analisi dettagliata della precipitazione avvenuta durante l'evoluzione del TLC. Il problema di fondo rimane la piccola scala del fenomeno, che rende i medicane di difficile previsione rispetto ad altri fenomeni. In futuro, con un aumento della risoluzione delle griglie usate nei modelli, e con una maggior risoluzione nelle immagini satellitari, sarà possibile studiare e capire i meccanismi fisici che stanno alla base della formazione dei medicane in maniera più approfondita, e quindi avremo la possibilità di prevederli con maggiore efficacia.

## 6 Bibliografia

- Buzzi, A., and Tibaldi, S. (1978). Cyclogenesis in the lee of the Alps: A case study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104**, 271–287.
- Cavicchia, L., and von Storch, H. (2012). The simulation of medicanes in a high-resolution regional climate model. *Clim. Dyn.*, **39**, 2273–2290.
- Chaboureau, J.-P., Pantillon, F., Lambert, D., Richard, E., and Claud, C. (2012). Tropical transition of a Mediterranean storm by jet crossing. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **138**, 596–611.
- Claud, C., Alhammoud, B., Funatsu, B. M., and Chaboureau, J.-P. (2010). Mediterranean hurricanes: Large-scale environment and convective and precipitating areas from satellite microwave observations. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **10**, 2199–2213.
- Davolio, S., Miglietta, M. M., Moscatello, A., Pacifico, F., Buzzi, A., and Rotunno, R. (2009). Numerical forecast and analysis of a tropical-like cyclone in the Ionian Sea. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **9**, 551–562.
- Emanuel, K. A. (1986). An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585–604.
- Emanuel, K. A. (1991). The theory of hurricanes. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **23**, 179–196.
- Emanuel, K. A. (2005). Genesis and maintenance of “Mediterranean hurricanes”. *Adv. Geosci.*, **2**, 217–220.
- Emanuel, K. A., and Rotunno, R. (1989). Polar lows as arctic hurricanes. *Tellus*, **41A**, 1–17.
- Ernst, J. A., and Matson, M. (1983). A Mediterranean tropical storm?. *Weather*, **38**, 332–337.
- Fita, L., Romero, R., Luque, A., Emanuel, K., and Ramis, C. (2007). Analysis of the environments of seven Mediterranean tropical-like storms using an axisymmetric, nonhydrostatic, cloud resolving model. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **7**, 41–56.
- Hart, R. E. (2003). A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 585–616.
- Houze, R. A. Jr. (2010). Clouds in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 293–344.
- Laviola, S., and Levizzani, V. (2011). The 183-WSL fast rainrate retrieval algorithm. Part I: retrieval design. *Atmos. Res.*, **99**, 443–461.
- Laviola, S., Moscatello, A., Miglietta, M. M., Cattani, E., and Levizzani, V. (2011). Satellite and numerical model investigation of two heavy rain events over the central Mediterranean. *J. Hydrometeor.*, **12**, 634–649.
- Luque, A., Fita, L., Romero, R., and Alonso, S. (2007). Tropical-like Mediterranean storms: An analysis from satellite. *Proc. EUMETSAT*.

- Malvaldi, A. (2012). *Cicloni di tipo tropicale nel Mediterraneo: analisi combinata da satellite e da modello*. Tesi di laurea magistrale, Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali, Università di Bologna.
- Moscatello, A., Miglietta, M. M., and Rotunno, R. (2008a). Numerical analysis of a Mediterranean "hurricane" over south-eastern Italy. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4373–4397.
- Moscatello, A., Miglietta, M. M., and Rotunno, R. (2008b). Observational analysis of a Mediterranean "hurricane" over south-eastern Italy. *Weather*, **63**, 306–311.
- Rasmussen, E., and Zick, C. (1987). A subsynoptic vortex over the Mediterranean with some resemblance to polar lows. *Tellus*, **39A**, 408–425.
- Reale, O., and Atlas, R. (2001). Tropical cyclone-like vortices in the extratropics: Observational evidence and synoptic analysis. *Wea. Forecasting* **16**, 7–34.
- Tous, M., and Romero, R. (2011). Medicanes: Cataloguing criteria and exploration of meteorological environments. *Tethys*, **8**, 53–61.

## 7 Glossario

AMSU-A/B	Advanced Microwave Sounding Unit-A/B
ARPEGE	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
BOLAM	BOlogna LAM
BT	Brightness Temperature
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques
DCT	Deep Convection Threshold
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ETC	ExtraTropical Cyclone
GAME	Groupe d'études de l'Atmosphère Météorologique
GEOS	Goddard Earth Observing System
GFS	Global Forecast System
GrADS	Grid Analysis and Display System
IFOV	Instantaneous Field Of View
IR	InfraRed
ISS	International Space Station
LAM	Limited Area Model
MATLAB	MATrix LABoratory
MCS	Mesoscale Convective System
MCV	Mesoscale Convective Vortex
MEDEX	MEDiterranean EXperiment
MERRA	Modern-Era Retrospective analysis for Research and Application
MHS	Microwave Humidity Sounder
MSG	Meteosat Second Generation
MSLP	Mean Sea Level Pressure
MW	MicroWave
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NWP	Numerical Weather Prediction
PV	Potential Vorticity
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
SMA	System for Meteorology and the Environment
SST	Sea Surface Temperature
TLC	Tropical-Like Cyclone
TOGA	Time Of Group Arrival
VHT	Vortical Hot Towers
VLf	Very Low Frequency
WISHE	Wind-Induced-Surface Heat Exchange
WRF	Weather Research and Forecasting
183-WSL	Water vapour Strong Lines at 183 GHz
WWLLN	World-Wide Lightning Location Network