Indice

1 Introduzione..... 3

1.1 Il Mediterraneo..... 3
1.2 I forzanti della circolazione..... 4
1.3 Le strutture della circolazione..... 7
1.4 La formazione delle acque profonde e intermedie..... 12
1.5 Modellistica..... 15
1.6 Mediterranean Forecasting System.....16
1.7 Obiettivi della Tesi..... 17

2 Modellistica numerica della circolazione.....19

2.1 Modello a scala di bacino..... 19
2.2 Equazioni e approssimazioni.....20
2.2.1 Approssimazioni e Equazioni che governano il moto..... 20
2.2.2 Condizioni al contorno..... 24
2.3 Discretizzazione numerica.....28
2.4 Sottomodello della turbolenza verticale..... 31
2.4.1 Processi turbolenti verticali..... 31
2.4.2 Sottomodello A. Diffusione e viscosità costante.....32
2.4.3 Sottomodello B. Parametrizzazione Pacanowski e Philander..... 33
2.4.4 Sottomodello C. Schema di chiusura della turbolenza 34
2.4.5 Convezione profonda.....36

3 Simulazioni numeriche..... 37

3.1 Descrizione delle condizioni iniziali..... 37
3.2 Analisi risultati delle simulazioni.....39
3.2.1 Struttura e profondità del termoclino.....39
3.2.2 Profili dei coefficienti di diffusività turbolenta..... 45

3.2.3 Profili della frequenza di Brunt-Vaisala..... 51

4 Validazione dei risultati delle simulazioni.....55

4.1 Dati utilizzati..... 55
4.2 Confronto profili simulazioni e dati XBT..... 57
4.3 Confronto sezioni XBT e simulazioni.....67
4.4 Analisi statistica degli errori.....76

5 Conclusioni..... 81

Bibliografia..... 83

CAPITOLO 1

1 Introduzione

1.1 Il Mediterraneo

Il Mediterraneo per l'influenza delle sue acque sulla circolazione oceanica globale e per la presenza di processi fisici comuni agli altri oceani è considerato un sistema oceanico in miniatura. In particolare, per la sua struttura verticale associata alla circolazione termoalina il Mediterraneo è considerato un vero e proprio laboratorio di ricerca oceanografica.

Infatti sebbene sia relativamente piccolo, è sufficientemente esteso e profondo affinché la sua circolazione sia governata da una dinamica oceanica a larga scala (POEM, 1992).

Il Mar Mediterraneo è un bacino semichiuso, racchiuso a Nord dalle coste europee, a sud dalla costa africana e a oriente dall'Asia, è connesso con l'oceano atlantico dallo Stretto di Gibilterra che ha una profondità media di 350 m e una larghezza minima di circa 22 km, con il quale scambia acqua, sale, calore e altre proprietà. Si estende per una lunghezza di circa 3860 km, da 5° di longitudine Ovest di Greenwich a 35° di longitudine Est, per una massima larghezza di circa 1800 km fra 30° e 47° di latitudine Nord. La profondità media del Mediterraneo è di circa 1500 m mentre la profondità massima, di circa 5020 m, è stata misurata nella fossa ellenica, al largo di Capo Matapan.

Normalmente lo si suddivide in due grandi bacini: l'occidentale e l'orientale, comunicanti attraverso lo Stretto di Messina e il canale di Sicilia che ha una larghezza di 145 km e una profondità massima di 400 m, influenzando notevolmente la circolazione delle acque profonde che non riescono ad oltrepassare questo stretto.

Il bacino occidentale, di minor estensione, è a sua volta diviso in sottobacini: il Mar di Alboran, il Mar delle Baleari (detto anche bacino algero-provenzale) e

separato dal sistema insulare sardo-corso, il Mar Tirreno. Il bacino orientale, di maggior estensione comprende il Mar Adriatico, il Mar Ionio, il Bacino Levantino e il Mar Egeo.

Il Mar Mediterraneo ha un'origine geologica molto antica, la sua formazione risale a 150 milioni di anni fa, come insenatura della Tetide, antico e vasto oceano che si estendeva tra il continente africano e il blocco eurasiatico 200 milioni di anni fa. Il Mediterraneo è ciò che sopravanza dalla Tetide e la sua conformazione attuale risale a 25 milioni di anni fa. I suoi sottobacini hanno avuto un'origine diversa, sebbene nel loro insieme derivano dagli effetti dei movimenti della placca continentale africana rispetto quella euroasiatica (Figura 1.1).

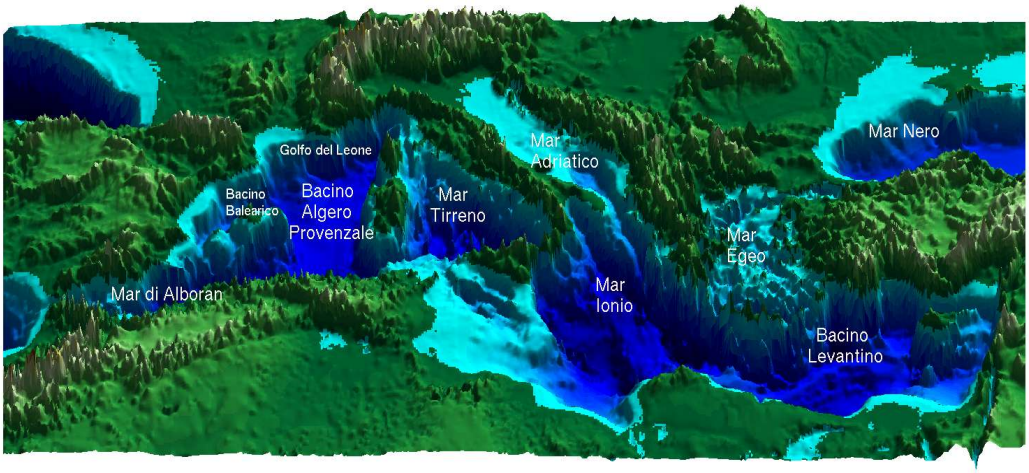


Figura 1.1: Morfologia del Mediterraneo e dei suoi sottobacini.

1.2 I forzanti della circolazione

I forzanti principali della circolazione del Mediterraneo sono il vento atmosferico sulla superficie, i flussi di calore e acqua all'interfaccia aria-mare e il flusso entrante di acqua Atlantica allo Stretto di Gibilterra.

Il vento atmosferico influenza il processo di scambio di calore con l'atmosfera ed è considerato il maggior responsabile delle strutture orizzontali della circolazione, determina anche l'insorgere dei "giri" che caratterizzano la circolazione a grande scala del bacino. Lo sforzo del vento sulla superficie non causa solo movimenti orizzontali dell'acqua ma innesca dei moti verticali

importanti per il processo di formazione delle acque.

Il flusso netto d'acqua, entrante dallo stretto di Gibilterra, rappresenta un termine importante nel mantenere all'equilibrio il bilancio d'acqua complessivo del bacino. Infatti il Mediterraneo è classificato come un bacino di concentrazione, in cui l'evaporazione alla superficie del mare eccede l'aumento netto d'acqua dovuto alle precipitazioni e agli apporti fluviali, determinando un bilancio di acqua negativo.

Questo flusso entrante introduce non solo acqua ma anche calore, che va a compensare le perdite di calore, che durante l'inverno superano il guadagno estivo (Castellari et al., 1998). Questo giustifica il carattere antiestuarino della circolazione termoalina. Le acque del Mediterraneo, molto più salate e calde di quelle dell'Atlantico, fuoriescono in profondità mentre le acque atlantiche entrano alla superficie. Nella storia del bacino la circolazione non è stata sempre antiestaurina, ma si sono alternati periodi, come il miocene, con circolazione di tipo estuarino, acqua fredda e ben ossigenata in entrata dall'Atlantico sul fondo del bacino e acque superficiali calde in uscita dal Mediterraneo.

I flussi di calore e acqua, all'interfaccia atmosfera e 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 di acqua che suddividono l'oceano in strati immiscibili:

- lo strato più superficiale (0-100 m) è rappresentato dall'Acqua Atlantica Modificata (Modified Atlantic Water, MAW); le Acqua Atlantiche (superficiali, poco salate e fredde) che entrano dallo stretto di Gibilterra rapidamente si trasformano in acqua Mediterranea superficiale. MAW è caratterizzata da bassi valori di salinità, 36.5 psu (practical salinity unit) vicino allo Stretto di Gibilterra e 38-38.3 psu nel Nord Mediterraneo occidentale, ma procedendo verso est nel bacino levantino, la loro salinità e densità aumentano per evaporazione, inabissandosi (Pinardi, 1993).
- Acqua Intermedia Levantina (Levantine Intermediate Water, LIW) localizzata a

una profondità tra i 200-600 m, è caratterizzata dall'intervallo di temperature 15-17.5 °C e da alti valori di salinità, 38.95-39 psu. Si forma nel bacino Levantino per processi convettivi intermedi (alla profondità di 200-400 m) durante la stagione invernale. Genera una corrente che dal bacino levantino scorre verso ovest, nel Mediterraneo occidentale attraverso lo Stretto di Sicilia, dove per processi di rimescolamento orizzontale e verticale diventa Acqua Intermedia Levantina Modificata (MLIW). MLIW forma un giro ciclonico nel Mar Tirreno e attraverso lo stretto di Sardegna entra nel bacino Liguro-Provenzale; partecipa alla formazione delle acque profonde del Mediterraneo occidentale per poi fuoriuscire dallo Stretto di Gibilterra (Wu and Haines, 1996).

- Il terzo strato, Acqua Mediterranea profonda (Mediterranean Deep Water, MDW), è caratterizzato da temperature nell'intervallo 12.6-13.60 °C e da salinità 38.4- 38.70 psu. Si forma durante l'inverno nel Golfo del Leone, per il bacino occidentale (WMDW), nell'Adriatico e nel Mar Egeo per il bacino orientale (EMDW). La principale fonte della EMDW è il Nord Adriatico, qui durante la stagione invernale si formano le acque dense che, fluendo attraverso il Sud Adriatico e lo Stretto di Otranto, a elevate profondità, scendono nel Mar Ionio, dove formano la 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 ECMW risentono anche delle acque formate nel Mar Egeo, che possono avere una rilevanza enorme sull'andamento della circolazione (Roether et al., 1996). A differenza delle acque levantine la EMDW scende a profondità superiori dello Stretto di Sicilia e quindi non entra mai in contatto con la WMDW che riesce a fuoriuscire dallo Stretto di Gibilterra, rimescolandosi ulteriormente con la LIW.

1.3 Le strutture della circolazione

Esperimenti numerici di simulazione e i numerosi programmi di ricerca hanno permesso di studiare la circolazione generale del bacino su scala globale. Si è osservato che il movimento e la trasformazione delle masse d'acqua sono il risultato di tre differenti e interattive scale di circolazione: la scala di bacino, di sotto-bacino e di mesoscala, il Mediterraneo è il risultato di un delicato equilibrio tra la variabilità interannuale, stagionale e di mesoscala (Robinson et al, 2001).

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 dalla variabilità spaziale dei campi di temperatura e salinità.

Lo schema generale della circolazione termoalina del Mediterraneo è rappresentato dalla Figura 1.2 dove compaiono i diversi "nastri trasportatori" meridionali e zonali.

Il nastro trasportatore zonale (linea gialla) è associato alla circolazione superficiale delle acque atlantiche che entrano dallo Stretto di Gibilterra e vengono trasformate nel bacino orientale (in una zona compresa fra Cipro e Rodi) in acque levantine intermedie, alla profondità del termoclino. Queste ultime diventano componente della circolazione zonale profonda (linea rossa), attraversano il bacino occidentale e escono di nuovo dallo Stretto di Gibilterra insieme all'acqua mediterranea profonda occidentale, producendo in profondità una lingua di acqua salata.

Il nastro trasportatore meridionale (linea bianca) è guidato dai processi di formazione delle acque profonde che hanno luogo nel Golfo del Leone e nel Nord Adriatico, processi influenzati, se non addirittura controllati dalle acque intermedie Levantine (Wu e Haines, 1996). Infatti 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.

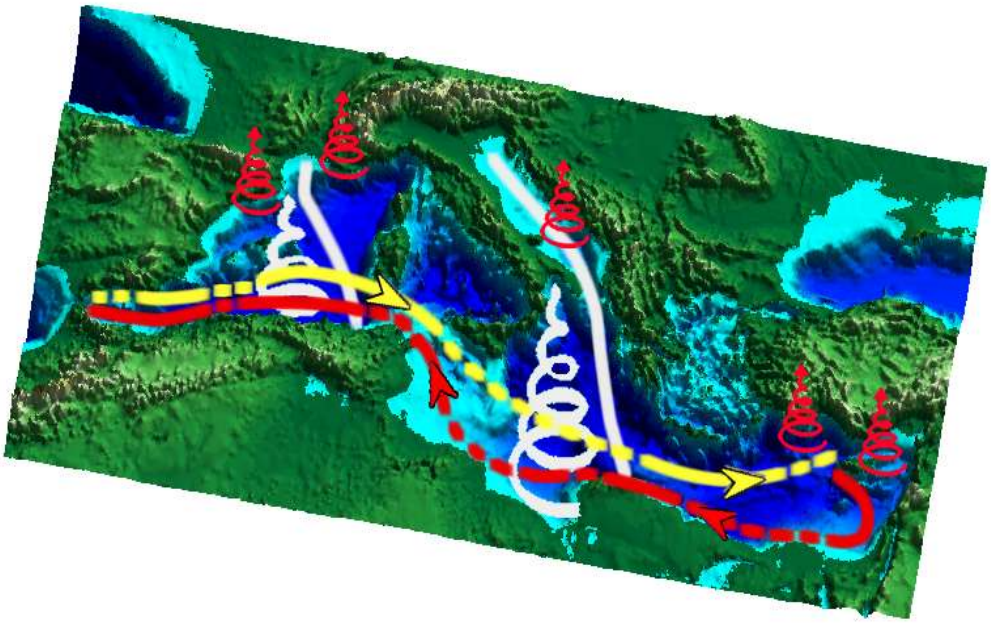


Figura 1.2: Schema che illustra la circolazione termoalina del Mediterraneo e i siti di formazione di acqua profonda. La linea gialla e rossa indicano i nastri trasportatori zonali, superficiali e profondi, la linea bianca indica il nastro trasportatore meridionale.

L'importanza della LIW deriva dal suo apporto di sale nei siti di formazione di acque profonde (Wu e Haines, 1998), tale interazione la ritroviamo nel ruolo del Mediterraneo rispetto all'oceano globale. Il Mediterraneo è considerato come "una riserva di acqua salata per l'oceano globale" con importanti conseguenze per tutto il "nastro trasportatore climatico terrestre" (Pinardi, 1996), le sue acque salate infatti possono andare a concorrere alla formazione delle acque profonde nelle regioni del Mar di Labrador (Hecht e al., 1996).

La LIW si forma a febbraio-marzo nel giro di Rodi per poi propagarsi nel bacino occidentale (Figura 1.3). La corrente di acqua levantina, oltre il passaggio di Creta, si biforca in due rami: uno si propaga a nord, verso lo stretto di Otranto e l'altro si snoda al centro dello Ionio, arrivando allo Stretto di Sicilia. Nel bacino occidentale l'acqua levantina circola in senso antiorario nel Tirreno, costeggia la Sardegna propagandosi verso il nord e arriva nel giro del Golfo del Leone, dove partecipa alla formazione di acque profonde.

Recentemente nel bacino orientale la cella meridionale riceve il contributo dalle acque profonde e intermedie prodotte nel Mar Egeo (AGDW) che hanno assunto un ruolo di primaria importanza dopo il 1987 (Eastern Mediterranean Transient)

(Roether et al., 1996). Queste masse d'acqua caratterizzate da maggiore temperatura, salinità e densità rispetto alle acque adriatiche hanno un grande impatto sulla circolazione superficiale e profonda, apportando modifiche su scala di bacino alle acque mediterranee. Infatti nel periodo 1987-1995, durante due campagne *Meteor*, realizzate all'interno del programma POEM (Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean), fatte a distanza di nove anni nella stessa area, si erano osservati drastici aumenti di salinità negli strati profondi del bacino orientale che non potevano essere spiegati con un ragionevole aumento della evaporazione alla superficie. La spiegazione di questo evento si è trovata nel ripetersi, in quel periodo, di lunghi inverni freddi sull'Egeo che hanno portato a un raffreddamento e a un abbassamento delle temperature e alla formazione di un nuovo sito di formazione di acque profonde.

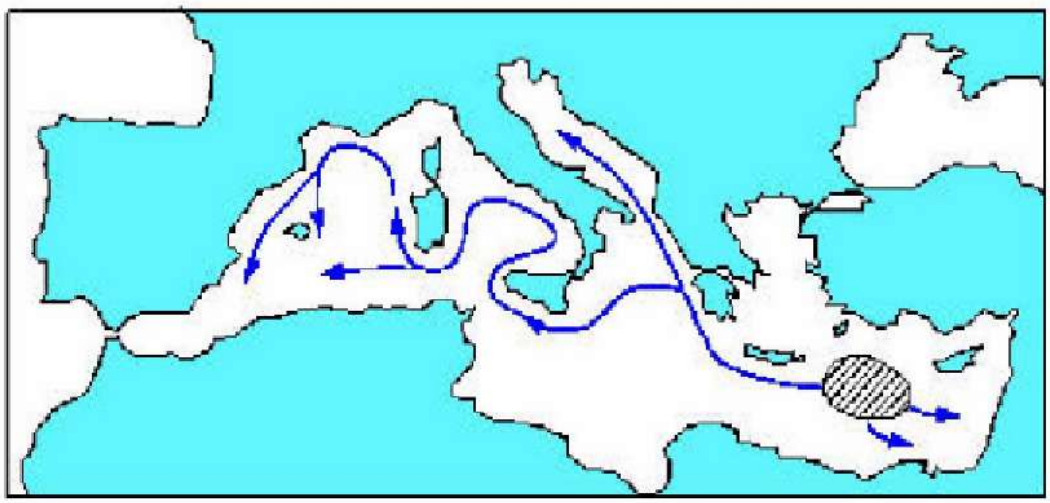


Figura 1.3: Schema di circolazione delle acque intermedie levantine.

A scale spazio-temporali più brevi si ha la circolazione di sottobacino. Espressione di questa circolazione sono le correnti superficiali (strato dei primi 100 metri) con le loro ricircolazioni o “giri” identificati da un nome, a secondo dell'area geografica che ricoprono (Figura 1.4). La corrente di acqua atlantica entrando nel bacino Balearico (tra le isole Baleari e l'Africa settentrionale) prende il nome di Corrente Algerina. Questa corrente è relativamente stretta (30-50 Km) e profonda (200-400 m) in prossimità delle coste marocchine ma diventa più ampia procedendo verso est (Millot, 1999). La corrente algerina è molto instabile e

produce meandri da cui si formano dei vortici di grandi dimensioni (con diametro di un centinaio di chilometri) ciclonici e anticiclonici, quest'ultimi più duraturi nel tempo, che presentano una intensa variabilità di mesoscala (Fuda et al., 2000).

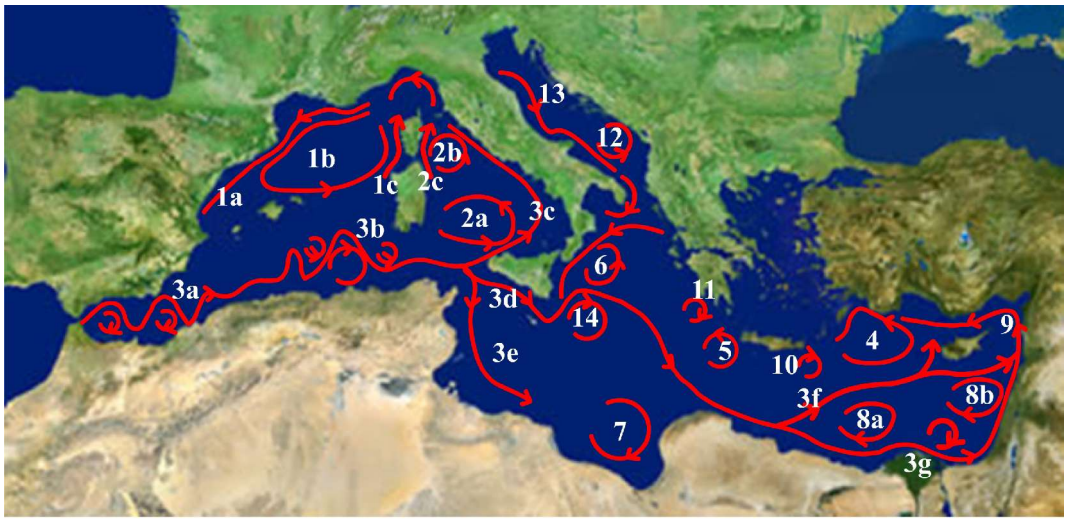
L'acqua atlantica, nel suo percorso verso est, a sud della Sardegna si biforca in due correnti: una che si inoltra nel Mar Tirreno e l'altra che prosegue verso il bacino orientale. Nel Tirreno la corrente forma un "giro" ciclonico chiamato il "giro" del Tirreno e arriva nel bacino Liguro-Provenzale dove prende il nome di corrente Liguro-Provenzale-Catalana.

Il principale "giro" di sottobacino è quello ciclonico del Golfo del Leone situato a nord del bacino occidentale. Quest'ultimo è limitato a nord dalla corrente Liguro-Provenzale (LPC), a sud dalla corrente balearica localizzata sul lato nord delle Isole Baleariche; a est dalla corrente ovest della Corsica (Millot, 1999) mentre non è ben definito il limite a ovest a causa della forte variabilità di mesoscala.

Passando al bacino orientale, la corrente algerina diventa la corrente Ionico-Atlantica che attraversa lo Ionio alla latitudine approssimativa di 36° N e lo divide in due aree, una a Nord, composta dal "giro" ciclonico dello Ionio occidentale, e l'altra a Sud, composta da uno o più "giri" anticiclonici. A sud di Creta la corrente Ionico-Atlantica diventa corrente Mediterranea Medio-Oceanica che si biforca in due rami davanti a Cipro: un ramo circola a Nord verso il "giro" di Rodi e l'altro prosegue oltre Cipro, biforcandosi nuovamente davanti alle coste del Libano. Il bacino Levantino presenta una elevata varietà di centri di circolazione, 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, posizionato sulla fossa profonda di Rodi di circa 4000 metri. Questi "giri" sono determinati dall'azione del forzante ventoso sulla superficie marina (Pinardi e Navarra, 1993; Molcard et al., 1998); secondo le soluzioni classiche della circolazione guidata dal vento i "giri" situati ad ovest della corrente superficiale sono di tipo anticiclonico (senso orario) nell'Emisfero Nord, quelli ad est di tipo ciclonico (Pedlosky, 1987).

A scale temporali ancora più brevi, dalle poche ore a stagioni, abbiamo la circolazione di mesoscala, costituita dai vortici ciclonici o anticiclonici in

continua trasformazione. Solitamente presentano diametri pari a 4-5 volte il raggio locale di deformazione di Rossby (circa 10 km nel Mediterraneo). Data la scala così piccola e l'instabilità dei processi di mesoscala, lo studio di questi fenomeni risulta essere difficile. La loro formazione deriva da instabilità idrodinamica delle forti correnti a getto (corrente Algerina, corrente Atlantico-Ionica, corrente Medio-Oceanica, ecc.) e normalmente sono evanescenti lontano dalla sorgente di energia che li ha creati.



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

Figura 1.4: Rappresentazione della circolazione di sottobacino.

1.4 La formazione delle acque profonde e intermedie

Il Mediterraneo insieme al Mar di Weddell, il Mar di Groenlandia e il Mar di Labrador sono le poche aree del mondo in cui ha luogo il processo di formazione delle acque profonde (Killworth, 1976), questo per la sua facilità di accesso lo fa un prezioso oggetto di studio.

Lo sprofondamento delle acque superficiali per effetto di instabilità gravitazionale è un processo che trova la sua origine da 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 che porta a 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 d'acqua salata dagli 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, con la produzione dell'Acqua Mediterranea Profonda Occidentale (WMDW); in prossimità dell'isola di Rodi, con la formazione d'Acqua Levantina Profonda durante inverni molto freddi, il Mar Adriatico con l'Acqua Adriatica Profonda (ADW) e il Mar Egeo con le sue acque profonde (AGDW) per formare l'Acqua Mediterranea Profonda Orientale (EMDW).

La formazione delle acque profonde, WMDW, nella zona del giro del Golfo del Leone è di tipo “oceano aperto”.

La formazione di WMDW, è stata osservata per la prima volta, durante le crociere del gruppo “Méditerranée Occidentale” (MEDOC, 1970) che ne hanno fornito un'ampia descrizione. Nei primi tre mesi del 1969 il gruppo MEDOC (costituito da Francia, Italia, Inghilterra e USA) osservò un intenso rimescolamento della colonna d'acqua che raggiunse profondità di 2000 m per la durata di un giorno e misurarono, per la prima volta, forti correnti verticali

dell'ordine di 10 cm/s. Dopo questa sono seguiti numerosi studi osservativi, da menzionare il lavoro di Schott e Leaman (1991), che durante le campagne oceanografiche, nel 1987 per un periodo di sei settimane (da Gennaio a Marzo), studiarono la convezione nel Nord Mediterraneo e la conseguente formazione di acque profonde con l'ausilio di avanzati strumenti oceanografici: i Moored acoustic Doppler current profilers (ADCPs). In questi primi esperimenti, grazie agli ADCP, determinarono l'esistenza di "*plumes*" a piccola scala, prodotte nelle fasi di intenso raffreddamento durante il regime di convezione.

Questi studi hanno riportato come area principale di formazione la regione tra i 3° 30' E e i 6° E di longitudine e i 41° N e i 43° N di latitudine che oggi viene comunemente chiamata area MEDOC (Gascard, 1978). Il processo di formazione di acque dense presenta una variabilità interannuale; poiché viene influenzato soprattutto dai forti venti che producono elevate perdite di calore e da particolari fattori locali oceanografici che destabilizzano la colonna d'acqua. I processi convettivi che vi si realizzano non sempre raggiungono le grandi profondità (2000-2500 m) ma a volte arrivano solo a 1000 m. Nei decenni passati si sono osservati processi di formazione di acque profonde nel 1969, nel 1970, nel 1975, nel 1987 e nel 1999 mentre non hanno avuto luogo nel 1972 e solo parzialmente, raggiungendo profondità di soli 1200 m, nel 1991-1992 e nel 1999-2000.

Il gruppo MEDOC (1970) ha individuato le tre fasi del processo di convezione profonda: a quella iniziale di "*preconditioning*", segue una fase di rimescolamento turbolento e per ultimo la fase di "*sinking/spreading*".

La prima fase, quella di "*preconditioning*", ha luogo su scale ampie (dell'ordine delle centinaia di km) verso Novembre-Dicembre ed è interessata dall'intensificazione del "giro" ciclonico della corrente Liguro-Provenzale nel Golfo del Leone (Figura 1.4). La struttura ciclonica riduce la stratificazione al centro del vortice stesso, con la risalita di isopicne nella zona centrata al punto di coordinate 42° N e 5° E favorendo in questo modo le fasi di rimescolamento. Swallow e Caston (1973) dimostrano che in questa fase l'intensificazione del "giro" ciclonico è favorita anche dalla topografia locale, precisamente dal conoide formato dal Rodano che forma intensi vortici di mesoscala. L'importanza della topografia è stata confermata con l'utilizzo di un modello 3-D di circolazione

generale (Madec et al., 1996). Segue durante febbraio-marzo l'azione del Maestrale, vento forte, freddo e secco che determina la perdita di ingenti quantità di calore all'interfaccia aria-mare (sono state stimate perdite di calore fino a 1000 W/m^2, Leaman e Schott, 1991) seguito da un processo di convezione profonda. Lo strato superficiale d'acqua, diventato sempre più pesante comincia a rimescolarsi con gli strati sottostanti formando una colonna d'acqua ben rimescolata che può raggiungere grandi profondità (circa 2000 mi) in un periodo temporale dell'ordine di un giorno. L'area soggetta al forte rimescolamento verticale viene identificata da alti valori di salinità superficiale superiori a 38.42 psu, derivati dal coinvolgimento delle acque levantine intermedie. Questa convezione profonda coinvolge zone ristrette nello spazio (un km di diametro al massimo), infatti si formano lingue ("*plumes*") verticali, di circa 1 km di diametro con velocità verticali di 10 cm/s (Schott e Leaman, 1991), che distribuiscono le acque superficiali dense lungo la colonna d'acqua. L'azione congiunta di queste lingue formano aree ben rimescolate ("*mixed patch*") la cui estensione laterale va dai 10 Km ai 100 Km. Queste aree furono chiamate dal gruppo MEDOC "camini" ("*chimney*"), nome ancora oggi in uso.

Terminata l'azione del forzante ventoso il raffreddamento continua per altri giorni e si entra nell'ultima fase, di sprofondamento e diffusione, ("*sinking/spreading*"), caratterizzata dalla rottura della stabilità della colonna d'acqua seguita da una rapida stratificazione dell'acqua in superficie (MEDOC Group, 1970). Questa fase è dominata dai trasferimenti laterali tra l'area rimescolata e l'ambiente circostante, favoriti dall'insorgere di intensi vortici di mesoscala (Gascard, 1978). In questa fase di diffusione l'instabilità baroclinica gioca un ruolo chiave nella dinamica e termodinamica del "*mixed patch*", orchestrando i processi di scambio ed estraendo l'energia potenziale resa disponibile dalla convezione. Precisamente i "*mixed patch*" sotto l'influenza della gravità e della rotazione si diffondono, nel giro di pochi mesi si ha la loro disintegrazione e la occupazione del sito di convezione dal fluido stratificato.

La formazione delle acque profonde nel Mar Adriatico e nel Mar Egeo è di tipo "margine continentale". Il Mar Adriatico è considerato la maggior fonte delle EMDW (Schlitzer et al., 1991), con la formazione di due differenti masse d'acqua.

Durante la stagione invernale, nel nord Adriatico, si forma una massa d'acqua di elevata densità caratterizzata da una temperatura di 12±2°C e da una salinità di 38.0±0.5 psu, questa si sposta verso il sud Adriatico dove interagisce con la LIW e diventa Acqua Profonda Adriatica (ADW). L'ADW attraverso lo Stretto di Otranto prosegue lungo il contorno occidentale del fondo fino a raggiungere il bacino Ionico. Studi recenti (Roether et al., 1996) hanno identificato nell'AGDW, a partire del 1987, una nuova fonte di EMDW, una massa d'acqua ad alta densità che dopo la sua formazione nel Mar Egeo si inabissa nel bacino Ionico.

Questa varietà di formazione delle masse di acque da una idea della complessità sia della circolazione che delle interazioni aria-mare e quindi della difficoltà di elaborare modelli numerici in grado di simularle.

1.5 Modellistica

Negli ultimi anni si sono acquisite sempre più ampie conoscenze sulla cinematica e dinamica delle aree di convezione grazie a esperimenti e simulazioni numeriche.

Recentemente l'applicazione di modelli numerici ha permesso di studiare il ruolo del forzante termoalino nei processi di convezione profonda. Nel lavoro di Madec et al. (1991) si osserva la capacità del forzante locale termoalino di distruggere la stratificazione e guidare la convezione profonda. Si osserva la formazione di vortici ciclonici baroclinicamente instabili che favoriscono il processo di "*spreading*" della acque appena formate. Madec et al. (1996), utilizzando il modello numerico OPA sviluppato al "Laboratoire d'Oceanographie Dynamique et de Climatologie" (LODYC), focalizzano l'attenzione sull'azione dei flussi termoalini e del forzante ventoso. Osservano che il forzante ventoso è responsabile della formazione di una circolazione barotropica che ha un grande effetto sulla fase di "*preconditioning*" della formazione di acque dense. Il forte vortice ciclonico localizzato nell'area di azione del forzante ventoso diventa sede di formazione di acque dense con l'intervento del forzante termoalino che ne guida la formazione. Gli esperimenti dimostrano anche il ruolo chiave della topografia, precisamente la presenza del conoide formato dal Rodano esercita un forte e

permanente controllo sulla circolazione barotropica.

Un altro significativo studio è quello condotto da Castellari et al. (2000), sulle simulazioni condotte per investigare la variabilità interannuale dei processi di formazione di acque profonde nel Mediterraneo. Utilizzando un modello a circolazione generale Castellari et al. ne hanno studiato le risposte applicando forzanti atmosferici a diversa frequenza per il periodo 1980-1988, prendendo in esame le aree sede di processi di formazione di acque profonde.

Anche se la brevità del periodo studiato non ha permesso di definire la periodicità dell'evento, hanno osservato che processi rilevanti di formazione delle acque occorrono sporadicamente, con una frequenza di 2-3 anni, questi sono influenzati, ma non limitati dagli eventi del forzante ventoso. Inoltre la risposta oceanica al forzante ventoso è non lineare e dipende dalla fase di "*preconditioning*".

1.6 Mediterranean Forecasting System

Questo lavoro si sviluppa all'interno di un ampio progetto europeo che va sotto il nome di MFSTEP (Mediterranean Forecasting System Toward Environmental Prediction) che a sua volta si sviluppa all'interno del programma di ricerca MFS-Mediterranean Forecasting System. MFS vede la sua nascita nel 1995 sotto l'egida di EuroGOOS (www.eurogoos.org, Pinardi e Fleming, 1998), associazione fondata nel 1994 da 31 membri di 17 Paesi Europei, accomunati dall'obiettivo di uno sviluppo dell'Oceanografia operativa nelle aree marine europee e negli adiacenti oceani. La previsione delle correnti del Mediterraneo, infatti, è di fondamentale importanza, per raggiungere l'obiettivo della gestione sostenibile delle risorse e la protezione dell'ambiente costiero (Pinardi et al., 2002).

Il primo progetto europeo ha avuto inizio nel 1998 sotto il nome di MFSPP (Mediterranean Forecasting System Pilot Project, Pinardi et al., 2002) con l'obiettivo di realizzare previsioni di correnti, temperatura, salinità ed altri parametri fisici del Mediterraneo. La seconda parte del programma è MFSTEP che punta a consolidare ed a espandere le attività di previsione a scala di bacino fino alle aree regionali e di piattaforma continentale e nel 2005 è previsto l'inizio di

una terza parte, MOON-Mediterranean Operational Oceanography Network, finalizzata allo sviluppo delle previsioni delle correnti verso applicazioni quali la previsione della crescita algale nelle zone costiere, il monitoraggio e la previsione di scarichi di inquinanti e il loro effetto sull'ecosistema del Mediterraneo, etc.

Lo sviluppo di questi progetti si basa su un efficiente sistema di collezione e assimilazione di dati oceanografici, allo scopo di creare le condizioni iniziali del modello che meglio approssimano la realtà, e sul modello che fornisce la previsione partendo dalla condizione iniziale realistica. Il modello numerico di previsione verrà chiamato Ocean Circulation Model (OGCM) nel corso di questa tesi.

1.7 Obiettivi della Tesi

Nei paragrafi precedenti si è cercato di definire la struttura della circolazione termoalina del Mediterraneo e i processi dinamici che la influenzano. Questa trattazione, anche se sintetica, ha permesso di evidenziare le complessità che sorgono nell'affrontare uno studio su tutto il bacino e i suoi processi di formazione di acque profonde. Il Mediterraneo è infatti caratterizzato da forti interazioni aria-mare alla superficie che coinvolgono scambi di calore e acqua, da una complessa e variabile distribuzione verticale e orizzontale delle masse d'acqua e dalla presenza di complesse dinamiche a scale spazio-temporali variabili ("giri" e mesoscala ad esempio).

Tutti questi fattori conducono, per lo sviluppo di una adeguata teoria sulla circolazione del Mediterraneo, alla necessità di sviluppare un efficiente modello numerico. Infatti 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 numerici di circolazione utilizzando il modello OGCM implementato nel progetto MFSTEP,

costituito da complicate equazioni e parametrizzazioni che cercano di simulare la strutture delle correnti e permettono la previsione a breve termine.

Lo scopo è l'analisi degli schemi di turbolenza verticale, implementati nell'OGCM finalizzati alla riproduzione della fisica verticale della colonna d'acqua e alla parametrizzazione dei processi convettivi.

Infatti un problema fondamentale, da sempre presente nello sviluppo dei modelli numerici, è la riproduzione del rimescolamento verticale turbolento ("*vertical mixing*") e la parametrizzazione dei processi convettivi. Questi processi sono considerati fondamentali, caratterizzano il profilo verticale della colonna d'acqua, ristabiliscono le instabilità della colonna d'acqua e guidano i processi di formazione di acque profonde.

L'OGCM a disposizione offre soluzioni diverse a questo problema, attraverso la possibilità di scegliere gli schemi di rimescolamento della colonna d'acqua ovvero i coefficienti di viscosità e diffusività turbolenta e la parametrizzazione dei processi di convezione. Queste scelte devono essere controllate, attraverso ripetuti esperimenti, al fine di individuare lo schema migliore per simulare la realtà.

Durante questo studio si applicheranno schemi differenti di rimescolamento seguiti dall'analisi dei risultati ottenuti. Precisamente il lavoro si articola in due fasi:

1. la prima occupata dagli esperimenti di simulazione e dal confronto dei profili verticali di temperatura e salinità risultanti, e di altri parametri connessi con la stabilità della colonna d'acqua;
2. la seconda fase dal confronto dei risultati delle simulazioni con i dati reali disponibili che permetteranno la validazione dei risultati ottenuti.

La domanda alla quale vogliamo trovare risposta è: "Quale schema di rimescolamento nell'OGCM offre la possibilità di riprodurre, nel modo più fedele, la struttura verticale della colonna d'acqua?"

CAPITOLO 2

2 Modellistica numerica della circolazione

2.1 Modello a scala di bacino

L'oceanografia dinamica, giovane scienza che studia la struttura delle correnti, lo spostamento delle masse d'acqua, la distribuzione di proprietà chimiche e fisiche, processi la cui conoscenza è ancora limitata, si affida per questa impresa a un valido strumento: la modellistica numerica.

Gli esperimenti numerici realizzati in questo lavoro sono stati sviluppati con l'ausilio di un Ocean General Circulation Models (OGCM), precisamente il modello utilizzato è chiamato OPA (acronimo per Océan Parallélisé) basato sulle equazioni primitive descritte da K. Bryan (1969); la dinamica dei fluidi, infatti, può essere descritta con un buon grado di approssimazione dalle equazioni di Navier-Stokes per il momento accoppiate a quelle per i traccianti termodinamici, quali sono la temperatura e salinità per l'oceano.

Il primo codice OPA fu sviluppato e implementato da M. Chartier (1985) in collaborazione con P. Delecluse, presso il Laboratoire d'Océanographie DYnamique et de Climatologie (LODYC) dell'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL). OPA è in continua evoluzione e rappresenta un flessibile strumento per lo studio dell'oceano e delle sue interazioni con le altre componenti del sistema clima-terra, su un ampio raggio di scale temporali e spaziali.

Nei prossimi paragrafi verranno descritte le equazioni sulle quali si sviluppa il modello, offrendo particolare attenzione alla fisica del rimescolamento verticale e alle parametrizzazioni dei processi convettivi oggetto di questo studio e rimandando al manuale di OPA per ulteriori approfondimenti.

2.2 Equazioni e approssimazioni

2.2.1 Approssimazioni e Equazioni che governano il moto

Nel sistema di equazioni sviluppate dal modello vengono adottate delle approssimazioni ottenute da considerazioni di scala:

1. approssimazione di terra sferica: le superfici geopotenziali vengono assunte sferiche così la componente verticale della gravità risulta essere nella direzione parallela al raggio della terra;
2. approssimazione di fluido sottile: la profondità dell'oceano è trascurabile rispetto al raggio della terra, essendo più piccolo di molti ordini di grandezza;
3. ipotesi di chiusura della turbolenza: i flussi turbolenti, dovuti a processi di piccola scala, possono essere espressi in funzione delle quantità di grande scala;
4. approssimazione di Boussinesq: le variazioni di densità sono trascurabili eccetto che nel loro contributo alla forza di galleggiamento (termine di "*buoyancy*");
5. approssimazione idrostatica: l' equazione del momento verticale è espressa dal bilancio tra il gradiente di pressione verticale e la forza di galleggiamento, dovuta al piccolo rapporto tra le scale spaziali verticali e orizzontali che rendono trascurabili i termini di convezione verticale. In questo modo i moti convettivi verticali, rimossi dalle equazioni primitive, devono essere parametrizzati dal modello;
6. ipotesi di incompressibilità: la divergenza del vettore velocità è assunta essere zero.

La superficie terrestre viene associata a una sfera di raggio a che ruota con velocità angolare di modulo Ω. Le equazioni sono espresse in un sistema di coordinate curvilinee geografiche (λ, φ, z), dove λ è la longitudine, φ la latitudine e z l'altitudine rispetto alla superficie sferica di referenza $z=0$.

Il sistema di equazioni descrivono l'evoluzione temporale di sette variabili di campo, le tre componenti del vettore velocità: componente zonale (u), componente meridionale (v) e componente verticale (w), la pressione idrostatica (p), la temperatura potenziale (θ), la salinità (S) e la densità

(ρ_0) .

Queste sette variabili si combinano per formare le sette equazioni fondamentali:

<u>equazione della componente orizzontale del momento:</u>

componente zonale del moto

$$\frac{\partial u}{\partial t}=(\zeta+f)v-w\frac{\partial u}{\partial z}-\frac{1}{2a\cos\varphi}\frac{\partial}{\partial\lambda}(u^2+v^2)+ \\ -\frac{1}{\rho_0 a\cos\varphi}\frac{\partial p}{\partial\lambda}-A^{lm}\nabla^4 u+A^{vm}\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad , \tag{2.1}$$

componente meridionale del moto

$$\frac{\partial v}{\partial t}=-(\zeta+f)u-w\frac{\partial v}{\partial z}-\frac{1}{2a}\frac{\partial}{\partial\varphi}(u^2+v^2)-\frac{1}{\rho_0 a}\frac{\partial p}{\partial\varphi}+ \\ -A^{lm}\nabla^4 v+A^{vm}\frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad , \tag{2.2}$$

dove f è il parametro di Coriolis definito come:

$$f=2\Omega\sin\varphi \quad ; \tag{2.3.}$$

ζ è la vorticità relativa definita dall' equazione:

$$\zeta=\frac{1}{a\cos(\varphi)}\left(\frac{\partial v}{\partial\lambda}-\frac{\partial}{\partial\varphi}[\cos\varphi\, u]\right) \quad ; \tag{2.4}$$

A^{lm} , il coefficiente di viscosità turbolenta orizzontale, e A^{vm} , il coefficiente di viscosità turbolenta verticale, rappresentano i termini turbolenti di rimescolamento che parametrizzano tutti i processi a piccola scala. Questi verranno approfonditi nei prossimi paragrafi;

<u>equazione idrostatica:</u>

$$\frac{\partial p}{\partial z}=-\rho g \tag{2.5}$$

in cui g è l'accelerazione di gravità,

equazione di continuità in approssimazione di incompressibilità:

$$\frac{1}{acos(\varphi)}\left(\frac{\partial u}{\partial \lambda}+\frac{\partial}{\partial \varphi}[\cos\varphi\, v]\right)+\frac{\partial w}{\partial z}=0 \quad , \tag{2.6}$$

equazione della temperatura potenziale:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \theta}{\partial t}=&-\frac{1}{acos\varphi}\left[\frac{\partial}{\partial \lambda}(\theta u)+\frac{\partial}{\partial \varphi}(\cos\varphi\,\theta v)\right]-\frac{\partial}{\partial z}(\theta w)+\\ &-A^{lT}\nabla^4\theta+A^{vT}\frac{\partial^2\theta}{\partial z^2}+\frac{1}{\rho_0 C_p}\frac{\partial I}{\partial z}+\delta\mu(\theta^*-\theta)\end{aligned} \tag{2.7}$$

dove A^{lT} e A^{vT} sono i coefficienti di diffusività turbolenta orizzontali e verticali rispettivamente, δ è l'inverso del tempo di rilassamento, μ rappresenta il coefficiente di rilassamento che assume valori diversi da zero solo al bordo della box atlantica, θ^* è il valore del campo reale, questo termine ci permette di avere campi di temperatura vicini al campo climatologico utilizzato. Nel nostro specifico caso, questo ultimo termine non è considerato.

Il termine $\partial I/\partial z$ rappresenta la penetrazione della radiazione solare nei primi strati della colonna d'acqua; C_p è il calore specifico assunto costante $(C_p=4*10^3(J\,Kg^{-1}\circ K^{-1}))$, $I(z)$ è l'irradianza nell'acqua descritta da (Paulson and Simpson, 1977):

$$I(z)=Q_{sr}\left[R\,e^{-z/\xi_1}+(1-R)^{-z/\xi_2}\right] \quad , \tag{2.8}$$

dove Q_{sr} è la parte di radiazione incidente in W/m^2, ξ_1 , ξ_2 e R sono i coefficienti che regolano l'estinzione dell'irradianza, i cui valori corrispondono a quella di acqua di Tipo I nella classificazione di Jerlov (1968), dove $\xi_1=0.35\,m$, $\xi_2=23\,m$, $R=1$;

equazione per la salinità:

$$\frac{\partial S}{\partial t}=-\frac{1}{acos\varphi}\left[\frac{\partial}{\partial \lambda}(Su)+\frac{\partial}{\partial \varphi}(\cos\varphi\, S\, v)\right]-\frac{\partial}{\partial z}(Sw)+ \\ -A^{lS}\nabla^4 S+A^{vS}\frac{\partial^2 S}{\partial z^2}+\delta\mu(S^*-S) \tag{2.9}$$

dove A^{vS} e A^{lS} sono i coefficienti turbolenti di diffusività verticale e orizzontale, δ e μ assumono lo stesso significato precedentemente definito 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. Anche in questo caso si è considerato il caso $\mu=0$;

equazione di stato:

$$\rho=\rho(\theta, S, p) \tag{2.10}$$

l'equazione utilizzata è quella espressa da Jackett e McDougall (1995), dove la densità *in situ* (ρ) è una funzione della temperatura potenziale (θ) , della salinità (S) e della pressione (p) , assumendo nessuna variazione di pressione lungo le superfici geopotenziali.

Inoltre questa versione di OPA, utilizza lo schema di superficie libera, come descritto da Roullet et al. (2000). Si ha l'introduzione di una nuova variabile η che definisce l'elevazione della superficie libera del mare, stabilita e risolta da una equazione prognostica che non riporteremo per semplicità. Il modello naturalmente considera la batimetria variabile del Mediterraneo come illustrato in Figura 2.1.

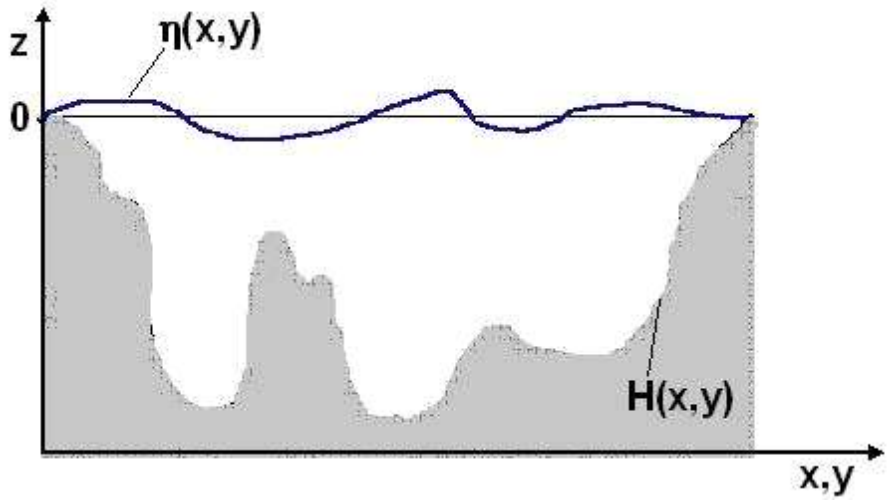


Figura 2.1: Schema delle superfici verticali del modello: η ovvero la superficie libera del mare, H la batimetria.

2.2.2 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 η 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:

$$w=-\vec{u}_h^b \nabla_h(H) \tag{2.11}$$

   dove $\vec{u}_h^b=(u_b,v_b)$ è il vettore delle velocità orizzontali nell'ultimo livello del modello, questa condizione cinematica deriva dal considerare nulla la componente normale della velocità al fondo dell'oceano, così la velocità di fondo risulta parallela al contorno solido;
2. per il momento e i flussi di temperatura e salinità:

$$A^{vm}\frac{\partial}{\partial z}(\vec{u}_h)\Big|_{z=-H}=C_D\sqrt{u_b^2+v_b^2+e_b}\,\vec{u}_h^b \quad , \tag{2.12}$$

per il momento si è scelta una parametrizzazione non lineare, dove A^{vm} è il coefficiente di viscosità turbolento verticale, $\vec{u}_h=(u,v)$ sono le componenti orizzontali del vettore 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 frangono e alle altre correnti che hanno una scala temporale molto corta, in questo studio si è utilizzato $e_b=10^{-3}(m^2/s^2)$

$$A^{vT,S}\frac{\partial}{\partial z}(\theta,S)\Big|_{z=-H}=0 \tag{2.13}$$

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:

$$w=\frac{D\eta}{Dt}+(P-E) \quad , \tag{2.14}$$

dove:

$$\frac{D\eta}{Dt}=\frac{\partial\eta}{\partial t}+u_h\nabla\eta \quad . \tag{2.15}$$

Si sono trascurate le tensioni superficiali e sono rimosse le onde capillari: questo porta a considerare una continuità di pressione lungo l'interfaccia $z=\eta$.

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

$$A^{vm}\frac{\partial\vec{u}_h}{\partial z}\Big|_{z=\eta}=\frac{(\tau_u,\tau_v)}{\rho_0}\qquad\left(\frac{m^2}{s^2}\right) \tag{2.16}$$

dove τ_u , τ_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 zonali e meridionali del vento a 10 m, valori forniti dalle analisi del Centro Europeo di Previsioni a Medio Termine l'ECMWF (www.ecmwf.org).

3. Il flusso di calore. Quest'ultimo viene applicato alla condizione al contorno per la temperatura potenziale:

$$A^{vT} \left. \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{z=\eta} = \frac{Q}{\rho_0 C_p} \qquad \left(\frac{m}{s} \circ K \right) \tag{2.17}$$

dove $\rho_0 = 1020 (kg/m^3)$ è la densità dell'acqua, $C_p = 4000 (J/Kg \circ K)$ è il calore specifico e $Q(W/m^2)$ è la parte del flusso netto di calore che non penetra nella colonna d'acqua.

$$Q = Q_S - Q_B(T_a, T_0, C, rh) - LE(T_a, T_0, rh, |V_w|) - H(T_a, T_0, |V_w|) \tag{2.18}$$

dove Q_S è la radiazione solare a onda corta che arriva alla superficie e non penetra, Q_B è la radiazione a onda lunga emessa dalla superficie, LE è il calore latente e H è il flusso di calore sensibile. Questi fattori dipendono dalla temperatura dell'aria a 2m (T_a) , dalla temperatura della superficie del bacino calcolata dal modello (T_0) , dalla nuvolosità totale (C) , dall'umidità relativa calcolata dalla temperatura di condensazione a 2m (rh) e dal modulo della velocità del vento a 10m $(|V_w|)$.

Questa espressione è determinata da Castellari et al. (2000) e sono: la formula di Bignami e al. (1995) per Q_B , quella di Gill (1982) per LE e quella di Kondo (1975) per il calcolo di H . Attualmente i campi metereologici superficiali sono dati su una griglia orizzontale di 0.5° x 0.5°, ad intervalli temporali di sei ore e sono descritti in Demirov e al. (2003).

4. Le condizioni al contorno per la salinità, che derivano da quelle del flusso di acqua:

$$\rho_0 A^{vS} \left.\frac{\partial S}{\partial z}\right|_{z=\eta} = (E-P) S \rho_0 \qquad (PSU\, Kg/m^2 s^{-1}) \quad ; \tag{2.19}$$

questa espressione corrisponde in termini di sale alla condizione dei flussi d'acqua espressa precedentemente dall'equazione (2.14).

Il flusso d'acqua nel modello viene scelto come:

$$\rho_0 (E-P) = \gamma^{-1} \frac{(S-S^*)}{S} \tag{2.20}$$

dove S è la salinità superficiale del modello, S^* è la salinità superficiale climatologica e $\gamma = -0{,}007 (m^2 s/kg)$ è il coefficiente di rilassamento per la salinità.

Il tempo di rilassamento viene espresso dall'equazione:

$$\frac{1}{\rho_0} \gamma^{-1} \frac{(S-S^*)}{S} = \frac{\Delta z}{\Delta t} \quad , \tag{2.21}$$

$$\Delta t = \rho_0 \Delta z \gamma \left(\frac{S}{S-S^*} \right) \quad . \tag{2.22}$$

dove Δz è lo spessore del primo livello del modello.

Condizioni al contorno laterali

1. le velocità orizzontali sia normali che tangenziali alle pareti laterali si annullano, questa condizione viene chiamata di "*no-slip*":

$$(u, v) = 0 \quad ; \tag{2.23}$$

2. le derivate perpendicolari alla costa per θ e S si annullano:

$$\frac{\partial \theta}{\partial n} = \frac{\partial S}{\partial n} = 0 \tag{2.24}$$

2.3 Discretizzazione numerica

Il modello ha una risoluzione orizzontale di 1/16° x 1/16°, la griglia è formata da 871 punti in longitudine e 253 punti in latitudine. In verticale la griglia si compone di 71 livelli, la distribuzione degli intervalli non è omogenea ma è tale da realizzare una risoluzione maggiore in superficie che diminuisce all'aumentare della profondità (Tabella 2.1). Il modello viene integrato con un passo temporale di 10 minuti, che rappresenta l'intervallo nel quale vengono calcolate le nostre variabili di campo.

Le equazioni primitive sono risolte adottando lo schema alle differenze finite; la discretizzazione delle equazioni si ottiene con una griglia sfalsata di tipo C nella classificazione di Arakawa, in questa griglia le quantità scalari e le componenti del vettore velocità vengono calcolate in punti con diverse coordinate geografiche.

A uno sfalsamento orizzontale ne corrisponde uno verticale, la componente verticale della velocità viene calcolata a diversi livelli. Precisamente consiste in celle centrate su un punto scalare (T, S, p, ρ, χ) con i punti vettori definiti nel centro di ogni faccia della cella. La vorticità relativa (ζ), planetaria (f) e la funzione di flusso barotropica (ψ) sono definite lungo gli spigoli verticali della cella (Figura 2.2).

Nella verticale i livelli del modello sono espressi tramite le superfici-z che rappresentano le superfici geopotenziali in questo caso semplicemente la profondità (Figura 2.3).

Il dominio e la batimetria del modello sono mostrati in Figura 2 4. Per ottenere le linee di costa e la batimetria si è stato usato un insieme di dati batimetrici a disposizione da anni dal gruppo di ricerca.

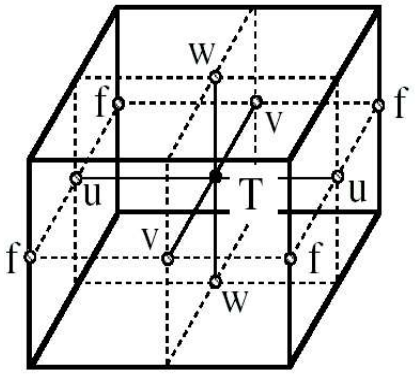


Figura 2.2: Griglia di Arakawa di tipo C utilizzata per discretizzare il modello (dal manuale di OPA).

Figura 2.3: Fondale dell'oceano visto dal modello, visualizzazione delle superfici-z (dal manuale di OPA).

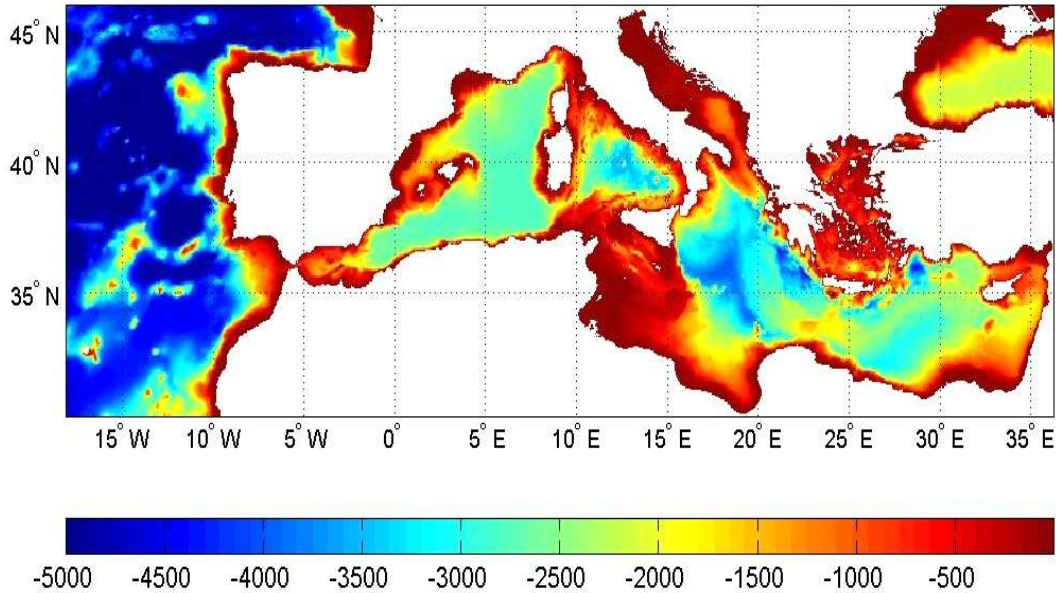


Figura 2 4: Batimetria del modello.

Livello	Profondità (m)
1	1.47
2	4.59
3	7.94
4	11.56
5	15.45
6	19.63
7	24.13
8	28.97
9	34.16
10	39.74
11	45.73
12	52.16
13	59.06
14	66.46
15	74.39
16	82.89
17	92.01
18	101.78
19	112.25
20	123.46
21	135.47
22	148.32
23	162.09
24	176.83
25	192.60
26	209.48
27	227.55
28	246.88
29	267.55
30	289.67
31	313.32
32	338.61
33	365.66
34	394.58
35	425.50
36	458.55

Livello	Profondità (m)
37	493.87
38	531.62
39	571.96
40	615.07
41	661.12
42	710.31
43	762.86
44	818.98
45	878.91
46	942.90
47	1011.21
48	1084.14
49	1161.97
50	1245.03
51	1333.66
52	1428.21
53	1529.06
54	1636.61
55	1751.29
56	1873.55
57	2003.86
58	2142.71
59	2290.64
60	2448.21
61	2615.99
62	2794.61
63	2984.70
64	3186.95
65	3402.06
66	3630.78
67	3873.88
68	4132.18
69	4406.51
70	4697.75
71	5006.82
72	5334.65

Tabella 2.1: I 72 livelli verticali del modello e le profondità associate.

2.4 Sottomodello della turbolenza verticale

Le equazioni primitive descrivono il comportamento dei fluidi geofisici risolti a larga scala. Il processo che descrive l'effetto collettivo dei fenomeni su piccola scala, definiti come fenomeni di sottogriglia ("*subgrid scale process*") deve essere rappresentato nelle equazioni in modo parametrizzato. I coefficienti di rimescolamento turbolento, sia viscoso che diffusivo, visti in precedenza, considerano tali parametrizzazioni.

In questa tesi siamo interessati a studiare la simulazione dei processi di rimescolamento turbolento verticale che avvengono a scala molto più piccola della griglia del modello (per il nostro modello, 6.5 km in orizzontale e alcuni metri in verticale). I processi turbolenti, possono essere espressi in funzione delle variabili di larga scala tramite termini simili a quelli della viscosità e diffusività molecolare ma con coefficienti più complessi. Questi processi assumono una grande importanza nelle simulazioni contribuendo significativamente alla dinamica del sistema a grande scala; infatti mentre gli effetti derivanti da processi molecolari possono essere trascurati quelli della diffusività e della viscosità turbolenta non possono essere ignorati. Il sistema di equazioni, considerando anche i processi turbolenti o di sottogriglia, può essere risolto adottando uno "schema di chiusura della turbolenza".

I processi di rimescolamento verticale, quali la convezione profonda o lo strato rimescolato superficiale, devono essere parametrizzati facendo uso di apposite ipotesi sulla chiusura della turbolenza. La diffusività verticale controlla la dinamica dell'oceano profondo (Pacanowski e Philander, 1980) e i principali aspetti della circolazione generale (Bryan, 1987). E' quindi di primaria importanza parametrizzare correttamente i processi di rimescolamento verticale nei modelli numerici.

2.4.1 Processi turbolenti verticali

I flussi turbolenti verticali sono assunti essere proporzionali ai gradienti verticali delle variabili di grande scala:

$$D^{vU} = \frac{\partial}{\partial z}\left(A^{vm}\frac{\partial U_h}{\partial z}\right) \quad D^{vT} = \frac{\partial}{\partial z}\left(A^{vT}\frac{\partial \theta}{\partial z}\right)$$
$$D^{vS} = \frac{\partial}{\partial z}\left(A^{vS}\frac{\partial S}{\partial z}\right) \tag{2.25}$$

dove A^{vm} , A^{vT} e A^{vS} sono i coefficienti turbolenti della viscosità e della diffusività, rispettivamente.

Tutta la fisica verticale, all'interno del nostro modello, dipende dalla scelta di questi coefficienti, la versione OPA 8.1 offre la scelta tra tre possibili opzioni:

A) definire i coefficienti con valori costanti con la profondità;
B) definire i coefficienti in funzione delle proprietà del fluido, del numero di Richardson e della frequenza di Brunt-Vaisala;
C) definire i coefficienti tramite equazioni che risultano da uno schema di chiusura della turbolenza chiamato 1,5.

Come già affermato lo scopo di questo studio è stato nell'applicare in differenti simulazioni le tre differenti parametrizzazioni della turbolenza e analizzare i risultati ottenuti, confrontandoli con le osservazioni. Chiameremo di seguito queste tre parametrizzazioni "sottomodelli della turbolenza" o semplicemente sottomodelli in contrasto con le equazioni del modello descritte in precedenza che descrivono i campi a grande scala.

2.4.2 Sottomodello A. Diffusione e viscosità costante

In questo caso, i coefficienti turbolenti di viscosità e di diffusività sono fissati a valori costanti su tutto il dominio. I loro valori sono definiti all'interno del modello e non possono essere inferiori a quelli associati alla viscosità e diffusività molecolare (per il momento, 10^{-6} m^2/s, per la temperatura, 10^{-7} m^2/s, per la salinità, 10^{-9} m^2/s).

Nel nostro studio si sono scelti i seguenti valori:

$$A_u^{vm} = A_v^{vm} = 1.5 * 10^{-4}\, m^2\, s^{-1}$$
$$A^{vT} = A^{vS} = 0.3 * 10^{-4}\, m^2\, s^{-1} \quad . \tag{2.26}$$

I valori sono stati scelti sulla base di studi empirici precedenti e i coefficienti di

diffusione per la temperatura e la salinità sono considerati uguali.

Quando la colonna d'acqua diventa instabile gravitazionalmente, si usa in aggiunta anche lo schema di "convezione profonda" che sarà descritto in sezione 2.4.5.

2.4.3 Sottomodello B. Parametrizzazione Pacanowski e Philander

I coefficienti turbolenti verticali di diffusività e viscosità sono espressi in funzione del numero di Richardson, in questo modo risultano dipendenti dalla stratificazione locale e dallo "*shear*" verticale.

Il numero di Richardson infatti è definito come:

$$Ri = \frac{N^2}{(\partial u / \partial z)^2} \tag{2.27}$$

dove N^2 è la frequenza di Brunt-Vaisala, misura della stabilità della colonna d'acqua, e il rapporto $(\partial u / \partial z)$ definisce lo "*shear*" verticale, che può produrre la distruzione di questa stabilità. Infatti questo rapporto adimensionale è una misura del potenziale di instabilità di un fluido. Un valore inferiore all'unità di Ri corrisponderà uno "*shear*" verticale sufficientemente grande e il fluido diventerà instabile gravitazionalmente, una stratificazione instabile creerà turbolenza che cercherà di rimescolare tutta la colonna d'acqua interessata dal processo. A valori superiori di Ri il sistema sarà invece stabile.

L'instabilità di una colonna d'acqua e il suo rimescolamento verticale possono essere generati anche da altri meccanismi, come la convezione diffusiva o il "*salt fingering*". In un fluido stabilmente stratificato con acque superficiali calde e più salate di quelle profonde, il calore si diffonderà più velocemente della salinità generando così moti convettivi. Questi meccanismi generatori di instabilità vengono incorporati nella instabilità di Kelvin-Helmholtz, ed è proprio la crescita di questa instabilità che genera la turbolenza.

Per la formulazione dei coefficienti turbolenti della viscosità e della diffusività si adottano le parametrizzazioni implementate da Pacanowski e Philander (1980) che sono dipendenti dal numero di Richardson (Ri) :

$$A^{vm}=\frac{A_{ric}^{vm}}{(1+a\,Ri)^n}+A_b^{vm} \quad , \quad A^{vT}=\frac{A^{vm}}{(1+a\,Ri)}+A_b^{vT} \tag{2.28}$$

dove $A_b^{vm}=1.5*10^{-4}$ e $A_b^{vT}=0.3*10^{-4}$ sono i valori di background, $A_{ric}^{vm}=10^{-4}(m^2/s)$ è il valore massimo che può raggiungere la viscosità verticale, $a=5$ e $n=2$ parametri di aggiustamento il cui valore è empirico. Queste parametrizzazioni e i valori delle variabili derivano da lunghi studi empirici.

Ci soffermiamo su questa variabile, la frequenza di Brunt-Vaisala (N^2), perché è strettamente correlata alla stabilità dell'oceano ed è presente all'interno di molte parametrizzazioni.

La Brunt-Vaisala viene determinata usando l'espressione polinomiale di McDougall (1987):

$$N^2=g\left[\alpha(T,S',z(k))\frac{\partial T}{\partial k}-\beta(T,S',z(k))\frac{\partial S}{\partial k}\right] \tag{2.29}$$

dove θ è la temperatura potenziale, S' l'anomalia di salinità $(S'=S-35)$ in psu, la pressione in decibar è approssimata con la profondità in metri $z(k)$ e α e β sono i coefficienti di espansione termica e alina, entrambi in funzione della temperatura potenziale e della salinità.

La soluzione di questa equazione è una frequenza di galleggiamento (nota con il nome di "*buoyancy frequency*"), che misura la stabilità della colonna d' acqua, a valori positivi di N^2 corrisponde una colonna d'acqua stabile stratificata mentre a valori negativi si ha una stratificazione instabile.

Questo sottomodello non è capace di rimescolare tutta la colonna d'acqua come nel caso della convezione profonda. Deve essere quindi usato in concomitanza con quello di convezione profonda descritto in sezione 2.3.5

2.4.4 Sottomodello C. Schema di chiusura della turbolenza

In questo sottomodello i coefficienti turbolenti di viscosità e diffusività sono determinati dallo schema di chiusura della turbolenza 1.5, sviluppato per il caso atmosferico da Bougeault e Lacarrère (1989) e adattato al caso oceanico da Gaspar e al. (1990).

Lo schema è basato sull' equazione prognostica per $\bar{e}$, che definisce l' energia cinetica turbolenta:

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t}=\frac{A^{vm}}{e_3}\left[\left(\frac{\partial u}{\partial k}\right)^2+\left(\frac{\partial v}{\partial k}\right)^2\right]-A^{vT}N^2+\frac{1}{e_3}\frac{\partial}{\partial k}\left[\frac{A^{vm}}{e_3}\frac{\partial \bar{e}}{\partial k}\right]-c_\varepsilon\frac{e^{3/2}}{l_\varepsilon} \quad . \qquad (2.30)$$

Si assume che l'evoluzione temporale dell'energia cinetica turbolenta dipenda dalla produzione di energia attraverso lo "*shear*" verticale (primo termine a sinistra), la sua dissipazione attraverso la stratificazione (secondo termine), dalla sua diffusione in verticale (terzo termine) e dalla dissipazione del tipo di Kolmogorov (1942), (quarto termine).

N^2 rappresenta la frequenza di Brunt-Vaisala, precedentemente definita, i coefficienti verticali turbolenti di viscosità e diffusività sono definiti dall'equazione:

$$A^{vm}=C_k l_k \sqrt{\bar{e}} \qquad A^{vT}=A^{vm}/P_{rt} \qquad (2.31)$$

dove P_{rt} è il numero di Prandtl, funzione del numero locale di Richardson (Blanke e Delecluse, 1993): è uguale a 1 per $Ri \leq 0.2$ e uguale a 10 per $Ri \geq 2$ e con una variazione lineare tra questi due termini.

Le costanti $C_k=0.1$ e $C_\varepsilon=\sqrt{2}/2$ (Gaspar e al., 1990).

l_ε e l_k sono le lunghezze di dissipazione e rimescolamento turbolento, la loro formulazione fornisce la chiusura dello schema e vengono definite come (Blanke and Delecluse, 1993):

$$l_k=l_\varepsilon=\sqrt{2\bar{e}}/N \quad ; \qquad (2.32)$$

a questa si aggiunge un' ipotesi sul gradiente verticale delle lunghezze di scala:

$$\frac{l}{e_3}\left|\frac{\partial l}{\partial k}\right| \leq l \quad . \qquad (2.33)$$

Le lunghezze di rimescolamento sono limitate sia dalla superficie libera che dalla distanza dal fondo e anche dalla distanza di zone particolarmente stratificate, come il termoclino.

Alla superficie il valore di $\bar{e}$ è risolto imponendo: $\bar{e}=ebb|\tau|/\rho_0$ dove $ebb=3.75$ e τ è lo stress superficiale del vento, viene fissato anche un valore superficiale minimo $(emin0=10^{-4}(m^2/s^{-2}))$; al fondo il suo valore è posto uguale a quello dello strato immediatamente superiore.

Lo schema di chiusura della turbolenza è in grado anche di parametrizzare i moti convettivi verticali ovvero la convezione profonda. Infatti il secondo termine dell'equazione (2.30) diventa sorgente di turbolenza quando N^2 assume valori negativi (la colonna d'acqua risulta staticamente instabile), così si hanno alti valori dei coefficienti turbolenti verticali che sono così in grado di rimescolare tutta la colonna d'acqua e ristabilire la stabilità della colonna. Il punto debole di questo schema è che in prossimità della superficie i coefficienti turbolenti non assumono valori elevati perché le lunghezze di rimescolamento sono limitate dalla distanza della superficie, problema che si può risolvere con l'adozione di ulteriori parametrizzazioni.

2.4.5 Convezione profonda

Mentre lo schema di chiusura della turbolenza può produrre convezione profonda, nel caso dei coefficienti costanti o della parametrizzazione di Pacanowski e Philander ciò non avviene. Occorre così introdurre la parametrizzazione per la convezione profonda; in questo specifico studio è stato utilizzato lo schema di "*enhanced vertical diffusion*" (diffusione verticale aumentata). Questa opzione consente, in regioni dove la stratificazione della colonna d'acqua non è stabile (con $(N^2<0)$), di impostare i coefficienti turbolenti verticali sia di diffusività che di viscosità a valori costanti elevati pari a $1m^2/s$ (Lazar, 1997).

CAPITOLO 3

3 Simulazioni numeriche

3.1 Descrizione delle condizioni iniziali

Il modello utilizzato è quello descritto nel capitolo precedente; il lavoro si articola in due fasi, la prima occupata dagli esperimenti di simulazione e analisi dei dati ottenuti e la seconda fase dalla validazione dei risultati tramite confronto con i dati reali.

Partendo dalle stesse condizioni iniziali si sono effettuati tre esperimenti variando in ciascuno la scelta degli operatori di viscosità e diffusività turbolenta e lo schema di convezione profonda (Tavola 3.1):

Esperimenti	*Scelta coefficenti*	*Schema convezione*
Exp_1	Coefficenti costanti	Enhanced Vertical Diffusion
Exp_2	Pacanoswki-Philander	Enhanced Vertical Diffusion
Exp_3	Chiusura turbolenza (tke)	Chiusura turbolenza (tke)

Tavola 3.1: Tabella degli esperimenti numerici.

Effettuando simulazioni con questi tre modelli, che si differenziano solamente per il sottomodello della turbolenza usato, si analizzeranno le differenze sulla struttura verticale della colonna d'acqua.

Il principale obiettivo che si vuole raggiungere è di migliorare la comprensione della capacità del modello nel riprodurre la stratificazione verticale della colonna d'acqua. Il Mediterraneo ha una stratificazione verticale complicata e variabile e occorre uno “schema di rimescolamento verticale” capace di adattarsi sia a condizioni di alta stratificazione che a situazioni di colonna d'acqua omogenea.

Gli esperimenti hanno simulato l'anno 1999 e il periodo di Gennaio-Febbraio-Marzo del 2000, mesi caratterizzati dai processi di formazione di acque profonde.

Precisamente gli esperimenti sono iniziati da Gennaio 1999 e come condizione

iniziale si è utilizzata una simulazione frutto di un precedente lavoro. Questo consisteva in una simulazione eseguita dal 1997 fino a gennaio 1999, inizializzata con le medie mensili climatologiche e forzata con il forzante atmosferico ECMWF ogni 6 ore, con il sottomodello della turbolenza a coefficienti costanti.

Analizzeremo i risultati del modello in due distinti periodi: Settembre-Dicembre 1999, in concomitanza con il fenomeno di "erosione" del termoclino e il periodo Febbraio-Marzo 2000, caratterizzato dal processo di formazione delle acque profonde. Si è scelto di analizzare solo i campi di salinità, di temperatura, mediati settimanalmente per il primo periodo e per tre giorni nel secondo periodo.

L'analisi è estesa a tutto il bacino del Mediterraneo ma si è deciso di focalizzare l'attenzione su due principali regioni: il Golfo del Leone per il Mediterraneo occidentale e il bacino Levantino settentrionale per il Mediterraneo orientale, siti di formazione di acque dense (Figura 3.1)

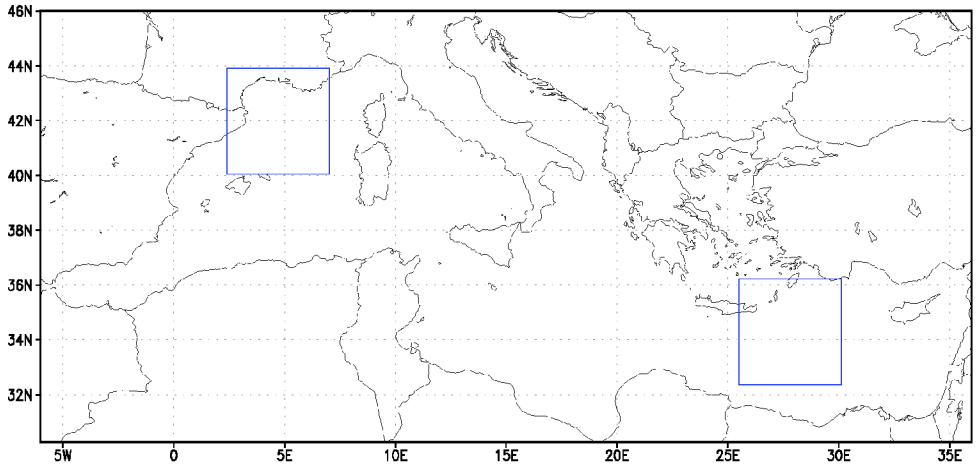


Figura 3.1: Regioni del Mediterraneo analizzate durante gli esperimenti di simulazione

3.2 Analisi risultati delle simulazioni

3.2.1 Struttura e profondità del termoclino

Il primo passo effettuato è stato visualizzare e analizzare le strutture verticali delle masse d'acqua attraverso i profili di temperatura e salinità, per osservare la struttura differente del termoclino ottenuto con i tre differenti sottomodelli.

Iniziamo con una descrizione generica della struttura verticale di temperatura e salinità. Lo strato superficiale del mare è una zona di forte rimescolamento dovuto alla turbolenza indotta dal vento e dai flussi di calore ed acqua all'interfaccia aria-mare. Tale strato superficiale è situato al di sopra di una zona ben stratificata e molto stabile dove invece il rimescolamento è minimo. Gli oceanografi chiamano questo strato superficiale con proprietà uniformi strato rimescolato superficiale ("*surface mixed layer*"). Sotto questo strato rimescolato si trova una zona di rapida transizione chiamata termoclino stagionale dove la temperatura decresce rapidamente con la profondità. Il termoclino stagionale viene distrutto e riformato stagionalmente. Sotto questo termoclino stagionale può trovarsi un termoclino medio o permanente ma nel Mediterraneo quest'ultimo è praticamente assente forse in ragione della limitata estensione meridionale del bacino (Grilli, 1996). Alle medie latitudini la temperatura e la profondità dello strato rimescolato superficiale subiscono delle variazioni stagionali, legate al forte riscaldamento estivo e al raffreddamento invernale. La stratificazione della colonna d'acqua è distrutta dal raffreddamento invernale e dall'azione del forzante ventoso che creano instabilità e intensi moti convettivi, questa de-stratificazione che inizia nei mesi di Novembre-Dicembre si porta a compimento durante i mesi invernali di Gennaio-Marzo.

L'analisi dei profili di salinità e temperatura è stata condotta nelle due aree già precedentemente definite, precisamene le stazioni scelte sono: 42°N-5°E, per il bacino occidentale, e 35°N-28°E, per il bacino orientale.

In Figura 3.2 riportiamo i profili di temperatura e salinità a 42°N-5°E e in Figura 3.3 quelli relativi al punto 35°N-28°E, in ogni grafico sono visibili i diversi profili che corrispondono alle medie settimanali del periodo Settembre-Dicembre 1999. Al periodo di Settembre corrispondono profili con accentuata stratificazione

mentre nei mesi di Novembre e Dicembre, i profili presentano andamento quasi verticale, indici di una colonna d'acqua omogenea ed altamente rimescolata.

Possiamo considerare l'ampiezza del termoclino e la profondità a cui si colloca come un primo criterio di valutazione dei differenti sottomodelli utilizzati.

Osservando la Figura 3.2 si può notare come adottando il sottomodello a coefficienti costanti, il termoclino si estende molto più in profondità che non negli altri esperimenti. Il suo limite inferiore (la "base" del termoclino), raggiunge la profondità di circa 100-110 m sia per la stazione 42°N-5°E che per la stazione 35° N-28°E.

Exp_2 e Exp_3 mostrano un andamento simile ma sviluppano un termoclino più superficiale con una base meno profonda visibile in entrambe le stazioni. Exp_3, presenta anzi il termoclino più superficiale tra tutti gli esperimenti per la stazione 42°N 5°E.

In Figura 3.4 e Figura 3.5 sono rappresentati i profili ottenuti sempre con l'applicazione dei nostri tre modelli riferiti al periodo di febbraio e marzo.

Per entrambe le stazioni, i tre esperimenti, presentano profili con andamento quasi verticale indici di una colonna d'acqua intensamente rimescolata e priva di stratificazione. I risultati dei tre esperimenti presentano rilevanti differenze di temperatura e salinità sia in superficie che all'interno della colonna d'acqua; è anche osservabile, se pur debolmente, la presenza di una leggera struttura di stratificazione nei primi metri della colonna d'acqua nei profili di temperatura di Exp_2 e Exp_3.

L'esperimento Exp_1 è quello che più si discosta dai valori finali di Marzo, producendo acque rimescolate più calde e meno salate ovvero meno dense.

Per giudicare quale di queste tre differenti strutture del termoclino è più simile alla realtà è necessario sviluppare un confronto con i dati osservativi, cosa che verrà sviluppata nel Capitolo 4.

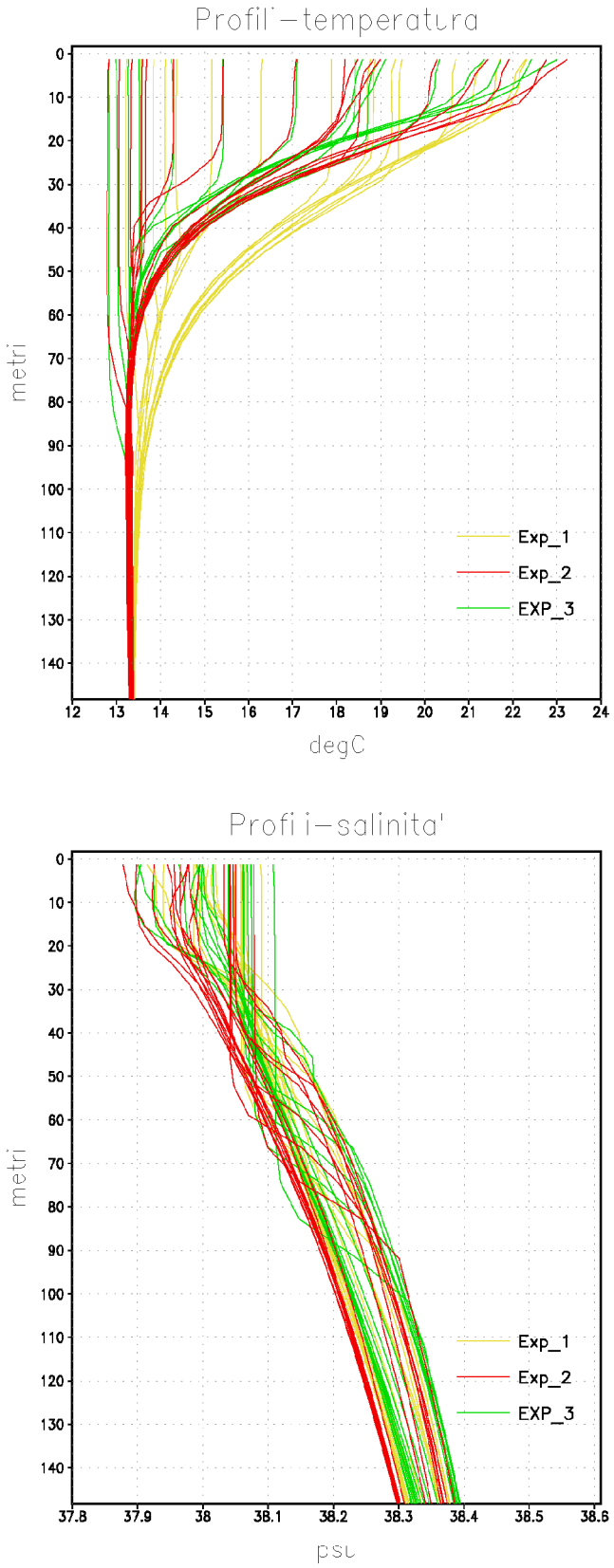


Figura 3.2: Profili temperatura e salinità per la stazione 42°N 5°E, Settembre-Dicembre.

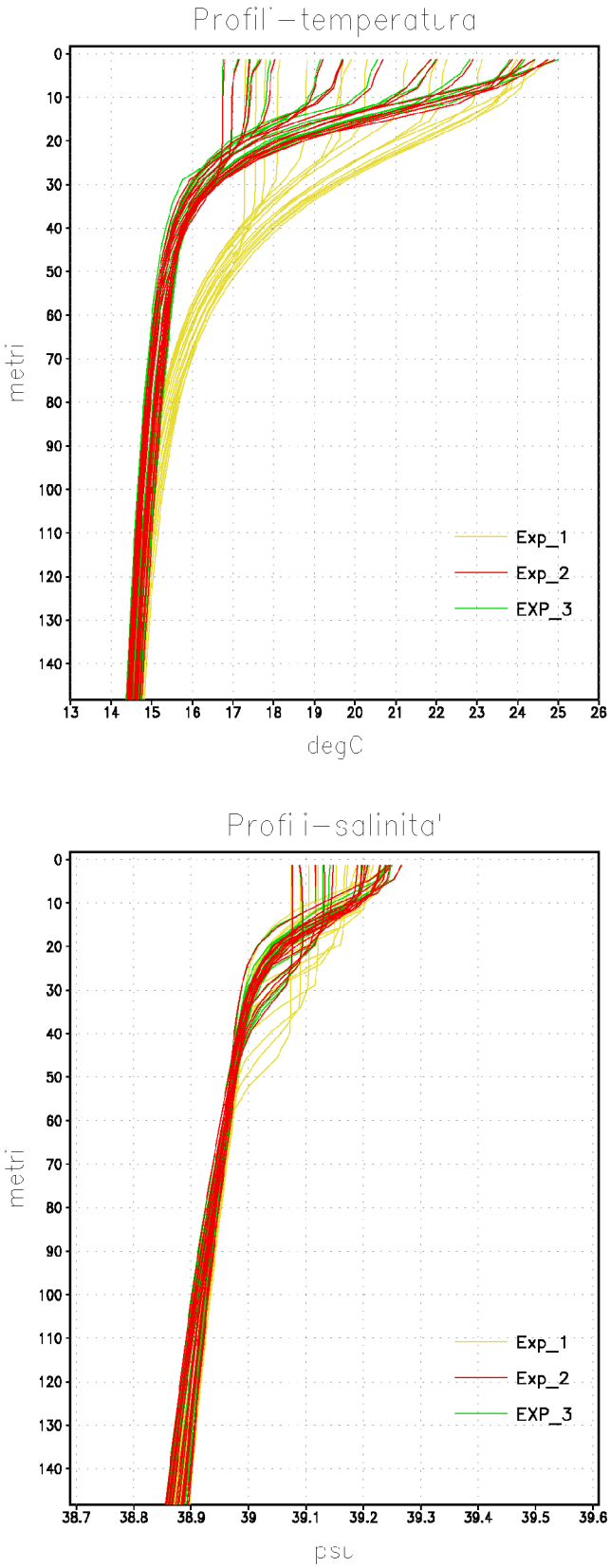
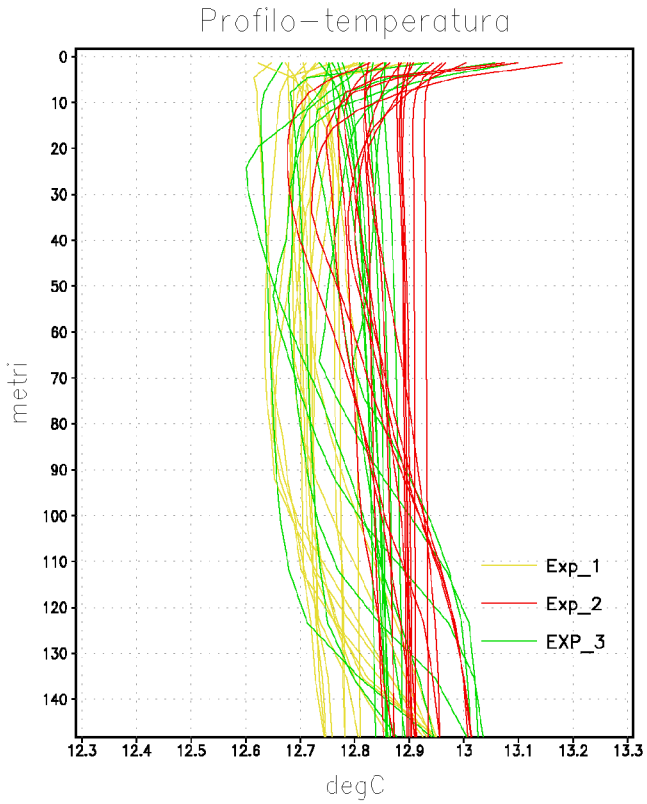


Figura 3.3: Profili di temperatura e salinità per la stazione 35°N 28°E, Settembre-Dicembre.



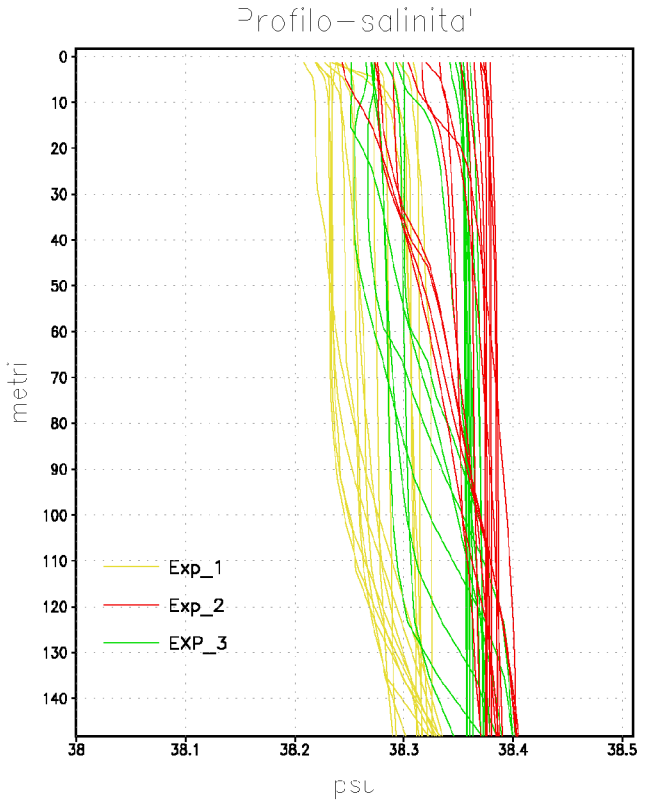


Figura 3.4: Profili di temperatura e salinità per la stazione 42°N 5°E, Febbraio-Marzo.

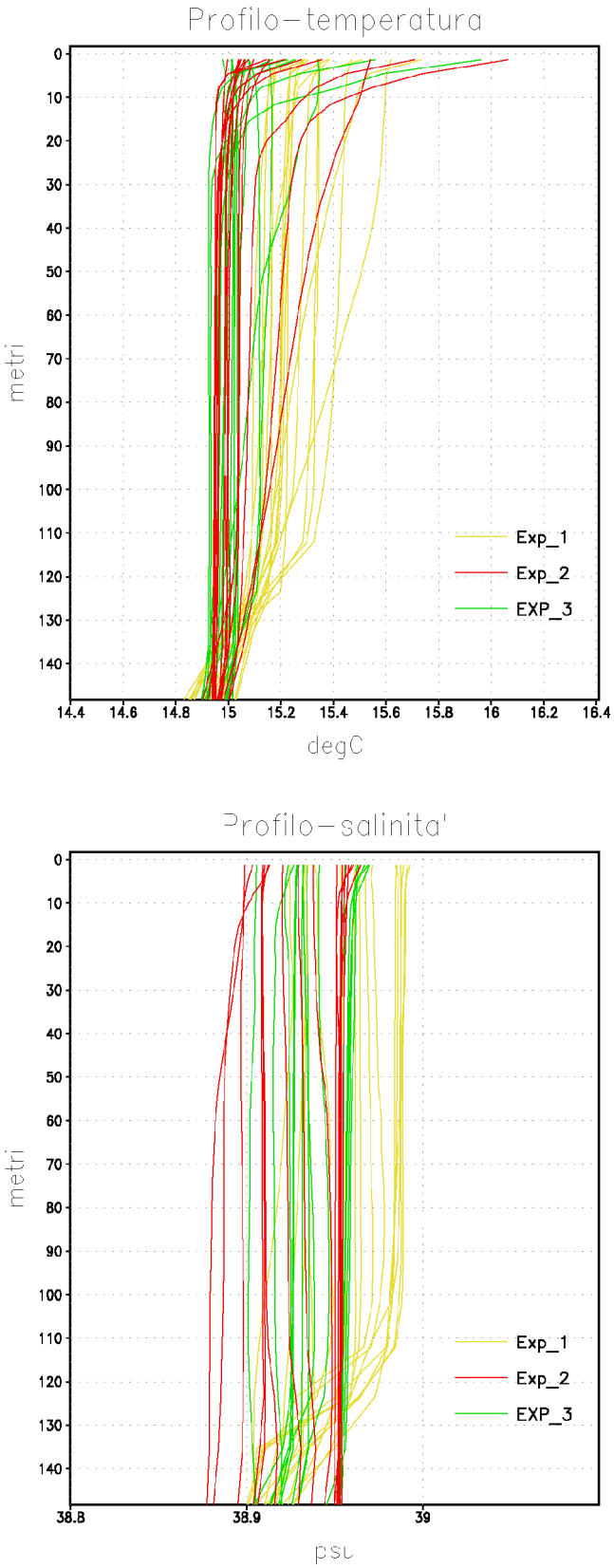


Figura 3.5: Profili di temperatura e salinità per la stazione 35°N 28°E, Febbraio-Marzo.

3.2.2 Profili dei coefficienti di diffusività turbolenta

Nel modello la dinamica del termoclino e la destratificazione nel periodo invernale, sono collegati ai differenti valori assunti dai coefficienti di diffusività e viscosità presenti nei tre sottomodelli della turbolenza usati in questa tesi.

Per i tre esperimenti, quindi, si è deciso di ricavare e confrontare i profili dei coefficienti di diffusione turbolenta per le stazioni: 42°N-5°E, 35°N-28°E (Figura 3.6 e Figura 3.7), e in questa tesi sono stati riportati le loro medie mensili.

I valori massimi raggiunti dai coefficienti si collocano nei primi strati della colonna d'acqua, a grandi profondità invece i coefficienti assumono valori molto più piccoli e non presentano grande variabilità. Si osserva anche come il loro valore aumenta sensibilmente da Settembre a Dicembre, in relazione alla instabilità della colonna d'acqua e al fenomeno della destratificazione. Il modello a causa delle instabilità gravitazionale delle masse d'acqua presenti in un dato punto e grazie all'azione del vento, risponde con un aumento del valore dei coefficienti turbolenti.

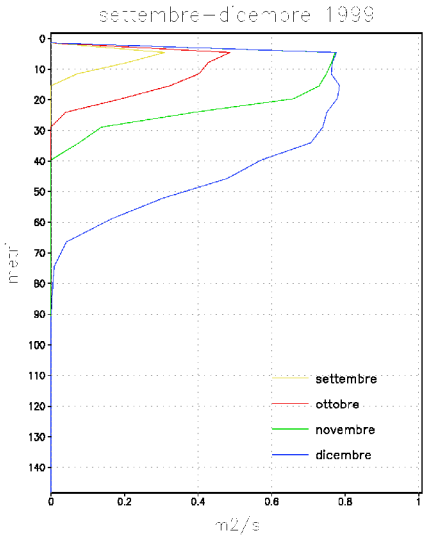
Confrontando i diversi modelli, per entrambi le stazioni, si osserva che nell'esperimento Exp_1 i coefficienti assumono valori più alti rispetto a Exp_2 e molto più alti rispetto a Exp_3. Come spiegato in precedenza, in questo esperimento ai coefficienti di viscosità e diffusività turbolenta viene assegnato un valore costante su tutta la profondità, ma questi valori sono aumentati dallo schema di convezione profonda, la "*enanched vertical diffusion*". Questo schema si attiva quando la stratificazione diventa instabile riportando la colonna d'acqua a una condizione di stabilità. Anche nel secondo esperimento, Exp_2 l'azione della "*enanched vertical diffusion*" è molto pronunciata e maschera l'effetto dello schema di Pacanowski e Philander (1981) per cui il risultato è simile a Exp_1.

Nel caso di Exp_3 invece, la situazione è molto differente: i coefficienti assumono, rispetto agli altri due modelli, valori molto più piccoli, di circa due ordini di grandezza per la stazione 35°N 28°E e di circa un ordine di grandezza per la stazione 42°N e 5°E.

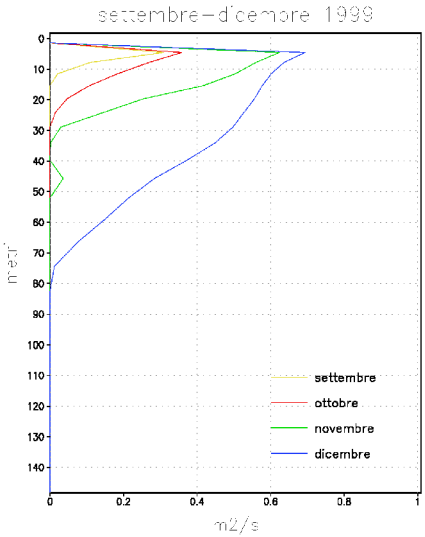
Per analizzare queste differenze ottenute con i tre sottomodelli si è effettuato un piccolo esperimento. Si è simulato, il mese di Settembre 1999 partendo da condizioni iniziali uguali e applicando i tre sottomodelli della turbolenza. I

coefficienti di diffusività turbolenta così ottenuti sono visibili nella Figura 3.8 e Figura 3.9 dove sono riportati i valori medi settimanali di settembre.

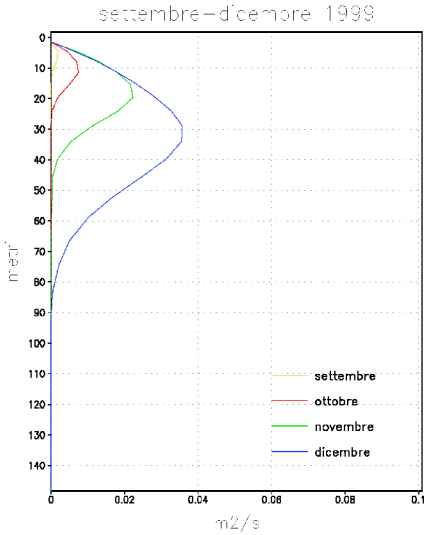
Interessante è osservare come variano i valori dei coefficienti di diffusività turbolenta nei tre sottomodelli, in Exp_1 i valori oscillano tra 0.2-0.6 m^2/s, in Exp_2 tra 0.3-0.6 m^2/s e in Exp_3 tra 0.01-0.04 m^2/s per la stazione 42°N 5°E e tra 0.002-0.006 m^2/s per la stazione 35°N 28°E. É quindi verosimile che la similitudine tra Exp_1 e Exp_2 sia dovuta all'uso comune dello schema di convezione "*enhanced vertical diffusion*" che oscura le differenze nelle ipotesi di chiusura della turbolenza fatta nei due sottomodelli.



a) Exp_1

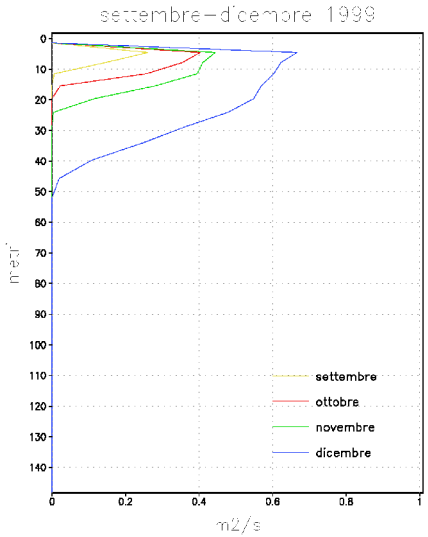


b) Exp_2

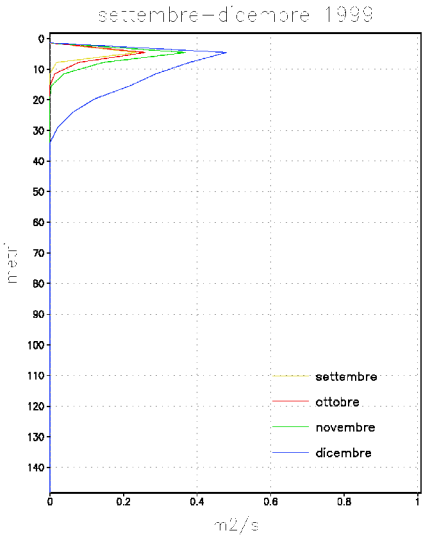


c) Exp_3

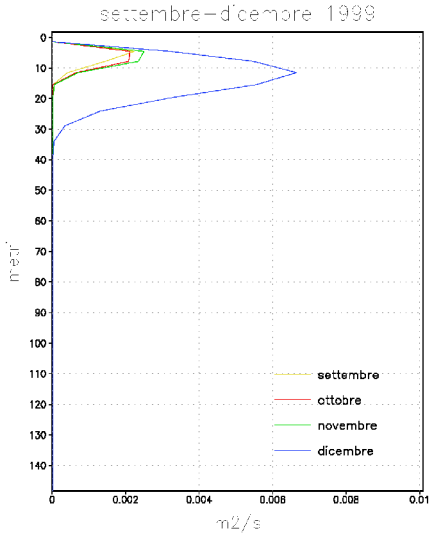
Figura 3.6: Profili dei coefficienti di diffusività verticale per la stazione: 42°N e 5°E.



a) Exp_1

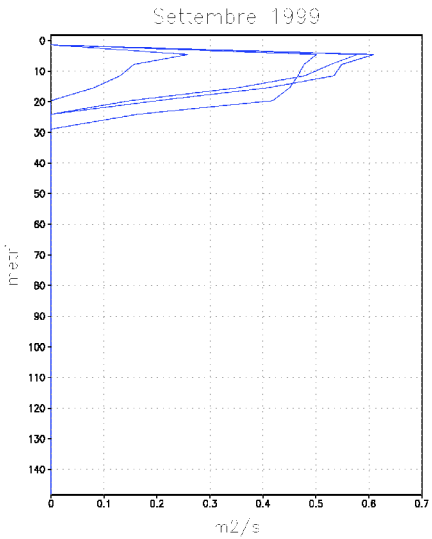


b) Exp_2

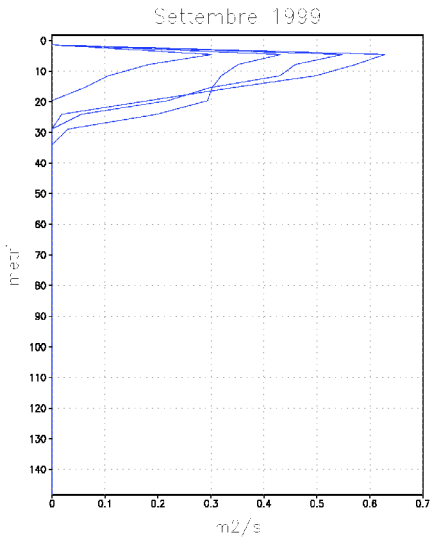


c) Exp_3

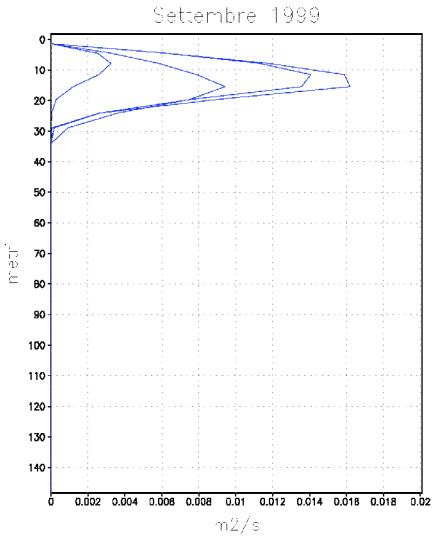
Figura 3.7: Profili dei coefficienti di diffusività turbolenta per la stazione 35°N 28°E.



a) Exp_1

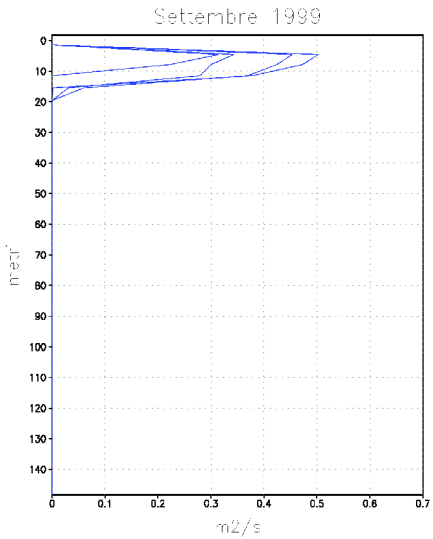


b) Exp_2

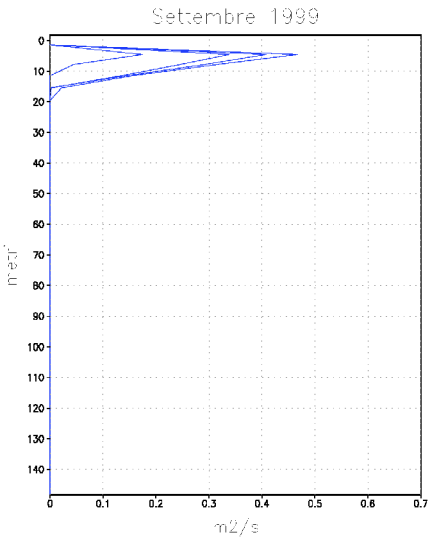


c) Exp_3

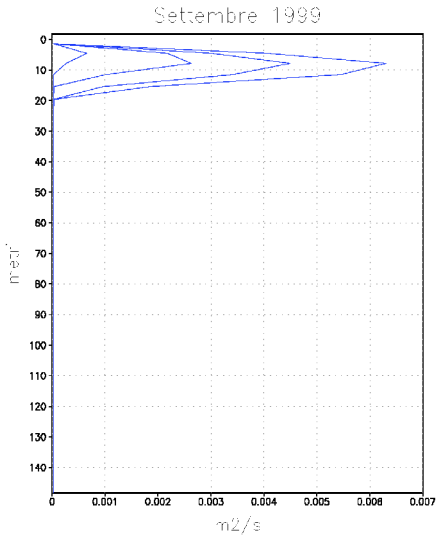
Figura 3.8: Profili dei coefficienti di diffusività turbolenta per la stazione 42°N 5°E.



a) Exp_1



b) Exp_2



c) Exp_3

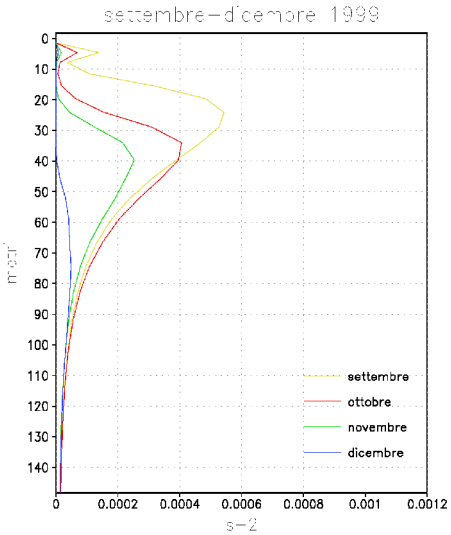
Figura 3.9: Profili dei coefficienti di diffusività turbolenta per la stazione 35°N 28°E.

3.2.3 Profili della frequenza di Brunt-Vaisala

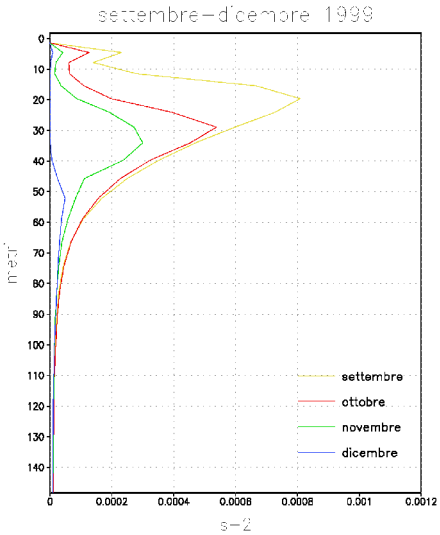
Nei paragrafi precedenti si è parlato di stabilità e instabilità della colonna d'acqua e di come le instabilità vengono risolte con le parametrizzazioni dei processi convettivi. Per effettuare un'analisi più dettagliata della struttura verticale del Mediterraneo abbiamo anche ricavato i profili della frequenza di Brunt-Vaisala (N^2) sempre per le stesse stazioni. Come per i coefficienti di diffusività turbolenta abbiamo visualizzato l'andamento medio mensile (Figura 3.10 e Figura 3. 11).

Osservando i profili si può vedere che il massimo sottosuperficiale è compreso sempre nei primi 100 metri della colonna d'acqua, nella regione verticale entro la quale si sviluppa il termoclino. I valori massimi di N^2 si raggiungono nei mesi di Settembre e Ottobre mentre i mesi di Novembre e Dicembre sono caratterizzati da valori più bassi; questo perché a valori alti corrisponde una colonna d'acqua stabile mentre valori bassi sono indice di instabilità. Il massimo è raggiunto per tutti i sottomodelli nella regione alla base dello strato rimescolato come ci si deve aspettare.

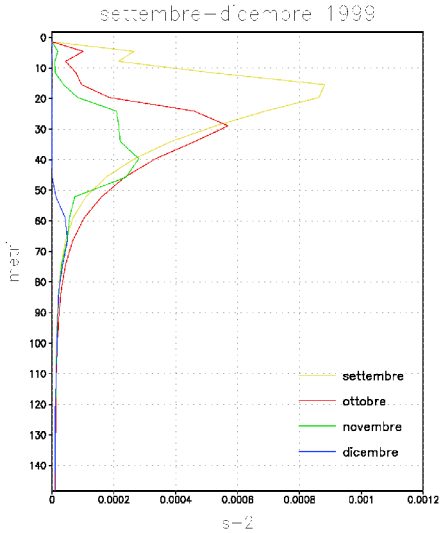
A differenza dei profili dei coefficienti di diffusività valori più grandi di N^2 sono raggiunti, nei mesi di Settembre e Ottobre da Exp_2 e Exp_3 cosa che sta ad indicare che la colonna d'acqua è generalmente più stabile con questi sottomodelli rispetto al caso dell'Exp_1.



a) Exp_1

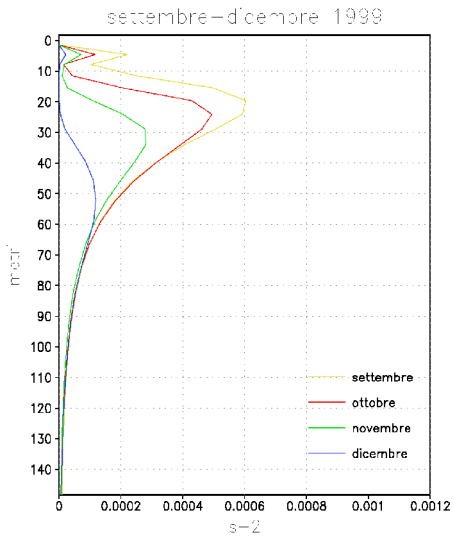


b) Exp_2

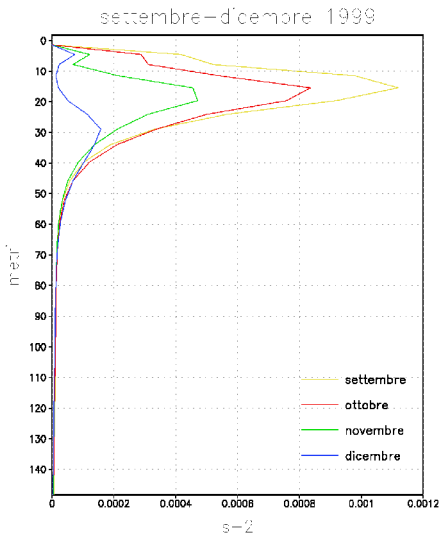


c) Exp_3

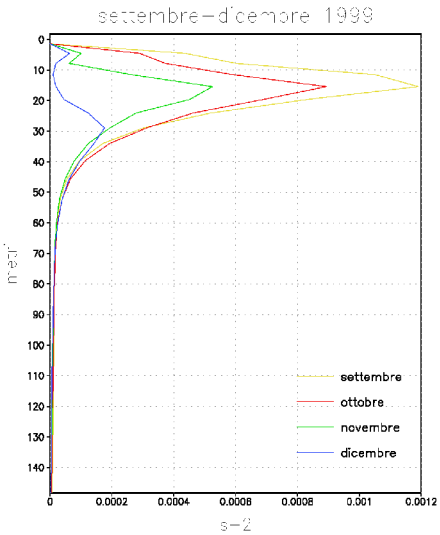
Figura 3.10: Profili di N^2 per la stazione 42°N 5°E.



a) Exp_1



b) Exp_2



c) Exp_3

Figura 3. 11: Profili di N^2 per la stazione 38°N 25° E.

CAPITOLO 4

4 Validazione dei risultati delle simulazioni

4.1 Dati utilizzati

Alla fase di simulazione, trattata nel Capitolo 3, è seguita quella di validazione, che si occupa del confronto dei risultati ottenuti dalle simulazioni con i dati reali disponibili. L'obiettivo è individuare tra i tre sottomodelli utilizzati quello che riproduce più fedelmente la realtà, le strutture verticali presenti nel Mediterraneo.

Il confronto interessa i dati di temperatura: i profili ottenuti dalle nostre simulazioni sono confrontati con quelli reali, acquisiti in mare con l'utilizzo di sonde XBT (Expendable BathyThermograph).

Frequenti e periodiche osservazioni della temperatura dell'oceano sono necessarie per la valutazione dello stato di salute dell'ambiente marino, dei suoi cambiamenti e per la previsione di futuri andamenti (Manzella e al, 2003).

Nuove tecnologie, come le osservazioni da satellite, permettono di monitorare l'oceano, ma queste devono essere accompagnate da misure "in situ" che permettono di ottenere informazioni sulla struttura termoalina interna dell'oceano.

A questo obiettivo risponde il programma "Ship of opportunity", sviluppatosi all'interno del progetto MFSPP (Mediterranean Forecasting System Pilot Project), dove la raccolta di dati di temperatura è affidata a operatori specializzati che regolarmente si imbarcano a bordo di navi che seguono rotte commerciali predefinite. Queste navi fanno parte del "Voluntary Observing Ship" (VOS) e permettono di collezionare profili di temperatura lungo sette rotte prestabilite tali da coprire tutto il Mediterraneo, dalle sue coste nord a quelle sud e da est a ovest (da Haifa a Gibilterra) (Figura 4.1).

I dati raccolti in nave sono trasmessi in "tempo reale" attraverso sistemi di comunicazione satellitare ai centri di elaborazione dove sono sottoposti a un controllo di qualità per permettere un loro utilizzo nell'analisi scientifica

(controllo della posizione, eliminazione “spikes”, interpolazione a 1 metro, etc).

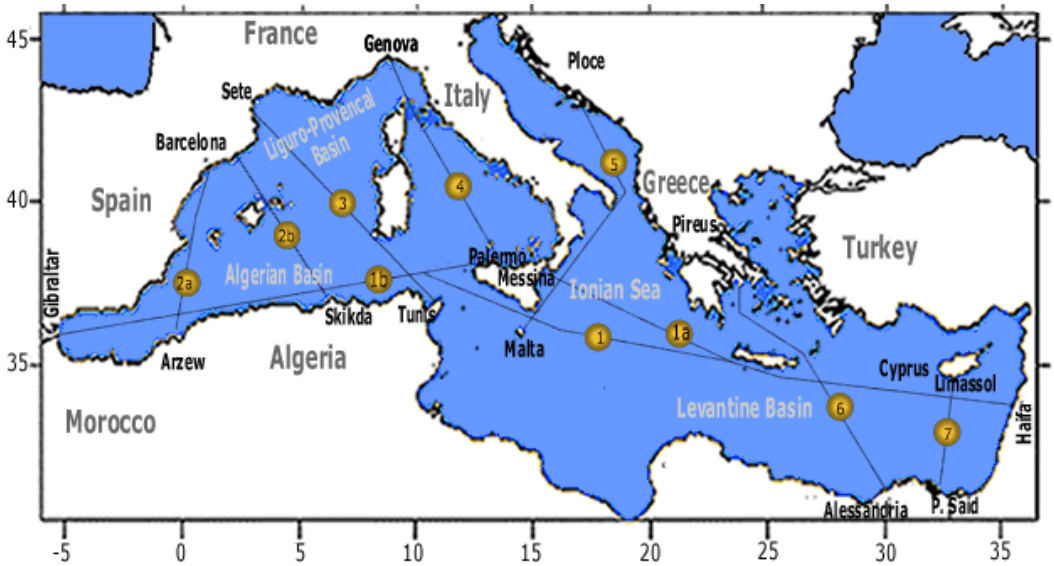


Figura 4.1: Rappresentazione dei percorsi approssimati delle navi VOS all'interno del progetto MFSPP (www.bo.ingv.it/MFSTEP/).

In questa tesi utilizziamo i dati di temperatura XBT riferiti al periodo Settembre-Marzo 1999/2000, non sottoposti al controllo di qualità. È stata fatta questa scelta per avere a disposizione tutto il profilo di temperatura acquisito dalla sonda xbt senza eliminazione di dati. L'unica operazione introdotta per il loro utilizzo è stata l'eliminazione dei primi 5 metri del profilo XBT, profondità nella quale si stima che il segnale è contaminato dalla temperatura dell'aria. I profili XBT si riferiscono a un determinato giorno, a una data ora e a una precisa posizione (indicata dai valori di latitudine e longitudine), a questi confronteremo le rispettive medie giornaliere ottenute dall'applicazione dei tre sottomodelli.

Le medie giornaliere dei risultati delle simulazioni ottenute utilizzando i tre sottomodelli (Exp_1, Exp_2, Exp_3), per il periodo Settembre 1999 e Marzo 2000 saranno quindi confrontati con i profili di XBT per lo stesso periodo. Infatti solo dal confronto tra valori giornalieri reali e valori giornalieri simulati si possono ottenere e sviluppare adeguate considerazioni sulla validità dei sottomodelli della turbolenza.

4.2 Confronto profili simulazioni e dati XBT

Il confronto tra i profili di temperatura XBT e quelli ottenuti con le nostre tre simulazioni è stato sviluppato per tre rotte preferenziali (Figura 4.2):

Rotta_1	Da Sète (Francia) a Tunisi (Tunisia)
Rotta_2	Da Pireo (Grecia) ad Alessandria (Egitto)
Rotta_3	Da Limassol (Cipro) a Porto Said (Egitto)

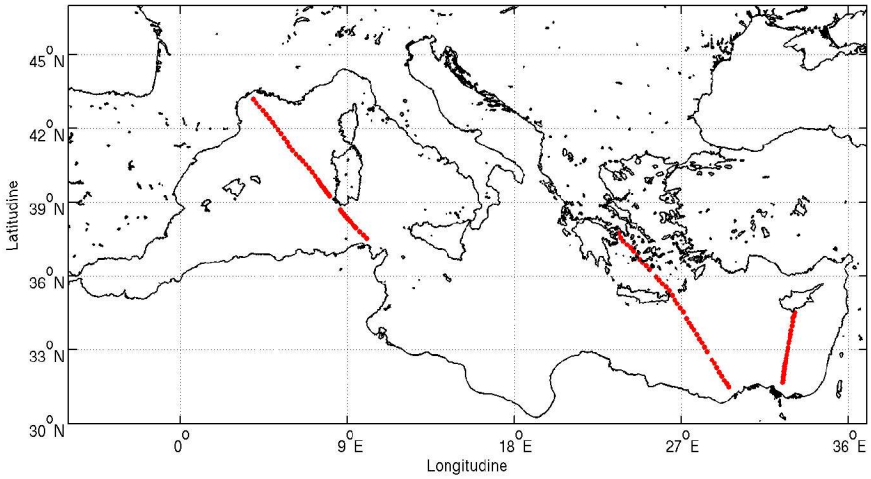


Figura 4.2: Le tre rotte delle navi VOS usate per il confronto.

Visto che la capacità di simulazione del modello cambia in relazione alle diverse regioni del bacino useremo queste tre rotte per verificare il grado di accuratezza della simulazione indipendentemente dalla regione. In questo studio si è focalizzata l'attenzione a occidente, zona del Golfo del Leone e a oriente, regione del bacino Levantino, due regioni che per le loro particolari dinamiche sono difficili da simulare.

I profili sono stati analizzati anche in funzione della stagione, precisamente si sono considerati tutti i profili XBT disponibili per ciascun mese da Settembre a Dicembre 1999 e da Gennaio a Marzo 2000. Questo per studiare la capacità di risposta dei tre sottomodelli alle diverse strutture verticali che si creano nel Mediterraneo nel corso dell'anno. Il confronto è stato eseguito per ogni profilo XBT con i quattro profili di ogni sottomodello, che rappresentano i quattro punti più vicini alla posizione dell' XBT.

Profili Rotta_1

In Figura 4.3 sono visualizzati parte dei profili riferiti alla *Rotta_1,* per ogni mese analizzato e per diverse stazioni. Il profilo XBT è rappresentato in colore blu mentre in giallo il profilo ottenuto con Exp_1, in rosso Exp_2 e in verde Exp_3.

Osservando i profili di Settembre si può notare che i tre esperimenti riproducono, abbastanza fedelmente, l'andamento del profilo osservato anche se sono evidenti apprezzabili differenze negli strati superficiali.

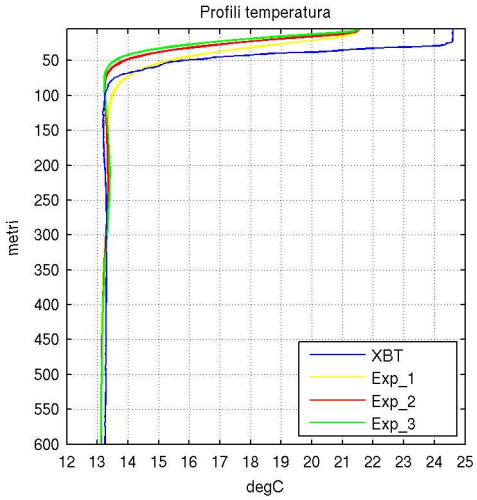
Nel mese di Ottobre Exp_2 e Exp_3 presentano uno stesso andamento, entrambi si discostano dal profilo di Exp_1, e si avvicinano maggiormente al profilo XBT. Per il mese di Novembre i tre esperimenti mostrano le differenze di temperatura più alte in superficie; in questo mese abbiamo la simulazione Exp_1 che si avvicina maggiormente al profilo XBT. A Dicembre tutti e tre i sottomodelli, soprattutto Exp_2 e Exp_3, riproducono la struttura di stratificazione dell'XBT, da evidenziare la posizione della stazione, localizzata a 38.11°N e 9.52°E, siamo nella zona tra Sardegna e Tunisia, che presenta ancora questa struttura verticale stratificata. Per il mese di Gennaio i profili si riferiscono alla zona del Golfo del Leone, qua è osservabile un'anomalia dei profili prodotti da tutti e tre i sottomodelli, temperature più basse in superficie e più alte in profondità. Mentre il profilo XBT descrive una colonna d'acqua abbastanza omogenea indice della presenza di moti convettivi, i profili ottenuti con i tre sottomodelli presentano ancora una stratificazione.

Nella prima parte di Febbraio i profili dei tre sottomodelli presentano, per la zona superficiale, lo stesso andamento di gennaio, i tre sottomodelli non sono in grado di riprodurre la vera struttura verticale mostrata dagli XBT. Nella seconda metà di Febbraio la situazione cambia, i tre sottomodelli simulano una colonna d'acqua abbastanza omogenea come descritto nei dati. L'esperimento Exp_1 tende a sovrastimare la temperatura mentre gli altri due a sottostimarla ma si può dire che tutti gli esperimenti siano comparabili.

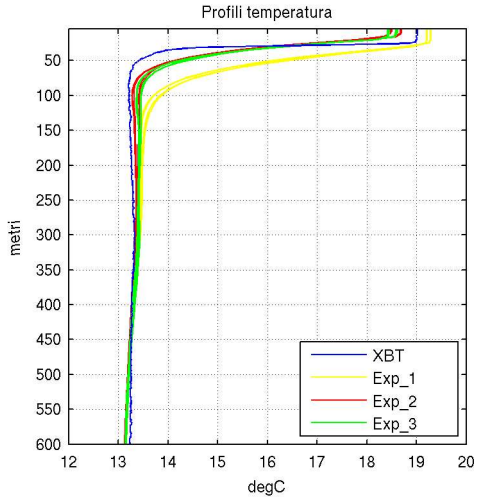
Nell'analisi di tutti i profili, riferiti alla *Rotta_1*, si osserva che tutti i tre sottomodelli, sommariamente, riescono a simulare la dinamica di stratificazione del Mediterraneo occidentale; da sottolineare la tendenza del modello a simulare temperature più basse nei strati superficiali, come si nota nei mesi di Settembre-

Novembre. Basandosi su questa prima analisi visiva si può ipoteticamente affermare che i sottomodelli Exp_1 e Exp_3 riproducono più fedelmente la struttura di rimescolamento verticale.

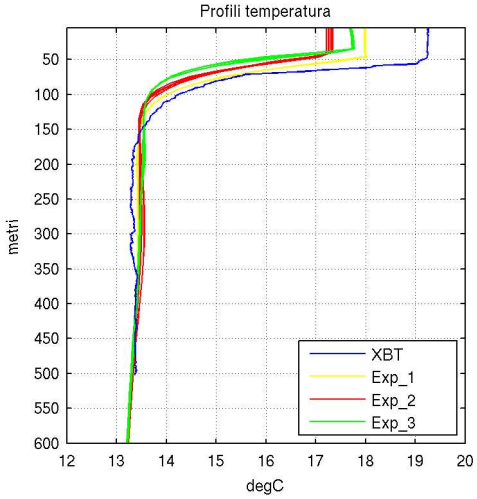
a)



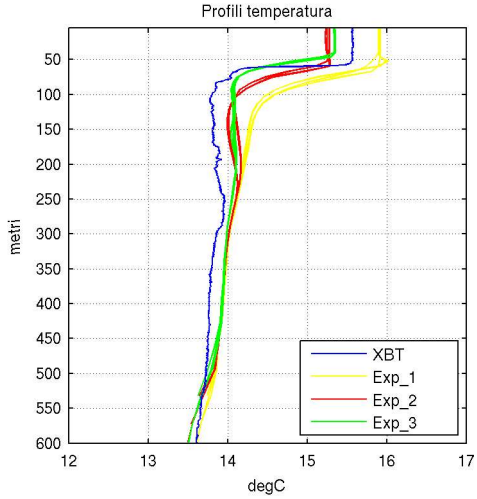
18 Settembre 1999 (41.95°N 5.29°E)



20 Ottobre 1999 (42.46°N 5.80°E)

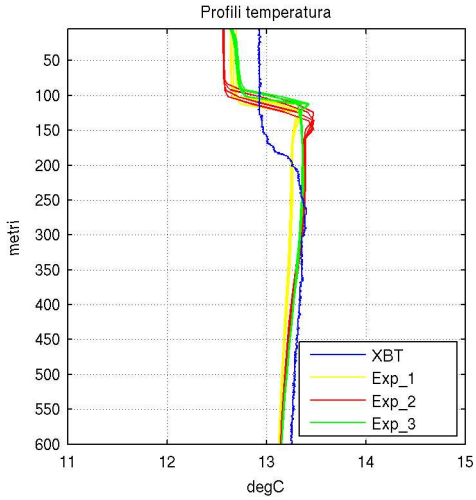


17 Novembre 1999 (40.35°N 6.66°E)

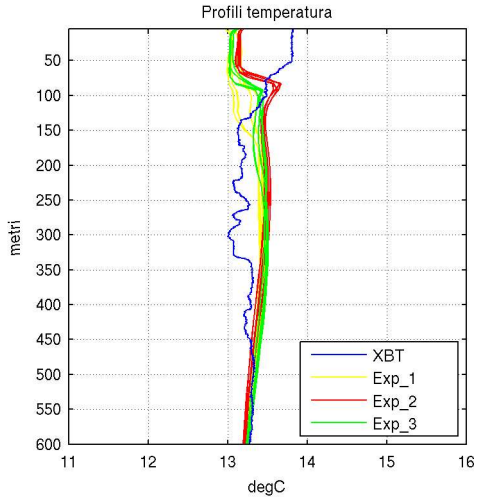


13 Dicembre 1999 (38.11°N 9.52°E)

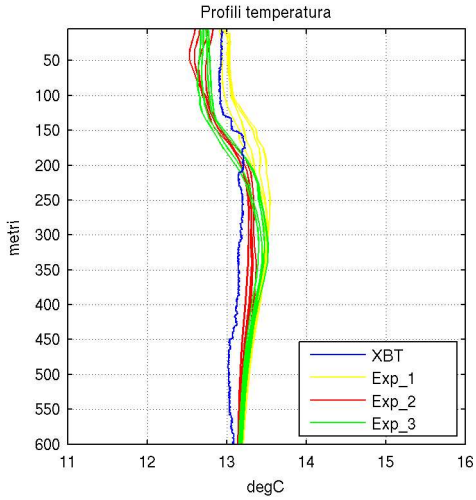
b)



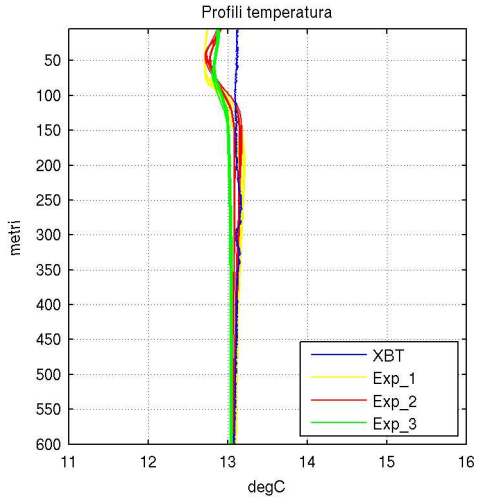
26 Gennaio 2000 (42.19°N 6.64°E))



06 Febbraio 2000 (40.84°N 6.43°E)



19 Febbraio 2000 (42.47°N 4.40°E))



18 Marzo 2000 (42.06°N 5.04°E)

Figura 4.3: a) e b) Profili di temperatura lungo la *Rotta_1*.

Profili Rotta_2

In Figura 4.4 sono rappresentati i profili di temperatura riferiti alla regione del bacino Levantino, anche in questo caso come per il precedente si può seguire l'andamento dei profili XBT e quelli dei sottomodelli attraverso i diversi mesi.

A Ottobre e a Novembre i tre sottomodelli seguono l'andamento del XBT ma simulano temperature superficiali più basse e non rappresentano efficacemente la struttura verticale sottosuperficiale. La tendenza ad aumentare della temperatura alle profondità tra 100 e 400 m è dovuta alla presenza delle Acque Levantine Intermedie (LIW) che il modello ha difficoltà a riprodurre e a mantenere lungo il corso degli anni.

Nel mese di Dicembre, sia all'inizio che nella seconda metà, le tre simulazioni hanno andamento quasi analogo, soprattutto Exp_2 e Exp_3; confrontandole con il profilo di XBT riproducono l'andamento ma sono sempre presenti rilevanti differenze di temperature, sia in superficie che in profondità. Inoltre da evidenziare come l'esperimento Exp_1 riproduca più fedelmente il profilo XBT.

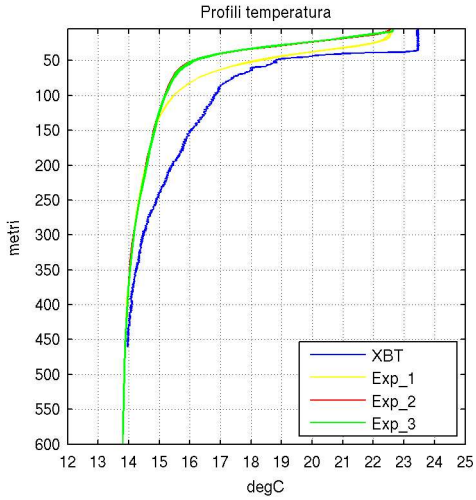
Nei grafici di Gennaio e Febbraio la deviazione tra i profili di XBT e quelli dei sottomodelli è ancora accentuata, presentando differenze di temperatura che in superficie arrivano a essere di più di un grado. Le differenze tra le osservazioni e il modello dipendono fortemente dalla posizione del profilo (da confrontare i profili del 23 febbraio), il che indica che il campo è estremamente eterogeneo in orizzontale ovvero interessato dalla mesoscala. Per entrambi i mesi Exp_1 riesce a riprodurre maggiormente il profilo XBT.

A Marzo, invece, abbiamo un ottima riproduzione da parte dei tre sottomodelli del profilo XBT, soprattutto Exp_1 risolve efficacemente la struttura verticale.

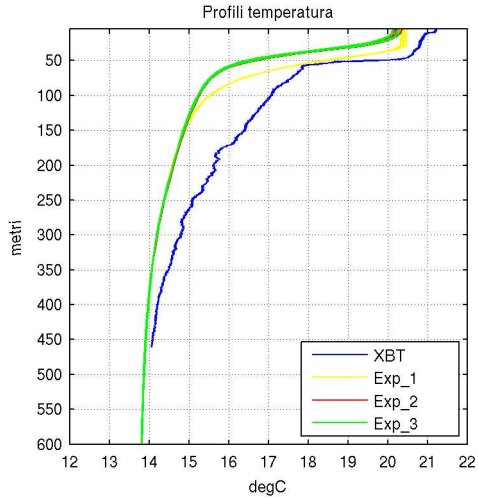
Nel Mediterraneo orientale la capacità del modello di riprodurre la dinamica e la struttura termoalina verticale si abbassa sensibilmente. Infatti sono visibili durante i vari mesi differenze di temperatura di vari gradi tra i valori reali e quelli simulati.

Analizzando il comportamento dei tre sottomodelli si osserva che Exp_1 risolve più fedelmente la struttura verticale sia in condizioni di colonna d'acqua stratificata (mese di Ottobre) sia in presenza di rimescolamento verticale (mesi di Gennaio, Febbraio).

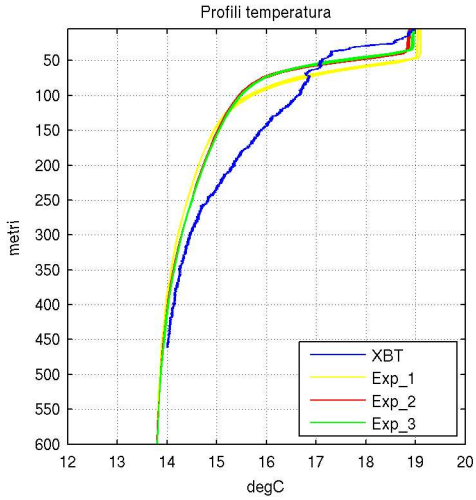
a)



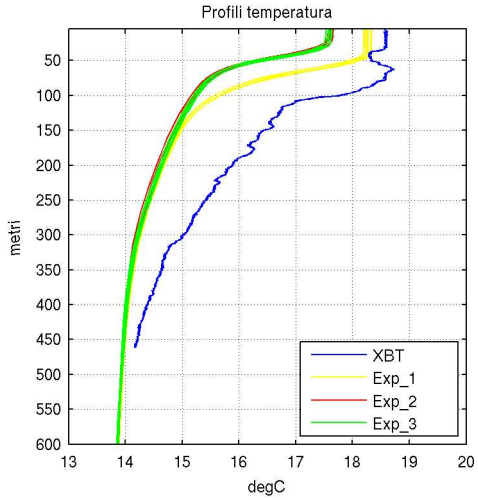
24 Ottobre 1999 (34.12°N 27.40°E)



21 Novembre 1999 (34.14°N 27.39°E)

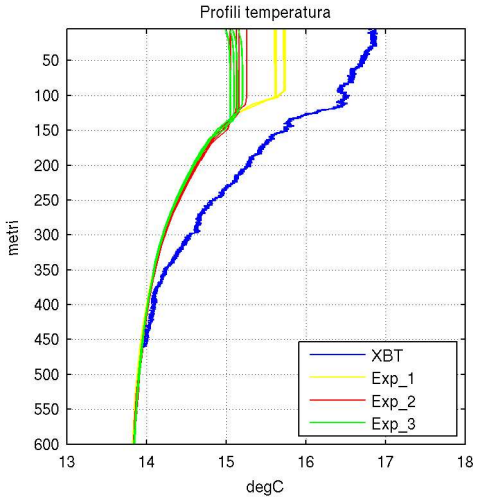


5 Dicembre 1999 (33.78°N 27.68°E)

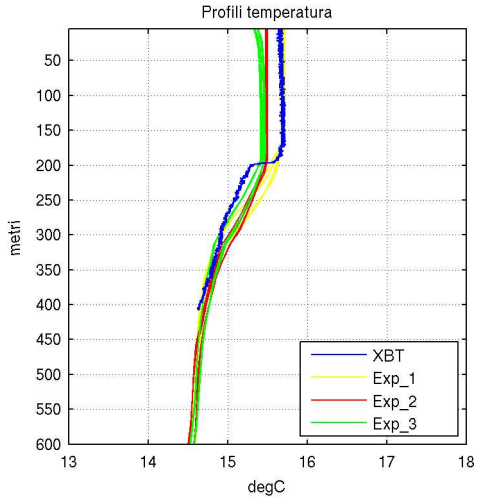


12 Dicembre 1999 (34.53°N 27.06°E)

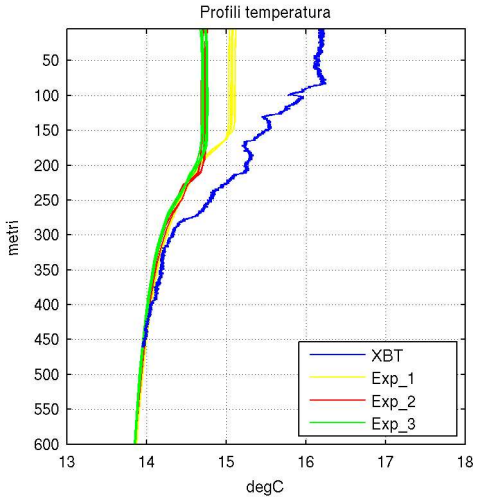
b)



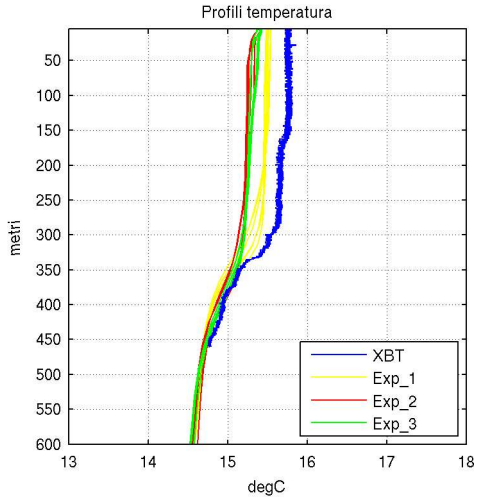
22 Gennaio 2000 (34.03°N 27.50°E)



23 Febbraio 2000 (35.54°N 26.16°E)



23 Febbraio 2000 (34.09°N 27.44°E)



18 Marzo 2000 (35.48°N 26.23°E)

Figura 4.4: a) e b) Profili di temperatura lungo la *Rotta_2*.

Profili Rotta_3

In Figura 4.5 sono rappresentati i profili della *Rotta_3* situata sempre nel Mediterraneo orientale ma nel bacino Levantino orientale.

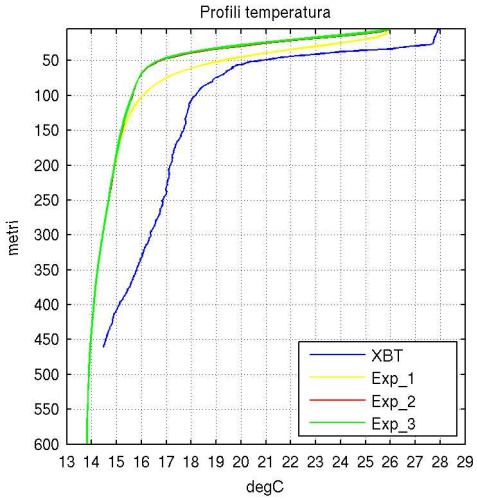
A Settembre e a Ottobre i profili dei tre esperimenti presentano un andamento analogo a quello ottenuto per la precedente rotta, i sottomodelli riproducono con difficoltà la struttura stratificata che si forma in questa regione, e sono presenti differenze di temperatura lungo tutta la colonna d'acqua. Exp_2 presenta sempre lo stesso andamento di Exp_3, mentre Exp_1 tende maggiormente al profilo XBT.

A Novembre e a Dicembre sussiste una forte differenza di temperatura tra i profili dei sottomodelli e degli XBT e il sottomodello che tende maggiormente al profilo reale è sempre Exp_1.

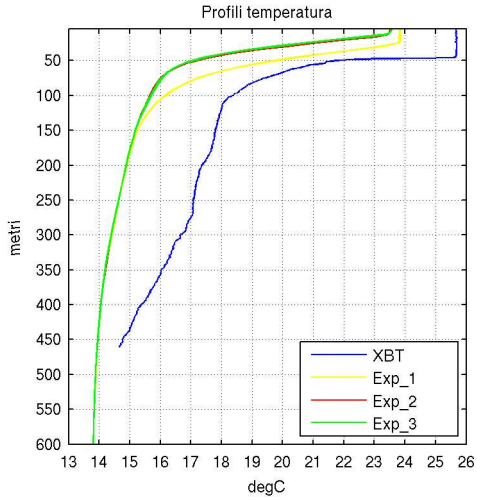
Nel mese di Gennaio e anche nella prima e seconda parte di Febbraio, in presenza di rimescolamento verticale, tutti i tre sottomodelli cercano di riprodurre una colonna d'acqua omogenea, ma sono presenti rilevanti differenze tra i sottomodelli e il profilo XBT, differenze che diminuiscono con il sottomodello Exp_1. A Marzo la situazione non cambia, si manifesta lo stesso scenario dei mesi precedenti.

Dallo studio di questi profili, nella regione più a oriente del Mediterraneo, è visibile il problema dei sottomodelli a rappresentare la dinamica di questa area, essi riproducono, approssimativamente, l'andamento delle strutture verticali ma simulano sempre temperature dell'ordine di uno o due gradi più basse di quelle osservate. Comunque in questo scenario tra i tre esperimenti si evidenzia Exp_1 come il sottomodello della turbolenza che tende maggiormente al profilo dei dati reali.

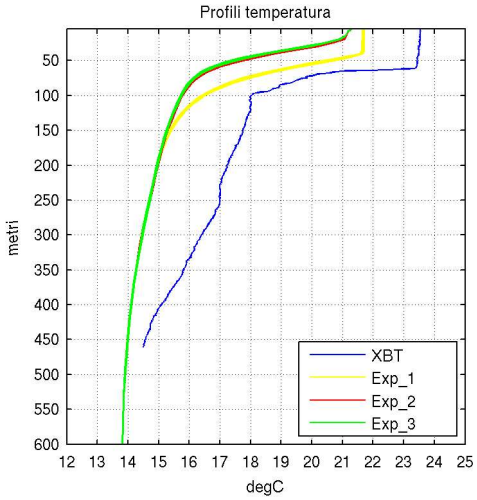
a)



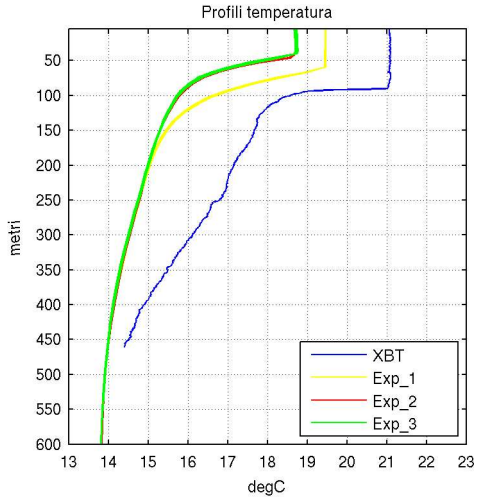
27 Settembre 1999 (33.80°N 32.90°E)



25 Ottobre 1999 (33.67°N 32.85° E)

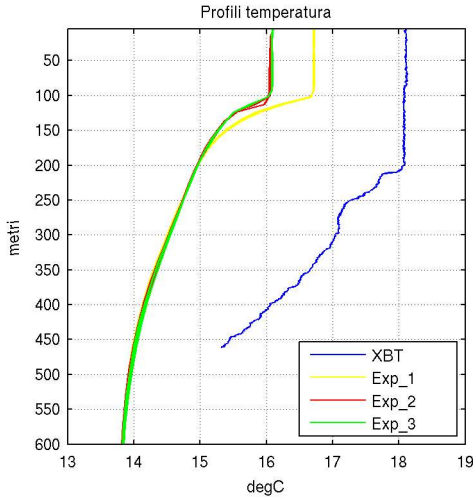


22 Novembre 1999 (33.89°N 32.90°E)

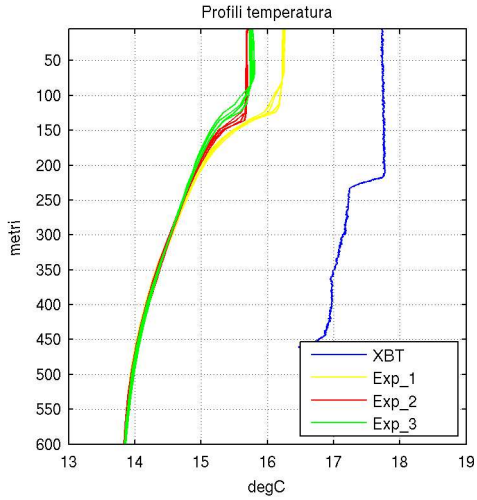


13 Dicembre 1999 (33.88°N 32.90°E)

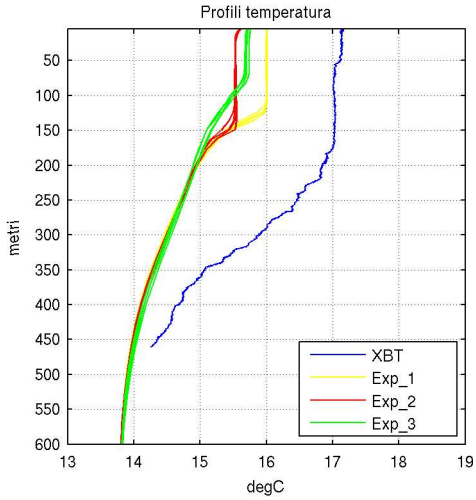
b)



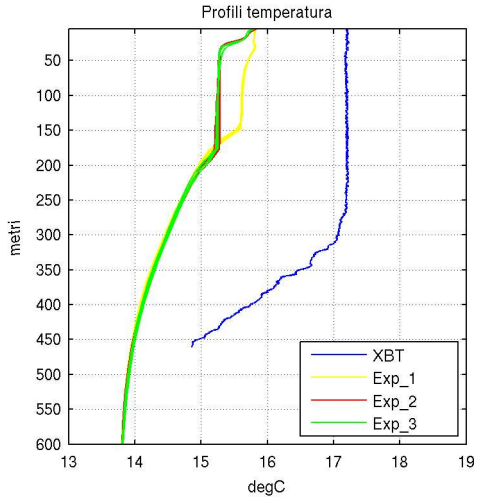
24 Gennaio 2000 (33.4°N 32.78°E)



07 Febbraio 2000 (33.34°N 32.78°E)



21 Febbraio 2000 (33.80°N 32.90°E)



20 Marzo 2000 (33.61°N 32.85°E)

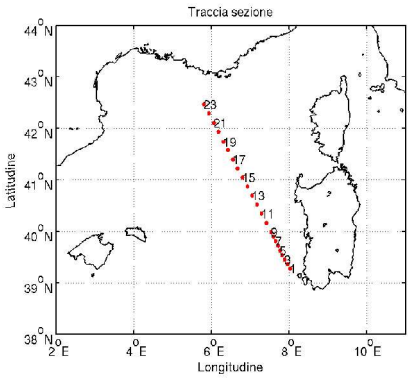
Figura 4.5: a) e b) Profili di temperatura *Rotta_3*.

4.3 Confronto sezioni XBT e simulazioni

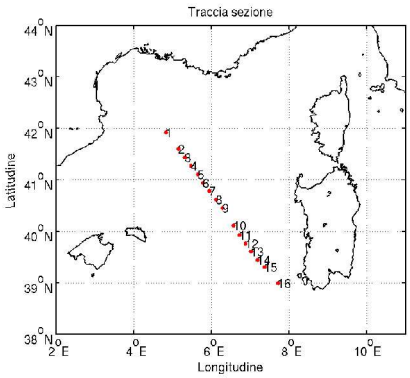
Confrontando i profili, nella sezione precedente, abbiamo cercato di descrivere i problemi dei tre sottomodelli di turbolenza nel riprodurre le strutture verticali del Mediterraneo. Per rendere più generale e realistica quest'analisi abbiamo esteso il confronto tra i dati reali e i risultati dei sottomodelli lungo tutte le tre rotte dove il campo di temperatura è ottenuto dall'interpolazione delle singole stazioni XBT. In questo modo si confronta la struttura generale del termoclino e si ha una idea più corretta della riproduzione anche dei gradienti orizzontali dello stesso.

Riportiamo le sezioni per le tre regioni del Mediterraneo precedentemente analizzate, per due particolari periodi, Ottobre, dove ancora è visibile una struttura verticale stratificata e Febbraio, nel quale si crea una colonna d'acqua omogenea, questa scelta per vedere il comportamento dei tre sottomodelli sia in situazione di stratificazione che in presenza di rimescolamento.

Osservando le sezioni di Ottobre (Figura 4.6) riferite alla Rotta_1 notiamo come i tre sottomodelli sottostimino i valori di temperatura. Inoltre si osserva che tra i tre sottomodelli Exp_1 riproduce un termoclino più profondo, in maggior accordo con i dati osservati. A Febbraio (Figura 4.7) si ha una situazione differente, la stratificazione è scomparsa per lasciare il posto a una colonna d'acqua completamente rimescolata. Confrontando XBT e i tre sottomodelli possiamo un'altra volta evidenziare la tendenza di Exp_1 ad accostarsi maggiormente alla sezione costruita con i dati reali.



Rotta_1 del 20 Ottobre 1999



Rotta_1 del 20 Febbraio 2000

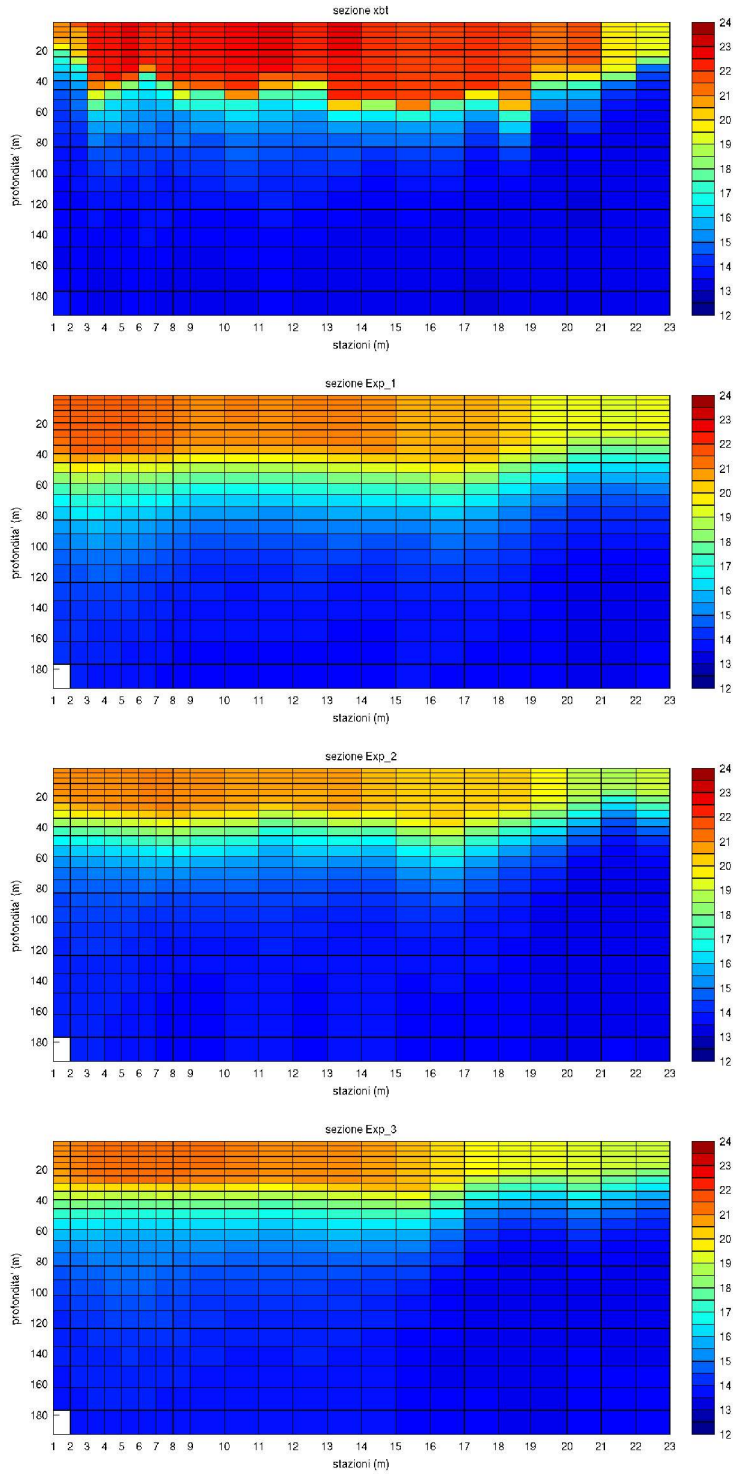


Figura 4.6: Sezioni di temperatura (°C) lungo la *Rotta_1* , il 20 Ottobre 1999.

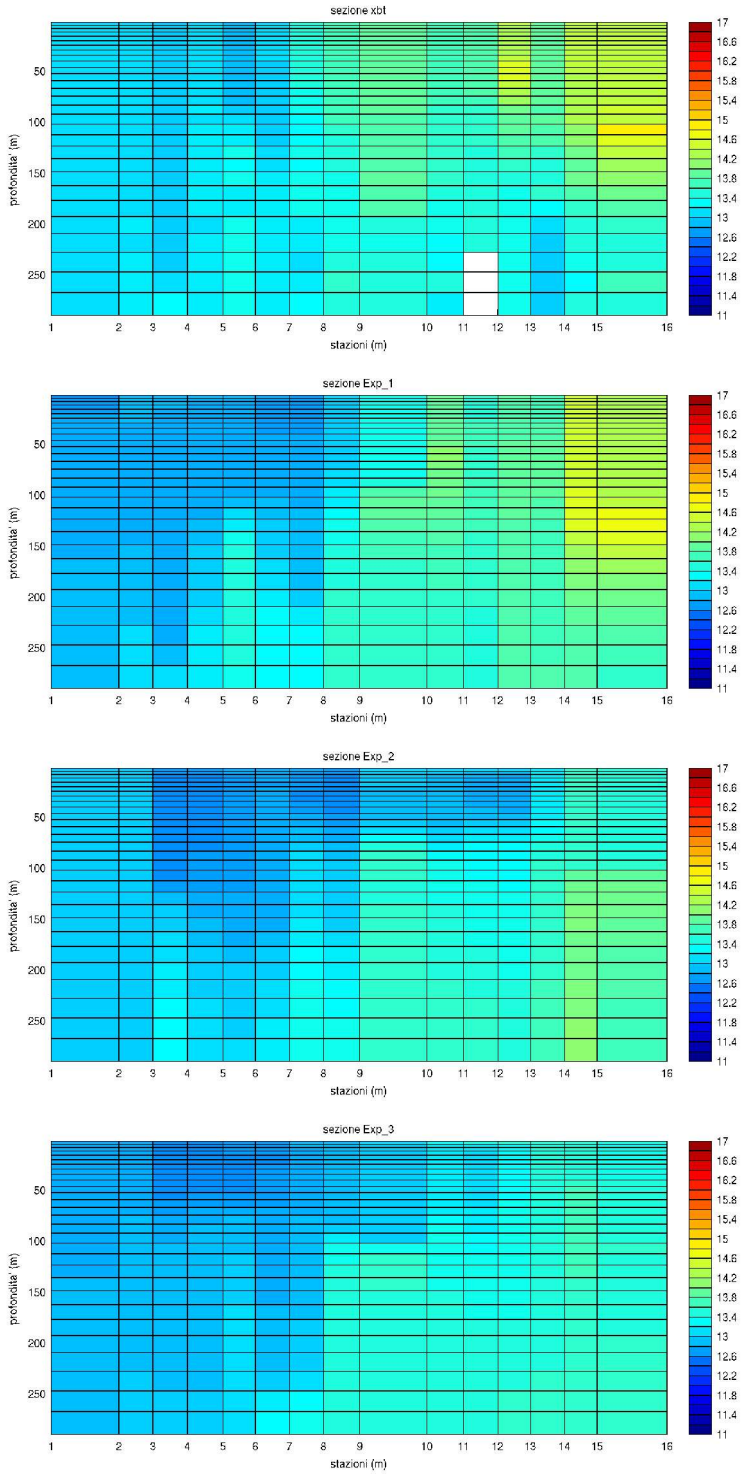
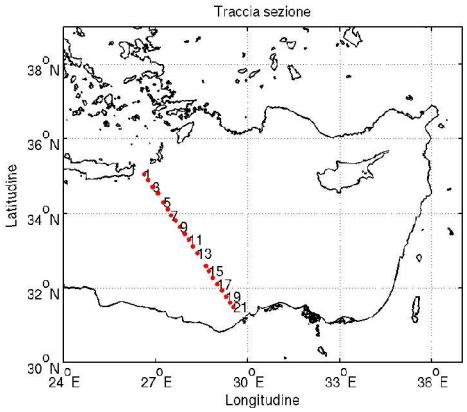


Figura 4.7: Sezioni di temperatura (°C) lungo la *Rotta_1*, il 20 Febbraio 2000.

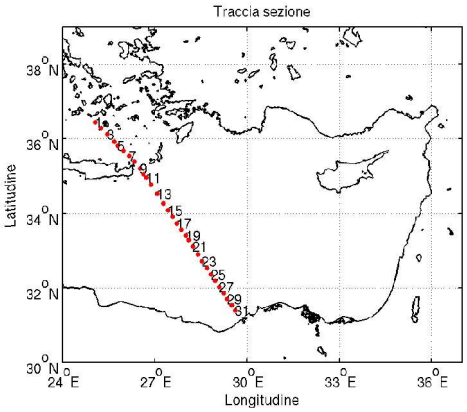
Le Figura 4.8 e Figura 4.9 mostrano le sezioni di Ottobre e Febbraio per la Rotta_2, localizzata nel bacino Levantino. Dal confronto della sezione XBT con quelle dei sottomodelli è subito evidente una tendenza da parte dei sottomodelli a sottostimare le temperature reali, come per la Rotta_1.

Nelle sezioni di Ottobre i tre sottomodelli si differenziano per la profondità del termoclino e la sua struttura orizzontale, Exp_1 presenta a differenza degli altri due esperimenti un termoclino più profondo, anche nella sezione XBT la base del termoclino si spinge in profondità.

A Febbraio le sezioni dei tre esperimenti presentano temperature omogenee lungo tutta la colonna d'acqua, ma quella dei dati osservati presenta temperature più alte nelle stazioni vicine alle coste africane. Tutti e tre i sottomodelli sottostimano questa temperatura ma è ancora Exp_1 a riprodurre maggiormente le strutture osservate



Rotta_2 del 24 Ottobre 1999



Rotta_2 del 23 Febbraio 2000

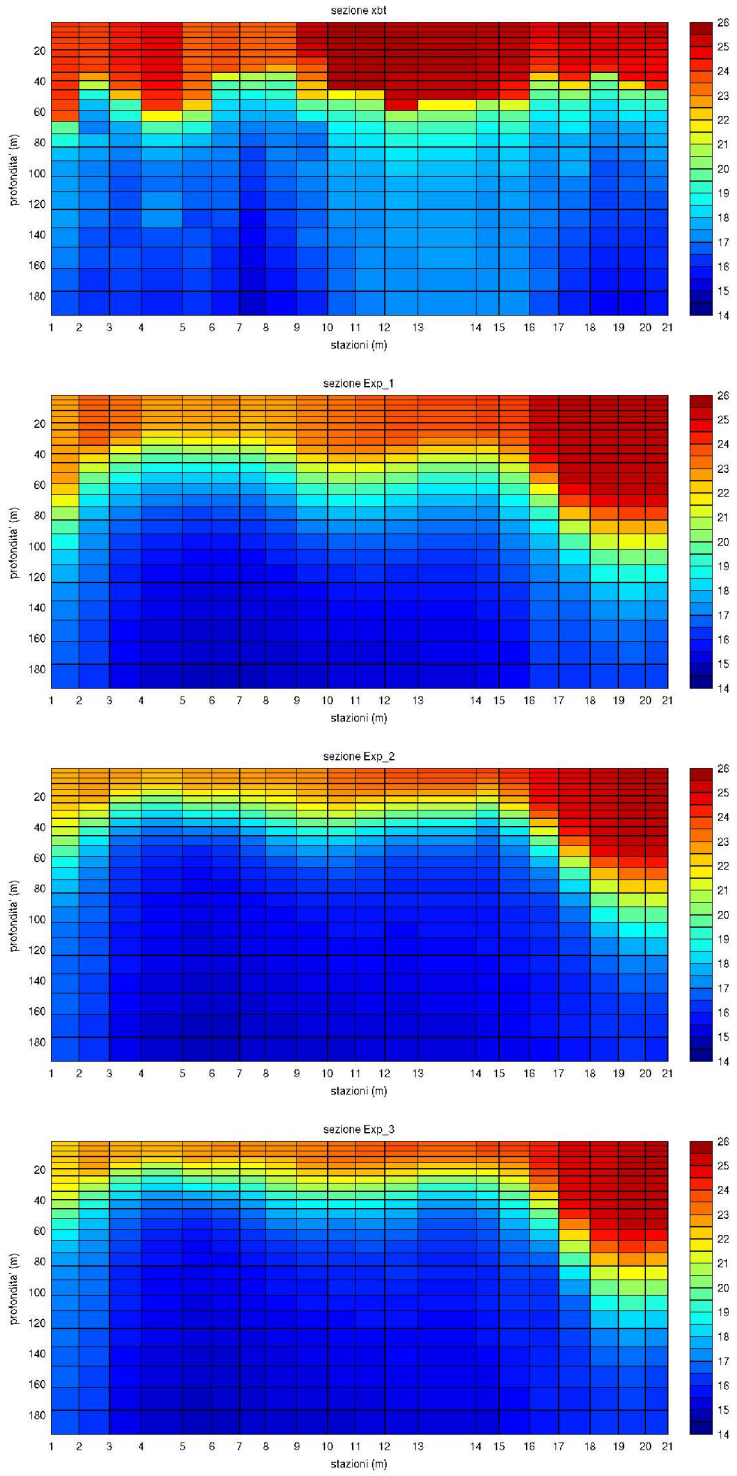


Figura 4.8: Sezioni di temperatura (°C) lungo la *Rotta_2*, il 24 Ottobre 1999.

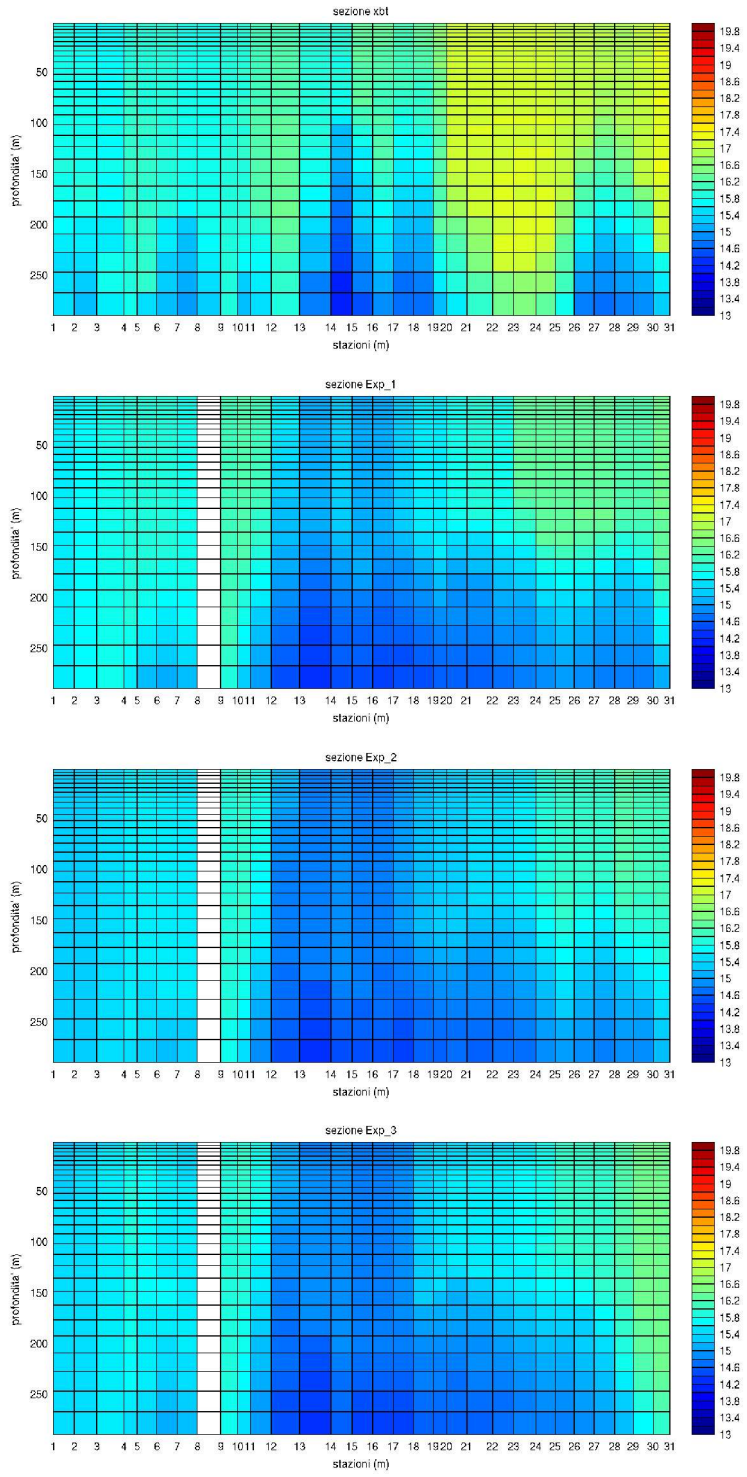
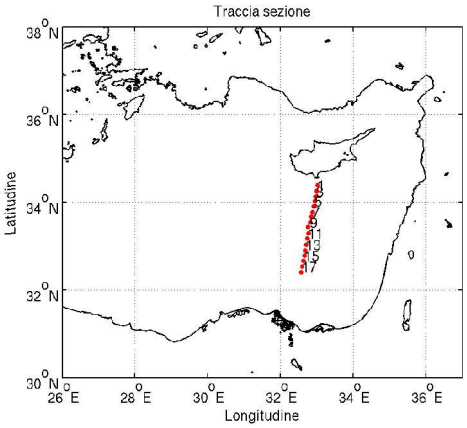


Figura 4.9: Sezioni di temperatura (°C) lungo la *Rotta_2*, il 23 Febbraio 2000.

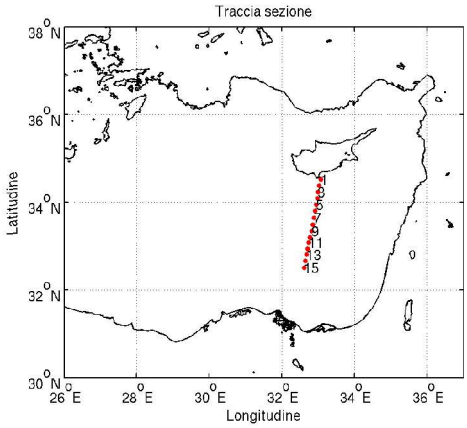
Per ultimo mostriamo le sezioni riferite alla Rotta_3 in Figura 4.10 e Figura 4.11.

Le sezioni di Ottobre mostrano, come ci si aspetta, una colonna d'acqua stratificata, riprodotta da tutti i tre esperimenti. Exp_2 e Exp_3 presentano sezioni molto simili ed entrambi si discostano dall'Exp_1 che presenta la base del termoclino stagionale localizzata più in profondità. Confrontando i tre sottomodelli con la sezione XBT si evidenzia come Exp_1 tenda maggiormente alla sezione XBT, anche se è evidente una sottostima di temperatura da parte anche di questo sottomodello. In questa sezione il problema maggiore è la riproduzione della curvatura lungo la sezione del termoclino, che è chiaramente al contrario di quella osservata per i modelli Exp_2 e Exp_3.

Le sezioni di Febbraio presentano forte deviazione dei sottomodelli dalla sezione dei dati reali, infatti differenze di temperatura sono apprezzabili lungo tutta la sezione e per tutte e tre gli esperimenti.



Rotta_3 del 25 Ottobre 1999



Rotta_3 del 21 Febbraio 2000

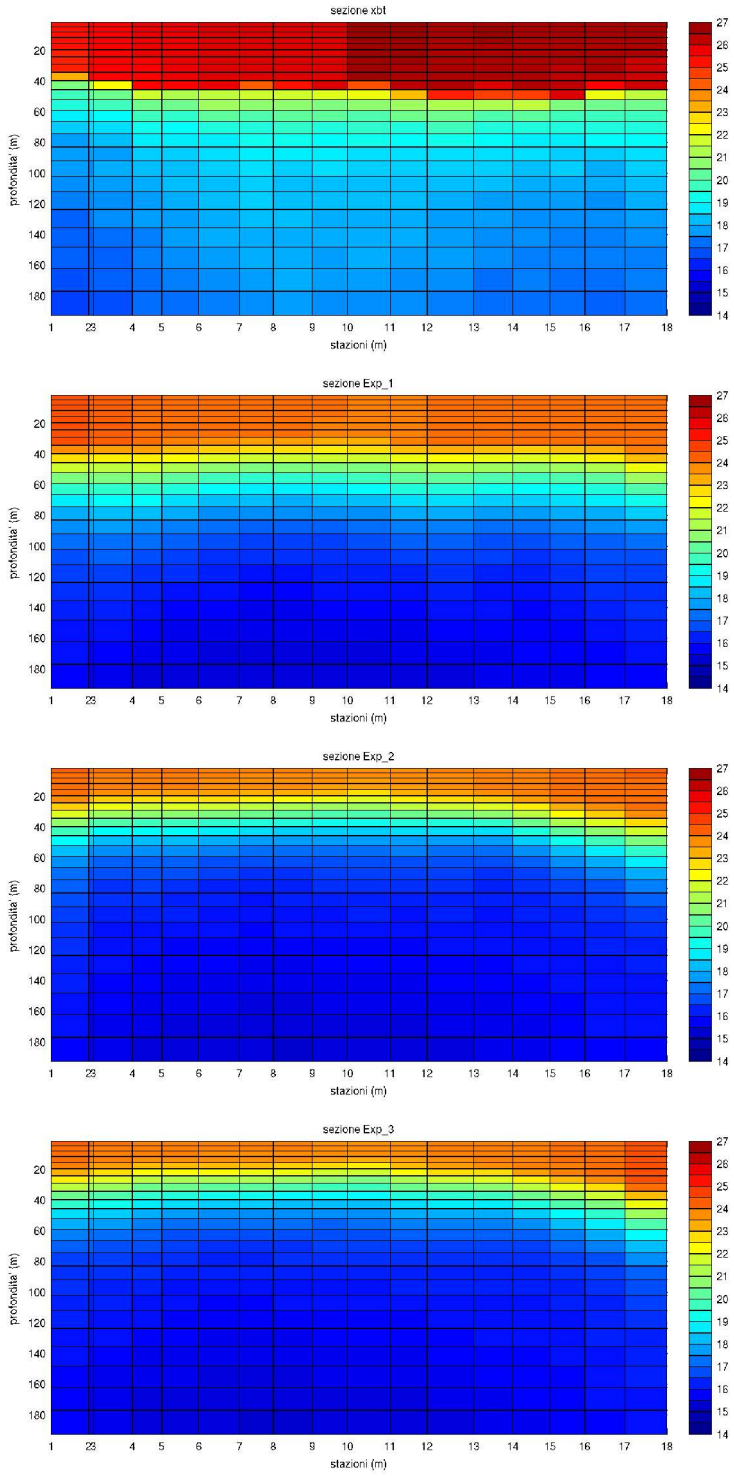


Figura 4.10: Sezioni di temperatura (°C) lungo la *Rotta_3*, il 25 di Ottobre 1999.

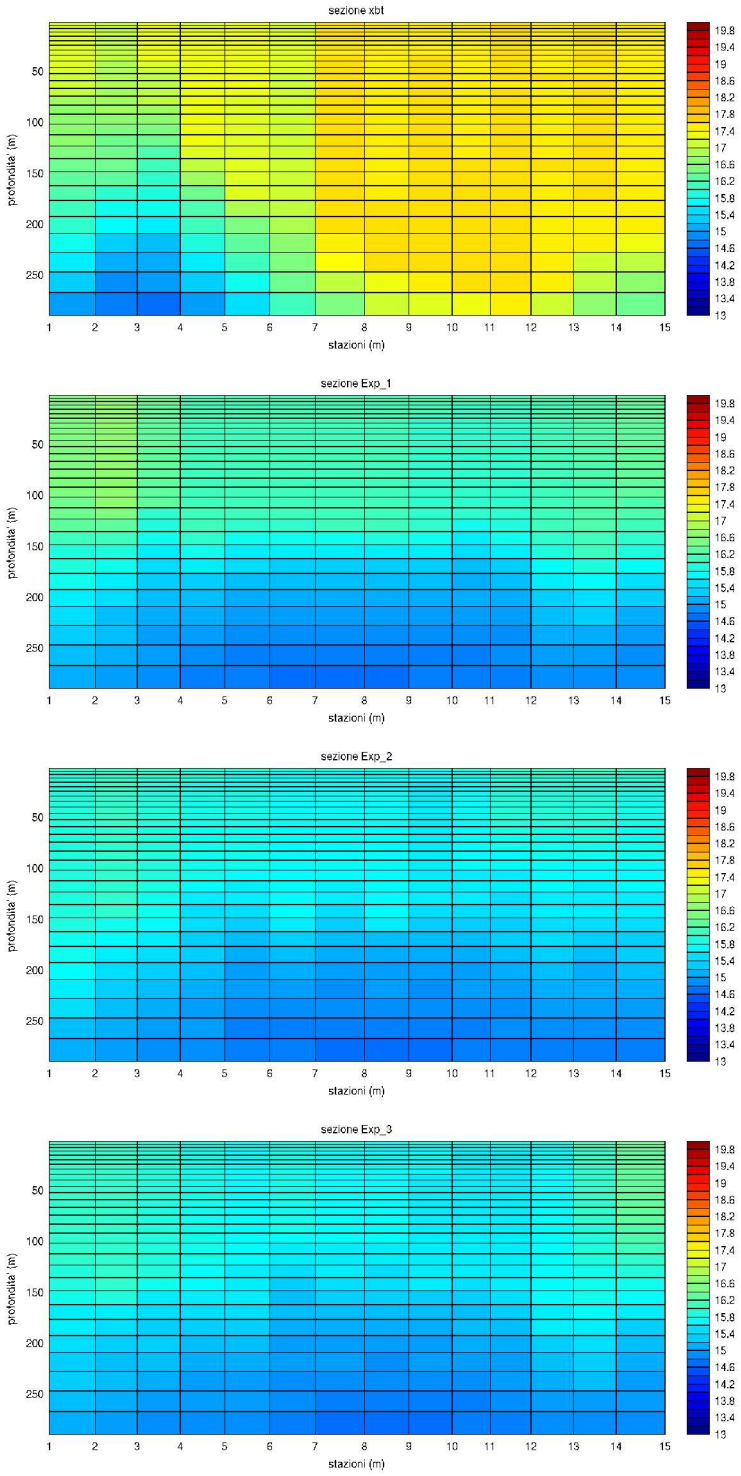


Figura 4.11: Sezioni di temperatura (°C) lungo la *Rotta_3*, il 21 Febbraio 2000.

4.4 Analisi statistica degli errori

La fase di validazione degli esperimenti di simulazione, sviluppata nel capitolo precedente tramite l'analisi visiva di profili e delle sezioni di temperatura, viene ora supportata da una analisi statistica delle differenze o errori.

L'efficacia dei tre sottomodelli della turbolenza, chiamati in questo studio con le sigle di Exp_1, Exp_2 e Exp_3, è stata testata con il calcolo dello scarto quadratico medio, che ci permette di calcolare la deviazione media dei valori di temperatura dei rispettivi sottomodelli, per ciascun livello di profondità, dai valori di temperatura degli XBT.

Lo scarto quadratico medio (indicato sinteticamente con rms) è ottenuto applicando la seguente formula:

$$rms = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N} (T_m - T_{xbt})^2}{N}} \tag{4.34}$$

dove T_m rappresentano i valori di temperatura del modello, T_{xbt} le temperature dei profili XBT e N definiscono i vari livelli di profondità.

Si è calcolata l'rms considerando tutti i profili disponibili sulle tre rotte, da queste si è ricavato il valore medio per ogni mese (Settembre-Dicembre 1999 e Gennaio-Marzo 2000), considerando in un caso la colonna d'acqua nei primi 100 metri di profondità e in un secondo caso i primi 700 metri.

Riportiamo ora i valori di rms ottenuti, evidenziandone per ciascun mese il valore più basso.

Osservando la Tabella 4.1 e Tabella 4.2, riferite alla *Rotta_1* per il Mediterraneo occidentale, vediamo che sia per il calcolo della rms nei primi 100 metri che nei 700 metri, i valori più bassi si ottengono per l'esperimento Exp_1, per i mesi di Settembre, Ottobre, Novembre, Febbraio e Marzo mentre per i mesi di Dicembre e Gennaio i valori più bassi si hanno per Exp_3. Da osservare come le differenze tra i valori di rms tra i tre sottomodelli non sono molto alte, quasi sempre inferiori all'unità. Questo è indice di una buona qualità della simulazione del modello, che

sembra essere capace di riprodurre efficacemente la dinamica verticale del Mediterraneo occidentale.

Mesi	N° profili	Exp_1	Exp_2	Exp_3
Settembre 1999	44	1.80	2.46	2.48
Ottobre 1999	39	1.62	1.78	1.78
Novembre 1999	29	1.05	1.27	1.24
Dicembre 1999	14	0.64	0.74	0.58
Gennaio 2000	73	0.34	0.35	0.32
Febbraio 2000	79	0.38	0.55	0.47
Marzo 2000	88	0.33	0.53	0.43

Tabella 4.1: Valori “rms” calcolati nei primi 100 metri della colonna d'acqua per la Rotta_1.

Mesi	N° profili	Exp_1	Exp_2	Exp_3
Settembre 1999	44	0.85	1.19	1.18
Ottobre 1999	39	0.70	0.71	0.73
Novembre 1999	29	0.51	0.60	0.59
Dicembre 1999	14	0.37	0.38	0.31
Gennaio 2000	73	0.25	0.24	0.23
Febbraio 2000	79	0.25	0.31	0.28
Marzo 2000	88	0.25	0.30	0.28

Tabella 4.2: Valori “rms” calcolati nei primi 700 metri della colonna d'acqua per la Rotta_1.

La Tabella 4.3 e Tabella 4.4 si riferiscono ai valori di rms calcolati per la *Rotta_2*, per i primi 100 e 700 metri. Si osserva che per entrambi i casi i valori più piccoli di rms si hanno con Exp_1, per tutti i mesi studiati. Sembra che il sottomodello a coefficienti costanti riproduca più efficacemente lo schema di rimescolamento turbolento nel Mediterraneo orientale.

Da osservare anche come i valori di rms calcolati per i primi 700 metri di profondità diminuiscono passando dai mesi di Ottobre, Novembre, e Dicembre a quelli invernali. Inoltre i valori medi su tutto il profilo sono minore rispetto a quelli solo nei primi 100 metri. Questo indica che i profili di temperatura del modello riproducono meglio quelli degli XBT in profondità. Occorre comunque ricordare che in questa regione il modello presenta delle difficoltà a simulare le complesse strutture di circolazione e i processi di rimescolamento che ivi hanno luogo anche se i valori di rms sono simili a quelli del bacino occidentale.

Mesi	N° profili	Exp_1	Exp_2	Exp_3
Settembre 1999	—	—	—	—
Ottobre 1999	37	1.89	2.64	2.71
Novembre 1999	35	1.41	1.92	1.99
Dicembre 1999	70	1.15	1.60	1.57
Gennaio 2000	21	0.45	0.61	0.60
Febbraio 2000	34	0.54	0.81	0.75
Marzo 2000	34	0.56	0.77	0.78

Tabella 4.3: Valori “rms” calcolati nei primi 100 metri della colonna d'acqua per la Rotta_2.

Mesi	N° profili	Exp_1	Exp_2	Exp_3
Settembre 1999	—	—	—	—
Ottobre 1999	37	1.03	1.33	1.35
Novembre 1999	35	0.85	1.03	1.06
Dicembre 1999	70	0.85	0.99	0.98
Gennaio 2000	21	0.39	0.46	0.45
Febbraio 2000	34	0.55	0.67	0.64
Marzo 2000	34	0.48	0.57	0.59

Tabella 4.4: Valori “rms” calcolati nei primi 700 metri della colonna d'acqua per la Rotta_2.

Per ultimo analizziamo la Tabella 4.5 e Tabella 4.6 riferite alla Rotta_3, sempre localizzata nel Mediterraneo orientale.

Immediatamente si osserva che il sottomodello che fornisce valori di rms più bassi è Exp_1, per tutti i mesi e per entrambi i casi, colonna d'acqua a 100 e a 700 metri. Per questa Rotta_3 si evidenza una forte deviazione tra i valori ottenuti dai tre esperimenti e i dati reali, infatti la rms calcolata per Exp_1, Exp_2 e Exp_3 presenta valori elevati.

Mesi	N° profili	Exp_1	Exp_2	Exp_3
Settembre 1999	23	1.81	3.00	3.17
Ottobre 1999	21	2.17	3.52	3.59
Novembre 1999	24	1.76	2.66	2.81
Dicembre 1999	49	1.58	2.52	2.46
Gennaio 2000	39	1.12	1.79	1.80
Febbraio 2000	37	1.11	1.55	1.54
Marzo 2000	38	0.95	1.33	1.30

Tabella 4.5: Valori “rms” calcolati nei primi 100 metri della colonna d'acqua per la Rotta_3.

Mesi	N° profili	Exp_1	Exp_2	Exp_3
Settembre 1999	23	1.25	1.74	1.75
Ottobre 1999	21	1.55	2.06	2.08
Novembre 1999	24	1.34	1.64	1.70
Dicembre 1999	49	1.38	1.72	1.69
Gennaio 2000	39	1.35	1.59	1.58
Febbraio 2000	37	1.32	1.49	1.48
Marzo 2000	38	1.07	1.24	1.22

Tabella 4.6: Valori “rms” calcolati nei primi 700 metri della colonna d'acqua per la Rotta_3.

CAPITOLO 5

5 Conclusioni

Questo lavoro è nato e si è sviluppato con l'obiettivo di analizzare i differenti schemi di rimescolamento della colonna d'acqua presenti all'interno del modello di circolazione generale del Mare Mediterraneo, modello numerico attualmente utilizzato dal sistema di previsioni numeriche del Mare Mediterraneo. La domanda che ci eravamo posti all'inizio di questo studio è stata:

"Quale schema di rimescolamento turbolento nel modello offre la possibilità di riprodurre, nel modo più fedele, la struttura verticale della colonna d'acqua?"

Attraverso esperimenti di simulazione e confronto con i dati osservati le conclusioni che abbiamo raggiunto sono in sintesi:

1. Il sottomodello della turbolenza che utilizza la formulazione di Pacanowski e Philander, dove i coefficienti sono espressi in funzione dello "*shear*" della velocità del fluido, del numero di Richardson e della frequenza di Brunt-Vaisala, fornisce risultati simili al sottomodello dello schema di chiusura della turbolenza chiamato 1,5, dove i coefficienti sono definiti tramite equazioni prognostiche dell'energia cinetica turbolenta, ma entrambi mostrano risultati diversi dal sottomodello a coefficienti costanti;
2. Il sottomodello a coefficienti costanti è in grado di riprodurre più fedelmente la struttura verticale della colonna d'acqua sia in presenza di una struttura verticale stratificata che in presenza di rimescolamento anche se si crea in determinate regioni e periodi dell'anno una competizione con lo schema di chiusura della turbolenza 1,5;
3. L'analisi della frequenza di Brunt-Vaisala che mostra massimi sottosuperficiali entro i primi 100 metri di profondità, dei coefficienti di diffusività turbolenta e dei profili ricavati dai sottomodelli evidenziano un termoclino stagionale esteso nei primi 50 metri della colonna d'acqua, in accordo con le osservazioni;

Da questo studio nascono nuove domande a cui occorre, in futuro, trovare risposta:

1. Perché il sottomodello della turbolenza con Pacanowski e Philander e lo schema di chiusura della turbolenza 1,5 pur definendo sia coefficienti di viscosità e diffusività turbolenta diversi, sia diverse parametrizzazioni della convezione danno risultati quasi identici?
2. Perché il modello più semplice come quello a coefficienti costanti riesce a riprodurre meglio le strutture osservate?

La risposta a questi ed altri quesiti simili è al centro di un grosso dibattito nella comunità scientifica internazionale che vedrà impiegati nei prossimi anni i migliori centri di modellistica oceanografica nel tentativo di migliorare le simulazioni della stratificazione verticale dell'oceano, così importante per le componenti biochimiche dell'ecosistema marino.

Bibliografia

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

[2] 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.

[3] Bignami, F., Marullo, S., Santoleri, R., Schiano, M. E., 1995. *Longwave radiation budget in the Mediterranean sea*. J. Geophys. Res., 100, 2501-2514.

[4] Blanke, B., Delecluse, P., 1993. *Variability of the tropical Atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics*. J. Phys. Oceanogr., 23, 1363-1388.

[5] Bougeault, P., Lacarrère, P., 1989. *Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model*. Mon. Wea. Rev., 117, 1872-1890.

[6] Bryan, K., 1969. *A numerical model for the study of the circulation of the world ocean.* J. Comput. Phys., 4, 347-376.

[7] Bryan, F., 1987. *Parameter sensitivity of primitive equation ocean general circulation models*. J. Phys. Oceanogr., 17, 970-985.

[8] Castellari, S., Pinardi, N., Leaman, K., 1998. *A model study of air-sea interactions in the Mediterranean Sea*. J. Mar. System., 18, 89-144.

[9] 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.

[10]Chartier, M., 1985. *Un modèle numérique tridimensionnel aux équations primitives de circulation générale de l'océan*. Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 111 pp.

[11]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.

[12]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.

[13]Gascard, J. C., 1973. *Vertical motions in a region of deep water formation*. Deep Sea Res., Vol. 20, pp. 1011-1027.

[14]Gascard, J. C., 1978. *Mediterranean deep water formation, baroclinic eddies and ocean eddies.* Oceanol. Acta., 1, 313-315.

[15]Gaspar, P., Grégoris, Y., Lefevre, J. M.,1990. *A simple eddy-kinetic-energy model for simulations of the ocean vertical mixing: test at station Papa and Long-Term Upper Ocean Study Site site*. J. Geophys. Res., 95,16, 179-16,193.

[16]Gill, A. E., 1982. *Atmosphere-Oceans Dynamics*. Academic Press, New York, 662.

[17]Grilli, F., 1996. *Le cause dinamiche della stratificazione verticale del Mediterraneo*. Università degli Studi di Bologna, Italia, Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali.

[18]Hecht, M., Holland, W., Artale, V., Pinardi, N., 1996. In: Howe, W., Henderson, A. (Eds.), *North Atlantic Model Sensitivity to Mediterranean Waters. Assessing Climate Change. Results from the Model Evaluation Consortium for Climate Assessment*. Gordon & Breach Science, Sydney.

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

[20]Jackett, D. R., McDougall, T. J., 1995. *Minimal adjustment of hydrographic data to achieve static stability*. J. Atmos. Ocean. Tech, 12, 381-389.

[21]Jerlov, N. G., 1968. *Optical Oceanography*. Elsevier, 194 pp.

[22]Kondo, J., 1975. *Air-sea bulk transfer coefficients in adiabatic conditions*. Boundary layer Meteorol., 9, 91-112.

[23]Lazar, A., 1997. *La branche froide de la circulation thermohaline: sensibilité à la diffusion turbulente dans un modèle de circulation générale idéalisée*. Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 269 pp.

[24]Leaman, K., Schott, F. A., 1991. *Hydrographic structure of the convection regime in the Gulf of Lions: winter 1987*. J. Phys. Oceanogr., 21, 575-598.

[25]Killworth, P. D., 1989. *On the parameterization of deep convection in ocean models.* In *Parameterization of small-scale processes*. Proc. Hawaiian winter workshop, University of Hawaii at Manoa, January 17-20, 59-74.

[26]Kolmogorov, A. N., 1942. *The equation of turbulent motion in a incompressible fluid*. Izv. Akad. Nauk. SSSR, Ser. Fiz., 6, 56-58.

[27]Madec, G., Chartier, M., Delecluse, P., Crepon M., 1991. *A three-dimensional numerical study of deep-water formation in the northwestern Mediterranean Sea*. J. Phys. Oceanogr., 21: 1349-1371.

[28]Madec, G., Lott, F., Delecluse, P., Crepon, M., 1996. *Large-scale preconditioning of deep-water formation in the northwestern Mediterranean Sea.* J. Phys. Oceanogr., 26: 1393-1408.

[29]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.

[30]Madec, G., Imbard, M., 1996. *A global ocean mesh to overcame the North Pole singularity*. Clim. Dyn., 12, 381-388.

[31]Manzella, G. M. R., Scoccimarro, E., Pinardi, N., Tonani, M., 2003. *Improved near real time data management procedures for the Mediterranean ocean Forecasting System-Voluntary Observing System Program.* Ann. Geophys., 21, 1, 49-62.

[32]Marshall, J., Schott, F., 1999. *Opean-ocean convection: observations, theory, and models*. Rev. Geophys., 37, 1:1-64.

[33]McDougall, T. J., 1987. *Neutral surface*. J. Phys. Oceanogr., 17, 1950-1964.

[34]MEDOC GROUP, 1970. *Observation of formation of deep water in the Mediterranean Sea, 1969*. Nature, 227, 1037-1040.

[35]Millot, C., 1987. *Circulation in the Western Mediterranean.* Oceanologica Acta, 10, 143-149.

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

[37]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 thr Earth 23 5/6, 491-495.

[38]Ovchinnikov, I. M., 1966. *Circulation in the surface and intermediate layers of the Mediterranean*. Oceanology, 6, 48-59.

[39]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.

[40]Pacanowski, R. C., Philander, S. G. H., 1980. *Parameterization of vertical*

mixing in numerical models of tropical oceans. J. Phys. Oceanogr., 11, 1443-1451.

[41]Paulson, C. A., Simpson, J. J., 1977. Irradiance measurements in the upper ocean. J. Phys. Oceanogr, 7, 952-956.

[42]Pedlosky, J., 1987. *Geophysical Fluid Dynamics.* Springer-Verlag.

[43]Pinardi, N., Navarra, A., 1993. Baroclinic wind adjustment processes in the Mediterranean Sea. Deep Sea Research II 40 (6), 1299-1326.

[44]Pinardi, N., 1996. *Oceanografia fisica del Mare Mediterraneo*. Nuova secondaria, La Scuola (1996), pp 39-44, a.

[45]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.

[46]Pinardi, N., Fleming, N. C., 1998. *The Mediterranean Forecasting System Science Plan*. EuroGOOS Publication N°11, Southampton Oceanography Centre, Southampton.

[47]Pinardi, N., Masetti, E., 2000. *Variability of the large general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 158, 153-174.

[48]Pinardi, N., Allen, I., Demirov, E., De Mey, P., Lascaratos, A., Le Traon, P. Y., Maillard, C., Manzella, C., Tziavos, C, 2002. *The Mediterranean ocean Forecasting System:* fist phase of implementation (1998-2001) to be submitted of MFSPP Special issue of Annales Geophysicae.

[49]Pinardi, N., Demirov, E. K., 2004. *On the relationship between the water mass pathways and mesoscale variability in the Western Mediterranean Sea.* J. Geophys. Res..

[50]POEM group, 1992. *General circulation of the eastern Mediterranean.* Earth-

Science Reviews, 32, 285-309.

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

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

[53]Roullet, 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.

[54]Schlitzer, R., Roether, W., Oster, H., Junghaus, H. G., Hausmann, M., Johannesen, J., Michelato, A., 1991. *Chlorofluoro methane and oxygen in the Eastern Mediterranean*. Deep Sea Research, 38, 1531-1551.

[55]Schott, F., Leaman, K. D., 1991. *Observations with Moored Acoustic Doppler Current Profilers in the Convection Regime in the Golfe du Lion*. J. Phys. Oceanogr., 21, 558-574.

[56]Schott, F., Visbeck, M., Send, U., Fischer, J., Stramma, L., Desaubies, Y., 1996. *Observations of deep convection in the Gulf of Lions, Northern Mediterranean, during the winter of 1991/1992.* J. Phys. Oceanogr., 26, 505-524.

[57]Send, U., Marshall, J., 1995. *Integral effects of deep convection.* J. Phys. Oceanogr., 25, 855-872.

[58]Swallow, J. C., Caston, G. F., 1973. *The preconditioning phase of MEDOC 1969. Observations*. Deep-Sea Re., 20, 429-448.

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

[60]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.

[61]Wu, P., Haines, K., 1998. *The general circulation of the Mediterranean Sea from a 100-year simulation*. J. Geophys. Res., 103, 1121-1131.

[62]Wu, P., Haines, K., Pinardi, N., 2000. *Toward an understanding of Deep-Water renewal in the Eastern Mediterranean*. American Meteorological Society, 30, 443-458.