



Ricerca di Sistema elettrico

Produzione di climatologie presenti e future della circolazione del Mediterraneo

R. Iacono, E. Napolitano, M. Palma, A. Carillo, G. Pisacane,
M.V. Struglia, G. Sannino

PRODUZIONE DI CLIMATOLOGIE PRESENTI E FUTURE DELLA CIRCOLAZIONE DEL MEDITERRANEO

R. Iacono, E. Napolitano, M. Palma, A. Carillo, G. Pisacane, M.V. Struglia, G. Sannino

Aprile 2021

Report Ricerca di Sistema Elettrico

Accordo di Programma Ministero dello Sviluppo Economico - ENEA

Piano Triennale di Realizzazione 2019-2021 - II annualità

Obiettivo: *Tecnologie*

Progetto: 1.8 Energia elettrica dal mare

Work package: *(Energia elettrica dal mare)*

Linea di attività: Produzione di climatologie presenti e future della circolazione (comprese le maree) e dello stato del mare nel Mediterraneo (LA1.8)

Responsabile del Progetto: Gianmaria Sannino ENEA

Responsabile del Work package: Gianmaria Sannino ENEA

Il presente documento descrive le attività di ricerca svolte all'interno dell'Accordo di collaborazione "*Piano triennale di realizzazione 2019-2021 della ricerca di sistema elettrico nazionale*"

Responsabile scientifico ENEA: Gianmaria Sannino

Responsabile scientifico Politecnico di Torino: Giuliana Mattiazzo

Indice

SOMMARIO	4
1 INTRODUZIONE.....	5
2 DESCRIZIONE DELLE ATTIVITÀ SVOLTE E RISULTATI.....	5
2.1 MODELLO CLIMATICO MED16: PRINCIPALI CARATTERISTICHE TECNICHE E FORZANTI	6
2.1.1 <i>Forzanti atmosferiche per le differenti simulazioni</i>	6
2.1.2 <i>Il modello climatico MED16</i>	7
2.2 VALIDAZIONE DELLA SIMULAZIONE DI HINDCAST.....	9
2.2.1 <i>Trasporti a Gibilterra</i>	9
2.2.2 <i>Idrologia</i>	10
2.2.3 <i>Circolazione media</i>	13
2.2.4 <i>Elementi di variabilità</i>	15
2.2.5 <i>Livello del mare</i>	18
2.3 SIMULAZIONE STORICA.....	23
2.4 SIMULAZIONE DI SCENARIO	26
3 CONCLUSIONI	30
4 RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI	31

Sommario

Le attività di questa seconda annualità hanno riguardato l'implementazione e la validazione di un modello tridimensionale della circolazione del Mar Mediterraneo, con inclusi i principali effetti delle maree, adatto per la realizzazione di simulazioni del clima passato e del clima futuro, nel contesto di scenari di emissione di interesse. Il nuovo modello, che può essere considerato una versione climatica del modello sviluppato in LA1.1 ed implementato in un contesto previsionale operativo, ha un grigliato computazionale che copre il sistema Mediterraneo-Mar Nero con una risoluzione uniforme orizzontale di $1/16^\circ$ (circa 7 km), che viene aumentata in zone critiche, come lo Stretto di Gibilterra e gli stretti turchi, e 100 livelli verticali.

Il modello climatico è stato utilizzato per effettuare diverse simulazioni, caratterizzate da differenti forzanti. Prima di tutto, è stata realizzata una simulazione di hindcast, di durata trentennale (1981-2010), forzata dai dati forniti da un downscaling atmosferico "state of the art". L'analisi di questa simulazione ci ha permesso di verificare in modo dettagliato la capacità del nuovo modello di riprodurre la variabilità passata, in un periodo caratterizzato da dinamiche complesse, anche associate alla formazione di un forte transiente nella parte orientale del bacino. E' stata poi realizzata una simulazione cosiddetta "storica", forzata con un diverso downscaling, ottenuto da un modello globale atmosferico, che ha prodotto le condizioni iniziali per la simulazione di clima futuro (2006-2100), di cui sono qui descritti i primi risultati.

1 Introduzione

In questo documento sono descritte attività afferenti alla linea LA1.8 dell'Accordo di Programma MiSE-ENEA (secondo anno). In particolare, quelle relative alla mappatura delle correnti nel bacino Mediterraneo su base multi-decadale, sia in un contesto di clima passato e presente che nell'ambito di simulazioni di scenario. I risultati di tale mappatura possono fornire informazioni di supporto nell'individuazione di siti idonei per l'installazione di infrastrutture (piattaforme e/o sistemi galleggianti) per lo sfruttamento delle rinnovabili marine. Queste attività affiancano e completano le attività di LA1.1, che hanno consentito lo sviluppo di un sistema previsionale ad alta risoluzione della circolazione mediterranea, che è ora operativo presso ENEA, fornendo previsioni giornaliere a 5 giorni (la validazione del sistema operativo è oggetto delle attività di LA1.9). Il modello operativo e la sua versione "climatica", qui sviluppata e validata, includono entrambi le principali componenti di marea, sia prodotte da forzanti locali che provenienti dall'Atlantico, i cui effetti a breve termine sulla circolazione sono stati analizzati in modo dettagliato nel recente lavoro di Palma et al. [1], e descritti nel rapporto relativo alle attività di LA1.1.

Per motivi di spazio e di chiarezza espositiva, l'altra attività di LA1.8, e cioè la realizzazione ed analisi di scenari climatici dello stato del mare, è descritta in un rapporto separato. I risultati ottenuti sono comunque sinergici rispetto a quelli qui descritti, completando la costruzione di una banca dati utile a stimare la risorsa energetica futura disponibile nel Mar Mediterraneo.

Notiamo infine che lo sviluppo del nuovo modello climatico marino si inserisce naturalmente all'interno dello sviluppo delle attività di modellistica climatica, ormai multi-decadali, condotte in ENEA, che prevedono anche lo sviluppo ed uso di modelli climatici accoppiati, sia su scala regionale mediterranea (sistema Protheus) che globale (Earth Simulators).

2 Descrizione delle attività svolte e risultati

Una conoscenza dettagliata della circolazione mediterranea, sulle diverse scale temporali d'interesse, è un requisito di base per la corretta programmazione e gestione di attività economiche finalizzate allo sfruttamento delle risorse marine, come quelle relative alle fonti rinnovabili di energia, e per la prevenzione e, eventualmente, la mitigazione dei rischi ad esse associate. Tale conoscenza può essere preziosa anche in altri ambiti, come quello della gestione della fascia costiera e delle attività connesse, in relazione alle modifiche indotte dall'aumento del livello del mare ("sea level rise", SLR nel seguito), rispetto alle quali la regione mediterranea è molto vulnerabile. Gli impatti dei cambiamenti climatici in questo campo possono essere vasti (vedi, ad esempio, [2]), e riguardano anche settori, come quelli dei trasporti e delle infrastrutture, che sono strettamente connessi con quello energetico.

Da un punto di vista modellistico, la simulazione della circolazione mediterranea è resa particolarmente impegnativa dalla complessità geomorfologica del bacino, che determina una grande varietà di regimi di circolazione locali, connessi dalla cella termoalina globale. Una regione critica, attraverso cui avvengono gli scambi con l'Oceano Atlantico, è lo stretto di Gibilterra (SoG in seguito), che regola anche, attraverso la sua complessa batimetria, il "jump" idraulico tra Mediterraneo e Atlantico, e quindi, in definitiva, il modo in cui il SLR nell'Atlantico viene trasmesso all'interno del Mediterraneo. All'altro estremo del Mediterraneo, la connessione con il Mar Nero, attraverso i Dardanelli, il Mar di Marmara e il Bosforo, accoppia l'idrologia del bacino con il ciclo idrologico di una vasta regione dell'Europa continentale.

Per poter effettuare simulazioni di lunga durata della circolazione mediterranea, è stato sviluppato un nuovo modello regionale oceanico, indicato di seguito come MED16. MED16 rappresenta la versione climatica del modello ad alta risoluzione descritto in [1]; entrambi includono i principali effetti delle maree, e hanno il Mar Nero compreso nel dominio computazionale, il che permette di risolvere esplicitamente gli scambi attraverso i Dardanelli. Med16 usa necessariamente un grigliato orizzontale meno fine rispetto a quello del modello operativo ($1/16^\circ$, invece che $1/48^\circ$), ma, analogamente a quanto avviene in quest'ultimo, la risoluzione è aumentata in modo significativo nella regione del SoG e negli stretti turchi (Dardanelli e Bosforo).

L'obiettivo finale di questo sviluppo è quello di effettuare una simulazione di scenario, e cioè una simulazione che, partendo dallo stato attuale, preveda l'evoluzione del Mar Mediterraneo per un certo numero di decenni nel futuro, nell'ambito di uno scenario di emissioni di interesse. Per arrivare a questo obiettivo sono però necessari due impegnativi passi preliminari. Il primo è verificare che, utilizzando forzanti atmosferiche realistiche (idealmente le "migliori" disponibili), il modello sia capace di riprodurre correttamente l'evoluzione passata del sistema, per un periodo sufficientemente lungo. Una simulazione del genere è comunemente indicata come simulazione di "hindcast", e differisce da una rianalisi (reanalysis) in quanto non utilizza l'assimilazione di dati osservati. In genere copre le ultime decadi, che sono quelle in cui sono disponibili osservazioni dettagliate (quelle satellitari sono cominciate negli anni 80), che possono essere usate per validare i risultati della simulazione. Un altro motivo per cui è necessario realizzare simulazioni di alcuni decenni è che la variabilità della circolazione e della struttura idrologica del Mediterraneo, oltre che sulla scala stagionale, il cui segnale è forte, si esplica anche su scale temporali più lunghe. Ciò include scale di alcuni anni (interannuali), che possono essere connesse con la variabilità atmosferica, ma possono anche risultare da dinamiche interne del bacino, insieme a scale ancora più lunghe. Per esempio, un elemento importante di variabilità negli ultimi decenni è stato determinato dal forte "transiente" (Eastern Mediterranean transient; EMT) che si è sviluppato tra fine degli anni 80 e inizio degli anni 90 nel bacino orientale, i cui effetti si sono poi propagati per un altro decennio in tutto il Mediterraneo (vedi la Sezione 2.2.2).

Il secondo passo è la realizzazione di una simulazione cosiddetta "storica", che fornirà le condizioni iniziali per la simulazione del clima futuro. L'obiettivo della simulazione storica non è quello di riprodurre l'evoluzione puntuale del sistema durante il periodo della simulazione, ma quello di verificare che con forzanti di diversa natura, più vicine a quelle che saranno poi utilizzate per la simulazione di scenario, il modello climatico riproduca correttamente la circolazione media e i principali elementi di variabilità, producendo in tal modo una condizione iniziale per la simulazione di scenario che sia rappresentativa del clima presente. Infine, viene realizzata la simulazione di clima futuro, nello scenario di emissioni selezionato.

La Sezione 2.1 illustra i principali dettagli del modello Med16 e delle forzanti utilizzate per le tre simulazioni, mentre la Sezione 2.2 è dedicata ad una dettagliata validazione dei risultati della simulazione di scenario. Le principali caratteristiche delle simulazioni storica e di scenario sono infine descritte nelle Sezioni 2.3 e 2.4.

2.1 *Modello climatico MED16: principali caratteristiche tecniche e forzanti*

2.1.1 *Forzanti atmosferiche per le differenti simulazioni*

Le forzanti atmosferiche utilizzate derivano da "downscaling" dinamici prodotti dal modello regionale atmosferico RCA4 del Rossby Centre svedese (SMHI, Swedish Meteorological and Hydrological Institute; vedi [3]), a una risoluzione di 0.11° (circa 12.5 km), sul dominio EURO-CORDEX [4]. Ricordiamo che il termine downscaling dinamico indica l'uso di un modello regionale ad alta risoluzione per estrapolare la dinamica a grande scala prodotta da un modello globale meno risolto alle scale regionali di interesse. Nel nostro caso, le condizioni al bordo per il downscaling sono fornite o dalla rianalisi ERA-Interim dell'ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecast; vedi [5] per dettagli), o dalla componente atmosferica dal modello HadGEM2-ES, spesso utilizzato per proiezioni climatiche (ad esempio, [6]). Il primo downscaling è utilizzato per forzare la simulazione di hindcast, che copre il periodo 1980-2010, mentre il secondo è utilizzato per la simulazione storica, che copre il periodo 1980-2005, e per la simulazione di scenario (2006-2100), per la quale si è scelto lo scenario peggiore di emissioni, e cioè lo RCP8.5. (vedi [7], e le referenze ivi incluse). Fino al 2005 sono state prescritte le concentrazioni di gas serra osservate, poi rimpiazzate da quelle definite nello scenario RCP8.5.

Ricordiamo che il modello HadGEM2-ES è un modello CMIP5, e cioè uno dei modelli accoppiati atmosfera-oceano utilizzati nella fase 5 del CMIP (Coupled Model Intercomparison Project), un progetto iniziato nel 1995 e coordinato dal World Climate Research Programme (WCRP), che fornisce background scientifico per i rapporti dell'IPCC (International Panel for Climate Change).

Per quanto riguarda i flussi all'interfaccia aria-mare, per la radiazione a onde corte è utilizzata quella fornita dal modello atmosferico, mentre lo stress del vento e le altre componenti del flusso di calore vengono

calcolate attraverso “bulk formulas” che dipendono da: temperatura superficiale del mare, venti a 10 m, temperatura e pressione dell’aria a 2 m, e umidità relativa. In particolare, la radiazione a onde lunghe è calcolata attraverso la formula di Bignami [8], mentre i flussi di calore latente e sensibile e lo stress del vento sono ottenuti dalle formule di Large e Yeager [9]. La copertura nuvolosa è anch’essa estratta dal modello atmosferico. Il flusso netto di acqua dolce (freshwater) è ottenuto dalla differenza tra precipitazione (fornita dal modello atmosferico) ed evaporazione (calcolata dal flusso di calore latente).

Per evitare scostamenti sistematici nel campo di salinità, la salinità superficiale (sui primi 2 m della colonna d’acqua) viene rilassata ai valori mensili climatologici di MEDHYMAP [10], una delle rianalisi “state of the art” dell’idrologia del Mediterraneo, su una scala di due giorni.

2.1.2 Il modello climatico MED16

MED16 è una versione aggiornata del modello del Mediterraneo sviluppato in [11]. E’ basato sul nucleo computazionale MITgcm, sviluppato da Marshall et al. [12, 13], che risolve le equazioni di Navier-Stokes nell’approssimazione di Boussinesq per un fluido incomprimibile. E’ stata implementata la versione idrostatica del modello, usando una discretizzazione spaziale ai volumi finiti su un grigliato di tipo Arakawa-C, topografia “partial step”, una coordinata verticale scalata (z^* ; vedi [14]), e una formulazione implicita non-lineare della superficie libera [15]. Il codice sorgente e la relativa documentazione sono disponibili su <https://github.com/MITgcm/MITgcm>.

Anche se la risoluzione spaziale di MED16 è differente da quella del modello operativo, i dataset di base che sono stati usati per la costruzione della batimetria del modello sono gli stessi dettagliati in [1]. I differenti dati sono stati combinati usando interpolazioni bilineari sul grigliato del modello, seguite da una verifica manuale per punti di griglia isolati, isole, e altre zone critiche (vedi [11], [16]).

Sia la marea di equilibrio, e cioè quella derivante dal potenziale di marea, incorporato come forzante nelle equazioni per la quantità di moto, che quella che si propaga dall’Atlantico sono applicate esplicitamente, come in [17], [11], e [1]. La marea di equilibrio è composta da quattro componenti: M2, O1, S2, K1, le due maree lunari principali, semidiurna e diurna, la marea principale solare semidiurna, e la marea diurna in declinazione lunisolare, rispettivamente. I valori usati per prescrivere la marea atlantica sono derivati dal modello inverso di marea globale OTIS [18].

Un’altra caratteristica innovativa di MED16 è il fatto che il Mar Nero è connesso in modo interattivo con il Mediterraneo, attraverso gli stretti turchi. Il dominio computazionale copre quindi l’intero sistema Mediterraneo-Mar Nero e una piccola regione atlantica a ovest del SoG, il cui bordo ovest rappresenta l’unico bordo aperto del modello, in cui vengono applicate le condizioni al contorno (vedi pannello superiore in Figura 1).

Il grigliato computazionale ha una risoluzione uniforme di $1/16^\circ$ (circa 7 km), che è significativamente aumentata nella regione del SoG (fino a un minimo di circa 200 m) e negli stretti turchi (massima risoluzione di circa 555 m; vedi Figura 1). Il dominio verticale è discretizzato con 100 livelli z , con una spaziatura tra livelli che aumenta da 2 m vicino alla superficie a 62 m alla profondità di 1500, e viene poi mantenuta costante a 62 m fino al fondo. Il passo di integrazione temporale utilizzato è di 1 minuto.

I coefficienti di diffusività e di “eddy viscosity” verticali sono calcolati utilizzando lo schema di chiusura per l’energia cinetica turbolenta di Gaspar et al. [19], adattato dallo schema atmosferico sviluppato in [20]. I corrispondenti valori di background sono stati fissati a $1.5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ and $10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$, rispettivamente. Il massimo valore di diffusività permesso è di $100 \text{ m}^2/\text{s}$, in modo da poter trattare i casi di stratificazione instabile senza dover introdurre parametrizzazioni ad hoc per il mixing verticale. La viscosità orizzontale (dipendente dallo spazio) è ottenuta dallo schema di chiusura di turbolenza di Leith [21], che, diversamente dal noto schema di Smagorinsky [22], mira a risolvere la cascata diretta di enstrofia (cascata verso le scale più piccole) che è caratteristica della turbolenza 2D.

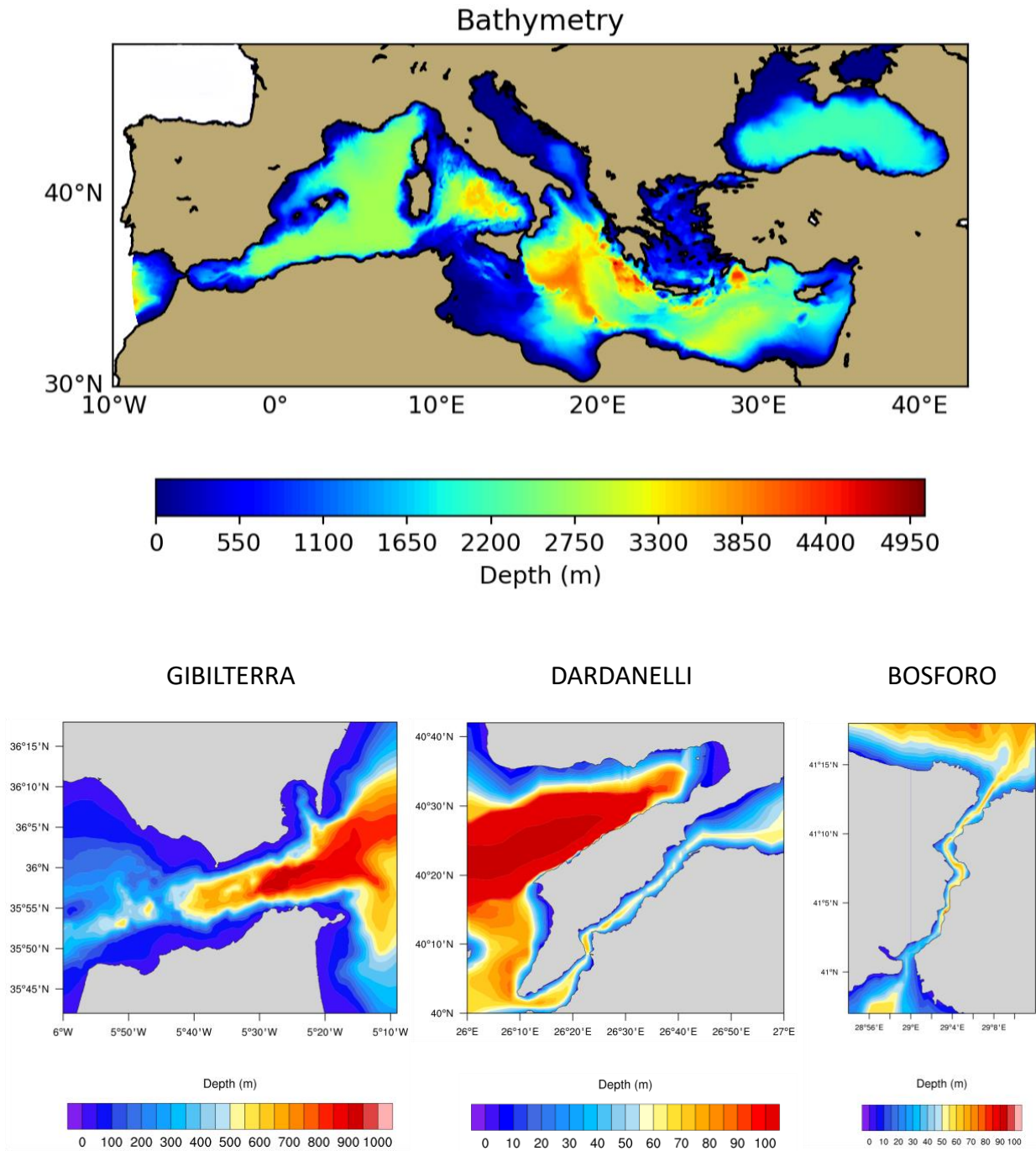


Figura 1. Batimetria del modello MED16 (pannello in alto), con zoom sui tre Stretti (Gibilterra, Dardanelli, e Bosforo) in cui la risoluzione orizzontale del grigliato computazionale viene aumentata.

Un coefficiente di diffusività orizzontale costante ($2 \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$) è applicato attraverso un operatore di tipo Laplaciano ai campi di temperatura e salinità. Condizioni no-slip sono usate ai bordi solidi laterali, mentre sul fondo è applicato un termine di attrito, espresso come funzione quadratica del flusso medio nello strato limite, con un coefficiente non-dimensionale di 0.0025. Lo schema di avvezione per temperatura e salinità è del tipo “flux limited”, ed è del terzo ordine sia nello spazio che nel tempo.

Le condizioni iniziali sono state derivate dai dati climatologici MEDHYMAP [10], poiché la bassa risoluzione spaziale del modello globale non permette una rappresentazione adeguata della dinamica nel SoG, e quindi un’interazione realistica con l’Atlantico. Partendo dai dati climatologici, è stato effettuato uno spin-up di 35

anni (cinque cicli di 7 anni), usando il forcing del modello di hindcast per il periodo 1980-1986. Il risultato dello spin-up è stato poi utilizzato per inizializzare la simulazione di hindcast e quella storica.

Al bordo aperto atlantico, la simulazione di hindcast, in modo consistente con le forzanti atmosferiche, è forzata con la rianalisi globale ORAS4 [23], mentre la simulazione storica e quella di scenario usano dati mensili forniti dal modello globale HadGEM2-ES. In particolare, dati medi mensili di temperatura, salinità e elevazione (sea surface height, SSH), che vengono interpolati sul grigliato di MED16. I valori di temperatura e salinità vengono applicati con un rilassamento 3D, con un tempo di rilassamento che varia linearmente in longitudine, da 2 ore a 30 giorni sui primi 30 punti del grigliato.

La SSH prescritta nel box atlantico include contributi diversi. Nella simulazione di hindcast la SSH di ORAS4 include contributi al livello del mare che derivano dallo scioglimento delle calotte e dei ghiacciai, da cambiamenti nel “land water storage”, e dall’espansione termica. Poiché ORAS4 sottostima il ciclo stagionale di SSH nella regione del vicino Atlantico rispetto ai dati osservati da satellite, abbiamo applicato la stessa correzione recentemente proposta in [24].

Nella simulazione storica e in quella di scenario la SSH rappresenta solo il “sea level dinamico” (DSL), e cioè l’altezza del mare rispetto al geode fisso determinato dal bilancio dinamico associato alla densità e alla circolazione. Il DSL include la variabilità regionale dovuta all’avvezione, alla circolazione termoalina e alla circolazione indotta dal vento [25], ed è parte dell’output standard delle simulazioni CMIP5 (variabile ‘zos’). Poiché la componente oceanica di HadGEM2-ES, basata sull’approssimazione di Boussinesq, conserva il volume piuttosto che la massa [26], per assicurare che la media globale di ‘zos’ sia nulla abbiamo rimosso la media globale ad ogni time step.

Come in [17], [11], e [1], la SSH, insieme a 4 componenti di marea sono prescritte direttamente al bordo aperto del dominio. Nel resto del dominio computazionale il modello è forzato da venti (che variano ogni 6 ore) e pressione superficiale e flussi di calore (che variano ogni 3 ore).

L’apporto fluviale è ottenuto fornendo al modello WBMplus [27-29] il runoff totale giornaliero, che viene trasportato lungo la rete fluviale mediante uno schema tipo Muskingum-Cunge che risolve le equazioni di flusso di Saint-Venant [30]. Nel Mar Nero è stata applicata una correzione ai valori così calcolati, per riprodurre i valori climatologici riportati in letteratura.

2.2 Validazione della simulazione di hindcast

In questa sezione vengono descritte le principali caratteristiche della simulazione trentennale di hindcast effettuata (1981-2010), con focus sulla regione mediterranea. I risultati di questa simulazione sono stati confrontati con osservazioni, sia in situ che satellitari, e con i risultati di lavori modellistici di riferimento. Tra questi ultimi ci sono lavori che hanno analizzato la circolazione Mediterranea prodotta da rianalisi (per esempio, [31]), e il citato lavoro di Adloff et al [24], dove si discutono alcuni problemi connessi alla simulazione del livello del mare a scala mediterranea, confrontando i risultati di quattro differenti simulazioni di hindcast della circolazione del bacino (1980-2012), che utilizzano forzanti realistiche. Quest’ultimo lavoro da un’idea di quello che è attualmente lo “state of the art” in questo campo.

2.2.1 Trasporti a Gibilterra

Per prima cosa analizziamo i trasporti allo Stretto di Gibilterra, attraverso il quale avvengono gli scambi con l’Atlantico. In questa regione, che è vicina all’unico bordo aperto del dominio del modello, la risoluzione spaziale del grigliato computazionale è stata fortemente aumentata, analogamente a quanto fatto per il modello previsionale operativo, per risolvere meglio le complesse dinamiche locali indotte dall’interazione con la batimetria. Ulteriori informazioni sui valori dei trasporti, sia per l’hindcast che per lo storico, saranno date nella Sezione 2.3.

Il valore medio del trasporto netto a Gibilterra sul periodo della simulazione di hindcast è di circa 0.06 Sv (differenza tra un flusso medio entrante dall’Atlantico di circa 0.93 Sv e un flusso medio uscente dal Mediterraneo di circa 0.86 Sv). Come si evince dal confronto con i dati nella Tabella 2 del recente lavoro di Jordà et al. [32], questi valori sono vicini alle stime derivate da osservazioni attualmente disponibili. Può

essere interessante notare che un trasporto netto entrante di 0.06 Sv (cioè $6 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$) corrisponde in un anno a un aumento medio del livello del Mediterraneo di circa 0.75 m, che deve essere poi compensato, all'equilibrio, dalla somma dell'evaporazione del bacino, delle precipitazioni, e degli apporti fluviali.

In assenza di osservazioni di lungo periodo, non è possibile validare compiutamente l'evoluzione multi-decadale del trasporto predetta dal modello. Una ricostruzione del trasporto per il periodo 2004-2010, basata su misure di corrente con ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) e misure mareografiche è stata tuttavia fornita [32]. Nella Figura 2 confrontiamo questa ricostruzione (curva nera nel pannello in alto) con i valori mensili del trasporto netto prodotti dal modello (pannello in basso; in entrambi i casi sono mostrate le anomalie, avendo sottratto i valori medi nel periodo; il valore medio della ricostruzione è di 0.05 Sv).

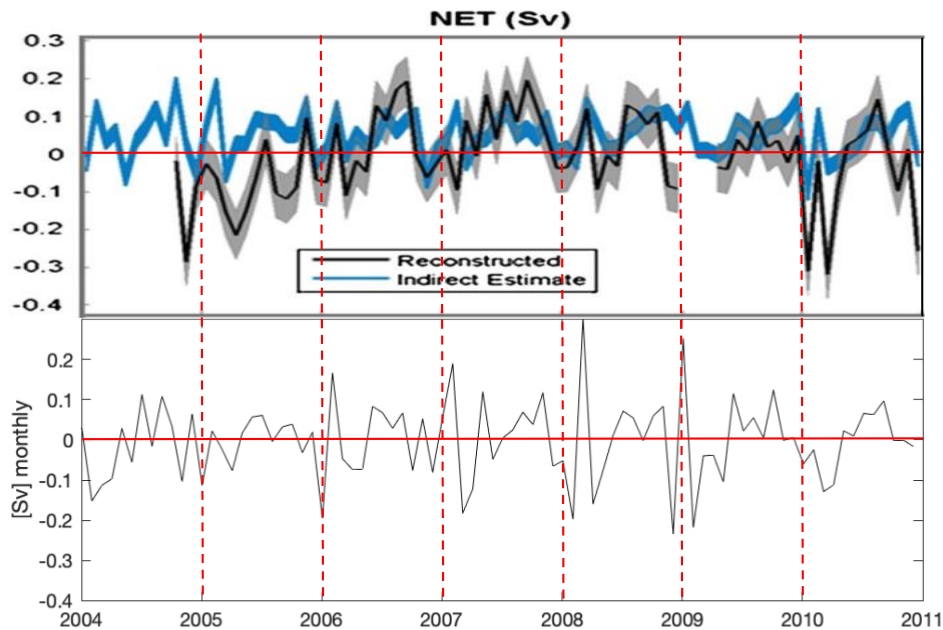


Figura 2. Anomalie del trasporto netto a Gibilterra (rispetto alle medie sul periodo) per il modello (pannello in basso) e per la ricostruzione basata sulle osservazioni effettuata in [32] (curva nera nel pannello superiore), per il periodo coperto da quest'ultima (2004-2010). I valori della curva blu provengono da una stima indiretta, basata sul bilancio idrologico.

Considerando i valori piuttosto piccoli del trasporto netto, e le incertezze della ricostruzione, quantificata dalla banda grigia attorno la curva nera, il confronto appare buono. La maggior parte dei cambi di segno dell'anomalia "osservata" è catturata dal modello, anche se, in alcuni casi, le ampiezze delle anomalie modellate sono differenti da quelle ricostruite. L'andamento del trasporto simulato correla anche bene con quello della curva nel pannello superiore, che rappresenta una stima indiretta del trasporto netto ottenuta dal bilancio idrologico.

2.2.2 Idrologia

I valori medi della temperatura e della salinità sul periodo della simulazione, per l'intero Mediterraneo (MED) e per i due principali sotto-bacini (di seguito denominati WMED e EMED), sono confrontati nella Tabella 1 con valori di riferimento estratti dal dataset DIVA (Data-Interpolating Variational Analysis; <https://www.seadatanet.org/Software/DIVA>). La tabella mostra i valori di riferimento, e le anomalie rispetto a questi valori che risultano dalla simulazione, per l'intera colonna d'acqua, e per tre strati differenti: lo strato superficiale (0 -150m), occupato da acqua di origine atlantica (Atlantic Water; AW), lo strato intermedio (150-600m), dove è presente acqua di origine levantina (Levantine Intermediate Water; LIW), e lo strato profondo (600-3500m), che contiene le acque profonde del Mediterraneo.

		Temperature				Salinity			
		Depth [m]				Depth [m]			
		0-150	150-600	600-3500	0-3500	0-150	150-600	600-3500	0-3500
MED	DIVA	16,190	14,040	13,286	13,738	38,426	38,729	38,625	38,627
	MITgcm	-0,257	-0,142	0,097	-0,037	-0,174	-0,072	0,018	-0,034
WMED	DIVA	14,983	13,423	12,949	13,242	37,953	38,513	38,467	38,428
	MITgcm	-0,006	-0,236	-0,000	-0,096	-0,157	-0,107	0,031	-0,041
EMED	DIVA	16,887	14,409	13,502	14,049	38,701	38,857	38,726	38,752
	MITgcm	-0,416	-0,081	0,104	-0,048	-0,122	-0,043	0,040	-0,056

Tabella 1 Temperatura media ($^{\circ}\text{C}$) e salinità (*Psu*) a differenti profondità dal dataset DIVA, e anomalie del modello (differenze tra i valori simulati e i valori DIVA di riferimento. Le medie sono per tutto il Mediterraneo (MED) e per i sottobacini ovest e est (WMED and EMED), per il periodo della simulazione (1981-2010).

In generale, si rileva un buon accordo tra i risultati del modello e i valori di riferimento. La temperatura media del modello è leggermente più bassa di quella di riferimento nello strato superficiale e in quello intermedio, e leggermente più alta nello strato profondo. L'anomalia di temperatura più forte (-0.41°) è nell'EMED, nello strato superficiale, mentre nel WMED l'anomalia maggiore (-0.23°) si riscontra nello strato intermedio, in cui è anche presente un'anomalia negativa di salinità. Ciò suggerisce che la propagazione della LIW dal bacino est a quello ovest sia un po' ridotta nel modello, rispetto a quanto indicato dalle osservazioni. La salinità del modello presenta anomalie negative per gli strati superficiale e intermedio, e una leggera anomalia positiva per lo strato profondo; l'anomalia più forte è di circa 0.17 *Psu*. A titolo di confronto, notiamo che i "bias" di temperatura e salinità qui riscontrati sono ben all'interno dello "ensemble spread" ottenuto dall'analisi delle simulazioni di Med-Cordex (vedi [33])

La Figura 3 mostra le serie temporali (1981-2010) delle anomalie (rispetto al valore medio sul periodo) annuali di temperatura per lo strato superficiale e per quello intermedio, nel MED e nei bacini ovest e est. La variabilità interannuale dei valori osservati è ben catturata dalla simulazione, in entrambi gli strati. La sola discrepanza significativa è un picco addizionale nello strato superficiale del WMED, che appare anche in una simulazione di hindcast precedente [34].

La simulazione riproduce correttamente la sequenza di eventi (1983, 1987 and 1989) che hanno prodotto nel bacino orientale le pre-condizioni che hanno determinato, nel periodo 1992-1993, l'EMT; vedi, ad esempio, [35-37]. Questi eventi sono stati caratterizzati da forti raffreddamenti dello strato superficiale, con conseguente formazione, nel 1992 e 1993, di imponenti volumi di acque dense nel Mar Egeo, che si sono poi distribuiti nel bacino orientale. Il forte calo di temperatura associato all'EMT è anche evidente nel grafico relativo allo strato intermedio, indicando che acqua più densa (più fredda e salata) del solito ha in quel periodo raggiunto gli strati più profondi. Ciò è confermato dal fatto che la "mixed layer depth" (MLD) nella regione ha raggiunto i suoi valori massimi durante l'evento.

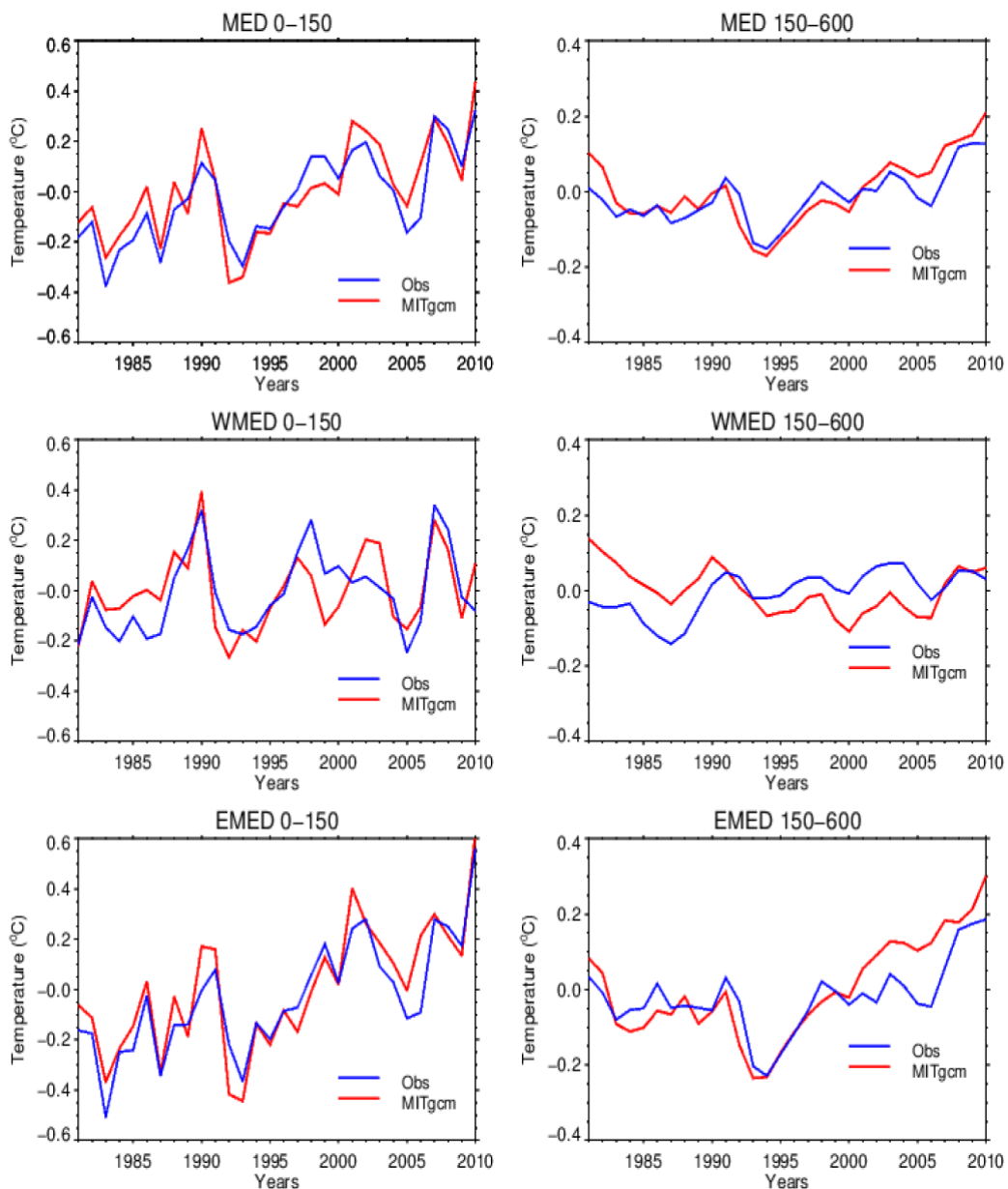


Figura 3. Serie annuali di anomalie di temperatura ($^{\circ}\text{C}$) per lo strato superficiale (0-150 m) e quello intermedio (150-600 m), per l'intero Mediterraneo (MED) e per i sottobacini occidentale (WMED) e orientale (EMED)

Considerazioni analoghe concernono le serie di anomalie annuali della salinità mostrate in Figura 4. Il trend generale nello strato superficiale è ben rappresentato nella simulazione. In particolare, nello strato superficiale del WMED, il modello riproduce molto bene il brusco calo avvenuto intorno al 1990 e il massimo del 2005, che è collegato a un noto evento di intensa formazione di acque dense nel Golfo del Leone. La figura mostra anche una buona rappresentazione della variabilità interannuale della salinità nell'EMED, con un massimo locale all'inizio degli anni 90, e un trend crescente nella seconda metà del periodo.

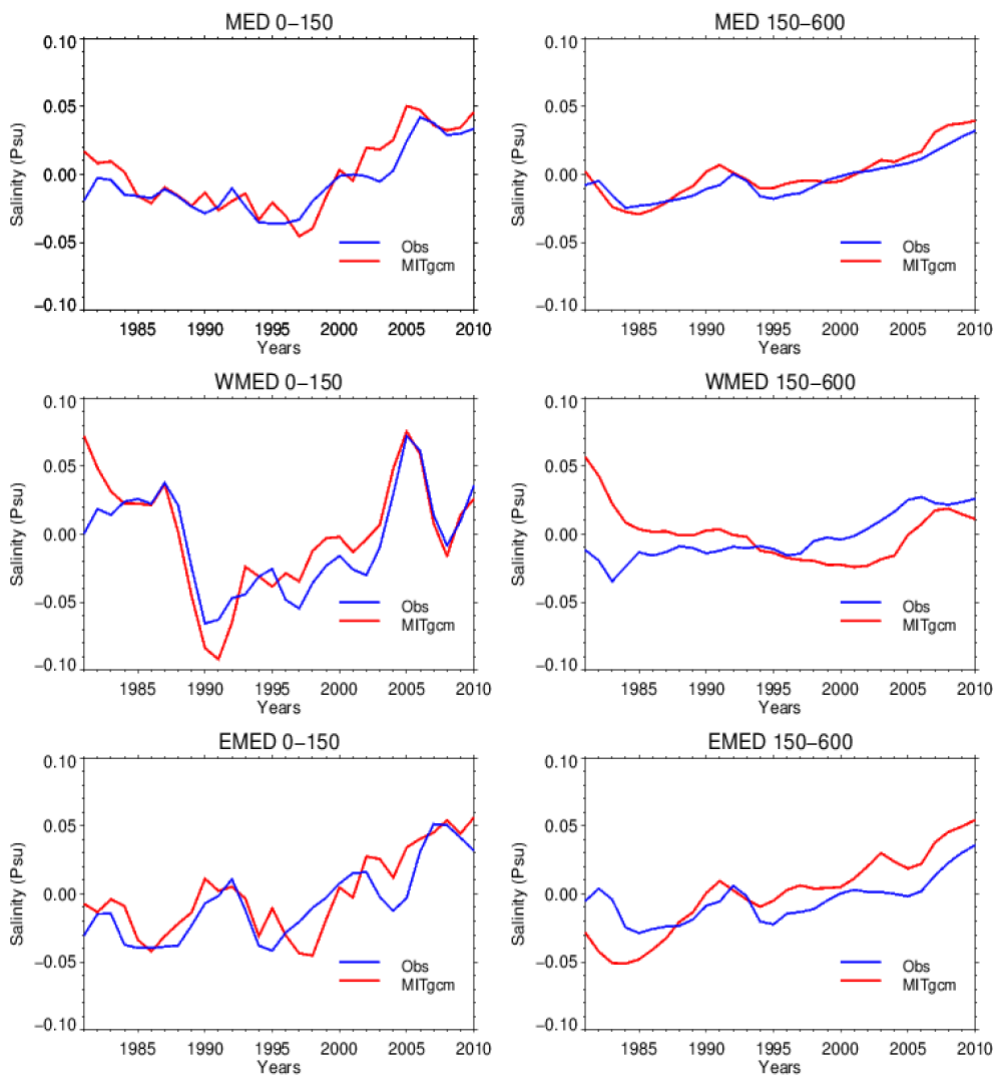


Figura 4. Come nella Figura 3, ma per le anomalie di salinità.

2.2.3 Circolazione media

La Figura 5 mostra la circolazione media prodotta dalla simulazione di hindcast (1981-2010), nello strato superficiale (15 m di profondità) e in quello intermedio (300 m di profondità). La circolazione simulata, ad entrambe le quote, è vicina a quella mostrata in Pinardi et al. [31], che è la media (periodo 1987-2007) di una rianalisi della circolazione del Mediterraneo (vedi le loro figure 3 e 4). I principali sistemi di correnti superficiali del Mediterraneo, determinati sia dal forcing atmosferico locale che dalla robusta corrente di AW che entra nel bacino attraverso lo Stretto di Gibilterra, sono presenti, con strutture simili, sia nel nostro hindcast che nella rianalisi. Ciò vale anche per la maggior parte delle strutture cicloniche e anticicloniche quasi-permanenti presenti nel bacino, anche se alcune di esse, come la circolazione ciclonica tra Sardegna e Sicilia, ed alcuni vortici più piccoli nel bacino levantino, non sono ben definite nell'output della simulazione di hindcast. Nel complesso, considerando che l'hindcast è il risultato di una simulazione "libera" di durata trentennale, mentre la rianalisi è costantemente riportata vicino allo stato osservato attraverso l'assimilazione di dati satellitari e in situ, la rappresentazione della circolazione media Mediterranea fornita dalla simulazione di hindcast nel periodo considerato risulta più che soddisfacente.

Notiamo che nel Mar Nero il modello riproduce correttamente la circolazione ciclonica permanente a scala di bacino, anche se la circolazione sembra dominata dalla dinamica invernale, poiché non mostra la presenza di alcune strutture anticicloniche più piccole che si formano in estate nella parte est del bacino.

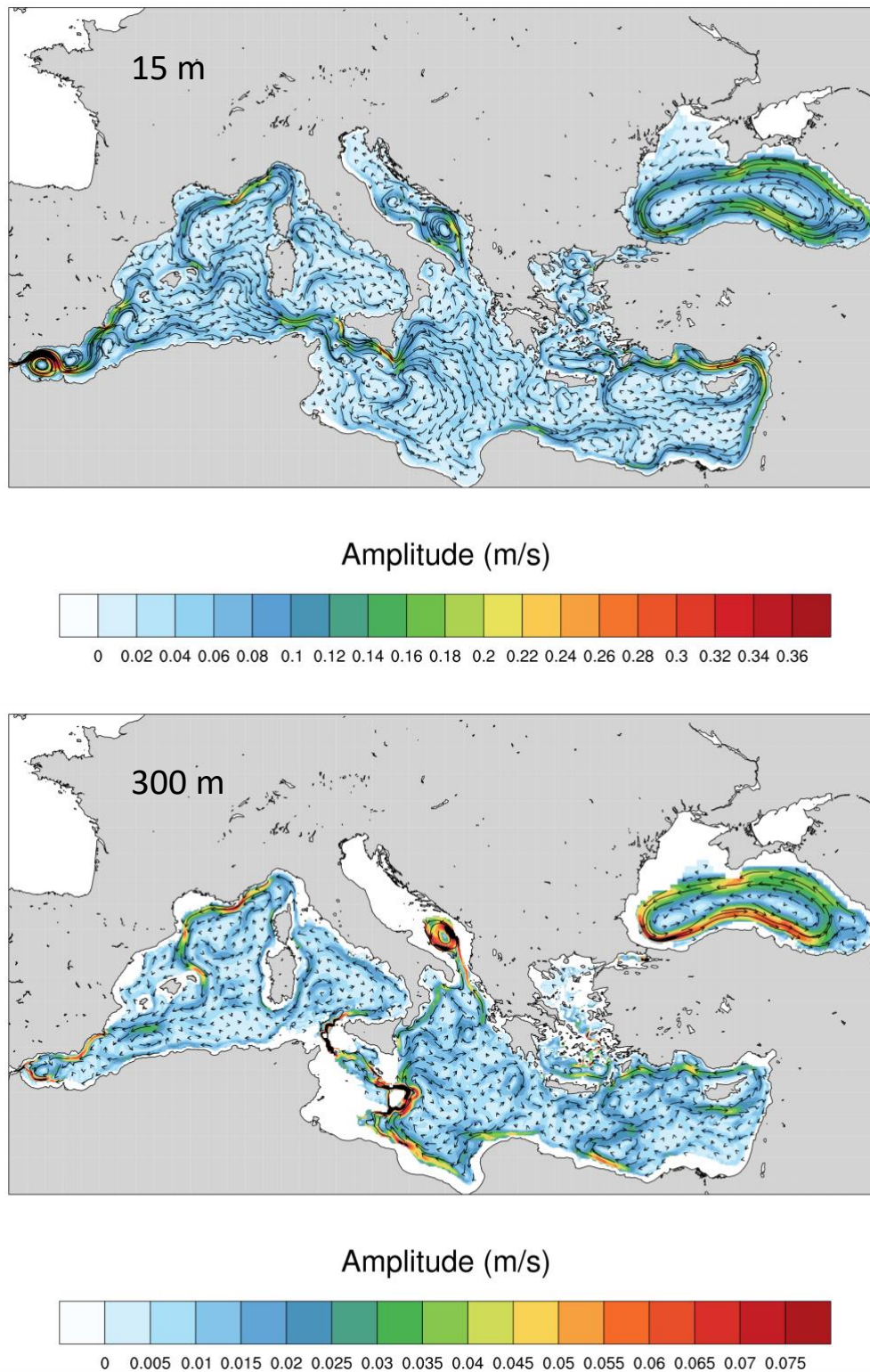


Figura 5. Circolazione media superficiale (15 m di profondità) e intermedia (300 m) prodotta dalla simulazione di hindcast (1981-2010)

Alcuni zoom della circolazione media prodotta dall'hindcast sono mostrati nella Figura 6. Il pannello in alto a sinistra evidenzia le due circolazioni cicloniche permanenti che caratterizzano la parte nord del Mediterraneo Occidentale: il grande gyre formato dalla corrente Liguro-Provenzale, che occupa la parte ovest del Mar Ligure e si estende fin verso le Baleari, e il ciclone di Bonifacio [38, 39], situato nella parte settentrionale del Mar Tirreno, ad est della Corsica. E' interessante notare che, tra queste due celle cicloniche, è presente un piccolo anticiclone, nell'area del Canale di Corsica, tra Cap Corse (la lunga penisola all'estremo nord della Corsica) e la costa italiana. Questo vortice, denominato anticiclone Ligure in [40], risulta essere una struttura robusta della circolazione locale estiva (vedi i lavori recenti di Poulain et al. [41], e Iacono e Napolitano [42]), sostenuta dal rotore ciclonico dello stress del vento tipicamente presente nell'area in questa stagione. Lo zoom nella parte destra della figura mostra che il modello riproduce correttamente la struttura della circolazione media del Mar Adriatico, caratterizzata dalla grande struttura ciclonica con due poli che occupa la parte meridionale, più profonda, del bacino (vedi, ad esempio, [1], dove viene analizzata la dinamica prodotta dal modello MITO previsionale ad alta risoluzione, in una simulazione dedicata che copre il periodo 19 Marzo-30 Aprile 2018). Notiamo infine che la dinamica superficiale del Mar di Marmara, nell'ultimo zoom, è dominata da un gyre centrale anticiclonico, spostato verso la costa nord del piccolo bacino, in accordo con i recenti risultati di uno studio numerico ad alta risoluzione della circolazione nel sistema degli stretti turchi (Sannino et al. [43]).

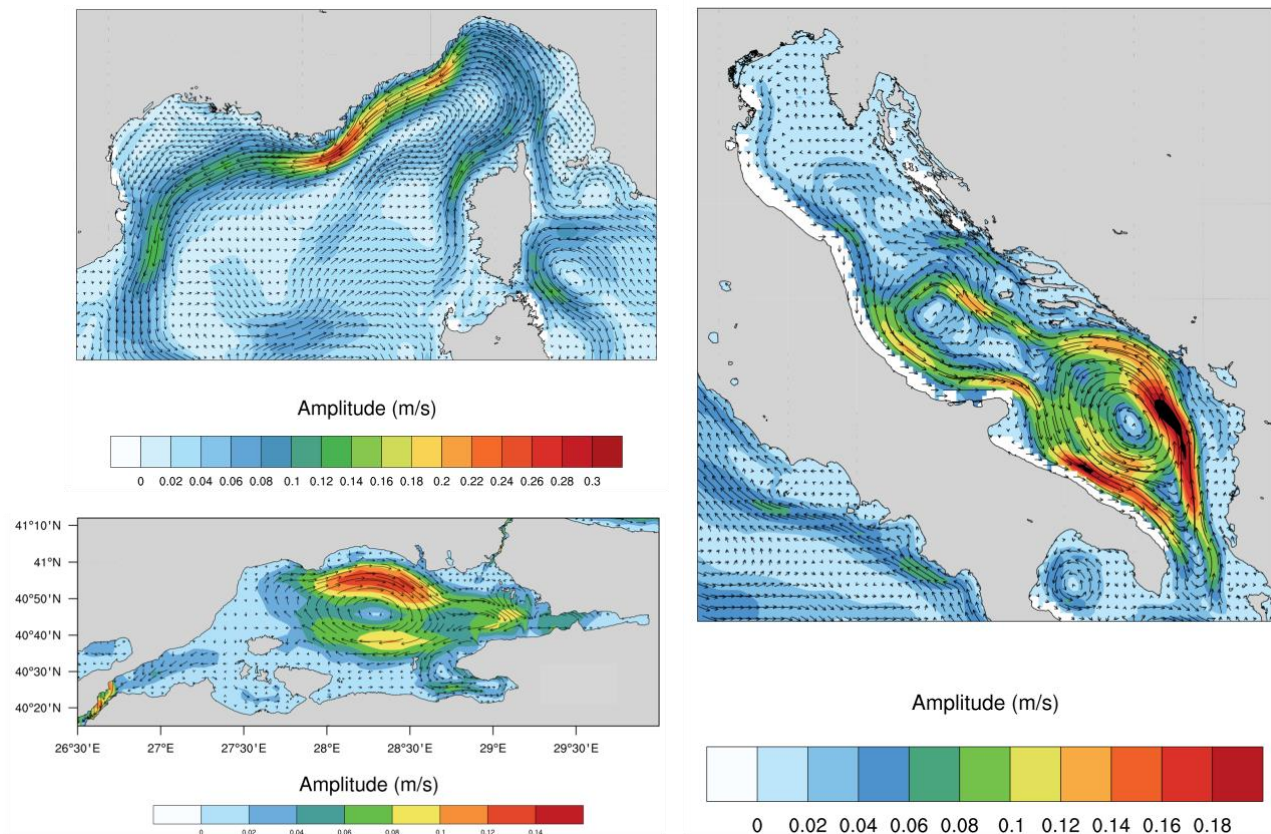


Figura 6 Zoom della circolazione superficiale (15 m) in tre sotto-bacini: Liguro-Provenzale (in alto a sinistra); Adriatico (a destra); Mar di Marmara, il piccolo bacino che separa l'Egeo dal Mar Nero.

2.2.4 Elementi di variabilità

Anche se in questo contesto non è possibile discutere in dettaglio l'evoluzione della circolazione nelle tre decadi coperte dalla simulazione di hindcast, abbiamo verificato che la simulazione riproduce correttamente gli elementi principali di variabilità nel periodo, inclusa l'evoluzione dell'EMT, che ha progressivamente influenzato la dinamica di tutto il Mediterraneo, fino all'inizio degli anni 2000.

Vogliamo invece evidenziare nel seguito due elementi peculiari di variabilità della dinamica mediterranea delle ultime decadi, di natura più locale, che la simulazione è stata capace di catturare. Il primo è la cosiddetta "NIG oscillation", che consiste in una periodica inversione della circolazione superficiale osservata nella parte nord del Mar Ionio (North Ionian Gyre). Quest'inversione, con un'alternanza tra fasi cicloniche ed anticicloniche, è probabilmente dovuta a un meccanismo dinamico interno dello Ionio, che è noto come Bimodal Oscillating System (BiOS; vedi [44, 45], e [46], dove altri lavori rilevanti sono citati), anche se un contributo dovuto alla variabilità delle forzanti atmosferiche nella regione non è stato ancora escluso.

La Figura 7 mostra che l'inversione del NIG è effettivamente presente nella simulazione di hindcast. I due pannelli mostrano medie del campo di velocità (i colori indicano l'intensità della corrente) nella parte nord e centrale dello Ionio, a 30 m di profondità, per i periodi 1993-97 e 1998-2004. Questi periodi corrispondono alla prima fase anticiclonica e alla prima fase ciclonica, rispettivamente (ovviamente, il termine prima fase si riferisce qui al periodo relativamente recente in cui l'oscillazione è stata osservata, ma non è escluso che simili fenomeni possano essersi verificati in un passato più remoto).

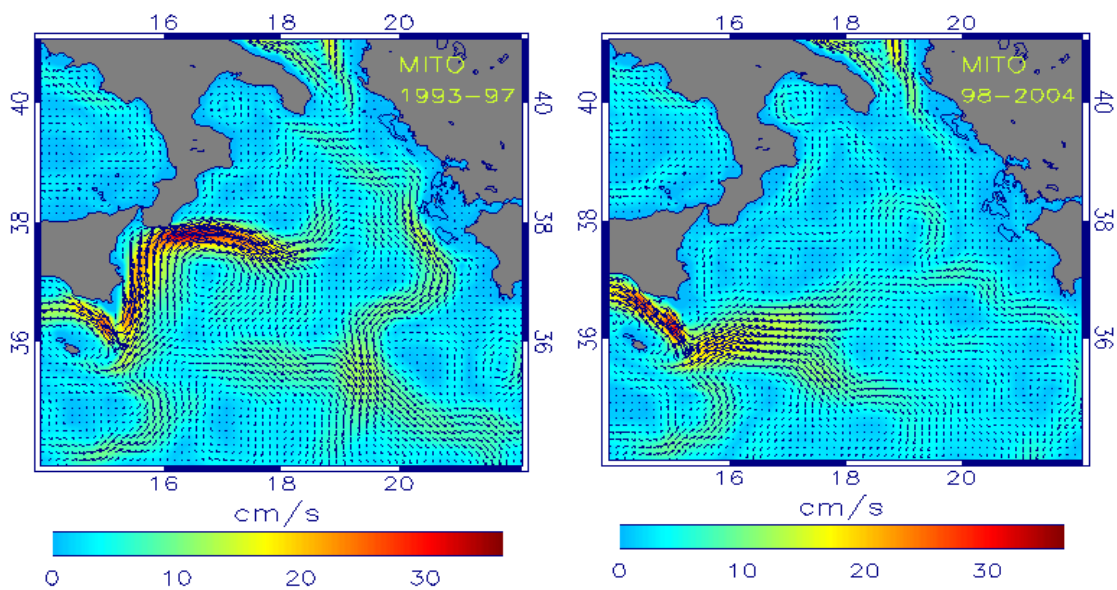


Figura 7. Circolazione nello Ionio nord e centrale, a 30 m di profondità; medie sui periodi 1993-97 (prima fase anticiclonica della NIG oscillation) e 1998-2004 (prima fase ciclonica della NIG oscillation).

L'alternanza tra i due differenti regimi di circolazione è evidente nelle due mappe, con lo stream proveniente dal Canale di Sicilia che vira bruscamente verso nordest nel primo periodo, formando un meandro anticiclonico che occupa tutto il nord Ionio, mentre nella successiva fase ciclonica la corrente fluisce principalmente nella parte centrale del bacino, diretta verso il Levantino, mentre la parte nord del bacino ospita un'ampia cella ciclonica.

Un altro esempio di variabilità locale indotta dall'oscillazione del NIG è illustrato nella Figura 8, dove sono riportate le serie mensili delle anomalie di ADT (Absolute Dynamic Topography, dedotta da misure satellitari; anomalie rispetto alla media del periodo), mediate sul nord (pannello in alto) e sull'Egeo, a sud di 39°N, (pannello inferiore). Si può vedere che gli effetti dell'oscillazione sul livello del mare, evidenti in entrambe le regioni, hanno fasi opposte: un massimo relativo di elevazione nel nord Ionio (NIG anticiclonico)

corrisponde a un minimo di elevazione nell'Egeo, e viceversa. Questo comportamento è stato analizzato in un lavoro recente [47], che si concentra sulla relazione tra la circolazione superficiale dello Ionio e la variabilità della salinità nel sud dell'Adriatico e nell'Egeo.

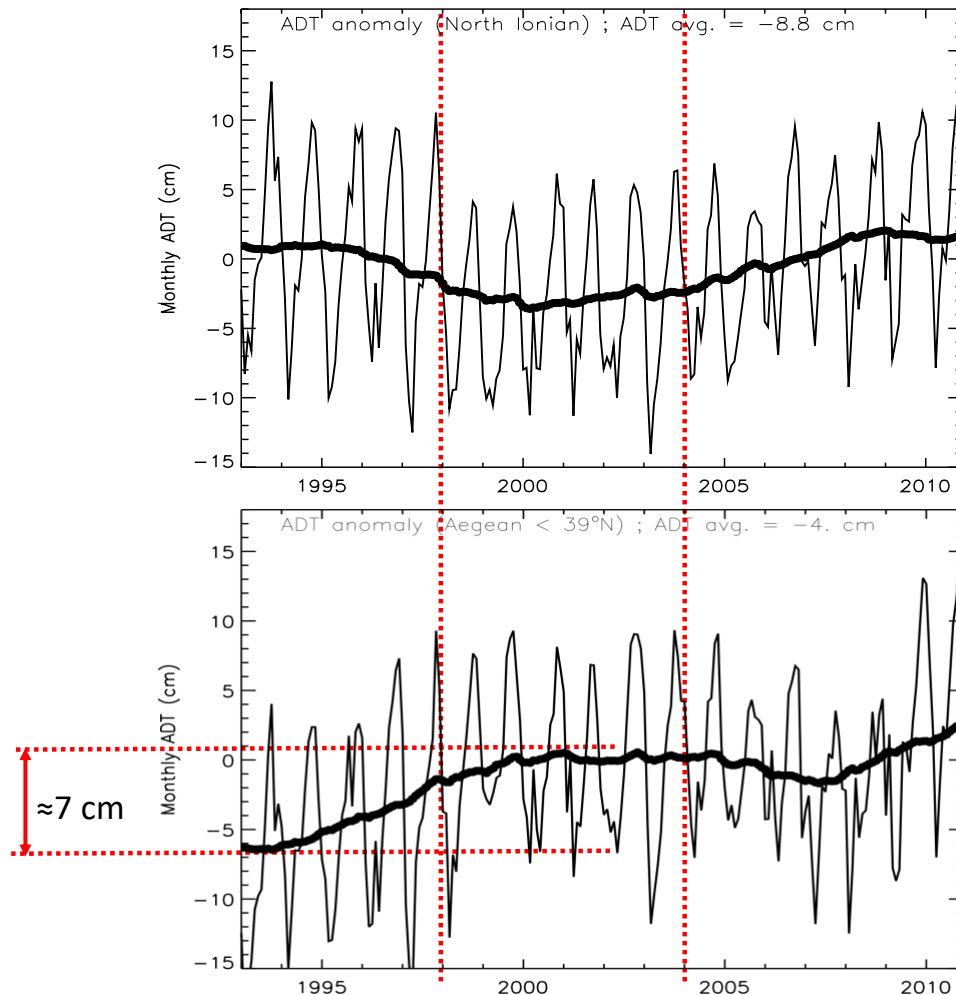


Figura 8. Serie mensili di anomalie di ADT, mediate sul nord Ionio (pannello superiore) e sull'Egeo, a sud di 39°N. Si vede che i cambiamenti di elevazione dovuti all'oscillazione del NIG sono in controfase nei due bacini.

La Figura 9 mette a confronto mappe dell'ADT per l'Egeo (riga superiore) con corrispondenti mappe di elevazione risultanti dall'hindcast (riga inferiore). I pannelli a sinistra mostrano le medie sul periodo 1993-2010 (periodo in cui il dataset altimetrico e la simulazione di hindcast si sovrappongono), mentre gli altri pannelli sono relativi alla prima fase anticiclonica e alla prima fase ciclonica dell'oscillazione del NIG.

Il modello è in buon accordo con le osservazioni, con elevazioni più basse nella prima fase del NIG, e un deciso aumento nella seconda fase. La struttura spaziale dell'elevazione del modello è simile a quella dell'ADT, con valori più alti (bassi) nella parte nord (sud) del bacino, e anche alcune strutture di mesoscala, come la depressione ciclonica centrata a 38°N sono presenti in entrambi i campi.

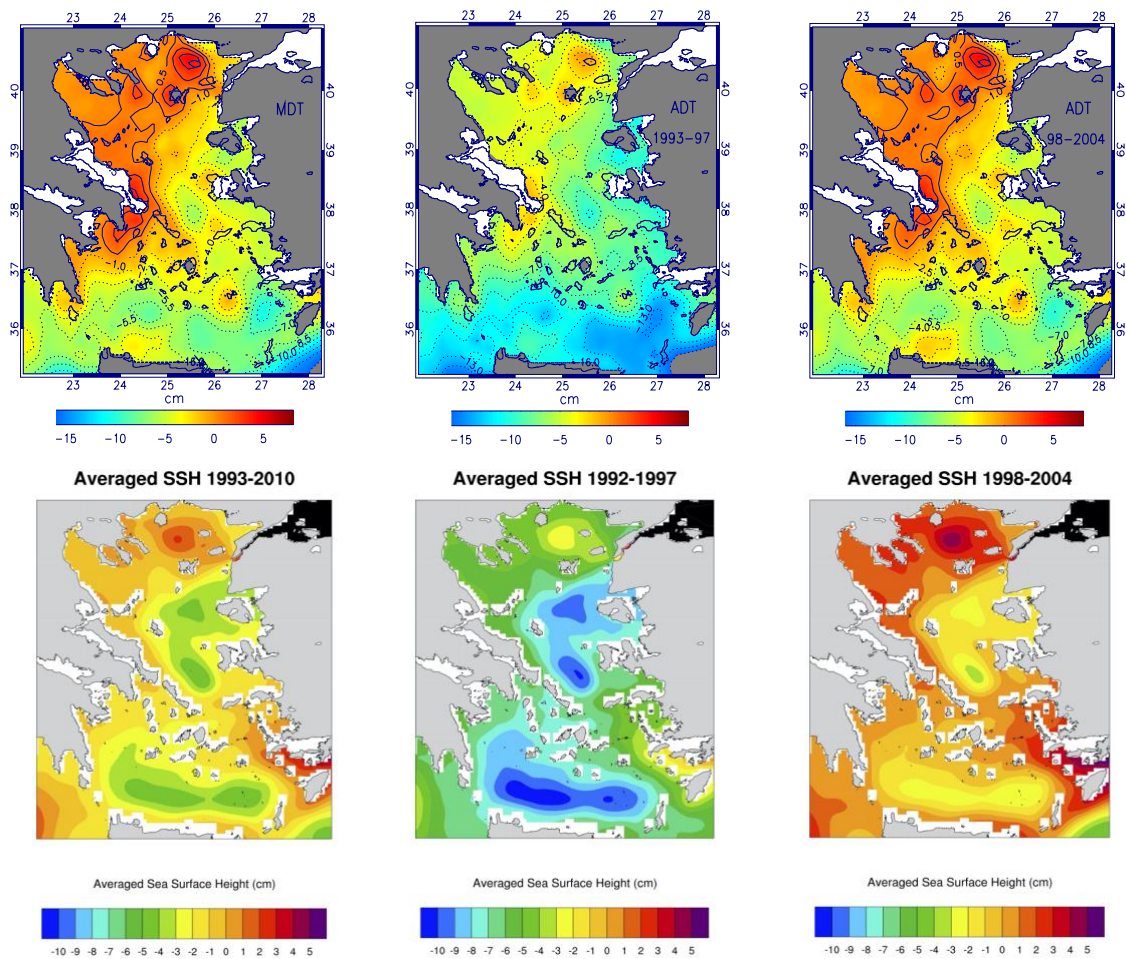


Figura 9. Mappe dell’ADT per l’Egeo (pannelli superiori) e corrispondenti mappe di elevazione risultanti dall’hindcast. I pannelli a sinistra mostrano le medie sul periodo 1993-2010, mentre gli altri pannelli sono relativi alla prima fase anticiclonica e alla prima fase ciclonica dell’oscillazione del NIG, rispettivamente.

2.2.5 Livello del mare

Passiamo ora ad analizzare più in dettaglio l’evoluzione del livello del mare (nel seguito SL; sea level) prodotta dalla simulazione di hindcast. Cominciamo con il confrontare i risultati del modello con dati altimetrici, in particolare con dati di “sea level anomaly” (SLA), che è la quantità effettivamente misurata da satellite che, sommata alla “mean dynamic topography” (MDT), fornisce la ADT, e cioè l’altezza della superficie del mare rispetto al geode. I dati usati sono mappe L4 di SLA e variabili derivate riprocessate (Portale Copernicus, <http://marine.copernicus.eu>), ottenute dall’integrazione dei dati misurati lungo le singole tracce da differenti satelliti (il cui numero è andato aumentando progressivamente nel tempo). Le mappe hanno una risoluzione nominale di $1/8^\circ \times 1/8^\circ$ (circa 14 km x 14 km), che è il doppio della risoluzione dei prodotti che coprono l’oceano globale. Esse sono disponibili a partire dal 1993, il che consente di avere 18 anni in cui la simulazione (che termina nel 2010) si sovrappone alle osservazioni.

Il primo confronto effettuato concerne il ciclo stagionale del SL medio, nell’intero Mediterraneo, e nei due principali sottobacini. Esso è rappresentato in Figura 10, dove le linee tratteggiate indicano per le osservazioni e quelle solide si riferiscono al modello. Il pannello a) mostra che il ciclo stagionale del modello sull’intero bacino è abbastanza vicino alle osservazioni, sovrastimando leggermente i dati in inverno e sottostimandoli alla fine dell’estate e in parte dell’autunno (settembre, ottobre, novembre; SON).

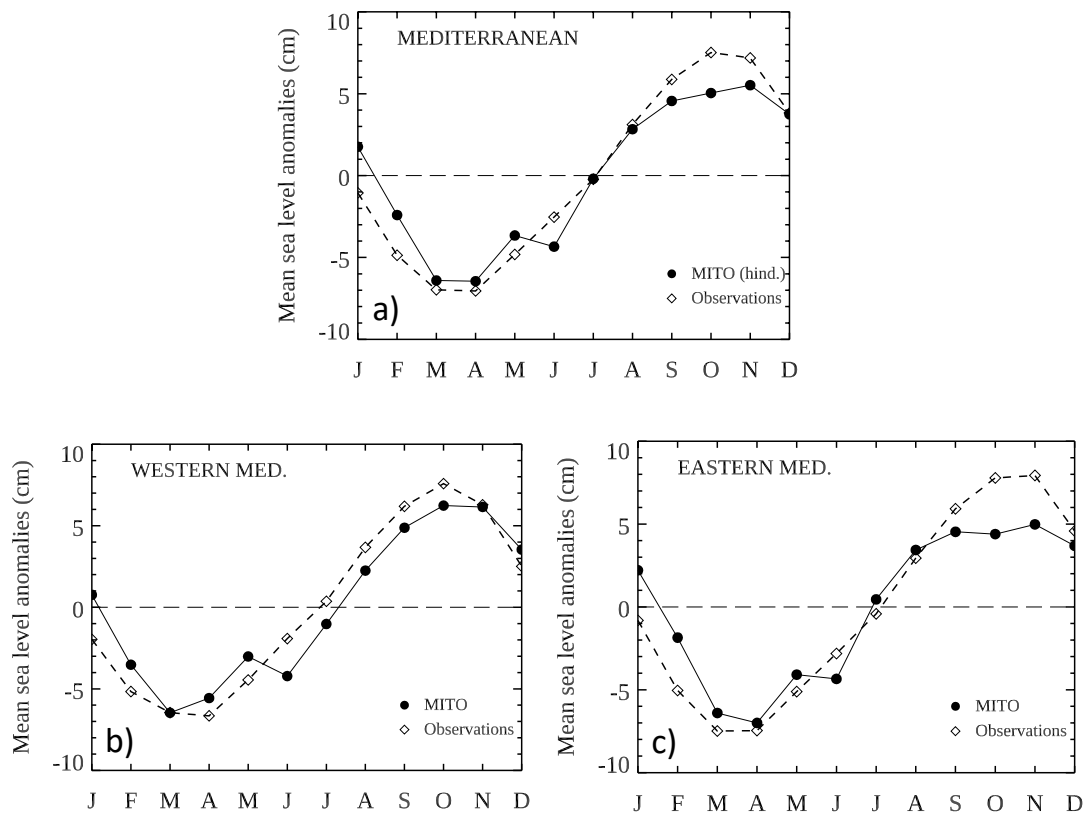


Figura 10. Ciclo stagionale del SL; a) intero Mediterraneo; b) WMED; c) EMED. La linea solida è per il modello e quella tratteggiata per le osservazioni.

Il ciclo stagionale ottenuto dal modello è anche vicino a quello della simulazione MED12 discussa in [24] (curva azzurra nella loro Figura 3), che è quella che fornisce i risultati migliori tra le quattro simulazioni di hindcast considerate in quel lavoro. Gli altri due pannelli della figura mostrano lo stesso confronto per il WMED e l'EMED. Il ciclo stagionale per il WMED segue ancora meglio quello dedotto dalle osservazioni, mentre nell'EMED, dove l'ampiezza del ciclo è leggermente più grande, la sottostima dei dati da modello è maggiore nel periodo SON. Questo può essere compreso ricordando che il contributo sterico al SL, che è assente nei modelli di circolazione, viene qui introdotto indirettamente attraverso la condizione al bordo atlantica. Ciò da buoni risultati nel WMED, come abbiamo visto, ma può non essere sufficiente nel bacino orientale, dove potrebbero esserci variazioni addizionali indotte da flussi di calore locali.

La variabilità interannuale del SL, da modello e osservazioni, è illustrata nella Figura 11, dove sono utilizzate le stesse notazioni della figura precedente. I valori plottati sono anomalie annuali rispetto al periodo coperto dall'altimetro (1993-2010), mediate su quattro differenti bacini. Il primo pannello è relativo alla box atlantica, cioè il piccolo dominio ad ovest dello Stretto di Gibilterra dove vengono imposte le condizioni al contorno, usando dati altimetrici. Dal 1993 in poi la serie delle anomalie da modello segue molto bene quelle delle osservazioni, mostrando che le condizioni al bordo sono state applicate correttamente nel nostro modello. I coefficienti di correlazione di Tabella 2 mostrano che la serie modellistica e quella delle osservazioni sono comunque ben correlate in tutti i bacini in considerazione.

	Box Atlantico	Mediterraneo	WMED	Levantino
Correlazione con SLA	0.81	0.81	0.78	0.87

Tabella 2. Correlazione tra le serie annuali di anomalie di SL dedotte dal modello di hindcast e dai dati di SLA, per quattro differenti bacini.

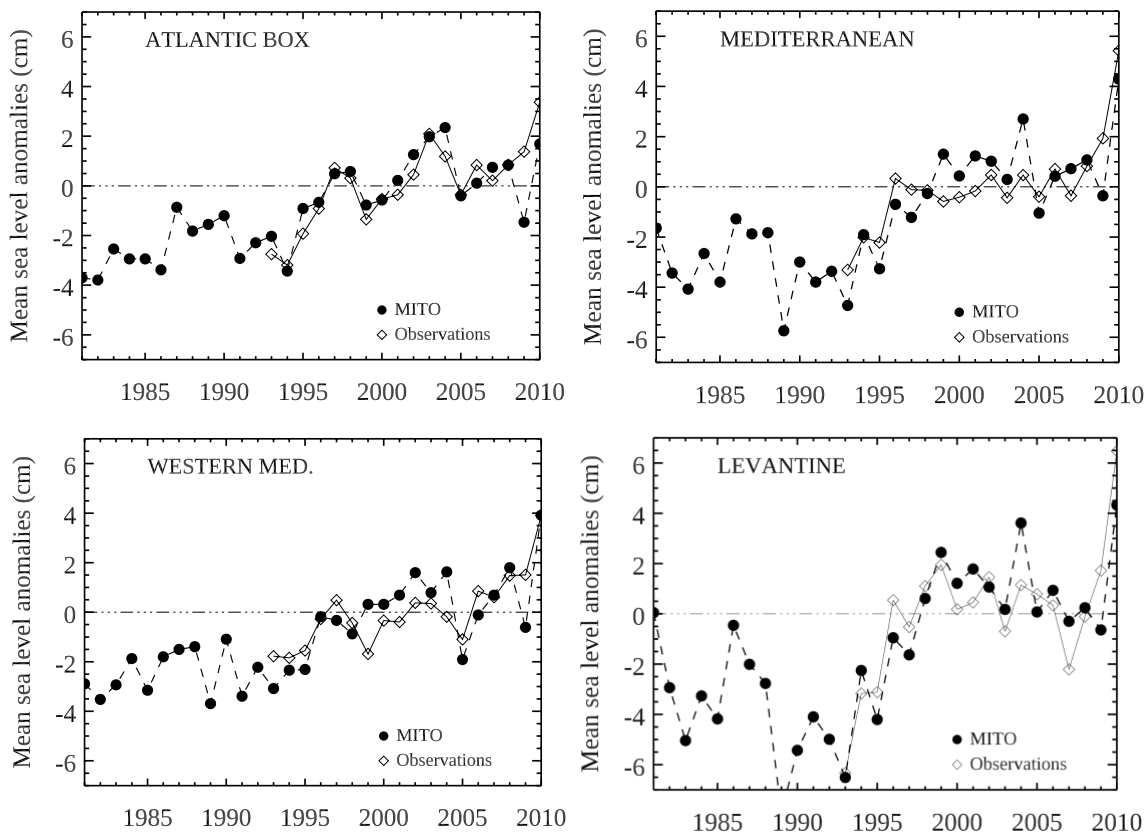


Figura 11. Variabilità interannuale del SL in differenti bacini. Le convenzioni sono come in Figura 10.

La serie di anomalie di SL per il Mediterraneo (pannello a destra in alto in Figura 11) riproduce il trend crescente mostrato dalle osservazioni altimetriche; vedi [48], e il lavoro più recente di Mohamed et al. [49], in cui sono stati calcolati i trend di crescita del SL nei vari sotto-bacini del Mediterraneo, sulla base di 25 anni di dati altimetrici. Vengono anche catturate variazioni su scale più brevi, come quella del 2010, che deriva da un brusco aumento del SL invernale sull'intero bacino. Landerer e Volkov [50] hanno mostrato che questo aumento è stato causato da fluttuazioni barotropiche a scala di bacino indotte da variazioni dello stress del vento nell'area dello Stretto di Gibilterra, associate a un ingresso anomalo di acqua atlantica. Un simile evento si è verificato nell'inverno del 2011.

Il confronto con la Figura 4 di [24] mostra che la serie cattura anche le principali variazioni osservate prima del 1993; qui il riferimento è fornito da due ricostruzioni del SL mediterraneo [51,52], basate su dati mareografici costieri. La serie è anche in buon accordo con quella derivante dalla simulazione MED12 descritta in [24]; ciò è anche dovuto al fatto che, nonostante molte differenze tra MED12 e il nostro modello, entrambi usano la stessa condizione al bordo atlantica, e, come forcing atmosferico, downscalings degli stessi dati (ERA-INTERIM). Notiamo infine che la serie da modello è talvolta caratterizzata da variazioni più forti che nei dati, che potrebbero derivare da contributi da strutture di mesoscala meglio risolte nel modello, grazie alla risoluzione spaziale più alta ($1/16^\circ$, mentre la risoluzione nominale dei dati altimetrici è di $1/8^\circ$).

Veniamo ora ai pannelli inferiori di Figura 11, relativi al bacino più vicino all'Atlantico (WMED), e a quello più lontano, e cioè il bacino Levantino, a est di 22°E . I segnali sono parecchio differenti nei due sottobacini; la serie del WMED assomiglia a quella del box atlantico, con un aumento abbastanza regolare del SL durante le tre decadi della simulazione, mentre la serie del Levantino mostra una diminuzione del SL alla fine degli anni 80 e all'inizio degli anni 90, seguita da un forte aumento, che porta ad uno stato differente nell'ultima decade. Questo comportamento è naturalmente dovuto all'EMT, l'evento che ha avuto gli impatti più forti sull'idrologia del Mediterraneo negli ultimi decenni. Il modello è qui capace di catturare il rapido aumento di SL dovuto alle modifiche degli strati profondi nella fase di pre-condizionamento (gli effetti dell'EMT sul SL

sono stati analizzati per la prima volta da Tsimplis e Josey [53]). La serie da modello è ben correlata con quella del modello anche dopo il transiente, dove i trend di crescita sono decisamente nonlineari (vedi [54]). Possiamo quindi dire che il modello non solo riproduce correttamente la variabilità del SL a scala di bacino durante le tre decadi della simulazione, ma anche alcune attese, importanti differenze tra sotto-bacini. Serie mensili di elevazione estratte dal modello sono state confrontate con serie di misure mareografiche, in 34 siti lungo le coste del dominio computazionale, che sono indicati nella mappa di Figura 12. Il dataset mareografico è formato da serie mensili ottenute dai dati del Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) [55] e della Rete Mareografica Nazionale (<http://mareografico.it>).

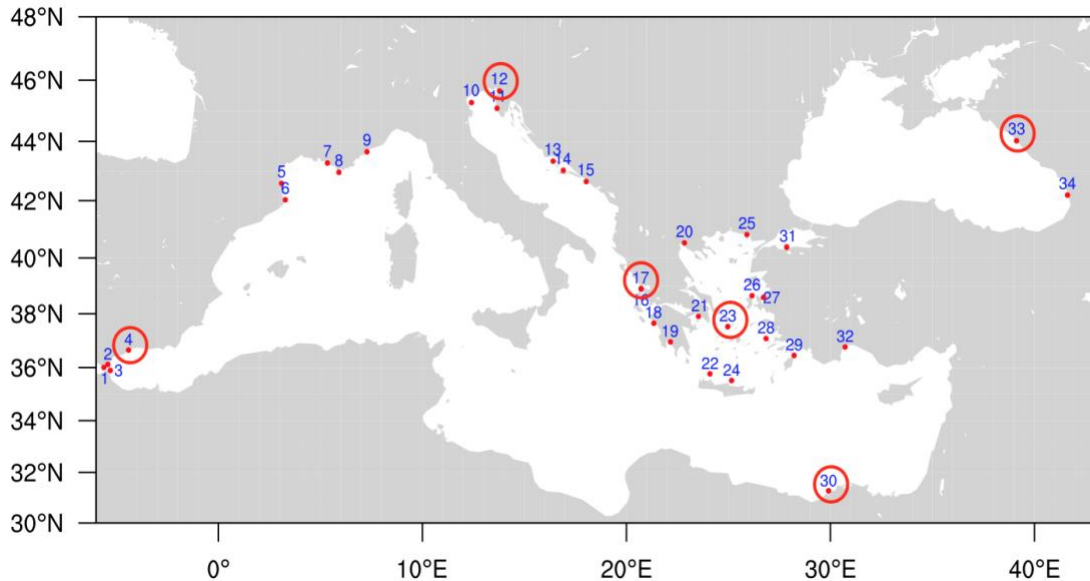


Figura 12. Siti delle stazioni mareografiche i cui dati sono stati usati per costruire la Tabella 3. I cerchi rossi indicano le stazioni usate per estrarre le serie temporali mostrate nella Figura 13.

I dati mareografici sono stati utilizzati per costruire la Tabella 3, in cui, per ognuno dei siti, sono indicati i nomi, le coordinate geografiche, il coefficiente di correlazione tra serie osservata e serie corrispondente ottenuta dal modello, la deviazione standard per entrambe le serie, e il numero dei dati disponibili. I coefficienti di correlazione sono piuttosto alti nella maggior parte delle stazioni; sono inferiori a 0.65 solo 8 stazioni (17, 23, 25, 26, 28, 29, 31, 34), locate nel Mar Egeo o vicino, e una nel Mar Nero. Ciò è incoraggiante, considerando che i valori del modello sono quelli al punto del grigliato computazionale vicino alla stazione, che è di solito molto più vicino alla costa, e che il modello evolve liberamente (senza nessuna assimilazione dati) per tre decenni. Questo confronto mostra che, in una parte del bacino (la parte nord, dove molte delle stazioni sono situate) il modello fornisce una descrizione piuttosto accurata della variabilità del SL non solo su scale spaziali di sotto-bacino, ma anche nella fascia costiera, dove le conseguenze dei cambiamenti climatici possono essere più forti. Il fatto che il modello si comporti meno bene nel Mar Egeo è probabilmente dovuto, almeno in parte, alla difficoltà di riprodurre correttamente dinamiche di piccola scala dovute alla struttura molto complicata della linea di costa e della batimetria della regione prospiciente.

n.	station	code	longitude	latitude	Corr.	n. times	std station	std model
1	TARIFA	488	-5,616	36,020	0,651	321	6,821	4,177
2	ALGECIRAS	490	-5,422	36,132	0,717	249	5,974	3,936

3	CEUTA	498	-5,299	35,910	0,659	330	5,502	4,205
4	MALAGA	496	-4,407	36,668	0,777	349	7,606	4,469
5	PORT VENDRES	1469	3,094	42,594	0,766	210	7,952	6,113
6	L'ESTARTIT	1764	3,281	42,031	0,825	241	7,472	6,630
7	MARSEILLE	61	5,344	43,281	0,797	316	7,207	6,318
8	TOULON	980	5,906	42,969	0,711	217	7,041	6,772
9	NICE	1468	7,281	43,656	0,717	300	7,101	6,373
10	VENEZIA (PUNTA DELLA SALUTE)	168	12,406	45,281	0,813	239	8,804	8,607
11	ROVINJ	761	13,656	45,094	0,799	349	8,246	8,630
12	TRIESTE	154	13,781	45,656	0,810	349	8,450	8,718
13	SPLIT - GRADSKA LUKA	352	16,406	43,344	0,761	349	7,925	8,293
14	SUCURAJ	1706	16,906	43,031	0,732	221	8,431	8,321
15	DUBROVNIK	760	18,031	42,656	0,754	345	7,568	8,049
16	LEVKAS	1239	20,719	38,906	0,702	310	9,384	7,356
17	PREVEZA	410	20,719	38,906	0,585	301	7,579	7,380
18	KATAKOLON	1240	21,344	37,656	0,717	300	7,720	7,412
19	KALAMAI	411	22,156	36,969	0,770	276	7,947	7,677
20	THESSALONIKI	373	22,844	40,536	0,680	329	8,847	8,014
21	NORTH SALAMINOS	1604	23,531	37,906	0,735	180	8,305	7,856
22	SOUDHAS	1232	24,094	35,781	0,678	338	7,668	7,607
23	SIROS	1234	24,969	37,531	0,577	317	8,687	7,644
24	IRAKLION	634	25,156	35,531	0,669	235	10,500	7,208
25	ALEXANDROUPOLIS	1238	25,906	40,825	0,635	312	8,132	7,820
26	KHIOS	408	26,156	38,656	0,622	316	8,108	7,746
27	MENTES/IZMIR	1679	26,719	38,594	0,686	265	8,062	7,785
28	LEROS	1233	26,844	37,094	0,522	300	6,432	6,800
29	RHODOS	1243	28,219	36,469	0,649	220	7,741	6,415
30	ALEXANDRIA	503	29,906	31,281	0,708	301	9,142	7,470
31	ERDEK	1598	27,856	40,383	0,478	255	9,030	6,460
32	ANTALYA II	1681	30,719	36,781	0,736	253	9,541	7,811
33	TUAPSE	215	39,125	44,026	0,724	346	9,428	9,200
34	POTI	41	41,622	42,192	0,533	336	12,538	9,128

Tabella 3. Confronto con dati mareografici in 34 siti, per ognuno dei quali sono indicati i nomi, le coordinate geografiche, il coefficiente di correlazione tra serie osservata e serie corrispondente ottenuta dal modello, la deviazione standard per entrambe le serie, e il numero dei dati disponibili.

Le serie mensili di elevazione per sei delle stazioni, indicate da cerchi rossi nella Figura 12, sono mostrate nella Figura 13, dove i risultati del modello sono in rosso e i dati mareografici in nero. La variabilità interannuale è riprodotta piuttosto bene alle stazioni di Malaga, Trieste, Preveza e Alexandria, e meno bene a quelle di Siros (Egeo) e Tuapse (Mar Nero). Ciò potrebbe indicare che la scelta di utilizzare input fluviali climatici (vedi Sezione 2.1) non ha consentito al modello di catturare completamente la variabilità interannuale nell'area dell'Egeo e del Mar Nero.

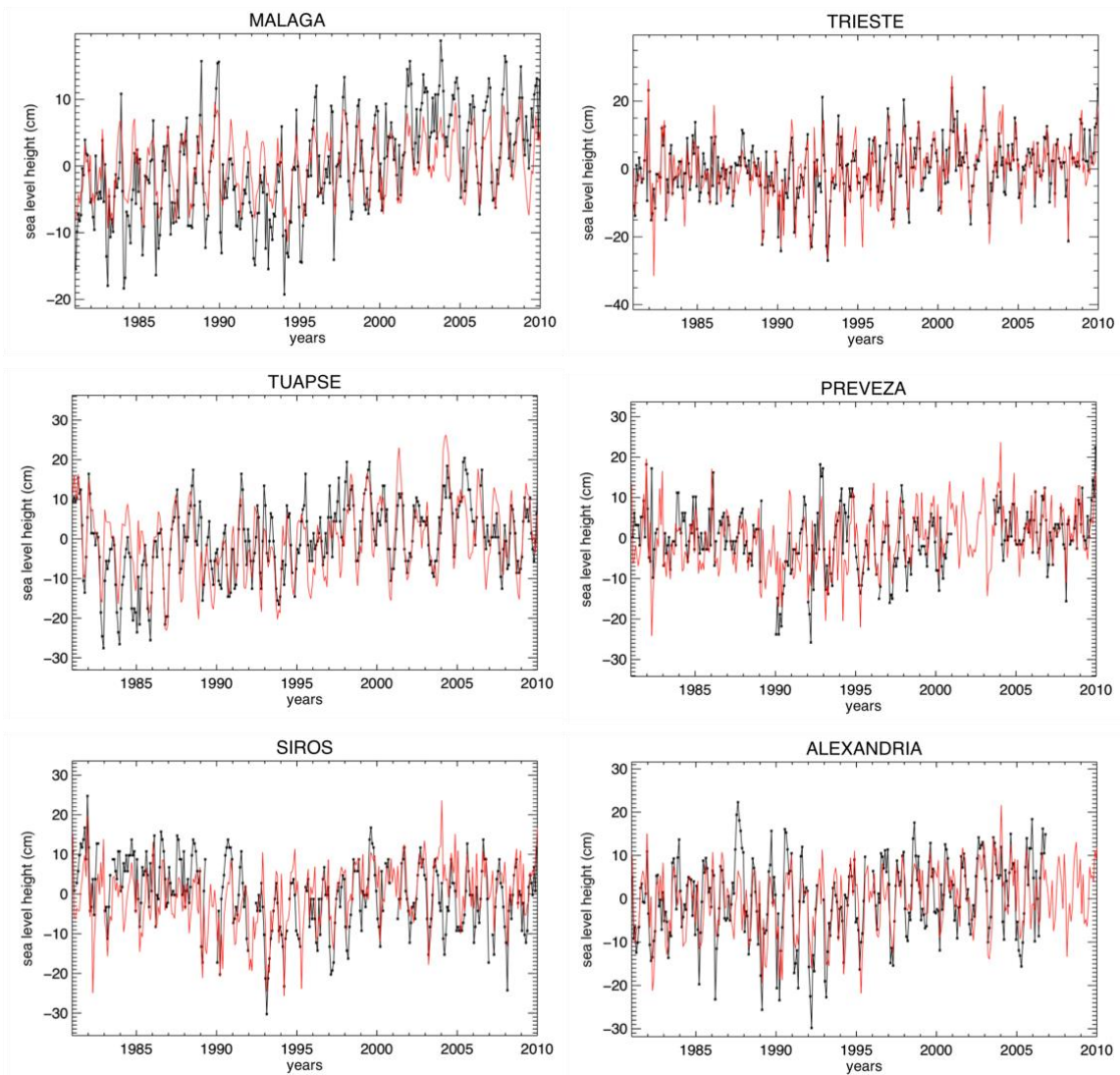


Figura 13. Confronto tra le serie mensili di elevazione estratte dal modello (rosso) e quelle derivate dai dati mareografici (nero), in sei stazioni costiere, indicate da cerchi rossi nella mappa di Figura 12.

2.3 Simulazione storica

Descriviamo ora alcuni risultati della simulazione storica. I trasporti medi al SoG e agli stretti turchi sono riportati nella Tabella 4, dove sono confrontati con i valori corrispondenti risultanti dalla simulazione di hindcast. Le sezioni su cui sono calcolati i trasporti sono situate a 5.4° W per il SoG, a 26.2° E per i Dardanelli, e a 41° N per il Bosforo; i trasporti sono positivi per un flusso diretto verso est (nord). In generale, i valori di trasporto entranti e uscenti dagli stretti sono vicini nelle due simulazioni, e, per quanto riguarda SoG, all'interno degli intervalli noti, sulla base di precedenti lavori (vedi il lavoro di Jordà precedentemente citato [32]). I valori medi dei trasporti netti agli stretti turchi sono entrambi negativi, come era da attendersi, poiché è noto che, su scale sufficientemente lunghe, nell'Egeo c'è un flusso netto entrante di acqua meno densa che proviene dal Mar Nero, bacino in cui la somma delle precipitazioni e degli apporti fluviali eccede l'evaporazione. Il valore del trasporto netto attraverso questi stretti è un po' più basso dei valori riportati precedentemente in letteratura, che variano tra 0.006 Sv e 0.01 Sv (vedi [56-58], e [43]). Va però notato che i flussi attraverso gli stretti turchi sono difficili da misurare, a causa della forte variabilità delle correnti che li

attraversano, e che sarebbero quindi necessarie osservazioni di lungo periodo per avere valori sperimentali più affidabili.

NETTO	Gibilterra	Dardanelli	Bosforo
Hindcast	60 ± 90	-2 ± 7	-1 ± 8
Storico	60 ± 60	-4 ± 9	-4 ± 9
INFLOW	Gibilterra	Dardanelli	Bosforo
Hindcast	930 ± 90	15 ± 2	5 ± 4
Storico	1080 ± 80	14 ± 3	5 ± 3
OUTFLOW	Gibilterra	Dardanelli	Bosforo
Hindcast	-870 ± 100	-17 ± 7	-7 ± 4
Storico	-1020 ± 70	-18 ± 7	-9 ± 6

Tabella 4. Trasporti medi attraverso il SoG e gli stretti turchi (in $m^3/s \times 10^3$) per le simulazioni di hindcast e storica [valori medi e deviazione standard mensile]. Valori negativi sono si riferiscono a flussi diretti verso l'Atlantico per il Sog, e verso il Mediterraneo per gli stretti turchi.

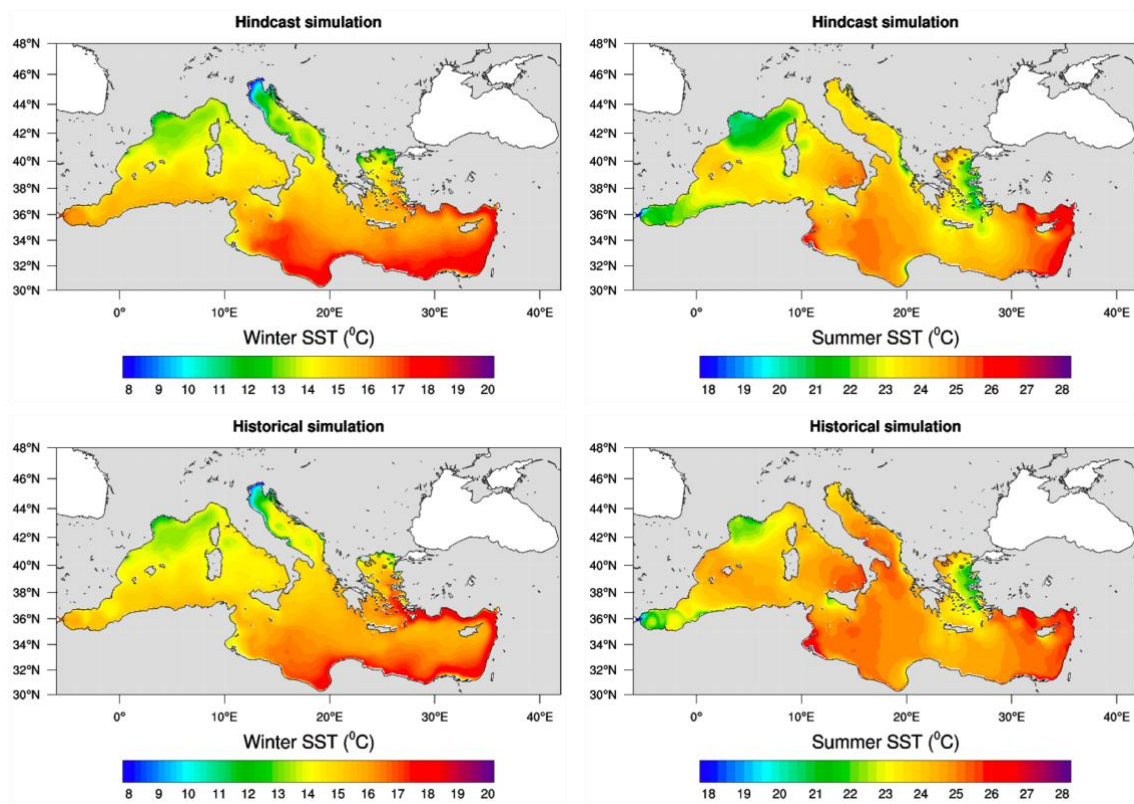


Figura 14. Mappe medie di SST per la stagione invernale e per quella estiva, con i pannelli in alto (basso) per l'hindcast (lo storico).

La Figura 14 mostra mappe medie di SST (sea surface temperature) per la stagione invernale e per quella estiva, con i pannelli in alto (basso) per l'hindcast (lo storico). Le medie sono sul periodo 1987-2005, in cui le due simulazioni si sovrappongono. La distribuzione spaziale della SST è simile nelle due simulazioni, e simile a quella della SST osservata (non mostrata).

Nella figura 15 mostriamo invece la differenza tra le corrispondenti mappe di salinità superficiale e i valori di riferimento dalla rianalisi disponibile attraverso CMEMS [59].

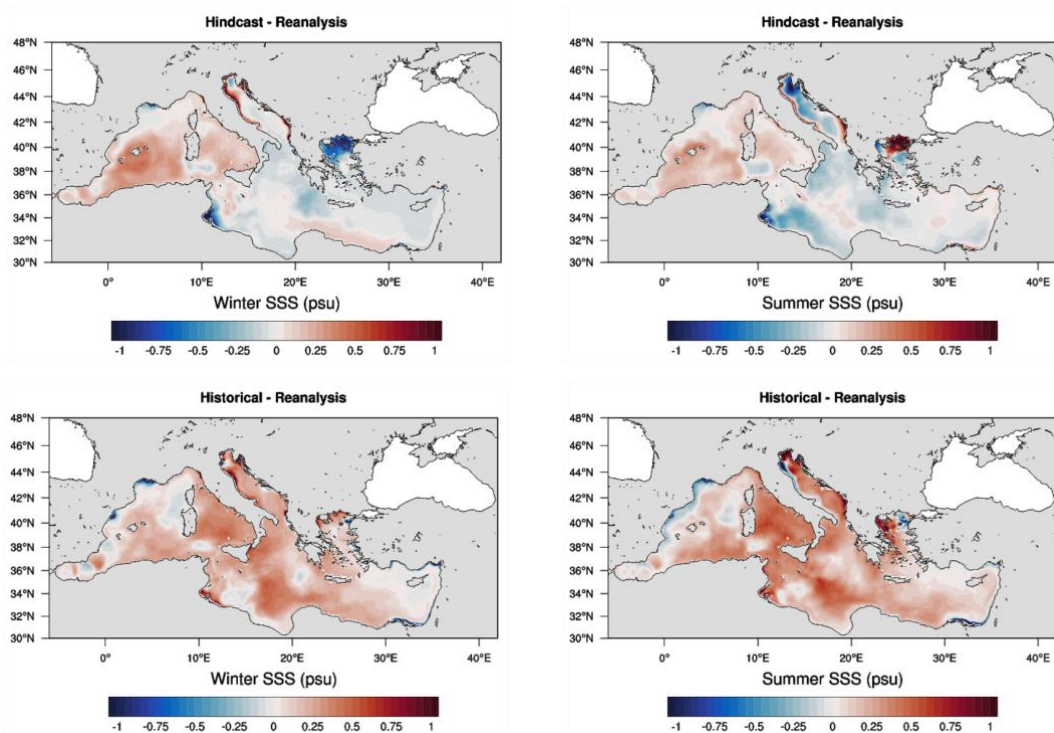


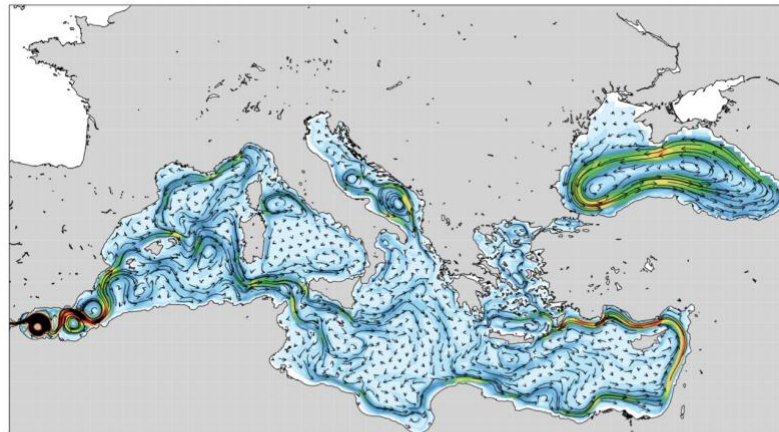
Figura 15. Come nella Figura 14, ma per la salinità; sono plottate le differenze rispetto ai valori di riferimento.

Nel WMED l'hindcast sembra sovrastimare i valori di salinità in entrambe le stagioni, anche se meno in estate. Nell'EMED il campo di salinità è ben riprodotto in inverno, tranne che in alcune regioni, come il Golfo di Gabes e il nord Egeo, in cui è presente un bias negativo, e lungo le coste della Libia e dell'Egitto, dove il bias è leggermente positivo. In estate i bias tendono ad essere più forti e appare un bias negativo anche nel nord dell'Adriatico. Nella simulazione storica i bias sono simili a quelli dell'hindcast nella parte ovest del WMED, ma un po' più grandi nel resto del bacino. Va notato che specifiche differenze locali (per esempio lungo la costa est dell'Adriatico e nel nord Adriatico, o nel Golfo del Leone) possono derivare dal diverso trattamento dell'input fluviale rispetto alla rianalisi.

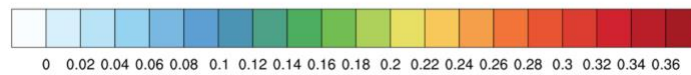
La circolazione media, superficiale ed intermedia, dello storico è invece mostrata nella Figura 16, e risulta piuttosto simile a quella dell'hindcast (vedi Figura 5), con tutte le strutture principali presenti, e piccole differenze locali.

Abbiamo anche verificato che i processi di formazione di acque profonde nel Golfo del Leone e nel Sud Adriatico sono correttamente rappresentati in entrambe le simulazioni.

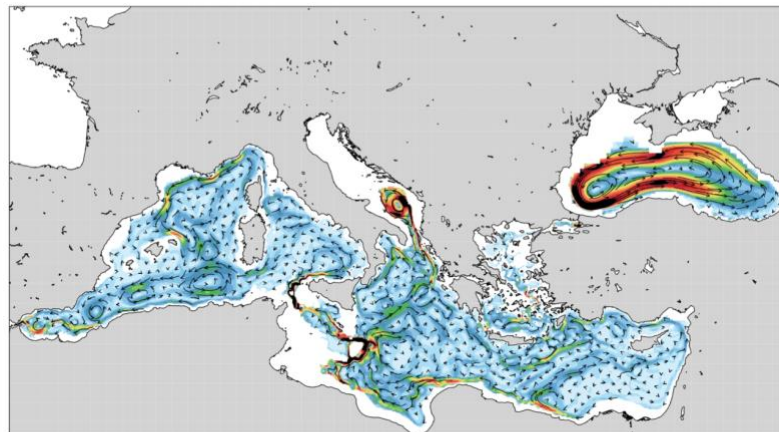
Averaged Currents 1982-2005; 15m



Amplitude (m/s)



Averaged Currents 1982-2005; 300m



Amplitude (m/s)

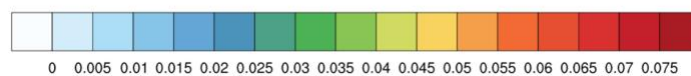


Figura 16. Come nella Figura 5, ma per la simulazione storica.

2.4 Simulazione di scenario

Riportiamo infine i primi risultati della simulazione di scenario effettuata (2006-2100), la cui analisi è ancora in corso. La Figura 17 riporta le differenze tra la SST media dello scenario e quella dello storico, per i periodi 2046-2065 (sinistra) e 2081-2100 (destra), per l'inverno (pannelli superiori) e l'estate (pannelli inferiori). La figura 18, del tutto analoga, mostra invece i risultati relativi alla salinità superficiale. E' evidente un aumento sostenuto della temperatura superficiale in entrambe le stagioni, così come un marcato aumento della salinità nel bacino orientale, particolarmente nella parte nord, nonostante la penetrazione della corrente di AW all'interno dello Ionio sia simile a quella del run di riferimento (vedi più avanti).

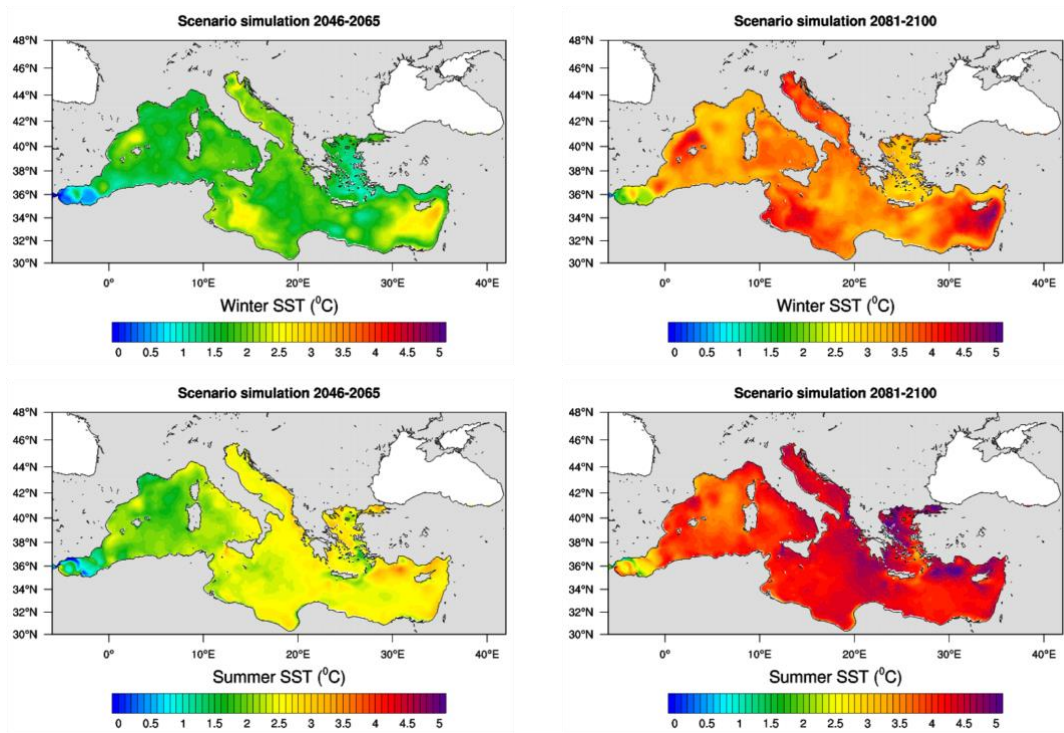


Figura 17. Differenze tra la SST della simulazione di scenario e quella dello storico, per l'inverno e l'estate, e per due periodi (2046-2065 e 2081-2100).

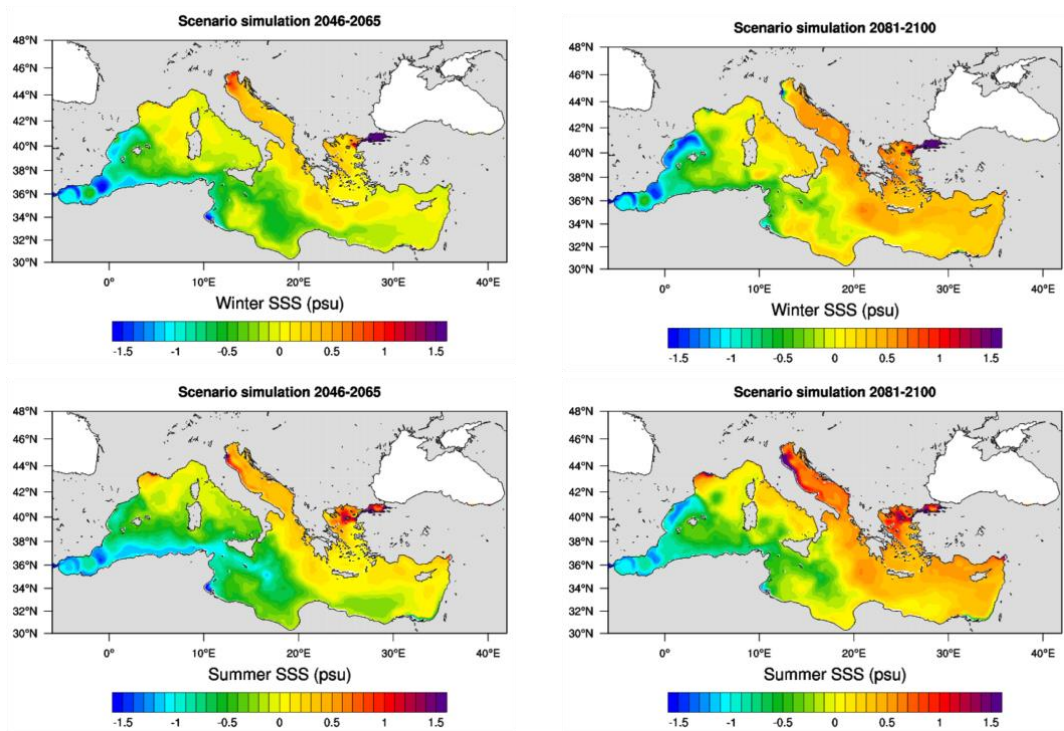


Figura 18. Come la Figura 17, ma per la salinità superficiale.

Nella parte ovest del bacino il leggero aumento della salinità non è sufficiente a bilanciare l'aumento di "buoyancy" indotto dall'aumento di temperatura. Ciò è evidenziato nella Figura 19, che mostra l'evoluzione del massimo della MLD (mixed layer depth) nell'area del Golfo del Leone. Partendo dai valori attuali, che arrivano fino a 2500 m, il massimo diventa progressivamente meno profondo durante il procedere della simulazione di scenario, fino ad arrivare, nelle ultime quattro decadi, ad una completa inibizione della convezione profonda in questo sito. D'altra parte, troviamo che la MLD rimane sostanzialmente simile a quella attuale nel Sud Adriatico, anche se con una maggiore variabilità (non mostrato). Questi risultati sono in accordo con quelli di un recente lavoro [60] in cui vengono analizzati scenari climatici per il Mediterraneo prodotti dalle simulazioni raccolte in Med-CORDEX.

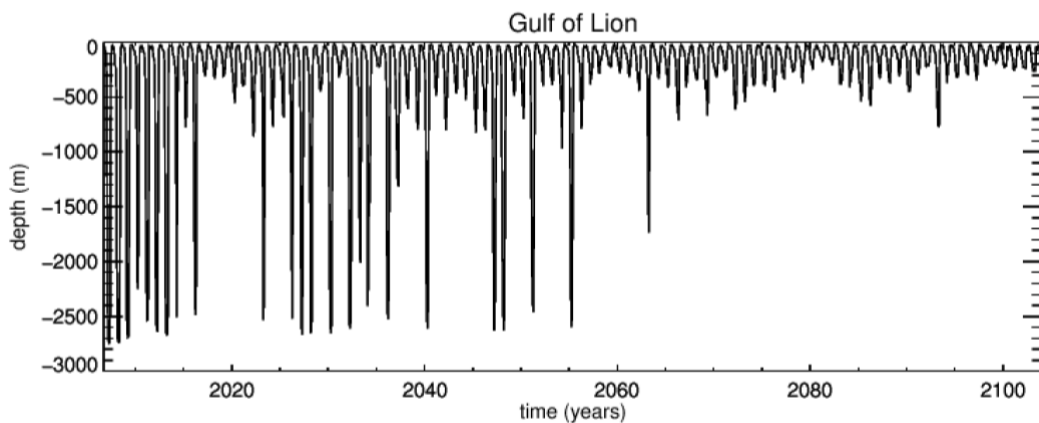


Figura 19. Evoluzione della MLD (mixed layer depth) nel Golfo del Leone durante la simulazione di scenario.

La circolazione media superficiale (a 15 m di profondità) per i periodi 2010-2049 e 2050-2100 prodotta dalla simulazione di scenario è mostrata nella Figura 20. La struttura a larga scala è simile a quella della circolazione presente e contiene tutti gli elementi che abbiamo precedentemente descritto analizzando la simulazione di hindcast. Si può notare come le correnti principali nel WMED appaiano un po' più

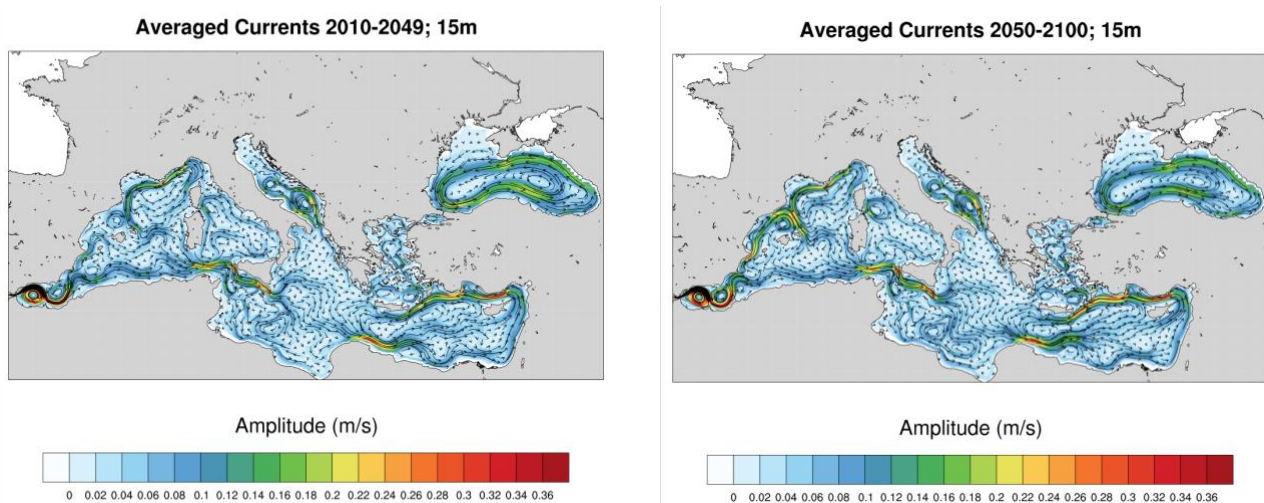


Figura 20. Circolazione superficiale (15 m) per lo scenario, per i periodi 2010-2049 e 2050-2100.

forti nella seconda metà della simulazione. Ciò è illustrato più chiaramente nella Figura 21, dove nella colonna a sinistra sono plottate le serie annuali dell'energia cinetica sui primi 100 m della colonna d'acqua, per 4

differenti sotto-bacini (WMED, Ionio, Adriatico, e Levantino). Si può vedere come nel WMED, e, in modo meno marcato nello Ionio, ci sia un chiaro trend crescente (in prima approssimazione lineare) dell'energia media superficiale nel corso della simulazione, che non è presente negli altri sotto-bacini.

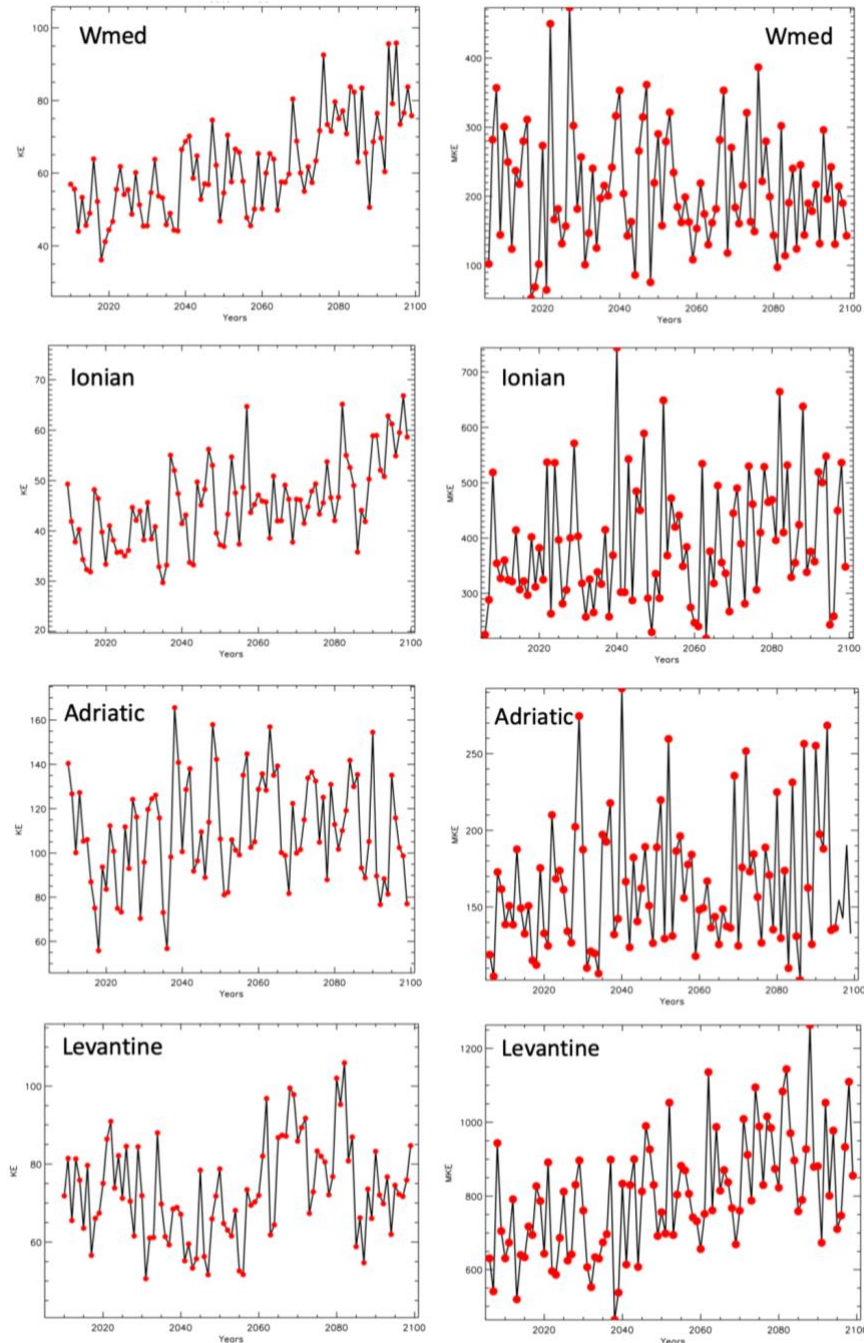


Figura 21. Pannelli a sinistra: serie annuali di energia cinetica (media sui primi 100 m della colonna d'acqua) per quattro sotto-bacini (WMED, Ionio, Adriatico, e Levantino) dalla simulazione di scenario; pannelli a destra: serie annuali di energia del vento a 10 m, per gli stessi sottobacini.

Nella figura sono anche mostrate le serie dell'energia media del vento del WMED non mostra nessun trend chiaro nel periodo della simulazione, l'aumento dell'energia superficiale della circolazione riscontrato in questo bacino deve essere dovuto ad altre forzanti (altri flussi all'interfaccia area-mare, e/o input a Gibilterra), e può essere

connesso a cambiamenti delle strutture di mesoscala. Una maggiore correlazione con l'andamento dell'energia è presente nel Levantino, dove entrambe le serie sembrano "saltare" da uno stato di minor energia a uno di energia maggiore dopo la prima metà della circolazione. Non è stato finora possibile effettuare un'analisi più dettagliata di questi fenomeni.

3 Conclusioni

Riassumendo, i risultati principali delle complesse attività della linea LA1.8 sono stati:

- 1) Lo sviluppo di MED16, la versione "climatica" del modello tri-dimensionale della circolazione del sistema Mediterraneo-Mar Nero, con inclusi gli effetti delle maree, precedentemente sviluppato per poter effettuare simulazioni previsionali operative (vedi anche le attività di LA1.9, relative alla validazione di quest'ultimo modello);
- 2) La realizzazione di una simulazione di hindcast di durata trentennale (1981-2010), forzata da un downscaling dinamico atmosferico "state of the art";
- 3) La validazione dettagliata dei risultati della simulazione di hindcast, che dimostra la capacità di MED16 di riprodurre correttamente l'evoluzione del clima degli ultimi decenni, inclusi gli effetti di eventi violenti, come l'EMT;
- 4) La realizzazione di una simulazione storica (1980-2005), che ha fornito le condizioni iniziali per la simulazione di clima futuro;
- 5) La realizzazione di una simulazione di clima futuro (2006-2100), nello scenario di emissione RCP8.5, la cui analisi è ancora in corso.

I risultati della simulazione di hindcast hanno valore di per se, in quanto si tratta della prima simulazione di questo tipo in area Mediterranea che include i principali effetti delle maree, e tratta in modo accurato le complesse dinamiche che si producono nell'area dello Stretto di Gibilterra. Va notato, a questo proposito, che, nel valutare i risultati di questa simulazione, siamo andati oltre le analisi basate su metriche globali che vengono comunemente effettuate (vedi, ad esempio, [24]).

L'archivio di tre decenni di circolazione Mediterranea, insieme a quello che si sta costruendo con il modello operativo previsionale, e agli archivi relativi allo stato del mare, costituisce uno strumento prezioso a disposizione di chi ha bisogno di conoscere la "storia" recente del bacino, al fine di programmare attività volte all'utilizzo di risorse energetiche rinnovabili. A questi archivi storici, si sono per la prima volta affiancati archivi di possibili evoluzioni future.

E' chiaro, d'altra parte, che vi sono ancora sviluppi e/o miglioramenti possibili e auspicabili:

- 1) La durata della simulazione di hindcast è stata condizionata da quella del downscaling atmosferico ad alta risoluzione, non consentendoci di arrivare al presente. Abbiamo anche notato che alcuni dettagli della circolazione non sono stati riprodotti correttamente, indicando probabilmente limiti locali del downscaling. Poiché nel frattempo si è resa disponibile ERA5, la nuova rianalisi atmosferica prodotta da ECMWF, che va dal 1979 al presente, sarebbe interessante effettuare una simulazione di hindcast forzata direttamente da questo nuovo dataset globale, anche se il dettaglio spaziale di ERA5 (circa 30 km) è inferiore a quello del downscaling utilizzato;
- 2) I risultati della simulazione di hindcast contengono in modo consistente gli effetti di marea, lineari e non-lineari, ma, vista la vastità del dominio computazionale e la lunghezza della simulazione, non è stato possibile conservare l'informazione sugli effetti ad alta frequenza e sono stati salvati solo campi medi giornalieri. Inoltre, per quantificare gli effetti delle maree su scale più lunghe sarebbe stato necessario effettuare anche una simulazione di hidcast senza forzanti di marea, analogamente a quanto fatto per la simulazione di durata decennale analizzata in Sannino et al. [11]. Sono mancati sia il tempo che le risorse computazionali necessari per effettuare una tale simulazione;

- 3) La simulazione di scenario ci permette di gettare un primo sguardo su una possibile evoluzione futura della circolazione Mediterranea, ma dovrebbero essere effettuate altre simulazioni, con diversi scenari. Anche in questo contesto l'evoluzione della modellistica globale offre nuove opportunità, poiché cominciano ad essere disponibili i risultati di modelli più evoluti, raccolti nella fase 6 del CMIP. L'uso dei dati prodotti da questi nuovi modelli per forzare simulazioni di lunga durata, ad alta risoluzione, della circolazione Mediterranea è un'altra frontiera da esplorare negli anni a venire.

- [1] M. Palma, R. Iacono, G. Sannino, A. Bargagli, A. Carillo, B.M. Fekete, E. Lombardi, E. Napolitano, G. Pisacane, M.V. Struglia, "Short-term, linear and non-linear local effects of the tides on the surface dynamics in a new, high-resolution model of the Mediterranean Sea circulation." *Ocean Dyn.*, (2020), <https://doi.org/10.1007/s10236-020-01364-6>.
- [2] L. Jelic, J.D. Milliman, G. Sestini (Eds.). *Climatic change and the Mediterranean: environmental and societal impacts of climatic change and sea-level rise in the Mediterranean region*. United Nations Environment Programme, (1992), <http://hdl.handle.net/20.500.11822/29285>
- [3] G. Strandberg, L. Bärring, L. Hansson, C. Jansson, C. Jones, E. Kjellström et al. (2014). CORDEX scenarios for Europe from the Rossby Centre regional climate model RCA4. *Reports meteorology and climatology*, 116, SMHI, SE-60176 Norrköping, Sverige.
- [4] F. Giorgi, C. Jones, G.R. Asrar, "Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework." *WMO Bull* 58 (3), (2009).
- [5] D.P. Dee, S.M. Uppala, et al., "The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system." *Q.J.R.Meteorol.Soc.*137, (2011), 553–597.
- [6] T.H.J. Hermans, J. Tinker, et al., "Improving sea-level projections on the Northwestern European shelf using dynamical downscaling." *Clim. Dyn.* 54, (2020), 1987–2011.
- [7] M. Meinshausen, S.J. Smith, K. Calvin, et al., "The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300." *Clim. Change* 109, (2011), 213–241.
- [8] F. Bignami, S. Marullo, R. Santoleri, M.E. Schiano, "Longwave radiation budget in the Mediterranean Sea." *J. Geophys. Res.* 100, (1995), 2501–2514.
- [9] W.G. Large, S.G. Yeager, "Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: the data sets and flux climatologies." National Center for Atmospheric Research Boulder (2004).
- [10] G. Jordà, K. Von Schuckmann, S. A. Josey, et al., "The Mediterranean Sea heat and mass budgets: Estimates, uncertainties and perspectives." *Prog. Oceanogr.* 156 (2017) 174–208.
- [11] G. Sannino, A. Carillo, G. Pisacane, C. Naranjo, "On the relevance of tidal forcing in modelling the Mediterranean thermohaline circulation." *Prog. Oceanogr.* 134, (2015), 304-329.
- [12] J. Marshall, C. Hill, L. Perelman, A. Adcroft, "Hydrostatic, quasi- hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modeling." *J Geophys Res* 102, (1997), 5733–5752.
- [13] J. Marshall, A. Adcroft, C. Hill, L. Perelman, C. Heisey, "A finite- volume, incompressible Navier Stokes model for studies of the ocean on parallel computers." *J. Geophys. Res* 102, (1997), 5753–5766.
- [14] A. Adcroft, J.M. Campin, "Rescaled height coordinates for accurate representation of free-surface flows in ocean circulation models." *Ocean Model.* 7(34), (2004), 269–284.
- [15] J.M. Campin, A. Adcroft, C. Hill, J. Marshall, "Conservation of properties in a free-surface model." *Ocean Model.* 6, (2004), 221–244.
- [16] G. Sannino, A. Sözer, E. Özsoy, "A high-resolution modelling study of the Turkish Straits System." *Ocean Dynam* 67, (2017), 397-432.
- [17] C. Naranjo, J. Garcia-Lafuente, G. Sannino, J.C. Sanchez-Garrido, "How much do tides affect the circulation of the Mediterranean Sea? From local processes in the Strait of Gibraltar to basin-scale effects." *Prog. Oceanogr.* 127, (2014), 108-116.
- [18] G. Egbert, L. Erofeeva, "Otis – OSU tidal inversion software." (2002).
- [19] P. Gaspar, Y. Grégoris, J. Lefevre, "A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing: tests at station Papa and long-term upper ocean study site." *J. Geophys. Res.* 95, (1990), 16179–16193.
- [20] P. Bougeault, P. Lacarrere, "Parameterization of orography-induced turbulence in a Mesobeta–scale model." *Mon. Weather Rev.* 117, (1989), 1872–1890.
- [21] C. Leith, "Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans." *Phys. Fluids* 10, (1968), 1409–1416.
- [22] J. Smagorinsky, "General circulation experiments with the primitive equations." *Mon. Weather Rev.* 91, (1963), 99–164.

- [23] M.A. Balmaseda, K. Mogensen, A.T. Weaver, "Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system oras4." *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 139 (674), (2013), 1132–1161.
- [24] F. Adloff, G. Jordà, S. Somot, F. Sevault, T. Arsouze, B. Meyssignac, L. Li, S. Planton, "Improving sea level simulation in Mediterranean regional climate models." *Clim. Dyn.* 51, (2018), 1167–1178.
- [25] A.E. Gill, P.P. Niller, "The theory of the seasonal variability in the ocean." *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr.* 20, (1973), 141-177.
- [26] S.M. Griffies, R.J. Greatbatch, "Physical processes that impact the evolution of global mean sea level in ocean climate models." *Ocean Model.* 51, (2012), 37-72.
- [27] C.J. Vörösmarty, C.A. Federer, A.L. Schloss, "Potential evaporation functions compared on US watersheds: implications for global-scale water balance and terrestrial ecosystem modeling." *J. Hydrol.* 207, (1998), 147–169.
- [28] D. Wisser, S. Froliking, E.M. Douglas, B.M. Fekete, C.J. Vörösmarty, A.H. Schumann, "Global irrigation water demand: variability and uncertainties arising from agricultural and climate data sets." *Geophys. Res. Lett.* 35, (2008), L24408
- [29] D. Wisser, B.M. Fekete, C.J. Vörösmarty, A.H. Schumann, "Reconstructing 20th century global hydrography: a contribution to the Global Terrestrial Network- Hydrology (GTN-H)." *Hydrol Earth Syst Sci* 14, (2010), 1–24.
- [30] V.M. Ponce, "Engineering hydrology: principles and practices." Prentice Hall, (1994).
- [31] N. Pinardi, M. Zavatarelli, M. Adani, G. Coppini, C. Fratianni, P. Oddo, S. Simoncelli, M. Tonani, V. Lyubartsev, S. Dobricic, A. Bonaduce, "Mediterranean Sea large-scale low-frequency ocean variability and water mass formation rates from 1987 to 2007: a retrospective analysis." *Prog. Oceanogr.* 132, (2015), 318-332.
- [32] G. Jordà, A. Sánchez-Román, D. Gomis, "Reconstruction of the transports through the Strait of Gibraltar from limited observations." *Clim. Dyn.* 48, (2017), 851-865.
- [33] J. Llasses, G. Jordà, D. Gomis, F. Adloff, D. Macías, A. Harzallah, T. Arsouze, N. Akthar, L. Li, A. Elizalde, G. Sannino, "Heat and salt redistribution within the Mediterranean Sea in the Med-CORDEX model ensemble." *Clim. Dyn.* 51, (2018), 1119-1143.
- [34] F. Sevault, S. Somot, A. Alias, C. Dubois, C. Lebeaupin-Brossier, P. Nabat, F. Adloff, M. Déqué, B. Decharme, "A fully coupled Mediterranean regional climate system model: design and evaluation of the ocean component for the 1980–2012 period." *Tellus A* 66, (2014), 23967.
- [35] W. Roether, B.B. Manca, B. Klein, D. Bregant, D. Georgopoulos, V. Beitzel, V. Kovačević, A. Lucchetta, "Recent changes in eastern Mediterranean deep waters." *Science*, 271, (1996), 333–335, doi:10.1126/science.271.5247.333.
- [36] B. Klein, W. Roether, B.B. Manca, D. Bregant, V. Beitzel, V. Kovačević, A. Lucchetta, "The large deep water transient in the Eastern Mediterranean." *Deep Sea Research Part I* 46, (1999), 371-414.
- [37] A. Theocharis, B. Klein, K. Nittis, W. Roether, "Evolution and status of the Eastern Mediterranean Transient." (1997–1999). *J. Mar. Syst.* 33-34, (2002), 91-116.
- [38] J. Moen, 1984. Variability and mixing of the surface layer in the Tyrrhenian Sea. milex- 80. Tech. Rep. SACLANT ASW RESEARCH CENTRE La Spezia (Italy).
- [39] V. Artale, M. Astraldi, G. Buffoni, G.P. Gasparini, "Seasonal variability of gyre-scale circulation in the northern Tyrrhenian sea." *J. Geophys. Res.* 99 (C7), (1994), 127–137.
- [40] T. Ciuffardi, E. Napolitano, R. Iacono, F. Reseghetti, G. Raiteri, A. Bordone, "Analysis of surface circulation structures along a frequently repeated XBT transect crossing the Ligurian and Tyrrhenian seas." *Ocean Dyn.* 66 (6–7), (2016), 767–783.
- [41] P.-M. Poulain, E. Mauri, R. Gerin, J. Chiggiato, K. Schroeder, A. Griffa, M. Borghini, E. Zambianchi, P. Falco, P. Testor, L. Mortier, "On the dynamics in the southeastern Ligurian Sea in summer 2010." *Continental Shelf Res.* 196, (2020), 104083.
- [42] R. Iacono, E. Napolitano, "Aspects of the summer circulation in the eastern Ligurian Sea." *Deep Sea Research I* 166, (2020), 103407.
- [43] G. Sannino, A. Sözer, E. Özsoy, "A high-resolution modelling study of the Turkish Straits System." *Ocean Dynam* 67, (2017), 397-432.

- [44] G.L.E. Borzelli, M. Gačić, V. Cardin, G. Civitarese, “Eastern Mediterranean Transient and reversal of the Ionian Sea circulation.” *Geophys. Res. Lett.* 36, (2009), L15108.
- [45] M.Gačić, G. L. E. Borzelli, G. Civitarese, V. Cardin, S. Yari (2010), “Can internal processes sustain reversals of the ocean upper circulation? The Ionian Sea example.” *Geophys. Res. Lett.* 37 (2010), L09608, doi:10.1029/2010GL043216.
- [46] A. Rubino, M. Gačić, M. Bensi, et al., “Experimental evidence of long-term oceanic circulation reversals without wind influence in the North Ionian Sea.” *Scientific Reports* 10, (2020), 1905.
- [47] M. Reale, S. Salon, A. Crise, R. Farneti, R. Mosetti, G. Sannino, “Unexpected Covariant Behavior of the Aegean and Ionian Seas in the Period 1987–2008 by Means of a Nondimensional Sea Surface Height Index.” *J. Geophys. Res. Oceans*, (2017), 10.1002/2017JC012983.
- [48] A. Bonaduce, N. Pinardi, P. Oddo, G. Spada, G. Larnicol, “Sea-level variability in the Mediterranean Sea from altimetry and tide gauges.” *Clim. Dyn.* 47(9–10), (2016), 2851–2866.
- [49] B. Mohamed, A. Mohamed, K.A. El-Din, H. Nagy, M. Shaltout, “Inter-Annual Variability and Trends of Sea Level and Sea Surface Temperature in the Mediterranean Sea over the Last 25 Years.” *Pure Appl. Geophys.* 176, (2019), 3787–3810.
- [50] F.W. Landerer, D.L. Volkov, “The anatomy of recent large sea level fluctuations in the Mediterranean Sea.” *Geophys. Res. Lett.* 40, (2013), 553–557.
- [51] F.M. Calafat, G. Jordà, “A mediterranean sea level reconstruction (1950–2008) with error budget estimates.” *Glob. Planet. Change* 79, (2011), 118–133.
- [52] B. Meyssignac, F.M. Calafat, S. Somot, V. Rupolo, P. Stocchi, W. Llovel, A. Cazenave, “Two-dimensional reconstruction of the mediterranean sea level over 1970–2006 from tide gage data and regional ocean circulation model outputs.” *Glob. Planet. Change* 77(1–2), (2011), 49–61.
- [53] N. Tsimplis, S.A. Josey, “Forcing of the Mediterranean Sea by atmospheric oscillations over the North Atlantic.” *Geophys. Res. Lett.* 28, (2001), 803-806.
- [54] Y. Amitai, Y. Lehahn, A. Lazar, E. Heifetz, “Surface circulation of the eastern Mediterranean Levantine basin: Insights from analyzing 14 years of satellite altimetry data.” *J. Geophys. Res.* 115, (2010), C10058.
- [55] P.L. Woodworth, R. Player, “The Permanent Service for Mean Sea Level: An Update to the 21st Century.” *J. Coast. Res.* 19, (2003), 287-295.
- [56] Ü. Ünlüata, T. Oğuz, M.A. Latif, E. Özsoy, “On the physical oceanography of the Turkish Straits, in *The Physical Oceanography of Sea Straits*.” NATO/ASI Ser., (1990), edited by L. J. Pratt, pp. 25–60, Kluwer Acad., Dordrecht, Netherlands.
- [57] E. Peneva, E. Stanev, V. Belokopytov, P.Y. Le Traon, “Water transport in the Bosphorus Strait estimated from hydro-meteorological and altimeter data: Seasonal and decadal variability.” *J. Mar. Syst.* 31, (2001), 21–33.
- [58] A.B. Kara, A.J. Wallcraft, H.E. Hulbert, E.V. Stanev, “Air-sea fluxes and river discharges in the Black Sea with a focus on the Danube and Bosphorus.” *J. Mar. Syst.* 74, (2008), 74–95.
- [59] R. Escudier, E. Clementi, et al. *Mediterranean Sea Physical Reanalysis (CMEMS MED-Currents) (Version 1) [Data set]*. Copernicus Monitoring Environment Marine Service (CMEMS). (2020) https://doi.org/10.25423/CMCC/MEDSEA_MULTIYEAR_PHY_006_004_E3R1