ALMA MATER STUDIORUM
UNIVERSITA' DI BOLOGNA

FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE FISICHE E NATURALI

Corso di laurea in SCIENZE AMBIENTALI

I REGIMI CLIMATICI INVERNALI DEL MAR MEDITERRANEO

Tesi di laurea in OCEANOGRAFIA E METEOROLOGIA

Relatore
Prof. Nadia Pinardi
Correlatore
Dott. Silvio Gualdi

Presentata da
Francesca Marzocchi

(III sessione)
Anno Accademico 2002/2003

Indice

1. Introduzione

1.1. Considerazioni generali 5

1.2. Le teleconnessioni 6

1.3. L'oscillazione nord atlantica 8

1.4. Aspetti generali della regione mediterranea 11

1.5. Interazioni aria-mare: i flussi di calore, acqua e momento 13

1.5.1. I venti 13

1.5.2. I flussi di calore 15

1.5.3. Il bilancio d'acqua 16

1.6. La circolazione nel Mediterraneo 17

1.7. Le teleconnessioni tra NAO e Mediterraneo: risultati precedenti 19

1.8. Obiettivi della tesi 20

2. Dati e metodi

2.1. I dati atmosferici 22

2.2. I flussi all'interfaccia aria-mare: le equazioni utilizzate 23

2.3. Metodi statistici di analisi 27

2.3.1 Le mappe di deviazione standard 27

2.3.2 Le mappe di correlazione 28

2.4. L'indice NAO 31

3. I regimi climatici invernali del mar Mediterraneo: climatologie invernali dei dati

3.1. Analisi dei dati NCEP/NCAR 34

3.1.1. Temperatura superficiale 35

3.1.2. Temperatura dell'aria a 2 metri di quota 36

3.1.3. Venti a 10 metri di quota 37

3.1.4. Tasso di precipitazione 38

3.1.5. Tasso di evaporazione 39

3.2. Analisi dei flussi di calore 40
3.2.1. Flusso di calore ad onda lunga 41
3.2.2. Flusso della radiazione ad onda corta 42
3.2.3. Flusso di calore latente di evaporazione 43
3.2.4. Flusso di calore sensibile 44
3.2.5. Flusso di calore totale 45

4. La variabilità climatica invernale del mar Mediterraneo
4.1. Considerazioni generali 49
4.2. Analisi delle anomalie 50
4.2.1. Temperatura superficiale 50
4.2.2. Temperatura dell'aria a 2 metri di quota 52
4.2.3. Vento a 10 metri di quota 54
4.2.4. Tasso di precipitazione 57
4.2.5. Tasso di evaporazione 60
4.3. Analisi dei flussi di calore 62
4.3.1. Flusso di calore ad onda lunga 62
4.3.2. Flusso della radiazione ad onda corta 64
4.3.3. Flusso di calore latente di evaporazione 66
4.3.4. Flusso di calore sensibile 67
4.3.5. Flusso di calore totale 69

5. Le correlazioni tra la variabilità climatica invernale del Mediterraneo e l'oscillazione nord atlantica (NAO)
5.1. Considerazioni generali 71
5.2. Analisi dei campi di correlazione 72
5.2.1. Temperatura superficiale 72
5.2.2. Temperatura dell'aria a 2 metri di quota 73
5.2.3. Venti a 10 metri di quota 75
5.2.4. Tasso di precipitazione 76
5.2.5. Tasso di evaporazione 77

5.2.6. Flusso di calore ad onda lunga 78
5.2.7. Flusso della radiazione ad onda corta 79
5.2.8. Flusso di calore sensibile 80
5.2.9. Flusso di calore totale 81

6. Conclusioni 83

Bibliografia

Capitolo 1

Introduzione

1.1 Considerazioni generali

L'analisi delle dinamiche climatiche che avvengono nell'area mediterranea e che coinvolgono zone geograficamente distanti dalla stessa è un tema estremamente attuale.
La sua importanza risiede non solo negli aspetti strettamente scientifici ma anche in quelli pratici e sociali: basti pensare all'importanza delle precipitazioni nelle aree orientali del bacino o alle carestie che attualmente flagellano ampie zone dell'area sub-sahariana causate da persistenti periodi di siccità.
Ciò che sappiamo è che il Mediterraneo costituisce una importante sorgente di umidità atmosferica e le caratteristiche locali del bilancio d'acqua influenzano profondamente il clima delle regioni circostanti (Peixoto e al., 1982; Ward, 1998).
Poter capire i meccanismi che guidano queste dinamiche è una sfida importante oltre che necessaria; un'approfondita conoscenza del sistema marino ed atmosferico mediterraneo e della sua variabilità porterebbe importanti benefici socio-economici alle nazioni di questa regione.
Vari autori hanno avanzato l'ipotesi di una forte connessione tra il clima del Mediterraneo e i regimi nord atlantici (Wallace e Gutzler, 1989; Hurrel, 1995 1996; Rodo e al., 1997; Eshel e Farrel, 2000) tramite meccanismi di trasporto "dinamico" delle informazioni. In altre parole, i cambiamenti passati e futuri del clima a scala locale sono correlabili alla variabilità del clima e del ciclo idrologico a scala globale (Bethoux e Gentili, 1999).
Il lavoro si inserisce in questo contesto focalizzando l'attenzione sui legami tra la variabilità climatica del Mediterraneo e l'area nord atlantica.

1.2 Le Teleconnessioni

La variabilità climatica di una qualsiasi area della Terra, pur essendo direttamente forzata dalle componenti locali del bilancio di calore e di acqua, è spesso profondamente influenzata dalla presenza di segnali climatici provenienti da zone remote.

Le correlazioni simultanee o ritardate nel tempo tra le fluttuazioni temporali di determinati parametri atmosferici registrate su un'area e il resto della terra sono da tempo oggetto di interesse e di ricerca. Nella letteratura meteorologica ci si riferisce comunemente a tali fenomeni con il nome di "teleconnessioni" (Wallace e Gutzler, 1981).

Le scale temporali caratteristiche sono dell'ordine della settimana o maggiori e si inseriscono, quindi, in un contesto più ampio delle fluttuazioni tipiche dei fenomeni meteorologici. Lo studio di tali sistemi si lega alla comprensione della dinamica atmosferica globale e dell'intero sistema climatico.

I metodi utilizzati per il riconoscimento delle teleconnessioni sono di natura statistico-matematica e si basano principalmente sulle correlazioni tra le serie temporali delle variabili atmosferiche tra diversi punti sulla terra tra cui si ipotizza esservi un legame.

Nella letteratura sono state documentate diverse teleconnessioni che si classificano per la peculiarità delle strutture spaziali e temporali che le caratterizzano (Wallace e Gutzler, 1981; Barnston e Livezey, 1987).

Le più importanti su scala interannuale sono riassunte in figura 1-1

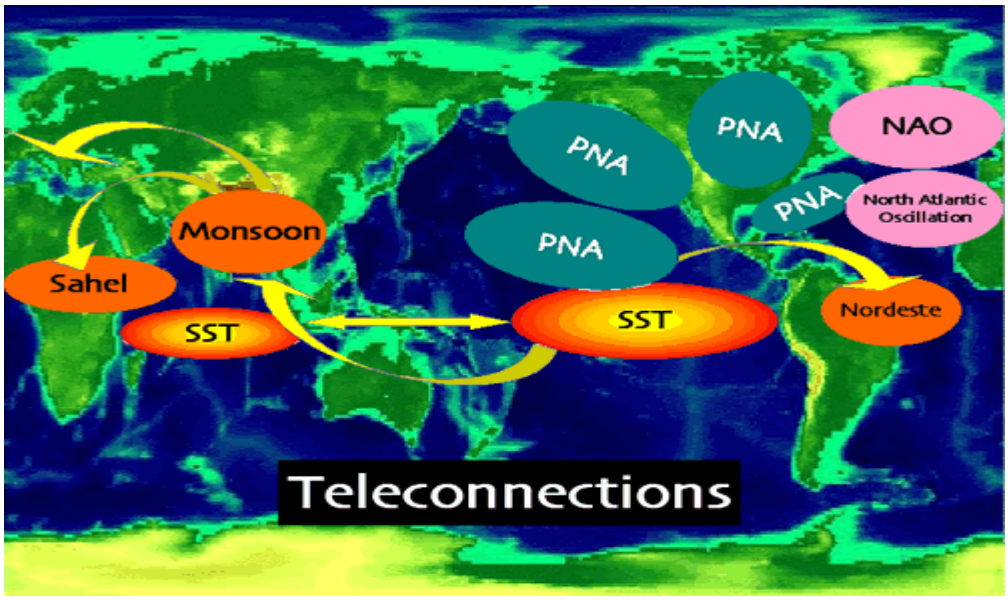

Fig. 1-1 Schema delle principali teleconnessioni attive a scala interannuale (Navarra, *Annales Geophysicae,* 2003)

Alcune di queste strutture, come l'oscillazione Pacifico Nord Atlantica (indicata in figura 1-1 come PNA), sono state interpretate dinamicamente come una risposta dell'atmosfera alle anomalie di temperatura del Pacifico tropicale (Hoskins e Karoly, 1981; Horel e Wallace, 1981). Questi risultati indicano quindi che l'interazione tra oceano ed atmosfera nelle regioni tropicali domina la variabilità su scala interannuale, estendendo la sua azione al di là del suo dominio spaziale, fin sulle regioni extratropicali.

Se per la teleconnessione tropicale si è riusciti a trovare la causa delle anomalie che si teletrasmettono nelle anomalie della temperatura superficiale dell'oceano, la natura di altre teleconnessioni, come l'Oscillazione nord atlantica (indicata in figura 1-1 come NAO) non è ancora del tutto chiara. Tuttavia la coerenza e la persistenza che le caratterizza non lascia dubbi riguardo alla loro significatività e al legame con le dinamiche climatiche di altre regioni.

1.3 L'oscillazione nord atlantica

Nell'emisfero settentrionale, alle medie ed alte latitudini, sono individuabili durante la stagione invernale circa una dozzina di teleconnessioni (Hurrel,2002).
La più importante è appunto la North Atlantic Oscillation (NAO), un'oscillazione meridionale di masse atmosferiche tra il centro di alta pressione subtropicale situato vicino alle Azzorre e quello di bassa pressione subpolare vicino all'Islanda (Walker, 1924; Walker e Bliss, 1932; van Loon e Rogers, 1984, Barnston e Livezey, 1987).
L'Oscillazione fu scoperta nel 1920 dal meteorologo inglese, Sir Gilbert Walker, durante le sue enciclopediche indagini a scala mondiale sul clima. L'interesse scientifico verso tale fenomeno è però cresciuto in tempi relativamente recenti, in particolare quando gli studi effettuati hanno evidenziato l'enorme estensione spaziale delle aree che ne risentono.
La NAO presenta una fase positiva ed una negativa (figura 1-3), anche se spesso l'oscillazione assume caratteristiche che non sono specificatamente riconducibili ad una fase precisa. La fase positiva è caratterizzata da valori di pressione e geopotenziale al di sotto della media (anomalia negativa) nell'Atlantico settentrionale e da valori al di sopra delle medie (anomalie positive) nell'Atlantico centro-meridionale. La fase negativa dell'oscillazione è caratterizzata dalla situazione opposta, con anomalie positive nell'Atlantico settentrionale ed anomalie negative nell'Atlantico centro-meridionale (Wallace e Gutzler, 1981; Hurrel et al., 2003).
L'ampiezza dell'oscillazione nord atlantica si esprime quantitativamente tramite un indice che, nella sua formulazione più generale, è la differenza standardizzata dell'anomalia di pressione al livello del mare tra due stazioni di riferimento scelte vicino al centro delle aree di bassa ed alta pressione descritte sopra (Rogers, 1984; Hurrel ,1995). La fase di NAO positivo corrisponde a valori alti della differenza, quella di NAO negativo a valori bassi della stessa.
Questi sistemi di pressione determinano la posizione e l'ampiezza dei Venti Occidentali che dominano i regimi climatici e sinottici alle medie latitudini dell'Atlantico. Il baricentro di tali venti a getto, responsabili dello scambio termico tra Nord America, Oceano Atlantico settentrionale ed Europa, si sposta a Nord o a Sud della sua latitudine climatologica che può essere posta tra 40^0 e 50^0 N (Lamb e Peppler, 1987).

Durante la fase positiva della NAO, poiché nell'emisfero nord l'aria ruota in senso antiorario intorno alle zone di alta pressione, il baricentro dei Venti Occidentali è posizionato a latitudini più alte investendo la Groenlandia e l'Artico canadese. Le temperature crescono sulle coste orientali degli Stati Uniti e sopra il nord Europa diminuendo invece sulla Groenlandia, l'Europa del sud ed il Medio Oriente. La piovosità aumenta sulle regioni settentrionali del continente europeo e diminuisce su quelle centrali e meridionali.

Situazioni opposte si riscontrano durante i periodi caratterizzati da una fase negativa: i venti occidentali provenienti dall'America si spingono a latitudini più basse, investono l'Europa meridionale portando aria umida sul Mediterraneo, mentre il Nord Europa e l'America orientale sono interessate da inverni freddi ed asciutti.

Tempi particolarmente prolungati, dominati dalla medesima fase della NAO, portano ad un'estensione spaziale degli effetti: le anomalie nelle variabili atmosferiche possono estendersi fino alla Russia ed alla Siberia centro-settentrionale.

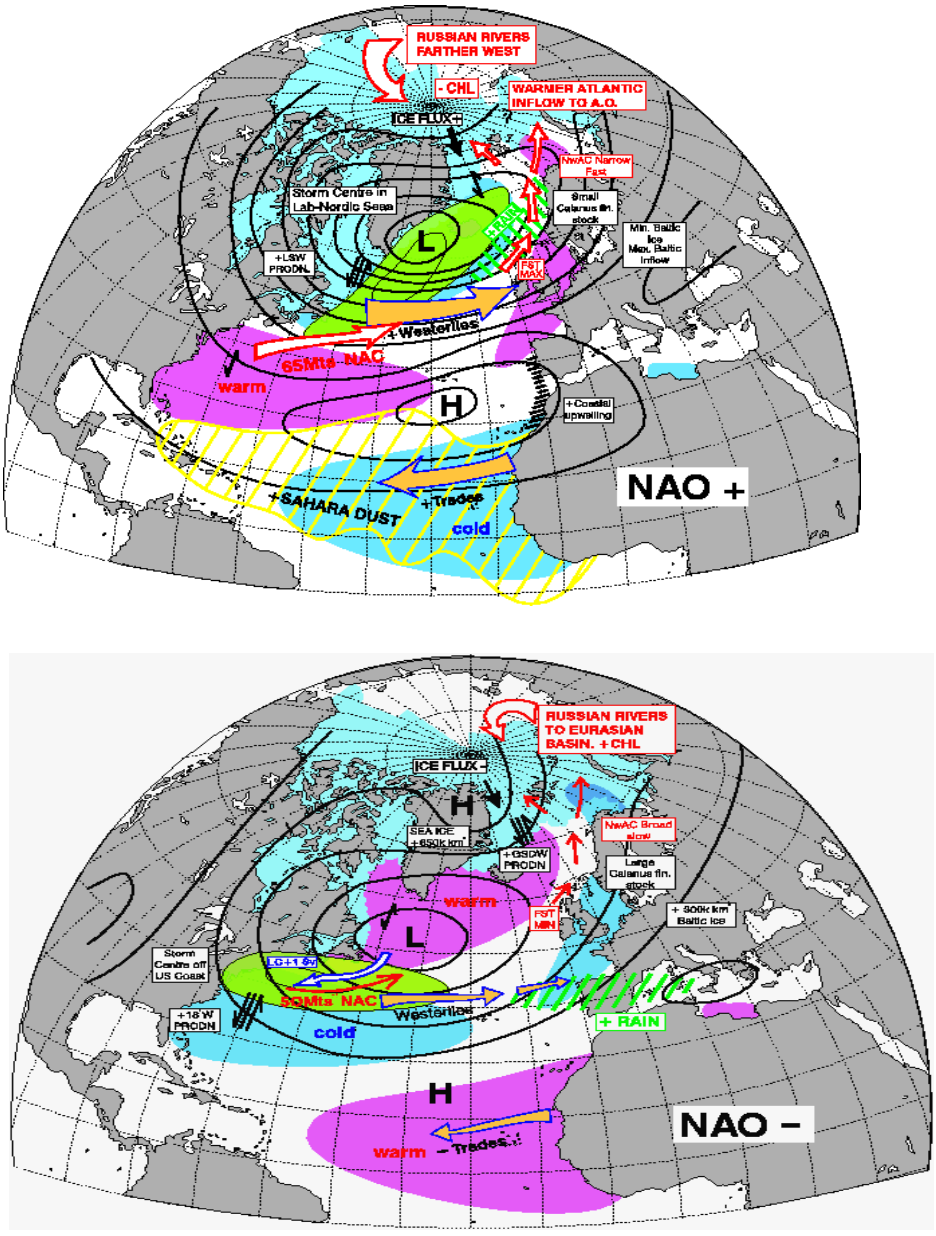

Fig.1-2 Schema dei processi attivi durante la fase positiva (pannello superiore) e negativa (pannello inferiore) della NAO (figura tratta dal sito **http://www.cdc.noaa.gov**).

1.4 Aspetti generali della regione mediterranea

Il Mediterraneo si trova tra l'Africa, l'Europa e l'Asia tra i 35°N e i 45°N di latitudine e i 5°W e i 35°E di longitudine.
La sua estensione latitudinale è circa 600 km., mentre quella longitudinale raggiunge i 4000 km. Il bacino ha una superficie pari a $2{,}5 \times 10^7$ m^3 con una profondità media di 1500 m.
Il Mediterraneo, che comunica con l'oceano Atlantico attraverso lo stretto di Gibilterra, si può suddividere per motivi descrittivi in due sottoaree principali : il Mediterraneo occidentale e quello orientale dal canale di Sicilia in poi. La piattaforma di tale canale ha una profondità massima di 500m e ciò influisce notevolmente sulla circolazione delle acque profonde che non riescono ad oltrepassarlo.
Le profondità massime nei due bacini sono rispettivamente 3400m nella parte ovest e 4200m in quella est. Nel Mediterraneo occidentale si trovano la piana balearica con una profondità di circa 2500m e la valle tirrenica profonda che raggiunge i 3000m La topografia del bacino orientale rivela una struttura spaziale resa più complicata da profondità che variano notevolmente tra Ionio, Egeo e bacino levantino.
La struttura batimetria e topografica del Mediterraneo è rappresentata in figura 1-3.

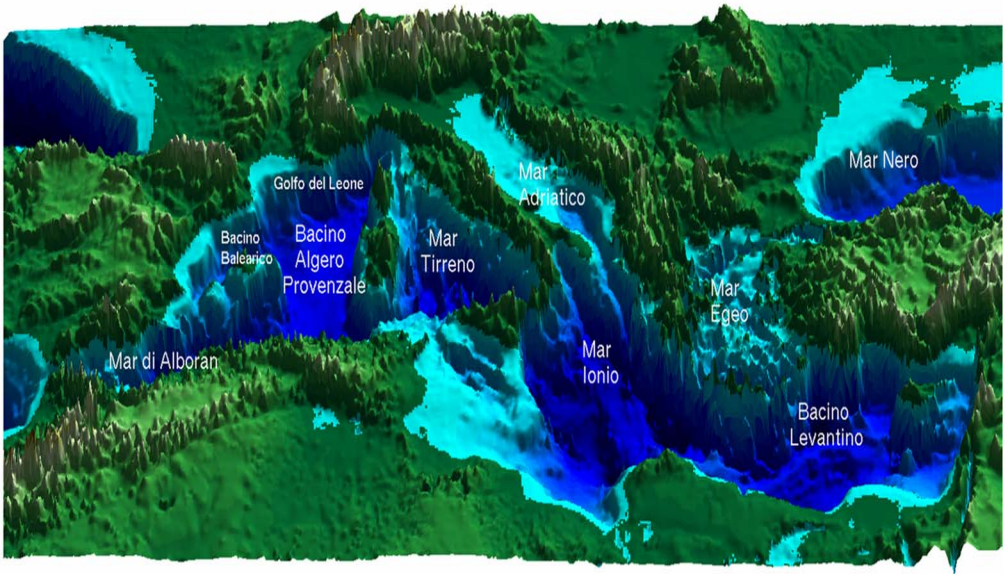

Fig. 1-3 Rappresentazione della topografia e batimetria del Mediterraneo

Pur essendo un mare semi-chiuso il Mediterraneo presenta molti processi fisici e biochimici che caratterizzano la circolazione oceanica alle medie latitudini come la formazione di acque profonde che inducono una circolazione termoalina meridionale e la generale ologotrofia dei cicli biochimici (POEM, 1992).
Il Mediterraneo agisce come una macchina che, tramite forti interazioni aria-mare, muta le caratteristiche idrologiche delle acque atlantiche entranti da Gibilterra e le trasforma in acque levantine intermedie e acque occidentali profonde che percorrono il bacino in senso opposto ed escono dallo stretto (Korres e al, 2000).
Importanti cambiamenti climatici hanno interessato negli ultimi decenni la circolazione e le masse d'acqua del Mediterraneo: tra il 1987 e il 1995 è avvenuta la formazione di acque profonde del Mediterraneo orientale (Eastern Mediterranean Deep Waters-EMDW) nell'Egeo meridionale, dando luogo al famoso Eastern Mediterranean Transient (EMT, Roether et al., 1996), negli ultimi cinquanta anni si è misurato l'aumento della temperatura e della salinità nelle acque profonde occidentali (Western Mediterranean Deep Water- WMDW, Rohling e Bryden, 1992; Bethoux e al., 1990; Bethoux e Gentili, 1999).
Bethoux e al. (1990) considerano l'aumento di temperatura e salinità delle acque profonde del Mediterraneo occidentale il risultato di cambiamenti nei forzanti atmosferici, degli effetti dell'aumento dei gas serra e della ridotta attività dei fiumi; Rohling e Bryden (1992) invece, suggeriscono che tali cambiamenti siano prodotti da un incremento nella salinità delle acque intermedie levantine a sua volta causato dalla riduzione dell'attività fluviale nell'est Mediterraneo.
Variazioni nelle caratteristiche delle acque levantine intermedie sono riportate anche da uno studio di Brankart e Pinardi (2001) dove si riscontra un brusco raffreddamento di circa 0.4°C delle acque intermedie durante i primi anni ottanta e in tutto il bacino orientale, dovuto ad anomalie nei bilanci di calore nella parte orientale del bacino.
In generale, negli ultimi dieci anni, si è messa in rilievo e dimostrata l'importanza della variabilità nel forzante atmosferico nel determinare i cambiamenti nelle caratteristiche fisiche delle masse d'acqua del Mediterraneo e la circolazione generale del bacino (Pinardi e al., 1997; Korres e al., 2000; Wu e al., 2000; Castellari e al., 2000, Pinardi e Masetti, 2000, Demirov e Pinardi, 2002).

1.5 Interazione aria-mare: i flussi di calore, acqua e momento.

I forzanti principali della circolazione oceanica sono il vento, il bilancio di calore ed il bilancio d'acqua all'interfaccia aria-mare.
Il vento produce uno sforzo tangenziale all'interfaccia aria mare (sforzo del vento) che comunica direttamente il momento o moto alla colonna d'acqua. L'ampiezza dello sforzo del vento è proporzionale al quadrato del vento stesso ed la direzione dello sforzo è la stessa del vento. Lo sforzo del vento è responsabile in gran parte delle strutture orizzontali della circolazione ed in larga parte della componente barotropica della circolazione.
Il bilancio di calore ed il bilancio d'acqua sono invece i maggiori responsabili delle strutture verticali di densità delle masse d'acqua. La combinazione del flusso di calore e di acqua (chiamato flusso di galleggiamento) cambia le caratteristiche fisico-chimiche delle masse d'acqua alla superficie che poi si trasmettono a tutta la colonna d'acqua.
Possiamo quindi pensare schematicamente a due forzanti distinti, da una parte il vento per la circolazione orizzontale e dall'altra i flussi termoalini (di calore e di acqua all'interfaccia aria-mare) per la circolazione verticale.

1.5.1 I venti

I venti superficiali del bacino sono in parte determinati dagli effetti superficiali locali, quali il riscaldamento differenziale tra terra e mare e le deviazioni determinate dall'orografia ed in parte dalle teleconnessioni.
Il risultato sono numerosi venti regionali (associati alle caratteristiche del vento a grande scala) e locali (associati ai caratteri specifici dell'orografia e delle linee di costa) rappresentati in figura 1-4. Tra la vasta gamma di venti i più rappresentativi per intensità e scale temporali e spaziali sono il Maestrale e gli Etesi.
Il Maestrale è un flusso di aria fredda da nord ovest, di origine atlantica che, incanalandosi tra i Pirenei, il Massiccio Centrale e le Alpi sfocia, aprendosi a ventaglio, sul Golfo del Leone.

Le condizioni classiche che lo generano sono la presenza di una zona di alta pressione a sud ovest della Francia ed una depressione che interessa il mediterraneo centrale Tirrenico, la cui posizione influenza la zona di mare interessata dal Maestrale. Il maestrale, come ogni vento geostrofico, soffia infatti ad occidente della depressione : è tanto più forte quanto più sono forti le differenze dei valori di pressione tra la zona anticiclonica e la depressione sulle zone tirreniche.

Gli Etesi (o Meltemi) sono i venti predominanti del bacino orientale del Mediterraneo nel periodo estivo.

La massa d'aria che li contraddistingue è di tipo polare continentale, proveniente in genere dalla Russia meridionale e dal Mar Caspio, sono dunque principalmente venti secchi.

La loro presenza è garantita dalla concomitante presenza in estate della relativa alta pressione centrata sull'Europa meridionale e della depressione continentale sul sud-est asiatico; gli Etesi possono persistere molto a lungo e non a caso la parola che li definisce deriva dal greco "etesios" cioè annuale. Nonostante siano venti stagionali estivi (Brody, 1980), sono spesso presenti in autunno e inverno ma con minore intensità.

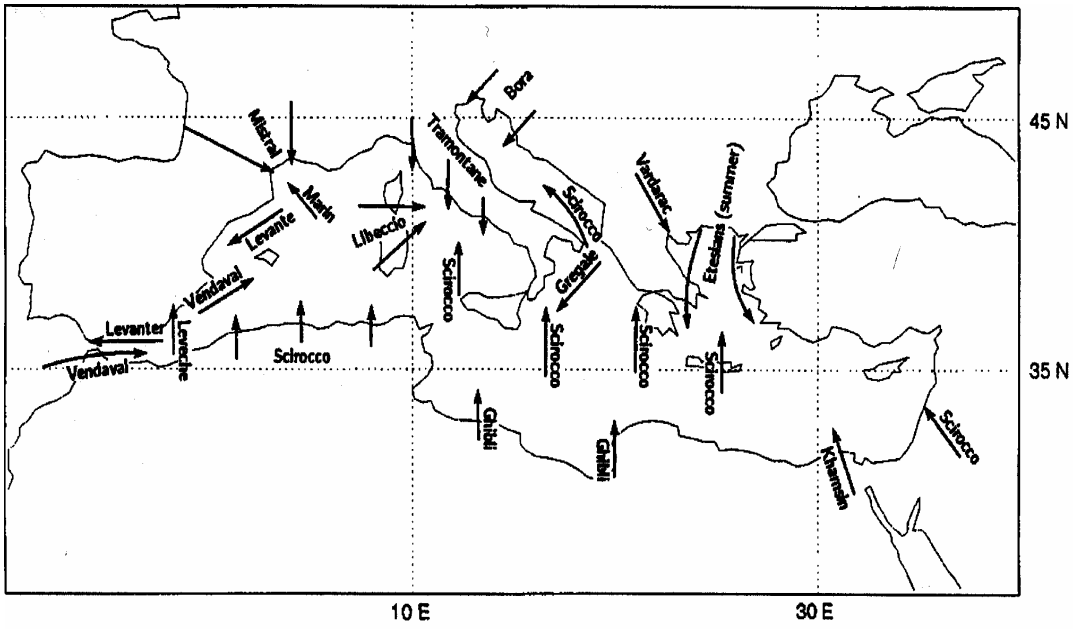

Fig 1-4 Venti regionali più importanti sulla regione mediterranea (da *Meteorological Office,* 1962)

1.5.2 I flussi di calore.

La conoscenza dei flussi di calore all'interfaccia aria-mare è di fondamentale importanza per la comprensione del sistema climatico mediterraneo.
Numerosi studi (Reed, 1977; Simpson e Paulson, 1979; Bethoux e al, 1979; Weare e al., 1981; Bunker e al, 1882,; May, 1986, Isemer e Hasse, 1987; Garret e al., 1993; Gilman e Garret, 1994; Castellari e al. 1998) hanno dato una stima del bilancio netto di calore su media multi-annuale per il Mediterraneo. In tabella 1-1 sono riassunti i risultati più importanti ottenuti che differiscono per valori e segni.
Bethoux e al., Bunker e al., e Castellari e al. stimano che il Mediterraneo sia contraddistinto da una perdita netta di calore all'interno del bacino, mentre gli altri autori calcolano un guadagno netto di calore all'interno del Mediterraneo.
E' risaputo che il bacino, tramite avvezione da Gibilterra, guadagna calore pari a 5.12 ± 1.3 W/m^2 (Macdonald eal., 1994): entrano infatti acque più calde di quelle che fuoriescono. Il calore acquistato dovrebbe essere così bilanciato da una perdita netta all'interfaccia aria-mare così da chiudere il cosiddetto "problema del bilancio di calore del Mediterraneo". Le discrepanze tra i risultati ottenuti confermano quanto la scelta dei dati e delle equazioni da utilizzare porti a risultati estremamente differenti, talora in totale disaccordo con quanto detto precedentemente.

Autori	**Qtot [W/m^2]**
Bethoux [1979]	-6
Bunker e al [1982]	-7
May [1987]	2
Garret e al. [1993]	29
Gilman e Garret [1994]	0
Castellari e al. [1998]	-11

Tab.1-1 Valori di bilancio netto di calore della regione del Mare Mediterraneo riportati in letteratura.

1.5.3 Il bilancio d'acqua.

Il flusso d'acqua all'interfaccia aria-mare è dato dal bilancio tra evaporazione (E), precipitazione (P) e apporto fluviale (R). Nel Mediterraneo l'apporto fluviale è trascurabile rispetto agli altri due termini e il bilancio netto d'acqua del bacino (P-E) è negativo ovvero l'evaporazione prevale sulla precipitazione. Questo rende il Mediterraneo un "bacino di concentrazione". La perdita netta di acqua all'interfaccia aria-mare è compensata dal flusso di acqua entrante allo Stretto di Gibilterra.

Un lavoro che segna un punto di riferimento per lo studio dei bilanci d'acqua nel Mediterraneo è stato condotto da Bethoux (1980) che ha classificato il Mediterraneo in varie regioni corrispondenti a peculiari valori del bilancio idrologico.

Dallo studio emerge un bilancio d'acqua a ciclo stagionale (in particolare per il bacino orientale) e valori di evaporazione che eccedono quelli di precipitazione. L'evaporazione è più abbondante durante la stagione invernale a causa dei venti più intensi e dell' aria più secca

Gli studi di Bethoux indicano un'evaporazione di 1.512 mm/anno ed una precipitazione di 612 mm/anno con un bilancio netto di circa E-P=900 mm/anno.

Più recentemente Mariotti e al. (2002) hanno analizzato il ciclo idrologico del Mediterraneo focalizzando l'attenzione sulle climatologie dei campi di evaporazione e precipitazione e la variabilità interannuale ed interdecadale degli stessi: anche in questo caso il Mediterraneo risulta essere un bacino dove l'evaporazione eccede la precipitazione e dove la perdita di acqua raggiunge mediamente i 500mm/anno.

Gli autori hanno utilizzato differenti dati, comprese le re-analisi NCEP/NCAR che, come vedremo in seguito, sono le stesse utilizzate in questo lavoro di tesi; tale studio è risultato quindi essere un valido ed importante confronto con i risultati presentati in seguito.

1.6 La circolazione nel Mediterraneo

I flussi di calore, momento e acqua all'interfaccia aria-mare mostrano, come vedremo in seguito, una ampia variabilità interannuale (Pinardi, 1996) che induce a sua volta cambiamenti della circolazione generale del bacino.
I venti freddi e secchi invernali producono in alcuni periodi dell'anno ed in più punti del Mediterraneo, delle masse d'acqua superficiali particolarmente fredde e salate .Essendo caratterizzate da una densità maggiore delle masse d'acqua circostanti, esse tendono a sprofondare per instabilità gravitazionale e ad innescare circolazioni verticali che raggiungono, in alcuni casi, le scale spaziali del bacino stesso (vedi figura 1-5).
Poiché i punti in cui si innesca il movimento verticale delle masse d'acqua sono fortemente legati anche alle strutture della circolazione orizzontale, si introduce il concetto di circolazione termoalina come "l'insieme dei movimenti orizzontali e verticali delle masse d'acqua riassunti in maniera sintetica lungo una sezione trasversale e longitudinale del bacino." (Pinardi, 1996).
Nel Mediterraneo questa circolazione è assimilabile ad un "nastro trasportatore" ed è di due tipi (figura 1-5):
il primo(nastro giallo-rosso), quello zonale, corrisponde alle acque atlantiche che entrano nel bacino dallo stretto di Gibilterra. Queste, attraverso interazioni aria-mare, nel percorso verso le coste del Medio Oriente (in una zona compresa fra Cipro e Rodi), si trasformano in acque levantine. Si dirigono poi verso occidente fuoriuscendo nuovamente da Gibilterra. La scala temporale tipica di questo nastro trasportatore è stagionale.
Il secondo nastro (nastro bianco) è quello meridionale, guidato dalle acque profonde. Questo tipo di circolazione presenta una scala di variabilità interannuale, è quindi più costante nel tempo rispetto al precedente.

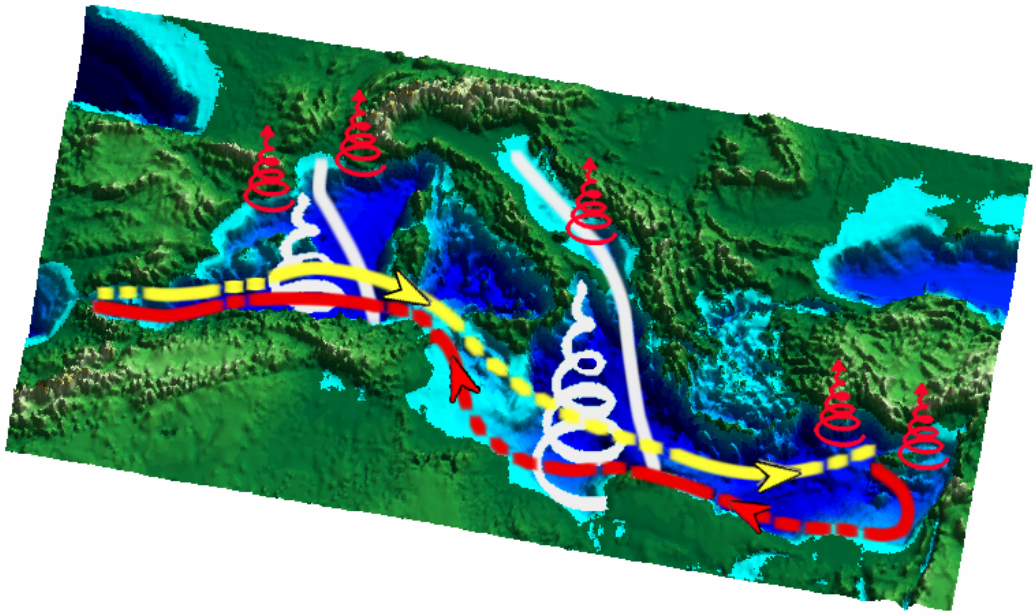

Fig 1-5 Schema della circolazione termoalina con nastri trasportatori (Pinardi e Masetti, 2003). Le spirali rosse indicano le zone di forte scambio di calore con l'atmosfera.

La circolazione termoalina è innescata dai processi di formazione delle acque profonde ed intermedie, in particolare da tre fattori principali:

- L'arrivo di masse continentali di aria fredda e secca sul mare.
- La presenza di una circolazione ciclonica in mare che rende la stratificazione della colonna d'acqua molto debole al centro del vortice.
- L'aumento di salinità dell'acqua, dovuto alla risalita di acqua salata da strati profondi.

In particolare nel Mediterraneo vi sono due regioni in cui esistono le condizioni propizie affinché avvengano i processi descritti precedentemente.

La prima è nel bacino occidentale ed è posizionata nella zona prospiciente il Golfo del Leone (vedi in Fig. 1-5). La formazione di acqua profonde in quest'area avviene in risposta al Maestrale che soffia durante il periodo invernale e che permette la dispersione di calore all'interfaccia (fino a 1000 W/m^2) (Pinardi, 1996).

Nel bacino orientale la situazione è resa più complicata dalla presenza di più punti ove vi sono i presupposti per la formazione di acque profonde : il nord ed il sud Adriatico, il nord est del bacino levantino (solo in condizioni di inverni eccezionalmente freddi (Robinson e al., 2001). Inoltre, acque intermedie e profonde si sono formate anche nel Mar Egeo e hanno assunto un ruolo di primaria importanza dopo il 1987 durante l'EMT.

1.7 Le teleconnessioni tra NAO e Mediterraneo: risultati precedenti.

Parte del lavoro di questa tesi è scaturito dall'analisi di studi più o meno recenti che confermano, in linea di massima, l'ipotesi di una influenza, più accentuata nel periodo invernale, della variabilità nord atlantica sulle fenomenologie climatiche del mar Mediterraneo.

Tsimplis e Baker (2001), per esempio, stabiliscono esservi una forte anticorrelazione tra la North Atlantic Oscillation e la variabilità del livello del bacino mediterraneo: dopo il 1960 tale livello è decresciuto ad un tasso di -1.3 mm/anno, prima del 1960 il livello era invece cresciuto ad un tasso di 1.2-1.5 mm/anno. Un'analisi parallela dei valori dell'indice nord atlantico mostrano un picco negativo proprio nel 1960 (Hurrel, 1995). In seguito i valori tendono a crescere e sembrano seguire in parte l'andamento del livello del bacino.

L'apparente relazione tra il livello di bacino e la NAO nasce da un effetto combinato tra anomalie di pressione (effetto barico inverso) ed anomalie di precipitazione ed evaporazione (effetto sterico).

Nello stesso articolo viene avanzata l'ipotesi che i cambiamenti di precipitazione sull'area Mediterranea relativi al NAO abbiano contribuito all'innesco dell' "Eastern Mediterranean Transient"

Honda e al. (2001) mostrano invece una connessione tra l'indice NAO, i venti sull'Egeo e le temperature sull'area orientale del Mediterraneo. In particolare, analizzando il periodo che va dal 1980 al 1990, si riscontrano alti valori dell'indice, una relativa intensificazione dei venti etesi, un abbassamento delle temperature sulla parte orientale del bacino e inverni più rigidi su quella occidentale.

Un altro importante studio che focalizza l'attenzione sui legami tra le anomalie dei forzanti alla superficie e la variabilità nord atlantica è quello svolto da Demirov e Pinardi (2002). Tale studio mette in luce come le anomalie dei forzanti alla superficie nel Mediterraneo possano essere correlate ad un cambiamento della circolazione generale sull'emisfero settentrionale. Nella metà degli anni ottanta tutto l'emisfero settentrionale era interessato da un cambiamento generale della circolazione, da un'intensificazione persistente del vortice nord polare (Walsh e al., 1996) e ad un indebolimento del jet subtropicale sul Pacifico e sull'Atlantico (Watanabe e Nitta, 1999). Dal 1987 l'indice nord atlantico registrò valori positivi, nello stesso anno si ebbe un "phase matching" della North Atlantic Oscillation,del Pacific North American Pattern e dell'Eurasian Pattern (Waranabe e Nitta, 1999). Nello stesso tempo a partire dal 1987 si preparava la transizione dell'EMT con cambiamenti assai rilevanti della distribuzione della salinità nel bacino e della circolazione delle masse d'acqua.

1.8 Obiettivi della tesi

Alla luce di queste premesse, lo scopo di questo lavoro è quello di analizzare le fenomenologie climatiche che caratterizzano l'area mediterranea durante i mesi invernali.
In particolare, le analisi eseguite cercano di descrivere la variabilità climatica invernale del bacino in termini di flussi di calore e acqua correlandoli alla variabilità nord atlantica dominata dalla NAO.
Lo studio è fondamentalmente basato sull'analisi delle anomalie climatiche nell'area del Mediterraneo e sulle correlazioni di tali valori con l'indice NAO .
La struttura della tesi è la seguente :
Nel Capitolo 2 sono descritti i dati utilizzati nel lavoro, nonché le notazioni matematiche utilizzate per calcolare i flussi di calore e di acqua. Si descrivono brevemente anche i metodi statistici utilizzati e le operazioni preliminari eseguite sui dati.
Nel Capitolo 3 vengono illustrate e descritte le climatologie invernali dei campi ritenuti significativi per il nostro studio.
Nel Capitolo 4 invece, si calcolano e si discutono le anomalie degli stessi campi in modo da avere una visione globale della variabilità climatica del bacino.

Nel Capitolo 5 si cercano le correlazioni tra queste anomalie e l'indice NAO cercando di dare una stima ottenendo di quanto l'oscillazione influenzi i cambiamenti a scala di bacino.
Nel Capitolo 6, infine, sono sintetizzate le principali conclusioni .

Capitolo 2

Dati e metodi

2.1 I dati atmosferici

I dati atmosferici che stanno alla base di questo lavoro sono quelli della re-analisi NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research), un progetto nato nel 1991 dalla cooperazione dei due centri e animato dalla necessità di avere dati atmosferici più omogenei nello spazio e nel tempo ed una riduzione degli errori spesso generati da problemi e variazioni dei sistemi di osservazione.
In pratica il progetto mirava ad assimilare tutti i dati disponibili e provenienti da varie fonti (rilievi eseguiti a bordo di navi, profili ottenuti da radiosonde rilasciate sistematicamente nell'atmosfera, dati da satellite, rilievi effettuati in stazioni a terra e con aerei) tramite un sistema che non variava nell'arco di tempo durante il quale si effettuano le osservazioni.
Il progetto fu supportato dalla NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) che il sito **http://www.cdc.noaa.gov.reanalysis** fornisce oggi agli utenti tutti i dati dal 1948 al presente, in medie mensili o giornaliere, a copertura mondiale su una griglia gaussiana T62 irregolare di 192 punti di longitudine e 94 di latitudine (Kalnay et al.,1996; Kousky e Ropelewski, 1997).
Tale griglia presenta una risoluzione latitudinale che varia da 1.88 a 1.9 gradi ed una risoluzione longitudinale di 1.875 gradi..
Nella tesi si useranno i dati giornalieri a partire dal gennaio 1958 fino ad arrivare al dicembre 2002 ovvero 45 anni.

I dati NCEP/NCAR utilizzati in questa tesi sono :

- La temperatura superficiale (deg C)
- La temperatura dell'aria a 2 metri di quota (deg C);
- Il vento zonale a 10 metri dalla superficie (m/sec.);
- Il vento meridionale a 10 metri dalla superficie (m/sec);

- Il tasso di precipitazione (mm/anno);
- La copertura nuvolosa (in percentuale);
- L'umidità relativa (in percentuale);
- Il tasso di evaporazione (mm/anno);
- Il flusso della radiazione ad onda corta (W/m^2);
- Il flusso della radiazione ad onda lunga (W/m^2);

L'analisi si è svolta analizzando i campi sull'area compresa tra i 6°E-36°W e 30°N-48°N.

2.2 I flussi all'interfaccia aria-mare: le equazioni utilizzate

Per calcolare i flussi all'interfaccia aria-mare si è utilizzato un set di formule appositamente scelte per lo scopo.
Prima di analizzare la formulazione matematica che sta alla base dei risultati ottenuti verrà data una descrizione del bilancio radiativo atmosferico e delle sue componenti così da spiegare brevemente i campi calcolati.
La radiazione è suddivisa a seconda della lunghezza d'onda in "corta" e "lunga".
La prima, la cosiddetta"short wave radiation", è l'energia solare entrante in atmosfera e può essere assorbita dalle nuvole, da alcuni gas atmosferici, dalla superficie terrestre oppure essere riflessa.
I flussi di radiazione ad onda corta dipendono principalmente dallo zenith solare (che varia a seconda della latitudine,della stagione e dell'ora), dalla copertura nuvolosa e dall'albedo della superficie.
La radiazione solare ad onda lunga è quella ri-emessa dalle nuvole ed ha due direzioni: dall'atmosfera alla superficie e viceversa.
I flussi di tale radiazione dipendono dalla temperatura e dall'emissività del mezzo che la radiazione incidente od uscente deve percorrere.
All'interfaccia aria-mare si ha poi anche il fenomeno dell'evaporazione mediante il quale viene scambiato il cosiddetto "calore latente di evaporazione".
Tale quantità, come si vede in figura 2-1, è l'energia richiesta per produrre la transizione dell'unità di massa dalla fase liquida a quella gassosa .

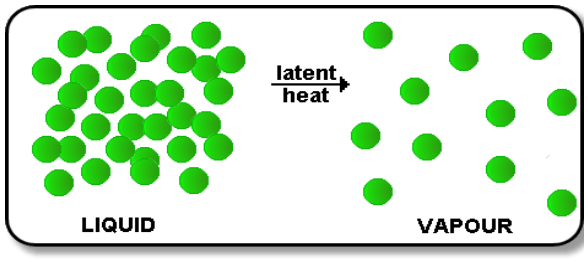

Fig 2-1 Cambiamento di fase dovuto al calore latente di evaporazione

Tramite fenomeni di conduzione e convezione tra la superficie e l'atmosfera viene scambiato anche il "calore sensibile" ovvero quello che, quando viene somministrato ad un corpo, provoca un aumento della sua temperatura e viceversa.

Per fare un esempio: le acque che si riscaldano alle basse latitudini tropicali e si muovono verso nord raffreddandosi, rilasciano lungo il loro percorso calore sensibile, allo stesso modo i venti caldi portano nel loro cammino calore sensibile da un area ad un'altra.

Il flusso netto di calore alla superficie viene rappresentato come la differenza

$$Q = Q_s - Q_u \qquad \text{(eq. 2.1)}$$

dove Q_s è il flusso entrante di radiazione solare e Q_u è il flusso di radiazione uscente (Rosati e Miyakoda, 1988).

A sua volta

$$Q_u = Q_l + H_a + LE_a \qquad \text{(eq. 2.2)}$$

dove Q_l è la radiazione ad onda lunga emessa dalla superficie del mare, H_a ed E_a sono i flussi di calore sensibile e latente che vanno dalla superficie del mare all'atmosfera e L è la costante di calore latente.

Per calcolare la radiazione ad onda lunga si è scelto di utilizzare la formula di May (May, 1986) tra tutte quelle disponibili.

In tale formula

$$Q_l = \left[\sigma T_a^4 \left(0.4 - 0.05\sqrt{e_A}\right) + 4\sigma T_a^3 \left(T_s - T_a\right)\right]\left(1 - 0.75C^{3.4}\right) \qquad \text{(eq. 2.3)}$$

In questa formula C rappresenta la copertura nuvolosa in percentuale.
Gli altri termini utilizzati sono la temperatura dell'aria T_a, la temperatura della superficie del mare T_s, l'emissività dell'oceano σ e la pressione di vapore atmosferica e_A.
Per quanto riguarda il flusso di calore sensibile H_a ed il flusso di calore latente LE_a si sono utilizzate due classiche equazioni bulk aerodinamiche :

$$H_a = \rho_A C_p C_h |V| (T_s - T_a) \qquad \text{(eq 2.4)}$$

$$L_e E_a = \rho_A L_e C_e |V| [q_s - q_a] \qquad \text{(eq. 2.5)}$$

Dove ρ_A è la densità dell'aria umida, C_p è la capacità di calore specifico, C_e e C_h sono i coefficienti di scambio turbolento, L_e è il calore specifico di vaporizzazione, |V| è la velocità del vento, q_s è l'umidità specifica di saturazione dell'aria a temperatura T_s e q_a è l'umidità specifica dell'aria.
La radiazione entrante ad onda corta è stata calcolata tramite la formula di Reed (Reed, 1977) riportata di seguito:

$$Q_s = Q_{tot}(1 - 0.62C + 0.0019\beta)(1 - \alpha) \qquad \text{(eq. 2.6)}$$

dove α e β rappresentano l'albedo della superficie del mare e lo zenith solare relativo al momento della giornata e C la copertura nuvolosa.
Il Q_{tot} è la radiazione solare totale che arriva alla superficie considerando un'atmosfera priva di copertura nuvolosa. Tale termine è uguale alla somma della radiazione solare diretta e di quella diffusa. Si avrà cioè :

$$Q_{tot} = Q_{dir} + Q_{diff} = Q_0 \tau^{\sec z} + \frac{[(1 - A_a)Q_0 - Q_0 \tau^{\sec z}]}{2} \qquad \text{(eq. 2.7)}$$

dove Q_0 è la radiazione alla sommità dell'atmosfera, τ (0.7) è il coefficiente di trasmissione atmosferica che attenua la radiazione, A_a (0.09) è l'assorbimento di vapore ed ozono e z è l'angolo di zenith.
Una rappresentazione grafica dei flussi è data in figura 2-2.

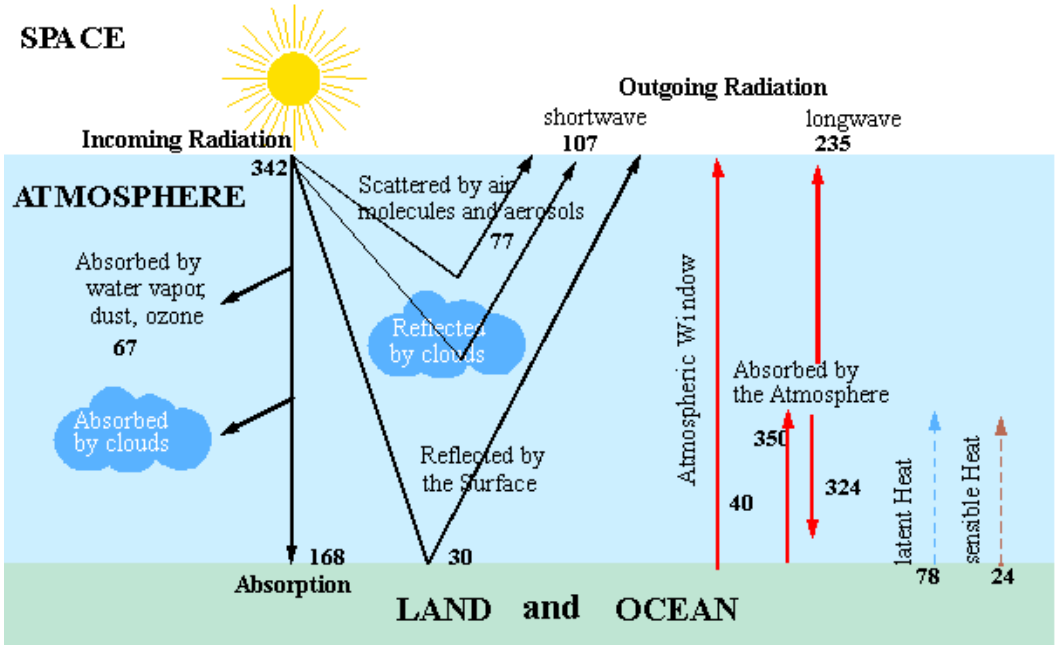

Fig. 2-2 Schema del bilancio radiativo atmosferico. All'interfaccia aria mare il bilancio è: Qtot=168- (350+40-324) -78-24 corrispondente a Qtot=Qs-Qb-Qh-Qe

Infine l'ultimo termine calcolato è l'evaporazione:

$$\text{evap} = \frac{L_e E_a}{\rho_o L_e} = \frac{E_a}{\rho_0} \qquad \text{(eq. 2.8)}$$

dove ρ_o rappresenta la densità dell'acqua, $L_e E_a$ il calore latente di evaporazione e L_e il calore specifico di vaporizzazione.

2.3 Metodi statistici di analisi

Negli studi climatologici i dati sono costituiti da serie temporali di valori, nel nostro caso, medie mensili o giornaliere, relative ad ogni punto griglia dell'area in cui si è scelto di lavorare.
Possono perciò essere immaginati come una matrice a tre dimensioni : latitudine, longitudine e tempo. Se si considerano i valori relativi ad un solo passo temporale dell'insieme dei dati si ottiene una "mappa sinottica" del tempo, ossia una mappa bidimensionale che mostra un'istantanea del campo considerato.
Il ciclo stagionale è il segnale sicuramente più forte nei dati ma la sua rivelazione è irrilevante ai fini dell'analisi. Ciò a cui si è interessati è la differenza , o "anomalia", dei singoli valori rispetto ad un "ciclo stagionale medio" definito sul periodo di studio. Tale ciclo è calcolato tramite la media sul periodo di studio delle variabili e per i singoli mesi dell'anno. Ad esempio, per un periodo di dieci anni, la climatologia di gennaio si otterrà prendendo i dieci valori di gennaio e facendone una media

2.3.1 Le mappe di deviazione standard

La deviazione standard è una misura utile della distribuzione delle misure attorno alla loro media supponendo che la statistica sia gaussiana. Si può assumere che sia l'errore da associare al valore medio, una quantità quindi che misura la tendenza di un dato a discostarsi dalla sua media.
Essa si esprime come:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(x_i - \bar{x})^2}{N-1}}$$

dove x_i è la singola osservazione, $\bar{x}$ è la media su tutte le osservazioni ed N è il numero di osservazioni.

Quando si lavora su dati che sono costituiti da serie temporali di valori per ogni punto griglia dell'area in esame, si potrà calcolare la "mappa di deviazione standard" che darà visivamente un'idea della variabilità del campo in esame. Valori più alti della deviazione standard in un punto indicheranno una maggiore ampiezza delle anomalie. Un esempio di tale mappa è dato in figura 2-3.

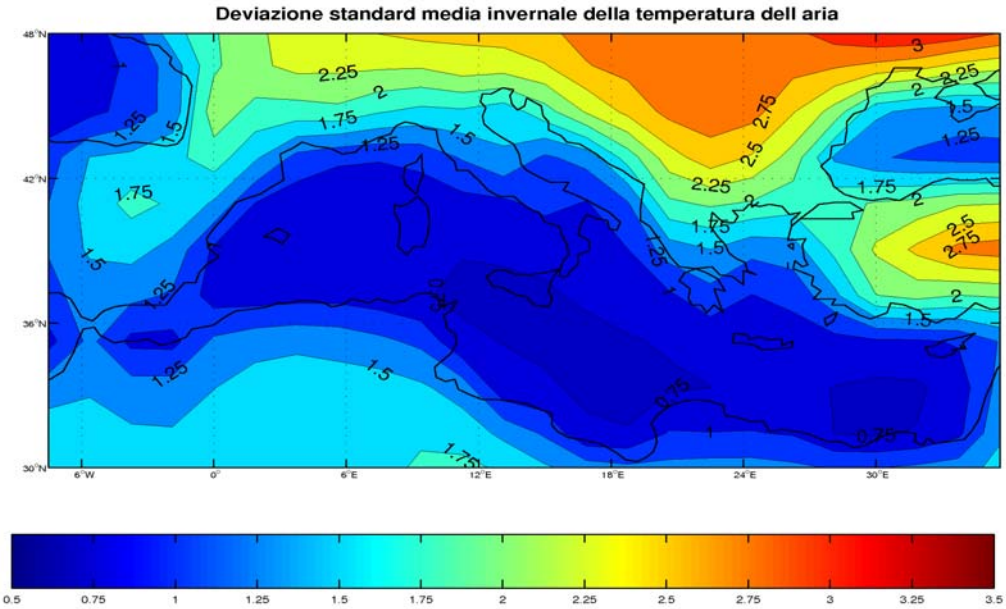

Fig 2-3 Esempio di mappa di deviazione standard per i valori della temperatura dell'aria in gradi centrigradi.

2.3.2 Le mappe di correlazione

Allo scopo di definire i legami esistenti tra le anomalie mensili dei campi considerati in questa tesi e l'indice NAO si è calcolata la matrice di correlazione R, i cui elementi sono i coefficienti di correlazione tra le serie temporali delle variabili di interesse:

$$r_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^{n} x_i(t_k)x_j(t_k)}{\left(\sum_{t=1}^{n} x_i^2(t)\right)^{1/2}\left(\sum_{t=1}^{n} x_j^2(t)\right)^{1/2}} = \frac{1}{N-1}\frac{\mathrm{cov}(x_i,x_j)}{\sigma_i \sigma_j}$$

Il coefficiente di correlazione r_{ij} rappresenta la correlazione tra la serie temporale x_i con quella x_j, ed è di solito interpretato come una misura dell'associazione lineare tra le due due serie temporali.

In realtà il coefficiente di correlazione lineare non è l'unica misura della interconnessione tra diverse variabili (Wilks, 1995). Infatti se le serie temporali fossero caratterizzate dalla presenza di relazioni diverse da quelle lineari il coefficiente di correlazione sarebbe poco significativo. Inoltre il coefficiente mette in risalto i valori estremi della serie temporale (pesano molto nella semplice media) e questo conferisce al coefficiente un basso grado di affidabilità.

Per uno studio di questo tipo comunque, il calcolo delle correlazioni è lo strumento che meglio si presta ad ottenere l'informazione desiderata.

Il coefficiente di correlazione è uguale al rapporto tra la covarianza delle due serie di dati in esame ed il prodotto delle relative deviazioni standard; è perciò un numero dimensionale che va da -1 (anticorrelazione perfetta) ad 1 (correlazione perfetta).

Nel nostro studio useremo le correlazioni tra i campi su una determinata area e le serie temporali di indici. Viene così ad essere definita una "mappa di correlazione ad un punto"("one-point correlation map") dove ad ogni punto è assegnato il valore della correlazione tra le serie temporali del campo definito su tutti i punti di griglia con la serie temporale di riferimento (nel nostro caso quella dell'indice NAO e quella delle anomalie dei campi analizzati sulla regione del Mediterraneo). Si avrà cioè una matrice bidimensionale di correlazione costituita da valori che rappresentano il prodotto tra punti i diversi punti di griglia e il valore dell'indice NAO. Un esempio di tale mappa è riportato in figura 2-4.

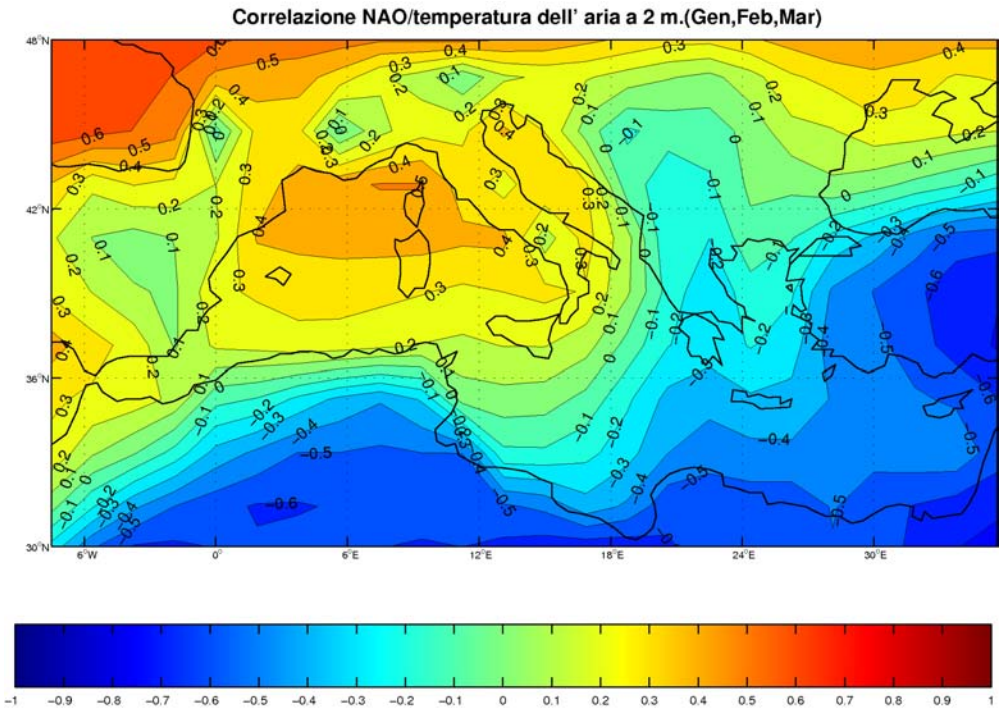

Fig 2-4 Esempio di mappa di correlazione ad un punto per le anomalie invernali della temperatura dell'aria a 2 metri di quota ed i valori dell'indice nord atlantico.

Nel presentare delle correlazioni è utile fornire indicazioni su quello che costituisce un livello statisticamente significativo di correlazione.

Si è presa come riferimento la tabella 2-1 tratta da W.J.Emery and R.E.Thompson (2001) in cui per un numero di gradi di libertà pari a $\nu = 45$ (cioè gli anni presi in esame nella presente tesi), $r_1 = 0.288$ costituisce il limite con un livello di significatività $\alpha_1 = 5\%$ e $r_2 = 0.372$ per $\alpha_2 = 1\%$.

Possiamo dunque affermare che per valori di r maggiori di r_1 le variabili siano significativamente correlate con una probabilità ($P=1-\alpha$) pari al 95% e che per valori di r maggiori di r_2 le variabili siano correlate in maniera altamente significativa con una probabilità pari al 99%.

I valori di correlazione caratterizzati da un livello di significatività del 5% e del 1% sono riportati in tabella 2-1.

Gradi di libertà	α = 5%	α = 1%	Gradi di libertà	α = 5%	α = 1%
1	0.997	1	24	0.388	0.496
2	0.95	0.99	25	0.381	0.487
3	0.878	0.959	26	0.374	0.478
4	0.811	0.917	27	0.367	0.47
5	0.754	0.874	28	0.361	0.463
6	0.707	0.834	29	0.355	0.456
7	0.666	0.798	30	0.349	0.449
8	0.632	0.765	35	0.325	0.418
9	0.602	0.735	40	0.304	0.393
10	0.576	0.708	45	0.288	0.372
11	0.553	0.684	50	0.273	0.354
12	0.532	0.661	60	0.25	0.325
13	0.514	0.641	70	0.232	0.302
14	0.497	0.623	80	0.217	0.283
15	0.482	0.606	90	0.205	0.267
16	0.468	0.59	100	0.195	0.254
17	0.456	0.576	125	0.174	0.228
18	0.444	0.561	150	0.159	0.208
19	0.433	0.549	200	0.138	0.181
20	0.423	0.537	300	0.113	0.148
21	0.413	0.526	400	0.098	0.128
22	0.404	0.515	500	0.088	0.115
23	0.396	0.505	1000	0.062	0.081

Tab. 2-1 Coefficienti di correlazione con i livelli di significatività $\alpha_1 = 5\%$ e $\alpha_2 = 1\%$. La Tabella è stata tratta da W.J.Emery and R.E.Thomson (2001) e modificata.

2.4 L'indice NAO

Vi sono varie formulazioni dell'indice dell'Oscillazione del Nord Atlantico : Namias nel 1980 scelse come stazioni rappresentative per i centri di pressione al livello del mare quella di Akureyri in Islanda e quella di Ponte Delgada nelle Azzorre. Successivamente Hurrel (1995) propose un'altra definizione dell'indice. Stykkisholmer (Islanda) era presa come stazione al centro del sistema di basse pressioni, mentre si utilizzavano misure effettuate a Lisbona (Portogallo) o Ponta Delgada (Azzorre) per quanto riguarda il centro del sistema di alte pressioni atlantiche.

Un esempio grafico di tale indice è rappresentato in figura 2-5 dove vengono riportati i valori dell'indice NAO calcolato da Hurrel dal 1864 al 2000 contraddistinti dal colore rosso e blu a seconda del segno che li caratterizza:

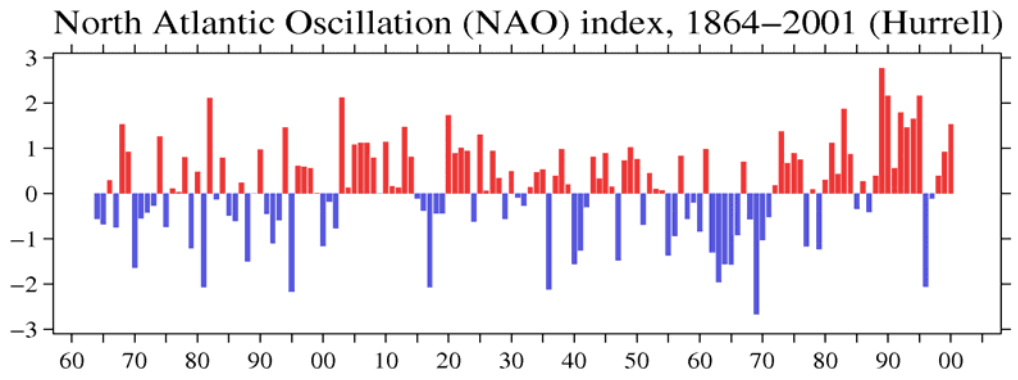

Fig 2-5 Indice nord atlantico calcolato da Hurrel come differenza dei valori normalizzati di sea level pressure a Lisbona e a Stykkisholmur (Islanda).

In questo lavoro si è scelto di attenersi ai principi generali che stanno alla base del calcolo dell'indice di Hurrel e di calcolare l'indice NAO come differenza tra l'anomalia mensile normalizzata (cioè divisa per la deviazione standard) dei valori di pressione a livello del mare mediata su sedici punti griglia attorno a Stykkisholmer e l'anomalia mensile normalizzata media dei valori su altri sedici punti griglia attorno a Lisbona.
La figura 2-6 rappresenta l'indice così come si è calcolato in questa tesi: gli anni considerati vanno dal 1958 al 2002, i mesi per cui si sono calcolate le anomalie sono quelli invernali di gennaio, febbraio e marzo (JFM).

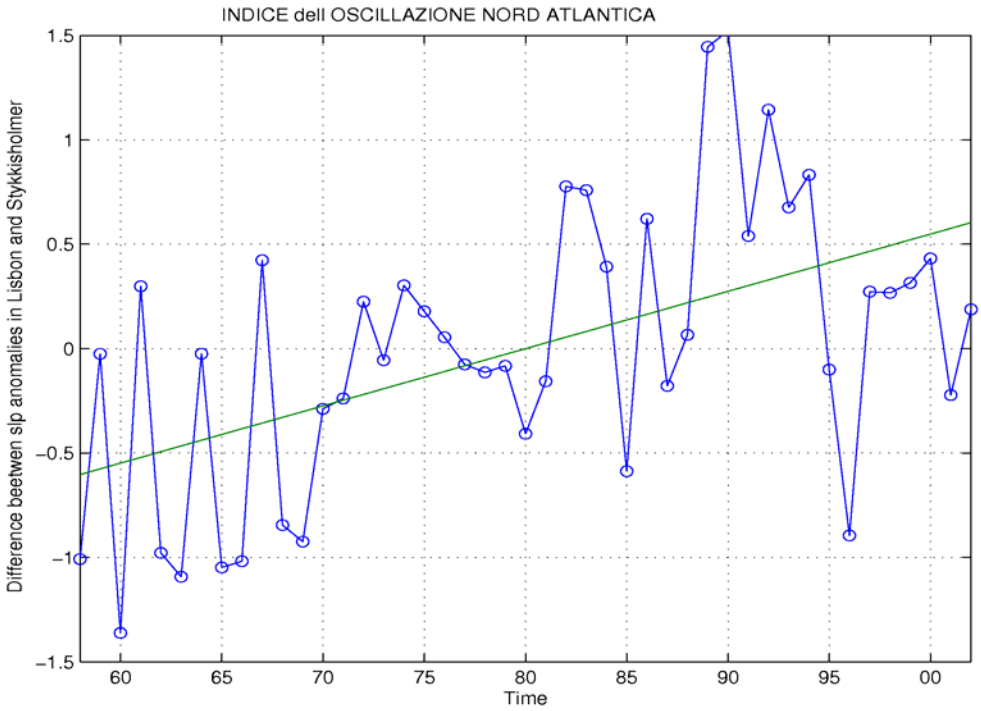

Fig 2-6 Indice nord atlantico standardizzato sul periodo invernale (Gennaio-Febbraio-Marzo) e ricalcolato dai dati presi in considerazione in questa tesi.

L'oscillazione atlantica mostra una considerevole variabilità interannuale .

Sono comunque presenti anche periodi prolungati della medesima fase: dai primi anni '40 ai primi anni '70 l'oscillazione ha avuto valori per lo più negativi.

Si è avuta un'inversione negli ultimi trent'anni quando il valore dell'indice è generalmente cresciuto registrando notevoli picchi positivi negli inverni del 1983,1989,1990 e 1995.

Analizzando l'andamento dell'indice si può constatare un'evidente analogia con l'indice calcolato da Hurrel: valori positivi caratterizzano infatti i due indici nei medesimi anni, e viceversa.

Capitolo 3

I regimi climatici invernali del Mediterraneo: climatologie dei dati.

3.1 Analisi dei dati NCEP/NCAR

Tra tutte le variabili atmosferiche analizzate sono state scelte le più indicative per lo studio delle possibili correlazioni tra il Mediterraneo e l'Oscillazione nord atlantica. I relativi campi climatologici sono stati calcolati per i mesi invernali di Gennaio, Febbraio e Marzo .Le tre climatologie mensili sono state poi mediate tra loro per ricavarne una climatologia invernale media che sia rappresentativa del periodo considerato.

3.1.1 Temperatura superficiale

La climatologia invernale della temperatura superficiale riportata in figura 3-1 ha un andamento profondamente influenzato dalla topografia: sopra il continente i valori invernali sono più bassi di quelli sul bacino, ciò concorda con la differente capacità termica delle due regioni.
Il calore "immagazzinato" durante il periodo estivo viene infatti rilasciato più lentamente dal mare che dalla terra, si crea così un gradiente terra-mare che raggiunge valori dei dieci gradi centigradi.
Sul mare vi sono ulteriori considerazioni da fare: i dati NCEP/NCAR mostrano un gradiente di temperatura zonale, dell'ordine di 1-2 gradi centigradi, che demarca geograficamente la parte orientale, caratterizzata da temperature più alte, rispetto alla parte occidentale che presenta invece temperature più basse.
Il gradiente più marcato è quello meridionale e lungo le coste settentrionali del bacino dove si assiste ad un passaggio repentino dei valori da 13/15 gradi a 7/9 gradi centigradi.

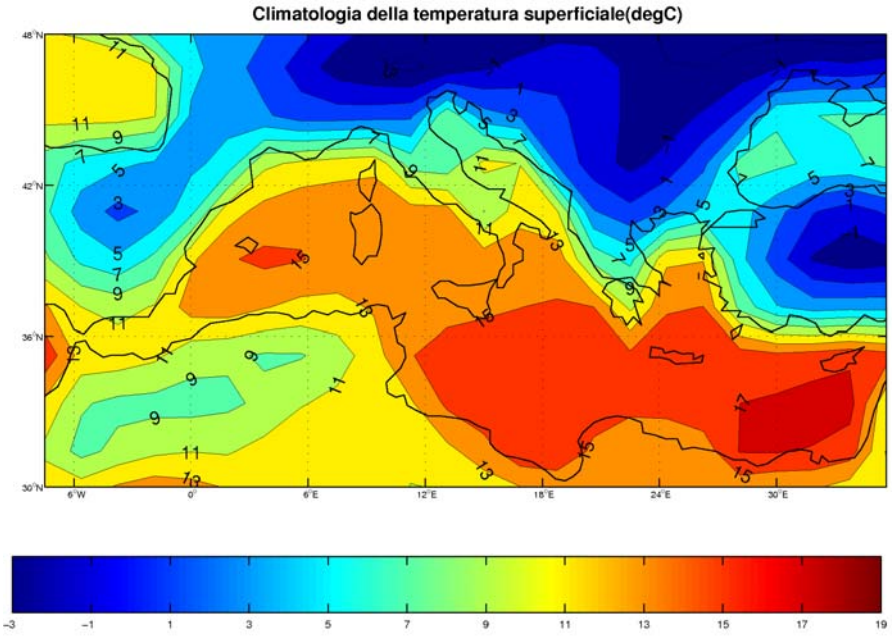

Fig 3-1 Climatologia invernale media della temperatura superficiale (deg C).

3.1.2 Temperatura dell'aria a 2 metri di quota

Anche in questo caso i dati evidenziano un andamento profondamente segnato dalla topografia del bacino: i valori sono più bassi sul continente e i gradienti meridionali sono alti.
La climatologia invernale è riportata in figura 3-2: si può notare come la temperatura superficiale descritta precedentemente e quella a 2 metri di quota abbiano andamenti molto simili, la suddivisione del bacino in una parte occidentale più fredda ed una orientale più calda è visibile ancora una volta.
Il gradiente meridionale di temperatura resta dell'ordine di 5/10 gradi ma la sua variazione non è così marcata come per la temperatura superficiale.

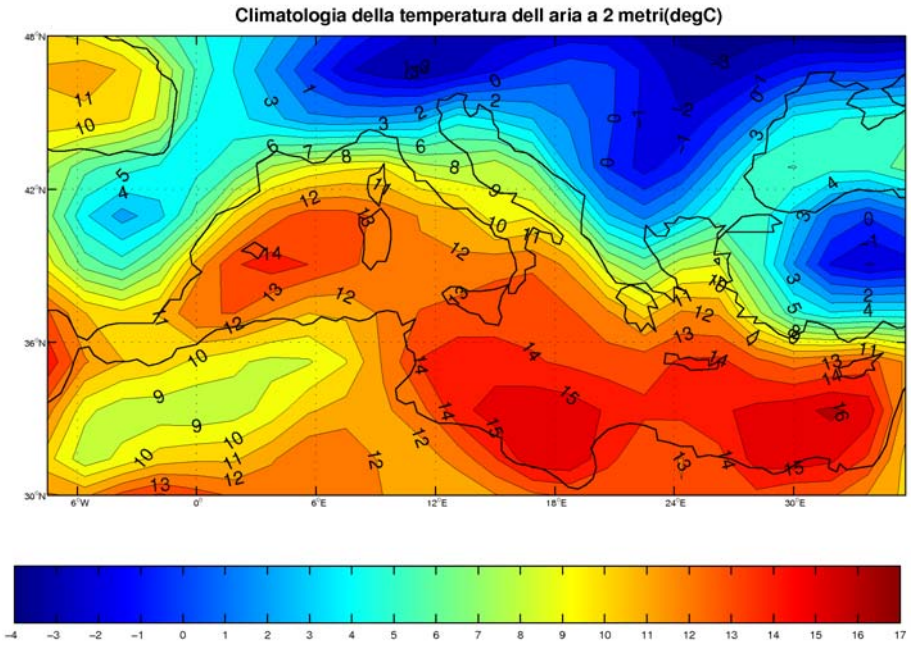

Fig 3-2 Climatologia invernale media della temperatura dell'aria a 2 metri (deg C).

3.1.3 Venti a 10 metri di quota

Come si vede in figura 3-3, durante il periodo invernale, la circolazione orizzontale sull'area orientale del Mediterraneo, a prescindere dalle profonde deviazioni indotte dall'orografia, è prevalentemente zonale e nel settore occidentale è dominata dal Maestrale che soffia da nord-est.
I venti hanno massima intensità durante il periodo invernale nel Bacino Algero Provenzale ad ovest e nel Bacino Levantino ad est.
In queste zone l'intensità media dei venti superficiali raggiunge valori attorno ai 3/4 m/sec., mentre per il resto del bacino i valori oscillano entro un intervallo che va da 0 ai 2 m/sec.

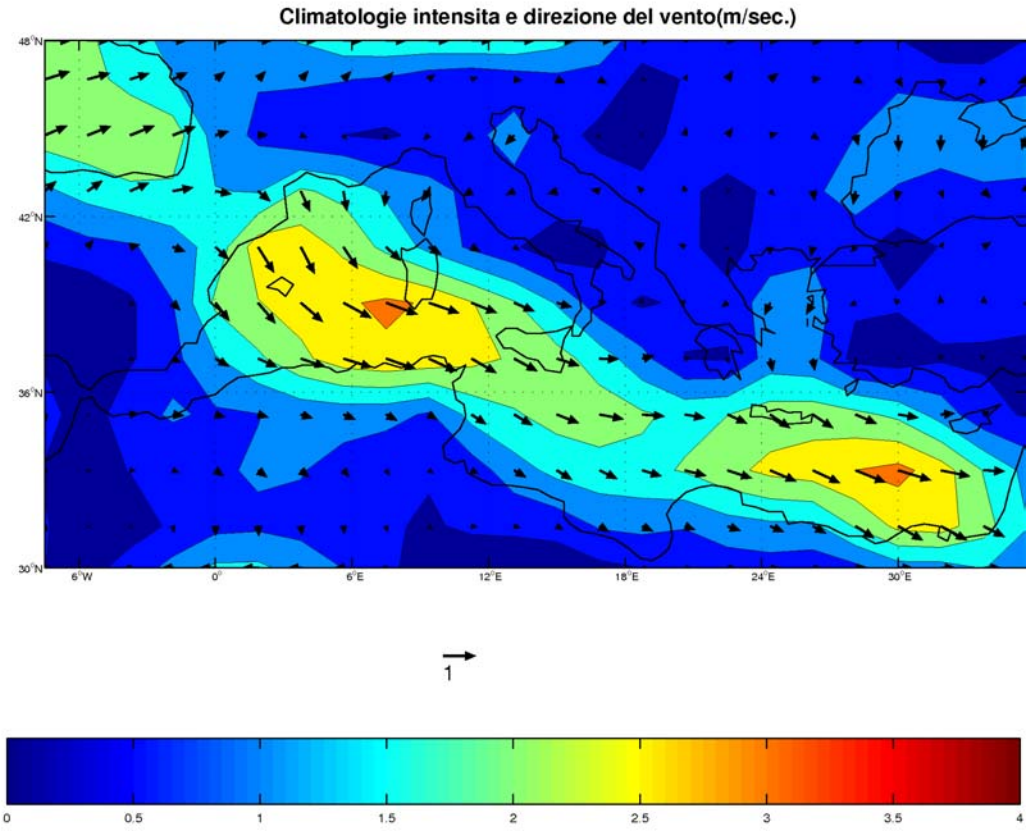

Fig 3-3 Climatologia invernale media dell'intensità (colore) e della direzione del vento a 10 m. di quota (m/sec).

3.1.4 Tasso di precipitazione

La climatologia invernale della precipitazione nel Mediterraneo è presentata in figura 3-4.

Ciò che emerge chiaramente è la presenza di un'area caratterizzata da scarse precipitazioni lungo tutta la costa nord africana e di quattro aree ben distinte in cui i valori sono invece notevolmente più alti che nel restante Mediterraneo: una situata nel bacino Algero Provenzale, una nello Ionio , una sul Mare di Marmara e l'ultima nel bacino Levantino.

In queste aree si registrano valori medi invernali attorno ai 1000/1200 mm/anno.

Questa analisi concorda con quella di Mariotti e al. (2002) in cui è presentata la climatologia invernale media della precipitazione calcolata utilizzando diverse tipologie di dati tra cui anche le Reanalisi NCEP/NCAR.

Le aree nelle quali si registra una precipitazione più abbondante sono le stesse per ambedue i lavori, questa costituisce quindi una verifica dell'esattezza dei valori della precipitazione ottenuti.

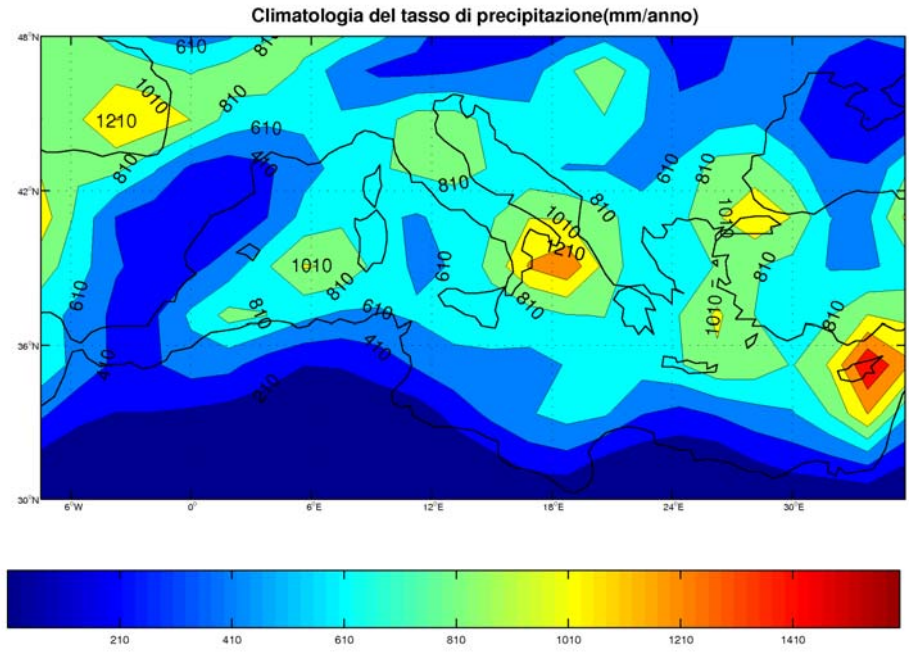

Fig 3-4 Climatologia invernale media della precipitazione (mm/anno).

3.1.5 Tasso di evaporazione

Come si vede in figura 3-5 i valori dell'evaporazione, calcolata tramite l' equazione riportata nel paragrafo 2.2, sono estremamente più alti sul mare che sulla terra.
Già si è detto che il Mediterraneo costituisce una fonte di aria umida per le regioni circostanti e questa immagine ne è una chiara conferma.
All'interno del bacino stesso si può fare un'ulteriore distinzione: anche questa volta il bacino ovest e quello est si comportano in modo differente registrando valori sempre maggiori nella parte orientale.
Anche questo risultato concorda con il lavoro di Mariotti e al. (2002).
L'evaporazione ottenuta dagli autori utilizzando i dati dell'NCEP/NCAR Reanalisi mostra infatti i valori più alti in un'area che investe tutto il Mediterraneo orientale, esattamente come mostra la figura 3-5.

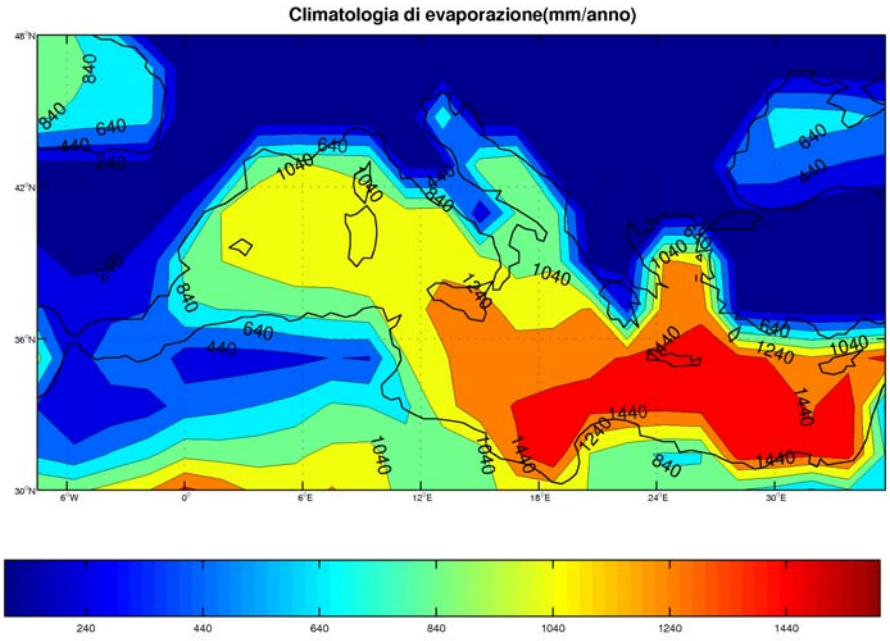

Fig.3-5 Climatologia invernale media dell'evaporazione (mm/anno).

3.2 Analisi dei flussi aria-mare

Nel secondo capitolo abbiamo descritto il bilancio di calore all'interfaccia aria-mare e nel seguito descriveremo i dati climatologici invernali per ciascun termine del bilancio. Ricordiamo che:

$$Q_{tot} = Q_s - Q_l - H_a - LE_a$$

è il bilancio netto di calore alla superficie del mare. I differenti termini sono:

1) Q_s , il flusso di calore a onda corta incidente;

2) Q_l il flusso di calore ad onda lunga riemesso dal mare;

3) H_a il flusso di calore sensibile;

4) LE_a il flusso di calore latente di evaporazione;

3.2.1 **Flusso di calore ad onda lunga,** Q_l

Come si vede dalla figura 3-7, i valori del flusso di calore ad onda lunga demarcano due zone ben distinte del bacino.
Ancora una volta infatti, si ha una parte occidentale dove i valori sono più bassi ed una orientale caratterizzata da valori più elevati, soprattutto nella parte più orientale del bacino Levantino.
Ciò deriva dall'ultizzo della formula di May in cui il termine più rilevante è la temperatura dell'aria che, come abbiamo già visto, assume valori maggiori proprio nella parte orientale del bacino.

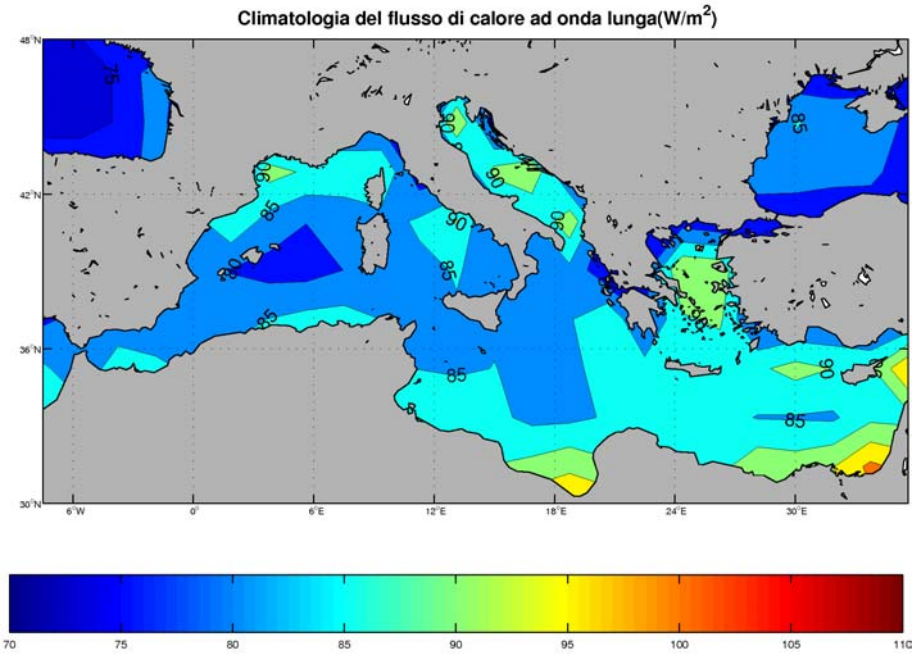

Fig. 3-7 Climatologia invernale media del flusso di calore ad onda lunga (W/m^2).

3.2.2 Flusso della radiazione ad onda corta, Q_s

Alla superficie i valori di tale campo dipendono dalla copertura nuvolosa, dall'inclinazione terrestre e dall'albedo (vedi capitolo 2).
La figura 3-8 mostra una marcata distribuzione zonale ed un netto gradiente latitudinale: i valori aumentano da nord verso sud, ciò significa che in questo periodo domina il gradiente latitudinale della radiazione solare incidente più che la distribuzione della copertura nuvolosa.
L'intervallo dei valori va dai 166 W/m^2 ai 210 W/m^2 e si può notare una certa uniformità regionale: il mar Adriatico non presenta differenze da un'area ad un'altra, la stessa cosa vale per il mar Egeo e per il bacino Algero-provenzale.

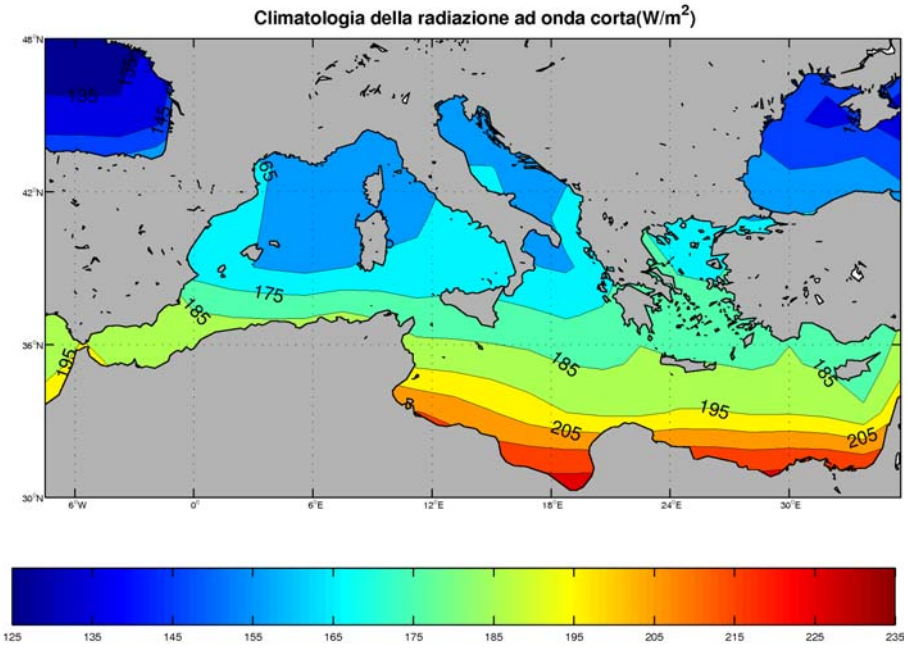

Fig 3-8 Climatologia invernale media della radiazione ad onda corta (W/m^2)

3.2.3 Flusso di calore latente di evaporazione, $L_e E_a$

La climatologia invernale dei dati mostra per il calore latente di evaporazione un gradiente sia latitudinale che longitudinale . I valori a scala di bacino, variano tra i 30 ed i 125 W/m^2.

Il gradiente si fa più marcato lungo le coste nord e quelle est del bacino, queste ultime normalmente interessate da fenomeni di upwelling.

In particolare i valori del flusso di calore latente aumentano da ovest ad est. Questo gradiente determina quello della salinità superficiale del Mediterraneo: la salinità delle acque atlantiche che entrano da Gibilterra (chiamate "Atlantic Surface Waters") è di circa 36.15 psu, mentre la salinità superficiale nel bacino orientale raggiunge valori di 38 psu (Ozsoy e al, 1989, Pinardi e Demirov, 2002).

L'acqua ceduta all'atmosfera dall'oceano sotto forma di umidità verrà trasportata dai venti predominanti in quelle regioni verso altre aree dove si riverserà sottoforma di precipitazioni.

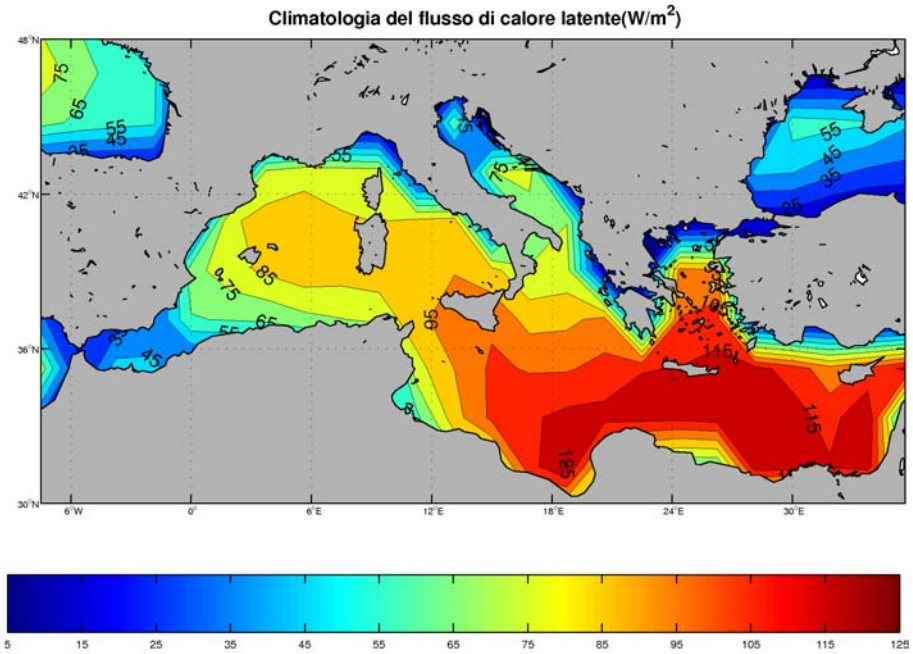

Fig 3-9 Climatologia invernale media del flusso di calore latente di evaporazione.

3.2.4 Flusso di calore sensibile, H_a

La figura 3-10 mostra un gradiente latitudinale nel flusso di calore sensibile più accentuato lungo le coste nord del bacino.
Tutta la parte settentrionale ha valori più elevati della sottostante area: in particolare lungo le coste della Francia, nel Golfo del Leone, nel medio-basso Adriatico e nel Mar Egeo la climatologia del flusso di calore sensibile raggiunge massimi di 50 W/m^2.
Questo vuol dire che in queste zone i fenomeni di conduzione e convezione risultano molto attivi e l'oceano trasmette calore all'atmosfera riscaldandola.

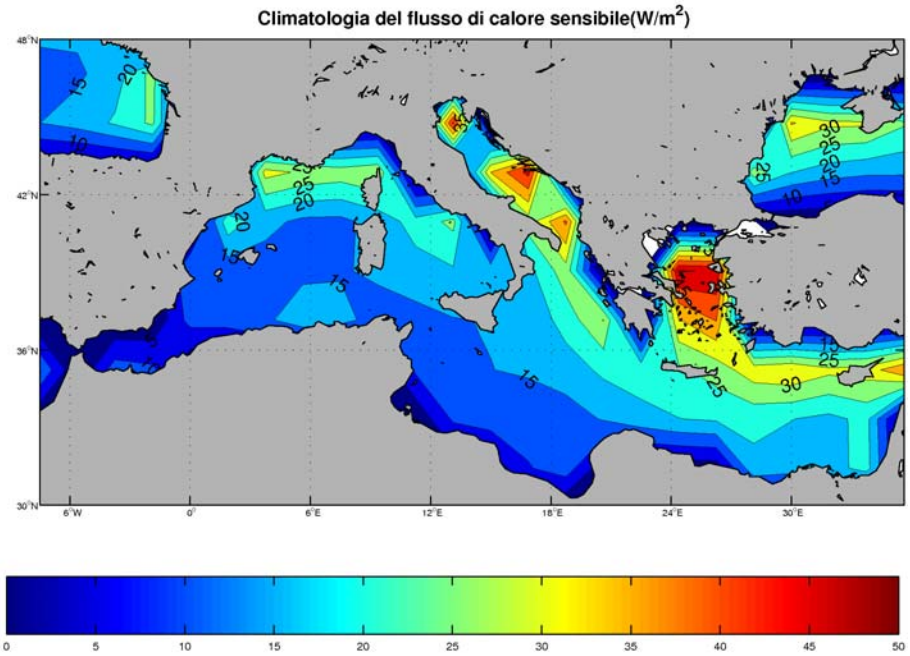

Fig. 3-10 Climatologia invernale media del flusso di calore sensibile.

3.2.5 Flusso di calore totale, Q_{tot}

Una volta calcolati i valori di tutti i flussi di calore si è potuto calcolare il flusso totale di calore.

La climatologia invernale dei dati riportata in figura 3-11 evidenzia una perdita netta di calore durante il periodo invernale che raggiunge valori massimi al centro del bacino e che si attenua verso i margini continentali invertendo in taluni casi il segno.

Si evidenzia una zona, situata nel mar Egeo, in cui i valori sono nettamente inferiori che nel resto del bacino:

Anche nel mar Adriatico si può distinguere un'area situata a nord ed una al centro-sud dove le perdite nette di calore hanno valori maggiori che nell'area circostante. Un'altra area è quella del Mare Alboreano dove anche durante l'inverno il mare acquista calore dall'atmosfera.

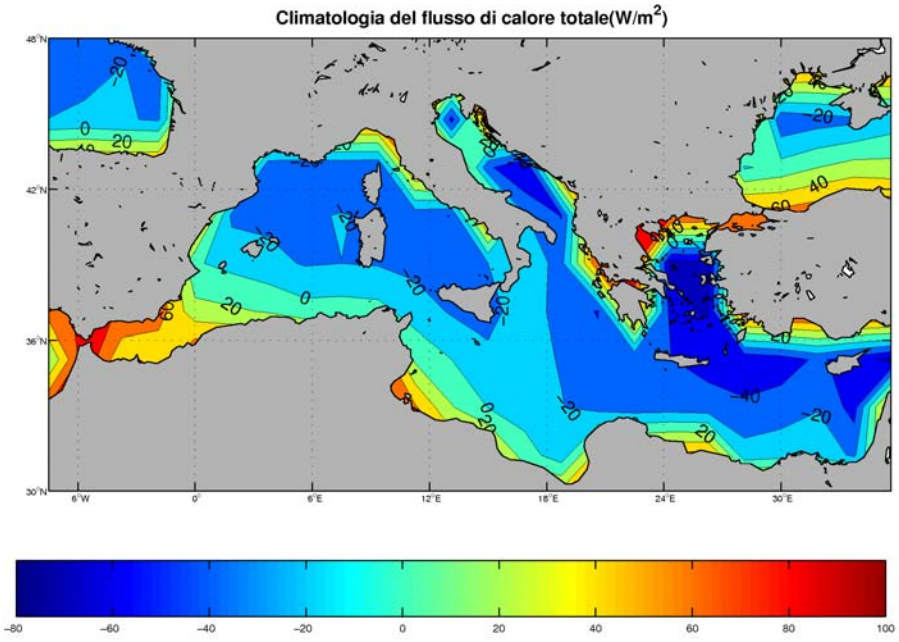

Fig 3-11 Climatologia invernale media del flusso di calore totale (W/m^2)

Abbiamo discusso nel capitolo 1 che il flusso netto di calore nel Mediterraneo è stato calcolato da molti autori nel passato e noi vogliamo confrontare i nostri risultati con quelli degli autori precedenti. Si sono quindi calcolate anche le serie temporali delle medie annuali per l'intero bacino, per quello occidentale e per quello orientale che sono visualizzate in figura 3-12.

Il bacino occidentale mostra i valori più alti del flusso di calore totale; la media fatta sui 45 anni della serie temporale porta ad un valore pari a 24 W/m^2. Ciò significa che nel tempo in cui si sono svolte le analisi il Mediterraneo occidentale ha mediamente guadagnato calore.

Al contrario il bacino orientale mostra una serie temporale dominata da valori negativi.La media totale fatta sull'area e sul tempo dà infatti un valore negativo pari a -2.28 W/m^2.

I valori delle medie fatte sull'area e sul tempo assieme alle relative deviazioni standard sono riportati in tabella 3-1.

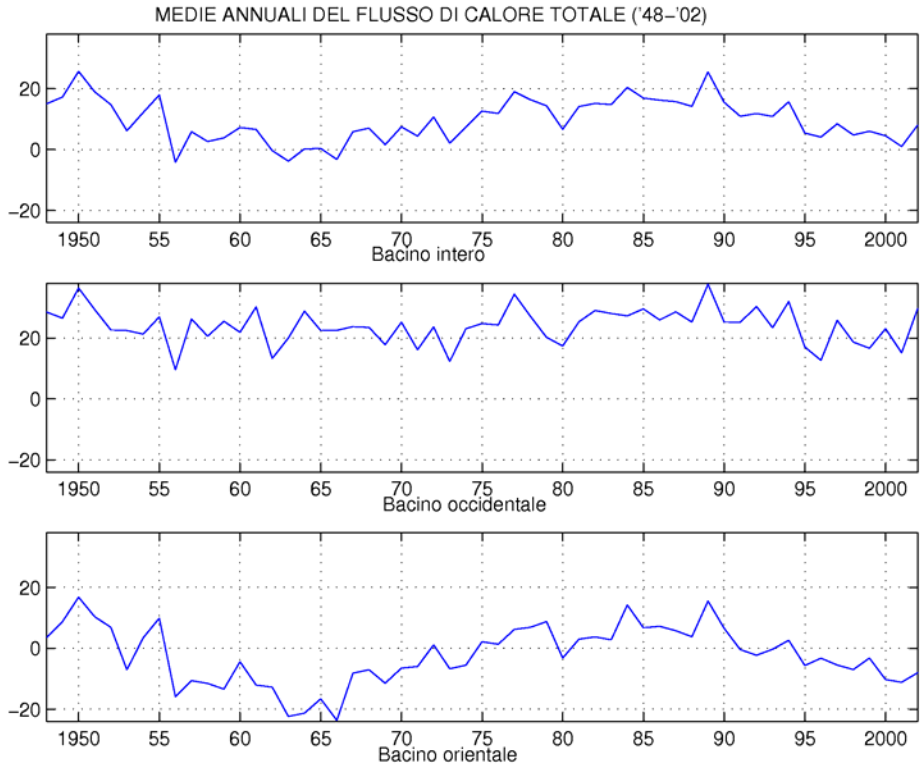

Fig. 3-12 Serie temporale delle medie annuali del calore totale per a)l'intero bacino,b)la parte occidentale e c)la parte orientale.

Qtot [W/m^2]	
Bacino intero	9 ± 7
Bacino occidentale	24 ± 6
Bacino orientale	-2 ± 10

Tab.3-1 Medie sul tempo e sullo spazio del flusso di calore totale (W/m^2) con il valore della deviazione standard come misura dell'errore.

Per avere un'ulteriore stima del flusso di calore totale, si sono sostituiti nel bilancio di calore i valori della radiazione ad onda corta e lunga con i dati presi direttamente dai dati NCEP/NCAR che si suppongono essere più precisi quando si parla di flussi radiativi.
Per i flussi turbolenti, cioè il calore latente di evaporazione ed il calore sensibile, si sono utilizzati i risultati ottenuti tramite le formule utilizzate in precedenza.
In questo caso, come si vede dalla figura 3-13, l'andamento della serie temporale non è molto differente, ciò che invece cambia sono i valori della media fatta sul tempo e sull'area.
Il valore medio sul bacino, infatti, (tabella 3-2) è di 2 W/m^2, sembra perciò avvicinarsi di più, anche tenendo conto della relativa deviazione standard, alla soluzione del problema di chiusura del bilancio di calore enunciato nel paragrafo 1.5.2.

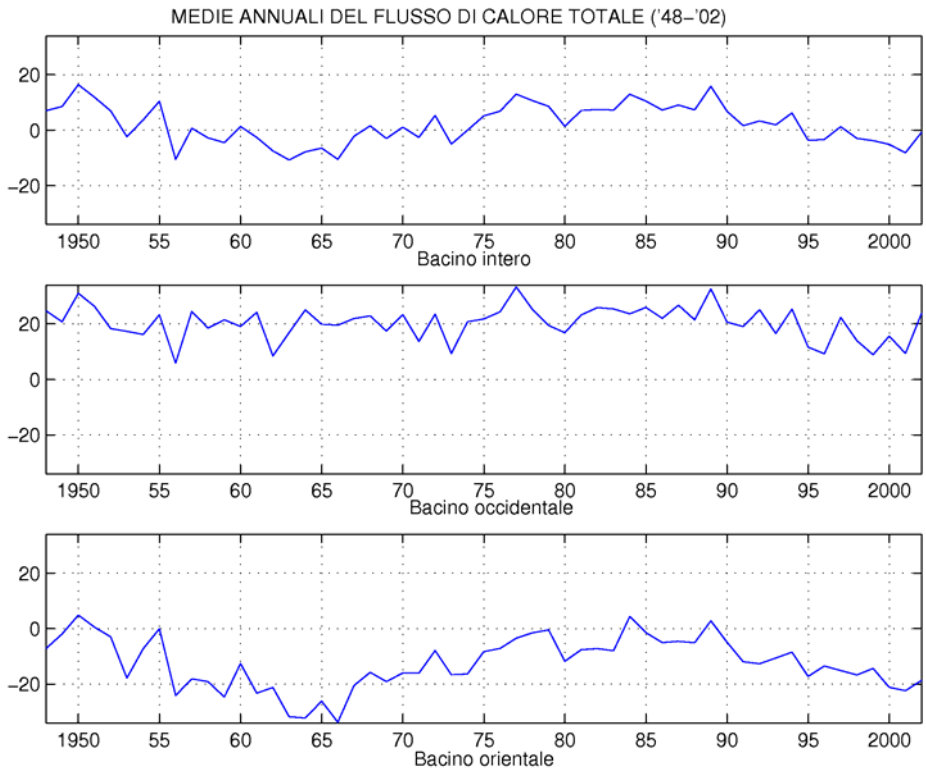

Fig. 3-13 Serie temporale delle medie annuali del calore totale (ottenuto usando la stima del flusso della radiazione ad onda lunga e corta dai dati NCEP/NCAR per a)l'intero bacino,b)la parte occidentale e c)la parte orientale.

	Qtot [W/m^2]
Bacino intero	$2. \pm 7$
Bacino occidentale	$2. \pm 6$
Bacino orientale	$-12. \pm 9$

Tab.3.2 Medie sul tempo e sullo spazio del flusso di calore totale ottenute usando i termini del bilancio radiativi (flusso della radiazione ad onda lunga e corta) direttamente dai dati della Reanalisi NCEP/NCAR (W/m^2).

Capitolo 4

La variabilità climatica invernale del mar Mediterraneo

4.1 Considerazioni generali

Nell'analisi della variabilità climatica di una regione numerosi sono i fattori che bisogna prendere in considerazione.
Innanzi tutto, all'interno di un'area come il bacino Mediterraneo, si avranno regioni in cui i valori dei campi analizzati avranno tendenze diverse a discostarsi dalle rispettive climatologie.
Ciò si può vedere in maniera immediata dalle "mappe di deviazione standard" in cui, come già detto, si ottiene una rappresentazione orizzontale della tendenza del valore a discostarsi dalla climatologia per ogni punto griglia della mappa.
Si possono inoltre calcolare le anomalie ovvero le differenze di ogni punto di griglia dalla climatologia e farne una media spaziale così da ottenere una serie temporale di anomalie delle variabili di interesse. La nostra indagine focalizzerà l'attenzione sulle anomalie invernali di Gennaio, Febbraio e Marzo e nelle serie temporali riportate in seguito, ogni punto sarà il valore medio sui tre mesi.
Per una maggiore precisione, visto il comportamento spesso assai diverso della parte orientale e di quella occidentale del bacino, si è scelto di calcolare la serie temporale delle anomalie per l'intero Mediterraneo (da 7.5°W a 36°E), per la parte occidentale (cioè quella che va da Gibilterra al Canale di Sicilia) e per quella orientale (cioè quella che va dal Canale di Sicilia fino alle coste asiatiche del bacino).

4.2 Analisi delle anomalie

I campi di cui si è scelto di calcolare la variabilità sono ancora una volta quelli maggiormente implicati nella presunta relazione tra i regimi mediterranei e quelli atlantici.

4.2.1 Temperatura superficiale

La figura 4-1 mostra la deviazione standard invernale media della temperatura superficiale .

Si può notare come la temperatura vari in maggior misura sul continente mentre il bacino mostra una minima tendenza alla variabilità (maggior resilienza). Tale situazione si mantiene omogenea in tutta l'area seguendo nettamente le coste.

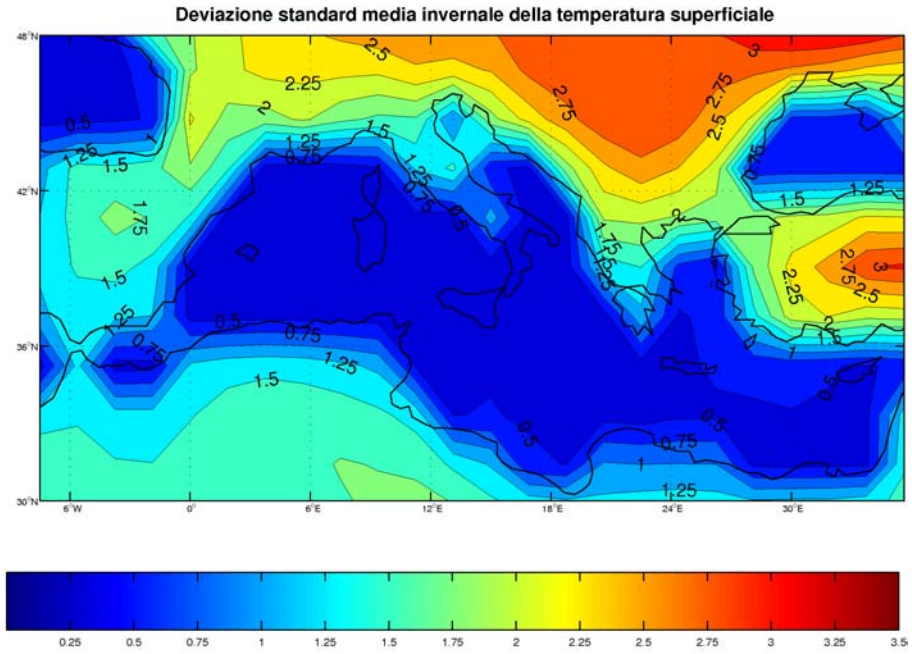

Fig 4-1 Mappa di deviazione standard media invernale per la temperatura superficiale [deg C]

Una volta analizzata la mappa di deviazione standard si possono trarre interessanti conclusioni dalla serie temporali delle anomalie vere e proprie.

In figura 4-2 le tre serie temporali sono ottenute mediando le anomalie su tutto il bacino, sulla parte occidentale e su quella orientale.

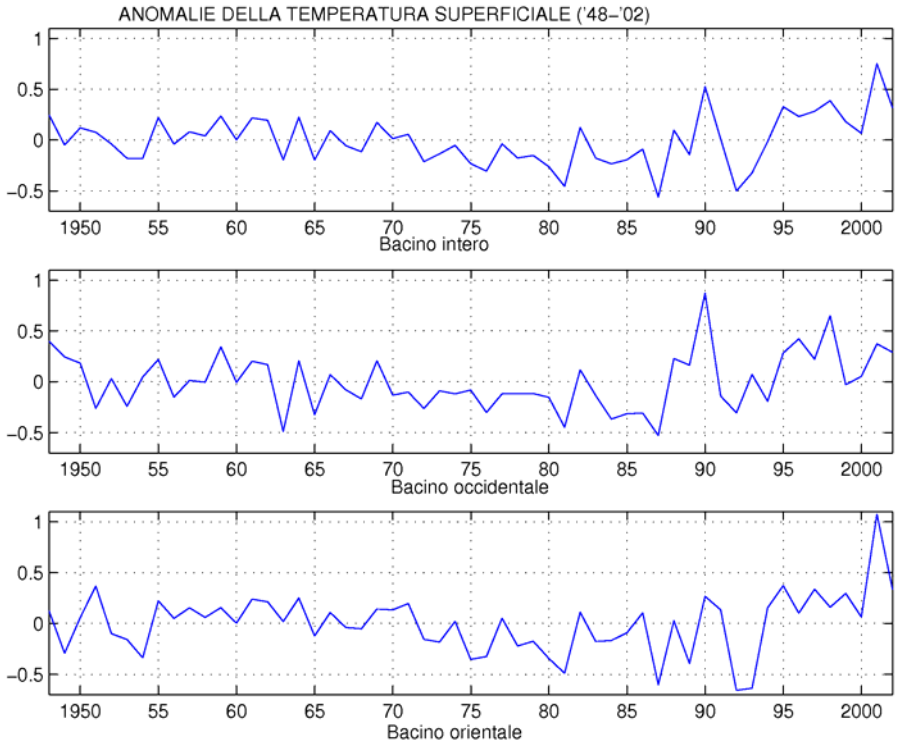

Fig 4-2 Serie temporale delle anomalie invernali della temperatura superficiale [degC] per a) bacino intero, b) bacino occidentale c) bacino orientale.

Analizzando le tre serie temporali si nota un andamento per lo più stazionario fino agli anni ottanta. A partire da questo momento si registra un leggero trend positivo sia nell'area occidentale che in quella orientale anche se si parte dall' '85 con i valori massimi di anomalie negative.

La temperatura dunque aumenta, registrando un notevole picco positivo durante il 1990 nel bacino occidentale e durante il 2001 in quello orientale dove però si registrano anche evidenti anomalie negative durante il 1987, il 1989, il 1992 ed 1993.

4.2.2 Temperatura dell'aria a 2 metri di quota

In figura 4-3 è rappresentata la deviazione standard media invernale della temperatura a 2 metri di quota.
Si può notare, anche in questo caso, come la deviazione standard assuma valori minori sul mare, caratterizzato da una maggiore stabilità.
Come abbiamo visto per le climatologie (fig.3-1 e fig.3-2), i campi di temperatura superficiale e temperatura a 2 metri di quota hanno andamenti molto simili tra loro.

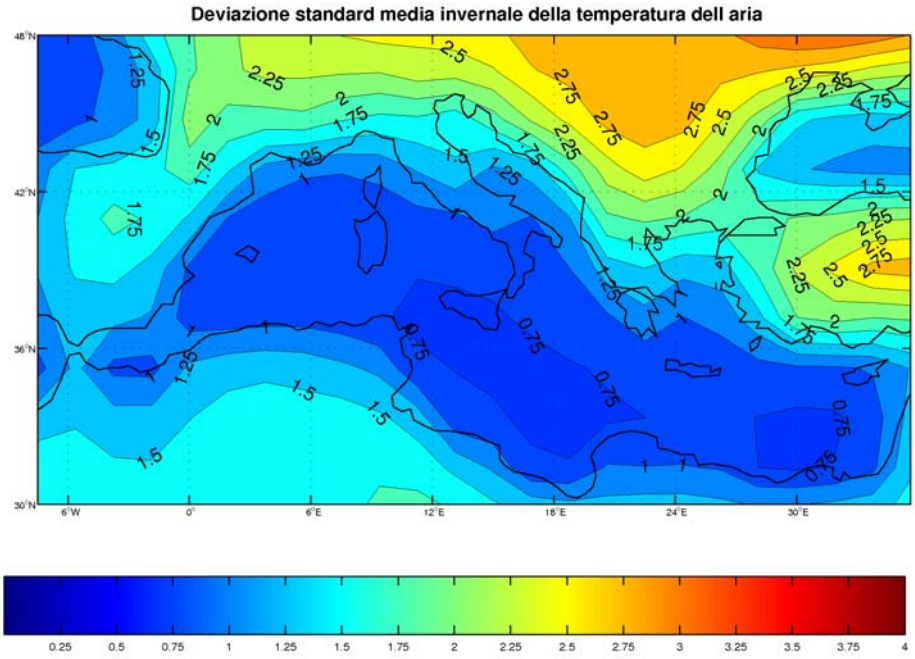

Fig 4-3 Mappa della deviazione standard per la temperatura dell'aria a 2 metri di quota per il periodo invernale [deg C].

Analizzando le serie temporali delle anomalie invernali riportate in figura 4-4 si riscontrano gli stessi picchi che chiaramente si vedono nella temperatura superficiale. Il 1990 è stato sicuramente un anno in cui il bacino occidentale si è scaldato molto, così il 2001 per quello orientale.
Il trend positivo, sebbene sia visibile per il settore occidentale e per l'intero bacino, è questa volta meno chiaro che nei grafici della temperatura superficiale, si parla così più di eventi indipendenti che di tendenza della temperatura a crescere col tempo.

La temperatura dell'aria mostra anche la presenza di anomalie negative: scorrendo a ritroso le serie temporali si riscontrano notevoli picchi negativi tra il 1955 ed il 1965 nel bacino occidentale .

Il bacino orientale, invece, si caratterizza per la presenza di anomalie negative meno forti ma che persistono per un lungo arco temporale che va dalla metà degli anni '50 agli inizi degli anni '90.

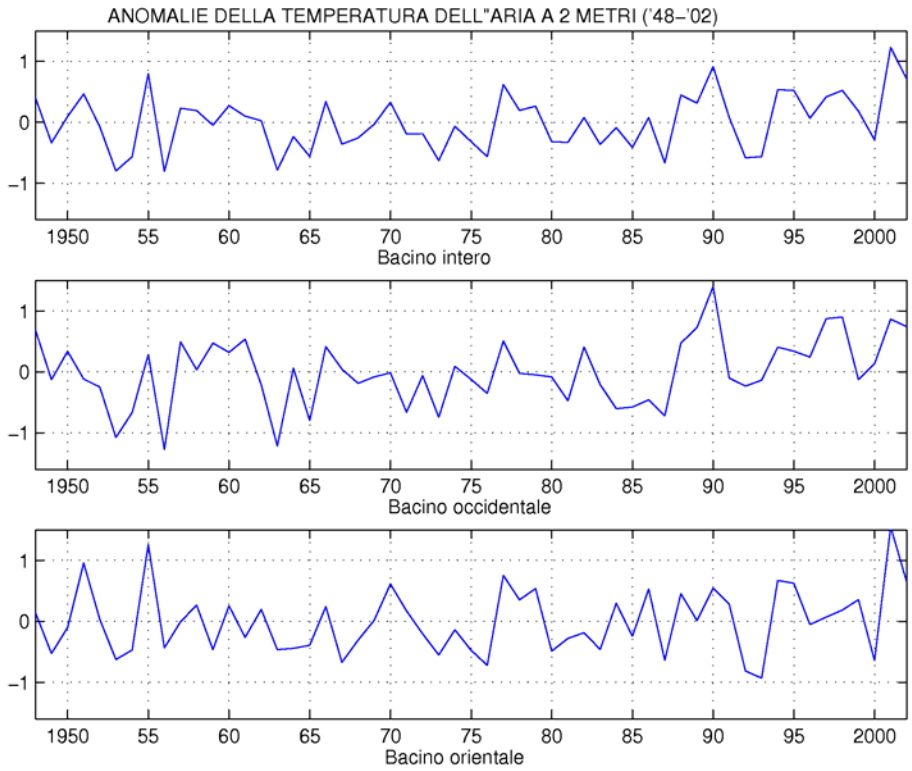

Fig. 4-4 Serie temporali delle anomalie invernali della temperatura dell'aria a 2 metri di quota [deg C] per a) bacino intero,b) bacino occidentale e c) bacino orientale.

4.2.3 Vento a 10 metri di quota

La figura 4-5 mostra la deviazione standard invernale per il modulo del vento e la sua direzione a 10 metri di quota. Si può notare come durante i mesi invernali i venti anomali assumano una direzione da sud ovest.
Tale tendenza si fa più marcata nel bacino Algero Provenzale dove sappiamo che durante i mesi invernali il vento predominante è il Maestrale che spira invece da nord ovest.

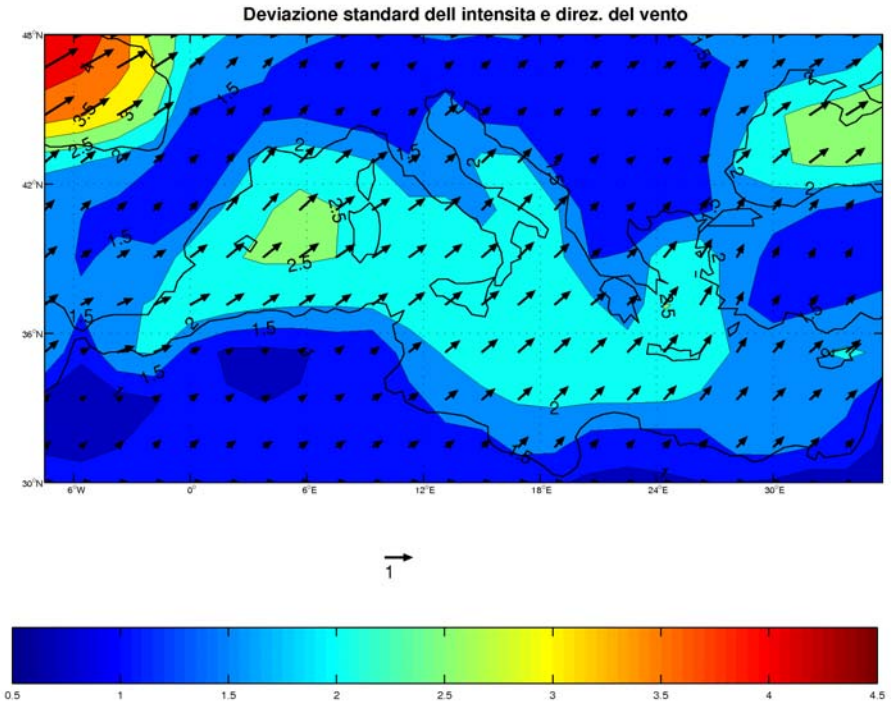

Fig. 4-5 Mappa della deviazione standard invernale dell'intensità e della direzione del vento a 10 metri [m/sec].

Analizzando ora le serie temporali delle anomalie (si sono calcolate separatamente quelle del vento zonale e meridionale) presentate in figura 4-6, si può osservare che, per quanto riguarda il vento zonale, non si hanno picchi riconducibili ad eventi noti del Mediterraneo.

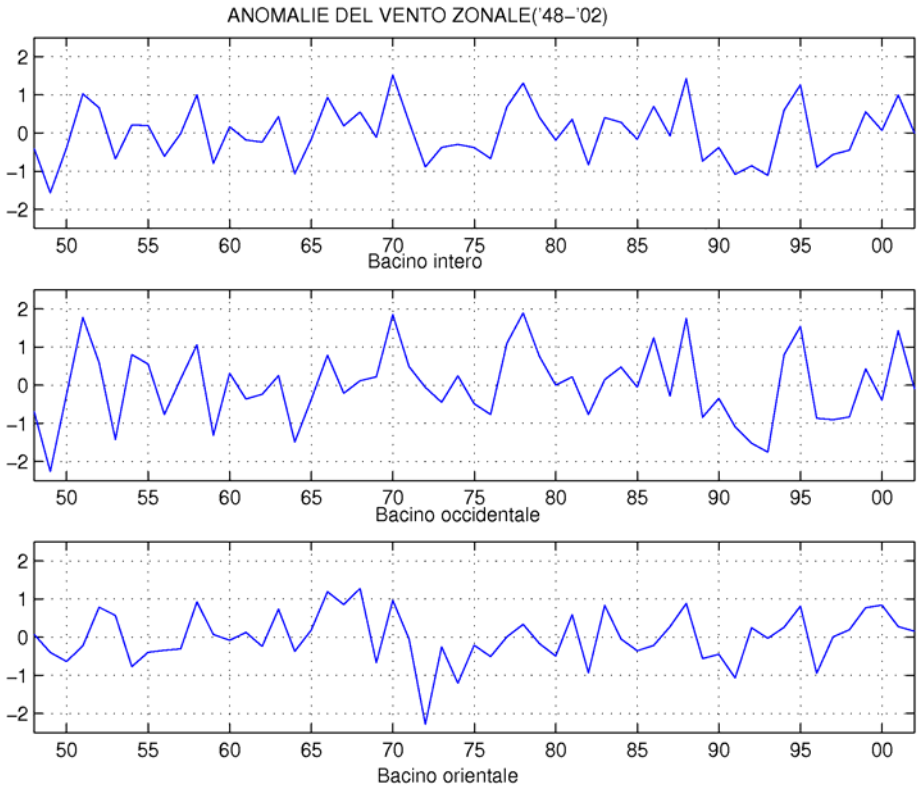

Fig. 4-6 Serie temporale delle anomalie invernali del vento zonale [m/sec] per a) bacino intero, b) bacino occidentale e c) bacino orientale.

La nostra indagine si focalizzerà invece sul vento meridionale, le cui anomalie invernali sono presentate in figura 4-7, che numerosi studi precedenti hanno individuato come la componente che maggiormente risente degli influssi della variabilità nord atlantica (Pinardi e Demirov, 2002).

I picchi positivi indicano un'intensificazione dei venti nella direzione positiva, cioè da sud a nord, mentre i picchi negativi una situazione opposta, cioè l'intensificazione dei venti da nord a sud.

Nel bacino orientale tali venti sono gli Etesi, mentre si parla di Maestrale per il Mediterraneo occidentale.

Nella prima metà degli anni ottanta ed in seguito nei primi anni novanta si ha un'evidente intensificazione degli Etesi nel bacino orientale, come già messo in evidenza da Josey et al., 2003 e Demirov et al., 2002).

Come vedremo in seguito il comportamento dei venti superficiali influenza notevolmente le temperature, i flussi di calore e di acqua alla superficie.

.

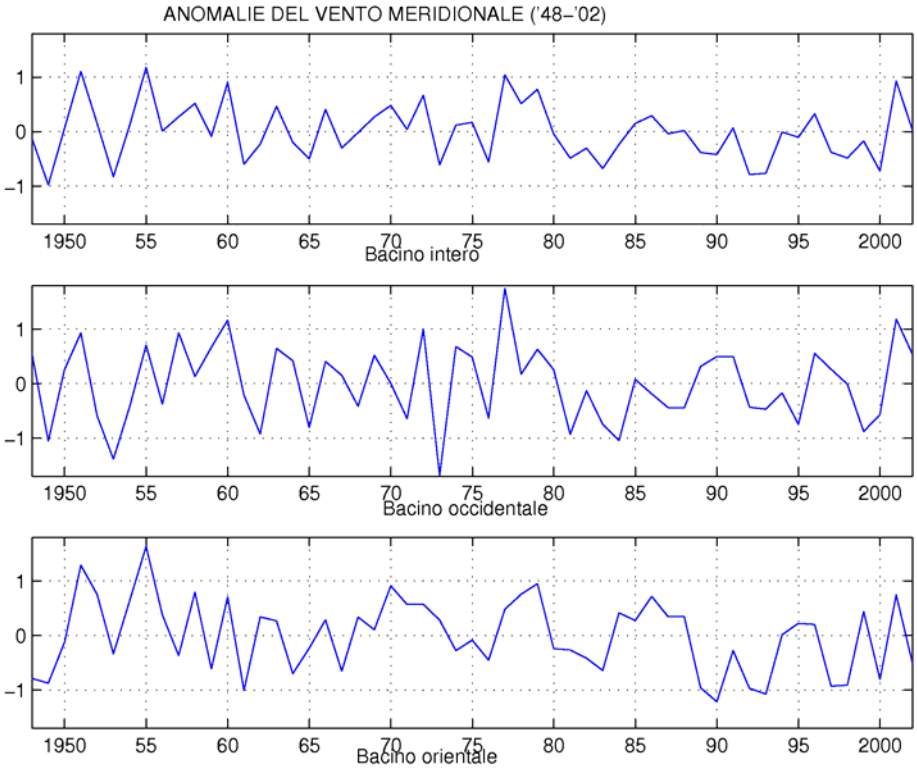

Fig. 4-7 Serie temporale delle anomalie invernali del vento meridionale [m/sec] per a) bacino intero, b) bacino occidentale e c) bacino orientale.

4.2.4 Tasso di precipitazione

La figura 4-8 mostra la mappa di deviazione standard media invernale della precipitazione.
Le aree del bacino in cui la variabilità è maggiore delle aree circostanti sono le stesse in cui i valori di precipitazione sono maggiori : il bacino Algero Provenzale, il mar Ionio, il Nord Egeo e Nord Adriatico e la parte più ad est del bacino Levantino (fig. 3-4).

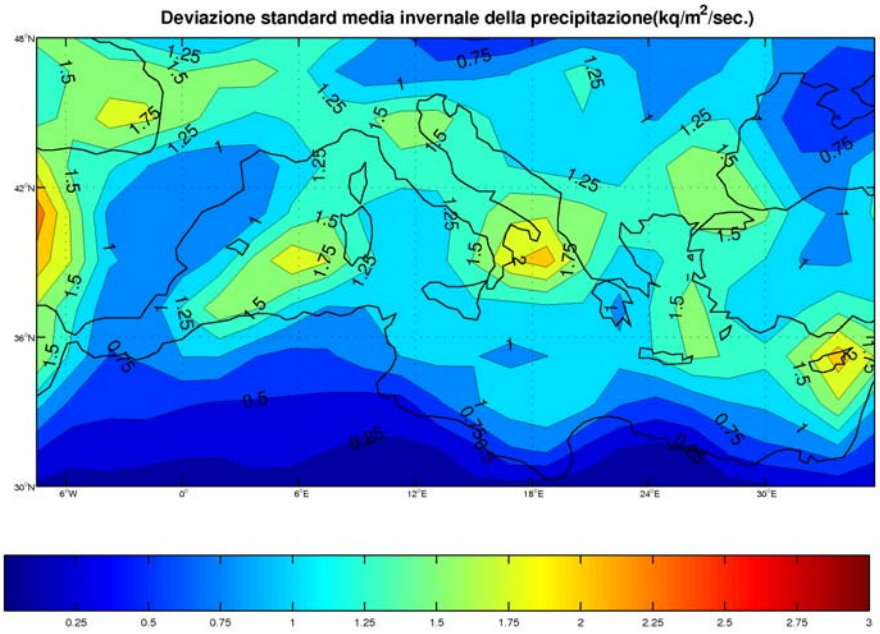

Fig. 4-8 Mappa della deviazione standard media invernale del tasso di precipitazione [mm/anno].

Analizzando la serie temporale delle anomalie presentate in figura 4-9, si può notare come ambedue le parti del bacino, e quindi il Mediterraneo in generale, siano interessate da un trend negativo della precipitazione negli ultimi venti anni.

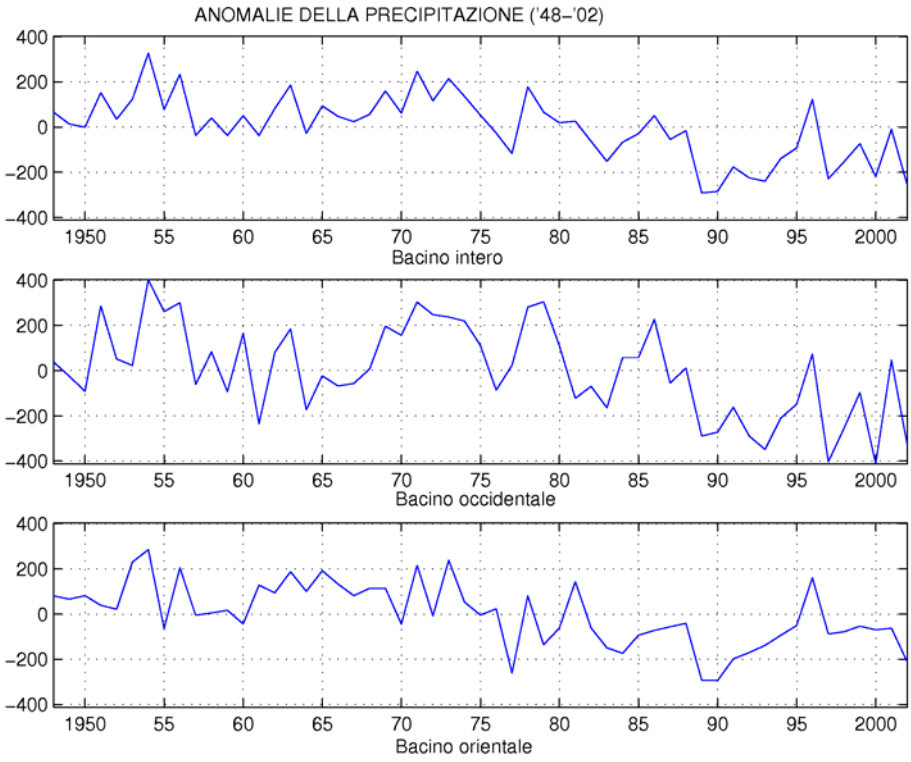

Fig. 4-9 Serie temporale delle anomalie invernali della precipitazione [mm/anno] per a) bacino intero, b) bacino occidentale e c) bacino orientale.

A cavallo degli anni novanta si ha il picco minimo di tutta la serie temporale nel bacino orientale quando le anomalie sfiorano i -200mm/anno.
Ciò è in pieno accordo con la teoria secondo la quale esiste un'anticorrelazione tra la NAO e la piovosità nel Mediterraneo: negli anni novanta l'oscillazione atlantica è entrata in una fase positiva senza precedenti alterando notevolmente i valori di tale campo, come vedremo nel prossimo capitolo.
La figura 4-10 mostra le anomalie invernali della precipitazione (linea continua) e l'indice NAO (linea rossa tratteggiata): è evidente l'anticorrelazione che lega i due campi durante tutto il periodo preso in esame.

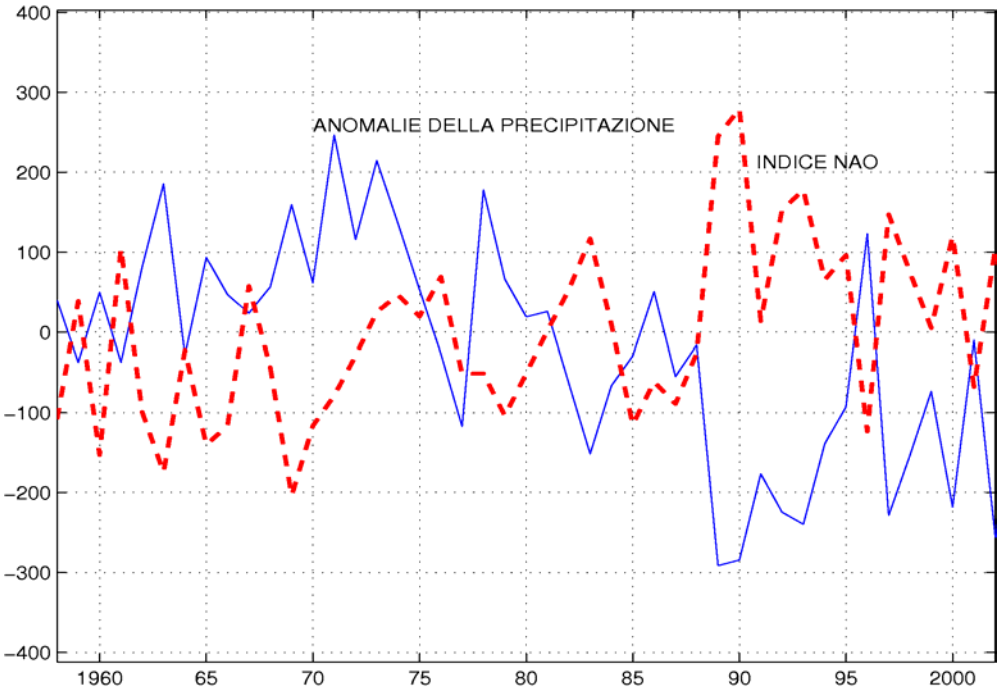

Fig 4-10 Sovrapposizione della serie temporale delle anomalie invernali della precipitazione (linea continua blu) e dell'indice NAO (linea tratteggiata rossa)

Inoltre, una diminuzione della precipitazione può dare un'ulteriore conferma della formazione di acque profonde agli inizi degli anni novanta nel bacino orientale: scarse precipitazioni, infatti, determinano una maggior salinità delle acque che, essendo più pesanti, tendono a sprofondare per instabilità gravitazionale. Questo è da connettersi al processo dell'Eastern Mediterranean Transient- EMT (Roether et al., 1996)

4.2.5 Tasso di evaporazione

Dalla figura 4-11, che rappresenta la mappa di deviazione standard dell'evaporazione, calcolata con le formule di bulk del capitolo 2, si vede chiaramente che le due zone dove tale campo ha maggiore variabilità sono il Golfo del Leone ed il mar Egeo fino al bacino Levantino occidentale (area di Rodi).
Condizioni essenziali per la formazione delle acque profonde sono la presenza di acque fredde e salate in superficie che poi si mescolano con le acque sottostanti per formare un nuovo tipo di acqua sottosuperficiale; un tasso di evaporazione positivamente anomalo è sicuramente alla base di una maggiore salinità delle acque, quindi della potenziale formazione di acque profonde in una determinata regione.

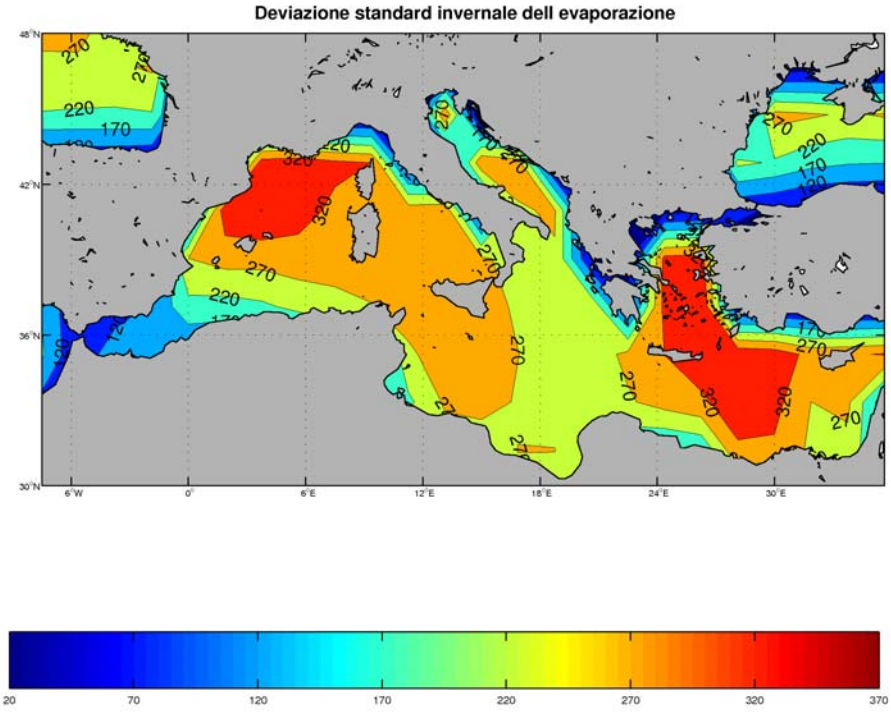

Fig. 4-11 Mappa della deviazione standard media invernale del tasso di evaporazione [mm/anno].

Analizzando ora le serie temporali delle anomalie presentate in figura 4-12, sono ben visibili picchi od eventi che avvengono nel bacino est e ovest in anni differenti.

In particolare, nel bacino ovest si ha la presenza di un notevole picco negativo verso la fine degli anni ottanta seguito poi da due anomalie positive di circa 200 mm/anno nel 1995 e nel 1997.
Il bacino orientale invece presenta un picco positivo nella prima metà degli anni ottanta , nel 1993 e nel 2000.
E' interessante notare la presenza di notevoli picchi positivi e negativi in ambedue le parti del bacino anche prima degli anni novanta.
Il bacino occidentale, per esempio, è interessato da anomalie positive a metà degli anni '50, '60 e '70, quasi sempre seguite da anomalie di segno opposto.
Per quanto riguarda il Mediterraneo orientale si ha la presenza di un'anomalia di -250 mm/anno durante il 1955 seguita da due picchi positivi nel 1956 e nel 1959. Troviamo anche gli eventi di anomalie positive nell'1981 e 1983.

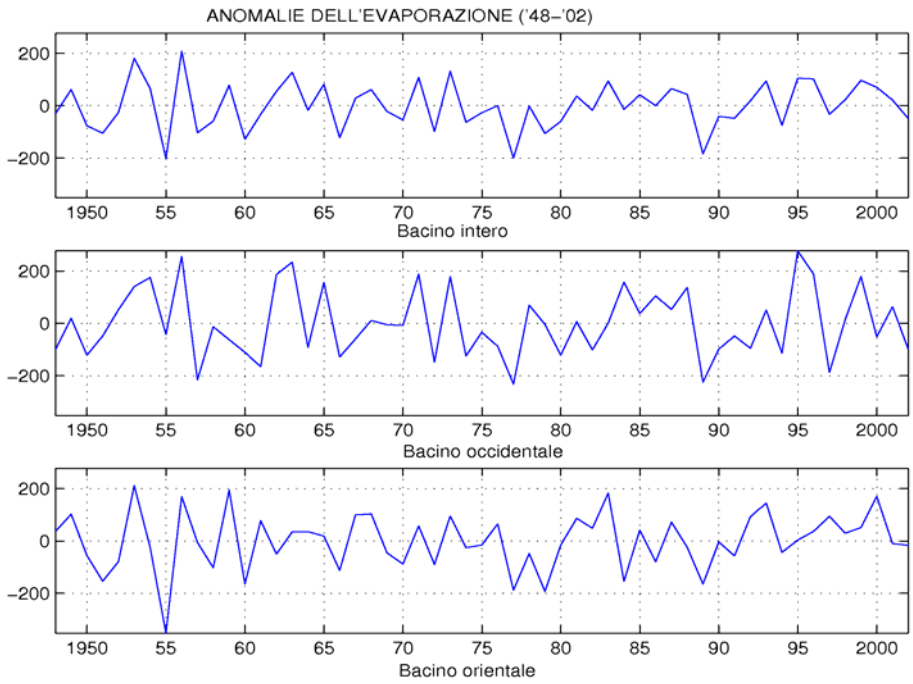

Fig 4-12 Serie temporale delle anomalie invernali del tasso di evaporazione [mm/anno] per a) bacino intero, b) bacino occidentale e c) bacino orientale.

4.3 Analisi dei flussi di calore

Le anomalie dei flussi di calore, assieme a quelle del ciclo idrologico e dei forzanti atmosferici, stanno alla base dei cambiamenti della circolazione nel Mediterraneo ed alla collocazione dei centri di formazione delle acque profonde.
E' difficile stabilire quale sia l'importanza relativa di ciascun termine nel determinare le dinamiche del bacino, ma un'analisi contemporanea di ognuno di essi è essenziale per darne una spiegazione completa ed approfondita.
I flussi per cui si sono calcolate le deviazioni standard e le serie temporali delle anomalie sono gli stessi del capitolo precedente con particolare attenzione al flusso totale di calore .

4.3.1 Flusso di calore ad onda lunga

Analizzando la mappa della deviazione standard media invernale del flusso di calore ad onda lunga rappresentata in figura 4-13, si può notare come le aree dove la deviazione standard ha valori più alti sono ancora una volta quelle dove si hanno i fenomeni di formazione delle acque profonde: il Golfo del Leone, il mar Adriatico ed il mar Egeo. Ciò significa che tale fenomeno è in stretta relazione con le anomalie dei flussi di calore costituendone sicuramente una risposta ed una causa allo stesso tempo.

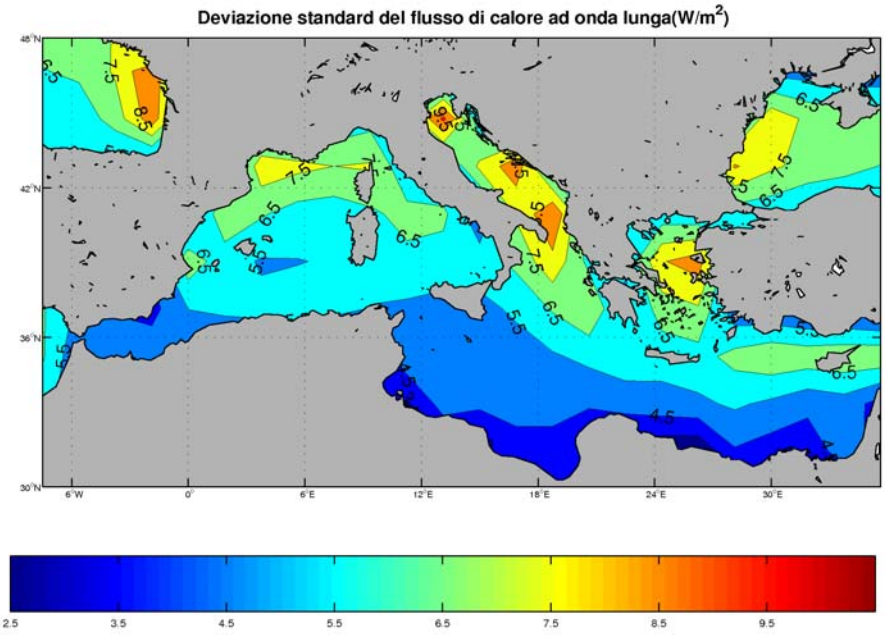

Fig. 4-13 Mappa della deviazione standard media invernale del flusso di calore ad onda lunga [W/m^2].

Analizzando ora le serie temporali delle anomalie presentate in figura 4-14, si può notare nel bacino intero come in quello occidentale ed orientale un trend positivo a partire dagli anni settanta.
Soprattutto nella parte est del bacino ho frequenti picchi positivi (1983, 1993 e 2000) che testimoniano una notevole perdita di calore sottoforma di radiazione ad onda lunga.
Anche questo fenomeno si può inserire in un contesto più ampio considerando che in questi anni si è avuto, nella parte est del Mediterraneo, lo spostamento del centro di formazione delle acque profonde dal mar Adriatico al mar Egeo (Roether et al., 1996).

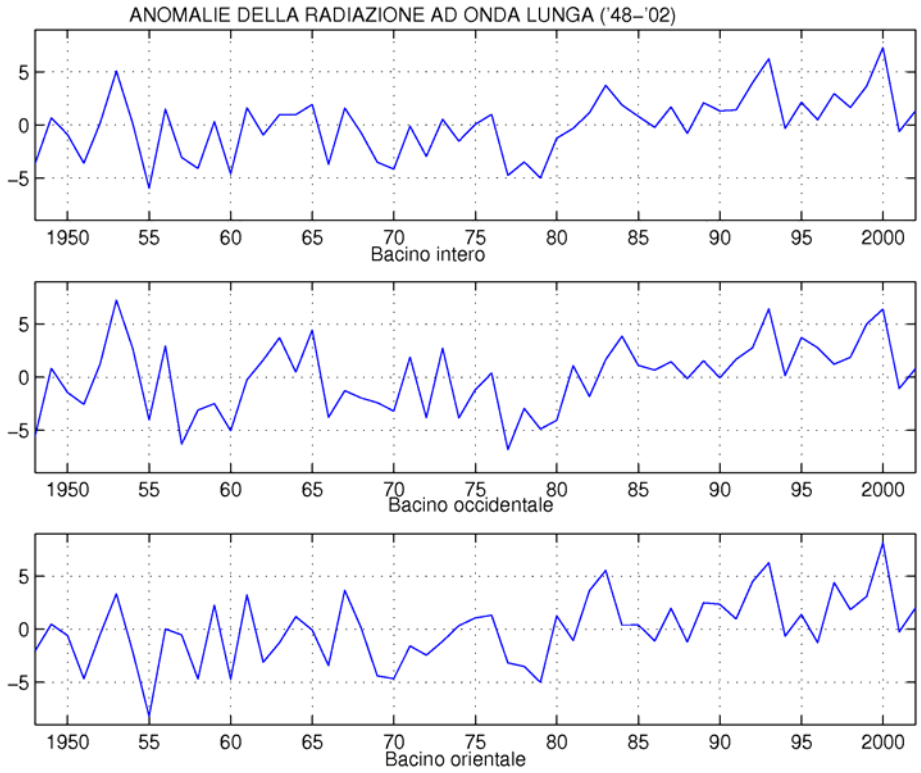

Fig. 4-14 Serie temporale delle anomalie invernali della radiazione ad onda lunga [W/m^2] per a) bacino intero, b) bacino occidentale e c) bacino orientale.

4.3.2 Flusso della radiazione ad onda corta

In figura 4-15 sono presentati i valori della deviazione standard media invernale della radiazione ad onda corta.
Tali valori aumentano dal centro del bacino verso i limiti costituiti dalle coste.
Essendo la radiazione ad onda corta un funzione della copertura nuvolosa, se ne deduce che valori maggiori della deviazione standard sono determinati dalla relativa variabilità della copertura nuvolosa che, soprattutto in zone limite tra terra e mare, ha un andamento più variabile nel tempo.

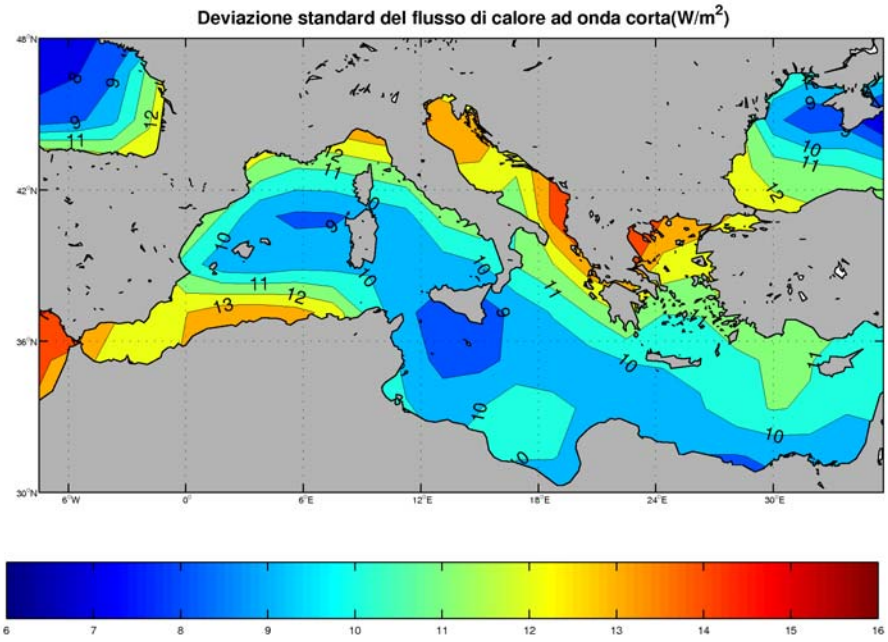

Fig.4-15 Mappa della deviazione standard media invernale del flusso di calore ad onda corta [W/m^2].

Nelle serie temporali delle anomalie presentate in figura 4-16, sono ben visibili due possibili stadi: prima degli anni ottanta le anomalie hanno un generale segno negativo, mentre dall'80 in avanti la radiazione ad onda corta registra anomalie per lo più positive soprattutto nella parte occidentale del bacino.

Se si analizza la serie temporale della precipitazione già presentata in fig.4-9, è interessante notare come la precipitazione subisca una notevole diminuzione proprio a partire dagli anni ottanta. Essendo la precipitazione una funzione della copertura nuvolosa se ne deduce che, a partire da questi anni, una diminuzione della copertura nuvolosa ha interessato il bacino determinando sia la diminuzione della precipitazione che l'aumento della radiazione ad onda corta che giunge al suolo.

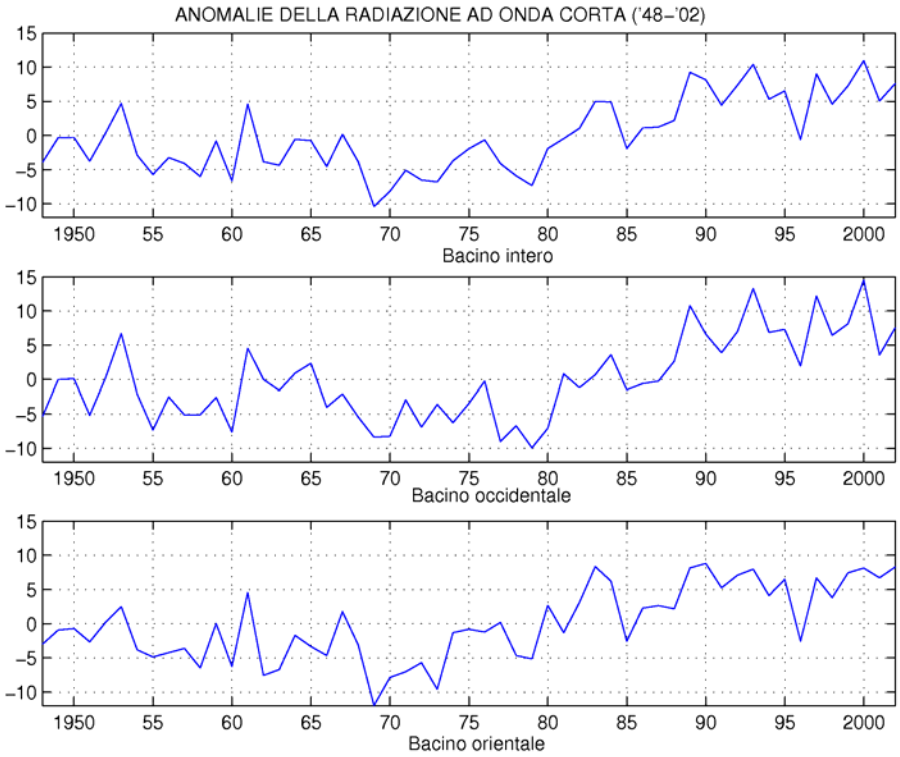

Fig. 4-16 Serie temporale delle anomalie invernali della radiazione ad onda corta[W/m^2] per a) bacino intero, b)bacino occidentale e c) bacino orientale.

4.3.3 Flusso di calore latente di evaporazione

La mappa di deviazione standard del flusso di calore latente di evaporazione di figura 4-17 presenta valori di deviazione standard spiccatamente più elevati nel Golfo del Leone, nel mar Adriatico e nel mar Egeo che nelle aree circostanti.
E' in queste zone che il sistema, cedendo calore latente di evaporazione, vede l'innalzamento della salinità e l'abbassamento della temperatura con la relativa formazione di acque che acquistano le proprietà necessarie per sprofondare.

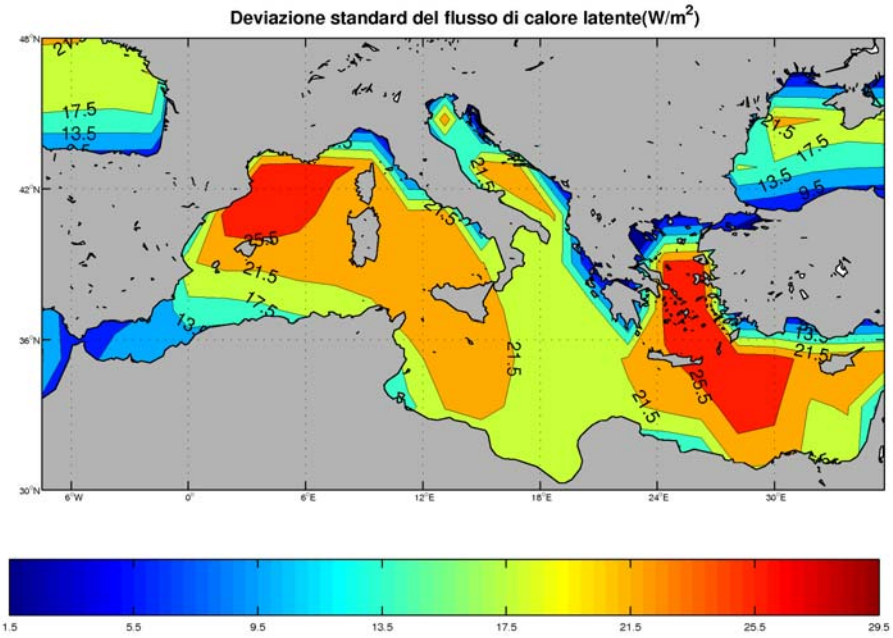

Fig 4-17 Mappa della deviazione standard media invernale del flusso di calore latente [W/m^2].

Analizzando le serie temporali delle anomalie presentate in figura 4-18, si notano svariati picchi, negativi e positivi, sia nella parte est che in quella ovest del bacino.
In particolare, il Mediterraneo occidentale, a cavallo degli anni novanta è caratterizzato da un notevole guadagno di calore contrariamente al 1995 quando l'anomalia positiva, e quindi la perdita di calore, raggiunge un picco di 20 W/m^2, il più alto di tutta la serie dal 1948 al 2002.
Nel bacino orientale la situazione è resa più complicata da una frequenza più elevata: i picchi positivi si susseguono registrando i valori più alti nel 1983, nel 1992 e nel 2000. Ricordiamo che il 1983 e il 1992 sono implicati nel fenomeno dell'Eastern Mediterranean Transient. Il risultato suggerisce quindi che le anomalie nei flussi di calore siano parte dei forzanti di questo fenomeno.

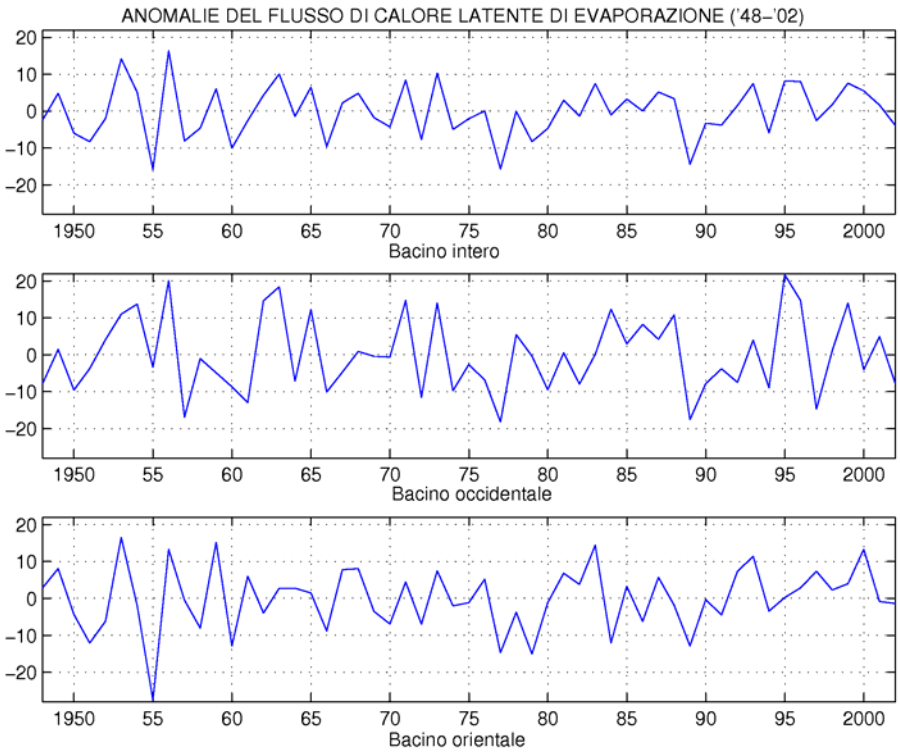

Fig. 4-18 Serie temporale delle anomalie invernali del flusso di calore latente in [W/m2] per a) bacino intero, B) bacino occidentale e c) bacino orientale

4.3.4 Flusso di calore sensibile

In figura 4-19 sono presentati i valori della deviazione standard del flusso di calore sensibile: ancora una volta i valori più elevati si hanno nel Golfo del Leone, nel mar Adriatico e nel mar Egeo. E' in queste zone dunque, che il flusso di calore sensibile tende ad assumere valori anomali in concomitanza ai fenomeni di formazione di acque profonde.

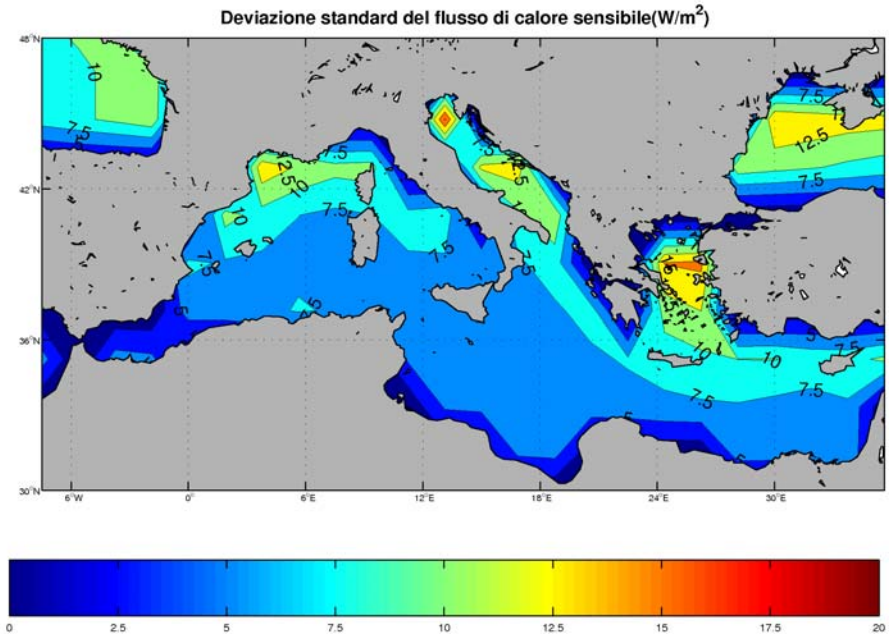

Fig 4-19 Mappa della deviazione standard media invernale del flusso di calore sensibile [W/m^2].

La serie temporale delle anomalie in figura 4-20 presenta una netta distinzione tra ciò che avviene prima e dopo gli anni settanta, sia per il bacino occidentale che per quello orientale.

Sembrano esservi due regimi: il primo caratterizzato da anomalie per lo più positive ed il secondo da anomalie di segno opposto. Questo comportamento suggerisce il passaggio da una condizione nella quale il bacino tende a perdere calore ad un comportamento contrario in cui il mediterraneo lo acquista.

Resta da spiegare cosa sia successo in questi anni di passaggio: Karspeck e Cane per esempio, (Karspeck e Cane, 2002), analizzando la variabilità decadale del Pacifico tropicale, riscontrano la presenza nei dati di forti anomalie della temperatura superficiale a metà degli anni settanta. Il comportamento anomalo del Pacifico potrebbe avere avuto in qualche modo una risonanza nei regimi del Mediterraneo: questo costituisce sicuramente un interessante spunto per ulteriori studi ed approfondimenti.

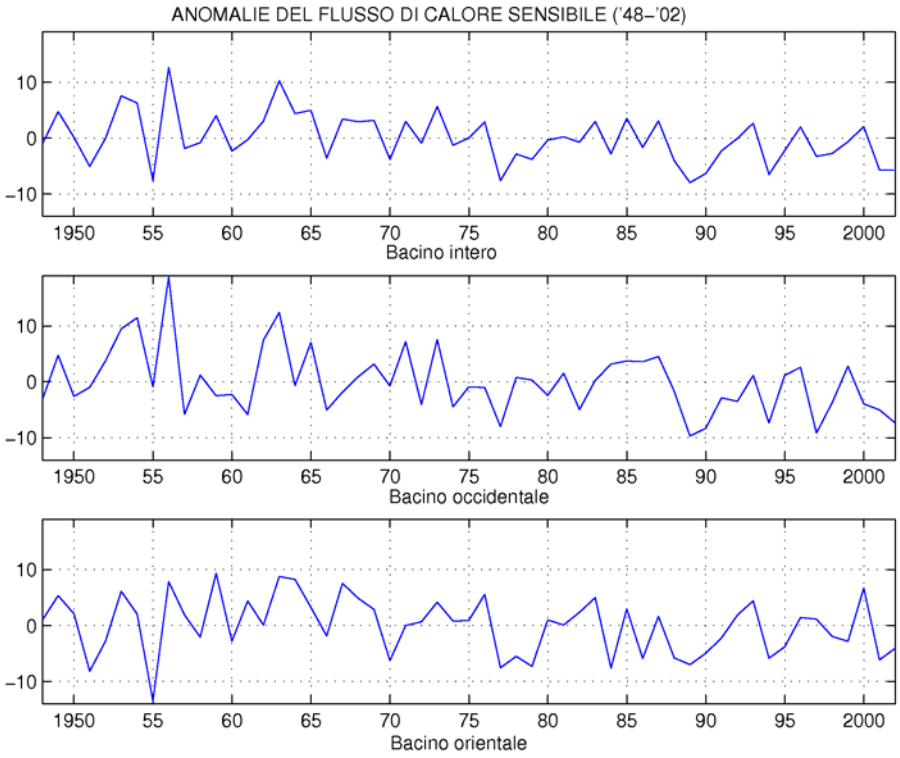

Fig.4 -20 Serie temporale delle anomalie invernali del flusso di calore sensibile[W/m^2] per a) bacino intero, b) bacino occidentale e c) bacino orientale.

4.3.5 Flusso di calore totale

Anche il calore totale ha una tendenza a discostarsi dalla climatologia che assume valori più elevati nei tre centri di formazione delle acque profonde. Ciò si vede chiaramente in figura 4-21.

Analizzando invece le serie temporali delle anomalie invernali presentate in figura 4-22, si può constatare ancora una volta un passaggio da valori per lo più negativi a valori tendenzialmente positivi a cavallo degli anni settanta.

In questo caso il segno positivo dell'anomalia significa un guadagno netto di calore da parte del bacino e viceversa.

Soprattutto nell'ovest Mediterraneo, durante il 1989, il mare acquista calore pari ad una media di 20 W/m^2, seguito dal 1997 e dal 2000.

Il bacino orientale, invece, ha picchi positivi meno consistenti e la presenza di picchi negativi che si protrae fino agli anni novanta.

Ciò significa che nel bilancio totale di calore la parte orientale del bacino ha una maggiore tendenza a perdere calore.

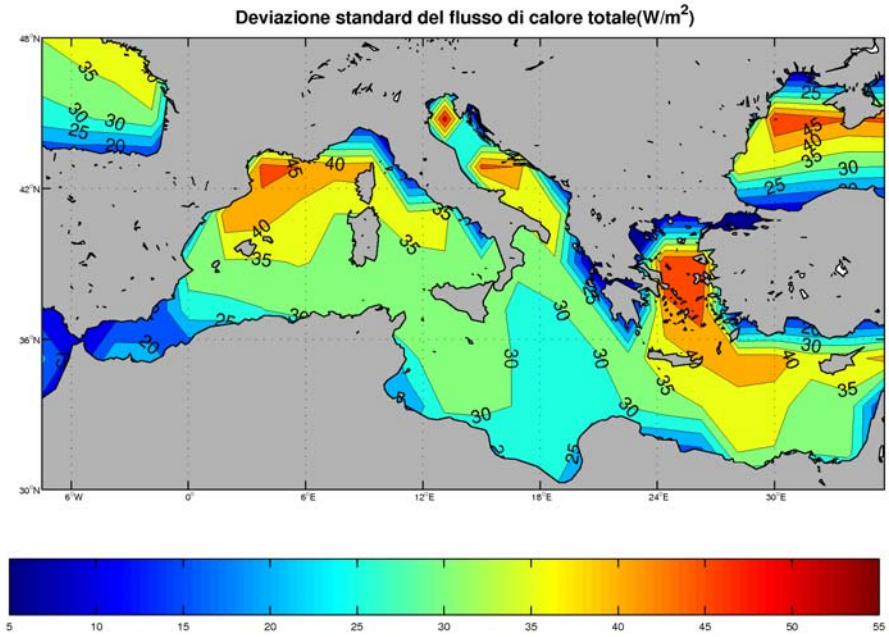

Fig.4.21 Mappa della deviazione standard media invernale del flusso di calore totale [W/m^2].

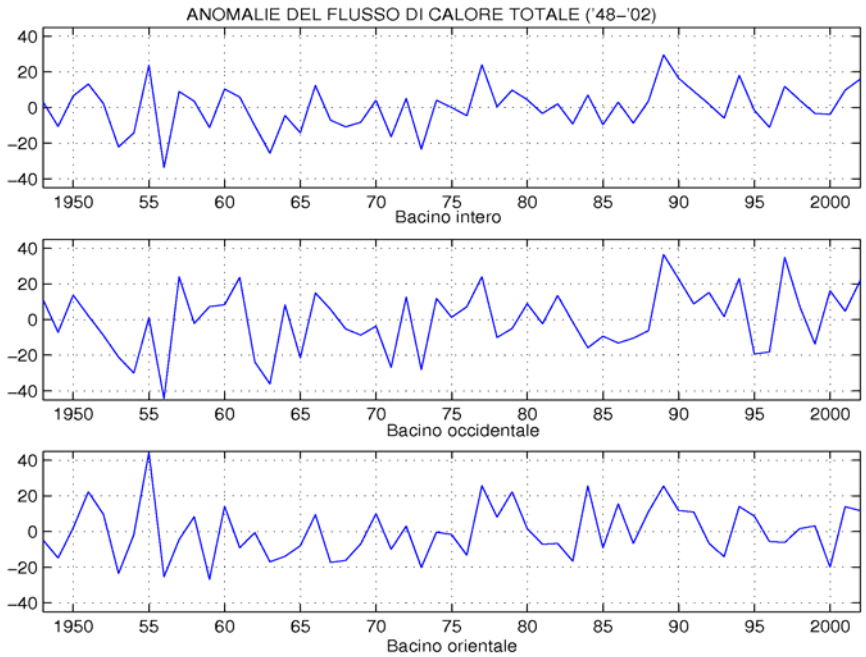

Fig. 4-22 Serie temporali delle anomalie invernali del flusso di calore totale [W/m2] per a) bacino intero, b) bacino occidentale e c) bacino orientale.

Capitolo 5

Le correlazioni tra la variabilità climatica invernale del Mediterraneo e l'oscillazione nord atlantica (NAO)

5.1 Considerazioni generali

Esistono nella letteratura numerosi studi ove si suppone che esista un legame tra la variabilità dei regimi climatici del Mediterraneo e l'oscillazione nord atlantica (Quadrelli et al., 2001; Mariotti e al., 2001; Demirov e Pinardi, 2002; Tsimplis e Josey, 2001; Tsimplis e Baker, 2000). Questa teleconnessione ha energia a scale interdecadali ma resta da definire quale sia la percentuale della variabilità del clima Mediterraneo connessa alla NAO.

Per gli stessi campi di cui sono state discusse le climatologie, le deviazioni standard e le serie temporali delle anomalie nei capitoli precedenti, abbiamo calcolato le correlazioni tra la serie temporali delle anomalie invernali (Gennaio, Febbraio, Marzo) del campo considerato e la serie temporale dell'indice NAO.

Si è considerato un livello di significatività del 5% che nel nostro caso, per i 45 valori che rappresentano le medie annuali delle anomalie degli anni presi in esame. Questo equivale ad escludere i valori di correlazione compresi nell'intervallo ± 0.288 . Nelle mappe di 'correlazione ad un punto' definite nel capitolo 2 e di seguito riportate i valori di correlazione non significativi non verrano rappresentati col colore.

Per la maggior parte dei campi in esame, il Mediterraneo e la NAO mostrano una correlazione bipolare in senso longitudinale all'interno del bacino che testimonia come le due sottoaree, quella del bacino orientale ed occidentale, si comportino in modo spesso assai differente nei confronti dell'oscillazione nord atlantica..

5.2 Analisi dei campi di correlazione

Si sono utilizzati gli stessi campi di anomalia analizzati in precedenza. Per ognuno di essi è stata calcolata la correlazione tra la serie temporale delle anomalie invernali ed i valori dell'indice NAO ottenendo così quella che viene chiamata "mappa di correlazione ad un punto".

5.2.1 Temperatura superficiale

Analizzando la figura 5-1, che mostra la mappa di correlazione tra NAO e la temperatura superficiale sul bacino del Mediterraneo per i passati 45 anni, si vede chiaramente che i valori di correlazione sono significativi e positivi in un'area relativamente estesa del Mediterraneo occidentale situata nel bacino Algero-Provenzale e nel bacino centrale comprendente lo Stretto di Sicilia e il Mare Ionio occidentale.
Per quanto riguarda il bacino orientale si ha un'anticorrelazione tra la temperatura superficiale e l'oscillazione nord atlantica nel bacino Levantino. Questo si può spiegare pensando ad un'intensificazione dei venti Etesi nelle fasi di NAO positive ovvero un massimo di raffreddamento della temperatura superficiale dovuto all'intensità di questi venti che, come vedremo in seguito, sono correlati positivamente alla NAO.

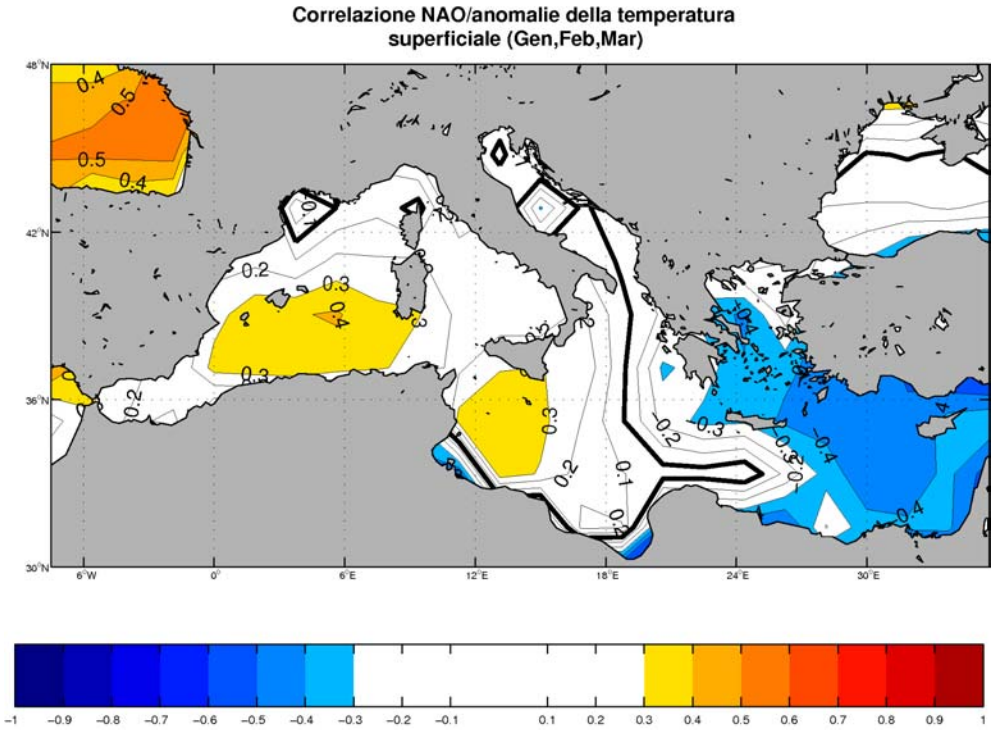

Fig. 5-1 Mappa di correlazione tra la serie temporale delle anomalie invernali della temperatura superficiale e la serie temporale dell'indice NAO.

5.2.2 Temperatura dell'aria a 2 metri di quota

Come si vede in figura 5-2 la correlazione tra la temperatura dell'aria a 2 metri e l'oscillazione nord atlantica mostra una struttura bipolare longitudinale. Nell'area occidentale la correlazione è di segno positivo ed è significativa solamente nel bacino Algero-Provenzale. Ciò significa che la fase positiva dell'oscillazione porta allo stabilirsi di condizioni climatiche responsabili del riscaldamento dell'aria prossima alla superficie.

Una di queste condizioni è indubbiamente, come vedremo in seguito, l'indebolimento del Maestrale che, essendo un vento freddo, determina con la sua diminuzione un riscaldamento della temperatura sul mare.

Nell'area del bacino orientale invece, esiste una anticorrelazione tra la temperatura dell'aria e la NAO: quando cioè l'oscillazione si intensifica la temperatura diminuisce. Ancora una volta possiamo cercare una spiegazione del fenomeno nell'andamento dei venti regionali: in tale area, infatti, si ha un'intensificazione dei venti Etesi all'aumentare della NAO, tale intensificazione può appunto essere responsabile della diminuzione della temperatura : in altre parole, quando la NAO è in fase positiva i venti sul Mediterraneo orientale aumentano di intensità determinando un raffreddamento della temperatura superficiale.

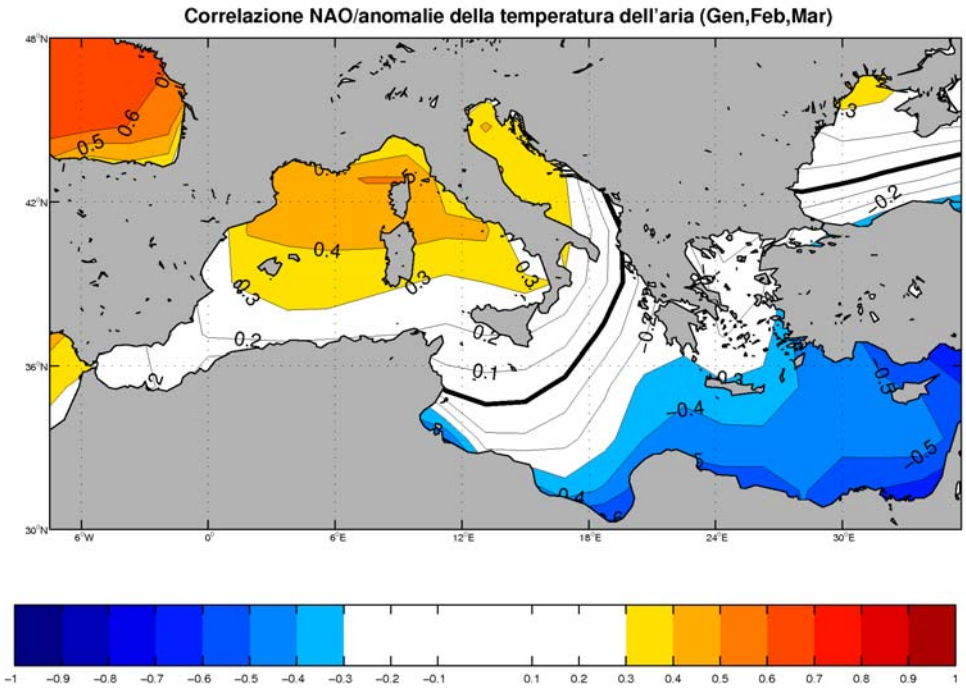

Fig. 5-2 Mappa di correlazione tra la serie temporale delle anomalie invernali della temperatura dell'aria a 2 metri di quota e la serie temporale dell'indice NAO

5.2.3 Venti a 10 metri di quota

La struttura della figura 5-3 è la sovrapposizione delle correlazioni tra l'intensità e la direzione del vento e la serie temporale che definisce l'indice nord atlantico.
In particolare, l'anticorrelazione con l'intensità del vento, rappresentata dalle aree colorate, mostra che in un'ampia regione della parte occidentale del bacino, l'intensità del vento diminuisce al crescere dell'indice NAO. Nella parte orientale, invece, i venti tendono ad aumentare di intensità in corrispondenza dell'indice positivo della NAO, in particolare i valori significativi occupano un'area nel mar Egeo a nord di Creta.
Per capire quali invece sono le direzioni dei venti anomali correlati con il NAO, l'attenzione va posta alla direzione delle frecce: il vento che perde di intensità nel bacino Algero Provenzale è quello che spira da nord-est, cioè il Maestrale, mentre nel mar Egeo si intensificano gli Etesi provenienti da nord/nord-est.

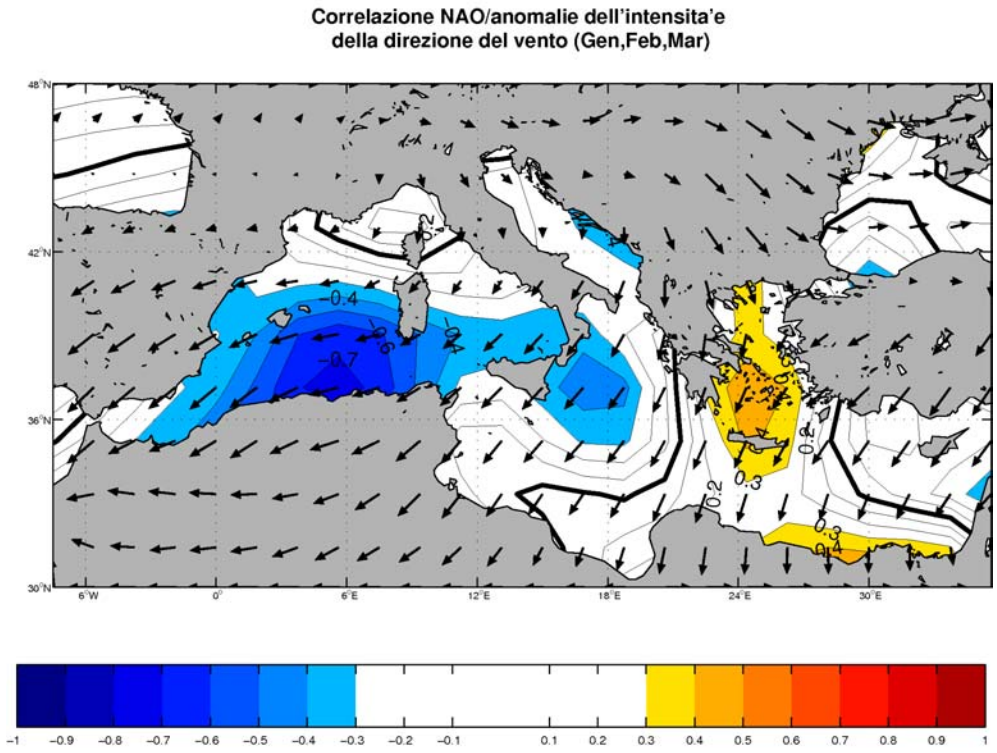

Fig.5-3 Mappa di correlazione tra la serie temporale delle anomalie invernali dell'intensità e della direzione del vento e la serie temporale dell'indice NAO.

5.2.4 Tasso di precipitazione

Come risulta evidente dalla figura 5-4 le correlazioni tra le anomalie invernali della precipitazione e l'oscillazione nord atlantica sono forti ed hanno una grande estensione. I valori negativi di correlazione si estendono su gran parte del bacino, mentre le correlazioni positive e tendenzialmente non significative, sono confinate lungo una stretta area che lambisce le coste africane. Questo suggerisce che ad un incremento dell'indice NAO si ha una generale diminuzione delle precipitazioni sul Mediterraneo.

Ciò è in pieno accordo con quanto visto precedentemente: analizzando la figura 5-4 è interessante notare che, a partire dagli anni ottanta, l'indice assume valori tendenzialmente positivi. A partire da questo momento, invece, l'andamento della serie temporale della precipitazione registra un evidente trend negativo. Risulta chiaro che i due fenomeni, l'oscillazione nord atlantica e le anomalie della precipitazione, sono profondamente correlati, sia a scala interannuale che decennale.

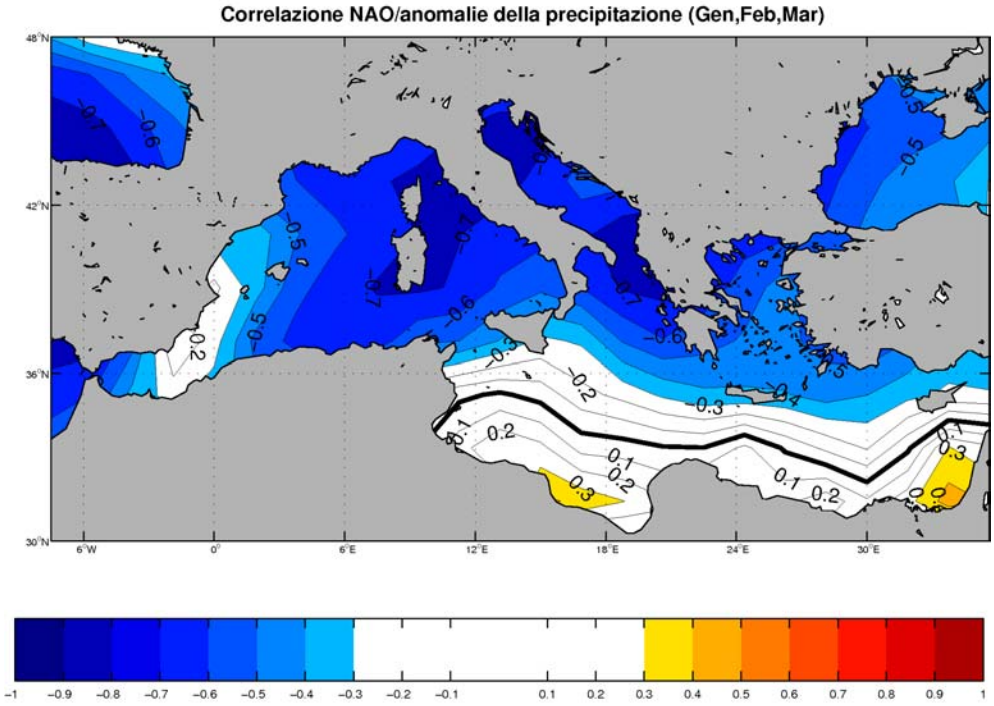

Fig.5-4 Mappa di correlazione tra la serie temporale delle anomalie invernali della precipitazione e la serie temporale dell'indice NAO.

5.2.5 Tasso di evaporazione

La figura 5-5 presenta la mappa di correlazione tra il tasso di evaporazione e la NAO. I valori della correlazione mostrano all'interno del bacino due poli: il primo, nella parte occidentale, ha valori negativi ed è situato tra la le coste francesi-spagnole e quelle nord africane. In quest'area dunque, a valori positivi dell'oscillazione nord atlantica corrisponde una diminuzione dell'evaporazione. Ciò è in accordo con quanto detto precedentemente sull'andamento dei venti regionali. In questo settore infatti soffia il Maestrale che, essendo un vento freddo e secco, determina attraverso la sua azione l'incremento dell'evaporazione negli anni di NAO negativo.

Nella parte orientale del bacino invece, si hanno valori positivi in una parte del mar Egeo e del mar di Creta ed anche questo è coerente con quanto visto circa l'intensificazione degli Etesi all'aumentare della NAO. Se l'evaporazione sul bacino orientale aumenta, la stessa cosa succede alla salinità delle masse d'acqua che diventano perciò più pesanti ed instabili. Questa potrebbe essere un'ulteriore conferma dell'importanza che l'oscillazione nord atlantica riveste nei fenomeni di formazione delle acque profonde che avvengono in quest'area.

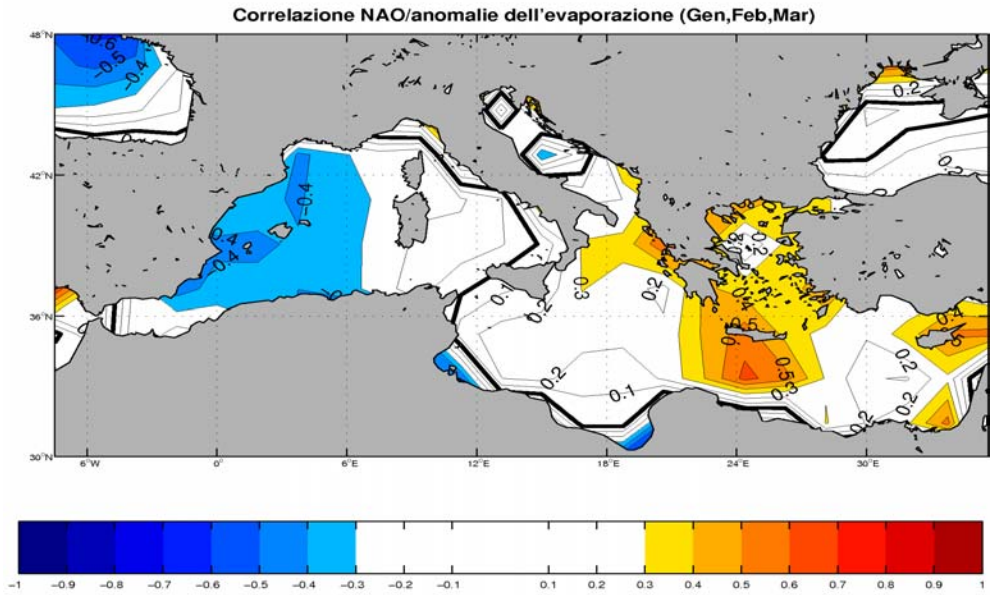

Fig.5-5 Mappa di correlazione tra la serie temporale delle anomalie invernali del tasso di evaporazione e la serie temporale dell'indice NAO.

5.2.6 Flusso di calore ad onda lunga

Come si vede in figura 5.6 la correlazione tra l'oscillazione atlantica ed il flusso di calore ad onda lunga è positiva e significativa su quasi tutto il bacino: quando la NAO è in fase positiva, lo scambio di calore tra mare e atmosfera dovuto a processi radiaitivi è maggiore, il Mediterraneo cede cioè una maggiore quantità di calore all'atmosfera sovrastante.

L'unica area dove non si ritrovano valori significativi di correlazione è quella del bacino Algero Provenzale.

Ritornando alla formula di May vista nel capitolo 2 (eq. 2.3) attraverso la quale si è calcolato questo flusso di calore, si può vedere come i termini predominanti dell'equazione siano la temperatura dell'aria e quella del mare alla superfice: le anomalie di Q_B saranno perciò determinate principalmente da anomalie di questi due campi. L'area nella quale la correlazione è più forte è quella del Mediterraneo orientale, in particolare del bacino Levantino in cui i valori di correlazione raggiungono 0.7.

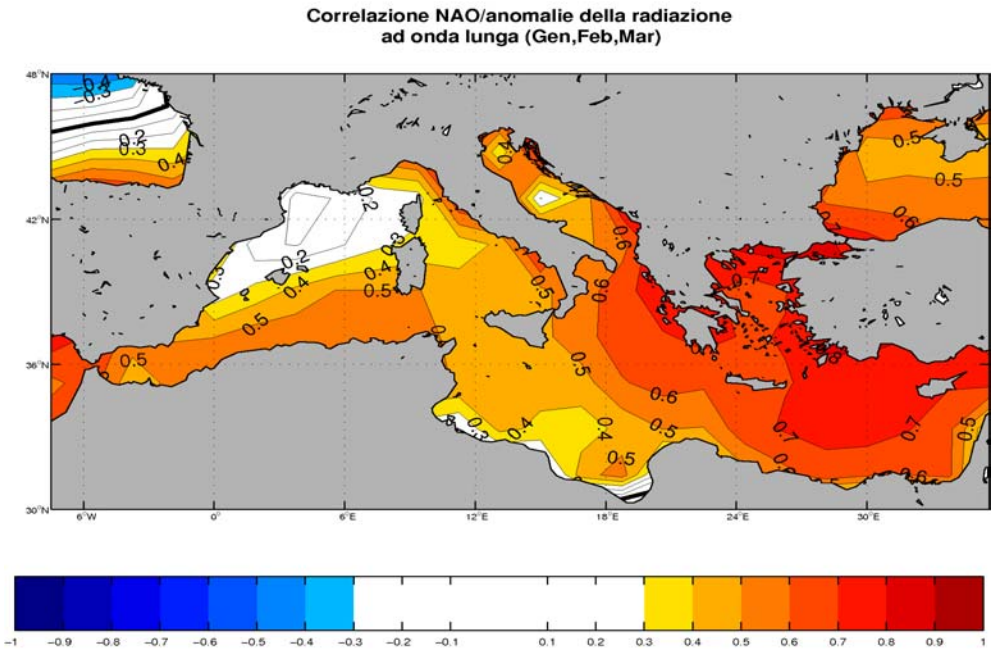

Fig. 5-6 Mappa delle correlazioni tra la serie temporale delle anomalie invernali del flusso di calore ad onda lunga e la serie temporale dell'indice NAO

5.2.7 Flusso della radiazione ad onda corta

Anche per questa variabile i valori della correlazione sono positivi e significativi per quasi tutto il bacino raggiungendo picchi di 0.8 nel mar Egeo e nell'Adriatico, come si vede chiaramente in figura 5-7.

Quando la NAO mostra valori positivi, la radiazione incidente assume valori maggiori.

Una spiegazione a questo potrebbe essere data dalle anomalie della copertura nuvolosa nel Mediterraneo: è stato osservato che durante la fase positiva dell'oscillazione le perturbazioni cicloniche di origine atlantica lambiscono le regioni europee più settentrionali. Questo determina una maggiore piovosità su tali aree dove le perturbazioni scaricano tutta l'umidità acquistata lungo il percorso. Le regioni mediterranee sono invece caratterizzate da un clima più secco, da una copertura nuvolosa più esigua e quindi da un più intenso flusso di radiazione ad onda corta.

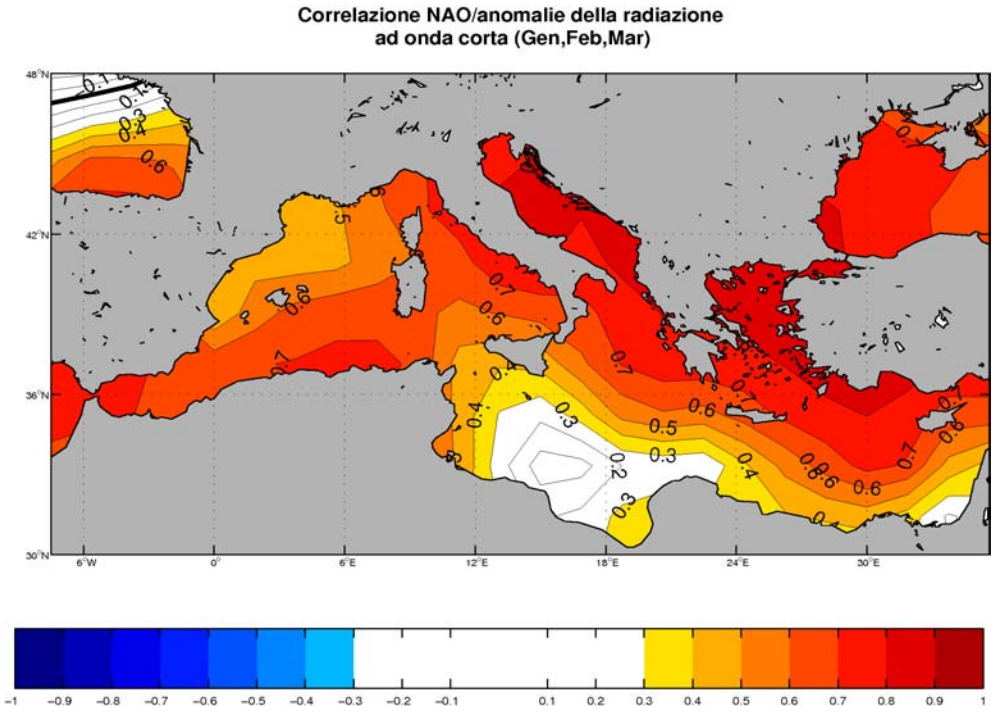

Fig.5-7 Mappa delle correlazioni tra la serie temporale delle anomalie invernali del flusso della radiazione ad onda corta e la serie temporale dell'indice NAO.

5.2.8 Flusso di calore sensibile

La figura 5-8 mostra la mappa di correlazione tra le anomalie del flusso di calore sensibile e la NAO. Anche in questo caso, e per lo stesso motivo visto precedentemente, i valori di correlazione assumono segni opposti passando dalla parte ovest a quella est del Mediterraneo.

La significatività è molto più estesa rispetto a quella dell'evaporazione (calore latente) nel bacino Algero-Provenzale mentre si riduce ad una stretta fascia che segue le coste nord africane nel bacino orientale

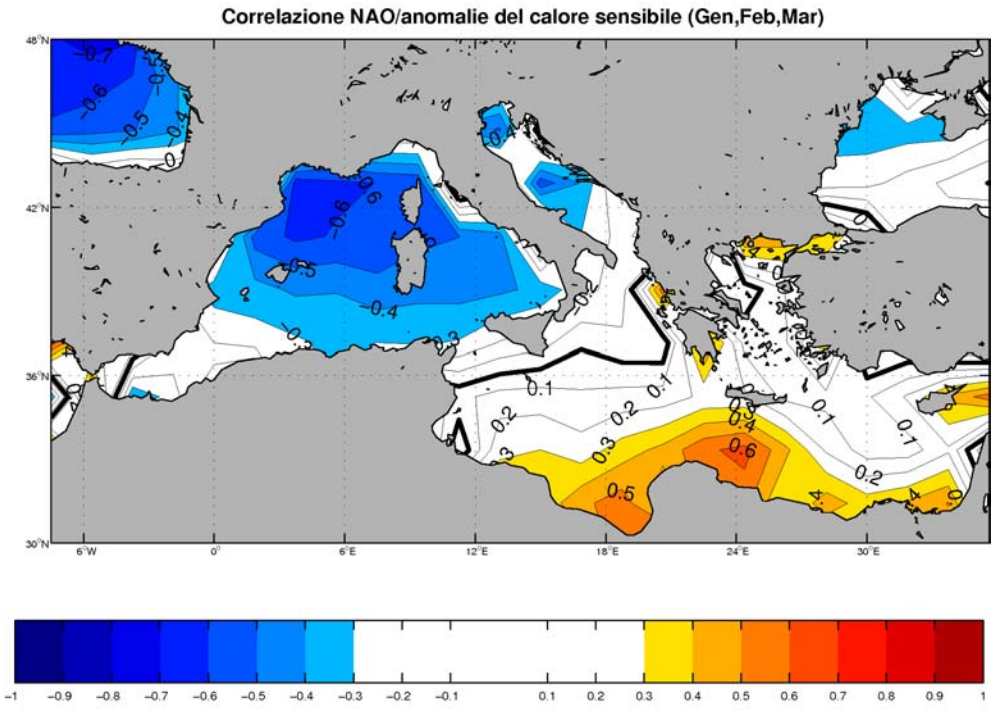

Fig.5-8 Mappa delle correlazioni tra la serie temporale delle anomalie invernali del flusso di calore sensibile e la serie temporale dell'indice NAO.

5.2.9 Flusso di calore totale

E' evidente dalla figura 5-9 il pattern dipolare di correlazione già visto in precedenza per i flussi turbolenti di calore, ovvero il calore sensibile e quello latente. Le correlazioni tra l'oscillazione nord atlantica ed il flusso di calore totale hanno segno positivo nel bacino occidentale e negativo in quello orientale. Ciò vuol dire che la fase positiva dell'oscillazione nord atlantica porta ad un guadagno netto di calore nella parte ovest del Mediterraneo e ad una perdita in quella est. In particolare l'area costituita dai valori significativi si trova nel mar di Creta ed arriva a lambire le coste nord africane.

Numerosi autori hanno avanzato l'ipotesi che la NAO potesse essere una causa dello spostamento del centro di formazione di acque profonde dall'Adriatico al mar Egeo (Demirov e Pinardi, 2002). L'analisi delle correlazioni tra la NAO ed il flusso di calore totale sembra confermare questa ipotesi: le acque nel mar di Creta perdono calore all'aumentare dell'indice NAO, diventano più fredde e quindi più pesanti tendendo così, per instabilità gravitazionale, a sprofondare.

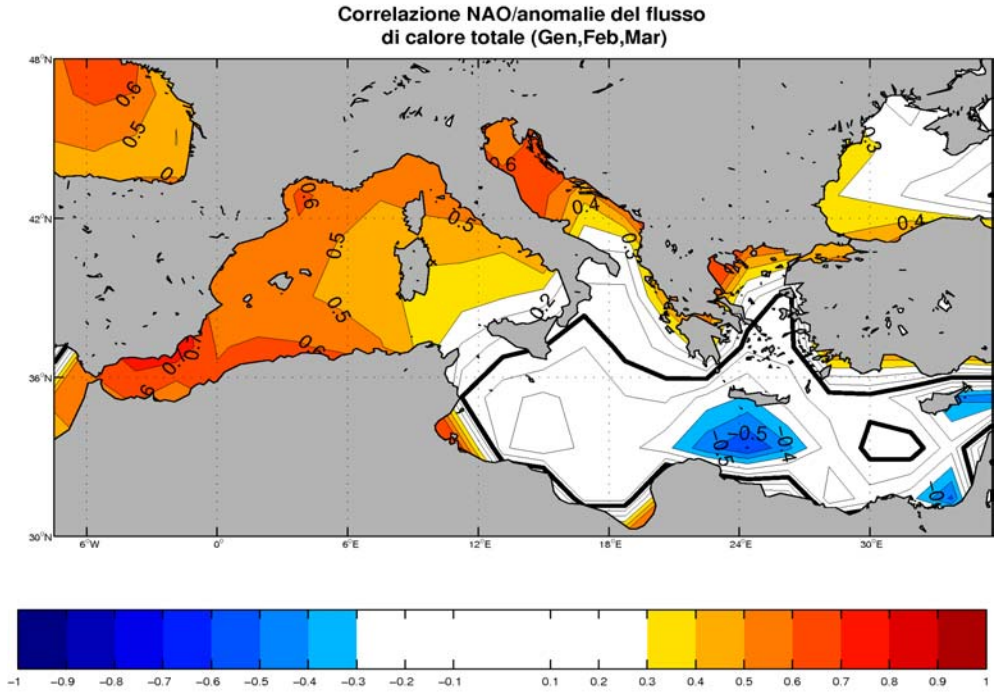

Fig.5-9 Mappa delle correlazioni tra la serie temporale delle anomalie invernali del flusso di calore totale e la serie temporale dell'indice NAO.

Un'ultima prova che si è ritenuto opportuno fare è il calcolo delle correlazioni tra l'indice NAO e le anomalie invernali del flusso totale di calore ottenuto riutilizzando i flussi radiativi direttamente dai dati NCEP/NCAR. La mappa di correlazione che ne risulta è presentata in figura 5-10.

I valori seguono un andamento simile a quello visto in figura 5-9, ma la correlazione positiva nella parte occidentale del bacino è attenuata e non arriva ai picchi dello 0.6. Nel bacino orientale invece, i valori di correlazione si invertono lungo le coste della Grecia passando da positivi a negativi, mentre nell'area che va da Creta alle coste del nord Africa l'andamento resta inalterato.

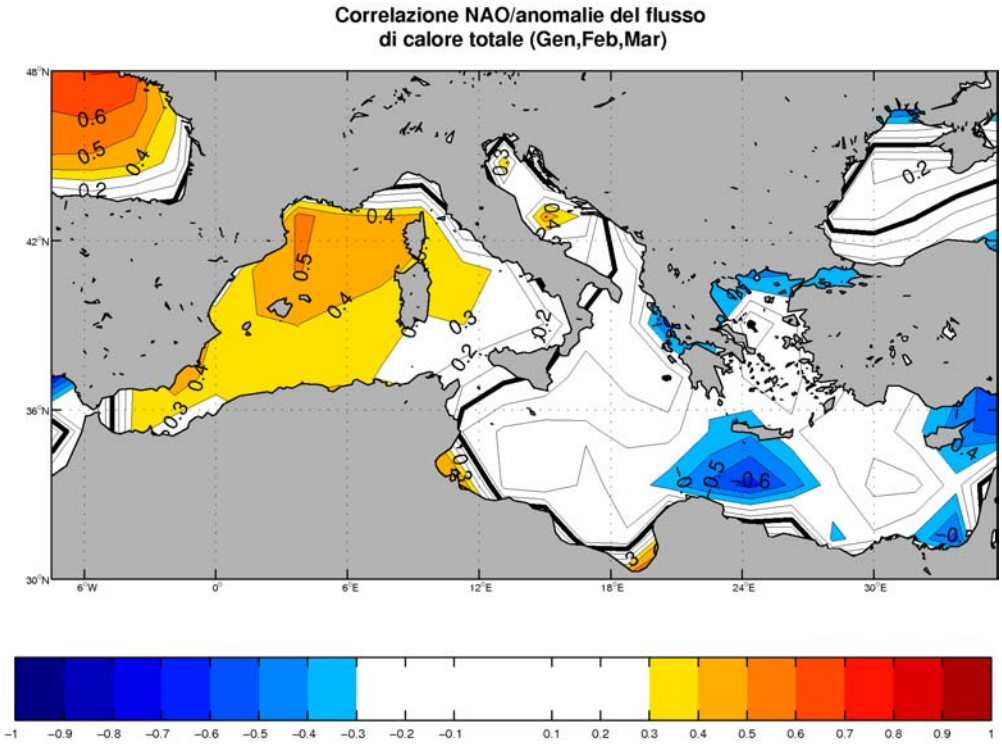

Fig 5-10 Mappa delle correlazioni tra la serie temporale delle anomalie invernali del flusso di calore totale e la serie temporale dell'indice NAO. In questo caso il flusso di calore totale è calcolato ultizzando i flussi radiativi del modello atmosferico.

Capitolo 6

Conclusioni

Questa tesi si proponeva lo studio dei regimi climatici invernali del Mar Mediterraneo e la determinazione delle teleconnessioni tra questi e l'indice dell'oscillazione nord atlantica (NAO).

I risultati ottenuti sono in sintesi:

1. Le climatologie del bacino sono state prodotte in modo consistente tramite i dati della Reanalisi NCEP/NCAR che coprono uno spazio temporale assai ampio (1948-2003). Si sono potuti così analizzare vari parametri alla superficie e in quota per un periodo di 45 anni. Degli stessi campi si sono calcolate le deviazioni standard, ciò ha reso possibile evidenziare la tendenza dei valori a discostarsi dalla propria media.

In altre parole, le mappe di deviazione standard ottenute misurano la tendenza dei dati a discostarsi dalla propria media.

2. Si sono calcolati i flussi di calore, utilizzando un sistema di equazioni appositamente scelte. Si sono così ottenuti tutti i termini che entrano nel bilancio di calore alla superficie del mare e il bilancio totale di calore. Sappiamo che da Gibilterra, per fenomeni di avvezione, entra nel bacino una quantità di calore pari a 5.12 ± 1.3 W/m2 (Macdonald e al., 1994).

Ci si aspetta quindi una perdita netta di calore da parte del Mediterraneo che dovrebbe cedere all'atmosfera una quantità di calore che compensi quello acquistato attraverso Gibilterra. Numerosi studi hanno dato una stima del calore scambiato tra il bacino e l'atmosfera e, in generale, i risultati ottenuti non hanno dato conferma della perdita che la teoria suggerisce. Questa discrepanza è stata attribuita a vari fattori: l'inadeguatezza delle equazioni utilizzate, la precisione dei

dati, il problema irrisolto dell'aerosol che costituisce invece un fattore da tenere in considerazione nelle dinamiche del bacino.

Anche il valore del flusso di calore totale che si è ottenuto in questo lavoro di tesi non ha dato conferma delle ipotesi iniziali: la media fatta sul tempo e sullo spazio dei valori del campo, infatti, avendo segno positivo, non rappresenta una perdita netta da parte del bacino. Nonostante questo, il valore che la caratterizza è piuttosto basso (vedi tabella 3-1) e, considerando anche la deviazione standard ad essa associata, ci si avvicina in realtà a quello che la teoria ci suggerisce.

Inoltre, utilizzando i flussi radiativi del bilancio di calore (flusso di calore ad onda lunga e ad onda corta) presi direttamente dal modello atmosferico, si è riusciti ad ottenere un valore ancora più basso per il bilancio di calore totale: ciò suggerisce che particolare attenzione va posta nel bilancio radiativo del bacino. I dati presi direttamente da un modello atmosferico, infatti, si prestano maggiormente ad una stima dei flussi radiativi.

Sarebbe interessante utilizzare le stesse equazioni per differenti sistemi di dati e, viceversa, calcolare i flussi di calore riutilizzando gli stessi dati ma con altre equazioni. Ciò servirebbe a testare la combinazione migliore per una stima più precisa dei flussi che, come abbiamo visto, guidano assieme ai regimi atmosferici la circolazione a scala di bacino.

3. Si sono calcolate le serie temporali delle anomalie climatiche invernali e si è cercato un riscontro degli eventi già noti e documentati nell'area mediterranea. In particolare, durante gli anni in cui si è verificato lo spostamento del centro di formazione delle acque profonde (Eastern Mediterranean Transient) nella parte orientale del bacino, dal Mar Adriatico al Mar Egeo, si osserva la concomitante presenza di anomalie in numerosi campi superficiali.

I venti, le temperature, le precipitazioni e i flussi di calore subiscono notevoli alterazioni: il bacino orientale, per esempio, interessato da un'evidente intensificazione degli Etesi, si raffredda e perde calore. Diverso è il comportamento del bacino occidentale dove il Maestrale si indebolisce e

conseguentemente le temperature superficiali non si abbassano nel modo evidente osservato nel bacino orientale. Analogamente i flussi di calore trovati nel Mediterraneo occidentale non raggiungono i valori anomali che caratterizzano invece il Mediterraneo orientale.

In altre parole il bacino orientale mostra in generale una variabilità più accentuata.

L'analisi delle anomalie dei campi atmosferici ha individuato i regimi che conferiscono alle masse d'acqua le proprietà che determinano la circolazione che le caratterizza.

L'analisi delle anomalie climatiche ha rivelato un altro aspetto che costituisce un interessante spunto per ulteriori approfondimenti. Negli stessi anni in cui sono state documentate notevoli anomalie della temperatura superficiale nel Pacifico tropicale (Karspeck e Cane, 2002), il cosiddetto "Pacific Climate Shift" avvenuto a metà degli anni settanta, sono ben evidenti eventi anomali che investono anche l'area mediterranea interessando forzanti atmosferici e flussi di calore. Per fare un esempio alcuni campi, come la radiazione ad onda lunga e la radiazione ad onda corta (fig. 4-13 e fig. 4-15), subiscono, a cavallo di questi anni, un vero e proprio passaggio da uno stadio ove le anomalie hanno un predominante segno negativo ad uno in cui è evidente la predominanza del segno opposto e viceversa. Sarebbe interessante studiare la variabilità nella regione mediterranea durante questo particolare arco temporale e cercare le correlazioni tra le anomalie registrate sul Mediterraneo ed un indice che rappresenti in modo significativo i fenomeni avvenuti nel Pacifico.

4. Nella seconda parte del lavoro si sono studiate le correlazioni tra le anomalie dei campi atmosferici e l'oscillazione nord atlantica, già da alcuni autori ritenuta responsabile di un'alta percentuale di variabilità all'interno del bacino delle variabili atmosferiche e dei flussi.

I valori dell'indice nord atlantico, rappresentativi dell'oscillazione, sono correlati in modo significativo a tutti i campi presi in considerazione.

Per qualcuno di essi, come la precipitazione, il flusso di radiazione ad onda corta e ad onda lunga, la correlazione assume lo stesso segno su un'ampia parte del bacino.

Per tutti gli altri campi, quali ad esempio le temperature superficiali, i venti superficiali, l'evaporazione ed i flussi di calore latente, sensibile e totale, la correlazione ha una struttura bipolare: il bacino orientale ed occidentale si comportano in modo assai differente nei confronti dell'oscillazione nord atlantica. Il bacino occidentale è anticorrelato con l'indice NAO, il contrario vale per il bacino orientale. Questo costituisce uno dei risultati più nuovi ed interessanti che emergono dalla ricerca svolta, sicuramente uno spunto per ulteriori approfondimenti.

In conclusione i risultati mostrano che il Mediterraneo è un'area estremamente sensibile alla variabilità del Nord Atlantico. D'altra parte essi mostrano anche che quando si parla di Mediterraneo si devono assolutamente differenziare la parte orientale da quella occidentale.

Il lavoro svolto non è semplicemente una convalida dei risultati ottenuti da altri studiosi ma fornisce un nuovo ed interessante contributo: si è infatti verificata l'efficacia di un determinato sistema di equazioni per il calcolo dei flussi di calore, finora utilizzato solamente per i dati COADS e ECMWF, sui dati della reanalisi NCEP/NCAR. Questi ultimi, coprendo un notevole arco temporale permettono di osservare più accuratamente la variabilità a scala decennale dei dati.

L'analisi delle correlazioni ha evidenziato un importante legame tra settore Atlantico ed area mediterranea: una conoscenza sempre più approfondita di questa teleconnessione, lo sviluppo di metodi che aiutino a definire la "predicibilità" del fenomeno, sono di importanza fondamentale per ragioni non solamente scientifiche ma anche per i risvolti economici e sociali che coinvolgono tutta l'area che il Mediterraneo comprende e nello stesso tempo influenza.

Bibliografia

Barnston A.G. and Livezey R.E. (1987). Classification, seasonality and persistence of low frequency circulation patterns. *Mon.Weather.Rev.* **115**: 1083-1126.

Bethoux J.P. (1979). Budgets of the Mediterranean Sea: their dependence on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters. *Oceanol. Acta*. **2**: 157-163.

Bethoux J.P. and Gentili B. (1999). Functioning of the Mediterranean Sea: Past and present changes related to freshwater input and climate changes. *J.Mar.Syst.* **20**: 33-47.

Brankart J-M. and Pinardi N. (2001). Abrupt cooling of the Mediterranean Levantine Intermediate water at the beginning of the eighties:observational evidence and model simulation. *Geophys.Res.Lett.* **31**: 2307-2320.

Bryden H.L. and Kinder T.H. Recent progress in strait dynamics. *Rev Geophys*. **(suppl.)**: 617-631.

Bunker A.F. (1971). Wintertime interactions of the atmosphere with the Mediterranean Sea. *J.Phys.Oceanogr.* **2**: 225-238.

Cardin V. and Gacic M. (2003). Long-term heat flux variabilità and winter convection in the Adriatic Sea. *J. Geophys. Res.* **108**: 1-12.

Castellari S., Pinardi N. and Leaman K. (2000). Simulation of water mass formation processes in the Mediterranean sea:influence of the time frequency of the atmospheric forcing. *J.Geophys.Res.* **105(10)**: 24157-24181.

Demirov E. and Pinardi N. (2002). Simulation of the Mediterranean Circulation from 1979 to 1993 model simulations:Part I.The interannual variability. *J.Mar.Syst.* **33-34**: 23-50.

Emery W.J. and Thompson R.E. (2001). Data Analysis Methods in physical oceanography, Elsevier.

Eshel G. and Farrel B.F. (2000). Mechanisms of Eastern Mediterranean rainfall variability. *J.Atmos.Sci.* **57**: 3219-3232.

Garret C. (1997). The role of the Strait of Gibraltar in the evolution of mediterranean water,properties and circulation. *bulletin de l'Institut océanographique*. **17**: 1-18.

Garret C., Outerbridge R. and Thompson K. (1993). Interannual Variability in Mediterranean Heat and Buoyancy Fluxes. *J.Climate*. **6**: 900-910.

group POEM (1992). General circulation of the eastern mediterranean. *Earth Science Reviews*. **32**: 285-309.

Hecht A. (1992). Abrupt changes in the characteristics of the Atlantic and Lervantine intermediate waters in the Southeastern Levantine Basin. *Oceanol. Acta*. **15(1)**: 25-42.

Hellerman S. and Rosenstein M. (1993). Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J.Phys.Oceanogr.* **23**: 1009-1039.

Honda M., Nakamura H., Ukita J. and Takeuchi K. (2001). Interannual seasaw between the Aleutian and Icelandic lows:Part I.Seasonal dependance and life cycle. *J.Climate*. **14**: 1029-1041.

Horel J.D. and Wallace J.M (1981). Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon.Weather.Rev.* **109**: 813-829.

Hoskins B.J. and Karoly D.J. (1981). The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J.Atmos.Sci.* **38**: 1179-1196.

Hurrel J.V. (1995). Decadal trends inthe North Atlantic Oscillation:regional temperatures and precipitation. *Science*. **269**: 676-679.

Hurrel J.V. (1996). Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Emisphere temperature. *Geophys.Res.Lett.* **23**: 665-668.

Jaeger L. (1976). Monatskarten des Niederschlags fur die ganze Erde. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*. **18**: 38.

Josey S. (2003). Changes in the heat and freshwater forcing of the eastern Mediterranean and their influence on deep water formation. *J.Geophys.Res.* **108**.

Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Daeven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janoviak J., Mo K.C., Ropelewsy C., Wang J., Leetmaa, Reynolds R., Jenne R. and Joseph D. (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull.Amer.Meteor.Soc.* **77**: 437-471.

Korres G., Pinardi N. and Lascaratos A. (2000). The ocean response to low frequency interannual atmospheric variability in the mediterranean Sea:Part I.Sensitivity experiments and energy analysis. *J.Climate*. **13**: 705-731.

Lacombe H., Tchernia C., Richez C. and Gamberoni L. (1964). Deuxieme contribution à l'etude du regime du Detroit de Gibraltar. *Cah.Oceanogr.* **16**: 282-327.

Lamb P. J. and Peppler R. A. (1987). North Atlantic oscillation: Concept and an application. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **68**: 1218-1225.

Legates D. R. and Willmott C. J. (1990). Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *Int. J. Climatology*. **10**: 111-127.

Macdonald A., Candela J. and Bryden H.L. (1994). An estimate of the net heat transport through the Strait of Gibraltar. *Coastal Estuarine Stud.* **46**.

Mariotti A., Struglia M.V., Zeng N. and Lau K.M. (2002). The Hydrological Cycle in the Mediterranean region and Implications for the water budget of mediterranean Sea. *J.Climate*. **15**: 1674-1690.

May P.V. (1986). A brief explanation of Mediterranean heat and momentum flux calculations. *NORDA code 322,NSTL,MS 39529*.

Ozsoy E., Hecht A. and Unluata U. (1989). Circulation and hydrography in the levantine basin:result from POEM coordinated experiments 1985-1986. *Progr.Oceanogr.* **22**: 125-170.

Peixoto J.P., De Almeida R.D. and Salstein D.A. (1982). Atmospheric moisture and transport and the water balance of the Mediterranean Sea. *Water Resour.Res.* **18**: 83-90.

Pinardi N. (1997). Numerical simulation of the interannual variability of the Mediterranean sea upper circulation. *Geophys.Res.Lett.* **24**: 425-428.

Pinardi N. and Navarra A. (1993). Baroclinic wind adjustment processes in the Mediterranean Sea. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. **40**(6): 1299-1326.

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

Quadrelli R., Pavan V. and Molteni F. (2001). Wintertime variability of mediterranean precipitation and its links with large scale circulation anomalie. *Clymate Dyn.* **17**: 457-466.

Reed R.K. (1977). On estimating insolation over the ocean. *J. Phys. Oceanogr.* **17**: 854-871.

Robinson A.R. (1991). The eastern Mediterranean general circulation:features,structures and variability. *Dyn.Atm.Oc*. **15**: 215-240.

Robinson A.R. and Golnaraghi M. (1994). The physical and dynamical oceanography of the Mediterranean Sea. *Ocean Processes in Climate Dynamics:Global and Mediterranean examples*. P. Melanotte-Rizzoli*et al*, Kluwer Academic Publishing,Norwell,MA**:** 333-354.

Rodo X., Baert E. and Comin F.A. (1997). Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during present century:relationships with the North Atlantic Oscillation and the el Nino Southern Oscillation. *Clymate Dyn.* **13**: 275-284.

Rogers J. C. (1984). The association between the North Atlantic Oscillation and Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Mon. Weather Rev*.

Rohling E.J. and Bryden H.L. (1992). Man induced salinity and temperature Increases in Westren Mediterranean Deep water. *J.Geophys.Res.* **97**: 191-198.

Rosati A. and Miyakoda K. (1988). A general circulation model for upper ocean simulation. *J.Phys.Oceanogr.* **18(11)**: 1601-1626.

Send U., Font J., Krahmann G., Millot C., Rhein M. and Tintorè J. (1999). Recent advances in observig the physical oceanography of the western Mediterranean Sea. *Progr.Oceanogr.* **44**: 37-64.

Stanev E. and Roussenov V. (1996). The simulation of the interannual variability of the Mediterranean Sea upper ocean circulation. *Geophys.Res.Lett.*

Tsimplis M.N. and Baker T.F. (2000). sea level drop in the Mediterranean Sea:An Indicator of deep water Salinity and temperature changes? *Geophys.Res.Lett.* **27**: 1731-1734.

Van Loon H. and Rogers J. C. (1978). The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe: Part I: General description. *Mon. Weather Rev*: 106-310.

Walker G.T. and Bliss E.W. (1932). World Weather V. *Mem. Roy. Meteor.Soc.* **4**(36): 53-84.

Wallace J.M and Gutzler D.S (1981). Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Emisphere winter. *Mon.Weather.Rev.* **109**: 784-812.

Ward M.N. (1998). Diagnosis and short-lead predictions of summer rainfall in tropical north Africa at interannual multidecadal timescales. *J.Climate*. **11**: 3167-3191.

Watanabe M. and Nitta T. (1999). Decadal changes in the atmospheric circulation and associated surface climate variations in the Northern Hemisphere winter. *J. Climate*. **12**: 494-510.

Weare B.C., Strub P.T. and Samuel M. (1981). Annual mean surface heat fluxes in the tropical Pacific Ocean. *Journal Physical Oceanography*. **11**(5): 705-717.

Wilks D.S. (1995). Statistical methods in the atmospheric sciences. *Academic Press*. **Inc.**

Wu P., Haines K. and Pinardi N. (2000). Toward an understanding of deep water renewal in the Eastern Mediterranean. *J.Phys.Oceanogr.* **30**: 443-498.