

ALMA MATER STUDIORUM
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Scuola di Scienze
Corso di laurea in Scienze Ambientali

VARIAZIONI DI LUNGO PERIODO DELLE
CARATTERISTICHE IDROLOGICHE DEL MAR
MEDITERRANEO

Tesi di laurea in Climatologia

Relatore:
Prof. Marco Zavatarelli

Presentata da
Roberto Casanova

III sessione
Anno Accademico 2016/2017

[...] Dove inizia la fine del mare?

O addirittura: cosa diciamo quando diciamo: mare?

Diciamo l'immenso mostro capace di divorarsi qualsiasi cosa, o

quell'onda che ci schiuma intorno ai piedi?

L'acqua che puoi tenere nel cavo della mano o

l'abisso che nessuno può vedere?

Diciamo tutto in una parola sola o in una sola parola tutto

nascondiamo?

Sto qui, a un passo dal mare, e neanche riesco a capire, lui, dov'è.

Il mare. Il mare. [...]

Oceano Mare, Alessandro Baricco

Ringraziamenti

Il primo ringraziamento va al Professor Marco Zavatarelli per il tempo e soprattutto l'esperienza che mi ha dedicato nella realizzazione di questa tesi. Grazie anche al Dott. Luca Giacomelli, per l'indispensabile aiuto e supporto tecnico e grazie alle Dott.sse Simona Simoncelli e Claudia Fratianni per i preziosi consigli e suggerimenti.

Ringrazio dal più profondo del cuore la mia famiglia, che mi ha sempre sostenuto e mi ha reso la persona che sono oggi. Ringrazio mio nonno Sauro, per tutto ciò che mi ha insegnato. Grazie a Francesca per essermi sempre stata vicina, per avermi incoraggiato e spronato. Grazie a tutti i miei più cari amici.

Abstract

Il seguente elaborato ha lo scopo di confrontare le serie temporali delle anomalie di temperatura e salinità, ottenute a partire dalle simulazioni numeriche della circolazione generale del Mar Mediterraneo, realizzate da Rixen et al. (2005) e da Fratianni et al. (2015) e di approfondire, attraverso le informazioni scaturenti, i fattori che hanno influenzato le caratteristiche fisiche delle acque del bacino. Vengono inoltre discusse le dinamiche della Circolazione termoalina del Mediterraneo. Attraverso l'acquisizione dei dati delle due reanalisi, è stato possibile riprodurre le serie temporali delle anomalie di temperatura e salinità e relazionarle alle informazioni riguardanti gli effetti indotti dai fenomeni dell'*Eastern Mediterranean Transient* (EMT) e del *Western Mediterranean Transient* (WMT). Le simulazioni numeriche sulla circolazione generale del Mar Mediterraneo, condotte da Rixen et al. (2005) e da Fratianni et al. (2015), hanno portato a curve di anomalia di temperatura e salinità in sostanza coincidenti; le divergenze sono attribuibili a periodi contraddistinti da carenza di informazioni disponibili e/o acquisibili da certi dataset oppure alla tendenziale diminuzione del numero dei dati riscontrabile all'aumentare della profondità. In conclusione, i risultati confermano - in parte - l'ipotesi secondo cui, a partire dagli anni 60', le acque del Mar Mediterraneo, in particolare del Mediterraneo Occidentale (WMED), stanno diventando sempre più calde e salate; tra le cause si ritiene ci siano la diminuzione dell'afflusso fluviale e delle precipitazioni, l'aumento del tasso di evaporazione a causa del *global warming*, l'aumento di temperatura e salinità delle acque atlantiche e intensi fenomeni di convezione (quali EMT e WMT).

Sommario

1.Introduzione.....	6
1.1 Circolazione termoalina del Mar Mediterraneo.....	7
1.2 Le caratteristiche della Circolazione termoalina.....	13
1.3 Formazione delle acque profonde del Mediterraneo.....	18
1.4 L' <i>Eastern Mediterranean Transient</i> (EMT).....	21
1.5 Il <i>Western Mediterranean Transient</i> (WMT).....	25
2. Dati e Metodi.....	28
2.1 Dati e reanalisi di Rixen et al. (2005).....	28
2.2 Dati e reanalisi di Fratianni et al. (2015).....	30
2.3 Metodo seguito.....	33
3.Discussione dei dati ottenuti.....	35
3.1 Discussione risultati reanalisi di Rixen et al. (2005).....	35
3.2 Discussione risultati reanalisi di Fratianni et al. (2015)	37
3.3 Confronto tra le serie temporali.....	42
4.Conclusioni.....	58
Bibliografia.....	63

1. Introduzione

La variazione temporale dei valori di temperatura e di salinità nelle acque del Mar Mediterraneo, è attribuibile alla combinazione di differenti fattori strettamente legati l'un l'altro.

In questo elaborato si è voluto focalizzare l'attenzione sui cambiamenti verificatisi nel periodo di tempo compreso tra il 1955 ed il 2015, in tutto il Mar Mediterraneo, nelle acque superficiali, intermedie e profonde, confrontando serie temporali ottenute da osservazioni "in-situ", con dati ottenuti da simulazioni numeriche. Si è inoltre cercato di mettere a fuoco le conseguenti variazioni della circolazione termoalina del bacino.

Il lavoro è stato organizzato come segue:

- I. In questa introduzione sono descritti: la Circolazione termoalina del Mar Mediterraneo, il processo di formazione delle acque profonde e i fenomeni dell'"*Eastern Mediterranean Transient*" (EMT) e del "*Western Mediterranean Transient*" (WMT);
- II. Nel secondo capitolo sono stati descritti i dati utilizzati e i metodi col quale sono stati trattati ed analizzati;
- III. Nella terza parte vengono presentati i risultati ottenuti;
- IV. Nella quarta parte vengono discusse le conclusioni tratte dall'analisi svolta.

1.1 Circolazione termoalina del Mar Mediterraneo

Il Mar Mediterraneo è un bacino semichiuso connesso: all'Oceano Atlantico dallo Stretto Di Gibilterra e al Mar Nero dal sistema Dardanelli/Mar di Marmara/Bosforo (Fig. 1.1).

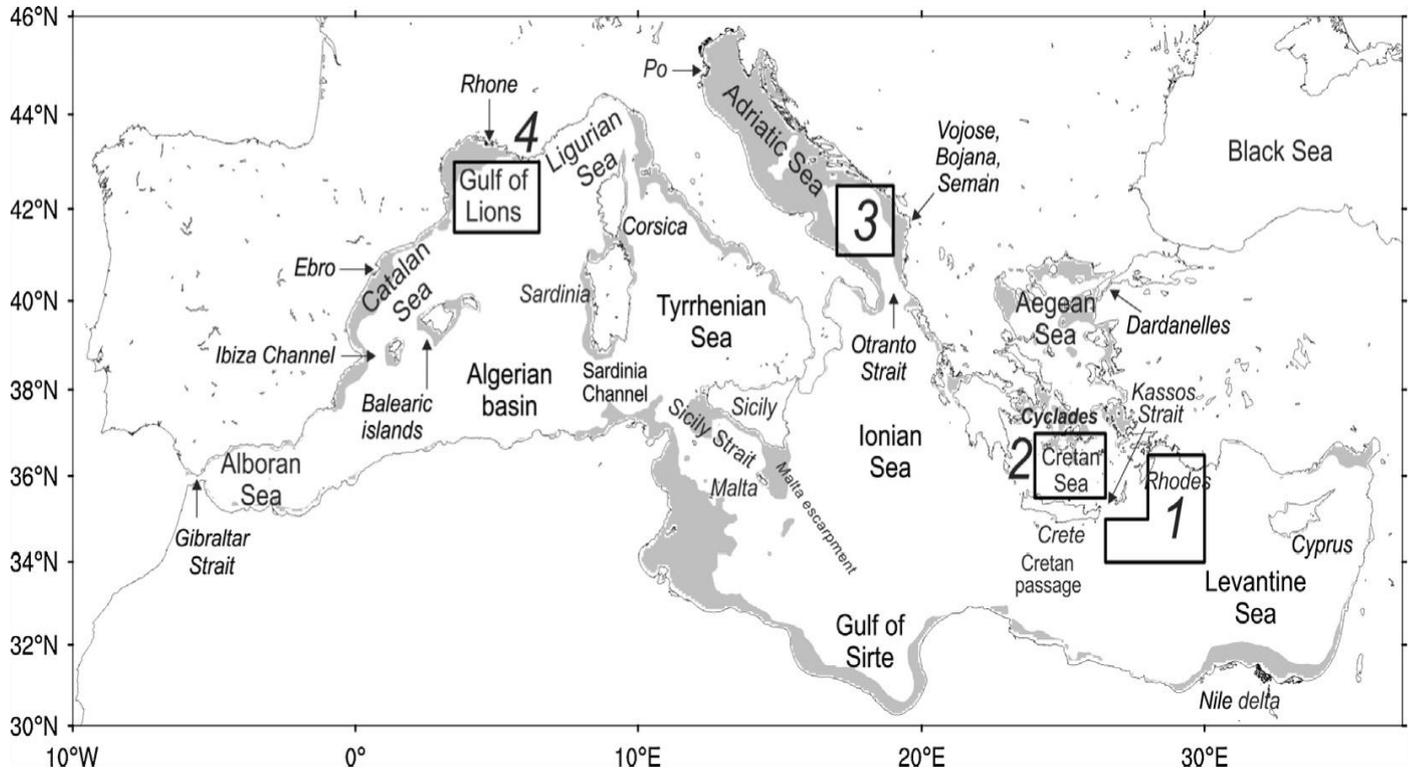


Figura 1.1 – Geometria del bacino del Mediterraneo e nomenclatura dei più importanti mari e bacini. Le aree sfumate indicano profondità inferiori a 200 m. I quattro box rappresentano alcuni dei sottobacini e *gyre* più influenti nella Circolazione termoalina. Da Pinardi et al. 2013.

Si compone di due sottobacini: il Mediterraneo Occidentale (WMED) ed il Mediterraneo Orientale (EMED).

In ciascuno dei due sottobacini sono poi individuabili ulteriori bacini locali (Fig. 1.1):

- Nel WMED: il Mar Tirreno, il Mar Ligure, il Mare delle Baleari (o Balearico), il Mare di Alboran.
- Nell' EMED: Il Mar Ionio, Il Mar di Levante, il Mar Adriatico, il Mar Egeo.

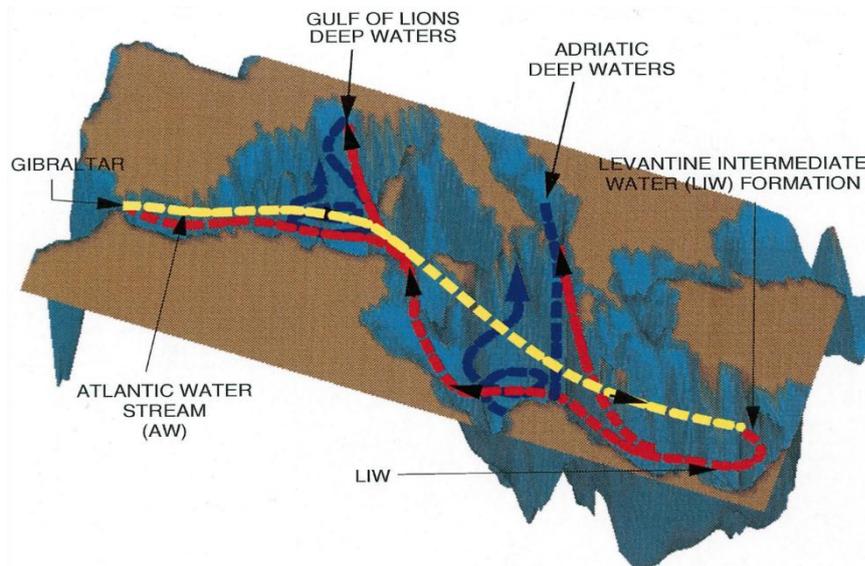
La Circolazione termoalina viene riassunta schematicamente dalla figura 1.2.

Le acque atlantiche superficiali (AW: *Atlantic Waters* o MAW: *Modified Atlantic Waters*) (calde e relativamente poco salate) entrano nel Mediterraneo Occidentale, diffondono verso il Canale di Sicilia e proseguono in direzione del Mar di Levante dove presentano temperatura e salinità elevate; qui, in inverno, per effetto di raffreddamento ed evaporazione, scendono a profondità intermedie di 300m circa, costituendo così le Acque Levantine Intermedie (LIW: *Levantine Intermediate Waters*). Quest'ultime, in estate, mantenendosi al di sotto dello strato superficiale dominato dalle MAW, percorrono a ritroso l'intero bacino del Mediterraneo, da est ad ovest, fino ad arrivare nuovamente allo Stretto di Gibilterra dove defluiranno nell'Atlantico.

Il motore della Circolazione termoalina del Mediterraneo è costituito dall'azione combinata dei flussi superficiali di calore (flussi radiativi e convettivi) e di massa, E-P-R (flusso di acqua dovuto ai processi di evaporazione, E, alle precipitazioni, P, ed agli apporti fluviali, R) (Pinardi et al., 2013). Su base annuale si ha una perdita superficiale netta di calore e di massa (Zavatarelli & Mellor, 1995). Il bilancio superficiale di calore e di massa risulta rispettivamente pari a $5-7 \text{ W m}^{-2}$ (Pinardi & Masetti, 2000), 0.7 m y^{-1} (Pinardi et al., 2013). Il deficit superficiale di calore e massa viene sostanzialmente compensato dagli scambi con l'Oceano Atlantico attraverso lo Stretto di Gibilterra.

I flussi superficiali di calore e massa del bacino mediterraneo determinano la struttura ed il funzionamento della sua Circolazione termoalina, che è schematicamente strutturata in tre celle di circolazione (Fig. 1.2): una zonale, e due meridionali, (Pinardi & Masetti, 2000). La prima, si sviluppa fra la superficie e la profondità di circa 500m ed è costituita dal flusso entrante di acque atlantiche (AW: *Atlantic Waters*) nello Stretto di Gibilterra, e, alla loro successiva trasformazione in Acque Levantine Intermedie (LIW: *Levantine Intermediate Waters*). Questa, avviene nel Mar di Levante, per effetto del *mixing* invernale dovuto al raffreddamento della superficie e all'evaporazione incidente tutto l'anno. Le due celle termoaline verticali sono guidate da processi di formazione di acque profonde (DW: *Deep Waters*) che hanno luogo nelle aree del Mediterraneo del Nord, in particolare nel Golfo del Leone (WMED) e nel Mar Adriatico (EMED, Schlitzer et al., 1991).

Figura 1.2 - La Circolazione termoalina del bacino del Mediterraneo rappresentata schematicamente con i più importanti sistemi di convezione indicati da linee tratteggiate di colore diverso. La linea gialla indica il flusso delle *Atlantic Waters* (o *Modified Atlantic Waters*), che corrono superficialmente con moto zonale. La linea rossa indica invece la circolazione zonale delle *Levantine Intermediate Waters* (LIW). Le linee blu indicano le celle meridionali guidate dalle acque profonde. La ramificazione nella circolazione zonale delle LIW connette i moti convettivi zonali e meridionali. Da: Pinardi & Masetti, 2000.

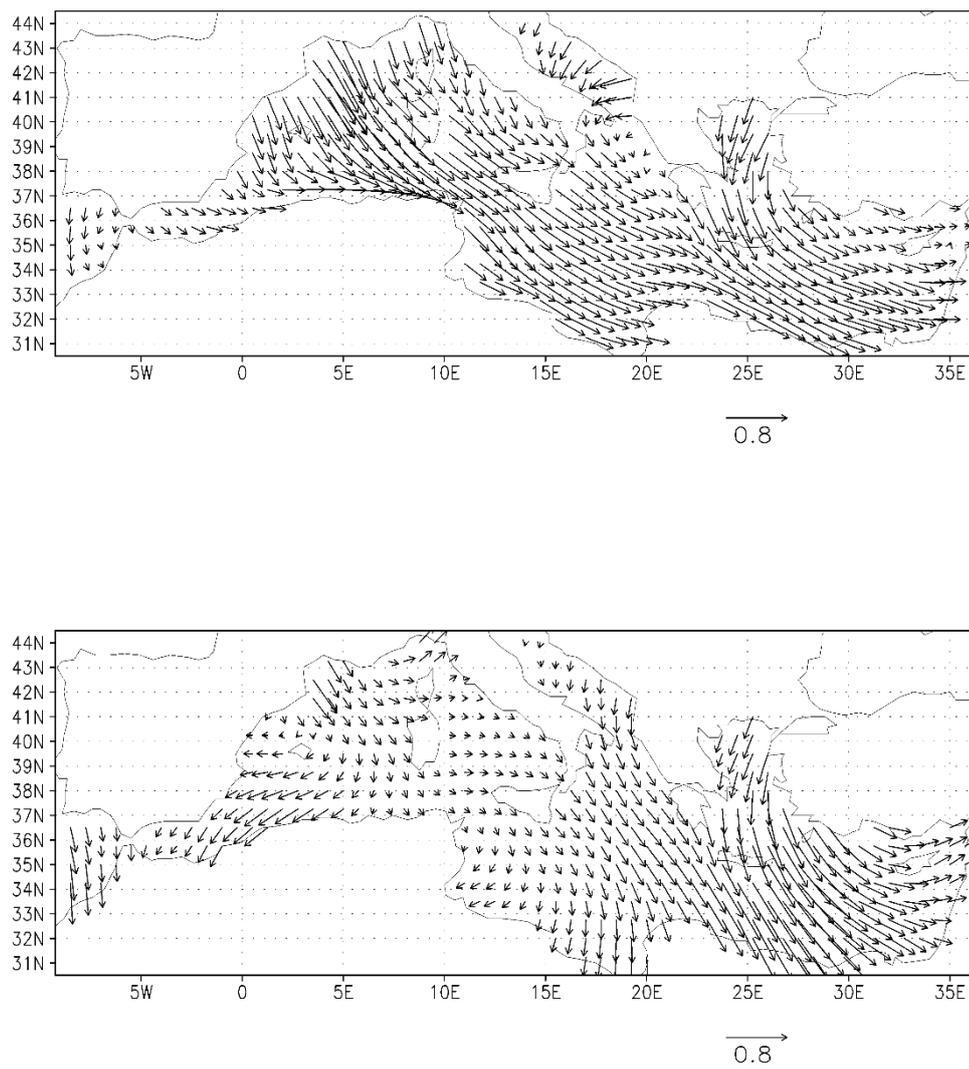


Alla circolazione termoalina si sovrappone naturalmente la circolazione essenzialmente guidata dal vento, caratterizzata in sostanza da una *double-gyre structure* dovuta alla struttura del regime ventoso del Mediterraneo (Fig. 1.3) (Pinardi et al., 2013; Zavatarelli & Mellor, 1995), che può essere schematicamente definita come segue:

Nel WMED: il Maestrale particolarmente intenso durante la stagione invernale soffia sul Mediterraneo attraverso la valle del Rodano (fra le Alpi ed i Pirenei).

Nell'EMED: I venti Etesiani che soffiano sul bacino attraverso i Balcani e i monti dell'Anatolia (nord Egeo) e hanno una caratteristica curvatura ciclonica. La Bora: è un vento che soffia sul bacino dell'Adriatico Settentrionale. Rispetto ai venti sopra descritti ha una natura maggiormente episodica.

Figura 1.3 – Rappresentazione del forzante ventoso (*wind stress*) per i mesi di gennaio (figura sopra) e luglio (figura sotto), nel periodo 1979 – 1993. Da: Pinardi & Masetti, 2000.



Per effetto soprattutto dei primi due regimi, la circolazione del Mediterraneo assume un andamento a vortice con senso ciclonico in corrispondenza del lato est dei suddetti venti e, con senso contrario, quindi anticiclonico, sul lato ovest (Fig.1.4). Si formano quindi i cosiddetti *gyres* (Figura 1.5) (Pinardi & Masetti, 2000).

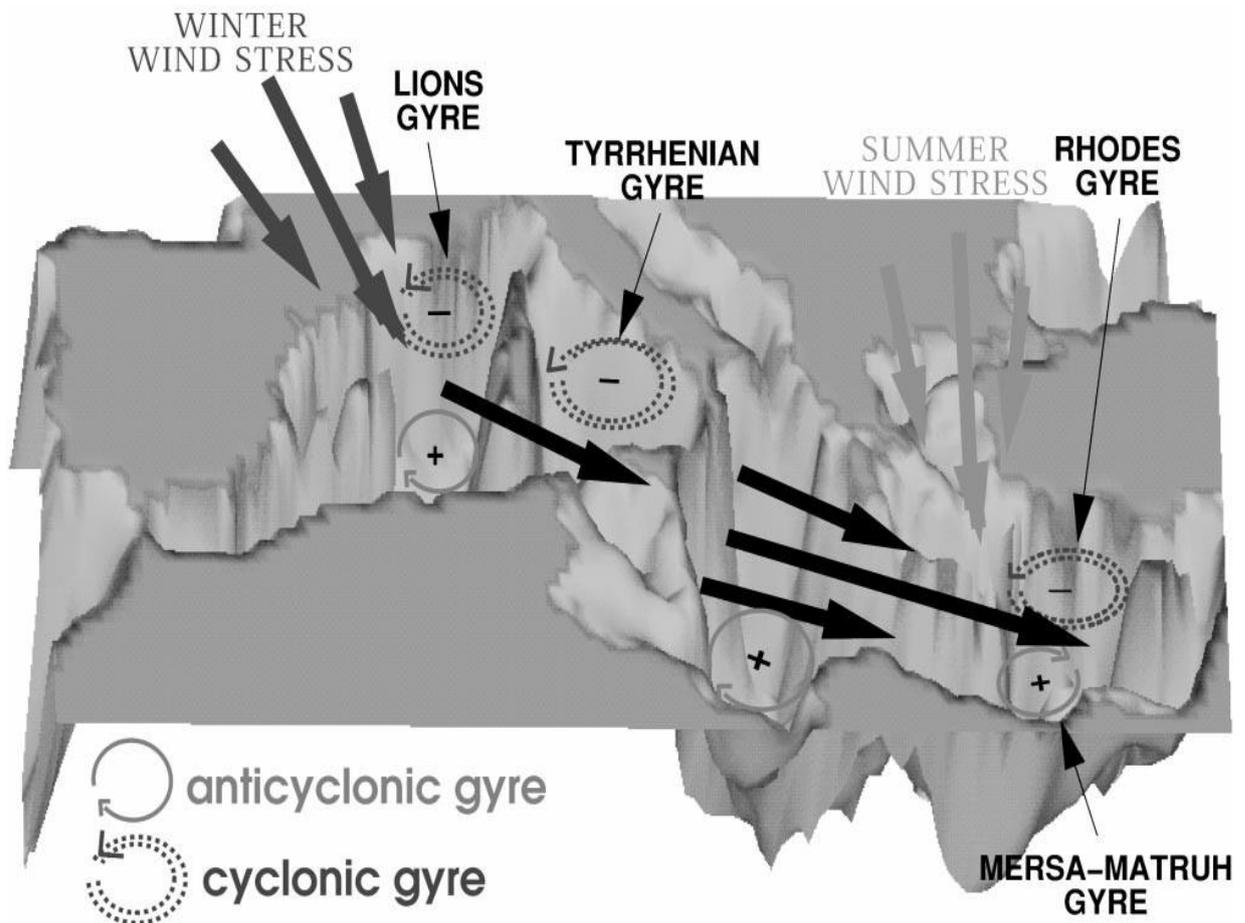


Figura 1.4 – Immagine schematica della circolazione guidata dal forzante ventoso durante il periodo invernale. Le frecce più spesse indicano la direzione del forzante ventoso alla superficie, in inverno. I *gyres* vengono rappresentati ai due lati dei venti. Da: Pinardi & Masetti, 2000.

L'effetto di questi due regimi ventosi si distribuisce lungo l'intero bacino che vede quindi ampi *gyres* ciclonici nelle aree settentrionali e anticiclonici nelle aree meridionali. Quanto appena descritto costituisce la circolazione superficiale.

A profondità intermedie (200-300m di profondità) e maggiori, la circolazione, che nasce dal *Rhodes gyre* (sito di formazione delle LIW; Fig. 1.10), è interessato da diverse ramificazioni (Pinardi & Masetti, 2000).

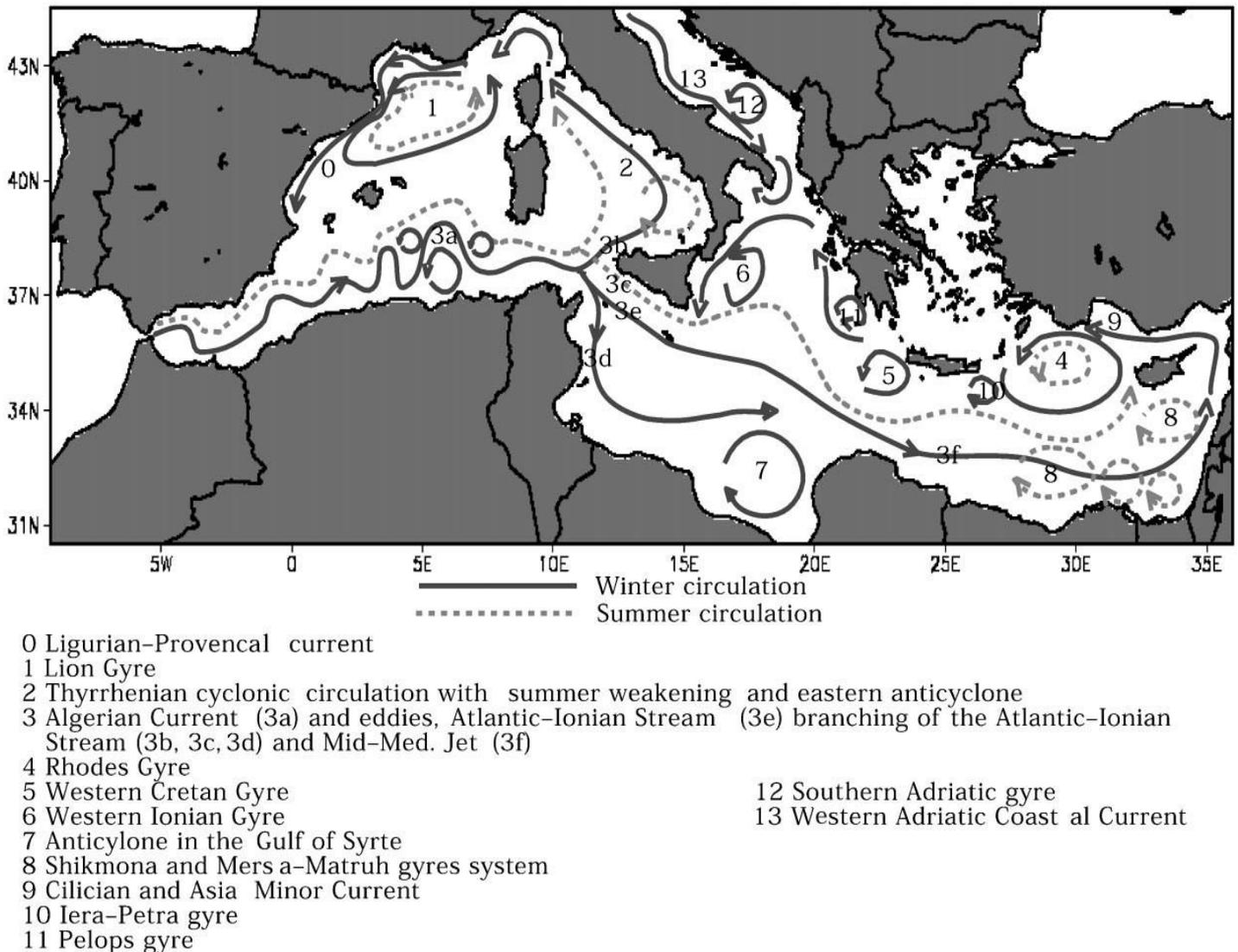


Figura 1.5 – Rappresentazione schematica delle correnti e *gyres* principali e, della loro variabilità stagionale. Da: Pinardi & Masetti, 2000.

1.2 Le caratteristiche della Circolazione termoalina

Le acque atlantiche superficiali (AW: *Atlantic Waters*: 50-100m di profondità), note anche come *Modified Atlantic Waters* (MAW), meno salate e più calde delle acque del Mediterraneo, una volta entrate nel bacino, vanno incontro dapprima ad evaporazione ed in seguito a rimescolamento con le acque sottostanti (per effetto di raffreddamento e perdita delle acque dolci), il che comporta un progressivo aumento di salinità man mano che si procede in direzione W – E. Passa difatti da 36.25 psu nello stretto di Gibilterra fino a 38.50 psu nel Mar di Levante (Fig. 1.6) (Pinardi et al.,2013; Zavatarelli & Mellor, 1995).

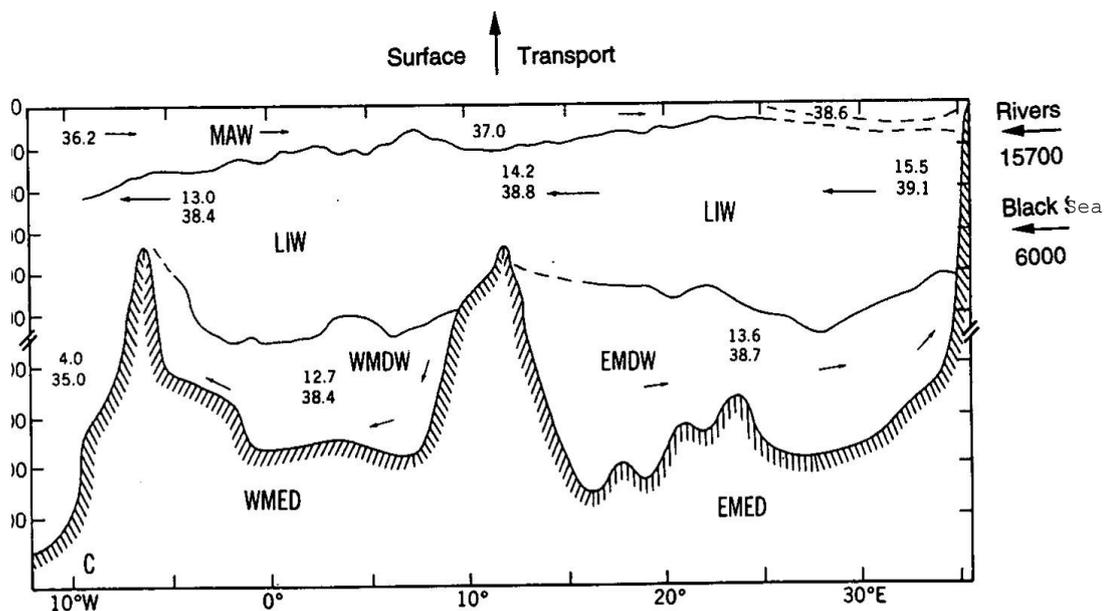


Figura 1.6 – Distribuzione schematica delle masse d'acqua del Mar Mediterraneo (adattata da Hopkins nel 1985). Viene inoltre riportato il bilancio di acque dolci. L'unità di misura di riferimento è il $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$. Il valore $90700 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ è equivalente alla rimozione di 1.13 m yr^{-1} di acqua dolce. Da: Zavatarelli & Mellor, 1995.

Queste acque, durante l'intero tragitto verso l'EMED (Fig. 1.7), soltanto nella stagione estiva, presentano un minimo di salinità al di sotto della superficie; esso si colloca a 20 m. circa di profondità nel WMED, raggiunge i 50 m. nell'EMED fino al *Cretan Passage* e, scompare nel Mar di Levante.

Il minimo di salinità è una chiara traccia dell'origine atlantica di queste acque (Zavatarelli & Mellor, 1995).

Figura 1.7 – Circolazione delle *Modified Atlantic Waters* (MAW) nel WMED. Da Zavatarelli & Mellor, 1995.

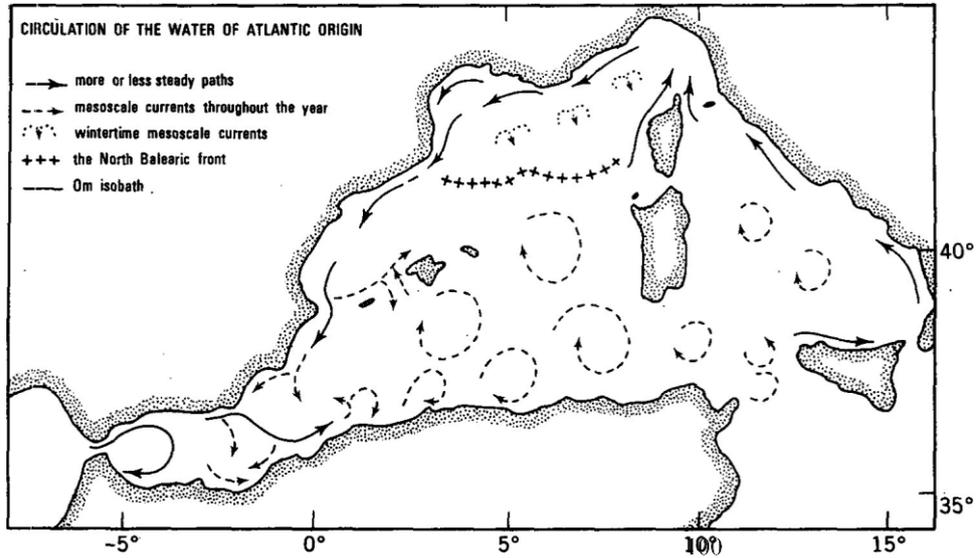
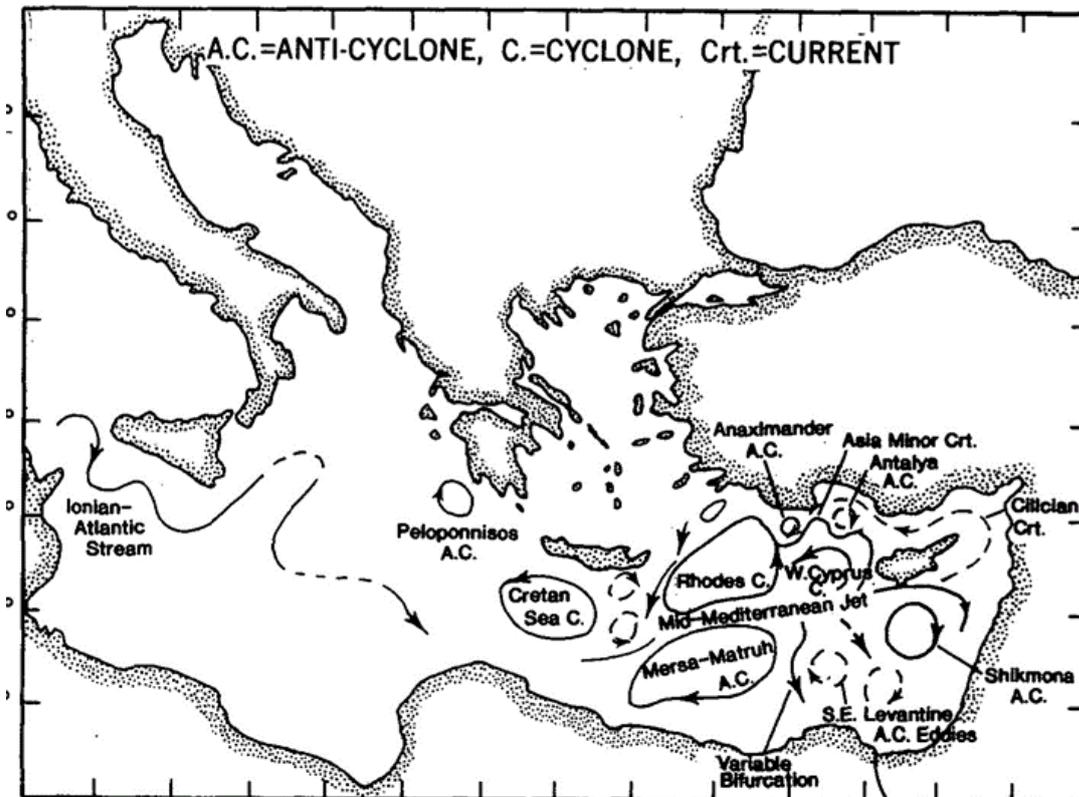


Figura 1.8 – Circolazione delle Modified Atlantic Waters (MAW) nell'EMED e successiva trasformazione in Levantine Intermediate Waters (LIW). Da Zavatarelli & Mellor, 1995.



La circolazione delle *Modified Atlantic Waters* (MAW) prosegue in direzione EST passando per numerosi gyres e correnti (Fig. 1.5, 1.7, 1.8); tra questi hanno maggior peso i seguenti:

- I gyres occidentale ed orientale del Mare di Alboran.
- Il gyre del Golfo del Leone.
- La *Western Mid-Mediterranean Current* (WMMC).
- La *Southerly Sardinia Current* (SSC).
- La *Middle Tyrrhenian Current* (MTC).

La *Southerly Sardinia Current* (SSC) è la corrente più intensa del Mediterraneo Occidentale (WMED) e, la connessione con l'*Algerian Current*, la rende il flusso più ampio dell'intero bacino. Proseguendo verso Est, oltre il Canale di Sicilia, fino a toccare le coste turche, troviamo (Fig. 1.5, 1.8):

- *Il Rhodes cyclonic gyre*.
- La *Sicily Strait Tunisian Current* (SSTC).
- L'*Atlantic Ionian Stream* (AIS).
- *Il Sirte Gyre* (SG).
- *Il Mid Mediterranean Jet* (MMJ).
- *L'Asia Minor Current*.
- *Il Cretan gyre* (a sud di Creta).

La circolazione medio-profonda (200-300m di profondità; Fig. 1.2) inizia laddove si conclude la circolazione superficiale e, coincide col sito di formazione delle LIW, che percorreranno a ritroso il Mediterraneo fino ad uscirne attraverso lo Stretto di Gibilterra, completando, così facendo, il bilancio di acqua e calore (Pinardi et al., 2013).

Le Acque Levantine Intermedie occupano gli strati intermedi del bacino (200-500 m.), si formano in corrispondenza del *Rhodes cyclonic gyre*, nella parte nord-ovest del bacino del Mar di Levante (area Rodi-Cipro). In estate, la superficie di questo bacino è coperta da una massa d'acqua calda e salata, denominata anche *Levantine Surface Water (LSW)*. In inverno, tra febbraio e marzo, all'interno del *Rhodes cyclonic gyre*, la diminuzione di temperatura (dovuta a raffreddamento ed evaporazione) aumenta la densità delle *Modified Atlantic Waters* provenienti dal WMED ed entrate in contatto con le LSW, causandone lo sprofondamento ed il rimescolamento con le acque sottostanti (Lascaratos et al., 1999).

Lascaratos (1999) scoprì inoltre che nel Mar di Levante, le acque dense intermedie si formano soltanto in aree di circolazione ciclonica, nella fattispecie, prevalentemente in corrispondenza del *Rhodes cyclonic gyre*. Lo stesso accade nel Golfo del Leone e nel Sud dell'Adriatico (Lascaratos et al., 1999). Ciononostante, la genesi della LIW va ad interessare ulteriori zone del Mar di Levante; ad esempio la sua porzione nord, esattamente nel centro del *Rhodes Gyre*, come accadde nel 1992, oppure la sua zona meridionale o ancora, il sud del Mar Egeo (Wust, 1961; Morcos, 1972). Nittis e Lascaratos (1998) hanno convenuto che quanto appena descritto fosse il risultato della variabilità inter-annuale del forzante atmosferico al di sopra di quest'area.

Si è potuto oltretutto constatare come durante inverni particolarmente rigidi, l'area di formazione delle LIW, si estenda per l'intero bacino del Mar di Levante. Wu e Haines (1998) scoprirono inoltre che il rimescolamento zonale delle LIW, indirettamente, contribuisce al bilancio di salinità delle acque profonde, sia nell'Adriatico che nel Golfo del Leone (Pinardi & Masetti, 2000). L'intervallo di profondità alla quale vediamo correre verso ovest, le neo-formatesi Acque Levantine Intermedie, varia a seconda del bacino nel quale ci troviamo:

- 300 - 700m di profondità nel Mediterraneo Occidentale (WMED).
- 200 - 400m di profondità nel Mediterraneo Orientale (EMED).

Al momento della loro formazione, mostrano alti valori di salinità (39.10 psu) che diminuisce leggermente lungo il percorso verso Gibilterra (S=38.70 psu nel Canale di Sicilia), dove avverrà il deflusso nell'Atlantico. La temperatura è in media pari a 15-16 °C (Zavatarelli & Mellor, 1995).

Per quanto riguarda il percorso seguito (Fig. 1.9), viene indicato come preferenziale il tragitto verso sud, lungo il Golfo della Sirte, all'interno dell'*anticyclonic Sirte gyre (SG)*.

Nel Mediterraneo Orientale (EMED) esiste una differenza stagionale nell'origine del flusso delle Acque Levantine Intermedie (LIW) che migrano verso il Mediterraneo Occidentale (WMED). In inverno, le correnti a nord e a sud del Mar Ionio si uniscono convergendo verso il sud della Sicilia, costituendo un *outflow* che tuttavia torna indietro, perché catturato dal *gyre* anticiclonico nel *Cretan Passage*. In estate il flusso lungo la costa orientale della Sicilia si indebolisce, i *gyres* del *Cretan Passage* e dello Ionio centrale si connettono e le LIW escono dal Mar di Levante passando direttamente dal *Cretan Passage* fino al Canale di Sicilia (Zavatarelli & Mellor, 1995). In particolare, vengono trasportate dalla corrente occidentale del Canale di Sicilia; ossia una ramificazione della corrente sud-occidentale del *Sirte gyre* (SG) (Pinardi et al., 2013).

Una volta dentro il Mediterraneo Occidentale (WMED), la corrente fluisce ciclonicamente, attorno al *South-Western Tyrrhenian Gyre* (il SWTG è uno dei tre principali *gyres* ciclonici del Mar Tirreno) il quale, unendosi a *gyres* secondari, trasporta le LIW attraverso il *Corsica Strait* (stretto di mare che separa Sardegna e Corsica) e all'interno dell'*Algerian Basin*, passando per il *Sardinia Channel* (Pinardi et al., 2013). Si ha quindi una biforcazione: in direzione nord verso il Golfo del Leone e in direzione ovest verso lo Stretto di Gibilterra, passato il quale, correndo a di sotto delle *Modified Atlantic Waters* (MAW), si immetterà nell'Atlantico (Fig. 1.9a, 1.9b).

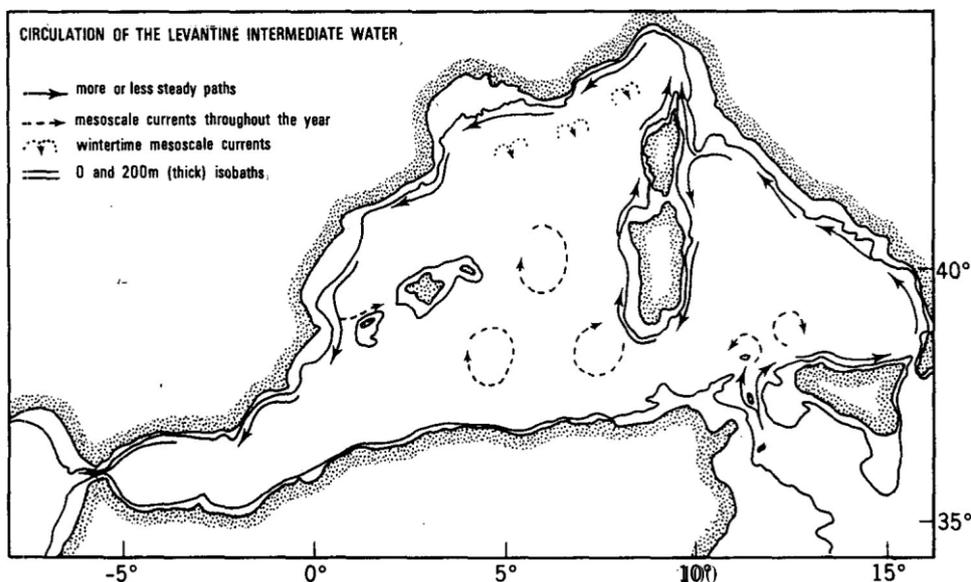


Figura 1.9a

Figure 1.9a (sopra) , 1.9b (sotto) – Rappresentazione della circolazione delle *Levantine Intermediate waters* (LIW). Fig. 1.9a da: Zavatarelli & Mellor, 1995; Fig. 1.9b. Da: Pinardi & Masetti, 2000.

Levantine Intermediate Water (LIW) circulation

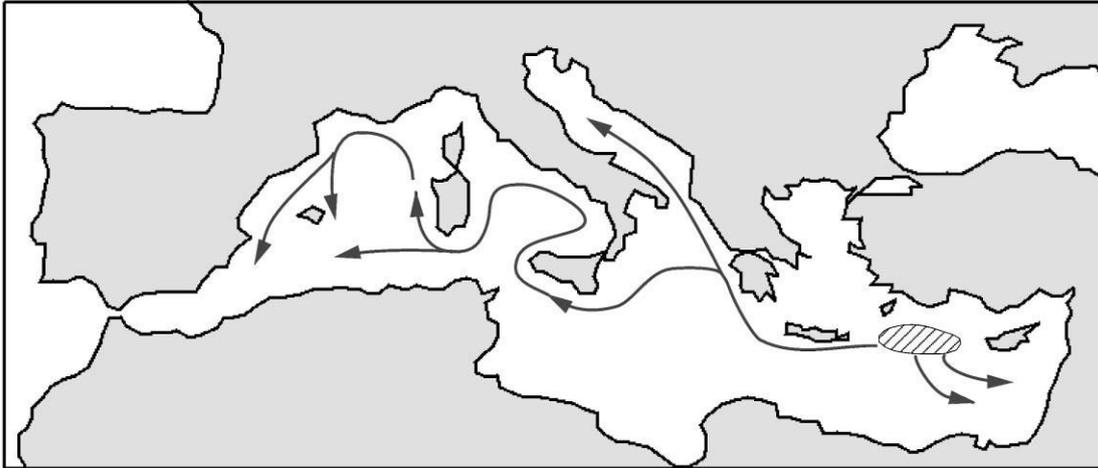


Figura 1.9b

In definitiva il percorso delle *Levantine Intermediate Waters* (LIW) (Fig. 1.9a, 1.9b):

- Nel Mediterraneo Orientale (EMED), oltrepassato il *Cretan Passage*, segue essenzialmente un tragitto dominato dalle correnti del lato sud-ovest del *Sirte gyre* (SG).
- Nel Mediterraneo Occidentale (WMED) si snoda in due direzioni come descritto sopra.

1.3 Formazione delle acque profonde del Mediterraneo

Le acque profonde che si generano nel bacino del Mediterraneo si distinguono in *Western Mediterranean Deep Waters* (WMDW) e *Eastern Mediterranean Deep Waters* (EMDW). Sono separate dal Canale di Sicilia (500m di profondità nel punto più profondo) che ne impedisce il *mixing*.

Nel Mediterraneo Occidentale (WMED), le acque profonde si formano quasi esclusivamente nel Golfo del Leone, durante la stagione invernale, a causa di un eccesso nei processi di evaporazione e raffreddamento (fino a 1000 W m^{-2} e oltre di calore, persi in pochi giorni). I moti convettivi da cui hanno origine queste acque dense si verificano per la breve presenza di forti venti di Maestrale (venti freddi e secchi provenienti dal nord) che causano lo

sprofondamento ed il rimescolamento delle fredde e salate acque superficiali, a profondità di 1200-1500m.

La massa d'acqua risultante presenta una temperatura di circa 12.70 °C ed una salinità di 38.40 psu. (Lascaratos et al., 1995; Zavatarelli & Mellor, 1995). L'area di formazione varia da alcune decine a più di 100km di diametro e, 2000m circa di profondità (Fig. 1.2, 1.10).

Le acque profonde del Mediterraneo Orientale (EMDW) si formano principalmente nel sud del Mare Adriatico; una ridotta massa di acque profonde si genera anche nella sua area settentrionale. Il processo è il seguente: in inverno, le acque superficiali dell'Adriatico meridionale divengono più dense per effetto di raffreddamento ed evaporazione indotti da fenomeni di Bora. Le acque dense così formatesi percorrono la costa ovest dell'Adriatico, da nord a sud, dopodiché vanno incontro a rimescolamento ed immagazzinamento, in profondità, nell'area della *Jabuka Pit depression*. Le *Adriatic Deep Waters* (ADW) che costituiscono le *Eastern Mediterranean Deep Waters* (EMDW), una volta oltrepassato l'*Otranto Strait*, hanno una temperatura pari a 13 °C e una salinità di 38.65 psu. Si espandono quindi lungo gran parte delle aree più profonde del Mar Egeo e del Mar di Levante in seguito; qui, i valori di salinità e temperatura sono piuttosto omogenei: 13.3 °C e 38.66 psu (Lascaratos et al.,1999). Come mostrato in figura 1.2 e 1.10, le EMDW appena discusse, sono interessate da una fase di *upwelling*: essa inizia nella porzione orientale del Mar Ionio e si conclude nell'est del Mar Adriatico, dove le acque profonde raggiungono la superficie (Zavatarelli & Mellor, 1995).

E' appurato che le acque profonde si generino solamente in inverno; ciononostante la Circolazione termoalina risulta piuttosto costante durante tutto l'anno.

La figura 1.10 mostra inoltre altre aree di formazione di acque profonde, ossia il Mar Egeo e il Mare Balearico settentrionale. Si possono infine osservare processi di *upwelling* nelle zone corrispondenti alla costa sud della Sicilia e al bacino del Mar di Levante (Zavatarelli & Mellor, 1995).

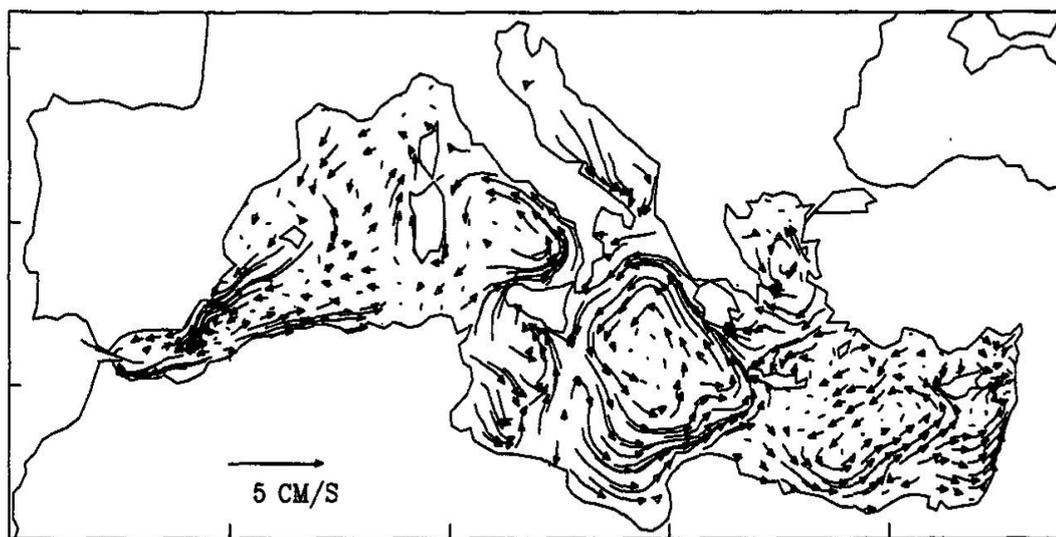


Figura 1.10 – Rappresentazione, nel mese di febbraio, di traiettoria e velocità delle acque profonde del Mediterraneo (WMDW). Da: Zavatarelli & Mellor, 1995.

Per quanto riguarda salinità e temperatura registrati alla superficie, i valori cambiano a seconda della stagione di riferimento e del bacino nel quale ci troviamo:

In inverno, la temperatura delle acque superficiali è di 13 °C circa nel Mediterraneo Occidentale (WMED) e di 18 °C circa nel Mediterraneo Orientale (EMED).

In estate, l'intervallo di temperature superficiali va da 20 a 30 °C, con valori tendenzialmente maggiori nel WMED.

In inverno, la salinità delle acque superficiali raggiunge i 37 psu nel WMED e i 39 psu nell'EMED.

In estate, nel WMED, la salinità non cambia sensibilmente mentre nell'EMED può aumentare di 0.4 psu (Zavatarelli & Mellor, 1995).

1.4 L'*Eastern Mediterranean Transient* (EMT)

Tra la fine degli anni 80' e i primi anni 90' ebbe luogo un evento climatico estremamente influente, noto come *Eastern Mediterranean Transient* (EMT), che mostrò il contributo, fino ad allora trascurato, del Mar Egeo nella formazione delle *Eastern Mediterranean Deep Waters* (EMDW) (Pinardi et al., 2013). L'episodio in questione vide un netto cambiamento nella circolazione su larga scala del Mediterraneo Orientale (EMED), dovuto all'afflusso di un enorme volume d'acqua proveniente dal Mar Egeo; questo diede avvio all'*Eastern Mediterranean Transient* (EMT) (Roether et al., 2007).

Il Mare Adriatico è sempre stato ritenuto la principale fonte di acque profonde del Mar Ionio, del Mar di Levante ed in generale dell'intero bacino orientale del Mediterraneo; tuttavia a partire dal 1989, si è potuto osservare l'importante contributo di una seconda sorgente: il Mar Egeo. Quest'ultimo è stato infatti indicato come potenziale risorsa di acque dense (piuttosto salate e relativamente calde) intermedie e profonde, influenti soprattutto nell'area adiacente al *Cretan Arc*, nel Mediterraneo Orientale (Theocharis et al., 2002). Le masse d'acqua in questione sono:

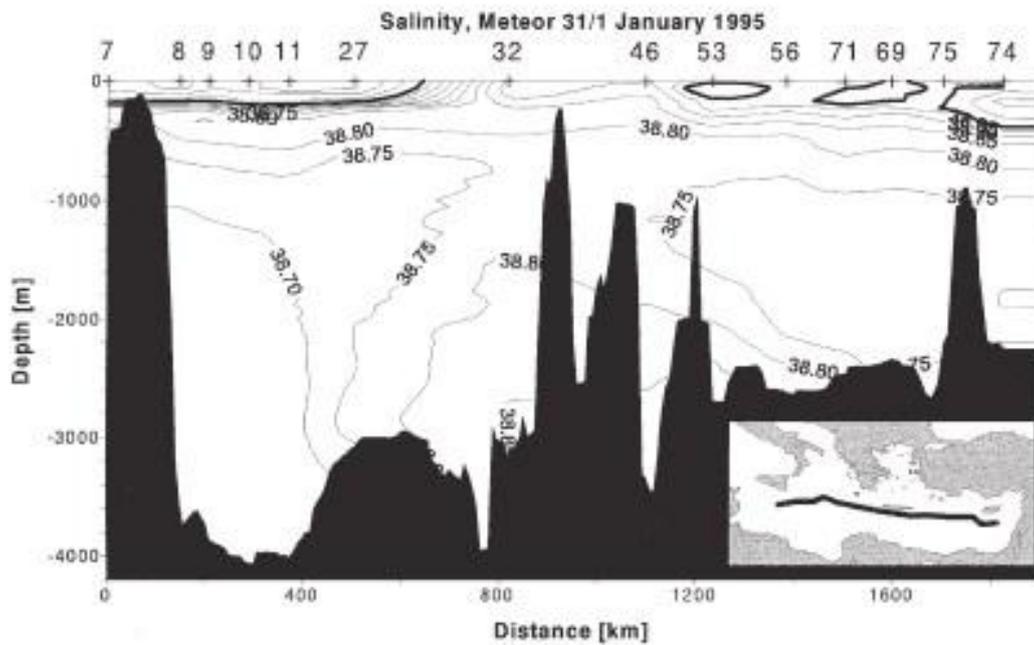
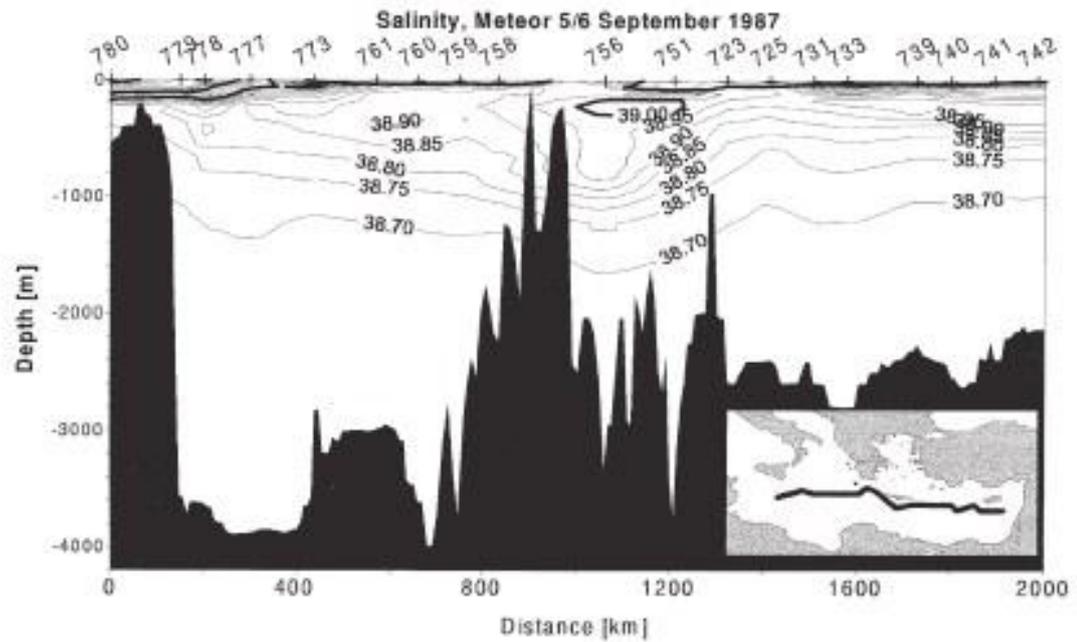
1. La *Cretan Deep Water* (CDW).
2. La *Cretan Intermediate Water* (CIW).

A partire dal 1988, il Mar Egeo sostituì il Mar Adriatico nella formazione delle *Eastern Mediterranean Deep Waters* (EMDW), in gran parte del Mediterraneo Orientale (EMED). Se ne ha un riscontro dai diagrammi T-S riportati in figura 1.12, che evidenziano una generale inversione di temperatura e salinità nei due bacini maggiormente interessati dall'EMT: il mar Ionio e il Mar di Levante.

Venne prodotta una grande quantità di acque particolarmente dense (fino a $\sigma_{\theta}=29.4$ di salinità) e profonde: le *Cretan Deep Waters* (CDW), che si diffusero negli strati ventilati collocati tra i 1500 e i 2500 m. di profondità (Fig. 1.11). Il deflusso di queste acque avvenne attraverso i *Cretan Arc Straits* orientali, in particolare tramite il *Kasos Strait* (ad est di Creta): da qui si propagarono verso ovest, lungo il *Cretan Slope*.

Nel 1995, proprio a causa della loro presenza, nell'*Hellenic Trench*, ad ovest dell'isola di Creta, si rilevarono alti valori di densità. Esse, in generale, presentavano una densità maggiore ($\sigma_{\theta} > 29.2$) rispetto a quella delle EMDW preesistenti ($\sigma_{\theta}= 29.18$ ca.).

Figura 1.11 - Sezione di salinità lungo il Mediterraneo Orientale nel 1987 (sopra) e nel 1995 (sotto). Da: Lascaratos et al., 1999.



Nell' 87', si sono osservate *Cretan waters* relativamente calde e salate, denominate poi *Cretan Intermediate Waters* (CIW) (con $\sigma\theta=29.16$ ca.), situate al di fuori dei *Cretan Arc Straits* e a sud dell'isola di Creta, tra i 700 e i 1100m di profondità (Fig. 1.11). Prima dell'*Eastern Mediterranean Transient* (EMT), le *Cretan Intermediate Waters* (CIW) si collocavano al di sotto delle *Levantine Intermediate Waters* (LIW); mentre dal 90' circa, costituirono uno strato di acqua meno denso (acque più calde e salate rispettivamente 14.4 °C e $\sigma\theta=29.1$ ca.) e quindi al di sopra di quest'ultime.

Le neo-formatesi CIW defluirono dall'Egeo, soprattutto attraverso l'*Antikithira Strait* (a ovest del *Cretan Arc*) e, intorno al 91', si distribuirono su gran parte del Mar Ionio (Fig. 1.12a) alle stesse profondità delle Acque Levantine Intermedie (LIW), toccando in seguito anche il Mar Adriatico (Theocharis et al., 2002; Lascaratos et al. 1999; Roether et al., 2007).

La porzione di *Cretan Deep Water* (CDW) depositata nel *Cretan Passage* nelle prime fasi dell'EMT, andò invece a ricoprire l'intero fondale dal bacino del Mar di Levante, passando per l'*East Mediterranean Ridge*, a sud di Creta. Se quindi l'area del *Rhodes gyre* inizialmente costituiva la fonte delle LIW, in seguito, nel 1987, 1989, 1990, 1992 e 1995, divenne il sito di formazione di acque ben più dense di queste ultime ($29.16 < \sigma\theta < 29.25$) e delle EMDW (Fig. 1.12b). Per quanto riguarda il Mar Ionio, le CDW, si spinsero fino al Canale di Sicilia e Otranto (Theocharis et al., 2002; Roether et al., 2007).

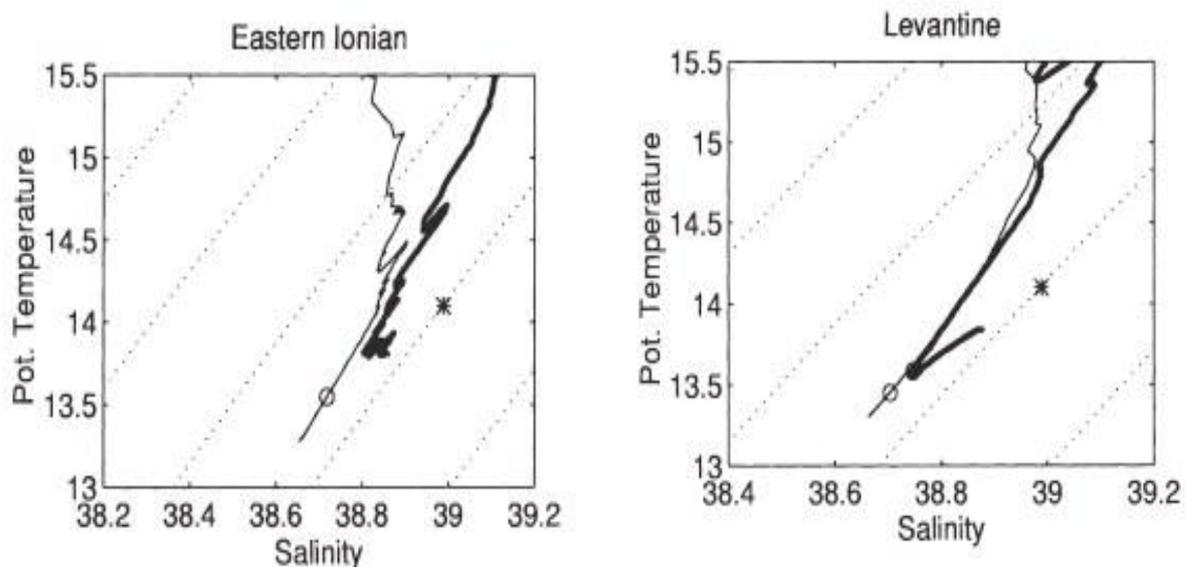


Figura 1.12 - Diagrammi T/S per il 1987 (linea sottile) e per il 1995 (linea grossa), per il Mar Ionio orientale (1.12a) e per il Mar di Levante (1.12b). Da: Lascaratos, et al., 1999.

L'*Eastern Mediterranean Transient* (EMT) viene in definitiva descritto come il repentino cambiamento nella dinamica e nell'intensità dei regimi convettivi del Mediterraneo Orientale (EMED), tra la fine degli anni 80' e i primi anni 90'; ciò scatenò l'effetto cardine di questo fenomeno: la maggior parte delle acque profonde ed intermedie dell'EMED, durante l'EMT, provenivano dal Mar Egeo, che andò quasi del tutto a sostituire il contributo del Mare Adriatico.

Le possibili cause dell'*Eastern Mediterranean Transient* si ritiene siano:

- Una redistribuzione della salinità (Klein et al., 1999);
- I cambiamenti nel forzante atmosferico locale combinato a variazioni di lungo periodo della salinità (Theocharis et al., 1999a; Lascaratos et al., 1999);
- I cambiamenti nei modelli di circolazione dovuti a blocchi al moto di acque come le LIW (Malanotte-Rizzoli et al., 1999);
- Le variazioni nell'afflusso di acque dolci provenienti dal Mar Nero (Zervakis et al., 2000).

Gli effetti ancora evidenti sono molteplici, tra questi vi sono:

- Temperatura e salinità di acque intermedie e profonde nel Mediterraneo Occidentale (WMED), in netto accrescimento. In realtà questo fenomeno ha avuto inizio a partire dai primi anni 50' ma, dopo l'85', con l'EMT, ha subito un'accelerazione (Schroeder et al., 2008);
- La produzione, durante l'inverno 2004/2005, estremamente rigido e secco, di un'importante volume di acque profonde, in un'area compresa tra il Golfo del Leone e il bacino catalano. Questo evento è stato attribuito alla formazione di nuove acque profonde caratterizzate da salinità e temperatura particolarmente elevate. (Schroeder et al., 2008);
- Particolare aumento della salinità nel Mar Ionio occidentale (Roether et al., 2007).

1.5 Il *Western Mediterranean Transient* (WMT)

L'inverno 2004/2005, considerato una delle dirette conseguenze dell'*Eastern Mediterranean Transient* (EMT), segna l'inizio di un secondo fenomeno: il *Western Mediterranean Transient* (WMT). Esso ha portato a importanti cambiamenti in temperatura e salinità nel Mediterraneo Occidentale (WMED). La causa sembra essere l'insieme di intensi eventi di convezione delle acque profonde durante gli inverni 2004/2005 e 2005/2006. Nel secondo anno, meno rigido del primo, è stata interessata principalmente la zona del bacino ligure, portando alla formazione di *Western Mediterranean Deep Waters* (WMDW) più calde e salate di quelle osservate l'inverno precedente nella zona compresa tra Golfo del Leone e bacino catalano. Le cause di questo risvolto sembra siano state: l'elevata salinità delle *Levantine Intermediate Waters* (LIW) e gli alti valori di salinità delle *Atlantic Waters* (AW) (Schroeder et al., 2008; Zunino et al., 2012). In accordo con Schroeder et al. (2008), il volume di acque profonde formatesi negli inverni 2004-2005 e 2005-2006, ammonta a $1.5 \times 10^{14} \text{ m}^3$. Prima che si verificasse il WMT, lo scenario nel Mediterraneo Occidentale (WMED) si è evoluto nel modo seguente: le acque intermedie, occupate dalle LIW, hanno visto un sostanziale aumento della sola salinità, soprattutto nella seconda metà del ventesimo secolo. Per quanto riguarda la temperatura infatti, l'intenso *uplifting* di acque fredde e profonde verso gli strati superficiali, ha causato il raffreddamento degli strati intermedi, e ha portato quindi alla mancanza di significative tendenze di temperatura. Lo stesso è accaduto per le *Atlantic Waters* (AW). Al contrario, le *Western Mediterranean Deep Waters* (WMED), sempre nella seconda metà del ventesimo secolo, hanno mostrato un aumento quasi costante sia della salinità che della temperatura (Schroeder et al., 2012). A partire dall'inverno 2004/2005 si sono verificati diversi cambiamenti nella colonna d'acqua del Mediterraneo Occidentale, indicati in seguito come parte del *Western Mediterranean Transient* (WMT). Nel 2004 gli strati intermedi delle *Levantine Intermediate Waters* (LIW) hanno raggiunto valori di temperatura e salinità mai registrati prima (13.5 °C e 38.6 psu rispettivamente) per poi diminuire bruscamente fino a minimi storici nel 2006 (12.95 °C e 38.49 psu), quando le preesistenti acque profonde (WMDW) sono risalite lasciando posto alle più fredde ma meno salate (quindi meno dense) acque profonde generate nel 2004 – all'inizio del WMT-. Gli strati profondi, nel 2006, sono per questo sensibilmente aumentati sia in temperatura che in salinità (12.85-12.88 °C, 38.455-38.47; Schroeder et al., 2008), cosa che ha portato all'ottenimento, nel diagramma T-S delle acque del Mediterraneo Occidentale, di un caratteristico profilo ad "uncino" (o *hook*), nella ragione corrispondente ai *bottom layers* (Fig. 1.13b) (Schroeder et al., 2008; Zunino et al., 2012).

Le dinamiche avute luogo possono essere riassunte nel modo seguente: inizialmente, nelle prime fasi del *Western Mediterranean Transient* (WMT), nel 2004, le acque profonde particolarmente calde e salate, con valori di densità maggiori dei massimi registrati nello stesso anno, sono scese fino agli strati più profondi (*bottom layers*), causandone l'aumento di temperatura e di salinità osservato nel 2006. Le *Western Mediterranean Deep Waters* (WMDW) residenti nei *bottom layers*, con densità inferiore a quella delle neo-formatesi acque, scese in profondità, sono quindi risalite, causando, nel 2006, la diminuzione di temperatura e salinità degli strati intermedi, come indicato dai profili di temperatura e salinità riferiti alle LIW (Fig. 1.13b). Le acque atlantiche superficiali (AW), prima del WMT, nel 2004, sono aumentate in salinità e diminuite in temperatura, probabilmente a causa degli intensi e freddi venti settentrionali ai quali è inoltre associabile un aumento del tasso di evaporazione. Le AW mostrano la medesima tendenza anche dopo il WMT, nel 2006; si ritiene che il motivo sia la sopracitata risalita delle acque profonde (WMDW) più fredde e meno salate (Zunino et al., 2012; Schroeder et al., 2010).

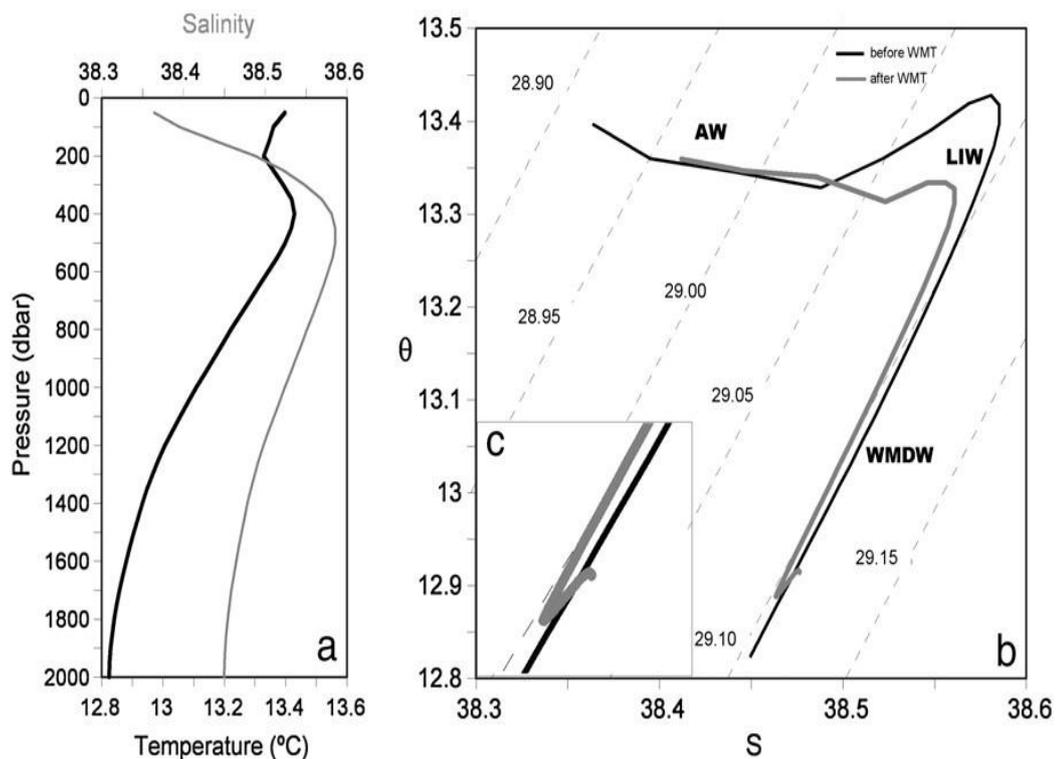


Figura 1.13 - a) Tipici profili verticali di temperatura (linea nera) e salinità (linea grigia) del Mediterraneo Occidentale. b) Diagramma T-S nel WMED, prima del WMT (linea nera, dati del 2004) e dopo (linea grigia, dati del 2007). Da Zunino et al., 2012.

Le cause delle tendenze appena descritte possono essere diverse:

- Le precipitazioni al di sopra dell'area del Mediterraneo nord-occidentale, nel periodo compreso tra il 2004 e il 2006, erano piuttosto scarse e, i venti settentrionali erano intensi oltre che persistenti; la combinazione di questi due fattori si pensa abbia portato ad un aumento della salinità superficiale (Font et al., 2007);
- I valori massimi di temperatura e salinità raggiunti negli strati intermedi, sono stati attribuiti alla propagazione dell'EMT da est a ovest del bacino del Mediterraneo (Gasparini et al., 2005; Lopez-Jurado et al., 2005; Schroeder et al., 2006);
- Durante la metà degli anni 90' non vi è stata formazione di acque profonde e questo potrebbe aver causato l'accumulo di calore e salinità negli strati intermedi del Mediterraneo nord-occidentale. Le temperature così maggiori potrebbero non aver innescato nulla negli strati sottostanti fino a quando, nell'inverno 2004/2005, il clima particolarmente rigido, ha evidentemente causato la perdita massiccia di calore (la più alta registrata dal 1948) nel Golfo del Leone e quindi indirettamente, la formazione di acque profonde molto calde e salate (Herrmann et al., 2010; Lopez-Jurado et al., 2005). Queste ultime, più dense delle "vecchie" acque profonde, avrebbero occupato lo strato più profondo, cosa che è stata registrata nella primavera del 2005, a nord-est di Minorca e, nel 2006 nell'intero bacino del Mediterraneo Occidentale (Lopez-Jurado et al., 2005; Schroeder et al., 2008; Zunino et al., 2012).

2. Dati e Metodi

I dati utilizzati in questo elaborato sono stati raccolti a partire da due fonti: la reanalisi condotta da Rixen et al. nel 2005 e la reanalisi di Fratianni et al. nel 2015, fornita dalla banca dati *Copernicus* (<http://www.copernicus.eu>), basate su simulazioni numeriche della circolazione generale del Mar Mediterraneo (Pinardi et al., 2013)

I dati utilizzati da Rixen et al. (2005) definiscono le serie temporali delle caratteristiche di temperatura e salinità del Mar Mediterraneo.

2.1 Dati e reanalisi di Rixen et al. (2005)

Per la realizzazione di uno studio climatologico, Rixen et al. (2005) si sono avvalsi delle ricerche condotte dal gruppo MEDAR (Maillard et al., 2005), che ha collezionato osservazioni di proprietà fisiche e biogeochimiche del Mar Mediterraneo e del Mar Nero sottoponendole ad un accurato controllo di qualità. La necessità di condurre una ricerca approfondita al fine di ottenere un quadro completo delle variabili dei campi di temperatura e salinità del Mar Mediterraneo in un così esteso arco temporale (1950-2000), nasce dalla sostanziale assenza di un chiaro *dataset* al riguardo e quindi dall'esigenza di realizzarne uno adeguato.

291209 profili di T e 124264 profili di S sono quindi stati rigorosamente controllati in accordo con standard internazionali prefissati per poi essere interpolati su 25 livelli verticali standard. La lavorazione di questi dati è stata condotta su di una griglia 0.2×0.2 tramite il VIM (*Variational Inverse Model*).

L'approccio appena descritto, statisticamente equivalente ad una analisi oggettiva, è ritenuto essere il più efficiente nel trattamento di osservazioni *in situ* irregolarmente distribuite nello spazio e nel tempo.

I dati relativi a distanze inferiori di 15 km dalle linee di costa o ad aree più superficiali di 50 m, sono stati eliminati per evitare distorsioni di rappresentazione.

In definitiva, Rixen ha considerato tutta la colonna d'acqua nel suo complesso (dalla superficie al fondo) ed anche i seguenti 3 strati rappresentativi delle principali masse d'acqua mediterranee sopra descritti (Fig. 2.1 e 2.2):

1. 0 – 150 m. di profondità; caratterizzato dal flusso delle acque dell'Atlantico.
2. 150 – 600 m.; contraddistinto dalle LIW (*Levantine Intermediate Waters*) originatesi nell'EMED, acque notoriamente calde e salate.
3. 600 – fondale; dove sono localizzate le acque profonde fredde e dense formatesi in WMED e EMED.

Figura 2.1

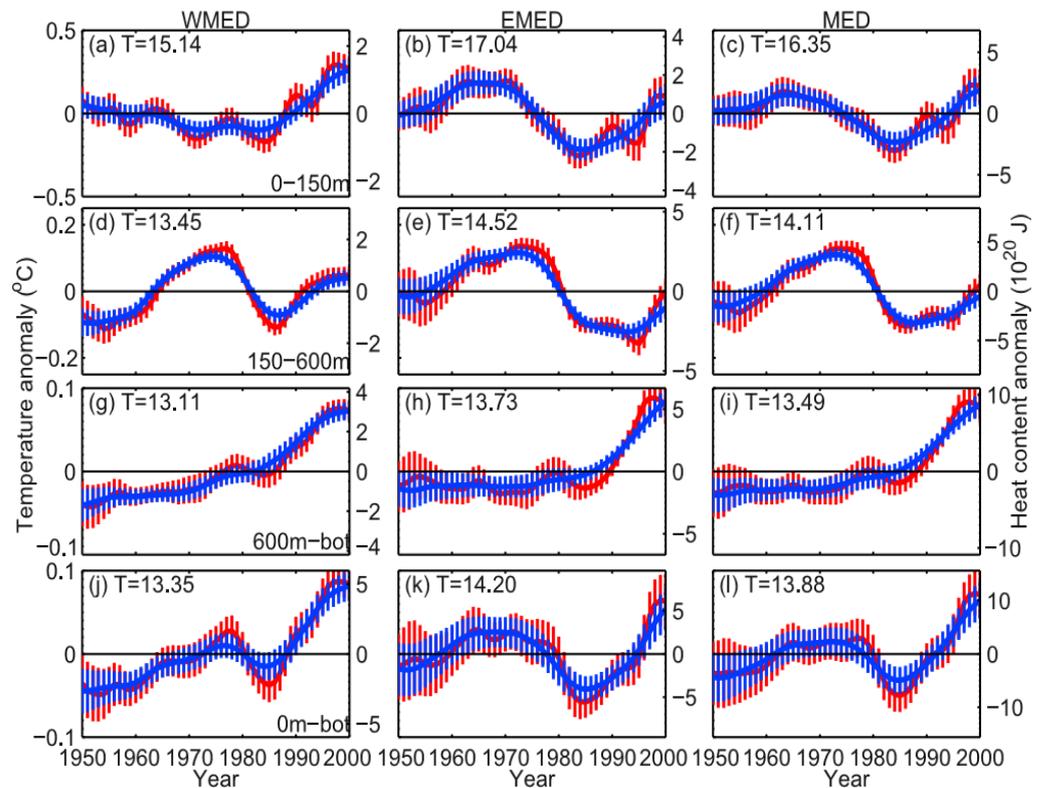
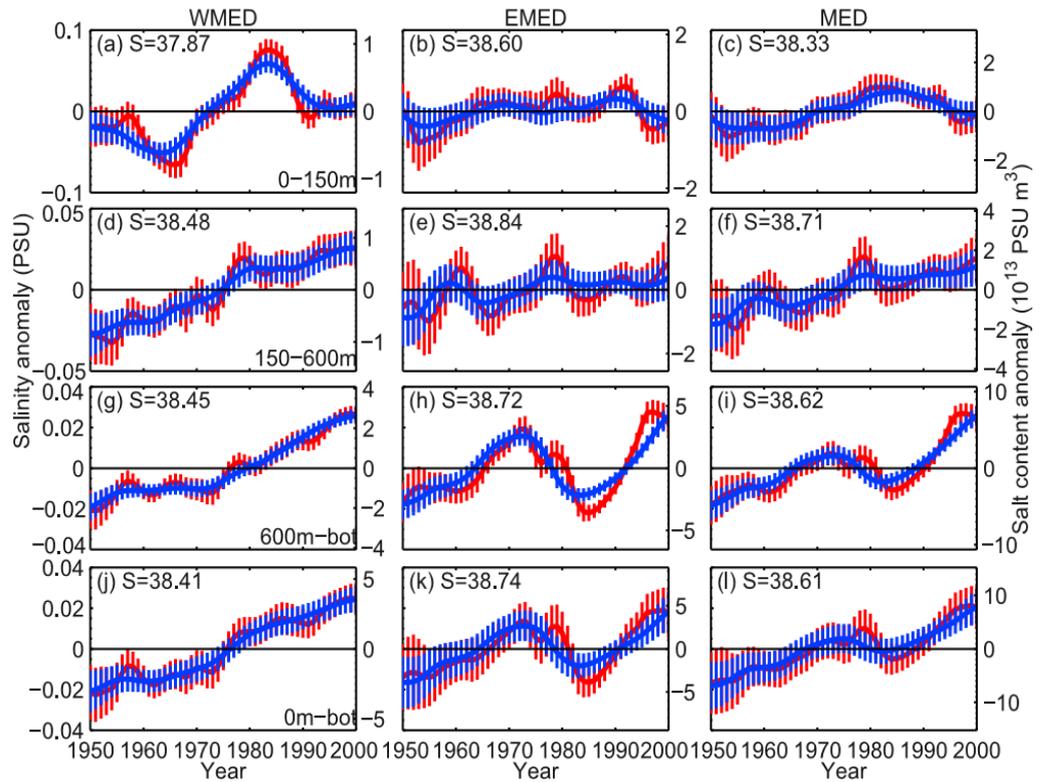


Figure 2.1-2.2 – Sono rappresentate le medie mobili delle anomalie ponderate, quinquennali (in rosso) e decennali (in blu), della **temperatura** (sopra - Figura 2.1) e della **salinità** (sotto - Figura 2.2), relative al periodo 1950 – 2000, per differenti aree del bacino (EMED, WMED e MED=intero Mediterraneo) e per differenti volumi d'acqua. Dall'alto al basso sono riportati i 4 diversi strati della colonna d'acqua presi in esame: 0 – 150, 150 – 600, 600 – fondale, 0 – fondale. Le barre verticali, una per ogni anno, rappresentano le deviazioni standard. Da: Rixen et al., 2005.

Figura 2.2



La ricerca di Rixen ha portato quindi ad un dataset di medie mobili di anomalie ponderate, per temperatura e salinità, relative al periodo 1950 – 2000.

Una volta ottenuti gli stessi dati utilizzati da Rixen, è stato possibile ricreare le serie temporali delle anomalie di temperatura e salinità, grazie all'uso del software di calcolo numerico ed analisi statistica Matlab©.

2.2 Dati e reanalisi di Fratianni et al. (2015)

La seconda fonte di dati utilizzata proviene dal programma Europeo *Copernicus*: un programma Europeo di osservazione della Terra, consistente in dati originati da simulazioni numeriche della circolazione generale del Mar Mediterraneo .

Per quanto riguarda le simulazioni numeriche del Mar Mediterraneo, il presente elaborato utilizza i dati di temperatura e salinità del bacino del Mediterraneo originati da simulazioni numeriche che hanno ricostruito lo stato fisico del Mar Mediterraneo,

nel periodo compreso tra gli anni 1955 e 2015 (Fратиanni et al., 2015), fornita dalla banca dati *Copernicus*, è rafforzata dal confronto dei risultati ottenuti con le osservazioni disponibili, gli ormai consolidati dati climatologici e le informazioni attuali sulla circolazione oceanica. La deviazione tra i dati acquisiti dai diversi dataset utilizzati dalla reanalisi da un lato e, i dati acquisiti dal dataset *SeaDataNet* dall'altro, su cui si concentra l'elaborato di Frатиanni et al. (2015), è quantificata in termini di RMSE (*Root Mean Square* = scarto quadratico medio o deviazione standard) e BIAS. Il primo fornisce una stima della precisione del modello mentre il secondo indica possibili errori sistematici nel modello di reanalisi, fornendo quindi una misura dell'attendibilità del dataset.

I prodotti della reanalisi utilizzati in questo elaborato sono (Fратиanni et al., 2015):

- Temperatura (T): l'RMSE (*Root Mean Square* = scarto quadratico medio o deviazione standard) e la BIAS della temperatura relativa ai dati in-situ raccolti dal sistema, sono riportate sotto forma di profili ponderati sull'intero volume (fino a 1000m) e su tutto il periodo di tempo preso in esame (1955-2015). L'RMSE calcolato lungo la colonna d'acqua è in media pari a 0.4 °C, con un picco a circa 30m di profondità (>0.9 °C). La BIAS mostra un picco positivo (0.2 °C ca.) nello strato superficiale e, valori negativi al di sotto dei 200m di profondità;
- Salinità (S): l'RMSE e le BIAS della salinità sono rappresentate come descritto sopra per la temperatura. Per quanto riguarda le osservazioni, l'RMSE lungo la colonna d'acqua, è in media pari a circa 0.11 psu, con un picco alla superficie (0.3 psu) dove i forzanti atmosferico e terrestre sono intensi, e con valori inferiori a 0.1 psu negli strati sottostanti. La BIAS è negativa nei primi 400m della colonna d'acqua e positiva al di sotto dei 200m di profondità;
- *Sea Level Anomaly* (SLA): questa variabile è essenziale ai fini dell'indagine anche se non direttamente utilizzata nell'elaborato. La deviazione standard di questo parametro (RMSE) oscilla tra i 3 e i 4.5 cm (media=3.7 cm circa).

Le simulazioni di reanalisi della circolazione generale del Mar Mediterraneo (*Mediterranean Sea Physical Reanalysis System – MED REA*) ottenute dall'implementazione del Modello NEMO, abbracciano un arco temporale di circa 60 anni (1955-2015). Esse si fondano inoltre su di uno schema di assimilazione di dati (*OceanVar*), il quale inserisce nel modello ed profili osservati in-situ di temperatura e salinità e dati relativi alla *Sea Level Anomaly* ottenuti dai satelliti.

La risoluzione orizzontale del modello è di circa 6-7 km mentre i livelli verticali sono 72 (Fratianni et al., 2015; Pinardi et al., 2013; Pinardi et al., 2015).

Il modello è forzato dai flussi di calore e acqua, ottenuti utilizzando dati AMIP (Cherchi e Navarra, 2007) e, inizializzati al 1° gennaio 1955. Il flusso di calore viene corretto proporzionalmente alla differenza con la temperatura superficiale del Mare (SST) simulata ed osservata (Pinardi et al., 2003). La SST osservata che è stata utilizzata è quella del *Met Office Hadley Centre SST (HadSST1)*.

Il flusso superficiale di acqua viene calcolato come la differenza tra evaporazione e precipitazione e scarico fluviale (*runoff*). L'evaporazione deriva dal flusso di calore latente mentre i dati relativi a precipitazione e *runoff* vengono forniti dai dataset a risoluzione temporale mensile; rispettivamente dal *Climate Prediction Centre Merged Analysis of Precipitation (CMAP)* (Xie and Arkin, 1997) e, dal *Global Runoff Data Centre dataset* (Fekete et al., 1999) affiancato dal *Raicich dataset* (Raicich, 1996).

L'assimilazione dei dati relativi all'elevazione della superficie del mare è stata condotta seguendo il metodo di Dobricic et al. (2005). I profili verticali di temperatura e salinità *in situ* sono raggruppati a partire da diverse tipologie di dati strumentali.

I dati in-situ sono archiviati in uno specifico formato e sono stati acquisiti a partire da diverse fonti: 1) L'infrastruttura europea *SeaDataNet (DG-Research-FP6)*; 2) Il dataset MEDAR-MEDATLAS che copre il periodo 1985-1999 (Maillard et al. 2005); 3) L'MFS (*Mediterranean Forecasting System*), ossia un'infrastruttura di osservazione, basata sui centri-dati *Enea* e *Coriolis*; 4) il dataset MyOcean.

Negli ultimi anni (primi anni 90' – primi anni 2000') si è notata una diminuzione del numero di osservazioni disponibili all'assimilazione nel modello, ai danni del dataset *SeaDataNet*, dovuta ad un *time-lag* tra le fasi di campionamento ed inserimento dei dati all'interno del suddetto dataset, ampiamente utilizzato nella reanalisi di Fratianni et al. (2015). Per arginare questa lacuna, è stato necessario un più largo uso delle osservazioni di due dei dataset sopra citati: MFS e MyOcean.

In questo elaborato, consistente nell'analisi fisica del Mar Mediterraneo, relativa al periodo 1955-2015, le coordinate di riferimento che delimitano lo spazio di studio sono le seguenti: dai 30.17° ai 45.9375 ° di latitudine NORD e, dai 6° di longitudine OVEST fino ai 36.25 ° di longitudine EST.

Durante la ricostruzione delle serie temporali delle anomalie di temperatura e salinità sul software Matlab©, si è inoltre provveduto ad eliminare la porzione di oceano e relativo volume d'acqua, corrispondente al Golfo di Biscaglia, non contemplato nella reanalisi.

L'estensione spaziale verticale va da 0 a -5500 m. (=72 livelli). La risoluzione spaziale è pari a 0.063×0.063 gradi. L'arco temporale va dal 1° gennaio 1953 al 31 dicembre 2015. La risoluzione temporale è dell'ordine dei mesi. Infine, le variabili selezionabili sono: temperatura potenziale (T) e salinità (S).

2.3 Metodo seguito

Per questo elaborato sono stati raccolti, dalla banca dati *Copernicus*, i dati relativi alle medie mensili di temperatura e salinità, ottenute dalla reanalisi della circolazione mediterranea, riferite all'intero bacino del Mediterraneo.

Si è poi eseguita una suddivisione del bacino nei 3 strati verticali considerati da Rixen et al (2005). E' stato inoltre necessario raccogliere i dati della *meshmask*, la quale fornisce valori pari a 0 o 1 a seconda che il punto preso in esame all'interno dell'intero campo di studio, corrisponda rispettivamente a terra o mare. Il campo di studio considerato equivale ad una matrice di dimensioni pari a $X=677$, $Y=253$, $Z=72$. Ogni singolo valore di temperatura e salinità, è quindi geo-referenziato dalle coordinate X, Y, Z.

I livelli, ottenuti a partire da *Copernicus*, sono 72 come indicato sopra e, ad ognuno corrisponde uno spessore e un intervallo di profondità del bacino, ben precisi (ad esempio il livello 22, spesso 13.31 m., va da 141.7 a 155.09 m. di profondità).

Si è quindi proceduto al calcolo delle medie ponderate mensili di temperatura e salinità, relative ad ogni strato e sottobacini considerati (vedi equazione 1).

Una volta ottenute le medie ponderate mensili, si sono ricavate le medie annuali (vedi equazione 1). L'intervallo di tempo considerato va dal 1955 al 2015; si contano quindi 61 medie ponderate annuali, una per ogni anno. Si sono quindi calcolate le medie mobili relative ad un periodo di 10 anni (o *runningmean*) (vedi equazione 2).

La media mobile ponderata qui utilizzata (*Weighted Moving Average*, WMA) consiste nel prendere, in un preciso arco di tempo, un certo numero di dati, ai quali è stata assegnata

un'importanza diversa, ossia un peso diverso e, nel calcolarne la media, sommandoli fra loro e dividendo per il numero totale di valori. Il peso di ogni dato è quantificato e moltiplicato per il valore del dato stesso. In questa indagine il peso di ogni dato è rappresentato dal volume d'acqua dello strato corrispondente.

A questo punto sono state calcolate le anomalie delle medie mobili: ovvero le deviazioni dalla media (di 60 anni) di ciascuna delle 61 medie mobili annuali. Si ricavano così 61 valori di anomalia. E' stata in seguito calcolata la deviazione standard delle suddette anomalie. I grafici sono stati strutturati seguendo il criterio di Rixen (Figura 3.1a, 3.1b).

Ai fini dell'elaborato si sono in seguito sovrapposte le anomalie riprodotte di Rixen con quelle realizzate a partire dai dati della reanalisi di Fratianni et al. (2015) (Fig. 3.5, 3.6).

Equazione 1 – equazione di calcolo delle medie ponderate.

$$T_{media} = \frac{\sum_{(i)} \sum_{(j)} \sum_{(k)} [T_{(i, j, k)} \cdot e1t_{(i, j)} \cdot e2t_{(i, j)} \cdot e3t_{(i, j, k)} \cdot Tmask_{(i, j, k)}]}{\sum_{(i)} \sum_{(j)} \sum_{(k)} [e1t_{(i, j)} \cdot e2t_{(i, j)} \cdot e3t_{(i, j, k)} \cdot Tmask_{(i, j, k)}]}$$

Con $e1t_{(i, j)} = \Delta x =$ longitudine, $e2t_{(i, j)} = \Delta y =$ latitudine, $e3t_{(i, j, k)} = \Delta z =$ spessore colonna d'acqua, $Tmask = 0$ o 1 a seconda che il punto geo-referenziato (i, j, k) preso in esame corrisponda a terra o mare rispettivamente.

Data una serie storica (y_t), con $t = 1, 2, \dots, T$, contenente i valori osservati di una variabile Y dal tempo 1 al tempo T , siano:

- m_1 il numero dei periodi precedenti a t ;
- m_2 il numero dei periodi successivi a t ;
- θ il peso da attribuire all' i -esimo valore osservato;

Si definisce media mobile al tempo t il valore:

$$mm_t = 1/k \sum \theta_i y_{t+i} \quad (\text{con } i = -m_1) \rightarrow \text{Equazione 2 - formula della media mobile (o runningmean).}$$

dove $k = m_1 + m_2 + 1$ è il periodo o ordine della media mobile, ed equivale al numero degli addendi.

3. Discussione dei dati ottenuti

3.1 Discussione risultati reanalisi di Rixen et al. (2005)

Analizzando nel dettaglio il grafico della figura 2.1a, nello strato superficiale del WMED, è evidente dapprima una lenta diminuzione della temperatura fino alla metà degli anni 80, e successivamente un suo significativo aumento. Nell'EMED, nel medesimo strato (Fig. 2.1b), si registra un forte raffreddamento tra il 1970 e la metà degli anni 80', ed un lento riscaldamento in seguito.

In entrambi i bacini si riscontra una diminuzione della temperatura, tra il 1991 ed il 1992, nelle curve relative alla finestra temporale dei 5 anni. La salinità (Fig. 2.2a) aumenta nel WMED a partire dalla metà degli anni 60' fino alla fine del 1980, quando diminuisce improvvisamente. Nell'EMED la salinità aumenta fino al 1992 (Fig. 2.2b), per poi diminuire subito dopo.

Nello strato intermedio (Fig. 2.1d, 2.1f), invece, la temperatura ha un andamento molto simile in entrambi i bacini. Il raffreddamento che interessa l'EMED intorno agli anni 80' è riconducibile alle anomalie atmosferiche al di sopra del Mediterraneo. La salinità aumenta molto più rapidamente nel WMED che nell'EMED (Fig. 2.2d, 2.2e).

Studi condotti nel 2002 dal CIESM hanno attribuito la diminuzione di T ed S registrata nell'EMED nei primi anni 90', all' *uplift* di EMDW meno salate e più calde manifestatesi durante il fenomeno dell'EMT.

Lo strato delle acque profonde mostra un aumento costante della temperatura in entrambi i bacini, con una crescita improvvisa negli ultimi 15 anni (Fig. 2.1g, 2.1h)

La salinità ha il medesimo andamento nel WMED mentre oscilla nell'EMED. Le tendenze di entrambe le variabili negli strati profondi del Mediterraneo Occidentale, sono stati collegati:

- all'effetto dei gas-serra di origine antropogenica (Béthoux et al., 1990);
- alla diminuzione delle precipitazioni avuta inizio negli anni 40' (Béthoux et al., 1998; Krahnmann & Schott, 1998);
- alla riduzione dell'afflusso di acque dolci dovuta all'azione dell'uomo (Rohling & Bryden, 1992).

L'EMT è inoltre responsabile del forte aumento di temperatura e salinità nell'EMED, nei primi anni 90' (Fig. 2.1h, 2.2h) (Theocharis et al., 1999).

Josey, (2003) ha notato un flusso di calore negativo avuto luogo nell' Egeo, nella metà degli anni 70'; si pensa possa aver comportato intensi processi di formazione di acque profonde, come suggerito dal marcato picco di salinità osservabile nello stesso periodo (Fig. 2.2h).

Nel Mediterraneo Occidentale, osservando le figure relative all'intero volume d'acqua (Fig. 2.1j, 2.2j 0 – bottom), si può constatare un incremento piuttosto lineare in temperatura e salinità. Al contrario, nel Mediterraneo Orientale, non si registrano tendenze a lungo termine significative: la variabilità è molto simile a quella osservata nel WMED ma, a causa di un andamento estremamente variabile, non è possibile trarre conclusioni solide

Nel periodo 1950 – 2000, l'intero Mediterraneo (Fig. 2.1i, 2.2i) ha visto un generale aumento di temperatura e salinità ($1.3-1.5 \times 10^{21}$ J e $1.4-1.6 \times 10^{14}$ m³). L'ultimo decennio (1990 – 2000) è stato probabilmente il più caldo di tutti gli ultimi 50 anni, per tutto il bacino del Mediterraneo (Luterbacher et al., 2004; Xoplaki et al., 2003).

3.2 Discussione risultati reanalisi di Fratianni et al. (2015)

I risultati di temperatura (Fig. 3.2a, 3.3a, 3.4a, 3.5a) e salinità (Fig. 3.2b, 3.3b, 3.4b, 3.5b) ottenuti dalla reanalisi di Fratianni et al. (2015) sono stati organizzati considerando differenti profondità (15-100-350-1000m) ed il confronto coi dati acquisiti dal dataset *SeaDataNet* (Fratianni et al., 2015).

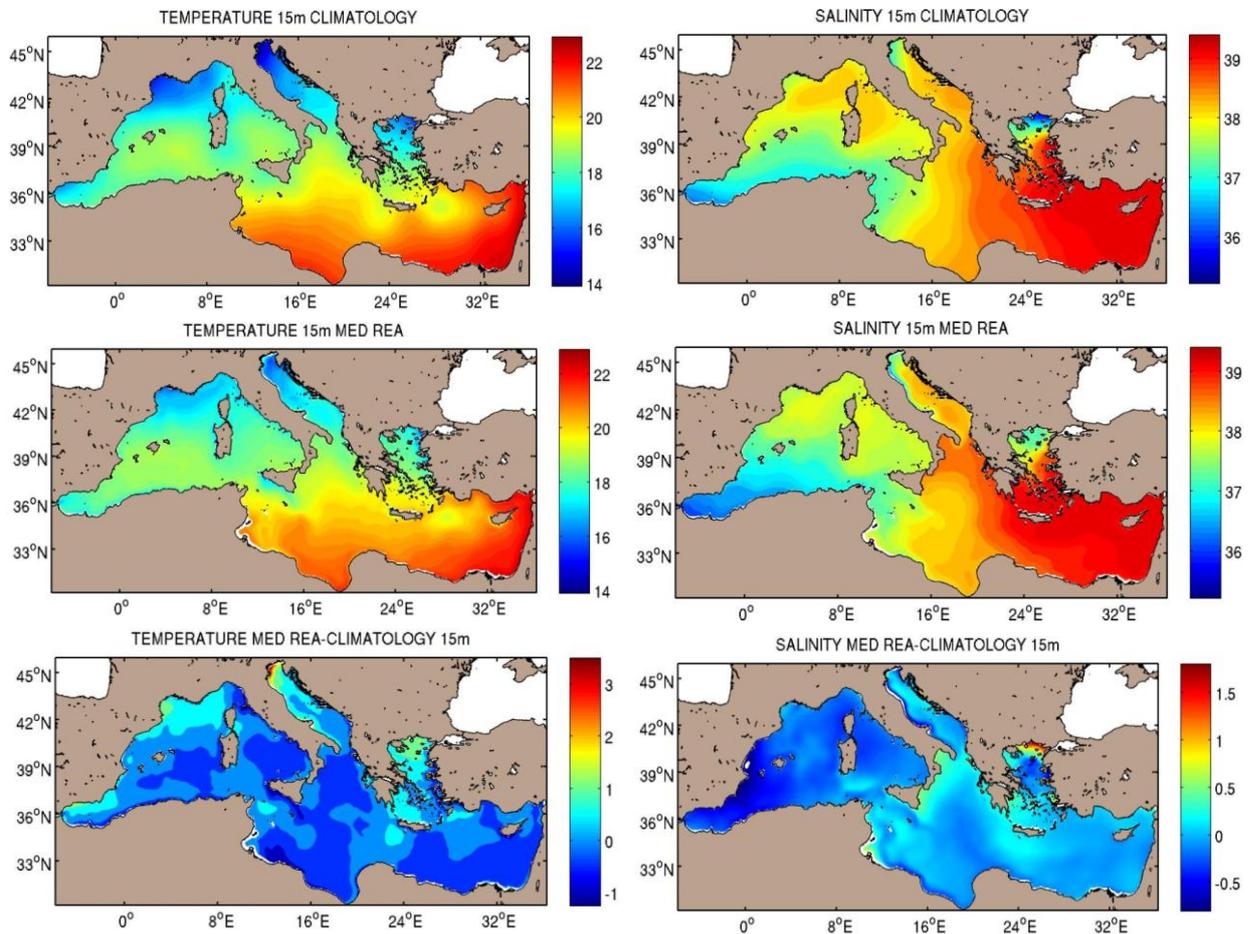


Figure 3.2a

Figure3.2b

Figure 3.2a, 3.2b - Mappe rappresentanti le medie annuali di temperatura (Fig. 3.2a) e salinità (Fig. 3.2b) a 15-100-350-1000m di profondità, calcolate a partire dai dati del dataset *SeaDataNet* (1900-2009) (immagini sopra) e dai risultati della reanalisi (1955-2015) (immagini nel mezzo). Le immagini in basso rappresentano le differenze tra i risultati del dataset *SeaDataNet* e reanalisi. Da Fratianni et al., 2015.

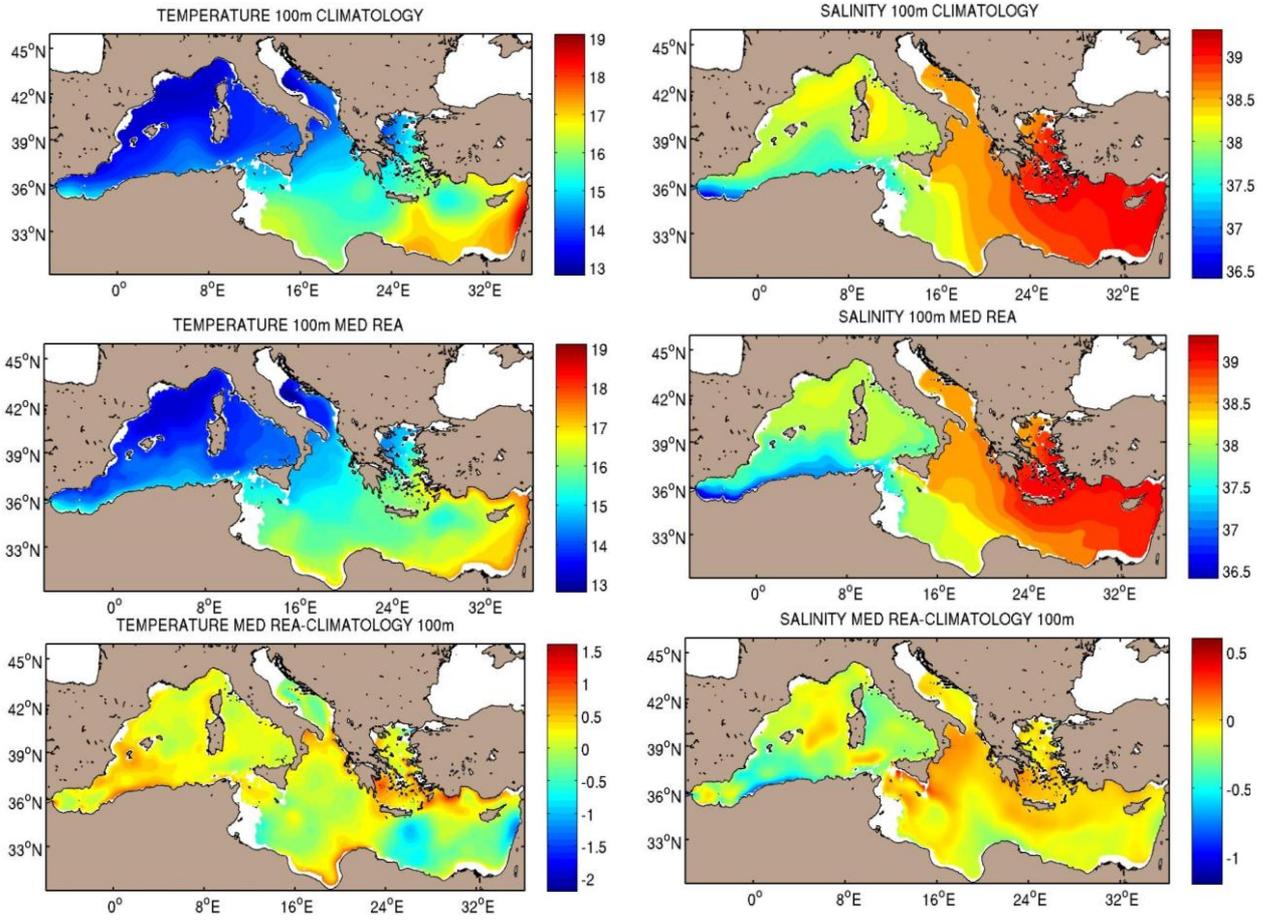


Figure3.3a

Figure 3.3b

Figure 3.3a, 3.3b - Mappe rappresentanti le medie annuali di temperatura (Fig. 3.3a) e salinità (Fig. 3.3b) a 15-100-350-1000m di profondità, calcolate a partire dai dati del dataset *SeaDataNet* (1900-2009) (immagini sopra) e dai risultati della reanalisi (1955-2015) (immagini nel mezzo). Le immagini in basso rappresentano le differenze tra i risultati del dataset *SeaDataNet* e reanalisi. Da Fratianni et al., 2015.

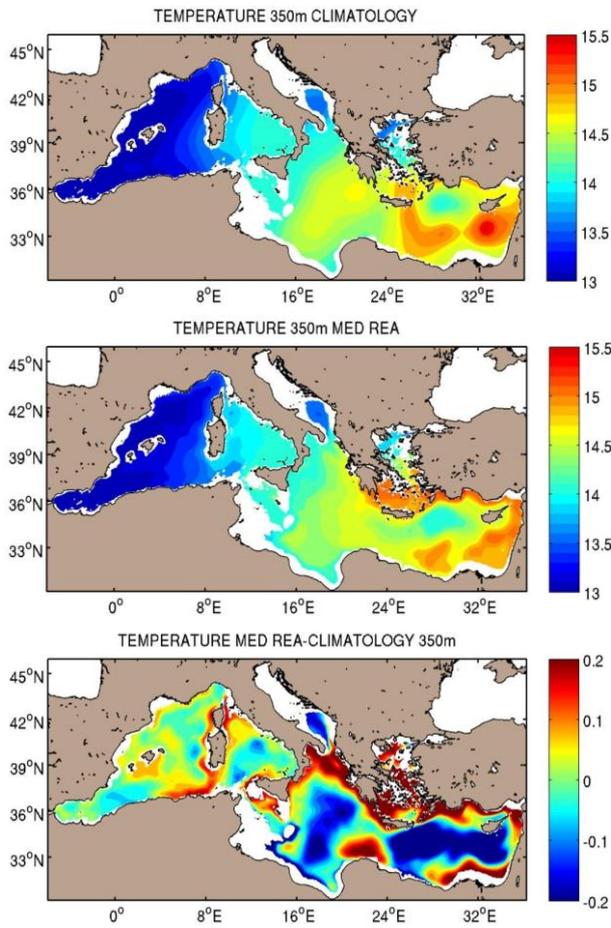


Figure3.4a

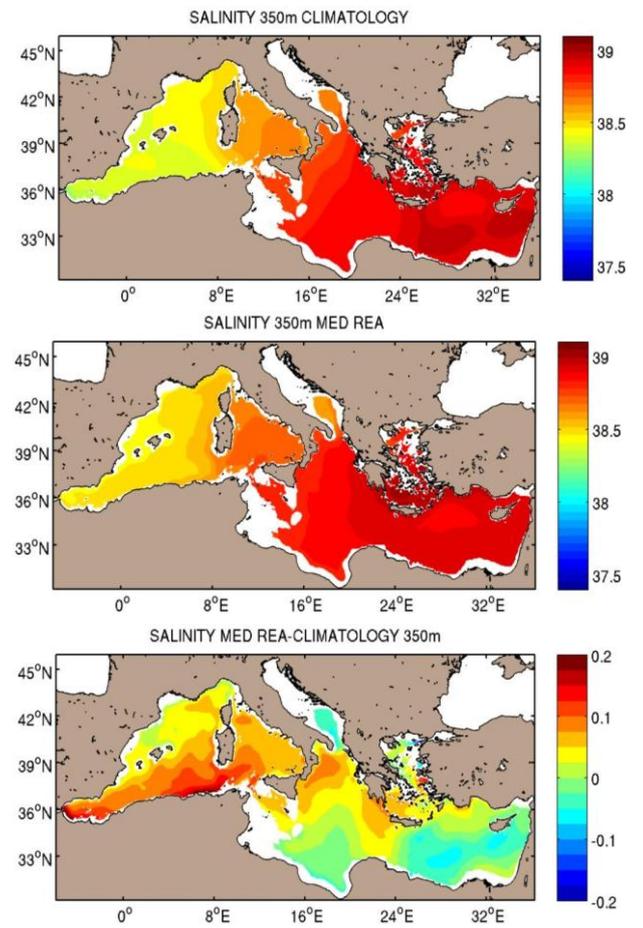


Figure 3.4b

Figure 3.4a, 3.4b - Mappe rappresentanti le medie annuali di temperatura (Fig. 3.4a) e salinità (Fig. 3.4b) a 15-100-350-1000m di profondità, calcolate a partire dai dati del dataset *SeaDataNet* (1900-2009) (immagini sopra) e dai risultati della reanalisi (1955-2015) (immagini nel mezzo). Le immagini in basso rappresentano le differenze tra i risultati del dataset *SeaDataNet* e reanalisi. Da Fratianni et al., 2015.

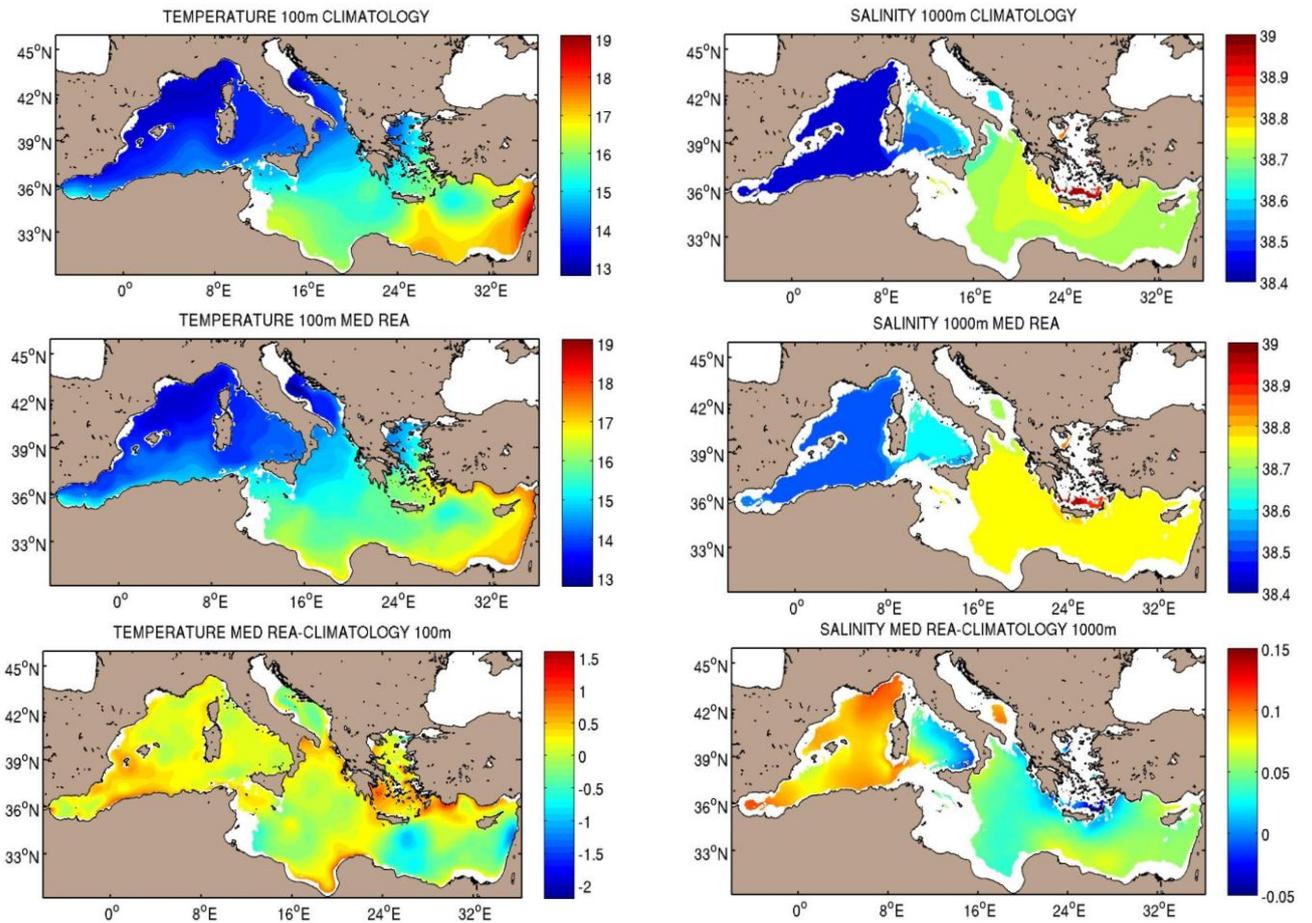


Figure3.5a

Figure3.5b

Figure 3.5a, 3.5b - Mappe rappresentanti le medie annuali di temperatura (Fig. 3.5a) e salinità (Fig. 3.5b) a 15-100-350-1000m di profondità, calcolate a partire dai dati del dataset *SeaDataNet* (1900-2009) (immagini sopra) e dai risultati della reanalisi (1955-2015) (immagini nel mezzo). Le immagini in basso rappresentano le differenze tra i risultati del dataset *SeaDataNet* e reanalisi. Da Fratianni et al., 2015.

Lo scenario climatologico previsto dai dati acquisiti dal dataset *SeaDataSet*, è stato calcolato considerando le osservazioni condotte tra il 1900 ed il 2009.

A 15m di profondità (Fig. 3.2a), in prossimità della foce del fiume Po' nell' Adriatico Settentrionale, la reanalisi mostra valori di temperatura maggiori (fino a 3°C) di quelli riportati dal dataset *SeaDataNet*, data la mancanza in quest'ultimo della componente fiume Po'.

Le massime tendenze negative (Temperatura reanalisi < Temperatura *SeaDataNet*) sono invece localizzate nelle aree interessate da episodi di *upwelling*, come a sud-ovest della Sicilia, ad ovest della Sardegna e lungo le coste algerine.

Per quel che riguarda la salinità (Fig. 3.2b), i dati della reanalisi mostrano valori più elevati (di circa 1.5 psu) soprattutto nel Mar Egeo Settentrionale (Stretto dei Dardanelli).

I valori di differenza negativa si registrano invece nel Mediterraneo Occidentale lungo la costa catalana, nel centro del bacino, lungo il pendio continentale e, sulla costa ovest del mar Adriatico, per l'assenza della componente fiume Po' dal dataset *SeaDataNet* (come già visto per la temperatura).

A 100 m di profondità (Fig. 3.3a) le tendenze negative (Temperatura reanalisi < Temperatura *SeaDataNet*) sono legate a certe caratteristiche di circolazione (*Iera – Petra Gyre*), mentre le positive (Temperatura reanalisi > Temperatura *SeaDataNet*) si riscontrano nei siti di formazione delle correnti principali lungo le coste dell'Algeria (*Algerian Current*), della Tunisia (*Sicily Strait Tunisian Current*) e della Turchia (*Asia Minor Current*) (Pinardi et al., 2013). La salinità (Fig. 3.3b) è maggiore nella reanalisi, nella parte nord del Mar Ionio e del Mar di Levante, con picchi positivi lungo la porzione meridionale della Sicilia.

A 350 m di profondità (Fig. 3.4a), Il Mar di Levante presenta entrambe le tendenze: nella sua porzione centrale si registrano le differenze negative mentre lungo le coste settentrionali le differenze positive. A questa profondità, le acque della reanalisi sono più salate di quelle riportate dal dataset *SeaDataNet*, in numerosi siti: nel *Sardinia Channel*, nel Mar di Creta, e nel Mediterraneo Occidentale in generale (Fig. 3.4b).

A 1000 m di profondità (Fig. 3.5a), la reanalisi appare più fredda del dataset *SeaDataNet*, nella parte centrale del Mar Tirreno e lungo la costa greca, mentre risulta più calda soprattutto nel sud del Mar Adriatico. La reanalisi mostra inoltre acque più salate, nel Mar Adriatico meridionale. Al contrario, nel sud del Mar Tirreno e nel Mediterraneo Orientale, la reanalisi riporta acque leggermente più dolci (Fig. 3.5b) (Fratianni et al., 2015).

3.3 Confronto tra le serie temporali

Ai fini dell'indagine condotta da questo elaborato, le serie temporali delle anomalie di temperatura e salinità ottenute dalla reanalisi di Fratianni et al. (2015) e, ricavate dalle medie annuali rappresentate nelle figure 3.2, 3.3, 3.4, 3.4, sono state rielaborate e quindi sovrapposte alle serie temporali delle anomalie di temperatura e salinità di Rixen et al. (2005), riportate nelle immagini 2.1 e 2.2. Il risultato è mostrato nelle figure 3.5 e 3.6.

Le anomalie di temperatura e salinità sono state strutturate sui quattro diversi strati considerati da Rixen et al. (2005) (0-150 m, 150-600 m, 600m-bottom, 0m-bottom), per l'intera estensione del Mar Mediterraneo (MED), per il Mediterraneo Occidentale(WMED) e per il Mediterraneo Orientale (EMED),per il periodo 1950-2015

Di seguito si discutono gli elementi di similitudine e coerenza tra le serie temporali basate su osservazioni in situ e, le analogie tra le due reanalisi ottenute a partire dalle simulazioni numeriche.

Figure 3.5a, b, c, d – Serie temporali delle anomalie di temperatura calcolate a partire dalle reanalisi di Rixen et al. (2005) (curva in blu) e di Fratianni et al. (2015) (curva in rosso), riferite all' intero bacino del Mediterraneo (MED), relative rispettivamente agli strati 0-150m (**Fig. 3.5a**), 150-600m (**Fig. 3.5b**), 600m-bottom (**Fig. 3.5c**), 0m-bottom (**Fig. 3.5 d**).

Figura 3.5a

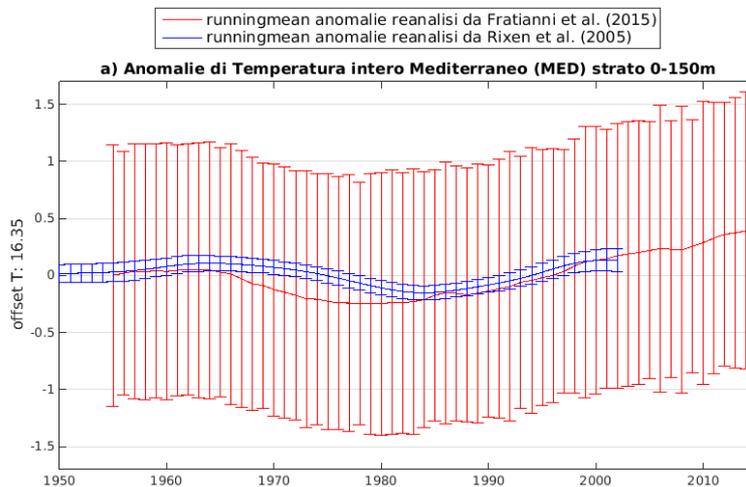


Figura 3.5b

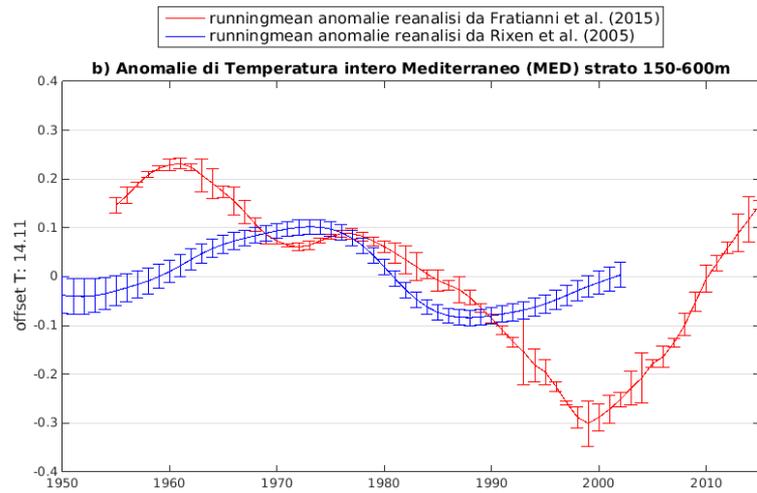


Figura 3.5c

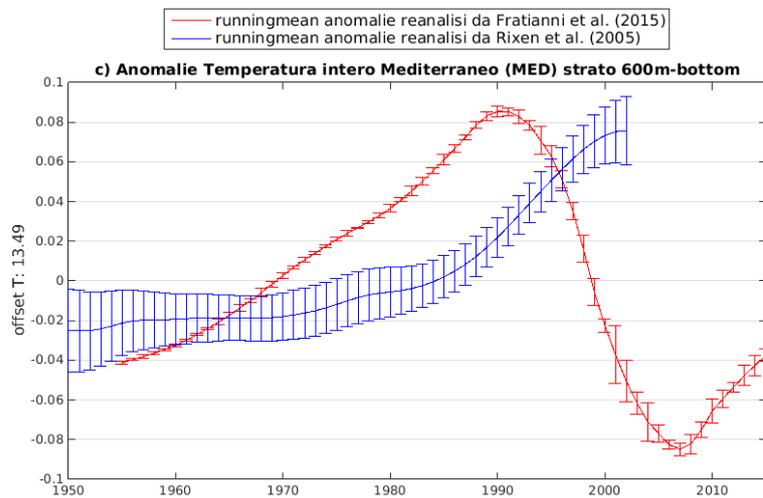
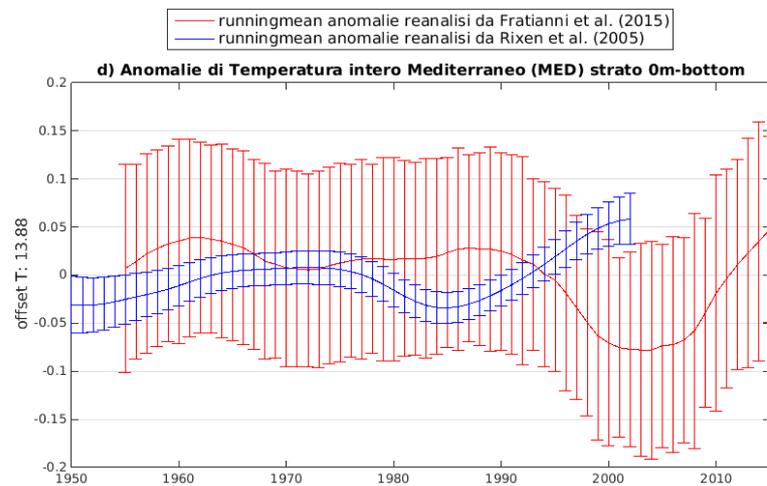


Figura 3.5d



L'estensione temporale delle due reanalisi è differente.

La figura 3.5a, rappresentante la serie temporali delle anomalie di temperatura ottenute dalle reanalisi di Rixen et al. (2005) e Fratianni et al. (2015), nei primi 150m di profondità in tutto il Mediterraneo, mostra una sostanziale corrispondenza tra le due curve.

La figura 3.5b rappresenta la serie temporale delle anomalie di temperatura, relative al volume d'acqua compreso tra i 150 e il 600m di profondità, nell'intero Mediterraneo (MED); Vi sono due tratti in cui le curve non assumono il medesimo andamento: nel periodo precedente il 1970 e nel periodo compreso tra i primi anni 90' e i primi anni 2000'. Nel primo caso, la mancata corrispondenza tra i valori di anomalia di temperatura delle due reanalisi viene attribuita agli allora poveri e carenti dataset, oltre che ad un numero di dati che tende solitamente a diminuire all'aumentare della profondità. Nel secondo caso, la forte flessione della curva di anomalia della reanalisi di Fratianni et al. (2015) (curva rossa), si ritiene sia probabilmente dovuta alla già discussa diminuzione del numero di dati utilizzati, disponibili all'assimilazione nel modello, avuta luogo proprio tra i primi anni 90' e primi anni 2000, ai danni del dataset *SeaDataNet*, in parte utilizzato nella reanalisi di Fratianni et al (2015). Nonostante si fosse tentato di arginare questo problema, diversi dataset hanno comunque visto un'importante lacuna nelle informazioni relative soprattutto alla temperatura. A partire dai primi anni 2000' la quantità dei dati disponibili all'acquisizione ed archiviazione aumenta e, l'anomalia di Fratianni et al. (2015) assume un andamento più vicino ai valori di Rixen et al. (2005) (curva in blu).

La figura 3.5c mostra le tendenze delle anomalie di temperatura nello strato d'acqua compreso tra i 600m di profondità ed il fondale marino, nell'intero bacino del Mediterraneo (MED). Anche in questo caso si riscontra la medesima problematica vista precedentemente, ossia un'evidente riduzione dei valori nella curva di anomalia di Fratianni et al. (2015), tra i primi anni 90 ed i primi anni 2000', molto probabilmente dovuta alla carenza di dati di temperatura. Tra il 1987 ed il 1995, si registra un rapido aumento della temperatura, come indicato da entrambe le curve di anomalia; si ritiene che la causa scatenante sia stato l'*Eastern Mediterranean Transient* (EMT).

La figura 3.5d rappresenta le anomalie di temperatura dell'intero volume d'acqua (strato 0m-bottom), in tutto il Mar Mediterraneo.

Fatta eccezione per la discrepanza attribuita ai pochi dati di temperatura forniti e acquisiti, l'andamento delle curve di anomalia di temperatura di Rixen et al. (2005) (in blu) e di Fratianni et al. (2015) (in rosso), può dirsi, in sostanza, coincidente (la distanza massima non raggiunge lo 0.1 di anomalia).

Figure 3.5e, f, g, h – Serie temporali delle anomalie di temperatura calcolate a partire dalle reanalisi di Rixen et al. (2005) (curva in blu) e di Fratianni et al. (2015) (curva in rosso), riferite al Mediterraneo Orientale (EMED), relative rispettivamente agli strati 0-150m (**Fig. 3.5e**), 150-600m (**Fig. 3.5f**), 600m-bottom (**Fig. 3.5g**), 0m-bottom (**Fig. 3.5h**).

Figura 3.5e

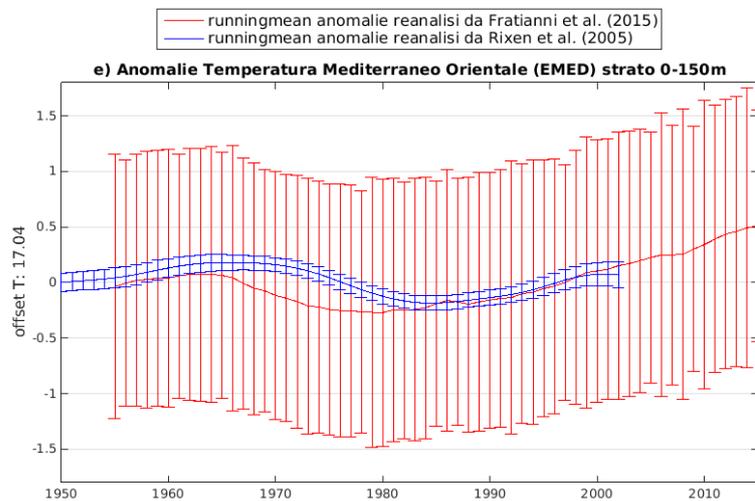


Figura 3.5f

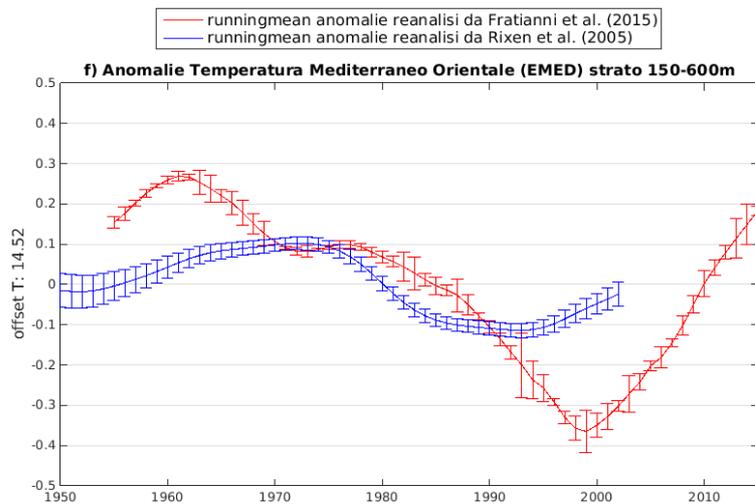


Figura 3.5g

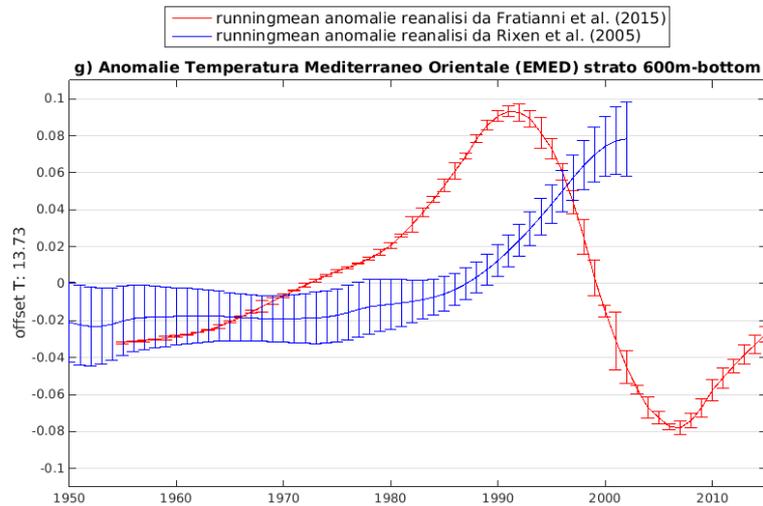
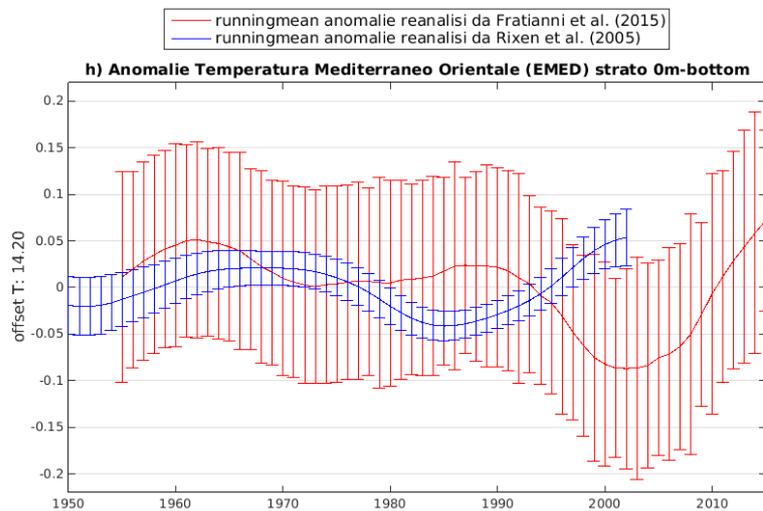


Figura 3.5h



Le figure 3.5e, 3.5f, 3.5g 3.5h rappresentano le serie temporali delle anomalie di temperatura di Rixen et al. (2005) (in blu) e di Fratianni et al. (2015) (in rosso), per il Mediterraneo Orientale (EMED), rispettivamente per gli strati 0-150m, 150-600m, 600m-bottom, 0m-bottom.

L'unica differenza rispetto a quanto visto per l'intero bacino del Mediterraneo (MED) sta nel confronto tra la figura 3.5f e la figura 3.5b: entrambe mostrano l'andamento delle anomalie di temperatura, relativamente allo strato d'acqua compreso tra i 150m ed i 600m di profondità, per l'intero Mediterraneo e per il Mediterraneo Orientale rispettivamente.

Tuttavia, la curva di anomalia di Fratianni et al. (2015) (curva in rosso) mostra un'escursione maggiore nel Mediterraneo Orientale (EMED) (Fig. 3.5f) anziché nell'intero bacino (Fig. 3.5b), toccando valori di +0.3 e -0.4 rispetto all'offset (nel MED il picco massimo è circa +0.2 mentre il picco minimo è circa 0.3).

Nella figura 3.5g, nel periodo compreso tra il 1987 ed il 1995, è possibile osservare un repentino aumento della temperatura, in entrambe le curve di anomalia: questa tendenza è stata attribuita al fenomeno dell'*Eastern Mediterranean Transient* (EMT). La sua influenza è concentrata soprattutto nelle acque profonde (al di sotto dei 600 m di profondità) e per questo l'aumento delle temperature non è ugualmente evidente negli strati più superficiali (vedi Fig. 3.5f, 3.5e).

Figure 3.5i, l, m, n – Serie temporali delle anomalie di temperatura calcolate a partire dalle reanalisi di Rixen et al. (2005) (curva in blu) e di Fratianni et al. (2015) (curva in rosso), riferite al Mediterraneo Occidentale (WMED), relative rispettivamente agli strati 0-150m (**Fig. 3.5i**), 150-600m (**Fig. 3.5l**), 600m-bottom (**Fig. 3.5m**), 0m-bottom (**Fig. 3.5n**).

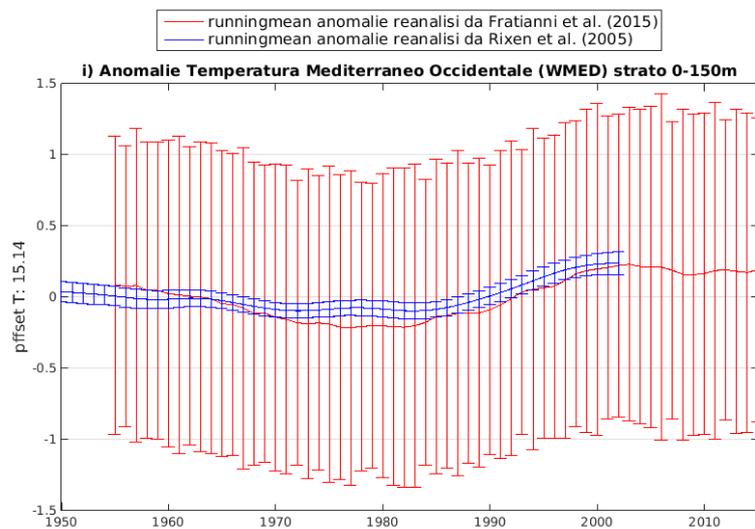


Figura 3.5i

Figura 3.5l

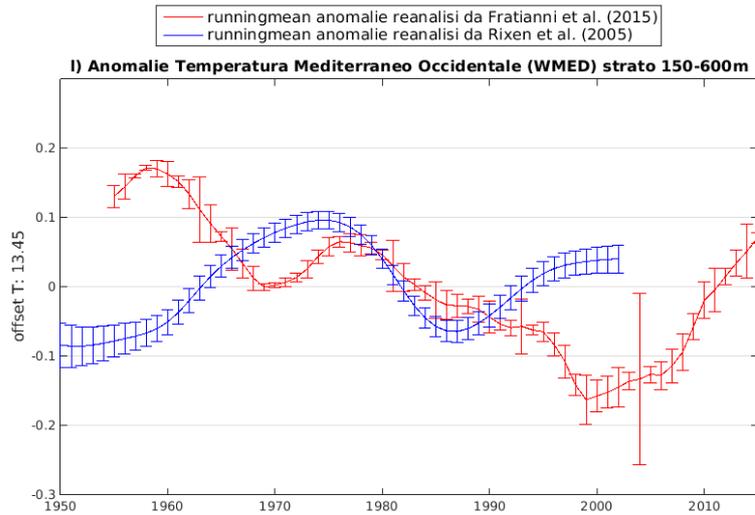


Figura 3.5m

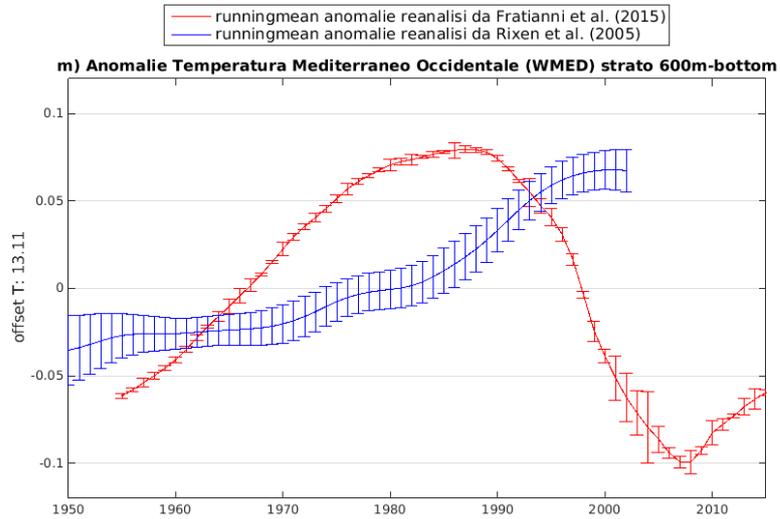
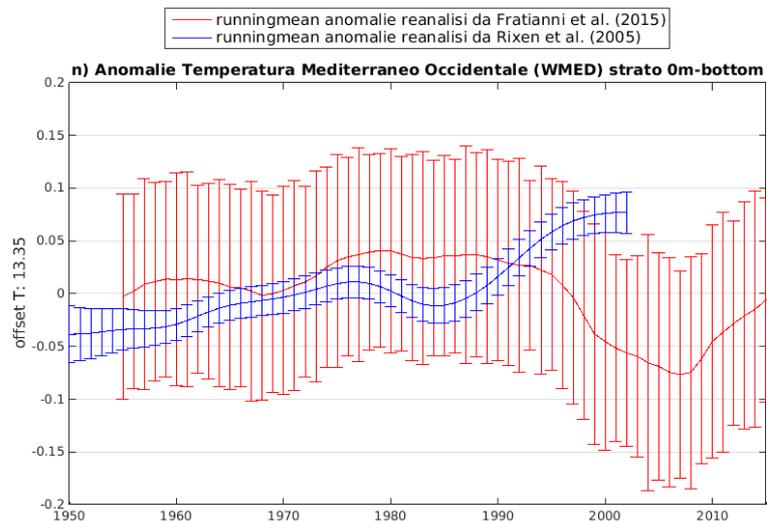


Figura 3.5n



Le immagini 3.5i, 3.5l, 3.5m, 3.5n mostrano le serie temporali delle anomalie di temperatura ottenute a partire dalle due reanalisi, per il Mediterraneo Occidentale (WMED), per gli strati 0-150m, 150-600m, 600m-bottom, 0m-bottom rispettivamente.

Le differenze tra le anomalie di temperatura registrate nel Mediterraneo Occidentale (WMED) e le anomalie osservate nell'intero bacino del Mediterraneo (MED) o nella sola porzione Orientale (EMED), risiedono per lo più negli strati 150-600m (Fig. 3.5l) e 600m-bottom (Fig. 3.5m). Nella figura 3.5l (150-600m), le anomalie di Fratianni et al. (2015) e di Rixen et al. (2005) assumono valori leggermente più vicini rispetto a quelli osservati per il Mediterraneo Orientale (EMED) (Fig. 3.5f). Confrontando le figure 3.5m, 3.5g, 3.5c, tutte relative allo strato 600m-bottom, e riferite rispettivamente a Mediterraneo Occidentale (WMED), Orientale (EMED) e intero bacino (MED), si può notare come entrambe le curve di anomalia, nel Mediterraneo Occidentale (Fig. 3.5m), indichino una crescita di temperatura avvenuta meno rapidamente. Questo potrebbe essere dovuto all'influenza, seppure lieve, dell'EMT, il quale, in minima parte, va ad influenzare anche gli strati profondi (600m-bottom) del Mediterraneo Occidentale (WMED) (Fig. 3.5m). In questa porzione del Mediterraneo, negli strati intermedi (150-600m, Fig. 3.5m) sono invece più evidenti gli effetti del *Western Mediterranean Transient* (WMT), verificatosi tra gli inverni del 2004 e del 2006. Esso va ad influenzare tutti gli strati della colonna d'acqua con conseguenze differenti.

La figura 3.5i, rappresentante le anomalie di temperatura, nei primi 150m di profondità, mostra, nel periodo 2004-2006, una leggera diminuzione della temperatura, come indicato dalla curva di anomalia di Fratianni et al. (2015); questa tendenza corrisponde agli effetti del fenomeno del WMT già affrontati.

La figura 3.5l, rappresentante le anomalie di temperatura nello strato compreso tra i 150 ed i 600m di profondità, indica, nel periodo 2004-2006, un generale aumento delle temperature delle Acque Levantine Intermedie (LIW); La discordanza tra ciò che si osserva e ciò che è stato descritto riguardo il comportamento delle acque intermedie influenzate dal WMT, risiede probabilmente nella sopracitata carenza di dati assimilabili dal modello.

La figura 3.5m mostra l'andamento delle anomalie di temperatura nello strato 600m-bottom; anche in questo caso non c'è corrispondenza tra ciò che si osserva dalla curva di Fratianni et al. (2015) e ciò che è stato discusso sul fenomeno del WMT.

Si ritiene possa trattarsi, ancora una volta, del problema legato alla diminuzione del numero di dati disponibili all'acquisizione da parte del modello, verificatasi tra i primi anni 90' e i primi anni 2000'.

Figure 3.6a, b, c, d – Serie temporali delle anomalie di salinità, calcolate a partire dalle reanalisi di Rixen et al. (2005) (curva in blu) e di Fratianni et al. (2015) (curva in rosso), riferite all'intero Mediterraneo (MED), relative rispettivamente agli strati 0-150m (**Fig. 3.6a**), 150-600m (**Fig. 3.6b**), 600m-bottom (**Fig. 3.6c**), 0m-bottom (**Fig. 3.6d**).

Figura 3.6a

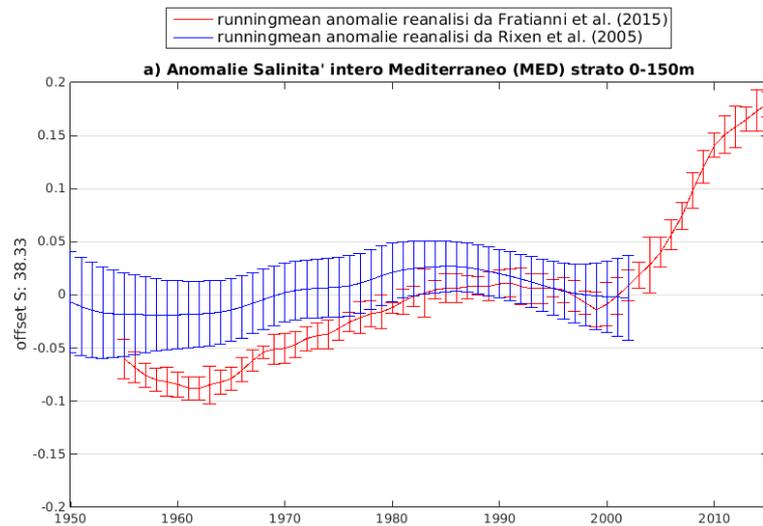


Figura 3.6b

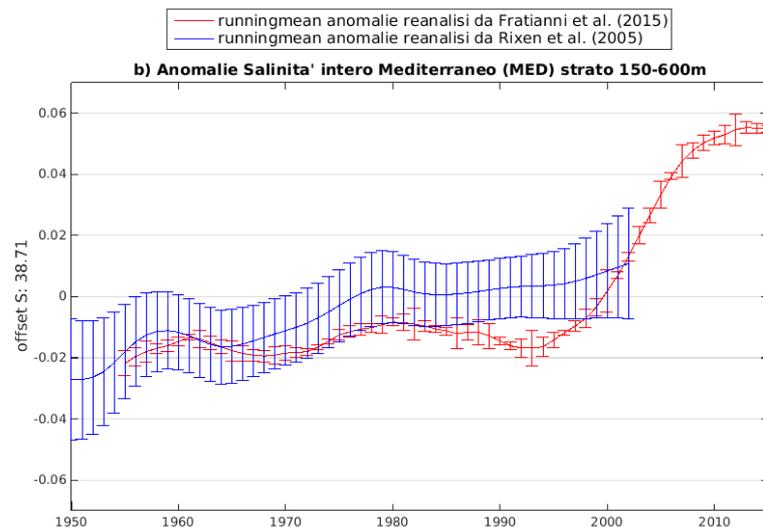


Figura 3.6c

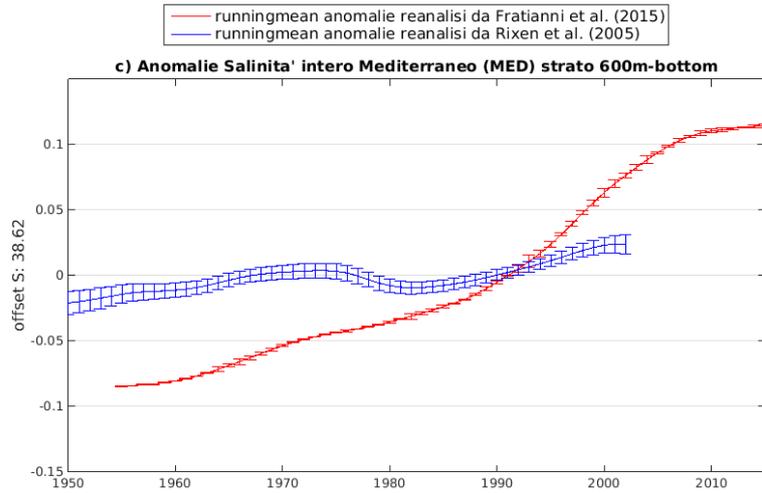
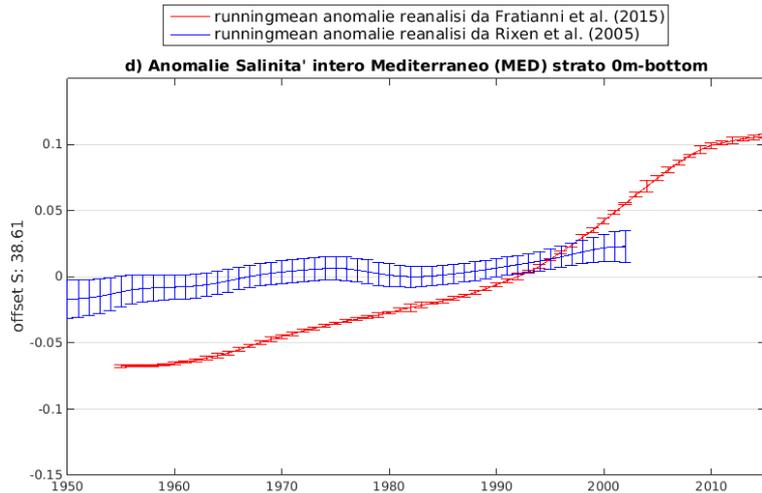


Figura 3.6d



Le figure 3.6a, 3.6b, 3.6c, 3.6d rappresentano le serie temporali delle anomalie di salinità ottenute da Rixen et al. (2005) (curve in blu) e da Fratianni et al. (2015) (curve in rosso), riferite all' intero bacino del Mediterraneo (MED), relative agli strati 0-150m, 150-600m, 600m-bottom, 0m-bottom rispettivamente.

Nella figura 3.6a (0-150m) si può notare, nel periodo compreso tra il 1955 ed il 2000, una sostanziale corrispondenza tra i valori delle due curve di anomalia. A partire dai primi anni 2000', come suggerito da Fratianni et al. (2015), la salinità delle acque superficiali subisce un improvviso innalzamento.

Osservando le figure 3.6c, 3.6d rispettivamente relative agli strati 600m-bottom e 0m-bottom, si riscontra un aumento della salinità, più marcato nella curva di anomalia di Fratianni et al. (2015) che in quella di Rixen et al. (2005). Nella figura 3.6b l'aumento della salinità è più evidente nella curva di anomalia di Rixen et al. (2005).

Figure 3.6e, f, g, d, h – Serie temporali delle anomalie di salinità, calcolate a partire dalle reanalisi di Rixen et al. (2005) (curva in blu) e di Fratianni et al. (2015) (curva in rosso), riferite al Mediterraneo Orientale (EMED), relative rispettivamente agli strati 0-150m (**Fig. 3.6e**), 150-600m (**Fig. 3.6f**), 600m-bottom (**Fig. 3.6g**), 0m-bottom (**Fig. 3.6h**).

Figura 3.6e

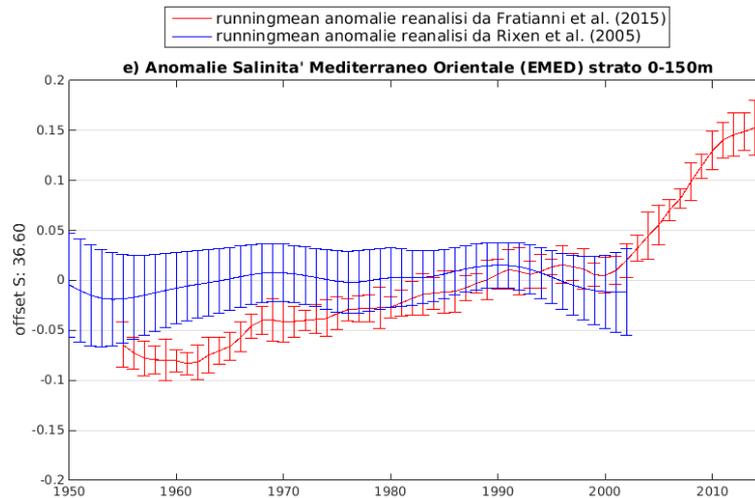


Figura 3.6f

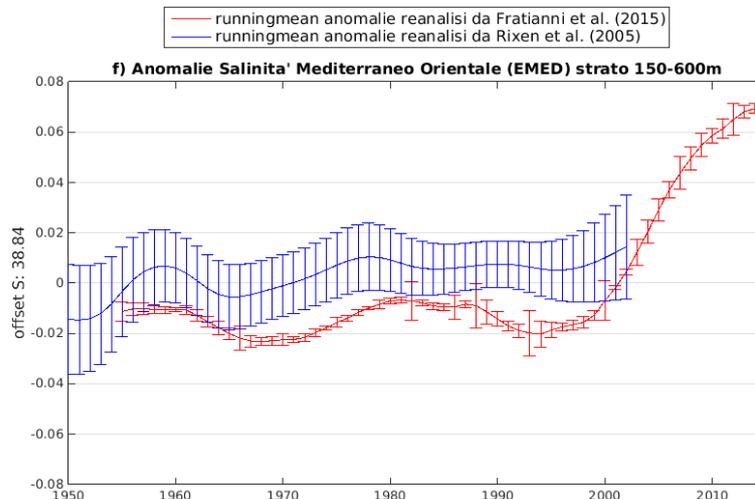


Figura 3.6g

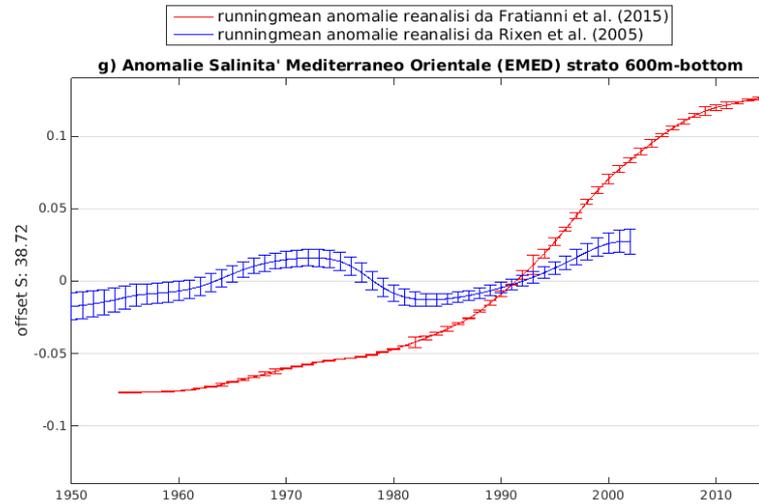
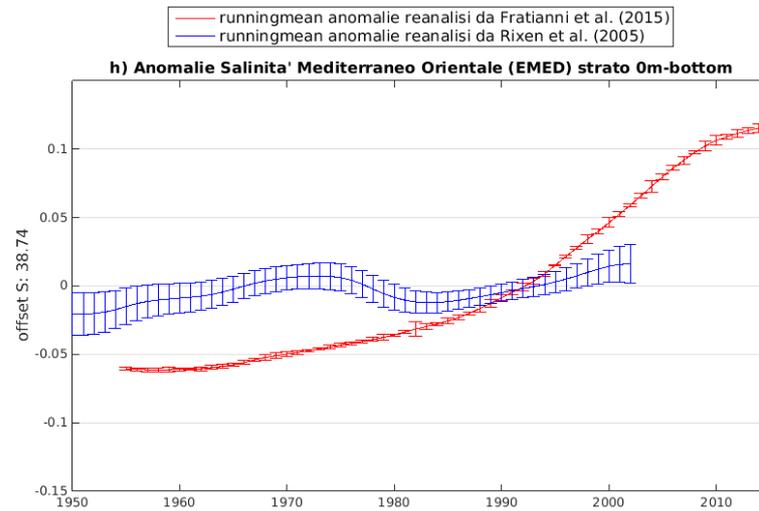


Figura 3.6h



Le immagini 3.6e, 3.6f, 3.6g, 3.6h, mostrano le serie temporali delle anomalie di salinità ottenute dalle reanalisi di Rixen et al. (2005) (curva in blu) e di Fratianni et al. (2015) (in rosso), riferite al Mediterraneo Orientale (EMED), relative agli strati 0-150m, 150-600m, 600m-bottom, 0m-bottom rispettivamente.

Non si riscontrano differenze significative tra anomalie di salinità registrate nel Mediterraneo Orientale (EMED) (Fig. 3.6e, 3.6f, 3.6g, 3.6h) e anomalie di salinità osservate nell'intero bacino del Mediterraneo (MED) (Fig. 3.6a, 3.6b, 3.6c, 3.6d).

Il fenomeno dell'EMT è più evidente nel Mediterraneo Orientale (EMED) anziché nell'intero bacino del Mediterraneo (MED). Come si può osservare dalla figura 3.6g, rappresentante le anomalie di salinità, relative alla colonna d'acqua compresa tra i 600m di profondità ed il fondale marino, entrambe le curve di anomalia, nel periodo compreso tra il 1987 ed il 1995, indicano un aumento della salinità: questo è quanto accade alle acque profonde del Mediterraneo Orientale (EMED) a causa dell'EMT. Questo fenomeno porta oltretutto alla risalita delle acque profonde meno dense, meno salate e più fredde (EMDW) di quelle neoformatesi negli strati superiori che le sostituiscono. Ciò comporta un raffreddamento ma soprattutto una diminuzione della salinità degli strati intermedi (150-600m); nella figura 3.6f, la curva di anomalia di Fratianni et al. (2015), nel periodo 1987-1995, mostra esattamente questa tendenza.

Figure 3.6i, l, m, n – Serie temporali delle anomalie di salinità, calcolate a partire dalle reanalisi di Rixen et al. (2005) (curva in blu) e di Fratianni et al. (2015) (curva in rosso), riferite al Mediterraneo Occidentale (WMED), relative rispettivamente agli strati 0-150m (**Fig. 3.6i**), 150-600m (**Fig. 3.6l**), 600m-bottom (**Fig. 3.6m**), 0m-bottom (**Fig. 3.6n**).

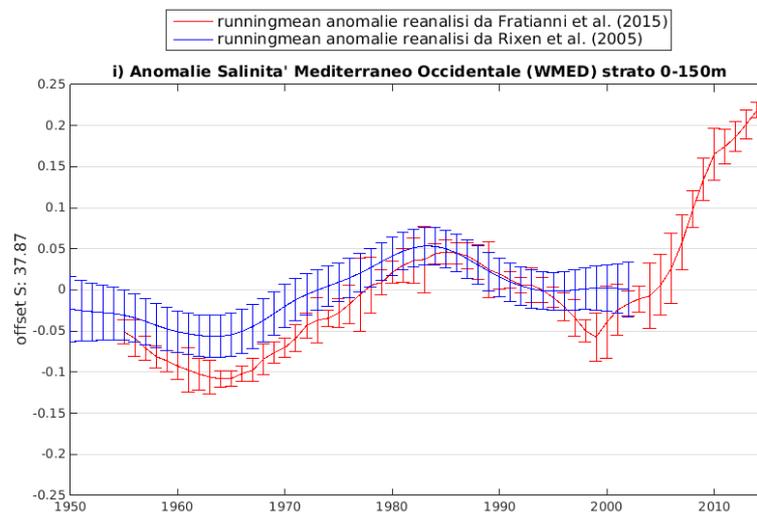


Figura 3.6i

Figura 3.6l

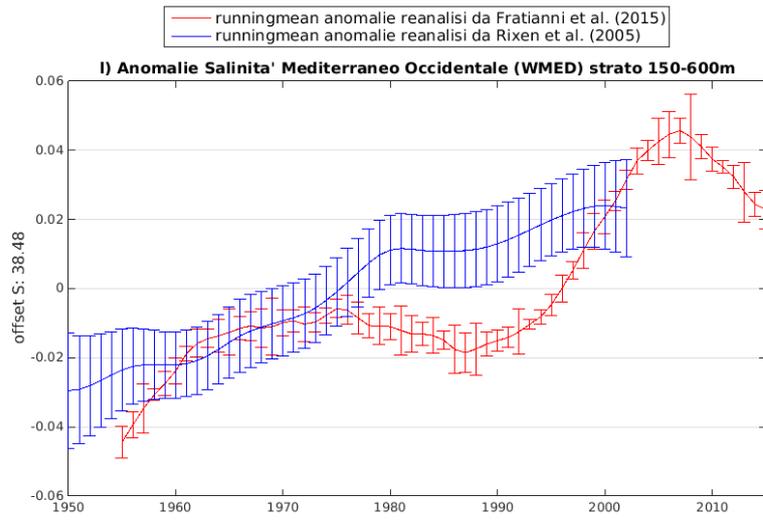


Figura 3.6m

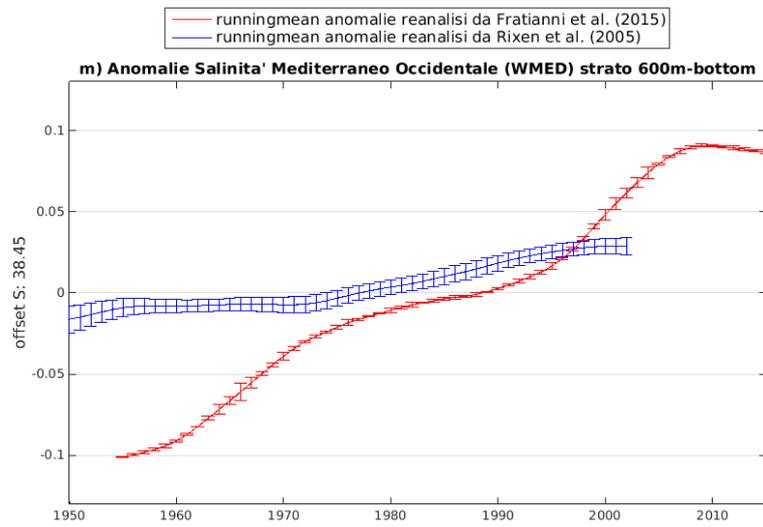
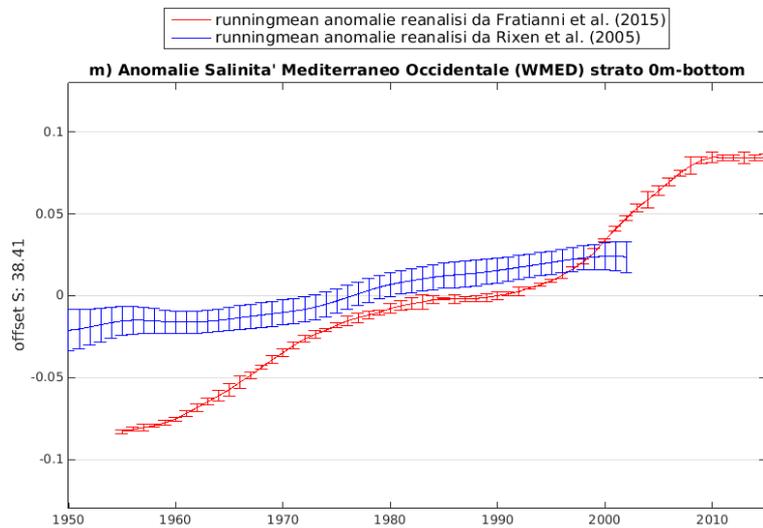


Figura 3.6n



Le immagini 3.6i, 3.6 l, 3.6m, 3.6n, rappresentano le serie temporali delle anomalie di salinità ottenute a partire dalle reanalisi di Rixen et al. (2005) (curva in blu) e di Fratianni et al. (2015) (curva in rosso), riferite al Mediterraneo Occidentale (WMED), relative rispettivamente agli strati 0-150m, 150-600m, 600m-bottom, 0m-bottom.

La figura 3.6i, rappresentante le anomalie di salinità, relative allo strato superficiale (0-150m) mostra come le curve di Rixen et al. (2005) e di Fratianni et al. (2015), in questo particolare strato, assumano valori estremamente vicini, più di quanto osservato per l'intero bacino del Mediterraneo (MED) (Fig. 3.6a) e per il Mediterraneo Orientale (EMED) (Fig. 3.6e). L'aumento della salinità evidente già a partire dai primi anni 2000, anticipa l'effetto del WMT (2004-2006): nella fattispecie, le acque superficiali (0-150m), prima (2004) e dopo (2006) il WMT, crescono in salinità, in accordo con quanto descritto.

Nella figura 3.6l, riguardante le anomalie di salinità nello strato 150-600m, le curve di anomalia di Rixen et al. (2005) e di Fratianni et al. (2015), assumono una diversa tendenza, in particolare nel periodo compreso tra la fine degli anni 70' e la fine degli anni 80', dopodiché, si osserva in entrambe, un generale aumento dei valori dell'anomalia di salinità. La medesima inversione di tendenza, riscontrabile nello stesso periodo, seppure di più piccole proporzioni, si ha nello stesso strato della colonna d'acqua (150-600m), nell'intero bacino del Mediterraneo (MED) (Fig. 3.6b).

Al contrario, la figura 3.6f, rappresentante le anomalie di salinità, registrate tra i 150 ed i 600m di profondità, nel Mediterraneo Orientale (EMED), mostra una sostanziale corrispondenza tra i valori delle due curve, durante tutto l'arco di tempo che le reanalisi hanno in comune (1955-2000).

Osservando la figura 3.6 l (strato 150-600m) si può notare chiaramente l'effetto del WMT sulle acque intermedie, ossia un repentino aumento dei valori di salinità, a partire dal 2004, che diminuiscono subito dopo, a partire dal 2006. In figura (3.6 l), la salinità diminuisce a partire dal 2008; La discrepanza di un paio di anni, potrebbe essere dovuta al tempo impiegato dalle meno dense, meno salate e più fredde acque profonde (WMDW), a risalire dai *bottom layers* (aumentati in salinità e temperatura), verso gli strati intermedi.

La figura 3.6m mostra la serie temporale delle anomalie di salinità, registrate nello strato 600m-bottom. Le differenze con le anomalie di salinità osservate precedentemente nell'intero Mediterraneo (MED) (Fig. 3.6c) e nel Mediterraneo Orientale (EMED) (Fig. 3.6g), risiedono nell'andamento delle curve. La curva di Fratianni et al. (2015) (curva in rosso), nel Mediterraneo Occidentale (WMED) (Fig. 3.6n), indica un iniziale aumento dei valori di salinità, un successivo rallentamento della crescita (1975-1995) ed infine, una ripresa della tendenza iniziale. Nell'intero Mediterraneo (MED) (Fig. 3.6c) e nel Mediterraneo Orientale (EMED) (Fig. 3.6g), la curva di anomalia di Fratianni et al. (2015), indica invece un aumento della salinità quasi costante, durante tutto l'arco temporale della renalisi. Per quanto riguarda la curva di anomalia di Rixen et al. (2005) (curva in blu), nel Mediterraneo Occidentale (WMED) (Fig. 3.6n), la tendenza sembra indicare una crescita piuttosto lineare dei valori di salinità. Al contrario, nell'intero Mediterraneo (MED) (Fig. 3.6c) e nel Mediterraneo Orientale (EMED) (Fig. 3.6g), la stessa curva di anomalia assume un andamento più oscillatorio.

La figura 3.6m mostra inoltre il comportamento delle acque comprese entro lo strato 600m-bottom, sotto l'effetto del fenomeno del WMT. L'aumento dei valori di salinità, registrato da Fratianni et al. (2015), nel periodo 2004-2006, delle acque profonde, coincide con quanto è stato detto sul WMT.

La figura 3.6n, riguardante l'andamento delle anomalie in tutto il volume d'acqua (0-bottom) dell'EMED, suggerisce un generale aumento, più o meno costante, dei valori di salinità.

4. Conclusioni

In questo lavoro si è discusso dei cambiamenti delle acque del Mar Mediterraneo verificatesi tra il 1955 ed il 2015, confrontando le reanalisi realizzate da Rixen et al. (2005) e da Fratianni et al. (2005) e i risultati corrispondenti.

Ciò che appare evidente osservando i grafici relativi alle anomalie di temperatura e salinità per entrambe le reanalisi, è il generale aumento di queste proprietà delle acque dell'intero bacino, in particolare delle acque intermedie (LIW) e profonde (WMDW) del Mediterraneo Occidentale, registrato già a partire dagli anni 60'; si tratta di una crescita di circa 0.017 psu ($0.015 \text{ psu} \times 10\text{yr}^{-1}$) e 0.19°C ($0.04 \text{ }^\circ\text{C} \times 10\text{yr}^{-1}$) nell'arco temporale compreso tra il 1961 ed il 2008 (Krahmann & Schott, 1998; Borghini et al., 2014).

Studi precedenti hanno attribuito questa tendenza a diversi fattori quali:

- L'esteso utilizzo delle acque dolci che ha ridotto sensibilmente l'afflusso fluviale nel Mediterraneo. Un esempio è la *diga di Asswan* realizzata in Egitto, sul fiume Nilo, negli anni 60': è stata calcolata una diminuzione dell'input del Nilo nel Mediterraneo orientale uguale a 0.04m yr^{-1} , equivalente ad una variazione nella perdita media di acque dolci pari a 0.8m yr^{-1} , riferita all'intero Mediterraneo. Nof (1979) stimò un cambiamento nel budget delle acque dolci dell'intero bacino corrispondente ad una crescita nell'evaporazione netta di ben 13 cm yr^{-1} : per ristabilire l'equilibrio, le acque in uscita dallo Stretto di Gibilterra, dovrebbero aumentare la propria salinità di 0.13 psu (Krahmann & Schott, 1998; Borghini et al., 2014). In generale, l'aumento del tasso di evaporazione, dovuto alla diminuzione del *runoff* fluviale, ha portato ad un aumento sia della salinità che della densità (0.2 kg m^{-3}) delle acque del Mediterraneo, cosa che a sua volta ha innescato un più intenso flusso attraverso lo Stretto di Gibilterra (un processo di feedback negativo allo scopo di ripristinare l'eccessiva evaporazione); prima della diga di Asswan, gli ultimi 50 anni non hanno mai registrato valori simili di densità (Rohling & Bryden's, 1992);
- La diminuzione massiccia (15%) delle precipitazioni tra gli anni 50' e primi anni 90' nell'intero bacino, che ha portato ad una riduzione dell'input di acque dolci (Krahmann & Schott, 1998);
- Il riscaldamento indotto dai *greenhouse gases* (Krahmann & Schott, 1998).

Borghini et al. (2014) sostengono che le cause possano ricercarsi invece:

- In eventi di formazione di acque profonde nel Mediterraneo nord-occidentale durante inverni particolarmente rigidi, per i quali si verifica un massiccio flusso di calore e salinità dalle LIW degli strati intermedi alle acque profonde. Un episodio simile si ebbe nel 2005, quando le LIW particolarmente calde e salate osservate nel 2004 scesero negli strati profondi, i quali, per questo, nel 2008, subirono un importante aumento di S e T (14.4 psu m e 25.2 °C m rispettivamente).
- In un costante flusso di calore, salinità e densità verso il basso, associato al cosiddetto *salt finger mixing*. Il passaggio avviene attraverso l'alocline - termocline connesso alle LIW (più calde e salate) a 400 dbar di profondità e, alle WMDW (più fredde e dolci) al di sotto dei 1900dbar di profondità (Figura). Bryden et al. (2014) hanno calcolato un flusso, relativo al periodo 1961-2008, con intensità media pari a 5.4×10^{-8} psu m s⁻¹ (1.7 psu m yr⁻¹) per la salinità e a 12.4×10^{-8} °C m s⁻¹ (3.9 °C m yr⁻¹) per la temperatura
- In un incremento della salinità delle *Levantine Intermediate Waters* (LIW) (+ 0.10 dagli anni 60’):

Krahmann & Schott (1998) associano l’aumento di temperatura e salinità ai cambiamenti delle condizioni atmosferiche, come suggerito dall’indice NAO e, alle variazioni subite dai fiumi spagnoli.

Dopo un’accurata analisi, Lacombe et al. (1985) non trovarono cambiamenti significativi nelle proprietà fisiche delle acque profonde tra il 1910 ed il 1970, bensì nel 1973 e di nuovo nel 1981.

A partire dal 1985, sono state formulate diverse ipotesi per spiegare l’aumento ormai costante di temperatura e salinità delle acque profonde del Mediterraneo occidentale:

- Il *global warming*, responsabile del riscaldamento e dell’evaporazione delle acque superficiali attorno alla regione di convezione del Golfo del Leone (Krahmann & Schott, 1998);

- L'aumento di temperatura e salinità delle acque atlantiche che si immettono nel Mediterraneo attraverso lo Stretto di Gibilterra (Millot, 2007);
- I cambiamenti nei flussi aria-acqua, associati alla variazione della *North Atlantic Oscillation* (NAO) (Rixen et al., 2005);
- La costruzione di dighe, responsabili del cambiamento del budget delle acque dolci (vedi *diga di Asswan*);
- L' *Eastern Mediterranean Transient* (EMT): tra il 1988 ed il 1992 si formarono acque piuttosto salate nel Mar Egeo; le LIW più salate che ne risultarono, si diffusero attraverso il canale di Sicilia, verso il Mediterraneo occidentale e, aumentarono la salinità delle acque del Golfo del Leone fino a 1000 m di profondità. Questo comportò la formazione di WMDW più salate. La maggiore salinità delle LIW registrata in questo periodo, si rifletté ben 15 anni dopo causando importanti salti di temperatura e salinità delle acque profonde nella zona del Golfo del Leone e più in generale dell'intero Mediterraneo Occidentale (Schroeder et al., 2010).

Temperatura e salinità del Mediterraneo stanno aumentando costantemente dagli anni 60'; l'afflusso fluviale sta diminuendo (dighe ed irrigazione) e il tasso di evaporazione è in aumento per effetto del riscaldamento climatico (Borghini et al., 2014).

E' opportuno approfondire alcuni concetti riguardanti le serie temporali delle anomalie di temperatura (Figure 3.5) e salinità (Figure 3.6) ottenute dalle reanalisi di Rixen et al. (2005) e di Fratianni et al. (2015).

Le anomalie di temperatura ottenute dalla reanalisi di Fratianni et al. (2015) (Figure 3.5; curve in rosso), come è già stato sottolineato, risentono, nel MED, nell' EMED e, nel WMED, in tutti gli strati, fatta eccezione per quello superficiale (0-150m), di un'evidente inversione di tendenza rispetto alle curve di anomalia di temperatura di Rixen et al. (2005). Data la forte discrepanza tra i valori delle due curve, ma soprattutto, tra ciò che è indicato dalle anomalie di Fratianni et al. (2015) e ciò che è già stato ampiamente discusso circa gli effetti di EMT e WMT, si ritiene che il motivo di una tale differenza risieda in una forte diminuzione di dati utilizzati e disponibili all'assimilazione nel modello, avuta luogo tra i primi anni 90' e i primi anni 2000', ai danni del dataset *SeaDataSet*, in parte utilizzato da Fratianni et al. (2015). Al contrario, le serie temporali delle anomalie di salinità (Figure 3.6) non mostrano carenze di informazione di alcun genere.

Dall'analisi delle anomalie di Fratianni et al. (2015), nelle figure 3.5g e 3.6g, rappresentanti rispettivamente le serie temporali delle anomalie di temperatura e salinità, nel Mediterraneo Orientale (EMED), nello strato 600m-bottom, si può constatare come l'EMT (1987-1995) abbia prodotto acque decisamente più salate ma relativamente più calde rispetto alle EMDW preesistenti (queste ultime, più fredde meno salate e meno dense, sono quindi risalite verso gli strati intermedi lasciando il posto alle neo-formatesi acque profonde). La figura 3.6g mostra infatti, nel periodo 1987-1995, un aumento della salinità (circa +0.09 di anomalia) superiore all'aumento registrato per la temperatura ($< +0.05$ di anomalia) (Figura 3.5g), nello stesso arco di tempo.

Secondo le curve di anomalia di Rixen et al. (2005), nelle medesime figure (Fig. 3.5g e 3.6g), la temperatura (+0.04 di anomalia) cresce invece leggermente di più della salinità (+0.025 di anomalia). Per quanto riguarda il WMT (2004-2006), la carenza di dati sopracitata non consente determinare quale proprietà, tra temperatura e salinità, sia aumentata maggiormente.

In definitiva si può affermare come le reanalisi di Rixen et al. (2005) e di Fratianni et al. (2015) abbiano portato a curve di anomalie di temperatura e salinità in sostanza coincidenti. I punti di eccessiva divergenza, riscontrabili per lo più nelle serie temporali delle anomalie di temperatura (Fig. 3.5) si ritiene, possano essere attribuibili a due fattori.

Il primo, spiega le divergenze tra le tendenze (0.2 circa) delle due curve di anomalia di temperatura, registrate prima degli anni 70', nel MED, nel WMED e nell'EMED, nello strato compreso tra i 150 e i 600m di profondità (Fig. 3.5b, 3.5l, 3.5f rispettivamente): in questo periodo, i dataset, oltre che in numero ridotto, risultano piuttosto carenti di informazioni, le quali tendono a diminuire all'aumentare della profondità; per questo le curve risultanti assumono valori spesso contraddittori.

Negli strati inferiori, si osservano curve di anomalia di temperatura e salinità non perfettamente coincidenti ma con la medesima tendenza: il motivo si pensa possa essere la crescente carenza di dati riscontrabile all'aumentare della profondità.

Il secondo fattore spiega invece le forti divergenze di tendenza tra le due curve di anomalia di temperatura, osservabili tra i primi anni 90' e i primi anni 2000', negli strati profondi (150-600m e 600m-bottom) di MED, WMED e EMED (Fig. 3.5 b, 3.5c, 3.5l, 3.5m, 3.5f, 3.5g rispettivamente).

Si tratta della diminuzione di dati utilizzati e disponibili all'assimilazione nel modello, avvenuta proprio tra i primi anni 90' e i primi anni 2000', ai danni del dataset *SeaDataSet*, in parte utilizzato nella reanalisi di Fratianni et al. (2015). Questo si è tradotto in una pronunciata flessione della curva di anomalia di temperatura di Fratianni et al. (2015).

Analizzando nel dettaglio le serie temporali delle anomalie di salinità negli strati intermedi (150-600m) e profondi (600m-bottom) dell'intero bacino del Mediterraneo (MED) (Fig. 3.6b, 3.6c) e del Mediterraneo Occidentale (WMED) (Fig. 3.6l, 3.6m), si osserva un generale aumento dei valori di salinità; più evidente nella curva di anomalia di Fratianni et al. (2015), nello strato 150-600m (Fig. 3.6b, 3.6l) e, nella curva di anomalia di Rixen et al. (2005), nello strato 600m-bottom (Fig. 3.6c, 3.6l).

Nel Mediterraneo Orientale (EMED), nei medesimi strati (Fig. 3.6f, 3.6g), le curve di Rixen et al. (2005) e di Fratianni et al. (2015), non confermano con ugual chiarezza un netto aumento della salinità, come osservato nel MED e nel WMED.

Per quanto riguarda la temperatura, le serie temporali ottenute (Fig. 3.5), non rivelano tendenze sufficientemente lineari; si ritiene che la causa siano i fattori discussi sopra. La teoria secondo cui le acque profonde del Mediterraneo Occidentale (WMED) stiano diventando più calde non trovano quindi riscontro nell'andamento delle anomalie di temperatura di Rixen et al. (2005) e di Fratianni et al. (2015).

In conclusione, le serie temporali ottenute dal confronto delle anomalie di salinità di Rixen et al. (2005) e di Fratianni et al. (2015) confermano l'ipotesi secondo cui le acque profonde (WMDW) del Mediterraneo Occidentale (WMED) stanno diventando più salate.

Bibliografia

- Pinardi, Zavatarelli, Adani, Coppini, Fratianni, Oddo, et al. (2013). “*Mediterranean Sea large-scale low-frequency ocean variability and water mass formation rates from 1987 to 2007: A retrospective analysis*”. *Progress in Oceanography*, 318-332.
- Pinardi e Masetti (2000). “*Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review*”. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153-173.
- Zavatarelli, & Mellor (1995). “*A Numerical Study of the Mediterranean Sea Circulation. Journal of Physical Oceanography*”, 25, 1384-1414.
- Lascaratos, Roether, Nittis, & Klein. (1999). “*Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea*”: a review. *Progress in Oceanography*, 5-36.
- Roether, Klein, Manca, Theocharis, & Kioroglou. (2007). “*Transient Eastern Mediterranean Deep Waters in Response to the Massive Dense-water Output of Aegean Sea in the 1990s*”. *Progress in Oceanography*, 540-571.
- Theocharis, Klein, Nittis, & Roether. (2002). “*Evolution and status of the Eastern Mediterranean Transient*”. *Journal of Marine System*, 91-116.
- Schroeder, Ribotti, Borghini, Sorgente, Perilli, & Gasparini. (2008). “*An Extensive Western Mediterranean Deep Water Renewal between 2004 and 2006*”. *Geophysical Research Letters*, 1-7.
- P. Zunino, K. Schroeder, M. Vargas-Yáñez, G.P. Gasparini, L. Coppola, M.C. García-Martínez, F. Moya-Ruiz (2012). Effects of the Western Mediterranean Transition on the resident water masses: “*Pure warming, pure freshening and pure heaving*”. *Journal of Marine Systems* 96-97 (2012) 15-23.
- M. Rixen, J.-M. Beckers, S. Levitus, J. Antonov, T. Boyer, C. Maillard, M. Fichaut, E. Balopoulos, S. Iona, H. Dooley, M.-J. Garcia, B. Manca, A. Giorgetti, G. Manzella, N. Mikhailov, N. Pinardi, and M. Zavatarelli (2005). “*The Western Mediterranean Deep Water: A proxy for climate change*”. *Geophysical research letters*, vol. 32, L12608, doi:10.1029/2005GL022702, 2005.

- Fratianni C., Simoncelli S., Pinardi N., Cherchi A., Grandi A., & Dobricic S. (2015). "Mediterranean RR 1955-2015 (Version 1)". set. E.U. Copernicus Marine Service Information. doi: https://doi.org/10.25423/MEDSEA_REANALYSIS_PHY_006_009. "*Mediterranean Sea physics reanalysis (1955 – 2015)*".
- M. Borghini, H. Bryden, K. Schroeder, S. Sparnocchia e A. Vetrano (2014). "*The Mediterranean is becoming saltier*". Ocean Sci., 10, 693-700.
- Gerd Krahnmann and Friedrich Schott (1998). "*Longterm increases in Western Mediterranean salinities and temperatures: anthropogenic and climatic sources*" Geophysical research letters, vol. 25, no. 22, pages 4209-4212.