

ALMA MATER STUDIORUM  
UNIVERSITA' DI BOLOGNA

FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE FISICHE E NATURALI

Corso di laurea specialistica in SCIENZE AMBIENTALI MARINE E  
OCEANOGRAFIA

**SENSITIVITA' DELLA CIRCOLAZIONE ALLA  
RISOLUZIONE DEL FORZANTE ATMOSFERICO**

Tesi di laurea in OCEANOGRAFIA FISICA

Relatore:

Prof.ssa **Nadia Pinardi  
Giordano**

Presentata da:

**Assunta**

Correlatore:

Dott.ssa **Claudia Fratianni**

( I sessione)  
Anno Accademico 2007/2008



# Indice

|                                                                                       |           |
|---------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>1 Introduzione.....</b>                                                            | <b>3</b>  |
| 1.1 Il Mar Mediterraneo .....                                                         | 3         |
| 1.1.1 La Circolazione Nel Mediterraneo .....                                          | 5         |
| 1.2 Il Sistema di Previsioni del Mar Mediterraneo .....                               | 13        |
| 1.1.1 Acquisizione dei dati .....                                                     | 14        |
| 1.2.2 Ciclo di produzione della previsione.....                                       | 17        |
| 1.2.3 Modello di circolazione .....                                                   | 19        |
| 1.2.4 Condizioni al Contorno.....                                                     | 24        |
| 1.2.5 Discretizzazione numerica .....                                                 | 27        |
| 1.2.6 Schema di assimilazione dei dati .....                                          | 29        |
| 1.3 Obiettivi della tesi.....                                                         | 32        |
| <br>                                                                                  |           |
| <b>2 Il Forzante Atmosferico .....</b>                                                | <b>34</b> |
| 2.1 Descrizione dati ECMWF.....                                                       | 35        |
| 2.1.1 Descrizione dei campi di analisi .....                                          | 36        |
| 2.2 Il Forzante Atmosferico ad alta risoluzione (USAM-HR).....                        | 38        |
| 2.2.1 Modello Cosmo Me .....                                                          | 38        |
| 2.2.2 Descrizione dei dati ad alta risoluzione .....                                  | 41        |
| 2.3 Confronto dati ECMWF/USAM-HR.....                                                 | 44        |
| <br>                                                                                  |           |
| <b>3 La risposta del modello oceanico al Forzante Atmosferico .....</b>               | <b>58</b> |
| 3.1 Strutture della circolazione e confronto tra AN USAM-HR e AN-<br>ECMWF.....       | 59        |
| 3.1.1 Mappe di Sforzo del vento e Temperatura nel bacino del<br>Mediterraneo .....    | 59        |
| 3.1.2 Mappe di Flusso di Calore e per Strato Rimescolato.....                         | 64        |
| 3.2 Differenze giornaliere tra i campi.....                                           | 69        |
| 3.2.1 Temperatura superficiale.....                                                   | 69        |
| 3.2.2 Differenze di flusso di Calore e di profondità dello strato<br>rimescolato..... | 70        |
| 3.3 Confronto e differenze con SST da Satellite .....                                 | 72        |
| 3.4 Confronto delle Correnti Superficiali .....                                       | 74        |

|                           |           |
|---------------------------|-----------|
| <b>4 Conclusioni.....</b> | <b>80</b> |
| <b>Bibliografia .....</b> | <b>81</b> |

# Capitolo 1

## *Introduzione*

### **1.1 Il Mar Mediterraneo**

Il Mar Mediterraneo con le sue peculiari caratteristiche e per la presenza di processi fisici comuni agli altri oceani può essere considerato un sistema oceanico in miniatura, è un bacino semichiuso alle medie latitudini o un sistema oceanico perfettamente isolato. Molti processi che sono fondamentali alla circolazione generale dell'oceano globale si possono riscontrare all'interno del bacino, identicamente o analogamente. E' un mare intercontinentale situato tra Europa, Africa e Asia si estende tra i 30° Sud e i 46° Nord in latitudine e i 6° Ovest e i 37° Est in longitudine. Ha una superficie di 2,5 milioni di m<sup>2</sup> e un volume di 3,7 milioni di m<sup>3</sup>, con una profondità media di 1500 m e una profondità massima, raggiunta nella fossa ellenica a largo di Capo Matapan, di 5020m. L'ampio sollevamento del fondo, che si estende dalla Tunisia alla Sicilia (Zoccolo siculo africano) divide il Mediterraneo in due bacini collegati tra di loro attraverso lo stretto di Sicilia, che li permette di distinguere nel bacino occidentale e orientale. Il bacino occidentale comunica con l'Oceano Atlantico attraverso lo stretto di Gibilterra che presenta una profondità di 350 m e una larghezza di 22 Km, con il quale scambia acqua, sale, calore e altra proprietà e la scarsa profondità di questa soglia impedisce alle acque fredde di penetrare nel bacino. Il bacino Orientale comunica invece con il Mar Nero attraverso lo stretto di Dardanelli mentre con il Mar Rosso tramite lo stretto di Suez, e la bassa profondità di questi stretti rende gli scambi molto limitati. I due bacini sono a loro volta costituiti da mari interni: nel bacino ovest

troviamo il Mare di Alboran, il Bacino Balearico ed il Mar Tirreno, quello est comprende Mar Ionio, Mar Adriatico, Bacino Levantino e Mar Egeo (Fig: 1.1). Nel bacino occidentale la topografia è caratterizzata da una grande piana abissale nel bacino Balearico (~2500 m di profondità) e da una profonda valle nel Mar Tirreno ( $\geq 3000$  m), mentre la topografia del bacino orientale mostra una struttura spaziale più complessa. Il bacino dello Ionio raggiunge una profondità di 3500 m con una valle profonda 4000 m, il bacino Hellenico, sul lato orientale. Il bacino Levantino presenta prominenti isole e una valle profonda 4000 m nel bacino di Rodi. I due bacini sub regionali raggiungono una profondità di 5000 m nella loro parte settentrionale mentre in quella meridionale presentano una profondità di 1000 m. Il rialzo continentale è più ripido lungo la parte della scarpata Maltese (ad est del canale di Sicilia), lungo la costa Egiziana e lungo tutto l'arco Hellenico.

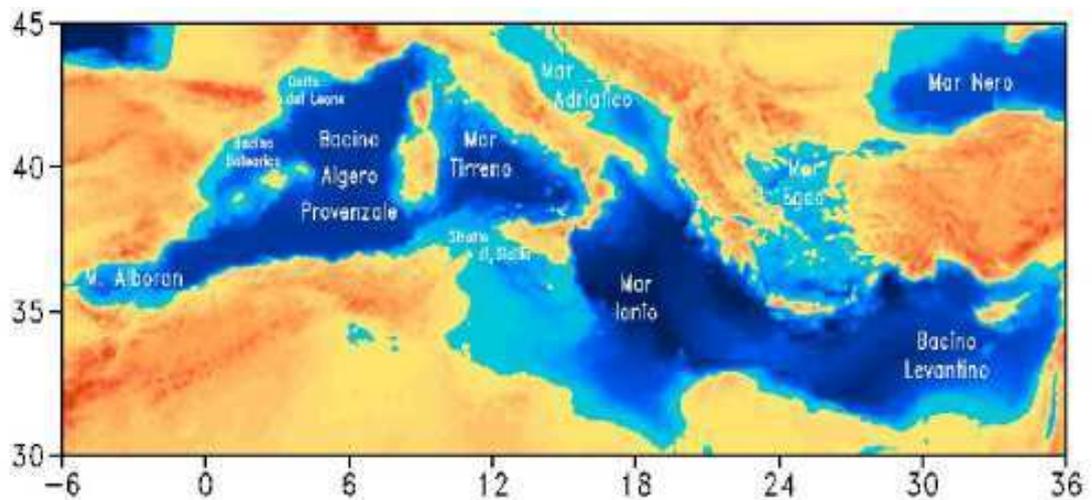


Figura 1.1 Morfologia del Mediterraneo

### 1.1.1 La Circolazione Nel Mediterraneo

I forzanti principali della circolazione del Mediterraneo sono il sistema di entrata /uscita di acqua attraverso Gibilterra, lo stress del vento sulla superficie e i flussi di calore e acqua all'interfaccia aria-mare (circolazione termoalina).

Il flusso netto di acqua entrante da Gibilterra, rappresenta un termine importante nel mantenere all'equilibrio il bilancio d'acqua complessivo del bacino. Infatti il Mediterraneo presenta un bilancio negativo di acqua dove l'evaporazione eccede la precipitazione e supera l'apporto da parte dei fiumi. Molto più importante è il bilancio negativo di calore che caratterizza il Mediterraneo ( $[10\text{W}/\text{m}^2]$ ) (Pinardi et al., 1993). Questo deficit negativo comporta la necessità di introdurre un'ingente quantità di calore e acqua attraverso lo stretto di Gibilterra ove infatti si riscontra una circolazione di tipo antiestuarino: acqua atlantica superficiale più fresca scorre verso il Mediterraneo ed è trasformata da intense interazioni aria-mare in acqua più densa e più salata che infine esce nell'Oceano Atlantico. I flussi di calore e acqua all'interfaccia atmosfera oceano, mostrano una variabilità a scala interannuale molto accentuata inducendo cambiamenti significativi alla circolazione (Pinardi, 1997). Queste interazioni producono una distribuzione superficiale di temperatura e salinità, che identificano il processo di formazione delle acque. Queste masse d'acqua formatesi in superficie, sono caratterizzate da specifici valori di temperatura e salinità e quindi da un valore caratteristico di densità. La circolazione può essere identificata dal movimento di queste masse d'acqua che suddividono l'oceano in strati immiscibili:

- L'Acqua Atlantica Modificata (Modified Atlantic Water, MAW): si tratta di uno strato di acqua Atlantica che si trova a partire dalla superficie fino a ~100 m di profondità, che entra attraverso lo stretto di Gibilterra ed è caratterizzata da una

bassa salinità (da 36.5 psu (unità pratica di salinità) a 38.5 psu rispettivamente ad ovest ed a est del Canale di Sicilia). Questa massa d'acqua man mano che procede da ovest verso est si inabissa sempre di più, a causa dell'evaporazione che ne aumenta la densità.

- Acqua Levantina Intermedia (Levantine Intermediate Water, LIW): localizzata ad una profondità tra i 200-600 m, è una particolare massa d'acqua caratterizzata da una temperatura di 15-17.5 °C e da una salinità di 38.95-39.1 psu. Si forma nel bacino levantino orientale grazie a processi di convezione intermedia, rimescolamento convettivo fino alla profondità di 200-300 metri, che avvengono nel periodo tardo invernale. Da qui poi si propaga verso il bacino occidentale arrivando fino alla profondità di 400-500 metri nelle regioni più occidentali nel bacino.
- L'Acqua Mediterranea Profonda (Mediterranean Deep Water, MDW): è caratterizzata da una temperatura nell'intervallo 12.6-13.3°C e salinità tra 38.4-38.65 psu. Si forma durante il periodo invernale nel Golfo del Leone per il bacino occidentale (WMDW), dove la sua formazione è in risposta al maestrone che soffia durante l'inverno e che permette la perdita di ingenti quantità di calore all'interfaccia aria-mare (fino a 1000W/m<sup>2</sup>) (Pinardi, 1993), mentre nell'Adriatico e nell'Egeo per il bacino orientale (EMDW). La principale fonte di EMDW è il Nord Adriatico, qui durante la stagione invernale si formano acque dense che, fluendo attraverso il Sud Adriatico e lo Stretto di Otranto, a elevate profondità, scendono nel Mar Ionio, dove formano le EMDW (Artegiani et al., 1989, 1997). La loro produzione, influenzata dall'acqua Intermedia Levantina non è costante nel tempo ma intermittente con periodi isolati di intensa convezione (Ovchinnikov et al., 1987). Le caratteristiche della EMDW risentono anche delle acque

formate nel Mar Egeo, che possono avere una rilevanza enorme sull'andamento della circolazione (Roether et al., 1996). La EMDW scende a profondità superiori a quelle del Canale di Sicilia, e quindi questa massa d'acqua non entra mai in contatto con la WMDW. Quest'ultima, però riesce a fuoriuscire dallo stretto di Gibilterra, rimescolandosi ulteriormente con la LIW.

Il nuovo quadro della circolazione nel Mar Mediterraneo che sta emergendo è complesso ed è caratterizzato da tre differenti e interattive scale di circolazione: la scala di bacino (che include la circolazione termoalina), di sotto-bacino, e la circolazione di mesoscala, il Mediterraneo è il risultato di un delicato equilibrio tra la variabilità interannuale, stagionale e di mesoscala (Robinson et al, 2001).

L'aspetto più importante della circolazione a scala di bacino è la circolazione termoalina, rappresentata dai movimenti orizzontali e verticali delle masse d'acqua causate da variazioni di densità, determinate dalle variabilità spaziali dei campi di temperatura e salinità. Nel Mediterraneo questo tipo di circolazione è rappresentato dalla Figura 1.2 dove si possono evidenziare i “nastri trasportatori” meridionali e zonali.

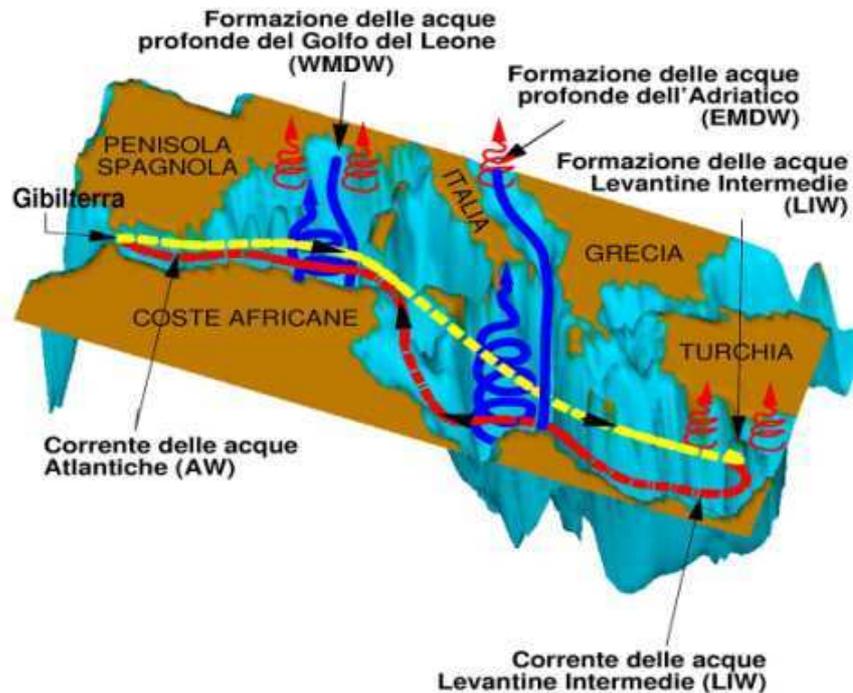


Figura 1 2 Schema della circolazione termoalina . (Pinardi e Masetti, 2000)

Il nastro trasportatore zonale (linea gialla) corrisponde alle acque atlantiche entranti da Gibilterra, che attraverso interazioni aria mare, nel loro cammino lungo le coste orientali (in una zona compresa fra Cipro e Rodi) si trasformano in acque Levantine (linea rossa). Esse poi si dirigono verso occidente fuoriuscendo nuovamente da Gibilterra.

Il nastro trasportatore meridionale (linea blu) è guidato dai processi di formazione delle acque profonde nel Nord del Bacino, nelle aree Liguro-Provenzali del bacino balearico e il Nord Adriatico, dove si formano acque molto dense che scendono nelle piane abissali e risalgono per continuità formando una lenta circolazione meridionale, processi influenzati se non controllati dalle acque intermedie Levantine (Wu e Haines, 1996). Studi recenti hanno dimostrato l'interazione tra la cella zonale con la meridionale su ampie scale temporali, dove la zonale manifesta variabilità stagionale mentre la meridionale presenta una scala temporale interannuale.

Nel Mediterraneo, esistono, zone di formazione di acque intermedie, che si formano attraverso processi di convezione, ma che sprofondano solo fino allo strato del termocline (posizionato fra i 300 e 500 metri di profondità). A questo strato appartiene la LIW che, si forma a febbraio-marzo nel “giro” di Rodi per poi propagarsi nel bacino occidentale (Figura 1.3):



**Figura 1.3: Schema di circolazione delle acque intermedie levantine.**

La corrente di acqua levantina, oltre il passaggio di Creta, si biforca in due rami: un ramo si dirige verso Nord penetrando nell’Adriatico attraverso lo stretto di Otranto, l’altro prosegue verso il Canale di Sicilia dove si disperde nel Mar Tirreno. Nel Tirreno l’acqua Levantina circola in senso antiorario, costeggia la Sardegna propagandosi verso Nord e arriva nel Golfo del Leone. Una parte di essa partecipa alla formazione delle acque profonde, mentre la rimanente fuoriesce dallo Stretto di Gibilterra contribuendo con la loro salinità alla circolazione globale dell’oceano mondiale.

Recentemente nel bacino orientale la cella meridionale riceve il contributo dalle acque profonde e intermedie nel Mar Egeo (AGDW) che hanno assunto un ruolo di primaria importanza dopo il 1987 (Eastern Mediterranean Transient), quando hanno cambiato la circolazione termoalina, apportando modifiche su scala di bacino alle acque mediterranee. Queste masse d’acqua sono caratterizzate da una

maggiori temperature, salinità e densità rispetto alle masse che esistevano precedentemente, di origine adriatica.

A scale spazio-temporali più brevi si ha la circolazione di sottobacino. Le strutture orizzontali della circolazione nel bacino, regolate in superficie (strato dei primi 100 metri) dall'acqua Atlantica entrante e in profondità dalle acque formatesi nel Mediterraneo Orientale, prendono il nome dalle aree geografiche da cui si formano (Fig 1.4).



- |                                                   |                                                            |
|---------------------------------------------------|------------------------------------------------------------|
| 1a Liguro-Provençal-Catalan current (LPC)         | 4 Rhodes Gyre                                              |
| 1b Gulf of Lyon Gyre                              | 5 Western Cretan cyclone                                   |
| 1c Western Corsica Current                        | 6 Western Ionian cyclonic Gyre                             |
| 2 Northward Tyrrhenian current and gyres:         | 7 Syrte Gyre                                               |
| 2a Northward current and Southern Tyrrhenian Gyre | 8 Anticyclonic system of the South-eastern Levantine basin |
| 2b Northern Tyrrhenian Gyre                       | 8a Mersa-Matruh Gyre system                                |
| 2c Eastern Corsica Current                        | 8b Shikmona Gyre system                                    |
| 3 Gibraltar-Atlantic current system               | 9 Asia Minor current                                       |
| 3a Alboran basin Gyres and meanders               | 10 Iera-Petra Gyre                                         |
| 3b Algerian current gyres, eddies and meanders    | 11 Pelops Gyre                                             |
| 3c Tyrrhenian bifurcation/current                 | 12 Southern Adriatic cyclonic Gyre                         |
| 3d Atlantic-Ionian Stream                         | 13 Western Adriatic Coastal Current                        |
| 3e African MAW (Modified Atlantic Water) Current  | 14 Western Ionian anticyclonic Gyre                        |
| 3f Mid-Mediterranean Jet                          |                                                            |
| 3g Southern Levantine current                     |                                                            |

**Figura 1.4: Circolazione Orizzontale (Pinardi et al., 2004)**

L'acqua di origine Atlantica entrante da Gibilterra nel Mare di Alboran forma due giri anticiclonici, chiamati appunto Giri del Mare di Alboran (Fig 1.5). Proseguendo verso est la corrente Atlantica prende il nome di corrente Algerina. Questa corrente è relativamente stretta (30-50 Km) e profonda (200-400 m) lungo le coste marocchine, ma diventa più ampia e irregolare nel procedere verso est lungo la scarpata algerina e fino al canale di Sardegna (Millot, 1999). La

corrente Algerina è molto instabile e produce meandri da cui si formano vortici di grande dimensioni sia ciclonici che anticiclonici, generalmente più duraturi nel tempo, che presentano una grande variabilità di mesoscala (Fuda et al., 2000). La corrente Algerina prosegue lungo le coste Africane dove in corrispondenza del Canale di Sicilia si biforca in un ramo che entra nel bacino orientale e in un ramo che entra nel Mar Tirreno. Nel Tirreno la corrente forma un “giro” ciclonico chiamato il “giro” del Tirreno e arriva nel bacino Liguro-Provenzale dove prende il nome di corrente Liguro-Provenzale-Catalana. Molto importante è il principale “giro” di sottobacino ciclonico nel Golfo del Leone il quale è limitato a nord dalla corrente Liguro-Provenzale, a sud dalla corrente balearica localizzato sul lato Nord delle Isole Baleariche; a est dalla corrente ovest della Corsica (Millot, 1999).

Il ramo della corrente Algerina che raggiunge il Mar Ionio diventa la corrente Ionico-Atlantica, che attraversa il Bacino Ionico ad una latitudine di 36° Nord e lo divide in due aree, una settentrionale dove troviamo il giro ciclonico dello Ionio occidentale ed una meridionale con uno o più giri di tipo anticiclonico. A sud di Creta la corrente Ionico-Atlantica diventa corrente Mediterranea Medio-Oceanica che si biforca in due rami davanti a Cipro: un ramo si dirige a Nord verso il “giro” di Rodi e l’altro prosegue oltre Cipro, biforcandosi nuovamente davanti alle coste del Libano. Nel Bacino Levantino sono presenti molte strutture di sottobacino: a sud della corrente Mediterranea Medio-Oceanica si individuano i “giri” anticiclonici di Mersa-Matruh e Shikmona mentre a nord della corrente troviamo i “giri” ciclonici di Iera-Petra, di Creta e il più conosciuto il “giro” di Rodi. Queste strutture sono determinate dall’azione del forzante ventoso sulla superficie marina (Pinardi e Navarra, 1993; Molcard et al., 1998); Possiamo affermare che la circolazione orizzontale alla superficie del Mediterraneo può essere suddivisa in una parte settentrionale, dove si osserva una prevalenza di circolazioni di tipo ciclonico, e in una parte

meridionale, dove invece si osservano strutture di tipo anticiclonico (Pedlosky, 1987). A scale temporali ancora più brevi, abbiamo la circolazione di mesoscala, costituita da vortici e ciclonici e anticiclonici in continua trasformazione. Si può affermare che i vortici di mesoscala presentano un diametro pari a 4-5 volte il raggio locale di deformazione di Rossby (circa 10 Km nel Mediterraneo). Si formano per instabilità idrodinamica delle forti correnti a getto (corrente Algerina, corrente Atlantica-Ionica, corrente Medio-Oceanica, ecc) e normalmente sono evanescenti lontano dalla sorgente di energia che li ha creati.

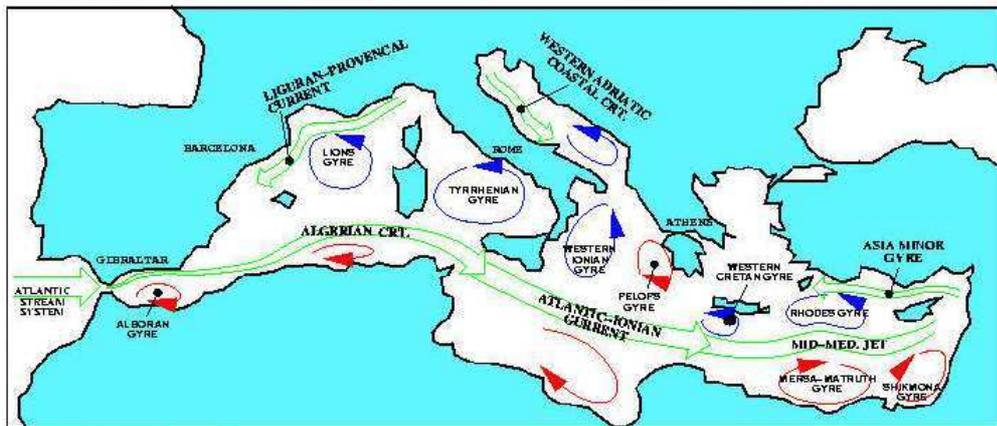


Figura 1.5: Schema di Circolazione Generale nel Mediterraneo

## 1.2 Il Sistema di Previsioni del Mar Mediterraneo

Nel 1995 è iniziato un programma di ricerca del Mediterraneo sotto l'egidia di EuroGOOS ([www.eurogoos.org](http://www.eurogoos.org), Pinardi e Fleming, 1998) chiamato MFS-Mediterranean Forecasting System. L'obiettivo principale è quello di esplorare la prevedibilità dell'ecosistema marino a livello di produzione primaria dalle scale di bacino alla costa.

Il primo progetto europeo ha avuto inizio nel 1998 sotto il nome di MFSP-P-Mediterranean Forecasting System Pilot Project (Pinardi et al., 2003), dove seguendo il piano scientifico è stato messo a punto a partire dal 4 gennaio 2004 un sistema di previsioni a dieci giorni del Mediterraneo per i campi di corrente, temperatura e salinità. A questo primo ha fatto seguito il progetto-MFSTEP (Mediterranean Forecasting System Toward Environmental Predictions) che ha avuto lo scopo di consolidare ed espandere le attività di previsione a scala di bacino, fino alle aree regionali e di piattaforma continentale. Il terzo progetto è MOON-Mediterranean Operational Oceanography Network (2005-2008), che vede lo sviluppo di previsioni di produttività primaria e altri parametri biogeochimici in alcune zone costiere campione.

Ogni giorno vengono prodotti dieci giorni di previsione oceanica per tutto il Mediterraneo. Il sistema di previsione è fatto da una combinazione di analisi e simulazioni che permettono di avere la miglior stima possibile dello stato attuale dell'oceano dalla quale partire per produrre una previsione, il sistema di previsione è costituito da: una rete di raccolta dati, da un modello numerico forzato da dati atmosferici e uno schema di assimilazione di tutti dati disponibili raccolti sia in situ che da satellite.

## 1.2.1 Acquisizione dei dati

La preparazione e il calcolo della previsione viene fatta in diverse fasi. Prima di tutto devono essere raccolti tutti i dati necessari per la procedura di assimilazione e per forzare il modello alla superficie.

I dati raccolti settimanalmente comprendono sia le osservazioni oceaniche quasi in tempo reale (NRT, viene definito near real time se i dati sono disponibili entro 3 giorni dalla data di acquisizione reale del dato) utilizzate nella procedura di assimilazione dei dati, che i campi di analisi e di previsione alla superficie dei campi meteorologici forniti dall'European Centre Middle Range Water Forecast (ECMWF) utilizzati per forzare il modello oceanico alla superficie.

Le osservazioni NRT comprendono:

- Dati da satellite di temperatura superficiale del mare (SST- Sea Surface Temperature), messi a disposizione dal gruppo di Oceanografia da Satellite dell'ISAC-CNR. (<http://goas.ifarm.cnr.it>).
- Dati di anomalia del livello del mare (SLA- Sea Level Anomaly), messi a disposizione da CLS, Tolosa, Francia.
- Profili verticali di temperatura ottenuti da sonde a perdere chiamate XBT (Expandable BathyTermograph) la cui raccolta è coordinata dall' ENEA (<http://moon.santateresa.enea.it/>).
- l'acquisizione e l'elaborazione di profili i temperatura e salinità forniti dal sistema di boe derivanti e profilanti verticali chiamate ARGO coordinate dall'OGS (<https://poseidon.ogs.trieste.it>).

I dati di temperatura vengono acquisiti con l'utilizzo di sonde XBT (Expandable BathyTermograph), da parte di operatori specializzati. Questi regolarmente si imbarcano su navi (Voluntary Observing Ship, VOS) che seguono rotte commerciali predefinite. (Manzella et al., 2001). I dati XBT .raccolti durante il mese di

Dicembre 2006 e disponibili per l'assimilazione del modello sono mostrati in Figura 1.7:

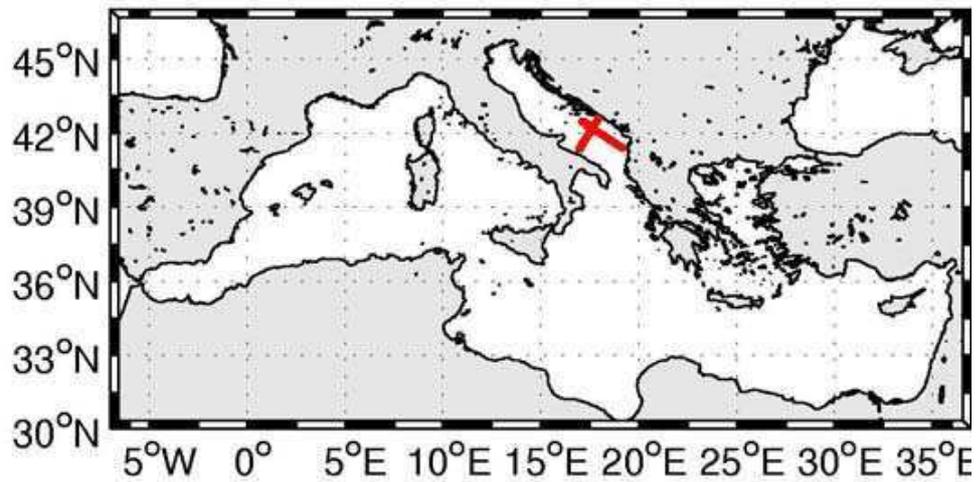
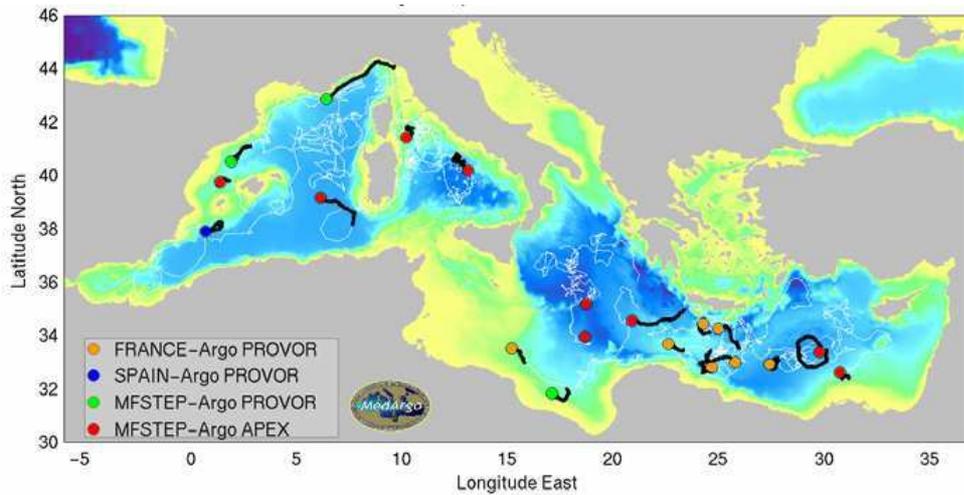


Figura 1.7 Rotte delle navi VOS il mese di Dicembre 2006 ([www.bo.ingv.it/MFS](http://www.bo.ingv.it/MFS))

I profili di temperatura verticali hanno una risoluzione di 0.6 metri e raggiungono una profondità massima di 460 e 760 metri, in base al tipo di sonda. I dati XBT sono trasmessi tramite sistema satellitare (ARGOS) ad un centro di raccolta situato a Tolosa dove vengono poi inviati al Global Teleconnection System (GTS) e a ENEA-La Spezia dove subiscono un controllo di qualità.

I profili di temperatura e salinità ottenuti dai profilatori lagrangiani sono la base dell'assimilazione di dati del sistema di previsione sviluppato nell'ambito del progetto MFS.

In Figura 1.8 sono riportate le posizioni dei profilatori durante il mese di Dicembre 2006:



**Figura 1.8: Posizione dei profilatori MedArgo nel mese di Dicembre 2006**

([www.bo.ingv.it/MFS](http://www.bo.ingv.it/MFS))

I dati di SST sono mappe di temperatura media giornaliera alla superficie, ovvero di dati di temperatura interpolati, con tecniche di interpolazione ottimale, sulla griglia del modello di previsione del Mediterraneo. I dati utilizzati per produrre queste mappe sono dati ottenuti da passaggi notturni di AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), installati su diversi satelliti, NOAA17 e 18 AATSR, MODIS-T (modis Terra), Modis-A (modis Acqua), SEVIRI a seconda della disponibilità. (Buongiorno Nardelli et al., 2005).

I dati SLA provenienti dai satelliti Jason1 ed GFO (Figura 1.9) sono raccolti e analizzati al Collection e Localization Satellitare (CSL) di Tolosa, Francia. Questi dati vengono elaborati prima di essere resi disponibili per l'assimilazione: prima di tutto sono corretti per togliere l'errore di orbita, calcolato utilizzando un metodo locale inverso (Le Traon and Ogor, 1998), i valori di SLA vengono calcolati sottraendo una media di 5 anni (1993-1997).

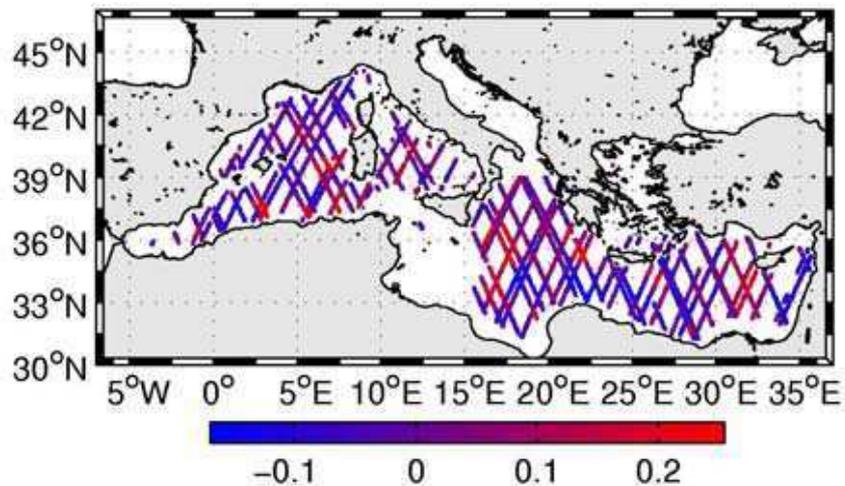


Figura 1.9: Tracce del satellite Jason1 e GFO nel mese di Dicembre 2006

([www.bo.ingv.it/MFS](http://www.bo.ingv.it/MFS))

I parametri meteorologici utilizzati per la previsione sono: la pressione a livello del mare, copertura nuvolosa totale, le componenti meridionali e zonali del vento, la temperatura dell'aria a 2m e la temperatura di rugiada a 2m forniti dall' European Centre for the Medium Range Weather Forecasting (ECMWF) con una risoluzione orizzontale di  $0.5^\circ$  e una risoluzione temporale di 6 h. Parametri che saranno descritti più in dettaglio nel prossimo capitolo di questo lavoro, concentrandoci sui campi di analisi. Questi campi meteorologici sono a disposizione ogni sei ore e sono utilizzati per forzare il modello.

### 1.2.2 Ciclo di produzione della previsione

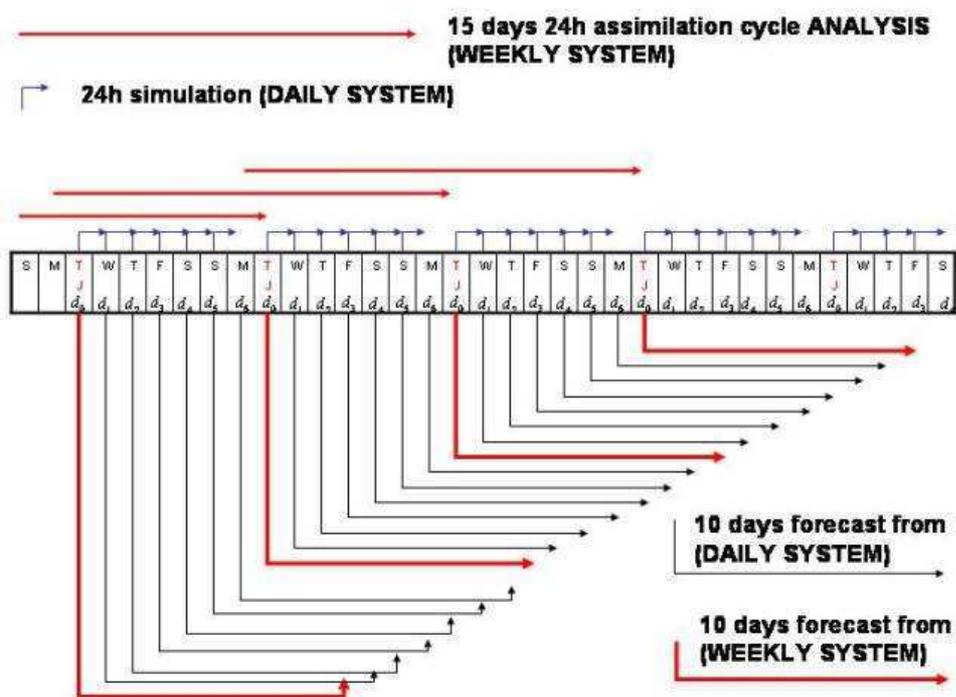
Ogni martedì (J) viene fatta una simulazione col modello per il periodo che va da J-15 a J-1. Il modello viene forzato alla superficie dai dati atmosferici ECMWF di analisi e ogni 24hr le sue soluzioni vengono corrette dall'assimilazione tramite lo schema SOFA, dei dati da satellite (SLA) e in situ (XBT e ARGO) disponibili. In questo modo sarà possibile ottenere l'analisi delle ore 12:00 a.m di J e da qui

far partire la previsione per le 12 ore successive. In questo caso il modello numerico e' forzato da dati atmosferici di previsione.

Tutti gli altri giorni verrà fatta un simulazione per il giorno precedente quello della partenza della previsione.

Quindi ogni martedì (J) con l'ultima analisi creata dal ciclo settimanale, verrà fatta partire una *catena di simulazioni* di 24 h ciascuna con forzante ECMWF di analisi dalle quali partirà ogni giorno una previsione a 10gg forzate dai dati ECMWF di previsione. Il martedì della settimana successiva, si avvia di nuovo la procedura di analisi oceanica che aggiorna la condizione iniziale della catena simulazioni-previsione giornalieri per la settimana successiva.

Come si vede chiaramente nella Fig. 1.10 il *ciclo di simulazioni* si interrompe ogni settimana il martedì per poi riprendere il mercoledì partendo dalle stesse condizioni iniziali utilizzate per produrre le previsioni del martedì. Nella figura la procedura che deve essere eseguita il martedì viene indicata come procedura "weekly" e la procedura che deve essere seguita gli altri giorni della settimana viene indicata come procedura "daily".



### 1.2.3 Modello di circolazione

Gli esperimenti numerici realizzati in questo lavoro sono stati sviluppati con l'ausilio di un Ocean General Circulation Model (OGCM), più precisamente il modello utilizzato è una versione dell'Océan PARallèlisme OPA (Madec et al., 1998) basato sulle equazioni primitive descritte da K. Bryan (1969). L'oceano è un fluido che può essere descritto con un buon grado di approssimazione dall'equazioni primitive, come l'equazioni di Navier-Stokes per il momento accoppiate a quelle dei traccianti termodinamici, come la temperatura e salinità. Nel sistema di equazioni sviluppate dal modello vengono adottate delle approssimazioni ottenute da considerazione di scala:

- approssimazione di terra sferica: le superfici geopotenziali sono assunte essere sferiche così la componente verticale della gravità risulta essere parallela al raggio della terra;
- approssimazione di fluido sottile: la profondità dell'oceano è trascurabile rispetto al raggio della terra;
- ipotesi di chiusura della turbolenza: i flussi turbolenti possono essere espressi in funzione delle quantità di grande scala;
- approssimazioni di Boussinesq: le variazioni di densità sono trascurabili eccetto nel loro contributo alla forza di galleggiamento (termine di buoyancy spinta idrostatica);
- Ipotesi Idrostatica: l'equazione del momento verticale è espressa dal bilancio tra il gradiente verticale di pressione e la forza di galleggiamento. In questo modo i termini convettivi verticali, rimossi dalle equazioni primitive, devono essere parametrizzati dal modello;
- ipotesi di incompressibilità : la divergenza del vettore velocità è assunta essere zero.

La superficie della terra viene associata ad una sfera di raggio  $a$  con velocità angolare  $\Omega$ . Le equazioni sono espresse in un sistema di

coordinate sferiche  $(\lambda, \varphi, z)$ , dove  $\varphi$  è la latitudine,  $\lambda$  è la longitudine,  $z$  è la profondità.

Il sistema di equazioni descrivono l'evoluzione temporale di sette variabili che sono le tre componenti della velocità: componente zonale ( $u$ ), componente meridionale ( $v$ ), componente verticale ( $w$ ), la pressione idrostatica ( $p$ ), la temperatura potenziale ( $\theta$ ), la salinità ( $S$ ) e la densità. Queste sette variabili si combinano per formare le sette equazioni fondamentali: equazione della componente orizzontale del momento (Tonani et al., 2008):

componente zonale del moto:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} = & (\zeta + f)v - w \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{1}{2a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (u^2 + v^2) + \\ & - \frac{1}{\rho_0 a \cos \varphi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} - A^{lm} \nabla^4 u + \frac{\partial}{\partial z} \left( A^{vm} \frac{\partial v}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (1.1)$$

componente meridionale del moto:

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} = & -(\zeta + f)u - w \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{1}{2a} \frac{\partial}{\partial \varphi} (u^2 + v^2) + \\ & - \frac{1}{\rho_0 a} \frac{\partial p}{\partial \varphi} - A^{lm} \nabla^4 v + \frac{\partial}{\partial z} \left( A^{vm} \frac{\partial v}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (1.2)$$

dove  $a$  è il raggio della terra;  $f$  è il parametro di Coriolis definito come

$$f = 2\Omega \sin \varphi \quad (1.3)$$

$\zeta$  è la vorticità relativa definita dalla seguente equazione:

$$\zeta = \frac{1}{a \cos \varphi} \left( \frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{\partial}{\partial \varphi} [u \cos \varphi] \right) \quad (1.4)$$

$\rho_0=1020 \quad \text{kg} / \text{m}^3$ , rappresenta la densità di riferimento;  $A^{lm}, A^{vm}$  rappresentano rispettivamente i coefficienti di viscosità turbolenta orizzontale e verticale, stanno ad indicare i termini di rimescolamento turbolento che parametrizzano tutti i processi di piccola scala;

equazione idrostatica:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (1.5)$$

dove  $g$  è l'accelerazione di gravità,  $\rho$  è la densità in situ;

equazione di continuità in approssimazione di incompressibilità:

$$\frac{1}{a \cos \varphi} \left( \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \varphi} [\cos \varphi v] \right) + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1.6)$$

equazione della temperatura potenziale:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} = & -\frac{1}{a \cos \varphi} \left[ \frac{\partial}{\partial \lambda} (\theta u) + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi \theta v) \right] - \frac{\partial}{\partial z} (\theta w) + \\ & - A^{lT} \nabla^4 T + A^{vT} \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} + \delta \mu (\theta^* - \theta) \end{aligned} \quad (1.7)$$

dove  $A^{lT}, A^{vT}$  rappresentano rispettivamente i coefficienti di diffusività turbolenta orizzontali e verticali,  $\mu$  rappresenta il coefficiente di rilassamento che assume valori diversi da zero solo al bordo della box atlantica,  $\delta$  è l'inverso del tempo di rilassamento.  $\theta^*$  è il valore del campo reale questo ci permette di avere campi di temperatura vicino al campo climatologico utilizzato;

equazione per la salinità:

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} = & -\frac{1}{a \cos \varphi} \left[ \frac{\partial}{\partial \lambda} (Su) + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Sv) \right] - \frac{\partial}{\partial z} (Sw) + \\ & -A^{ls} \nabla^4 S + A^{vs} \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + \delta \mu (S^* - S) \end{aligned} \quad (1.8)$$

dove  $A^{ls}$  e  $A^{vs}$  rappresentano rispettivamente i coefficienti di diffusività verticale e orizzontale,  $\delta$  e  $\mu$  assumano gli stessi valori che abbiamo definito precedentemente e  $S^*$  sono i valori climatologici per il campo di salinità che come per la temperatura ci permette di avere campi di salinità vicini a quelli climatologici.

Il termine di viscosità turbolenta orizzontale ( $A^{lm}$ ) è considerato essere un valore costante di  $5 \times 10^9 \text{ m}^4/\text{s}$  mentre i coefficienti di diffusività orizzontali ( $A^{lt}, A^{ls}$ ) sono uguali e assumono un valore di  $3 \times 10^9 \text{ m}^4/\text{s}$ . I coefficienti di diffusività ( $A^{vs}, A^{vt}$ ) e di viscosità verticali ( $A^{vm}$ ) hanno un valore che varia al variare della profondità in funzione del numero di Richardson come parametrizzato da Pakanowsky e Philander-PP (1980).

$$A^{vt} = \frac{100 \times 10^{-4}}{\left(1 + 5 \left(N^2 / (\partial U_h / \partial z)^2\right)\right)^2} + (1.5 \times 10^{-4}) \quad (1.10)$$

$$A^{vm} = \frac{A^{vt}}{1 + 5 \left(N^2 / (\partial U_h / \partial z)^2\right)} + (3 \times 10^{-4}) \quad (1.11)$$

dove il termine di diffusività verticale per la salinità è uguale all'equazione (1.10). I processi di convezione verticale vengono invece parametrizzati in modo tale da aumentare il valore del coefficiente di diffusione verticale nel caso in cui si verifichi un'instabilità verticale.

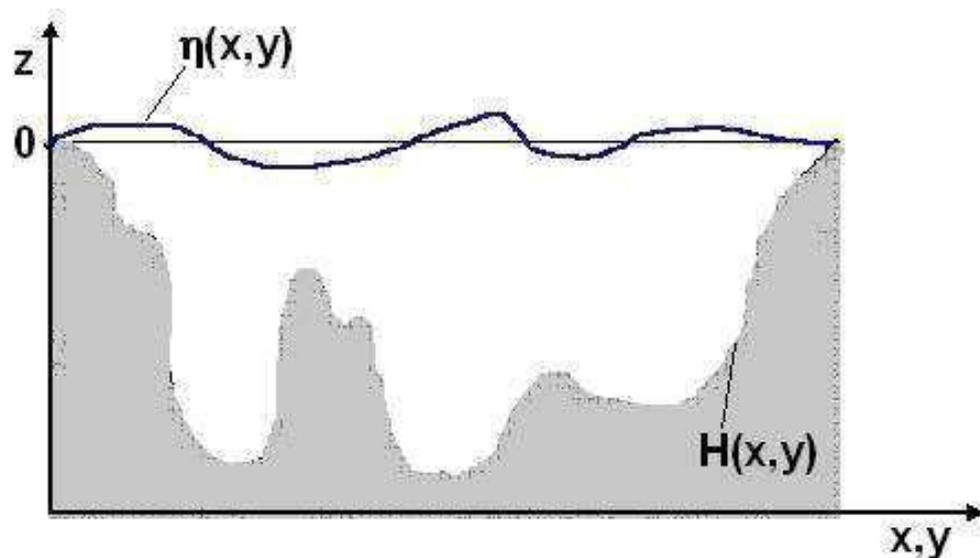
equazione di stato:

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (1.9)$$

dove la densità in situ ( $\rho$ ) è una funzione della ( $T$ ), della ( $S$ ) e della pressione ( $p$ ).

Il codice del modello che discretizza l'equazioni che abbiamo descritto è OPA (Océan PARallélisé) versione 8.2 descritta in Madec et al (1998). OPA è in continua evoluzione e rappresenta un flessibile strumento per lo studio dell'oceano su ampio raggio di scale spaziali e temporali

La versione di OPA da noi usata, utilizza lo schema di superficie libera come descritto da Roullet et al. (2000). Dove si denota una nuova variabile  $\eta$  che definisce l'elevazione della superficie libera del mare, stabilita e risolta da un'equazione prognostica. Il modello naturalmente considera la batimetria variabile come illustrato in Fig 1.10.



**Figura 1.10:** Schema delle superfici verticali del modello:  $\eta$  ovvero la superficie libera del mare  $H$  la batimetria.

## 1.2.4 Condizioni al Contorno

### Condizioni al contorno verticali

Verticalmente l'oceano è contenuto tra due superfici:  $z = -H(x, y)$  e  $z = \eta(x, y, t)$ , dove  $H$  è la batimetria e  $\eta$  l'altezza della superficie libera rispetto alla superficie di riferimento  $z=0$ . Per risolvere il nostro sistema di equazioni occorre imporre delle condizioni al contorno, qui tratteremo quelle verticali.

In profondità, per  $z = -H(x, y)$  vengono imposte le seguenti condizioni:

1. Per la velocità verticale:

$$w = -u_b^b \nabla(H) \quad (1.10)$$

Dove  $u_b^h = (u_b, v_b)$  è la velocità nell'ultimo livello del modello.

2. Per il momento, e I flussi temperatura e salinità:

$$A^{vm} \frac{\partial}{\partial z} (u_h) \Big|_{z=-H} = C_D \sqrt{u_b^2 + v_b^2 + e_b u_b^h} \quad (1.11)$$

Per il momento si è scelta una parametrizzazione non lineare, dove  $A^{vm}$  è il coefficiente di viscosità turbolento verticale,  $u_h = (u, v)$  sono le componenti orizzontali della velocità,  $C_D = 10^{-3}$  è il coefficiente di trascinamento,  $e_b$  è l'energia cinetica turbolenta sul fondo dovuta alle maree, all'energia liberata dalle onde interne quando infrangono e alle correnti che hanno una scala temporale e spaziale molto corta.

$$A^{vT} \frac{\partial}{\partial z} (T, S) \Big|_{z=-H} = 0 \quad (1.12)$$

Dove  $A^{vT,S}$  è il coefficiente di diffusività turbolenta verticale .spiegato in precedenza.

Le condizioni al contorno alla superficie libera  $z = \eta$  , sono:

1. I flussi d'acqua. Questi flussi dipendono dalla differenza tra la precipitazione ( $P$ ) e l'evaporazione ( $E$ ) e vengono applicati all'equazione per  $w$  alla superficie:

$$w = \frac{D_n}{D_t} + (P - E) \quad (1.13)$$

dove:

$$\frac{D_n}{D_t} = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u_h \nabla_\eta \quad (1.14)$$

2. Lo stress del vento. Quest'ultimo viene ad influenzare la condizione verticale sul momento:

$$A^{vm} \left. \frac{\partial u_h}{\partial z} \right|_{z=\eta} = \frac{(\tau_u, \tau_v)}{\rho_0} \quad \left( \frac{m^2}{s^2} \right) \quad (1.15)$$

dove  $\tau_u$ ,  $\tau_v$ , sono le componenti dello stress del vento zonale e meridionale. Nel modello gli stress del vento sono stati calcolati applicando la formula di Hellerman & Rosestein (1983) alle componenti zonale e meridionali del vento a 10m, valori forniti dalle analisi del Centro Europeo di Previsioni a Medio Termine l'ECMWF ([www.ecmwf.org](http://www.ecmwf.org)).

3. Per Il flusso di calore la condizione al contorno alla superficie è data da:

$$A^{vT} \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} = \frac{Q}{\rho_0 C_p} \quad \left( \frac{m}{s} \text{ } ^\circ K \right) \quad (1.16)$$

Dove  $C_p = 4000 \text{ J}/(\text{Kg } ^\circ K)$  è il calore specifico e  $Q \text{ (W/m}^2\text{)}$  è la parte non penetrativa del flusso netto di calore alla superficie.

4 Per la salinità la condizione al contorno alla superficie risulta essere:

$$\rho_0 A^{vS} \left. \frac{\partial S}{\partial z} \right|_{z=0} = (E - P) S \rho_0 \quad (kg / m^2 / s) \quad (1.17)$$

dove  $S$  è la salinità superficiale che è corrispondente all'equazione di flusso d'acqua scritta nell'equazione (1.13).

Si è scelto che il flusso d'acqua sia :

$$\rho_0 (E - P) = \gamma^{-1} \frac{(S - S^*)}{S} \quad (1.18)$$

Dove  $S$  è la salinità superficiale del modello,  $S^*$  è la salinità climatologica alla superficie e  $\gamma = 0.007 \text{ (m}^2\text{s)/(Kg)}$  è il coefficiente di rilassamento per la salinità.

Il tempo di rilassamento corrispondente è :

$$\frac{1}{\rho_0} \gamma^{-1} \frac{(S - S^*)}{S} = \frac{\Delta z}{\Delta t}$$

$$\Delta t = \rho_0 \Delta z \gamma \left( \frac{S}{S - S^*} \right) \quad (1.19)$$

Se  $\Delta z = 3m$  è la profondità dello strato superficiale del modello ne consegue che  $\Delta t = 5$  (giorni).

Lungo i contorni della scatola atlantica viene fatto rilassamento ai valori climatologici di temperatura e salinità. Questo viene fatto in un'area ampia  $2^\circ$  al contorno ovest e a quello sud e di  $3^\circ$  al contorno nord (per escludere tutto il Golfo di Biscaglia). Come abbiamo accennato il coefficiente di rilassamento ha un valore massimo al contorno più esterno e diminuisce spostandosi verso l'interno della scatola atlantica. Nella zona dello stretto di Gibilterra, compresa tra  $6.25^\circ \text{ W}$  e  $5.125^\circ \text{ W}$  invece la viscosità presenta un coefficiente laplaciano al posto che bilaplaciano e sempre in questa zona il coefficiente di attrito

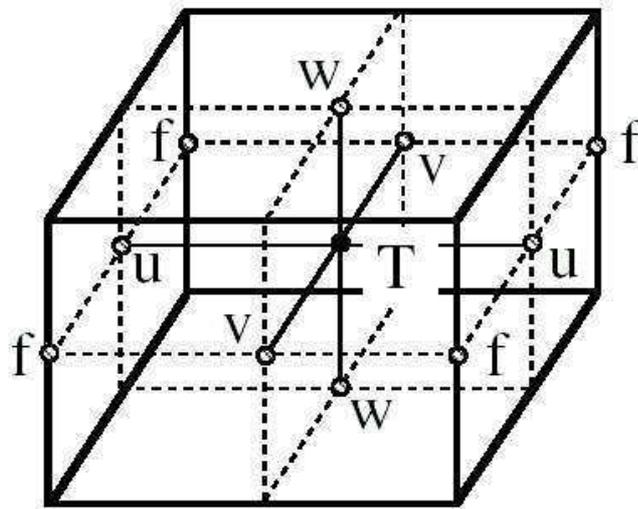
sul fondo è stato incrementato dieci volte. Queste due modifiche sono state necessarie per evitare che i valori del trasporto attraverso lo stretto di Gibilterra raggiungessero valori irrealisticamente troppo elevati. E' anche necessario fare ad ogni integrazione temporale del modello una correzione sul flusso d'acqua nell'area della scatola atlantica per conservare la quantità di acqua totale permettendo però al Mediterraneo di mantenere le sue caratteristiche di bacino di concentrazione. Il modello viene integrato con un passo temporale pari a 600s. Il flusso di sale viene parametrizzato facendo rilassamento alla superficie alla salinità climatologica di MEDATLAS. I flussi di calore e di momento vengono invece calcolati da una routine che utilizza i dati del forzante atmosferico delle analisi ogni 6h per tutto il Bacino Mediterraneo. Questo sotto modello calcola separatamente i differenti termini della quantità di calore alla superficie e la scelta delle formule di bulk è stata fatta utilizzando il lavoro di Castellari et al.(1998, 2000). Nella scatola atlantica invece vengono usati dati climatologici mensili di sforzo del vento e viene fatto rilassamento alla temperature superficiale della climatologia MEDATLAS per il flusso di calore.

### **1.2.5 Discretizzazione numerica**

Per quel che riguarda la griglia il modello OPA nell'ambito del progetto MFSTEP è stato implementato nel bacino del Mediterraneo con una maggiore risoluzione orizzontale e verticale. Il modello presenta 871 punti in latitudine e 257 punti in longitudine con una risoluzione orizzontale pari ad  $1/16^\circ \times 1/16^\circ$  (approssimativamente 6.5 Km); in verticale la griglia si compone di 72 livelli verticali non omogeneamente distribuiti, arrivando ad una profondità massima di 5000m. Il modello viene integrato con un passo temporale di 6 ore,

che rappresenta l'intervallo nel quale vengono calcolate le nostre variabili di campo.

La tecnica numerica usata per risolvere il sistema di equazioni primitive è lo schema alle differenze finite. La discretizzazione delle equazioni si ottiene con una griglia sfalsata di tipo C nella classificazione di Arakawa, dove le quantità scalari e le componenti del vettore velocità vengono calcolate in punti con diverse coordinate geografiche (figura 1.11).



**Figura 1.11:** Griglia di Arakawa di tipo C, usata per discretizzare il modello (Manuale OPA)

Il dominio e la batimetria del modello sono dimostrate in Figura 1.12, per creare la linea di costa e la batimetria sono stati utilizzati i dati su griglia regolare del Digital Bathymetric Data Base Variable resolution (DBDB-V). In alcune aree come lungo le costa croata, è stato necessario fare un confronto con le carte nautiche e interpolare manualmente questi valori per isolari punti griglia come isole e stretti.

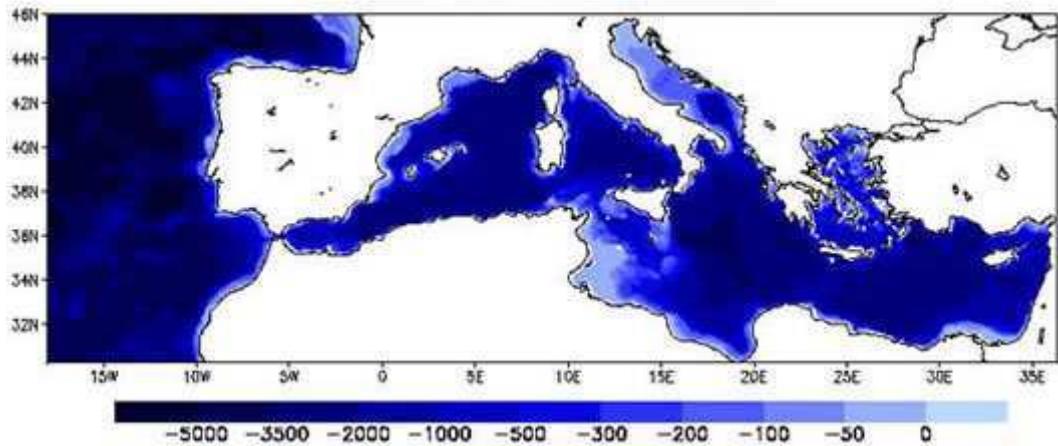


Figura 1.12: Batimetria e dominio del modello

### 1.2.6 Schema di assimilazione dei dati

Lo schema di assimilazione dei dati utilizzato è il System for Ocean Forecast and Analysis (SOFA) il quale è un sistema di “interpolazione ottimale”, multivariato, di ordine ridotto (DeMey e Benkiran, 2002). La descrizione dell'implementazione di questo schema all'interno del sistema operativo si trova in Demirov et al., (2003). Lo schema viene definito “interpolazione ottimale” perché basato sull'algoritmo del filtro di Kalman in quanto lo schema di assimilazione prende in considerazione più variabili dinamiche (temperatura, salinità, ecc.); “l'ordine ridotto” si ottiene proiettando il vettore di stato su delle funzioni chiamate Empirical Orthogonal Functions (EOF). Lo schema utilizza delle EOF calcolate a priori per semplificare il calcolo della matrice di covarianza dell'errore del modello. Le EOF sono calcolate da dati di modello o sperimentali e contengono le relazioni fisiche o statistiche tra le variabili di temperatura e salinità. L'uso delle EOF permette di ridurre il numero di gradi di libertà del sistema e la scelta di opportune EOF si rivela di fondamentale importanza.

Possiamo spiegare l'algoritmo di Kalman nel seguente modo: il vettore di osservazione  $y_0$  è legato allo stato reale  $x^t$  dall'equazione stocastica:

$$y_0 = H(x^t) + \varepsilon \quad (1.10)$$

dove  $\varepsilon$  è l'errore di osservazione definito come “rumore di fondo nelle osservazioni” e si assume avere media zero,  $H$  è definito come l'operatore delle osservazioni.

Il modello numerico completo  $M$  è usato per produrre il vettore di stato per la previsione  $x^t$  a differenti intervalli temporali.

$$x^f(t + \delta t) = M(x^a(t)) \quad (1.11)$$

dove  $x^a$  denota l'analisi e  $\delta t$  è l'intervallo di tempo che intercorre fra un'analisi precedente nel tempo e una previsione. Al tempo  $(t + \delta t)$  abbiamo quindi una nuova stima dello stato del sistema data da  $x^f$  e avremo inoltre nuove osservazioni  $y^0$ . Al tempo  $t + \delta t$  si può quindi definire una nuova stima ottimale o analisi attraverso l'equazione seguente:

$$x^a = x^f + Kd \quad (1.12)$$

dove  $K$  rappresenta il guadagno di Kelman e il termine  $d$  è definito “vettore di innovazione”:

$$d \equiv y^0 - y^f = y^0 - H(x^f) \quad (1.13)$$

Il guadagno di Kelman è definito dalla seguente equazione:

$$K^{OI} = B^f H^T (HB^f H^T + R)^{-1} \quad (1.14)$$

dove  $B$  è la matrice di covarianza dell'errore del modello o della previsione e  $R$  è la matrice di covarianza dell'errore delle

osservazioni. L'interpolazione ottimale (OI) è un caso particolare del filtro di Kelman dove la matrice di covarianza dell'errore del modello è scritta nel modo semplificato come:

$$B^f = (D^f)^{1/2} C (D^f)^{1/2} \quad (1.15)$$

dove D è una matrice diagonale contenete la varianza dell'errore di previsione e C è una matrice di covarianza piena, contenente la covarianza delle variabili dinamiche tra di loro e nello spazio. Nel caso dell'interpolazione ottimale solo D è considerata variare nel tempo. De Mey and Benkiran (2002) hanno introdotto una semplificazione nell'algoritmo dell'interpolazione ottimale, scomponendo l'ordine della matrice B e introducendo un ulteriore operatore S, definito in modo che valga l'uguaglianza:

$$(B^f)^T = S^T B r^f S \quad (1.16)$$

dove la matrice S contiene le autofunzioni della matrice dell'errore, le "Funzioni Ortogonali Empiriche" (Von Storch e Navarra, 1999). In particolare la matrice S conterrà soltanto le EOFs verticali, inoltre le EOFs saranno multivariate e cioè considereranno anche la correlazione tra le variabili di stato del sistema. Nel 1987 De Mey e Robinson hanno dimostrato che, usando una interpolazione ottimale semplificata, era possibile assimilare dati di altimetria da satellite usando poche EOFs verticali per estrapolare il segnale di livello del mare sotto la superficie. Questo vuol dire che la correlazione tra variabili di superficie e struttura verticale delle masse d'acqua nella sotto-superficie è un segnale ben catturato dalle EOF verticali. Quindi con queste semplificazioni si può riscrivere il guadagno di Kelmann che diviene:

$$K^{ROOI} = S^T Br^f Hr^T (HrBr^f Hr^T + R)^{-1} \quad (1.17)$$

dove  $Hr = HS^T$  e  $Br^f = SB^f S^T$ .

Il ciclo di assimilazione del progetto MFSTEP è un ciclo giornaliero dove la SST viene assimilata tramite un termine di rilassamento che corregge il flusso di calore alla superficie (Pinardi et al., 2003), invece gli altri data sets (SLA, XBT e ARGO) vengono assimilate utilizzando una matrice di correlazione dell'errore del modello (cioè correlazione tra gli errori di temperatura, salinità, elevazione della superficie libera e funzione di flusso barotropica). Per la produzione di ciascun giorno d'analisi il modello viene integrato per 24 hr al termine delle quali viene fatta l'analisi. Il ciclo di assimilazione inizia dalle due settimane che precedono il giorno d'inizio della previsione, ciò significa che vengono creati 14 giorni d'analisi e dieci giorni di previsione come mostrato in Figura 1.13 (Tonani et al., 2007):



Figura 1.13: Ciclo di assimilazione giornaliero MFSTEP. Ogni martedì viene prodotta una nuova previsione a 10 giorni a partire dall'ultima sequenza quindicennale di analisi giornaliere ([www.bo.ingv.it/MFS](http://www.bo.ingv.it/MFS)).

### 1.3 Obiettivi della tesi

Nei paragrafi precedenti si è cercato di definire la struttura della circolazione generale del Mediterraneo e dei processi dinamici che la influenzano, e si è fornita una breve descrizione del modello di circolazione generale OPA che viene utilizzato in questo lavoro.

I “modelli numerici” sono considerati validi strumenti di conoscenza che permettono il confronto delle teorie della dinamica delle correnti con le misure, a riprova o a confutazione delle ipotesi teoriche fatte nella formulazione del modello numerico stesso. La modellistica, nata con l’avvento dei calcolatori elettronici, ha visto il suo sviluppo negli ultimi decenni e sta vivendo una fase di continua evoluzione e perfezionamento. Questo studio si sviluppa attraverso l’esecuzione di esperimenti di circolazione utilizzando il modello OPA, costituito come descritto, da complicate equazioni e parametrizzazioni che cercano di simulare la struttura delle correnti e permettono la previsione a breve termine.

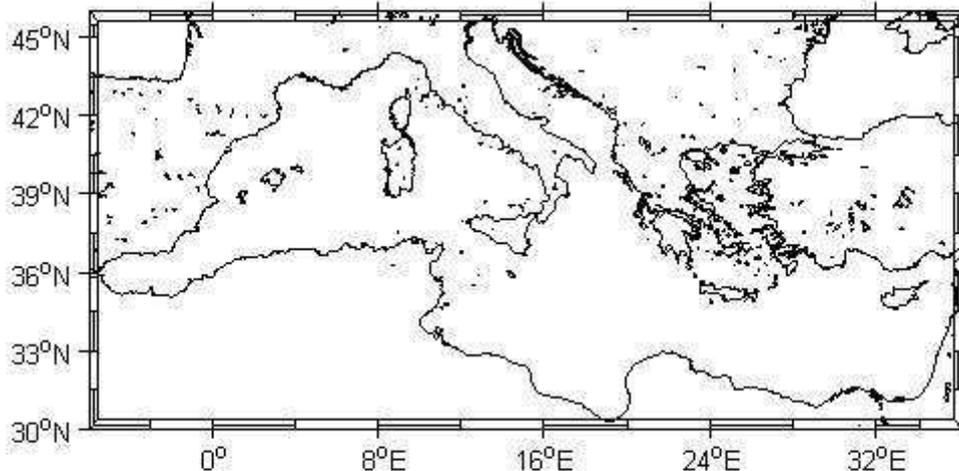
Lo scopo di questa tesi è analizzare la risposta oceanica del modello di circolazione generale nel momento in cui viene forzato in superficie da un forzante atmosferico ad alta risoluzione. Viene utilizzato un forzante atmosferico ottenuto dal modello atmosferico COSMO-ME, modello utilizzato dall’ Aeronautica Militare Stato Maggiore Aeronautica Ufficio Generale Spazio Aereo e Meteorologia. Il lavoro si basa su di una validazione qualitativa e non quantitativa del risultato ottenuto attraverso un confronto con dati reali. Il confronto si basa su analisi prodotte dal modello di circolazione utilizzando il forzante atmosferico ECMWF, con analisi ottenute dallo stesso modello andando ad utilizzare il forzante atmosferico ad alta risoluzione. Nel far ciò si è tenuto conto di quanto il modello riesca a produrre la variabilità della circolazione nel bacino e si è posta l’attenzione sul peso che la scelta del forzante atmosferico ad alta risoluzione può avere sulla qualità delle analisi ottenute.

## Capitolo 2

### *Il Forzante Atmosferico*

I dati utilizzati in questa tesi sono dati meteo relativi al forzante atmosferico, attraverso il quale viene forzato il modello di circolazione generale alla superficie. I dati meteo analizzati si distinguono in dati ECMWF forniti dall'European Centre Middle Range Weather Forecast (ECMWF) e dati ad alta risoluzione ottenuti dal modello di previsione COSMO-ME forniti dall' Aeronautica Militare, Stato Maggiore Aeronautica Ufficio Generale Spazio Aereo e Meteorologia, nel seguito indicata come USAM, che verranno indicati come USAM-HR.

Il lavoro svolto nel seguente lavoro si articola in due fasi, la prima occupata dal confronto tra dati di analisi ECMWF e dati ad alta risoluzione USAM-HR analizzati ed elaborati in una fase di pre-processing, e la seconda fase dalla risposta oceanica al forzante atmosferico ad alta risoluzione, quindi la validazione dei risultati ottenuti attraverso un confronto con i risultati del modello utilizzando il forzante ECMWF. L'esperimento simula un periodo che fa riferimento al mese di Dicembre 2006 il quale può essere definito un mese invernale (Hecht et al., 1988) e si sono analizzati i sei parametri relativi al forzante atmosferico mediati mensilmente. L'analisi è estesa a tutto il bacino del Mediterraneo Figura 2.1:



**Figura 2.1: Bacino del Mediterraneo dove è stata condotta l'analisi**

## **2.1 Descrizione dati ECMWF**

I dati atmosferici utilizzati per forzare il modello alla superficie sono i campi meteorologici forniti dall'European Centre Middle Range Weather Forecast (ECMWF). Si tratta di dati meteo forniti dal centro di previsione a mediotermine finanziato da gran parte dei paesi dell'unione europea. Il centro ha sede a Reading, in Inghilterra, ed ogni giorno acquisisce dati provenienti dalle GTS (Global Telecommunication System) per provvedere all'inizializzazione, elaborazione ed output dei dati griglia, necessari ai fini della realizzazione di prodotti per la previsione. Tali prodotti e gli stessi dati grezzi in uscita dal modello vengono utilizzati per fornire supporto informativo a tutti i servizi meteorologici nazionali europei, tra cui anche quello italiano dell'aeronautica militare. I dati atmosferici relativi al mese di dicembre 2006 utilizzati in questo lavoro sono stati forniti da METEOPFRANCE. Giornalmente METEOPFRANCE rilascia i dati di analisi e di previsione del forzante atmosferico ECMWF.

I dati sono forniti su di una griglia regolare  $0.5 \times 0.5$  ( $1/12^\circ \times 1/12^\circ$ ); con un dominio con le seguenti caratteristiche: 30 N-48 N di latitudine con 123 punti griglia e 19 W-42 E di longitudine con 37 punti griglia.

Questi dati sono forniti in formato originale grib (GRIdded binary) che è il formato standard utilizzato dai centri meteorologici e in una fase di pre-processing vengono trasformati in formato binario. Il nome del file di analisi è AAAAMMGGan.grb, mentre quello di previsione è AAAAMMGGfc.grb, dove AAAAMMGG è la data del giorno a cui si riferiscono i dati, e nello specifico AAAA si riferisce all'anno, MM si riferisce al mese, GG si riferisce al giorno di inizio della previsione. In questo lavoro sono stati utilizzati solo i dati di analisi.

### **2.1.1 Descrizione dei campi di analisi**

Il file AAAAMMGG.an.grb contiene sia campi di analisi, che campi di previsione della corsa 00 che corrisponde all'inizializzazione del run. In particolare i file che vengono distribuiti contengono:

- 18 UTC campi di analisi riferiti al giorno G-1,
- 00 06 12 campi di analisi riferiti al giorno G,
- Previsione della corsa 00 UTC del giorno G con una risoluzione temporale di 3 ore fino alle ore 12.

I campi di analisi sono tutti campi istantanei e sono:

- Pressione a livello medio del mare (MSL Mean Sea Level Pressure [Pa]),
- Componente zonale del vento a 10m (10U Zonal wind component [ms\*\*-1]),
- Componente meridionale del vento a 10 m (10 V Meridional wind component [ms\*\*-1]),
- Temperatura a 2 m (2T Temperature [K]),
- Temperatura del punto di rugiada a 2 m (2D Dew point temperature [K]).

I campi di previsione sono, invece, tutti i campi integrati e sono:

- Copertura Nuvolosa Totale(TCC Total Cloud Cover [0-1]),
- Radiazione Solare in superficie (SRR Surface Solar Radiation [Wm\*\*-2s]),

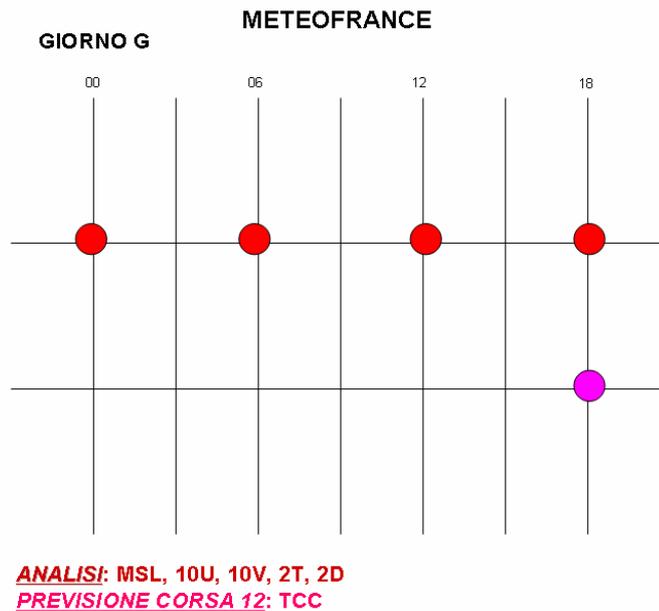
- Radiazione superficiale termica (SRT Surface Thermal Radiation SRT[Wm<sup>\*\*</sup>-2s]),
- Precipitazione a larga scala (LSP Large Scale Precipitation LSP[m]),
- Precipitazione Convettiva (CP Convective Precipitation CP[m]).

Meteofrance accorpa in un solo file grib sia i dati di analisi che quelli della previsione della corsa 00. I parametri sono identificati all'interno dei file grib oltre che dal nome della variabile anche da un codice e in particolare negli ECMWF viene usata la CODE TABLE 2, Version 128.

I parametri meteorologici con i quali viene forzato il modello oceanografico sono: la Pressione a Livello del Mare (MSL), la Copertura Nuvolosa Totale (TCC), le Componenti zonali e meridionali del vento (U10m, V10m), la Temperatura dell'aria a 2 m (2T) e la Temperatura del Punto di Rugiada sempre a 2 m (2D). Ogni giorno (G) alle ore 00 circa MeteoFrance rilascia due files d'analisi (uno riferito al giorno G-1 e l'altro riferito al giorno G) e un file di previsione del giorno G, dai quali sono estratti i campi di interesse che sono tutti quelli istantanei, quindi MSL, 10U, 10V, 2T e 2D, e uno integrato: la TCC.

Ogni campo di analisi viene costruito considerando i campi istantanei di analisi delle ore 00 06 12 18 estratti dai file di analisi e il campo integrato delle ore 18 estratto dal file di previsione.

Nella Figura 2.2 viene riportato lo schema dei dati di analisi rilasciati per un certo giorno G da MeteoFrance:



**Figura 2.2: Schema dei dati di analisi rilasciati da METEOFRACTANCE**

## **2.2 Il Forzante Atmosferico ad alta risoluzione (USAM-HR)**

### **2.2.1 Modello Cosmo Me**

Il principale obiettivo di COSMO Consortium for Small Scale Modelling (Germania, Svizzera, Italia, Grecia, Polonia, Romania) è sviluppare, migliorare e mantenere un sistema di modelli ad area limitata non idrostatici da utilizzare sia per l'operatività e sia per le applicazioni di ricerca dei membri di COSMO.

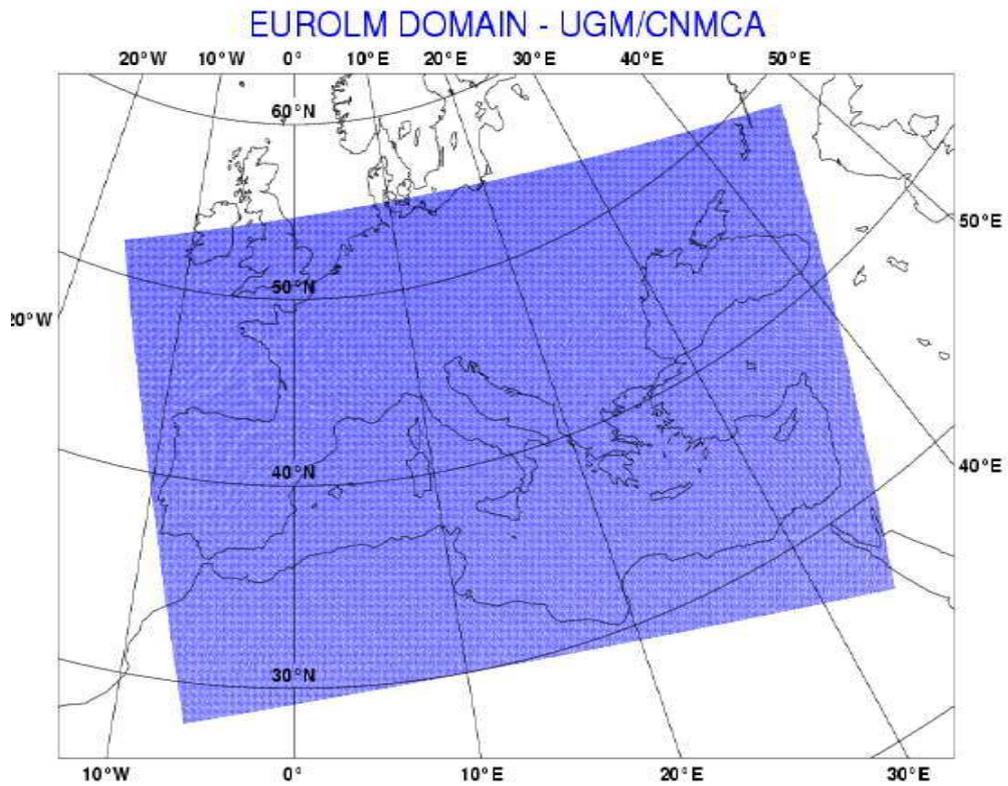
COSMO è inizialmente basato su un "Lokal-Modell" (LM), basato sulle equazioni primitive idro-termodinamiche per descrivere un flusso compressibile non idrostatico in una atmosfera umida senza nessuna approssimazione di scala.

Le variabili prognostiche sono: la componente zonale e meridionale del vento ( $u,v$ ), temperatura, la pressione di perturbazione, umidità specifica, la totale copertura nuvolosa, contenuto di pioggia e neve.

Il run del modello consiste nel simulare l'evoluzione temporale di una serie di variabili meteorologiche su di una griglia che ricopre tutto il territorio interessato. L'evoluzione temporale è ovviamente dettata da regole fisiche codificate nel modello, dalle eventuali osservazioni fisiche passate al modello, dallo stato iniziale e dall'evoluzione delle condizioni al contorno dell'area considerata. Il modello COSMO-ME (LM-EURO) presenta una risoluzione spaziale di 7 Km su un'area che copre tutto il Mediterraneo, utilizza 40 livelli verticali, produce una previsione a 3 giorni utilizzando un time-step (intervallo di tempo che intercorre fra 2 stati) di 40 secondi. Le previsioni ad alta risoluzione a 6 e 12 ore sono il frutto del modello COSMO-ME (LM-EURO) che è stato inizializzato con campi di analisi a 14 km, ottenute dalla combinazione di un modello numerico di previsioni EuroHRM e dalle osservazioni tramite uno schema di assimilazione basato sull'algoritmo di analisi 3D-VAR. Entrambi i modelli utilizzano come condizioni al contorno i campi di previsione ECMWF a tre ore.

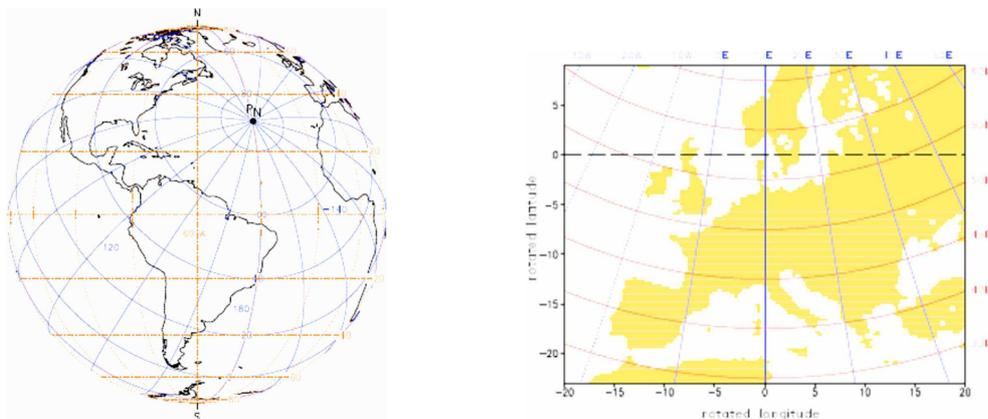
Alle 12 UTC, l'analisi ottenuta è combinata con l'analisi dell'ECMWF al fine di ottenere una corretta sincronizzazione con il modello forzante (ECMWF) esterno.

La griglia del modello è una griglia ruotata, (Figura 2.2), con un dominio con le seguenti caratteristiche, 27.5 N -2.5 N in latitudine con 641 punti griglia e 16 W -24E in longitudine con 401 punti griglia (Bonavita, M. Torrisi, L., 2005).



**Figura 2.3: Dominio del Modello LM (Lokal-Modell)**

La griglia del modello COSMO-ME presenta un sistema di coordinate sferiche  $(\lambda, \varphi)$ , dove il polo è inclinato e l'equatore passa attraverso il centro del dominio (Figura 2.4). Il modello dell'USAM presenta il Polo Nord ad una latitudine di  $\varphi_g^N = 32.5$  e longitudine di  $\lambda_g^N = -170$ .



**Figura 2.4: griglia del Modello Cosmo-Me**

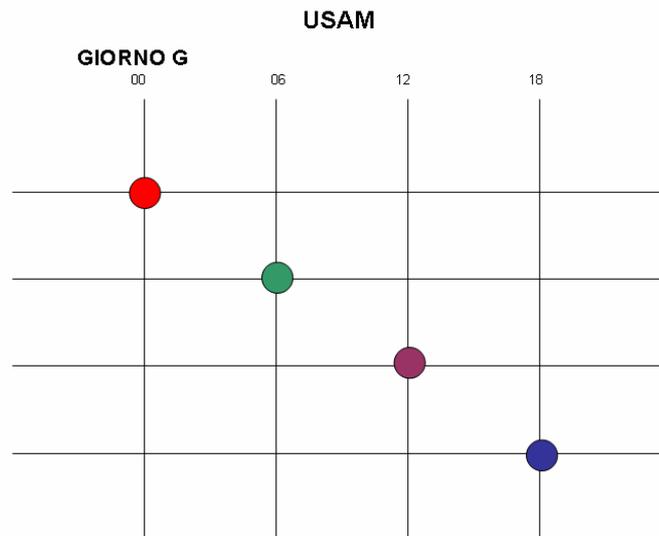
## 2.2.2 Descrizione dei dati ad alta risoluzione

I dati ad alta risoluzione forniti dall'USAM in questo lavoro sono dati di previsione a 6 e 12 ore, della corsa delle 00 e delle 12 inizializzati con analisi a 14 km, e possono essere utilizzate al posto delle analisi, considerato che il modello in queste 6/12 ore ha potuto sviluppare strutture dinamiche alla risoluzione del modello stesso (7 Km).

Per ogni giorno sono stati forniti 4 files separati con la seguente denominazione:

INGMMGGHH00MMGGHH001

dove MM e GG sono rispettivamente il mese e il giorno a cui si riferiscono i dati, mentre HH indica l'ora. In questo caso HH può essere 00, 06, 12 e 18. In particolare il file delle ore 00 è una previsione a 12 ore a partire dall'analisi della corsa delle ore 12 del giorno prima, il file delle ore 06 è una previsione a 6 ore a partire dall'analisi della corsa delle ore 00, il file delle ore 12 è una previsione a 12 ore a partire dall'analisi della corsa delle ore 00, il file infine delle ore 18 è una previsione a 6 ore a partire dall'analisi della corsa delle ore 12. Nella Figura 2.5 viene riportato lo schema dei dati delle suddette previsioni rilasciate per un certo giorno G dall'USAM:



**Previsione 12hr analisi corsa 12: PRMSL, TCDC, UGRD, VGRD, TMP, DPT**

**Previsione 6hr analisi corsa 00: PRMSL, TCDC, UGRD, VGRD, TMP, DPT**

**Previsione 12hr analisi corsa 00: PRMSL, TCDC, UGRD, VGRD, TMP, DPT**

**Previsione 6hr analisi corsa 12: PRMSL, TCDC, UGRD, VGRD, TMP, DPT**

**Figura 2.5: Schema dei dati di previsione rilasciati da USAM**

I parametri forniti:

- Pressione a livello medio del mare (PRMSL Pressure Reduce to Mean Sea Level [Pa])
- Copertura Nuvolosa Totale (TCDC Total Cloud Cover [0-1])
- Componente zonale del vento a 10 m (U GRD Zonal Wind Component [ $\text{ms}^{-1}$ ])
- Componente meridionale del vento a 10 m (V GRD Meridional Wind Component [ $\text{ms}^{-1}$ ])
- Temperatura a 2 m (TMP Temperature 2m [K])
- Temperatura del punto di rugiada a 2 m (DPT Dew Point Temperature [K])
- Altezza dell'onda di vento (WVHGT Sig Height of Wind Waves [m])
- Radiazioni ad onde corte (NSWRT Net Short Wave (top) [ $\text{W}/\text{m}^2$ ])
- Copertura della terra (terra=1; mare=0) (LAND Land Cover [fraction])

I dati sono in formato grib, per identificare i parametri nei prodotti grib COSMO-ME viene usata una tabella di riferimento NCEP GRIB TABLE 2 (dal NCEP Office Note 388).

Il pre-processing di questi dati ha comportato diverse fasi. Innanzitutto si è proceduto ad adattare i dati del modello COSMO-ME alla griglia del modello OPA attraverso un programma di interpolazione fornito dallo stesso USAM.

La trasformazione è stata effettuata attraverso un programma fortran, fornito e testato dall' USAM, con il quale si è proceduto ad interpolare i campi da griglia ruotata (es. COSMO) a griglia latitudine e longitudine regolare (es OPA), e quindi a passare da un dominio con caratteristiche -27.5 S - 2.5 N di latitudine con 401 punti griglia e 16 W- 24 E in longitudine con 641 punti griglia ad un dominio regolare con caratteristiche 30.25 N - 46 N in latitudine con 253 punti griglia e 18.125 W - 36.25 E in longitudine con 871 punti griglia.

L'interpolazione avviene applicando una maschera di selezione dei dati sul mare che viene passata in ingresso al programma di interpolazione. Una volta ottenuti i campi interpolati, sempre in formato grib, si è proceduta all'estrazione dei campi di interesse che ricordiamo essere MSL, TCC, U10m, V10M, T2m, Td2m e alla costruzione di un unico file grib contenete i record temporali delle 00 06 12 18. Il file binario ottenuto ad accesso diretto viene poi trasformato, attraverso un ulteriore programma fortran, in file binario ad accesso sequenziale, formato letto dal modello.

Per essere certi che nei dati così preparati i punti terra del forzante atmosferico corrispondessero con i punti terra del modello oceanico, si è proceduto a moltiplicare i dati di forzante per la maschera del modello oceanico. In questa fase però si è riscontrato che in una zona del Mediterraneo, nel bacino dell'Egeo, un valore che nel modello meteorologico è un punto terra invece nel modello oceanico è un punto mare. Per poter risolvere questo problema il valore di tale punto è stato sostituito con la media dei tre punti più vicini.

## 2.3 Confronto dati ECMWF/USAM-HR

Il mese analizzato per poter effettuare il confronto è il mese di Dicembre 2006 e per entrambi i data sets sono state effettuate delle media mensili per poter meglio stimare le effettive differenze che si riscontrano nei due data sets. Considerando le mappe dei sei parametri, sia per i dati di ECMWF che per i dati di USAM-HR (Fig 2.6-2.11), si osserva come entrambi i data sets del Mediterraneo presentino strutture analoghe. In generale, nelle zone centrali dei vari bacini del Mediterraneo, i due data sets sono coerenti tra di loro, mentre nei punti griglia in cui è presente sia mare che terra, come ad esempio lungo le coste, la differenza tra i due data sets è maggiore avendo i dati a larga scala ECMWF una bassa risoluzione dell'orografia. Le maggiori differenze sono state trovate infatti in tre zone in cui l'orografia gioca un ruolo importante e nei parametri il cui pattern è fortemente influenzato da questa, come ad esempio nei campi di velocità del vento (Fig 2.12).

La prima di queste è (Fig 2.12, Zona A) è la zona del Golfo del Leone dove si osserva un segnale più intenso del maestrone, vento di origine atlantica che, incanalandosi tra i Pirenei, il Massiccio Centrale e le Alpi sfocia aprendosi a ventaglio nel golfo. Valori più elevati del vento in questa zona e in generale nel bacino del Mediterraneo occidentale, sono dovuti ad un' orografia molto complessa, essendo tale settore circondato da una serie di catene montuose di rilievo, quali i Pirenei, il Massiccio Centrale, le Alpi, gli Appennini e, più a Sud, l'Atlante africano e disseminato di isole montagnose come Corsica, Sardegna, Baleari e Sicilia.

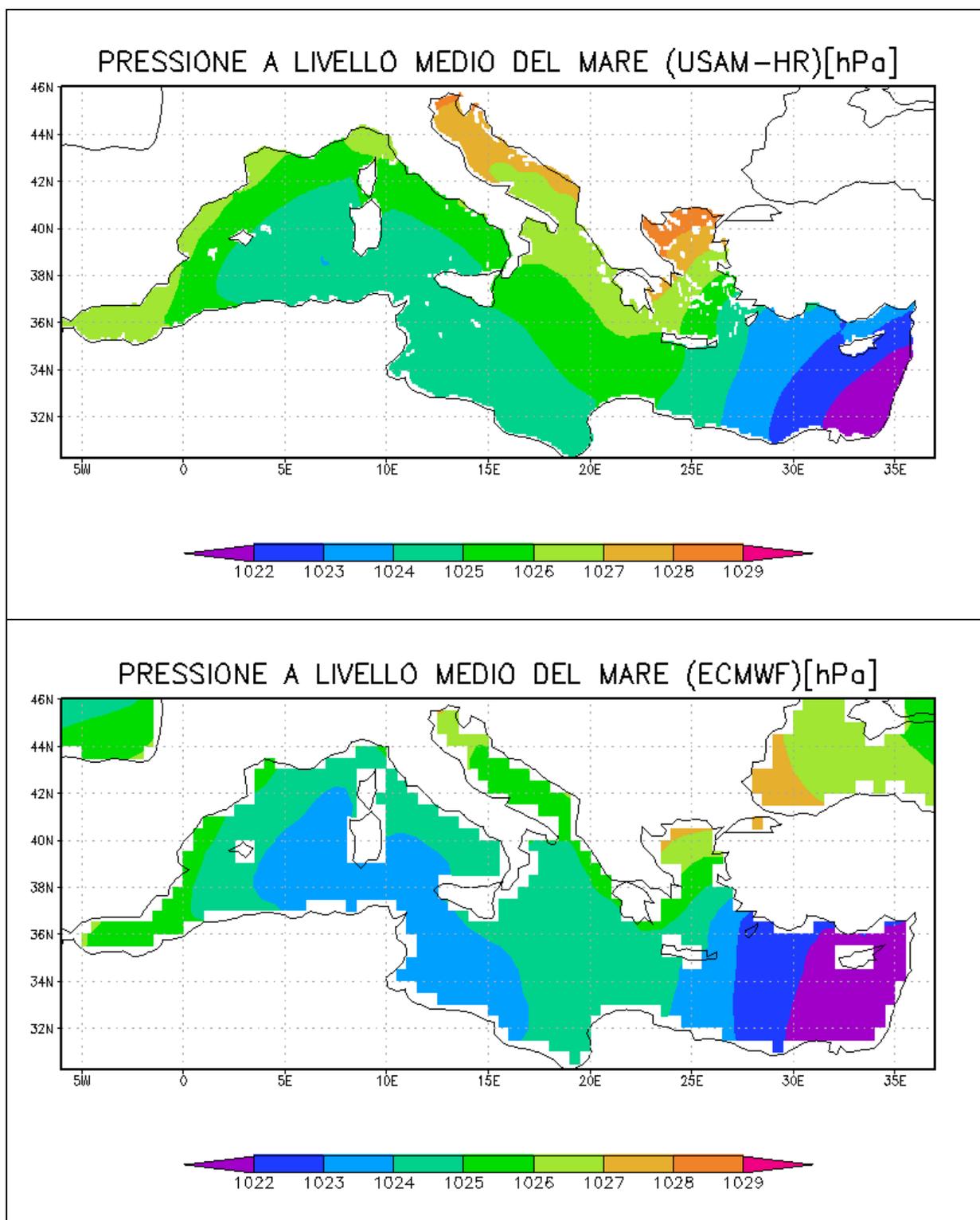
La seconda zona di interesse è la zona del Mar Adriatico (Fig 2.12, Zona B), per via della caratteristica configurazione allungata e stretta in cui la profondità dei regimi di brezza gioca un ruolo importante. Qui si osservano valori dell'intensità del vento più elevati nel caso dei dati USAM-HR: in particolare si osserva un più marcato vento

proveniente da E-N-E, un vento di Bora, vento continentale freddo e molto secco, che si forma quando una massa di aria fredda e asciutta si accumula sui Balcani e raggiunta l'altezza dei passi montuosi si incanala lungo le valli delle Alpi Dinariche soffiando violentemente su alcune zone Adriatiche. La maggiore risoluzione orizzontale dei dati USAM-HR e quindi la migliore rappresentazione nel modello meteorologico dell'orografia si ripercuote anche sul campo della pressione. Nel Mar Adriatico il campo di pressione appare meglio definito nei data sets dell'USAM, in particolare nella zona dell'alto Adriatico.

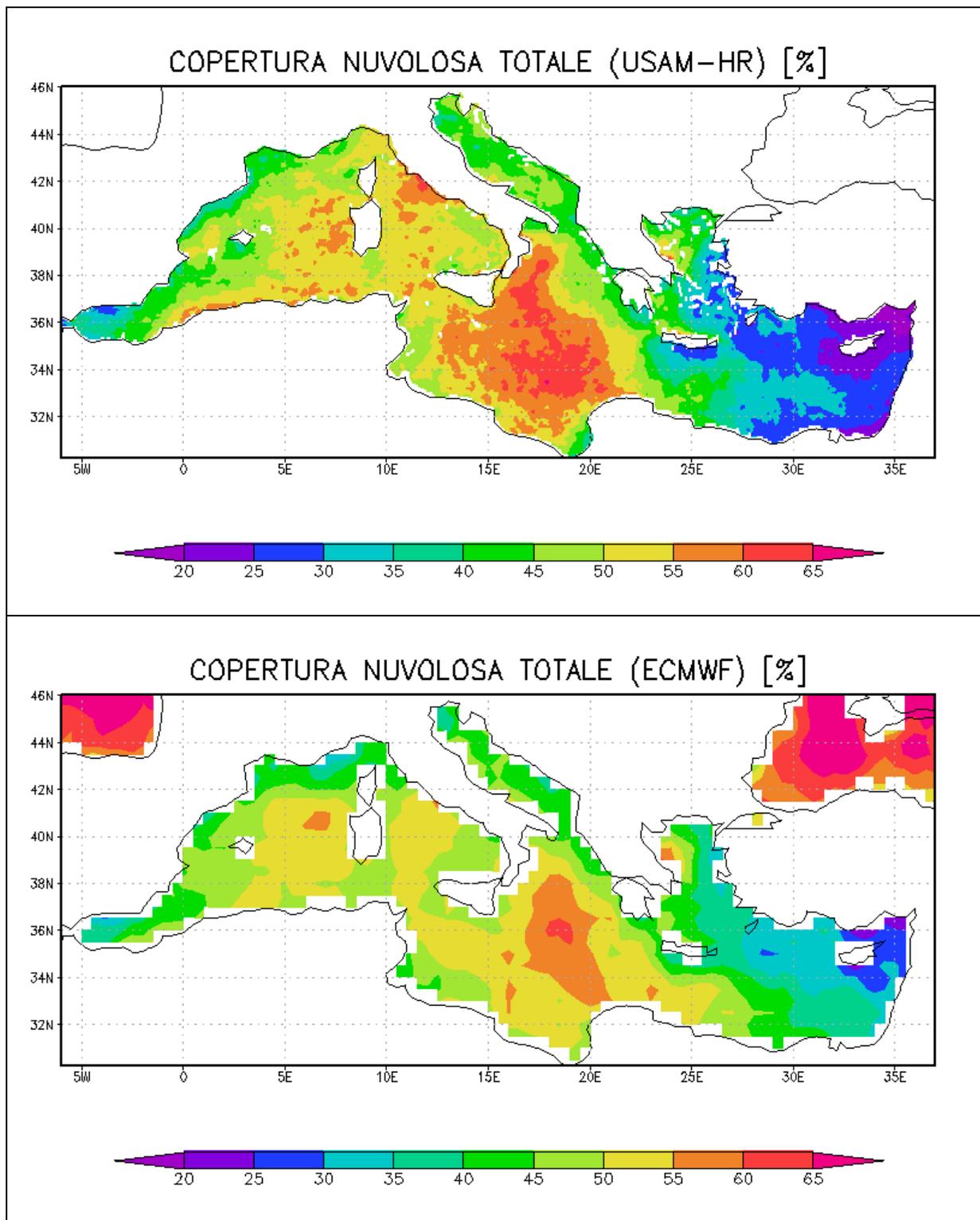
La terza zona di interesse (Fig 2.12, Zona C) è quella del bacino Levantino e in particolare dell'isola di Creta, del Mar Egeo e della zona a sud della Turchia, dove i dati USAM-HR evidenziano caratteristiche dinamiche di piccola scala associate alle deviazioni che le masse d'aria subiscono entrando in contatto con la complessa orografia tipica di queste zone, che appare invece assente nei venti ECMWF. La maggiore intensità del vento di UGM-HR viene mostrata anche nella Figura 2.13, dove le frecce stanno ad indicare la direzione mentre il colore l'intensità.

Per gli altri parametri, quali Copertura Totale Nuvolosa, Temperatura superficiale del mare e Temperatura del punto di rugiada a 2 m i pattern appaiono simili anche se un maggior dettaglio lo si riscontra sempre nei dati USAM-HR.

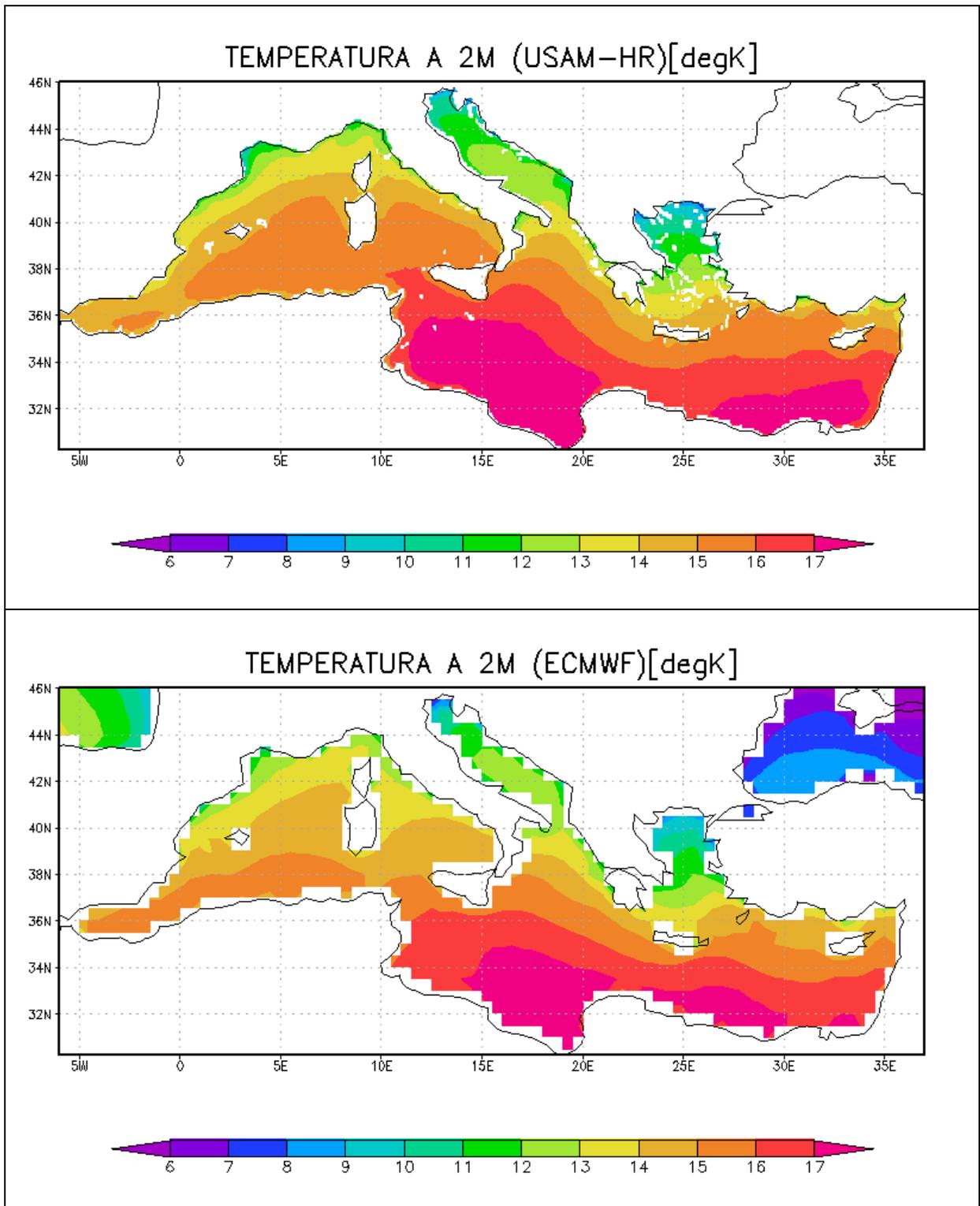
Si nota una depressione lungo la zona delle Baleari la quale si forma sottovento ai Pirenei in prossimità delle isole, per effetto dell'aria umida atlantica più o meno fredda che entra nel Mediterraneo. La bassa pressione si forma per interazione tra la massa d'aria umida di origine atlantica, la temperatura più elevata del Mediterraneo e il particolare contesto orografico. Confrontando i due plot della Figura 2.13 è ben evidente la maggiore intensità del vento ad alta risoluzione.



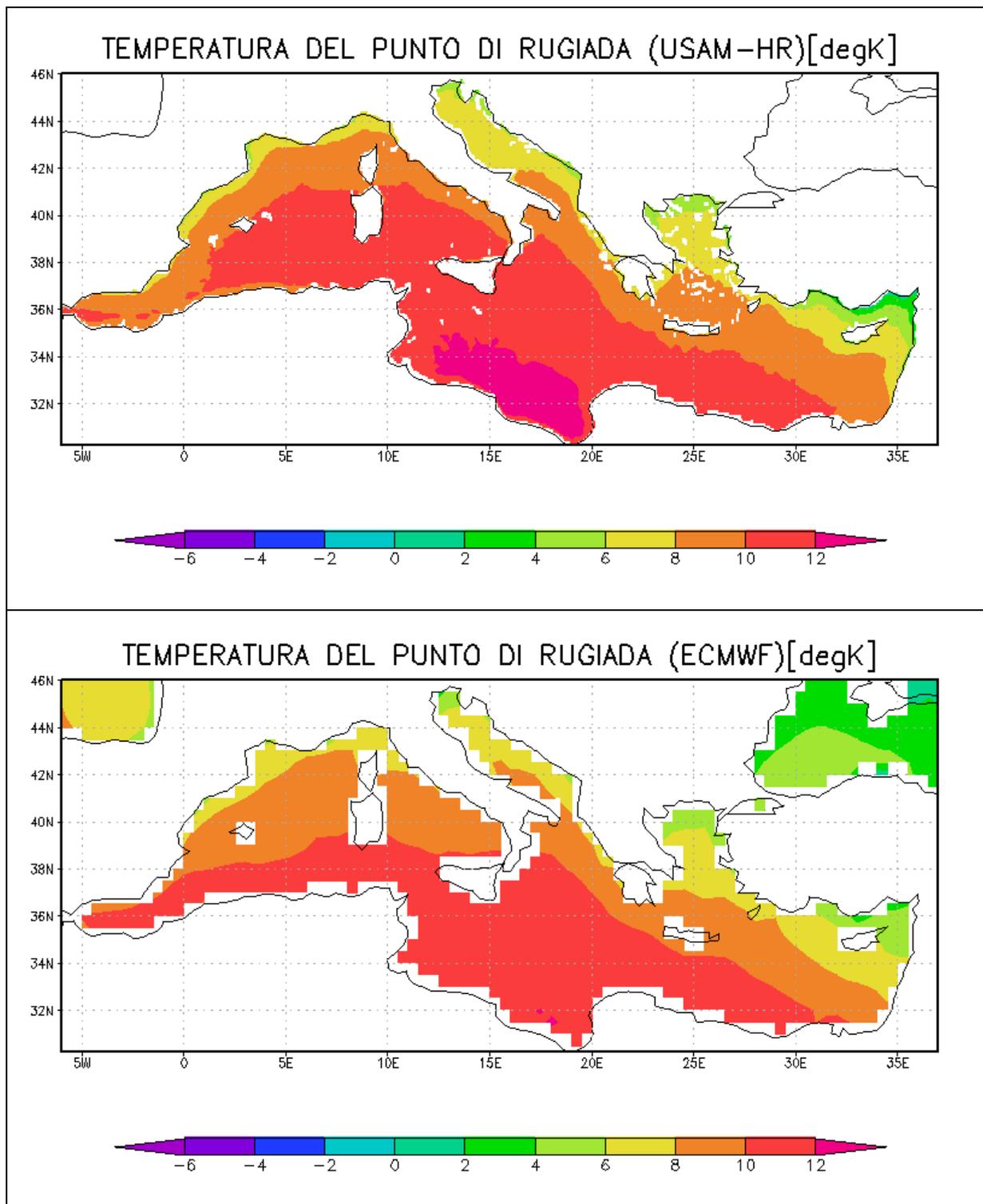
**Figura 2.6: Confronto tra la pressione a livello medio del mare USAM-HR e ECMWF per Dicembre 2006.**



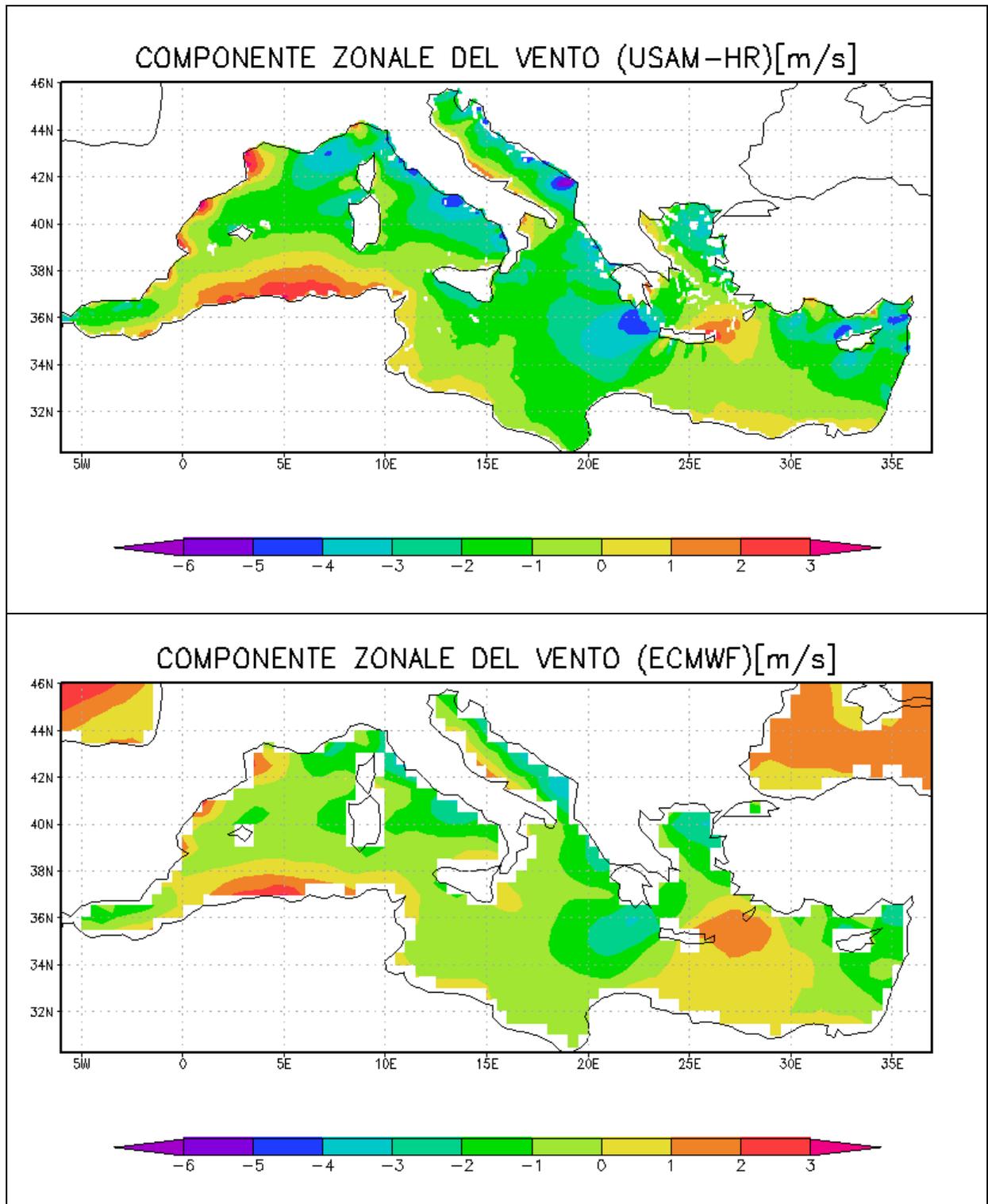
**Figura 2.7: Confronto tra la totale copertura nuvolosa USAM-HR e ECMWF per il mese di Dicembre 2006**



**Figura 2.8: Confronto tra la temperatura a 2m USAM-HR e ECMWF per il mese di Dicembre 2006**



**Figura 2.9: Confronto tra la temperatura del punto di rugiada USAM-HR e ECMWF per il mese di Dicembre 2006**



**Figura 2.10: Confronto tra la componente zonale del vento USAM-HR e ECMWF per il mese Dicembre 2006**

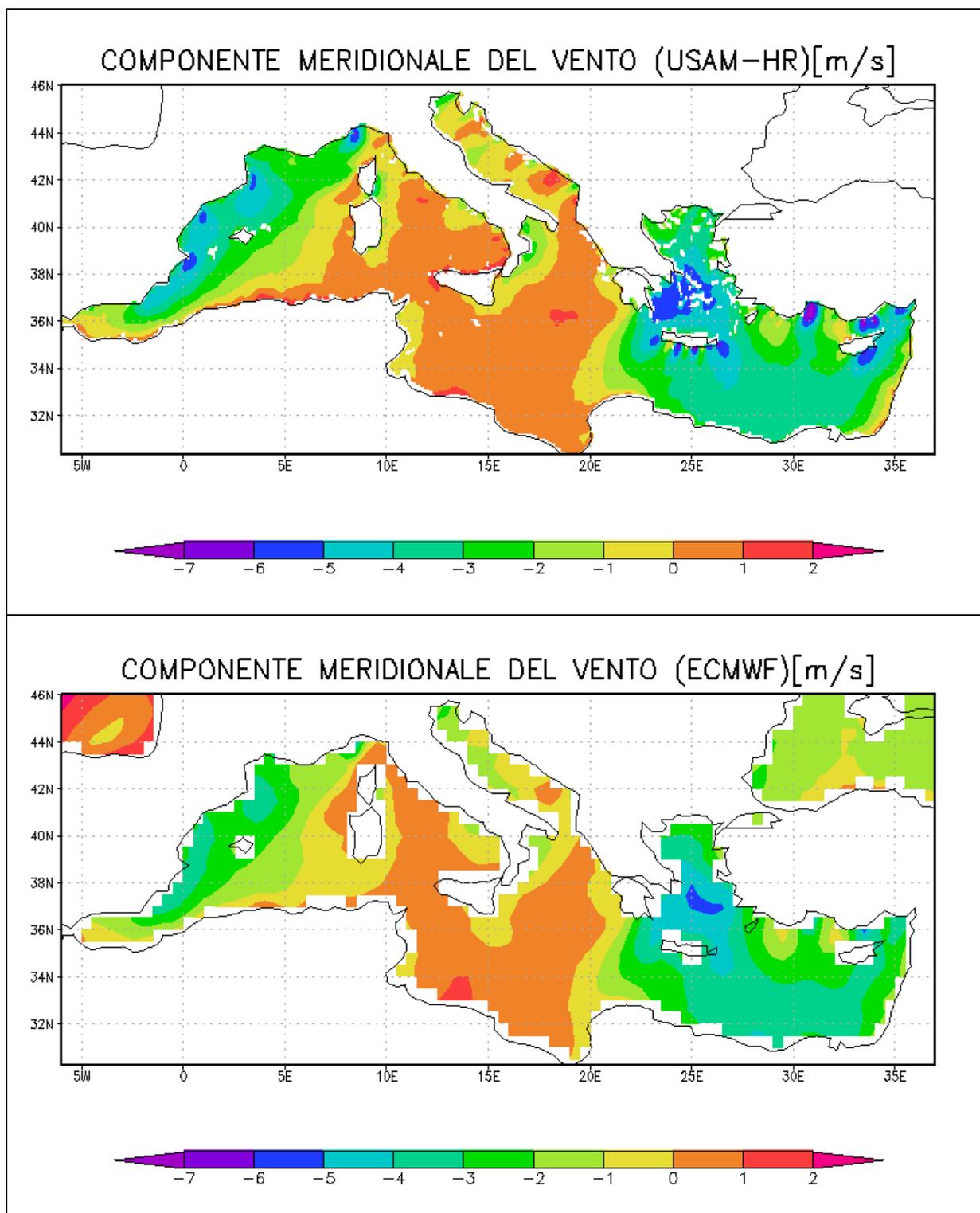
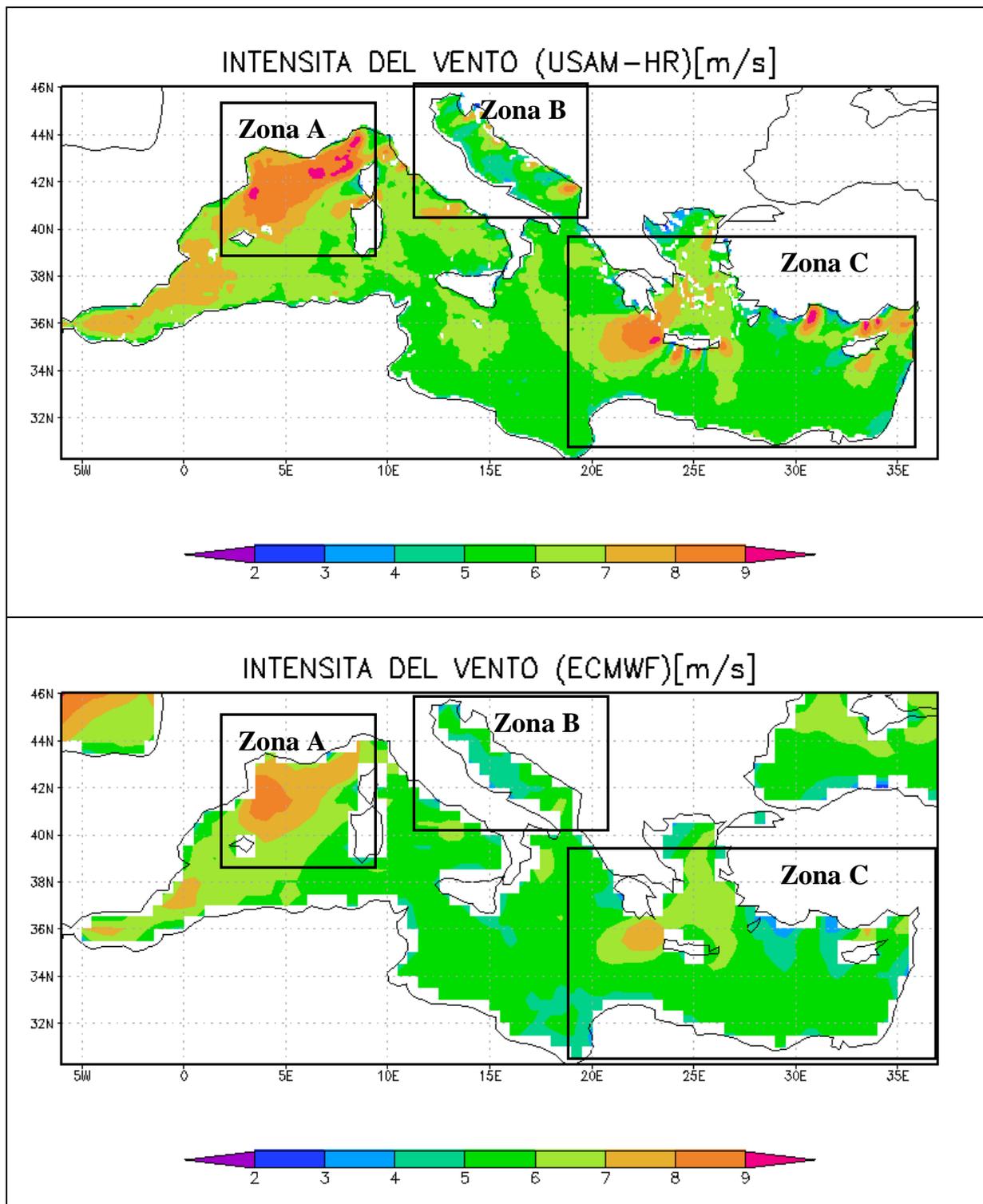
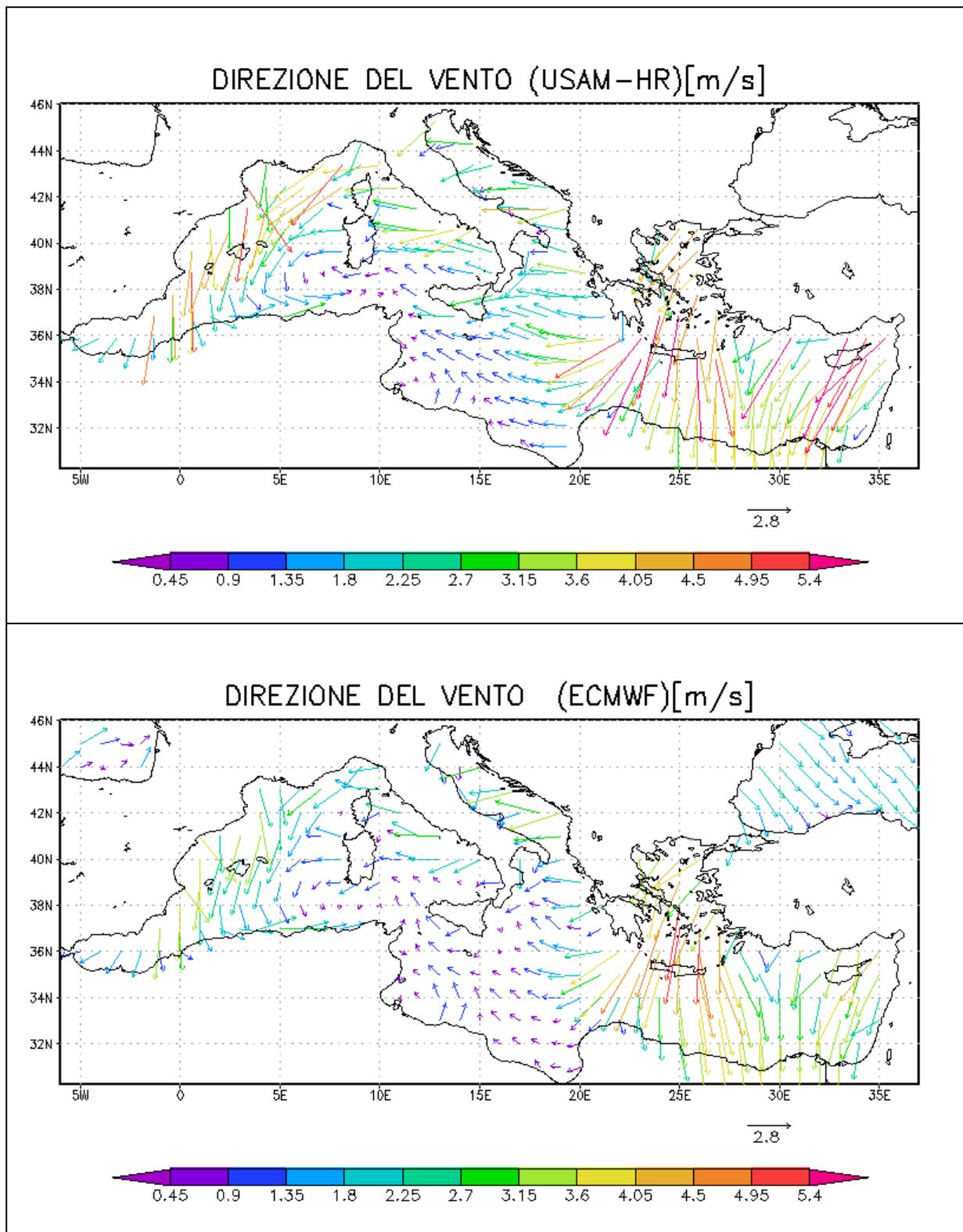


Figura 2.11: Confronto tra la componente meridionale del vento USAM-HR e ECMWF per il mese Dicembre 2006



**Figura 2.12: Confronto tra l'intensità del vento USAM-HR e ECMWF per il mese di Dicembre 2006**

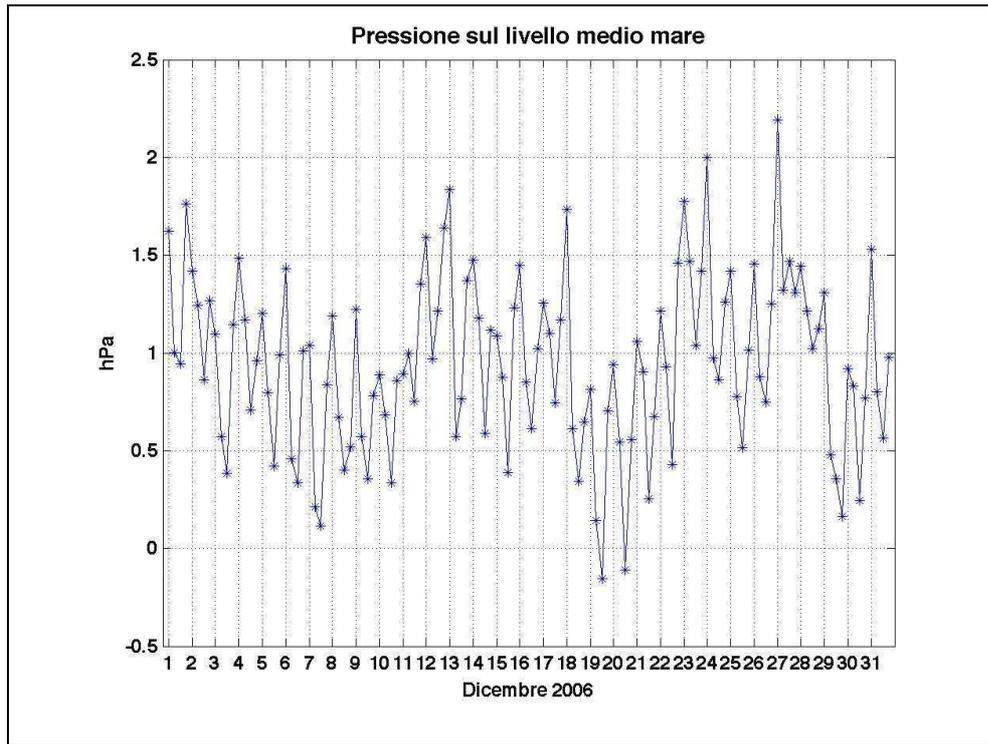


**Figura 2.13: Confronto tra la direzione del vento USAM-HR e ECMWF per il mese di Dicembre 2006**

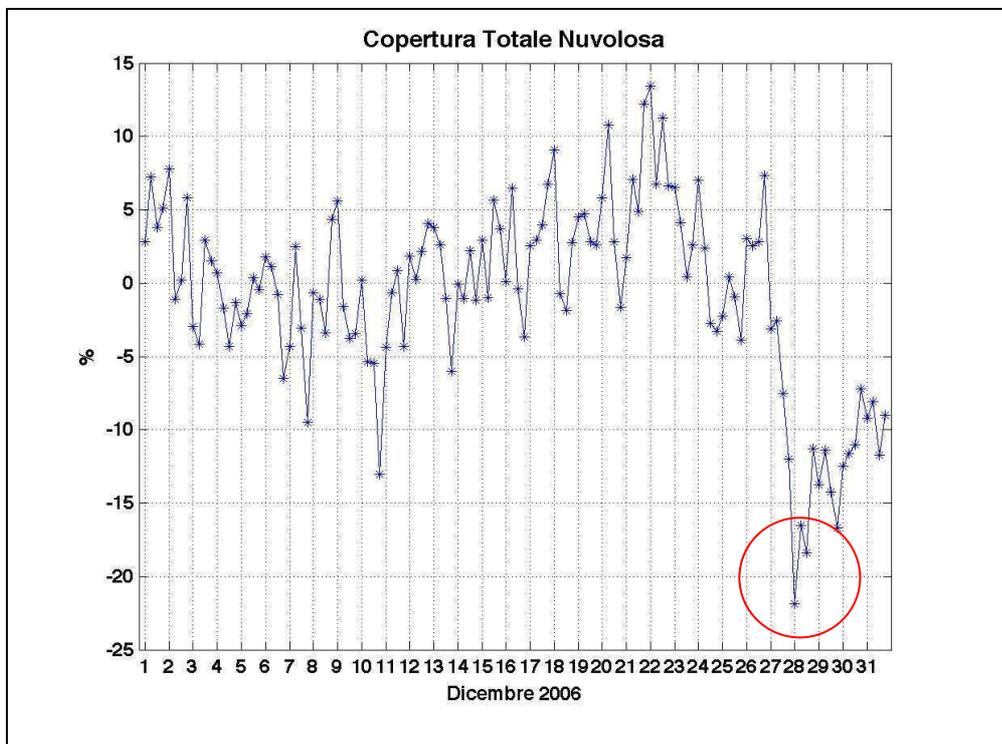
Per poter meglio comprendere le differenze, sono state messe a confronto le differenze delle medie di bacino per ogni record temporale, relativo alle 00, 06, 12, 18, e per ogni parametro come riportato nelle figure 2.14-2.18.

Molto interessanti sono le differenze che si osservano per il campo della temperatura a 2 m (Fig 2.16), parametro più sensibile al ciclo giornaliero. In particolare le maggiori differenze si riscontrano in corrispondenza del terzo record temporale (messo in evidenza dal pallino rosso) che corrisponde alle ore 12 dove si riscontrano delle temperature più fredde nel caso dei forzanti USAM-HR. La linea tratteggiata indica la media della differenza su tutto il periodo considerato. Una spiegazione di tale andamento risiede nel modo in cui il parametro della temperatura a 2 m viene ottenuto nel modello atmosferico COSMO-ME. In questo modello tale parametro è una variabile diagnostica, ovvero viene derivata in una fase di post-processing attraverso un' interpolazione tra l'ultimo livello del modello atmosferico a 10 m e la temperatura del mare fornita dall'ECMWF, che viene mantenuta costante.

Differenze si possono riscontrare anche per il grafico relativo alla Copertura Nuvolosa Totale (Fig 2.15), dove per l'ultima settimana di dicembre si può evidenziare un picco verso il basso che sta ad indicare una minore copertura nuvolosa per il forzante USAM-HR. Per quanto riguarda l'intensità del vento (Fig 2.18) si registrano differenze per la prima settimana di dicembre, mentre per l'ultima settimana di dicembre le differenze sono legate all'andamento della Copertura Nuvolosa Totale evidenziata in Figura 2.15, periodo caratterizzato da differenze negative anche per gli altri parametri come la pressione media a livello del mare, e la temperatura.



**Figura 2.14: Differenze a sei ore della pressione media a livello del mare USAM-HR/ECMWF**



**Figura 2.15: Differenze a sei ore della Totale copertura nuvolosa USAM-HR/ECMWF**

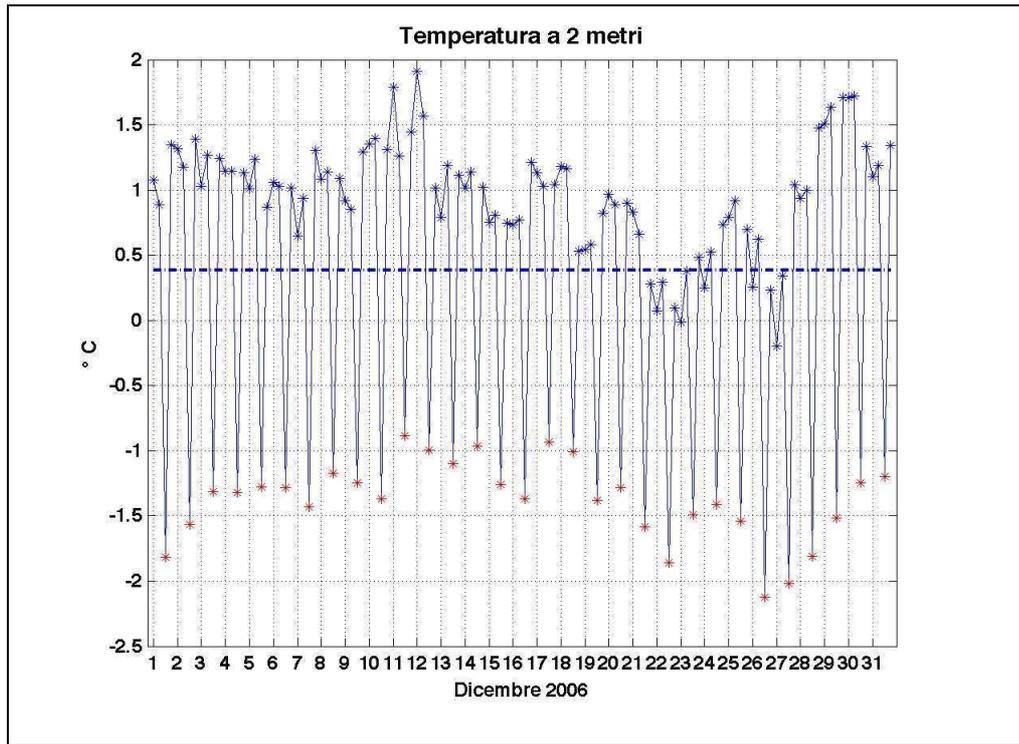


Figura 2.16: Differenze a sei ore della Temperatura a 2m USAM-HR/ECMWF

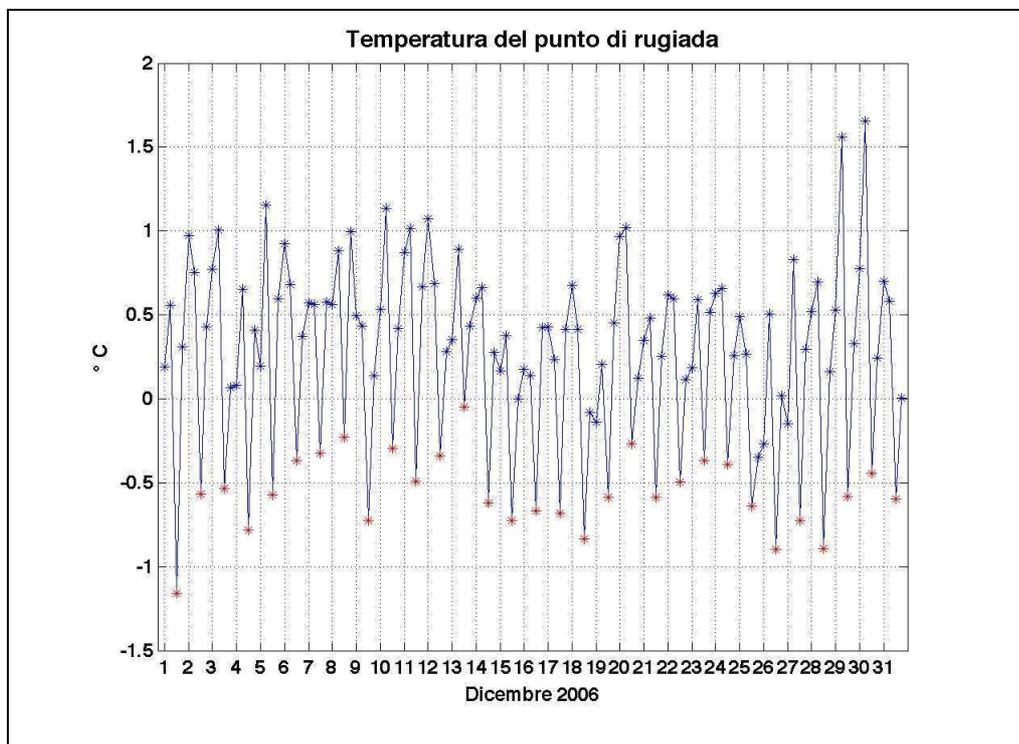


Figura 2.17: Differenze a sei ore della Temperatura del punto di rugiada USAM-HR/ECMWF

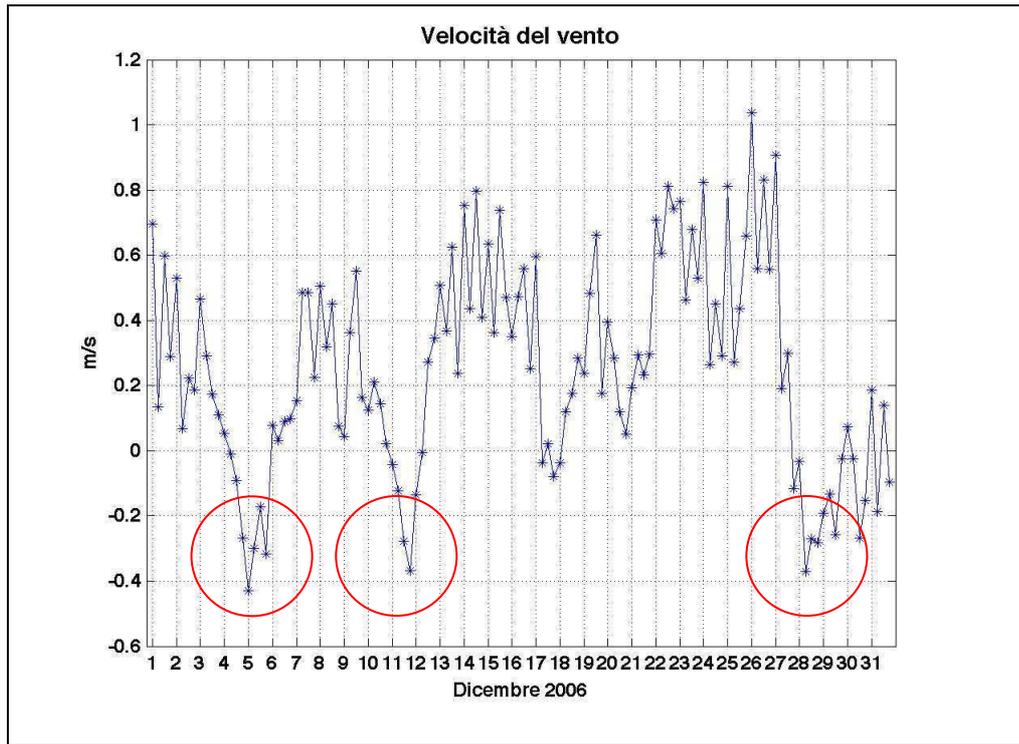


Figura 2.18: Differenze a sei ore della velocità del vento USAM-HR/ECMWF

## Capitolo 3

### *La risposta del modello oceanico al Forzante Atmosferico*

Il modello di circolazione utilizzato è quello descritto nel primo capitolo di questo lavoro. Alla fase di preparazione dei dati, trattati nel Capitolo 2, segue l'uso dei dati atmosferici come forzanti del modello oceanico. L'obiettivo è vedere quanto sia valida la risposta del modello al forzante atmosferico ad alta risoluzione.

Il modello oceanico, forzato dai campi atmosferici, assimila anche osservazioni oceanografiche relative al mese di Dicembre 2006. I risultati del modello sono quindi chiamate analisi.

Per entrambe le analisi del modello oceanico, chiamato Ocean General Circulation Model (OGCM), un primo insieme di analisi saranno forzate dai campi dell'ECMWF e saranno chiamate ANalisi-ECMWF (AN-ECMWF). Il secondo insieme sarà invece forzato dai campi atmosferici dell'USAM ad alta risoluzione, e saranno chiamate Analisi-USAM-HR (AN-USAM-HR). Di queste analisi sono state realizzate delle medie mensili, così attraverso il confronto tra questi valori mensili si potranno sviluppare adeguate considerazioni sulla validità della risposta oceanica al forzante atmosferico ad alta risoluzione.

### **3.1 Strutture della circolazione e confronto tra AN USAM-HR e AN-ECMWF**

#### **3.1.1 Mappe di Sforzo del vento e Temperatura nel bacino del Mediterraneo**

In questo paragrafo vengono confrontati i risultati ottenuti dal modello oceanico forzato dai diversi campi atmosferici. Si presenta innanzitutto il campo di sforzo del vento che è infatti il forzante primario della circolazione oceanica. Lo sforzo del vento viene calcolato dal modello oceanografico ed è una funzione quadratica del vento.

In Fig 3.1 vengono mostrate le mappe relative appunto al modulo dello sforzo del vento. Confrontando le due medie, quella derivata dal forzante ECMWF e quella da USAM-HR, si rivela come in entrambi i casi sono presenti le stesse strutture principali, ma le strutture sono meglio risolte nel caso del forzante ad alta risoluzione (USAM-HR). In particolare si può notare come valori più elevati dello sforzo del vento si riscontrano in quelle zone dove l'orografia gioca un ruolo importante.

Nel Golfo del Leone (zona A, Fig 3.1), si ha un valore di circa  $0.14 \text{ N/m}^2$ , valore che si può attribuire al vento di Maestrale che caratterizza questa zona.

Valori elevati si evidenziano anche nel bacino Adriatico (Zona B, Fig 3.1) lungo la costa Croata, dove le varie strutture sono meglio definite rispetto ad una struttura più omogenea, presente nel caso del forzante ECMWF.

Molto interessante è anche la zona orientale del Mediterraneo dove il segnale raggiunge anche qui valori di  $0.14 \text{ N/m}^2$ , come nel Bacino

Levantino (Zona C, Fig 3.1), bacino caratterizzato da una serie di massimi relativi a scala limitata. Questi massimi relativi corrispondono a strutture di vento a ‘getto’<sup>1</sup>. Nel Mar Egeo in prossimità di Creta lo sforzo del vento è intenso, valori così alti possono essere attribuiti all’interazione tra le masse d’aria e la complessa orografia tipica di queste zone.

Il vento è il responsabile maggiore per la perdita di calore del mare all’interfaccia aria-mare: è interessante quindi correlare la struttura del modulo dello sforzo del vento alla temperatura superficiale (Fig 3.2). Questo permette di evidenziare le zone di formazione delle masse d’acqua e la loro evoluzione temporale. Anche in questo caso entrambe le mappe presentano le stesse strutture, ma anche qui una definizione migliore la si osserva nel caso del forzante USAM-HR. In generale l’AN-USAM-HR è più fredda dell’AN\_ECMWF

Nel Golfo del Leone (Zona A, Fig 3.2), sito di formazione delle acque dense, è ben evidente il caratteristico vortice ciclonico, infatti in questa zona si osservano valori di Temperatura più freddi ( $T=13^{\circ}\text{C}$ ), a causa della forte interazione aria-mare che si verifica in quest’area.

Nella zona dell’Adriatico (Zona B, Fig 3.2), in particolare nella parte settentrionale si possono evidenziare Temperature più fredde ( $T=12-14^{\circ}\text{C}$ ). L’alto Adriatico è interessato in questo periodo dell’anno da forti valori del vento di Bora che permette perdite di calore anche dello stesso ordine di grandezza del Golfo del Leone (circa  $500-1000\text{ W m}^{-2}$ ).

Nella zona del Bacino Levantino (Zona C, Fig 3.2) tra l’isola di Creta e quella di Cipro, si riscontra un valore di minimo di temperatura relativo ( $T=17^{\circ}\text{C}$ ) che definisce il Giro di Rodi. A sud di Creta si può notare la struttura del Giro di Iera-Petra, tipica struttura di sottobacino che si forma in questa zona caratterizzata da una temperatura più

---

<sup>1</sup> Il vento a ‘getto’ può essere definito come un vento che ha intensità massima in una regione limitata e decresce la sua intensità velocemente al di fuori di tale zona. E’ di solito rappresentato da una forma analitica di tipo gaussiano

elevata ( $T= 19-20^{\circ}\text{C}$ ) rispetto alle acque circostanti. Sia il Giro di Rodi che quello di Iera-Petra sono più freddi in AN-USAM-HR che non in AN-ECMWF

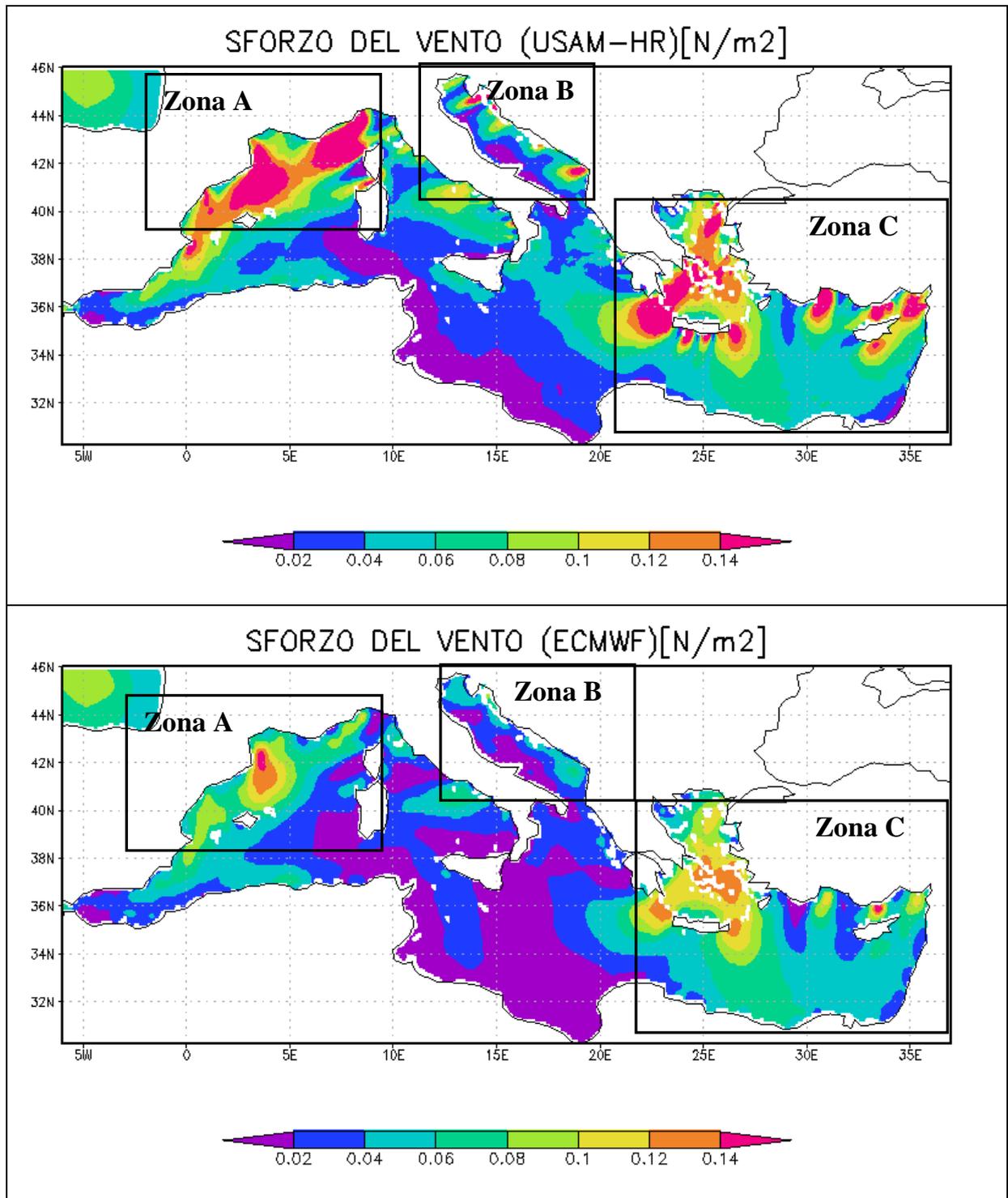


Figura 3.1: Confronto tra il modulo dello sforzo del vento USAM-HR e ECMWF per il mese di Dicembre 2006

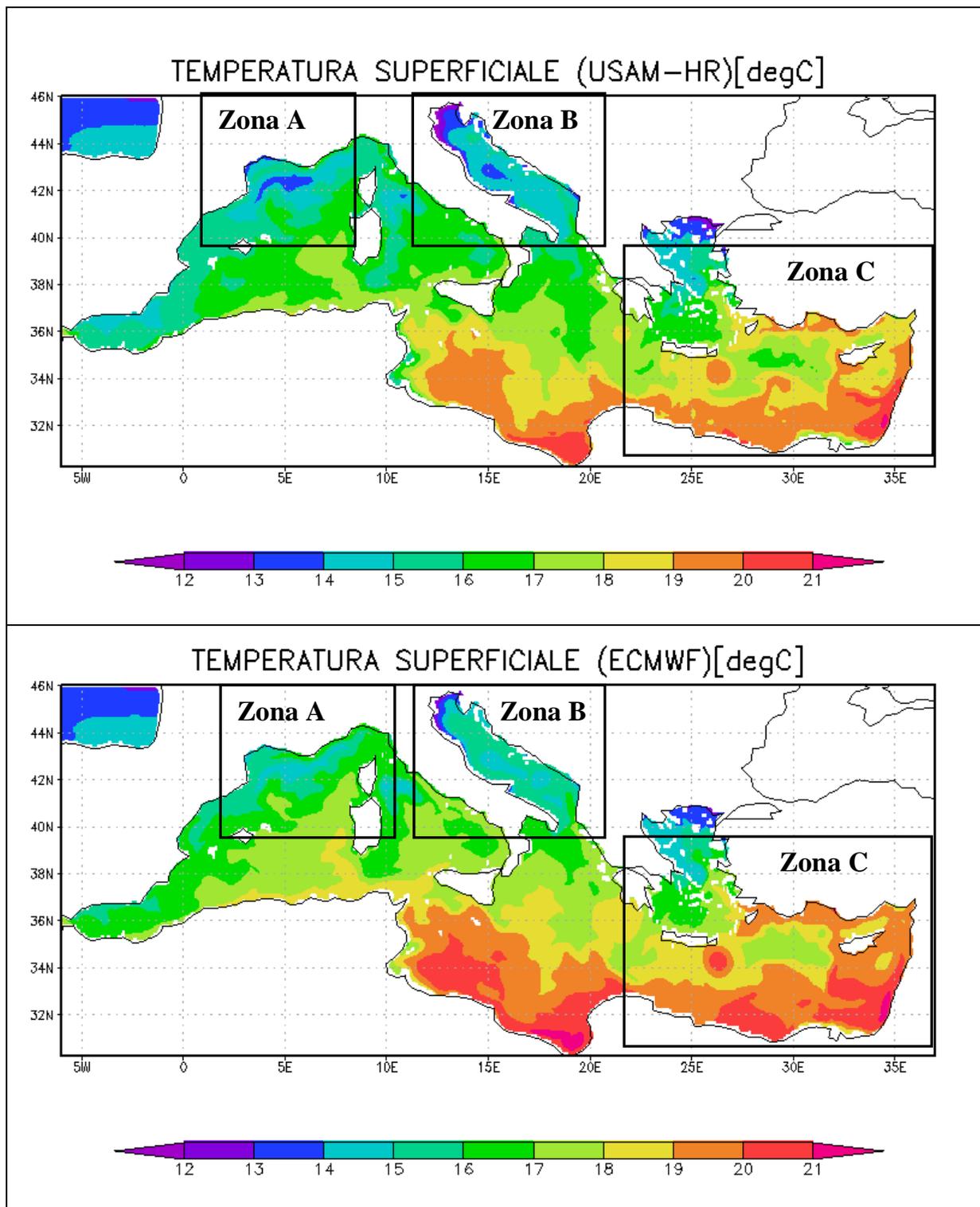


Figura 3.2: Confronto tra AN-USAM-HR e AN-ECMWF per il mese di Dicembre 2006

### 3.1.2 Mappe di Flusso di Calore e per Strato Rimescolato

In Fig 3.3 viene mostrata la mappa relativa al flusso di calore per i due forzanti considerati. Il mese analizzato in questo lavoro, Dicembre 2006, è caratterizzato da valori negativi in tutto il bacino. Valori negativi fanno riferimento ad una perdita di calore, mentre valori positivi si riferiscono ad un guadagno di calore. In entrambe le mappe il flusso di calore è caratterizzato da un valore negativo, nel caso del forzante ad alta risoluzione (USAM-HR) si osserva una maggiore perdita di calore (intervallo che oscilla da  $-500$  a  $-200 \text{ W/m}^2$ ) collegata alla maggiore intensità del vento. Il valore minimo si registra nel Golfo del Leone, nel Mar Egeo e nel bacino Levantino zone caratterizzate da forti venti e da temperature più fredde parametri che determinano la perdita di ingenti quantità di calore all'interfaccia aria mare.

Molto interessante è notare come l'andamento del flusso di calore è legato alla dinamica dello strato rimescolato (Fig 3.4). Lo strato superficiale del mare è una zona di forte rimescolamento dovuta alla turbolenza indotta dal vento e dai flussi di calore e dall'interfaccia aria-mare. Il vento che soffia sopra il mare mescola gli strati superiori e forma, alla superficie dell'oceano, un sottile strato mescolato (in inglese mixed layer) che ha temperature e salinità uniformi dalla superficie fino ad una profondità chiamata la profondità dello strato rimescolato. Lo spessore e la temperatura dello strato mescolato variano da giorno a giorno e da stagione a stagione in risposta a due a due fattori:

- I flussi di calore attraverso la superficie riscaldano e raffreddano le acque superficiali. Le variazioni di temperatura cambiano la differenza di densità tra strato rimescolato e le acque sottostanti.
- La turbolenza nello strato rimescolato mescola il calore verso il basso. La turbolenza dipende dalla velocità del vento e dalla

intensità delle onde che si rompono. La turbolenza mescola l'acqua dello strato e mescola l'acqua dello strato con quella del termoclino.

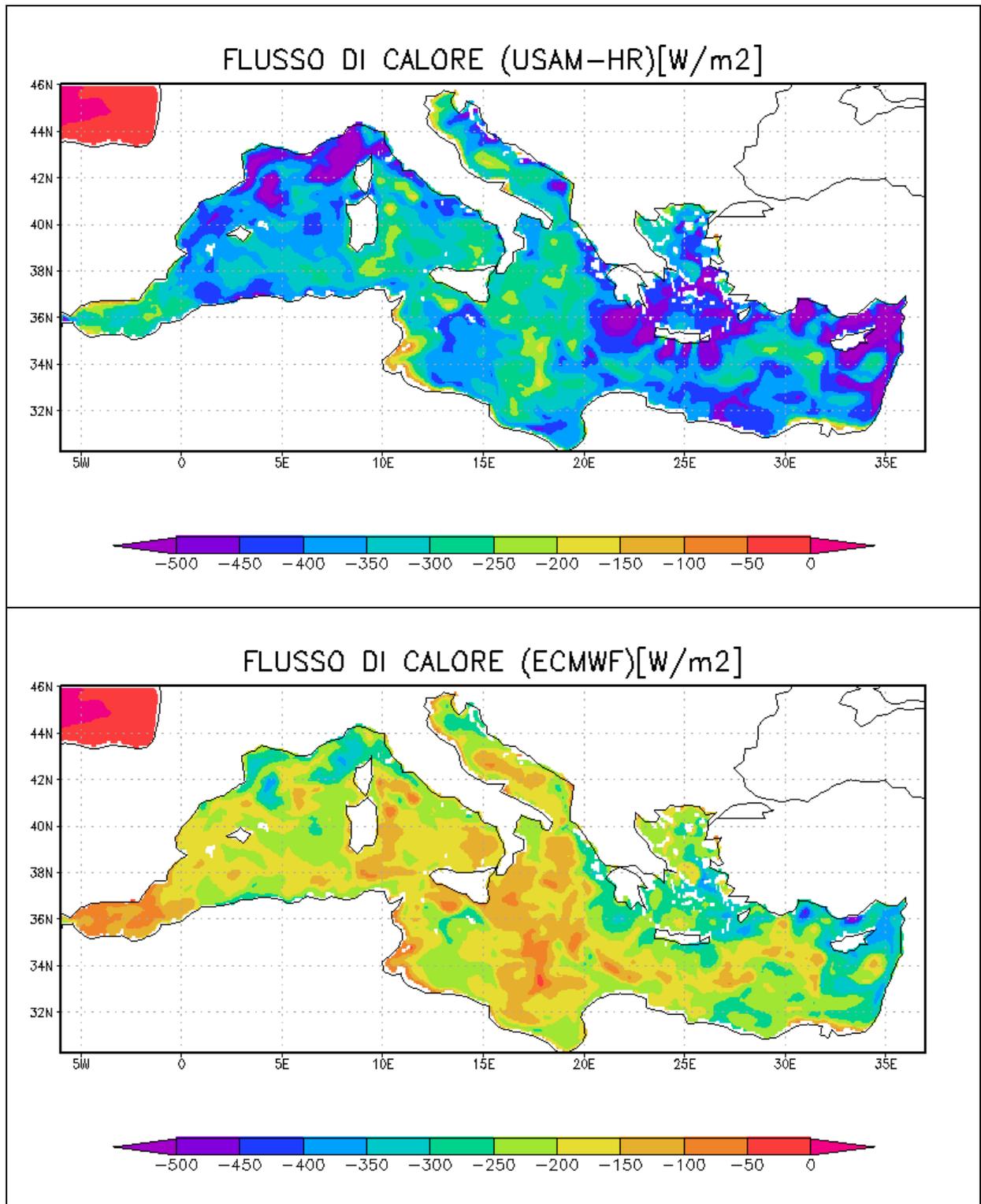
Nella Figura 3.4 viene confrontato l'andamento della profondità dello strato rimescolato nei due casi esaminati. Nel periodo analizzato in questo lavoro, che può essere definito periodo invernale (Hecht et al., 1988), la profondità dello strato rimescolato può raggiungere anche diverse centinaia di metri ma in generale nel bacino è dell'ordine di 50 metri. Più alta è la perdita di calore maggiore sarà la profondità dello strato rimescolato, più calore viene perso più lo strato rimescolato si approfondisce.

L'andamento della temperatura nello strato rimescolato è meglio definita per il forzante atmosferico ad alta risoluzione, in particolare nella zona del basso Adriatico, nel Golfo del Leone e nel Bacino Levantino. Infatti si evidenziano i siti di formazione delle acque profonde nel caso di USAM-HR mentre per ECMWF lo strato rimescolato è meno profondo. Lo sprofondamento delle acque superficiali per effetto di instabilità gravitazionale è un processo che trova la sua origine a tre fattori principali:

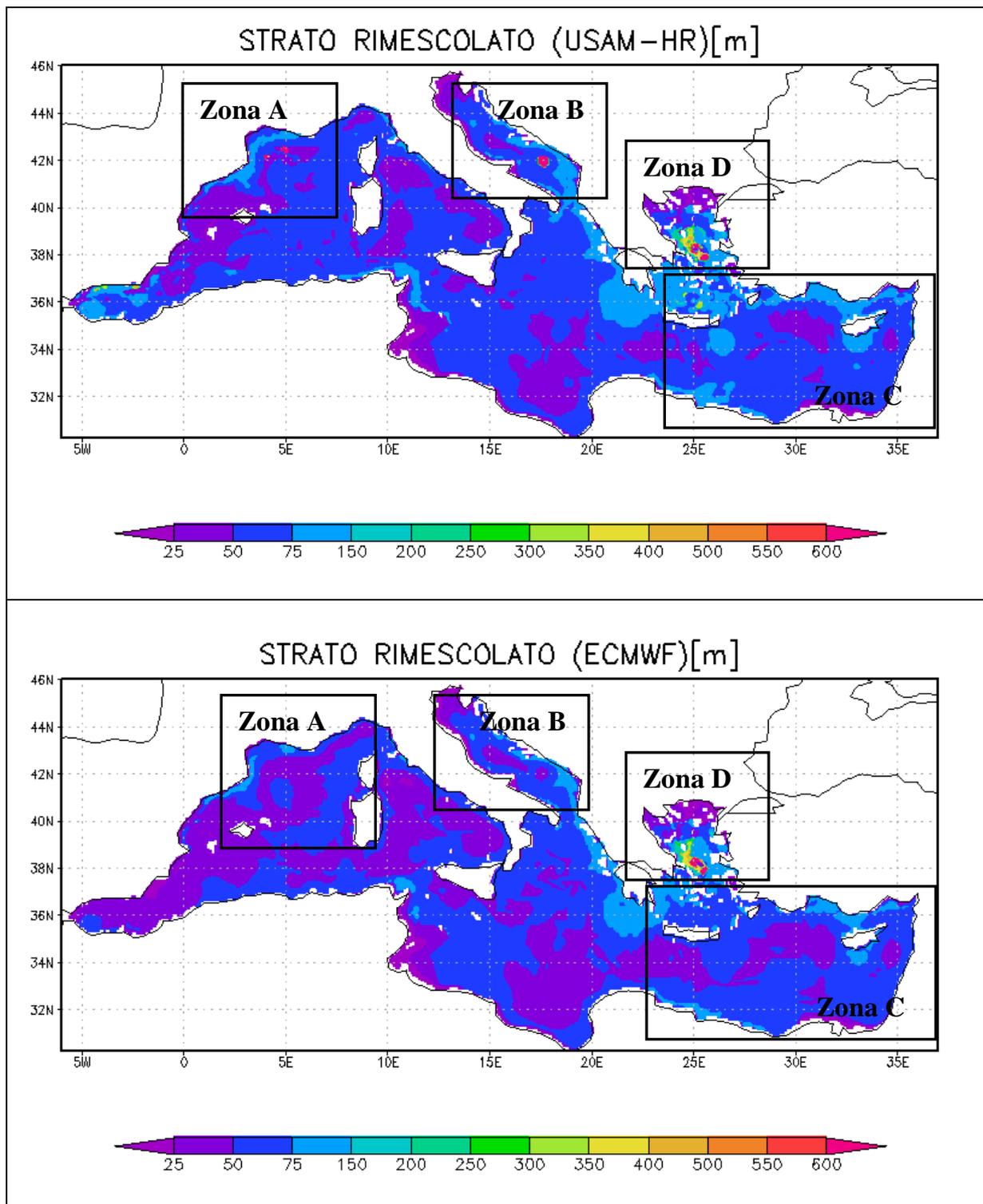
- L'arrivo di masse continentali di aria fredda e secca sul mare determina una maggiore evaporazione con conseguente perdita di calore e aumento della densità superficiale che porta da un rimescolamento convettivo delle acque superficiali
- La presenza di una circolazione ciclonica che rende la stratificazione della colonna d'acqua molto debole al centro del vortice
- L'aumento di salinità dell'acqua dovuto ad un fenomeno di formazione del ghiaccio alla superficie o di risalita dell'acqua salata degli strati profondi

Le acque pesanti che si originano sprofondano verticalmente dalla superficie al fondo dell'oceano in un breve spazio temporale, regolando tutta la circolazione termoalina del Mediterraneo.

Le regioni dove si forma l'acqua profonda sono: il Golfo del Leone (Fig 3.4, Zona A), con la produzione dell'Acqua Mediterranea Profonda Orientale (WMDW); in prossimità dell'isola di Rodi (Fig 3.4, Zona B) con la formazione D'Acqua Levantina profonda durante inverni molto freddi, il Mar Adriatico (Fig 3.4, Zona C) con l'Acqua Adriatica Profonda (ADW) e il Mar Egeo (Fig 3.4, Zona D) con le sue acque profonde (AGDW).



**Figura 3.3: Confronto del flusso di calore netto tra USAM-HR e ECMWF per il mese di Dicembre 2006**



**Figura 3.4: Confronto tra la profondità dello strato rimescolato in AN-USAM-HR e AN-ECMWF per il mese di Dicembre 2006**

## 3.2 Differenze giornaliere tra i campi

### 3.2.1 Temperatura superficiale

Per poter meglio comprendere le differenze riscontrate fra le due analisi prodotte in questo lavoro, si sono prodotte le differenze giornaliere fra i risultati ottenuti con i due forzanti atmosferici. I valori rappresentati in Fig 3.5 sono le differenze giornaliere tra la temperatura superficiale del mare da AN-USAM-HR e AN-ECMWF mediate sull'intero bacino.

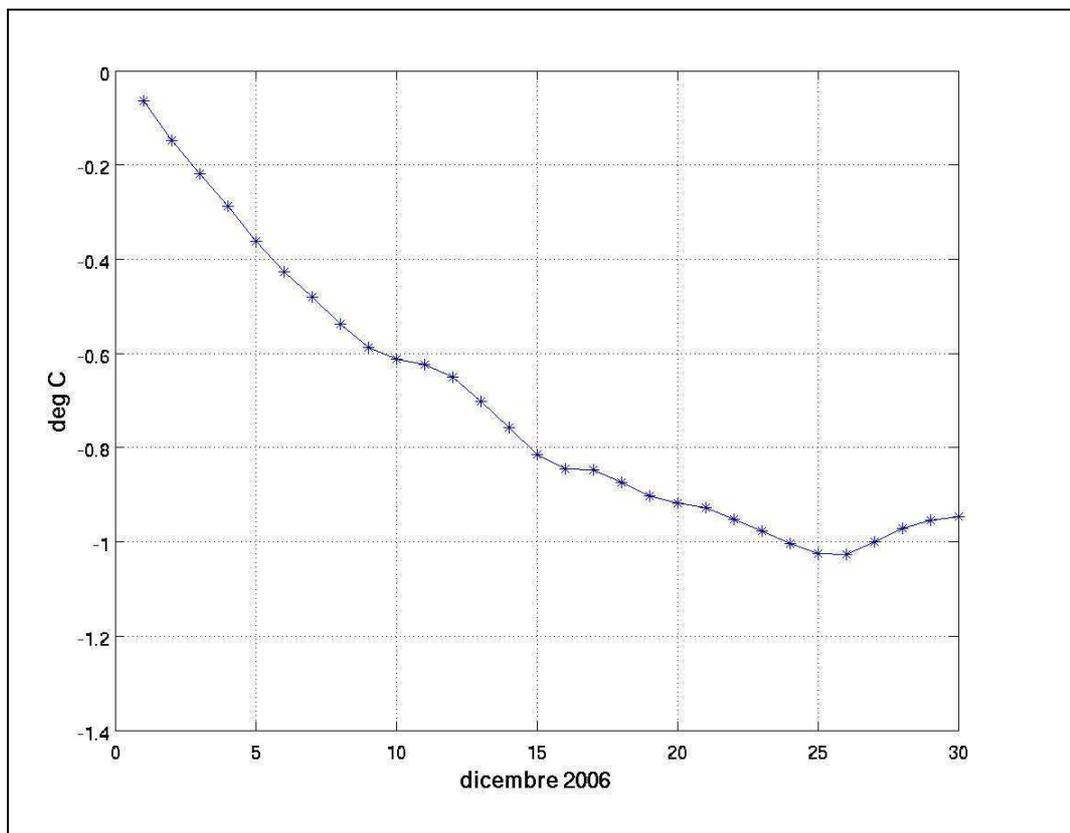


Figura 3.5:Differenze giornaliere di temperatura USAM-HR/ECMWF

I valori di temperatura ottenuti sono sempre negativi, valori coerenti con la mappe di temperatura superficiale confrontate in Fig 3.2, dove temperature più fredde sono relative al forzante atmosferico (USAM-

HR). Dal grafico l'andamento della curva ci mostra come per la prima settimana di Dicembre le differenze sono più elevate ma come queste tendono ad aumentare con il tempo.

### 3.2.2 Differenze di flusso di Calore e di profondità dello strato rimescolato

Le differenze giornaliere tra il flusso di calore dell'AN-USAM-HR e AN-ECMWF, mediato sul bacino, sono riportate nel grafico della Fig 3.6. I valori calcolati indicano una maggiore perdita di calore evidenziata nel caso del forzante atmosferico ad alta risoluzione (USAM-HR).

Il massimo della differenza tra i due campi è relativa al 14 di Dicembre, mentre differenza minore è raggiunta il giorno 28. I valori delle differenze variano nell'intervallo di questi due valori di massimo e minimo evidenziati.

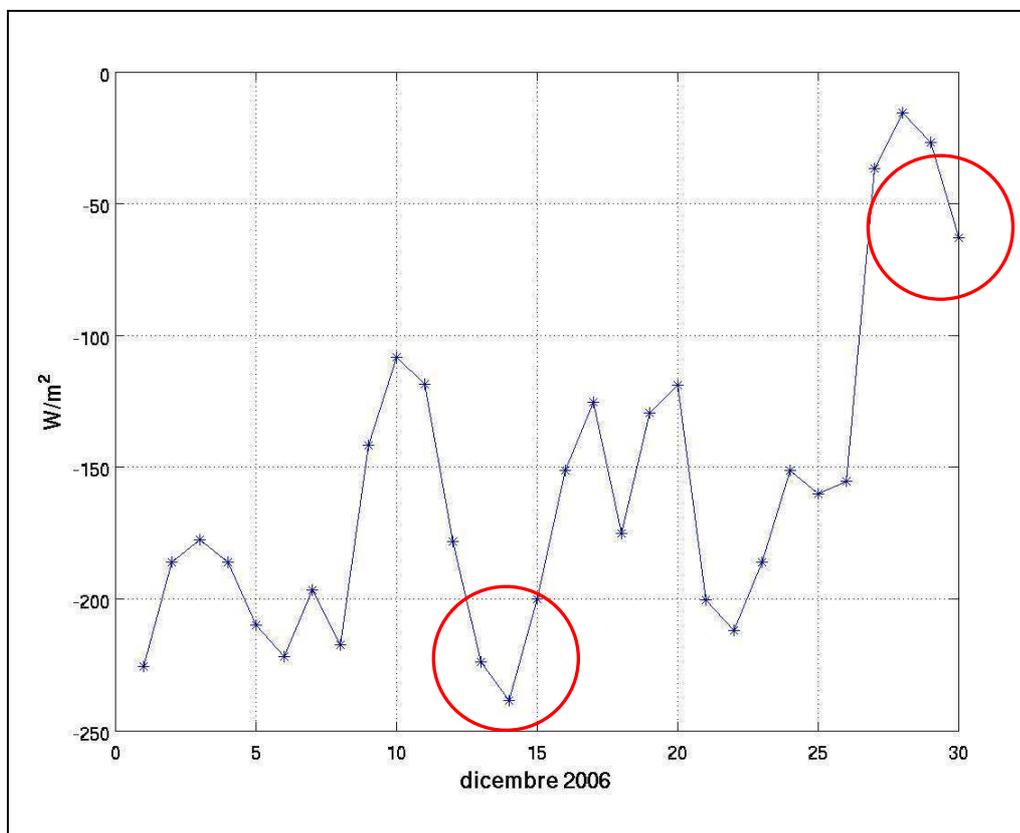
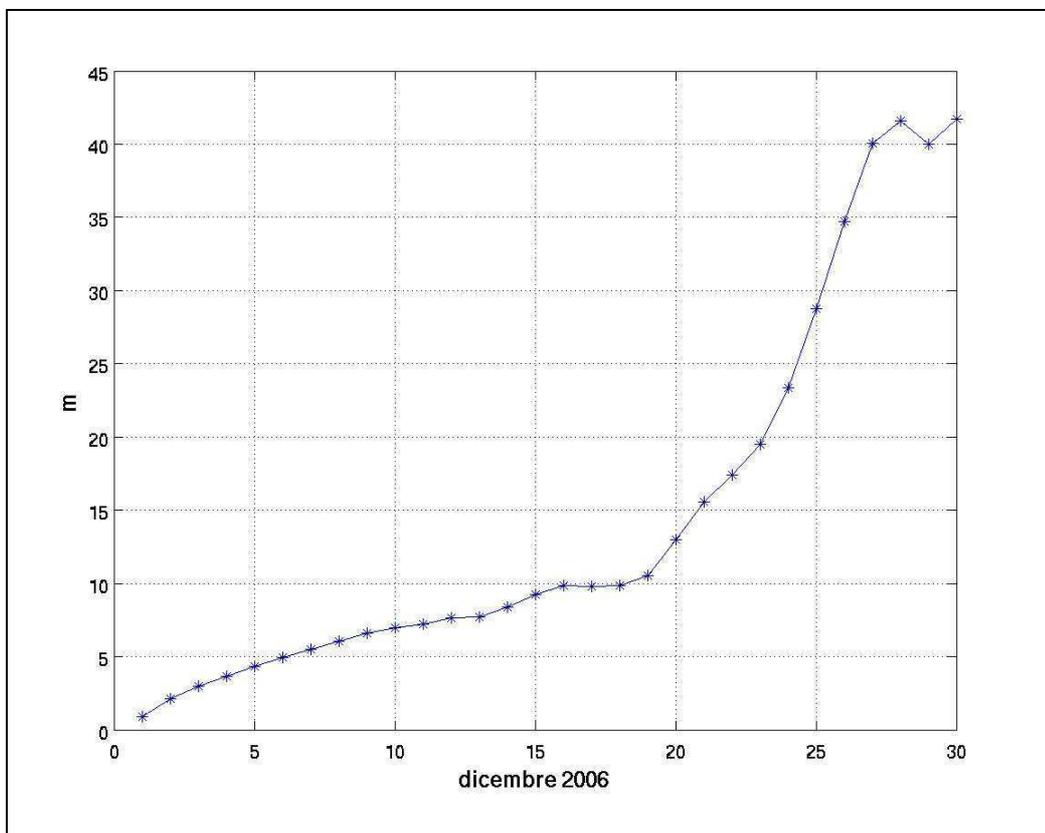


Figura 3.6: Differenze giornaliere di flusso di calore USAM-HR/ECMWF

Molto interessanti sono le differenze mediate sull'intero bacino relative allo strato rimescolato (Fig 3.7), differenze che partono da valori minimi per poi aumentare e raggiungere valori più elevati nell'ultima settimana di dicembre, dopo l'evento di massima differenza di flusso di calore evidenziato in Fig. 3.6. Questo vuol dire che il forzante USAM-HR ha catturato un evento di approfondimento dello strato rimescolato che invece il forzante atmosferico ECMWF non riesce a produrre.



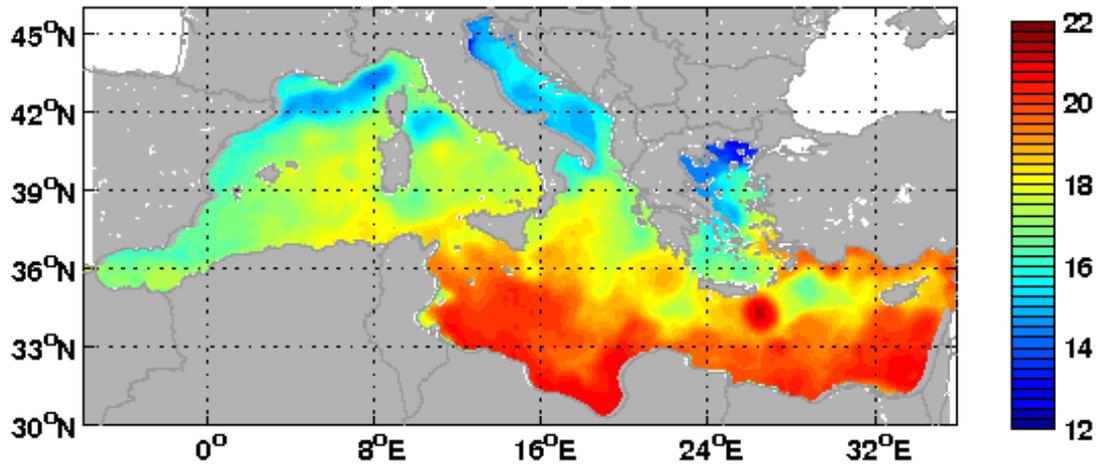
**Figura 3.7: Differenze giornaliere dello strato mescolato USAM-HR/ECMWF**

### **3.3 Confronto e differenze con SST da Satellite**

Le misure da satellite sono state largamente utilizzate per generare mappe dettagliate di Temperatura Superficiale del Mare (SST) su scala globale e locale (Buongiorno Nardelli, et al. 2006). L'SST stimata partendo da dati acquisiti da satellite generalmente misura la temperatura del mare riferita ai primi micron della superficie marina, mentre la temperatura ottenuta da misure in situ mediante l'utilizzo di boe si riferisce a una profondità che varia generalmente tra 0.5 ed 1 metro. I sensori a bordo dei satelliti polari, come l'AVHRR sulla serie NOAA, forniscono misure globali dell'infrarosso termico di SST approssimativamente due volte al giorno. L'alta frequenza temporale permette la risoluzione del ciclo diurno e un grande numero di osservazioni libere da nubi. Nell'ambito di MFS, lo sviluppo e l'analisi di mappe interpolate di temperatura superficiale da satellite, da utilizzare anche per l'assimilazione nei modelli numerici di circolazione è stato immediatamente identificato come uno dei punti fondamentali non solo per l'oceanografia operativa, ma anche per il monitoraggio e lo studio del clima mediterraneo. I dati utilizzati sono acquisiti solo di notte, in modo da ridurre la contaminazione della misura degli effetti di riscaldamento diurno osservato in condizioni di assenza di vento ed elevata insolazione.

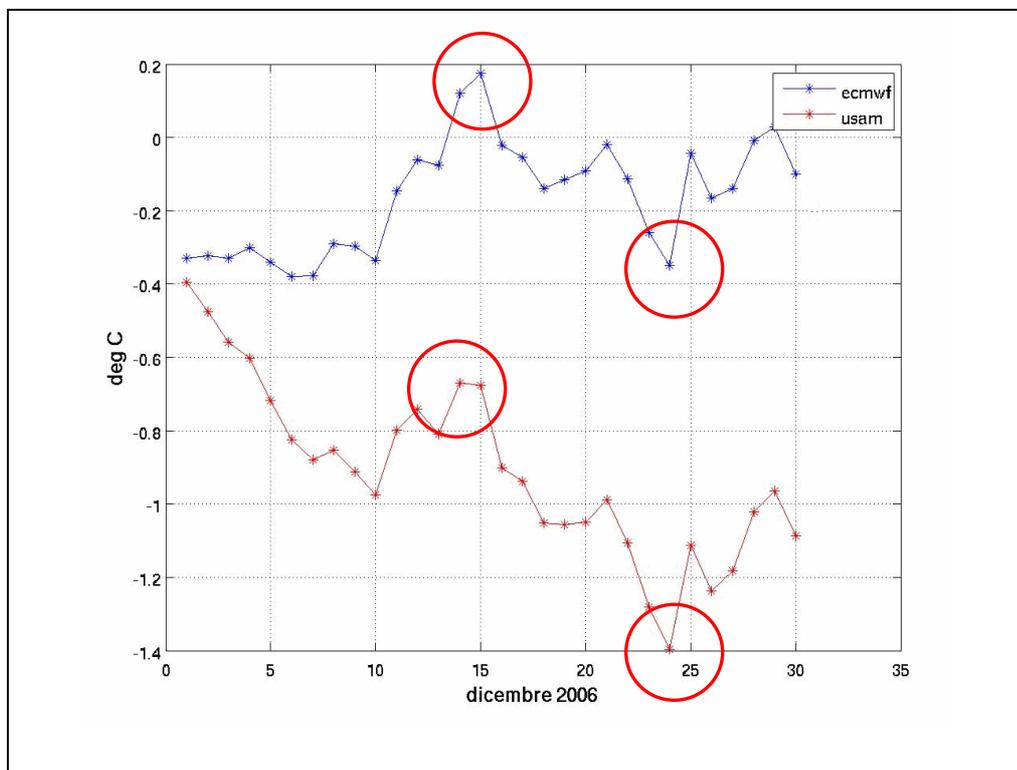
In Fig 3.8 viene mostrata la mappa di temperatura superficiale da satellite prodotta dall'ISAC-CNR di Roma per il mese di dicembre 2006.

Il mese di Dicembre è caratterizzato da valori di circa 21°C nella parte meridionale del Mediterraneo orientale, mentre nel Mediterraneo Occidentale si registrano valori di temperatura più freddi, con valori di 17-18°C nel Golfo del Leone. Nel nord del Mar Egeo e del Mar Adriatico la SST è caratterizzata da valori più bassi come 14-16 °C.



**Figura 3.8 :Temperatura superficiale da satellite per il mese di Dicembre 2006  
prodotta dall'ISAC\_CNR Roma**

In Fig 3.9 vengono riportate i valori delle differenze tra temperatura superficiale del mare e temperatura da satellite sia per AN-USAM-HR che per AN-ECMWF. Da questo grafico emerge che le differenze con i dati sono maggiori per il caso AN-USAM-HR, fatto che ancora rimane da comprendere completamente.



**Figura 3.9: Differenze giornaliere della temperatura superficiale da satellite USAM-HR/ECMWF**

### 3.4 Confronto delle Correnti Superficiali

In Fig 3.10 vengono rappresentate le mappe relative all'intensità o modulo delle correnti superficiali.

Nel bacino occidentale la corrente Liguro-Provenzale è la più intensa del bacino. mentre nella parte orientale il segnale più intenso è evidente a Sud di Creta, in particolare il giro anti-ciclonico di Iera-Petra.

Confrontando le correnti superficiali guidate dai due differenti campi atmosferici, possiamo percepire come nel caso del forzante ad alta risoluzione (USAM-HR) la circolazione è più definita e in alcune regioni risulta essere più energetica (Fig 3.10-3.13).

Nel bacino del Tirreno si può osservare il percorso dell'acqua Atlantica con le sue biforcazioni e meandri. La corrente principale entra dal canale di Sardegna fluendo verso est lungo la costa dell'Africa settentrionale. Entrando nello Stretto di Sicilia si divide in tre rami. Il ramo settentrionale entra nel Tirreno e ricircola in esso, seguendo la costa italiana e formando il giro del Tirreno meridionale. Il ramo intermedio si sviluppa lungo la costa Siciliana meridionale formando una serie di vortici ciclonici e anticiclonici, entrando infine nello Ionio. Le zone in cui la corrente superficiale risulta essere più forte e più intensa sono le zone dove vi è una grossa differenza tra i campi di sforzo del vento, mostrati in Fig. 3.1.

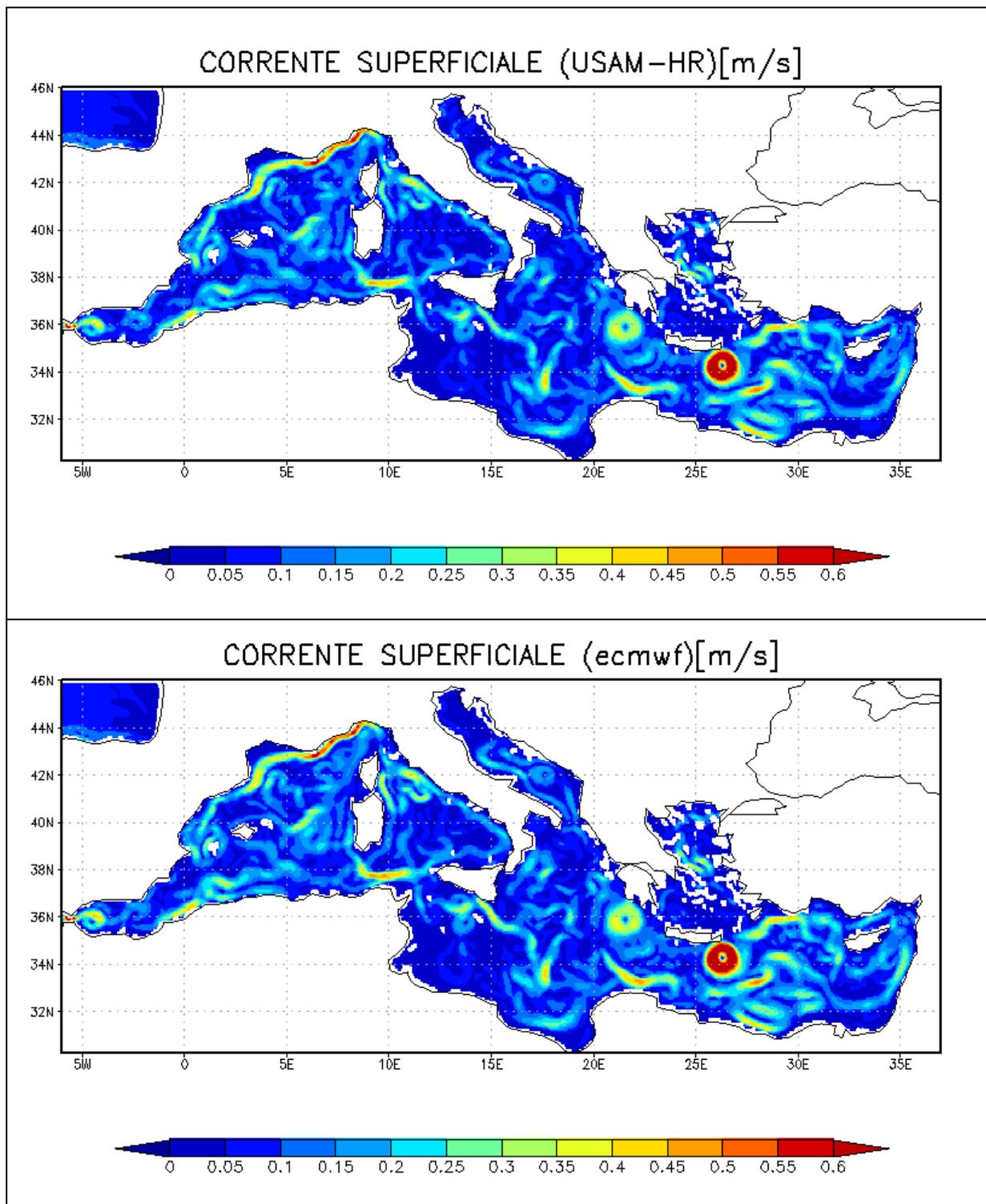
Nelle Fig 3.11-3.13 viene mostrato il confronto dell'andamento della corrente superficiale, dove il campo rappresentato non è la media mensile ma è la media degli ultimi 10 giorni del mese (cioè dal ventunesimo al trentunesimo) nelle zone del Golfo del Leone, del Bacino Adriatico e del Bacino Levantino, zone come visto essere di particolare interesse per la loro orografia.

In queste zone si possono subito notare le strutture caratteristiche del Mediterraneo riportate da molti autori.

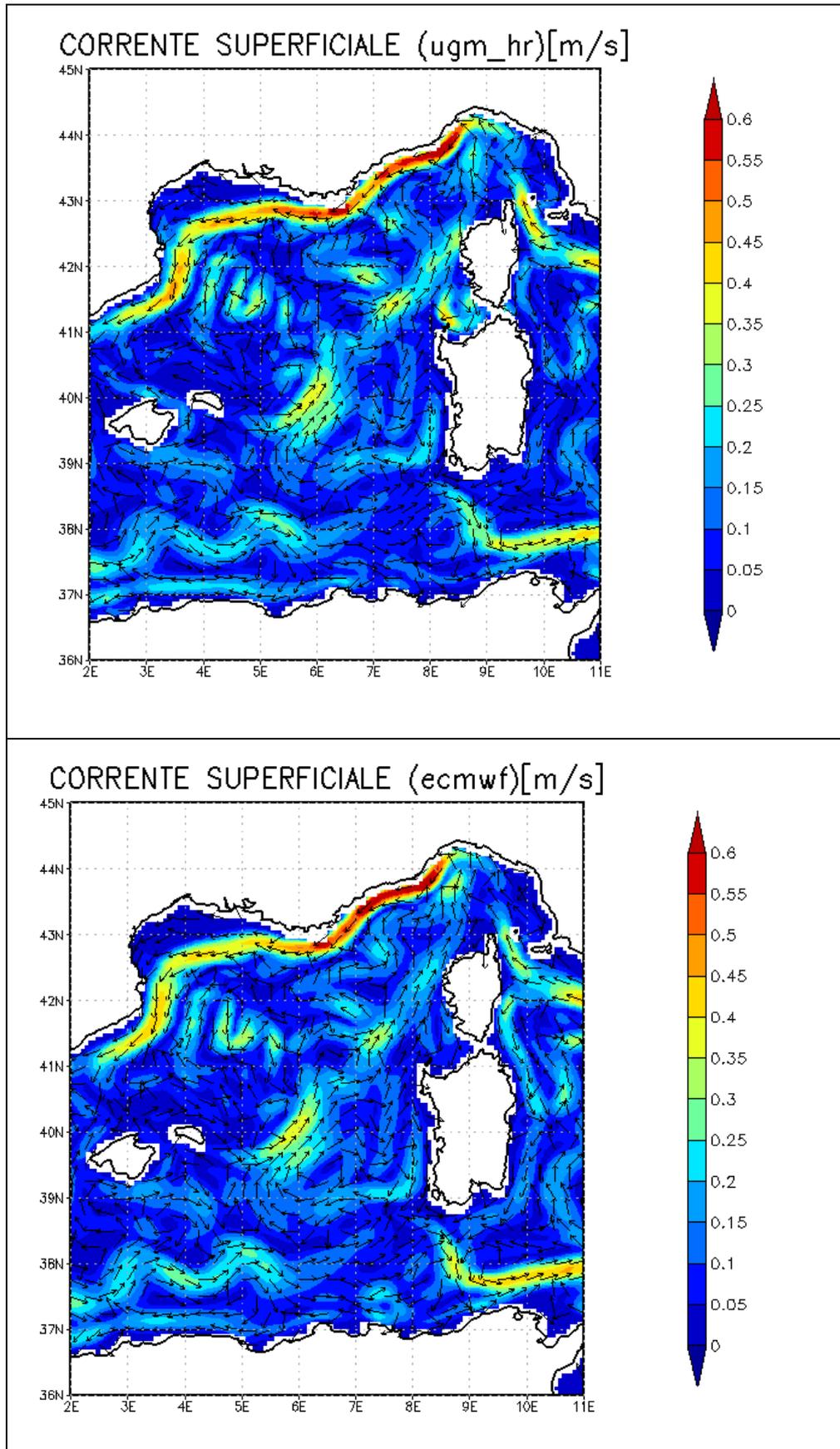
Fissando l'attenzione su Golfo del Leone si può in parte osservare che le maggiori differenze tra le due analisi sono presenti nella regione delle isole delle Baleari. Il giro del Golfo del Leone viene riprodotto dal modello di circolazione per entrambi i campi di forzante utilizzato e le differenze sembrano essere minori.

La seconda zona dove si sono riscontrate particolari differenze tra la risposta oceanica la forzante è il Nord del Mar Adriatico, dove si evidenziano strutture ben definite nel caso AN-USAM-HR grazie alla maggiore risoluzione del forzante atmosferico.

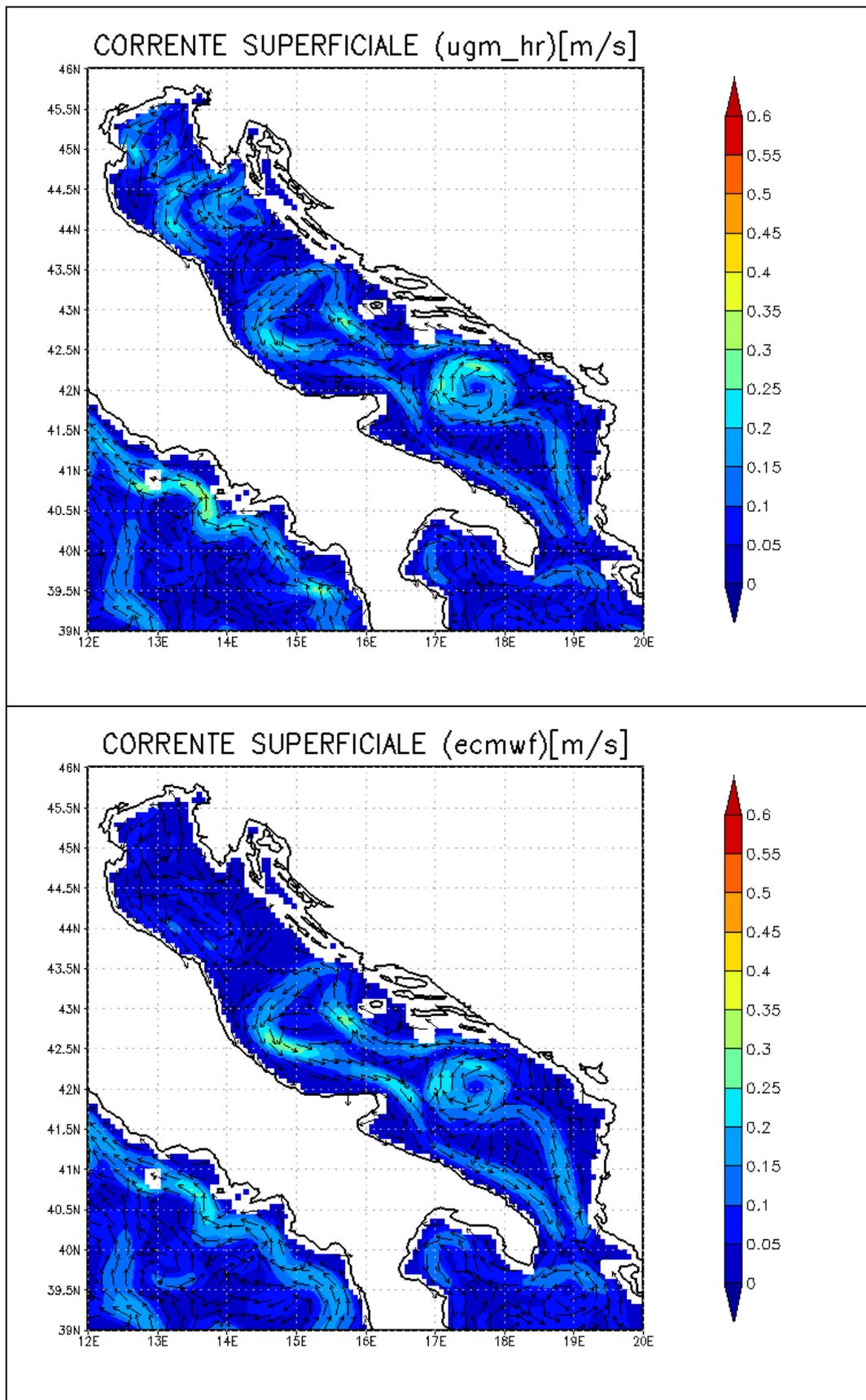
Strutture e differenze ben definite si notano anche nel Bacino Levantino (Fig 3.13). Il Giro di Rodi e il Giro di Iera-Petra presentano caratteristiche ben definite, a risultano ben sviluppati in entrambi i casi di forzante atmosferico.



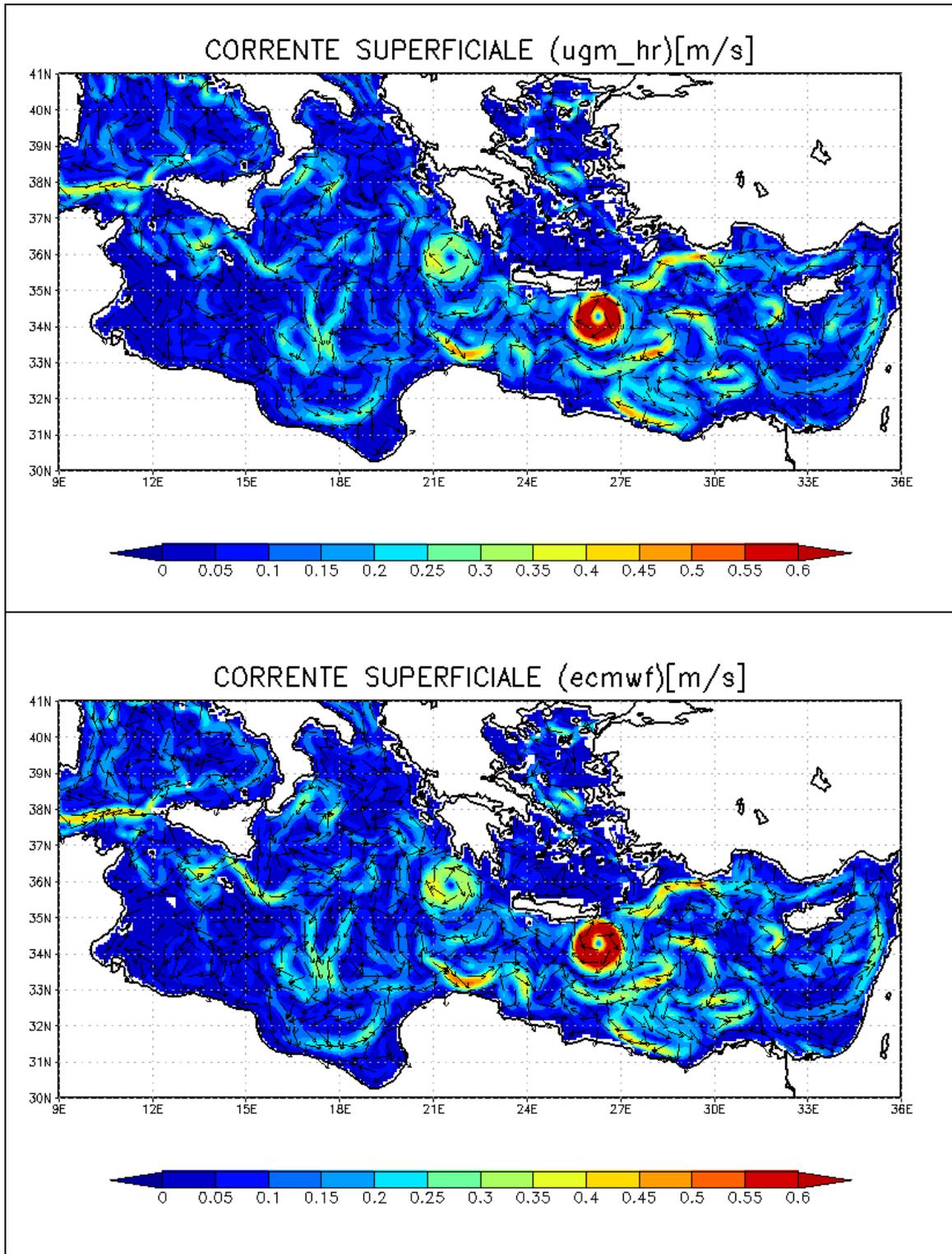
**Figura 3.10: Confronto tra l'intensità delle correnti superficiali AN-USAM-HR e AN-ECMWF per il mese di Dicembre 2006**



**Figura 3.11:** Confronto tra il modulo e direzione delle correnti superficiali di AN-USAM-HR e AN-ECMWF per gli ultimi dieci giorni di Dicembre 2006, zona del Golfo del Leone



**Figura 3.12: Confronto tra il modulo e direzione delle correnti superficiali di AN-USAM-HR e AN-ECMWF per gli ultimi dieci giorni del mese di Dicembre 2006, zona del Mar Adriatico**



**Figura 3.13: Confronto tra il modulo e direzione delle correnti superficiali di AN-USAM-HR e AN-ECMWF per gli ultimi dieci giorni del mese di Dicembre 2006, zona del Levantino**

## Capitolo 4

### *Conclusioni*

Questo lavoro di tesi si proponeva il confronto tra il forzante atmosferico ad alta risoluzione e quello dell'ECMWF e lo studio dell'impatto dei due forzanti atmosferici sulla circolazione del Mediterraneo, simulata dal modello revisionale delle correnti MFS. Attraverso gli esperimenti effettuati e il confronto con i dati osservati le conclusioni che abbiamo raggiunto sono le seguenti:

1. Le strutture prodotte attraverso l'utilizzo di campi atmosferici ad alta risoluzione in particolare per la temperatura superficiale del mare, il flusso di calore, lo sforzo del vento e la profondità dello strato rimescolato risultano essere molto differenti rispetto a quelle ottenute con i campi ECMWF
2. Le aree dove si riscontrano le maggiori differenze sono quelle del Golfo del Leone, del Mar Adriatico e del bacino Levantino. Queste differenze possono attribuirsi essenzialmente ad una migliore risoluzione dell'orografia.
3. Il confronto con la temperatura superficiale ottenuta dai dati da satellite mostra che il forzante atmosferico ad alta risoluzione porta essenzialmente ad un eccessivo raffreddamento del bacino, risultato che sarà oggetto di una successiva ricerca.
4. La risposta del modello di circolazione al forzante atmosferico ad alta risoluzione è comunque valida e consistente. Tale forzante ad alta risoluzione potrebbe essere considerato per le future analisi e previsioni operative del bacino, allorquando si sarà spiegata la natura delle differenze messe in evidenza al punto 3.

## Bibliografia

Artegiani, A., Azzolini, R., Salusti, E., 1989. *On the dense water in the Adriatic Sea*. *Oceanol. Acta*, 12, 151-160.

Artegiani, A., Bregant, D., Paschini, E., Pinardi, N., Raicich, F., Russo, A., 1997. *The Adriatic general circulation. Part 1: air sea interaction and water mass structure*. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1492-1514.

Bonavita, M.; Torrisi, L., 2005: *Impact of a Variational Objective Analysis Scheme on a Regional Area Numerical Model: The Italian Air Force Weather Service Experience*; *Meteorology and Atmospheric Physics*, Vol.88, No.1-2

Buongiorno Nardelli B., Fratianni, C., Roquet, H., Santoleri, R., 2005: *Regional SST product development and assimilation within the Mediterranean Forecasting System, Proceedings of the Ocean and Sea Ice SAF Second Workshop*, Perros-Guirec, France, 15-17, March 2005.

Buongiorno Nardelli, B., Santolieri, R., Marullo, S., Guarracino, M., 2006: *La temperatura superficiale del Mar Mediterraneo negli ultimi 21 anni: analisi delle misure satellitari*, *Modellistica del Clima*.

Castellari, S., Pinardi, N., and Leaman, K., 1998. *A model study of air-sea interactions in the Mediterranean Sea*. *J. of Mar. System.*, 18, 89–114,

Castellari, S., Pinardi, N., Leaman, K., 2000. *Simulation of water mass formation processes in the Mediterranean Sea: influence of the time*

*frequency of the atmospheric forcing. J. Geophys. Res., 105, 24157-24181.*

De Mey, P., Benkiran, M., 2002. *A multivariate reducer-order optimal interpolation method and its application to Mediterranean basin-scale circulation.*

De Mey, P., Robinson, A., 1987, *Assimilation of altimeter eddy fields in a limited area quasi-geostrophic model*, Journal of Physical Oceanography. In: Ocean Forecasting, Conceptual basis and applications, (Eds) Pinardi, N. and Woods, J., Springer-Verlag, 2002.

Demirov, E., Pinardi, N., Fratianni, C., Tonani, M., Giacomelli, L., De Mey, P., 2003. *Assimilation scheme of the Mediterranean Forecasting System: operational implementation.* Ann. Geophys., 21, 1, 189-194.

Fuda, J. L., Millot, C., Taupier-Letage, I., Send, U., Bocognano, J. M., 2000. *XBT monitoring of a meridian section across the western Mediterranean Sea.* Deep-Sea Res., 47: 2191-2218.

Hecth, A., Pinardi, N., and Robinson, A., 1988, *Currents, Water Masses, Eddies and Jets in the Mediterranean Levantine Basin.* Journal Physical Oceanography, 18, 1320-1353.

Hellerman, S., Rosestein, M., 1983. *Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates.* J. Phys. Oceanogr., 13, 1093-1104.

Korres, G., Pinardi, N., Lascaratos, A., 2000, *The ocean response to low-frequency interannual variability in the Mediterranean sea. Part I: Sensitivity Experiments and Energy Analysis*, Journal of Climate.

Le Traon, P. Y. and Ogor, F.: *ERS-1/2 orbit improvement using Topex/poseidon: the 2 cm challenge*, J. Geophys. Res, 103, 8045–805, 1998.

Madec, G., Delecluse P., Imbard, M., Lévy, C., 1998. OPA 8.1: Ocean General Circulation Model reference manual. *Note du Pole de modelisazion*. Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) des Sciences de l' Environnement Global, France, 11.

Manzella, G., Cardin, V., Cruzado, A., Fusco, G., Gacic, M., Galli, C., Gasparini, G., Gervais, T., Kovacevic, V., Millot, C., Petit DeLa Villeon, L., Spaggiari, G., Tonani, M., Tziavos, C., Velasquez, Z., Walne, A., Zervakis, V., and Zodiatis, G., 2001: *EU-sponsored effort improves monitoring of circulation variability in the Mediterranean*, EOS Transactions, American Geophysical Union, 82, 497–504.

Millot, C., 1999. *Circulation in the Western Mediterranean Sea*. Journal of Marine Systems, 20, 1-4: 423-442.

Molcard, A., Pinardi, N., Ansaloni, R., 1998. *A spectral element ocean model on the Cray T3E: the interannual variability of the Mediterranean Sea general circulation*. Physics and Chemistry of the Earth 23 5/6, 491-495.

Ovchinnikov, I. M., Zats, V.I., Krivosheya, V. G., Nemirovsky, Udodov, A.I., 1987. *Winter convection in the Adriatic and formation of deep eastern Mediterranean waters*. Ann. Geophys., 5 B, 89-92.

Pacanowski, R. C., Philander, S. G. H., 1980. *Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans*. J. Phys. Oceanogr., 11, 1443-1451.

- Pedlosky, J., 1987. *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag
- Pinardi, N., Navarra, A., 1993, *Baroclinic wind adjustment processes in the Mediterranean sea*, Deep-sea research II.
- Pinardi, N., 1996. *Oceanografia fisica del Mare Mediterraneo. Nuova secondaria*, La Scuola (1996), pp 39-44, a.
- Pinardi, N., Korres, G., Lascaratos, A., Roussenov, V., Stanev, E., 1997. *Numerical simulation of the interannual variability of the Mediterranean Sea upper ocean circulation*. Geophys. Res. Lett., 24, 4, 425-428.
- Pinardi, N., Fleming, N. C., 1998. *The Mediterranean Forecasting System Science Plan*. EuroGOOS Publication N°11, Southampton Oceanography Centre, Southampton.
- Pinardi, N., Masetti, E., 2000, *Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review*. *Paleoceanografia Paleoecologia Paleoclimatologia*.
- Pinardi, N., Allen, I., Demirov, E., De Mey, P., Lascaratos, A., Le Traon, P.Y., Maillard, C., Manzella, C., Tziavos, C, 2003. *The Mediterranean ocean Forecasting System: first phase of implementation (1998-2001) to be submitted of MFSPP Special issue of Annales Geophysicae*.
- Pinardi, N., Arnesi, E., Crise, A., Ravaioli, M., Zavatarelli, M., 2004. *The physical and ecological structure and variability of shelf areas in the Mediterranean Sea*, "The Sea", Vol. 14, Chapter 32, in press.

Robinson, A.R., Lesile, W.G., Theocharis, A., Lascaratos, A., 2001. *Mediterranean Sea Circulation*, Indira.

Roether, W., Manca, B., Klein, B., Bregant, D., Georgolopoulos, D., Beitzel, V., Kovacevic, V., Lucchetta, A., 1996. *Recent changes in Eastern Mediterranean deep waters*. Science 27, 333-335.

Roulet, G., Madec, G., 2000. *Salt conservation, free surface, and varying levels: a new formulation for ocean circulation models*. J. G. R., 105, C10, 23, 927-23, 942.

Tonani, M., 2003. *Studio della predicibilità della circolazione del Mar Mediterraneo*. PhD Thesis.

Tonani, M., Pinardi, N., Fratianni, C., and Dobricic, S., 2007: *Forecast and analysis assessment through skill scores*, Ocean Sci. Discuss., 4, 189-212.

Tonani, M., Pinardi, N., Dobricic, S., Pujol, I., Fratianni, C., 2008. *A high-resolution free-surface model of the Mediterranean Sea*. Ocean Science, 4, 1-14.

Von Storch, H., e Navarra, A., 1999, *Analisis of Climate Variabilità*. Editore Springer

Wu, P., Haines, K., 1996. *Modelling the dispersal of Levantine intermediate water and its role in Mediterranean deep water formation*. J. Geophys. Res., 101, C3: 6591-6607.