ALMA MATER STUDIORUM
UNIVERSITA' DI BOLOGNA

FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE FISICHE E NATURALI

Corso di laurea in SCIENZE AMBIENTALI

STUDIO DEI PROCESSI FISICI E BIOGEOCHIMICI DI MESOSCALA NEL PACIFICO EQUATORIALE

Tesi di laurea in OCEANOGRAFIA E METEOROLOGIA

Relatore
Prof. NADIA PINARDI

Presentata da
FRANCESCO NENCIOLI

Correlatori
Dott. SIMONA MASINA
Dott. MARCELLO VICHI

(II sessione)

Anno Accademico 2003/2004

"...And I can't let fate dictate what's best for me
Gotta take control of my own destiny, you can't relate
You think there's no escape but I got everything at stake
Here just to prove you wrong

And no one said it was gonna be easy
And I'm not afraid to try
And with the odds stacked up against me, I will have to fight
One life, one chance, gotta do it right..."

("One Life, One Chance" - H2O)

Indice

CAPITOLO 1 **5**
Introduzione.....5

1.1 Caratteristiche fisiche dell'Oceano Pacifico equatoriale..... 5

1.1.1 Campo di temperatura superficiale.....5

1.1.2 La cella di Walker.....7

1.1.3 Le correnti oceaniche.....8

1.1.4 El Niño Southern Oscillation (ENSO).....10

1.1.5 Brevi cenni sulle onde d'instabilità tropicale..... 11

1.2 Caratteristiche biogeochimiche dell'Oceano Pacifico Equatoriale..... 13

1.2.1 Il regime HNLC..... 13

1.2.2 Il ruolo del ferro nel regime HNLC..... 14

1.2.3 Variabilità interannuale..... 15

1.2.4 Variabilità di mesoscala.....16

1.3 Obbiettivi della tesi..... 17

CAPITOLO 2 **19**
Modello Numerico di Circolazione Oceanica..... 19

2.1 OPA..... 19

2.2 Equazioni.....20

2.2.1 Assunzioni e approssimazioni del modello..... 20

2.2.2 Equazioni che governano il moto..... 21

2.2.3 Condizioni al contorno..... 24

2.3 Discretizzazione..... 26

2.4 Validazione del Modello..... 29

2.4.1 Descrizione degli esperimenti..... 29

2.4.2 Confronto con i dati reali.....30

2.4.3 Verifica delle climatologie..... 35

CAPITOLO 3 **45**
Onde di Instabilità Tropicale (TIWs).....45

3.1 Formazione e sviluppo..... 45
3.2 Analisi "Wavelet".....47
3.3 Periodi campione.....54
3.4 Struttura tridimensionale..... 56

CAPITOLO 4 65
Il modello biogeochimico..... 65

4.1 MMEM-GLO..... 65
4.2 Il modulo pelagico.....65
4.2.1 Formulazione matematica.....69
4.2.2 La matrice trofica.....71
4.3 Il fitoplancton..... 72
4.3.1 Fattori di regolazione ambientale..... 74
4.3.2 Dinamica del carbonio.....77
4.3.3 Dinamica dei nutrienti..... 78
4.3.4 Dinamica della clorofilla-a..... 79
4.4 Batteri pelagici.....80
4.4.1 Dinamica dei nutrienti..... 82
4.5 Zooplancton 82
4.5.1 Dinamica del carbonio e dei nutrienti per il microzooplancton..... 83
4.5.2 Dinamica del carbonio e dei nutrienti per il mesozooplancton..... 85
4.6 Componenti biochimiche non viventi..... 86
4.6.1 Nutrienti inorganici.....86
4.6.2 Ossigeno disciolto.....87
4.6.3 POM e DOM..... 87
4.7 Dinamica del ferro in MMEM-GLO..... 88
4.7.1 Dinamica del ferro nel fitoplancton.....88
4.7.2 Rimineralizzazione e precipitazione del ferro.....90
4.7.3 Deposizione atmosferica di ferro.....91

CAPITOLO 5 93
Esperimenti Numerici con MMEM-GLO.....93

5.1 Una nuova sorgente per il ferro: la piattaforma continentale della Nuova

Guinea..... 93
5.2 Run climatologici di spin-up..... 95
5.2.1 Verifica del run di spin-up.....98
5.3 I due esperimenti: EQFE e NOFE..... 100
5.3.1 L'andamento del ferro disciolto..... 101
5.4 Analisi dei risultati..... 105
5.4.1 Effetti sulla variabilità interannuale..... 106
5.4.2 Effetti sulla variabilità di mesoscala.....110
5.4.3 Risultati dell'analisi wavelet sulle concentrazioni medie di carbonio.. 113

CAPITOLO 6 119
Conclusioni.....119

APPENDICE A 123
Parametrizzazione dei processi di piccola scala e schema di chiusura della turbolenza..... 123

A.1 Operatori di diffusività verticali..... 123
A.2 Operatori di diffusività orizzontali..... 126

APPENDICE B 129
Analisi wavelet.....129

B.1 Limiti dell'analisi di Fourier..... 129
B.2 Trasformata wavelet continua.....131
B.3 Caratteristiche dell'analisi wavelet utilizzata.....133
B.4 Spettro di potenza wavelet.....135
B.5 Significatività statistica dell'analisi.....136
B.6 Spettro di potenza globale e potenza media per un intervallo di freqenze. 138
B.7 Diagramma Power Hovmoller..... 139
BIBLIOGRAFIA.....141

CAPITOLO 1

Introduzione

1.1 Caratteristiche fisiche dell'Oceano Pacifico Equatoriale

1.1.1 Campo di temperatura superficiale

L'Oceano Pacifico è caratterizzato dall'alternarsi di correnti zonali con una complessa configurazione sia orizzontale che verticale. L'andamento delle correnti principali influenza in modo consistente la struttura termica, che a sua volta è caratterizzata da forti gradienti sia zonali che meridionali.

In verticale è presente una forte stratificazione, dovuta alla presenza di un sottile strato di acqua calda superficiale al di sopra di uno strato profondo più freddo. Lo strato superficiale è presente durante tutto l'anno, ed è originato dal forte irraggiamento presente alle basse latitudini.

Nonostante questo, le temperature superficiali nella zona orientale del bacino, fatta eccezione per una sottile fascia a pochi gradi Nord sopra l'equatore, sono in media più fredde di quelle presenti nel settore occidentale. Questo gradiente zonale è determinato direttamente dall'andamento dei gradienti termici sottosuperficiali.

Associata alla diminuzione di temperatura spostandoci lungo l'Equatore da Ovest verso Est, notiamo infatti una progressiva risalita del termoclino, che passa da profondità medie di circa 150 m nel Pacifico occidentale, per arrivare a profondità molto superficiali in quello orientale. In sezione longitudinale il termoclino risulta quindi inclinato positivamente da Ovest verso Est.

Questo andamento, unito alla struttura dei venti dominanti all'equatore, fa sì che nell'area orientale lo strato superficiale sia molto più limitato e sottile rispetto a quanto non avvenga ad Ovest. All'equatore dominano infatti gli Alisei, che sono caratterizzati da una componente zonale diretta da Est verso Ovest, e tendono ad

essere più intensi nella zona orientale rispetto a quella occidentale. Poiché nell'emisfero settentrionale il trasporto di Ekman avviene sempre a destra rispetto alla direzione del vento, mentre nell'emisfero Sud vale esattamente il contrario, sotto l'azione degli Alisei le masse d'acqua tendono ad allontanarsi dall'equatore. La fascia latitudinale intorno agli 0 gradi è quindi caratterizzata da una forte divergenza, che, per la conservazione della massa, comporta una forte risalita di acque dagli strati più profondi.

Se nel Pacifico occidentale si ha una risalita di acque comunque calde, data la maggiore profondità del termoclino e di conseguenza dello strato superficiale rimescolato, nella parte orientale del bacino, in cui il termoclino è molto più superficiale, le acque in risalita sono decisamente più fredde di quelle circostanti. Una volta in superficie queste acque sono trasportate verso ovest delle correnti oceaniche dominanti, generando così una vera e propria lingua di acqua fredda (in inglese *cold tongue*) che si estende dalle coste peruviane fino a circa 180 gradi Ovest di longitudine (Figura 1.1). Questa lingua di acqua fredda si contrappone alle acque molto più calde presenti nella parte occidentale del bacino che prendono il nome di *warm pool*.

I flussi divergenti nello strato superficiale causati dal trasporto di Ekman all'equatore comportano inoltre, sempre per la conservazione della massa, la presenza di flussi opposti alla base del termoclino. I moti meridionali all'equatore sono quindi diretti verso i poli in superficie, e verso l'equatore in profondità.

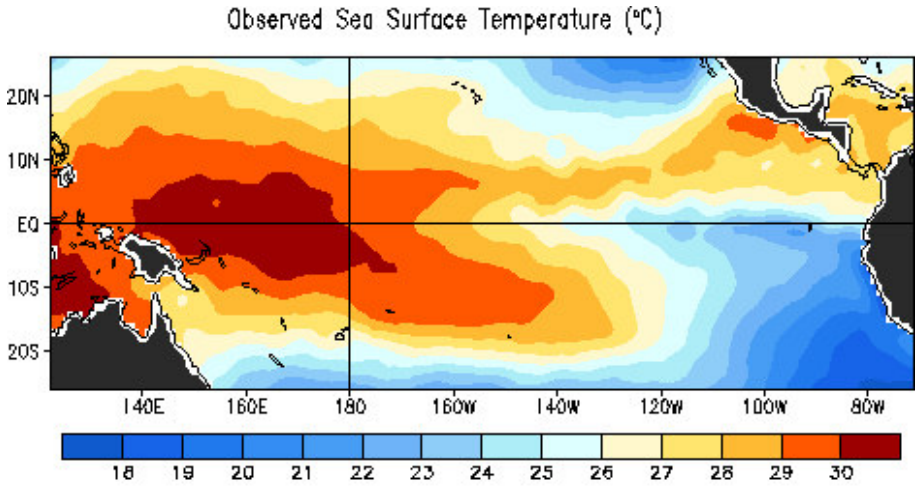

Figura 1.1 Campo di temperatura superficiale dell'Oceano Pacifico equatoriale; tratto da www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/lanina/

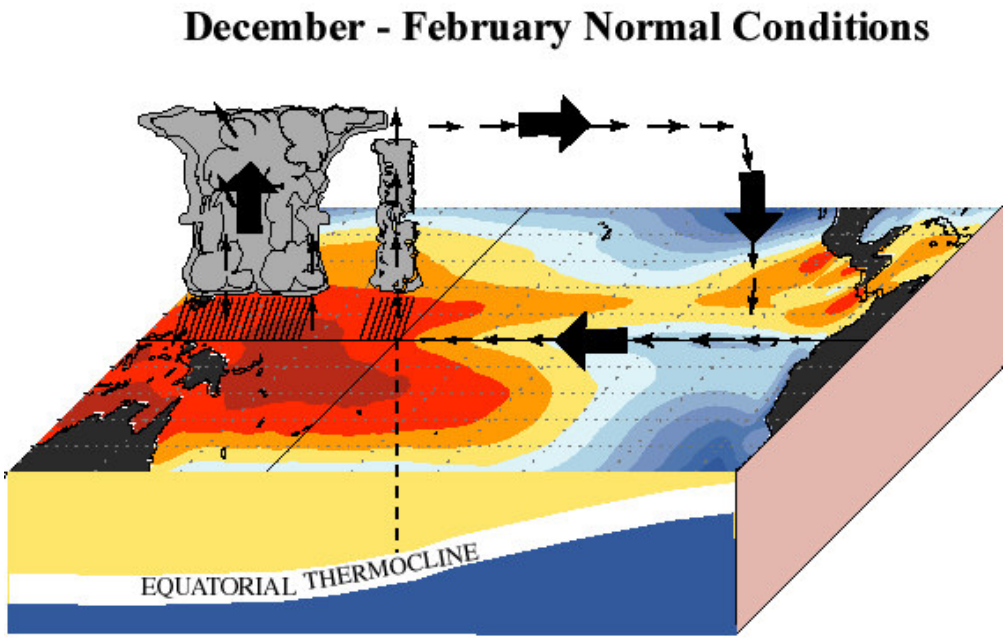

Figura 1.2 Campi di temperatura superficiale, aree di precipitazione e circolazione atmosferica associate alla cella di Walker in condizioni normali.
(www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/enso_cycle.html)

Il campo di temperatura superficiale (in inglese *Sea Surface Temperature*, SST) del pacifico equatoriale è quindi determinato da più processi:

- l'irraggiamento solare;
- l'upwelling determinato dalla componente zonale dei venti;
- il trasporto dovuto alle correnti zonali;

1.1.2 La cella di Walker

Il gradiente di temperatura zonale presente lungo il Pacifico equatoriale influenza direttamente anche la circolazione atmosferica.

In quest'area, infatti, si sviluppa una cella convettiva zonale caratterizzata dalla risalita di masse d'aria più calde nella parte occidentale del bacino, dove le SST sono maggiori, e dalla discesa di masse d'aria più fredde nella parte orientale (Figura 1.2).

Nelle aree occidentale le elevate temperature superficiali dell'oceano determinano alti tassi di evaporazione, per cui le masse d'aria che si trovano sopra la *warm pool* sono caratterizzate da una elevata umidità. La risalita di queste

masse, che possono raggiungere altezze fino a 12 Km, innesca la condensazione del vapore acqueo presente, con conseguente formazione di nubi temporalesche che determinano tassi di precipitazione molto consistenti. Per questo motivo, oltre che essere caratterizzata da elevate temperature superficiali, la *warm pool* presenta anche dei valori di salinità superficiale molto bassi.

Una volta scaricate del loro contenuto di vapore acqueo, le masse d'aria, più fredde e secche, discendono nella parte orientale del bacino, chiudendo la circolazione della cella.

L'enorme energia necessaria per il mantenimento di questa circolazione è fornita dalle grandi quantità di calore liberate nel processo di condensazione in atto nei rami ascensionali della cella di Walker.

Come vedremo nei prossimi paragrafi, le celle di Walker subiscono grosse variazioni in corrispondenza degli eventi El-Niño.

1.1.3 Le correnti oceaniche

L'elevata stratificazione presente all'equatore confina la circolazione indotta dal vento al solo strato rimescolato superficiale.

Le correnti a grande scala che caratterizzano il Pacifico equatoriale sono rappresentate in Figura 1.3 (Philander, 1990). Si osservano tre correnti superficiali principali, tutte con andamento zonale.

Tra 3 e 10 gradi Nord è presente la *North Equatorial Counter Current* (NECC), diretta da Ovest verso Est, in direzione contraria a quella dei venti dominanti, con

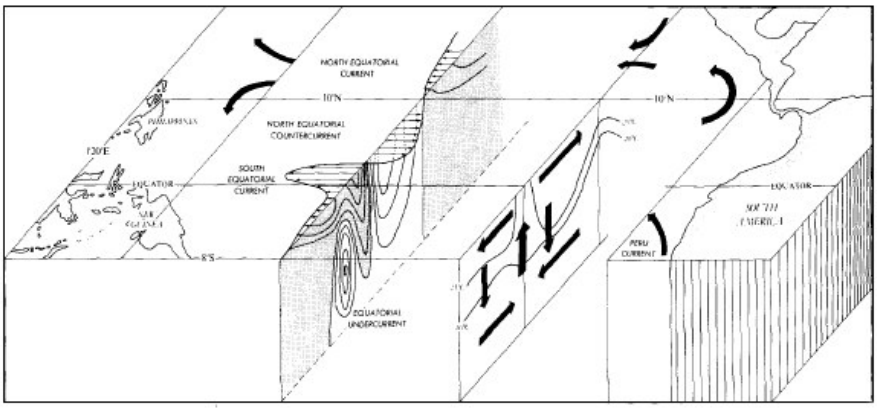

Figura 1.3 Principali correnti oceaniche presenti nell'Oceano Pacifico equatoriale (Philander 1990).

velocità tipiche dell'ordine di 50 cm s^{-1}. Questa corrente è centrata in una zona di venti deboli tra 5 e 10 gradi Nord, in cui si ha la convergenza tra Alisei di Sud-Est e alisei di Nord-Est. Questa fascia prende il nome di Zona di Convergenza Tropicale (in inglese *Inter-Tropical Convergence Zone*, ITCZ).

La NECC è compresa tra due correnti dirette invece in direzione Est-Ovest: tra 10 e 20 gradi Nord, troviamo la *North Equatorial Current* (NEC), caratterizzata da velocità piuttosto modeste, che in media non superano i 20 cm s^{-1}.

A sud della NECC, tra 3 gradi nord e 10 gradi Sud, scorre invece la *South Equatorial Current* (SEC), che, al contrario della NEC, è molto intensa, essendo caratterizzata da velocità che in prossimità dell'equatore, dove è raggiunge le intensità maggiori, possono raggiungere i 100 cm s^{-1}.

Tra 2 gradi Sud e 2 gradi Nord, centrata alla profondità del termoclino, è presente inoltre una corrente profonda diretta da Ovest verso Est, la *Equatorial Under Current* (EUC). Benché larga poco più di 300 Km, questa corrente si estende per tutto il Pacifico equatoriale, per una distanza longitudinale di oltre 10.000 Km, ed è caratterizzata da velocità particolarmente elevate, fino a 120 cm s^{-1}. Caratteristica di questa corrente è quella di seguire l'andamento del termoclino, per cui in sezione longitudinale sarà anch'esse inclinata positivamente da Ovest verso Est.

Una spiegazione possibile alla presenza di questa corrente profonda è stata proposta da Philander (1990): in superficie, i venti dominanti tendono a generare delle correnti dirette da Est verso Ovest. Le masse d'acqua che sono trasportate da queste correnti, tendono quindi ad accumularsi in prossimità delle coste Australiane ed Indonesiane, dove il termoclino risulta più profondo e l'altezza della superficie libera più elevata. Si stima che la differenza in altezza del livello del mare tra la zona orientale e quella occidentale sia di circa 50 cm.

Questa differenza in elevazione genera un gradiente di pressione zonale diretto verso Est. Lungo la fascia equatoriale questo gradiente non può essere bilanciato dalla forza di Coriolis, come avviene normalmente per i moti geostrofici, poiché in prossimità dell'equatore il parametro di Coriolis (f) assume valori piccolissimi.

Se in superficie questo gradiente è bilanciato dallo stress zonale esercitato dai venti dominanti, in profondità, dove la loro influenza diventa minima, questo non

è valido. Si instaura così una corrente profonda diretta verso Est, che tenderà ad aumentare di intensità finché il gradiente di pressione zonale non verrà bilanciato delle forze di attrito che tendono a rallentarla.

Al di sotto della profondità del termoclino il gradiente di pressione diventa talmente piccolo da non consentire l'instaurarsi di una corrente.

1.1.4 El Niño Southern Oscillation (ENSO)

Il fenomeno denominato El-Niño fu osservato originariamente dai pescatori delle coste sudamericane, che legarono l'innalzamento della temperatura del mare con la drastica riduzione della quantità di pesce pescato.

Oltre che a questo nome, derivante dalla tradizione popolare, nella comunità scientifica si fa riferimento a quest'evento con il nome di *El-Niño Southern Oscillation* (ENSO).

Nonostante questo fenomeno si sviluppi geograficamente soltanto nell'area pacifico equatoriale centrale e orientale, i suoi effetti si ripercuotono sull'andamento meteorologico di tutto il pianeta.

In condizioni normali, le caratteristiche oceaniche e atmosferiche dell'area pacifico equatoriale sono quelle che abbiamo già visto in Figura 1.2, con gli alisei che spingono le masse d'acqua verso Ovest, determinando l'inclinazione del termoclino e la conseguente formazione della *cold tongue* e della *warm pool*, rispettivamente nella parte orientale e occidentale del bacino; queste condizioni consentono la presenza di una cella di Walker ben sviluppata.

Ad intervalli irregolari, per cause non ancora del tutto chiare, i venti a bassa quota possono diminuire d'intensità fino quasi ad annullarsi. Questa variazione della circolazione atmosferica innesca una serie di effetti a catena che determinano grosse variazioni sulle caratteristiche fisiche del bacino (Figura 1.4).

Diminuisce infatti il trasporto di acqua dalle coste sudamericane verso l'Australia, e questo comporta un minore tasso di upwelling che si traduce in un innalzamento delle temperature superficiali del Pacifico equatoriale centro-orientale. Questo aumento delle temperature è ulteriormente accentuato dal generale approfondimento del termoclino ad Est, cui corrisponde un suo innalzamento ad Ovest. Grosse quantità di energia e di calore sono trasportate

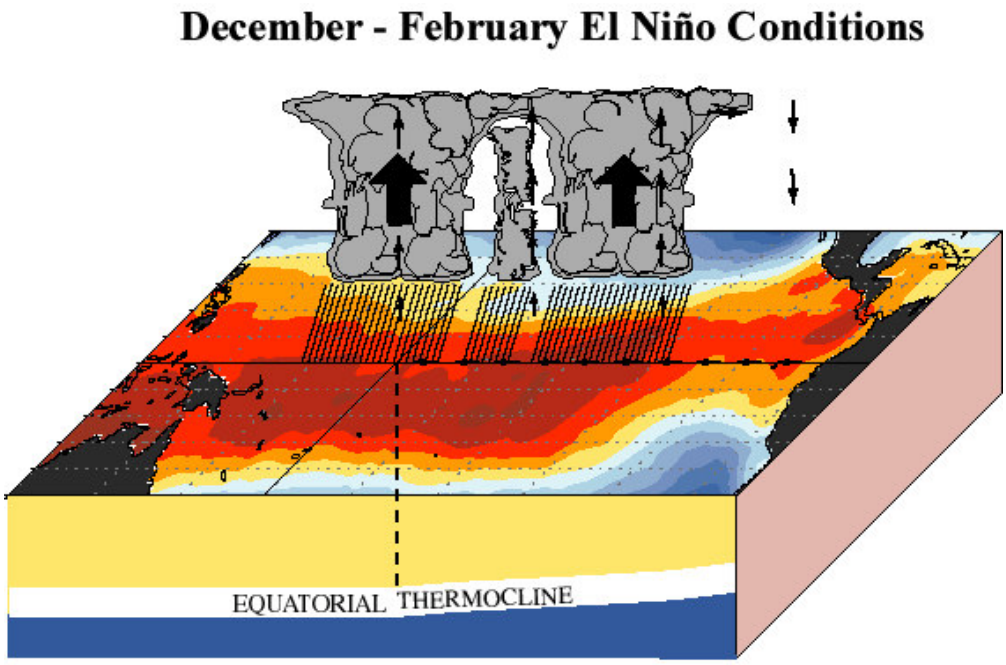

Figura 1.4 Campi di temperatura superficiale, aree di precipitazione e circolazione atmosferica associate alla cella di Walker in condizioni El-Niño. (www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/enso_cycle.html)

verso Est dalle onde di Kelvin, e di conseguenza si assiste ad una grande espansione della *warm pool* verso le zone orientali del bacino. La diversa distribuzione delle temperature superficiali determina grossi cambiamenti nella circolazione atmosferica associata alla cella di Walker, che portano allo spostamento verso le coste sudamericane dell'area caratterizzata dalle massime precipitazioni.

Al contrario di quanto appena descritto, situazioni in cui si hanno alisei molto intensi, generano condizioni opposte, determinando tassi di upwelling ancora maggiori ad Est, e quindi temperature superficiali ancora più basse in corrispondenza della *cold tongue* (Figura 1.5). Questo fenomeno, in cui le condizioni sono esattamente opposte a quelle presenti durante El-Niño, è chiamato La-Niña; combinato con quest'ultimo dà origine alle oscillazioni intra annuali che caratterizzano ENSO.

1.1.5 Brevi cenni sulle onde d'instabilità tropicale

Le onde di instabilità tropicale (in inglese *Tropical Instability Waves*, TIWs),

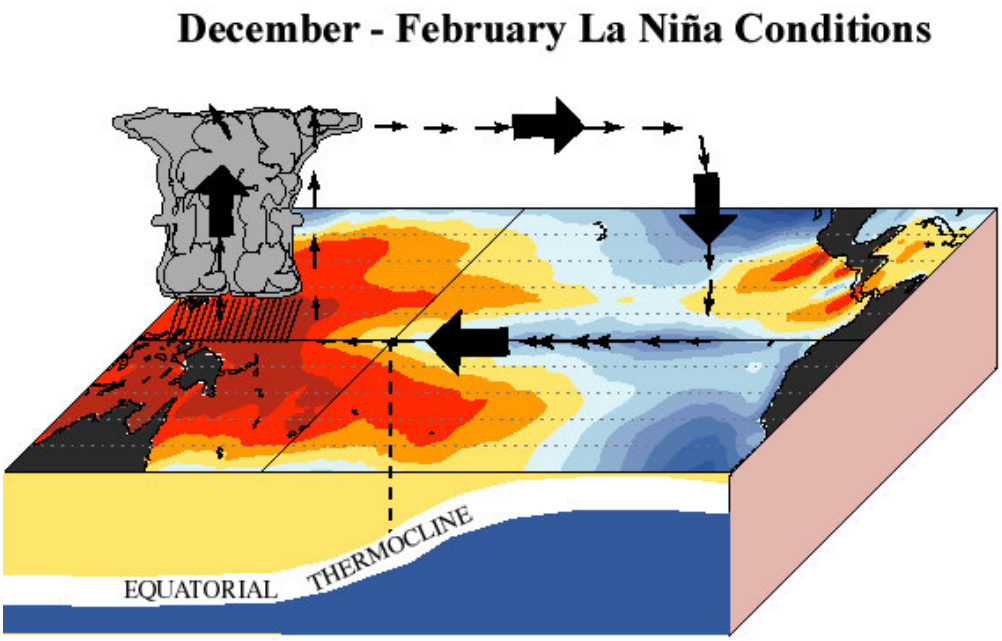

Figura 1.5 Campi di temperatura superficiale, aree di precipitazione e circolazione atmosferica associate alla cella di Walker in condizioni La-Niña. (www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/enso_cycle.html)

sono un fenomeno caratteristico dell'area pacifico equatoriale.

La fascia latitudinale che va da 1 a 3 gradi Nord è caratterizzata dalla presenza della SEC e della NECC, due correnti di direzione opposta. Questo, unito alla forte differenza di temperatura che esiste tra le due correnti, fa sì che questa fascia sia caratterizzata da una forte instabilità, che favorisce la formazione di perturbazioni di mesoscala (Philander, 1985; Masina, 1999).

Queste perturbazioni si manifestano come grandi vortici anticiclonici, che tendono a deformare il fronte di temperatura presente tra le due correnti, che quindi assume un andamento tipicamente ondulatorio. E' dopo aver scoperto la presenza di queste deformazioni nel fronte di temperatura a nord dell'equatore che si è iniziato a parlare di TIWs. Queste onde si propagano da Est verso Ovest, e sono caratterizzate da lunghezze d'onda dell'ordine di 1000 Km, e da periodi compresi tra i 15 e i 35 giorni (Legekis, 2002).

I meccanismi che portano alla loro formazione, e le loro caratteristiche fisiche sono trattati in maniera più approfondita nel Capitolo 3.

E' importante sottolineare, comunque, come la circolazione dei vortici che

determinano le deformazioni del fronte di temperatura, sia caratterizzata dalla presenza di correnti verticali piuttosto intense, che determinano un aumento del tasso di upwelling nell'area in cui si sviluppano le onde. Come vedremo nel prossimo paragrafo, questo aumento di upwelling determinerà l'insorgere di condizioni favorevoli per la crescita fitoplanctonica, al quale corrisponderà un aumento della produttività primaria e della biomassa permanente nelle zone e nei periodi in cui queste onde sono presenti.

1.2 Caratteristiche biogeochimiche dell'Oceano Pacifico Equatoriale

1.2.1 Il regime HNLC

L'Oceano Pacifico è stato negli ultimi quindici anni oggetto di intensi studi da parte di numerosi oceanografi in quanto caratterizzato da un ecosistema e da cicli biogeochimici molto particolari.

L'area pacifico equatoriale è infatti una delle aree definite HNLC (dall'inglese *High Nutrient Low Chlorophyll*). E' caratterizzata cioè da concentrazioni di nutrienti relativamente abbondanti, che però non determinano elevate concentrazioni di clorofilla, come invece accade in altre aree oceaniche in cui sono presenti le medesime concentrazioni di nitrati, ammonio e fosfati.

Nell'ultimo decennio è nato un acceso dibattito sul perché nel Pacifico equatoriale sia presente condizione, e varie ipotesi sono state proposte, tra cui le più importanti si sono dimostrate essere l'ipotesi di pressione da parte dei predatori (*grazing*), e l'ipotesi della limitazione da micronutriente. Se però in principio questi due processi erano considerati mutuamente esclusivi (Martin and Fitzwater, 1988; Banse, 1990), oggi è sempre più chiaro come in realtà concorrano entrambi nel determinare le condizioni HNLC presenti nel Pacifico equatoriale (Landry et al., 1997).

Il fitoplancton presente nell'area pacifico equatoriale è infatti dominato da organismi di piccole dimensioni, appartenenti al pico- e nanoplancton, caratterizzati da alti tassi di crescita, mentre sono presenti in percentuali molto basse le diatomee. Chavez et al. (1991), e in seguito Coale et al. (1996b), hanno

dimostrato come il microzooplancton sia in grado di predare efficientemente questi organismi planctonici; e come, inoltre, sia caratterizzato da tassi di crescita tali da poter rispondere molto velocemente ad un aumento anche improvviso della loro abbondanza.

La pressione di *grazing* sembra quindi essere il fattore dominante nel determinare concentrazioni di biomassa residente costanti nel tempo; tuttavia non può spiegare da sola le basse concentrazioni di clorofilla caratteristiche dell'area pacifico equatoriale.

Queste basse concentrazioni sono dovute ai tassi di produttività primaria, che sono a loro volta determinati dalle basse concentrazioni di micronutrienti.

1.2.2 Il ruolo del ferro nel regime HNLC

Tra i micronutrienti responsabili del mantenimento del regime HNLC nel Pacifico tropicale, il ferro, come confermano i numerosi esperimenti di fertilizzazione oceanica (Martin, 1994; Coale, 1996b) è sembrato senza dubbio il più importante. In questi esperimenti infatti è stato dimostrato come, a seguito dell'immissione in mare aperto di masse d'acqua arricchite in ferro, la produttività del fitoplancton aumenti considerevolmente e si abbiano conseguenti aumenti della biomassa residente.

Questo aumento di biomassa è determinato prevalentemente da un aumento della percentuale di biomassa legata alle diatomee; sebbene infatti, nel caso in cui il ferro non sia più limitante, anche gli organismi planctonici di dimensioni minori registrino un aumento di produttività primaria, questa non si traduce in un aumento della loro biomassa in quanto questi organismi, come detto in precedenza, sono efficacemente predati dal microzooplancton. Le diatomee invece, caratterizzate da dimensioni maggiori, non sono predate altrettanto efficacemente, e quindi, se non limitate dal ferro, riescono a produrre notevoli aumenti di biomassa.

Recentemente Sunda e Huntsman (1997) ha dimostrato come gli organismi fitoplanctonici di dimensioni più piccole siano favoriti rispetto a quelli di dimensioni maggiori, come le diatomee, in condizioni di limitazione da ferro, in quanto per poter sopravvivere necessitano di quantità minori di ferro.

Le basse concentrazioni di ferro, quindi, oltre a limitare la produttività primaria, determinano anche la composizione della comunità fitoplanctonica del Pacifico equatoriale dominata da organismi di piccole dimensioni.

Le concentrazioni di ferro nelle acque superficiali degli oceani sono determinate principalmente dalla deposizione delle polveri continentali trasportate dalle principali correnti atmosferiche. Queste polveri sono prevalentemente di origine desertica.

I venti dominanti sopra al Pacifico equatoriale, non attraversando zone desertiche prima di arrivare in mare aperto, sono molto poveri in polveri, e di conseguenza l'oceano sottostante risulta essere povera di ferro disciolto.

Ultimamente sono riconosciute essere sempre più importanti come sorgenti di ferro le aree di piattaforma continentale (Johnson et al., 1999), i cui apporti sono dovuti alla risospensione dei sedimenti terrigeni ricchi di ferro.

Questa fonte risulta particolarmente importante nel Pacifico equatoriale. Come ricavato da Coale (1996a), infatti, in quest'area gli apporti principali sono dovuti al ferro disciolto trasportato dalla EUC. I sedimenti presenti nella piattaforma continentale della Nuova Guinea sono ritenuti la sorgente principale che determina queste maggiori concentrazioni di ferro presenti all'interno della EUC (Mackey, 2002).

1.2.3 Variabilità interannuale

Benché caratterizzata da un regime HNLC, l'area del pacifico equatoriale orientale è caratterizzata da una stretta fascia attorno all'equatore in cui si registrano concentrazioni di clorofilla piuttosto elevate. Questa fascia corrisponde a quella di upwelling equatoriale, che, data la profondità relativamente bassa del termoclino, riesce a garantire forti input di nutrienti. Inoltre, poiché la EUC scorre alla base del termoclino, questo upwelling riesce a portare in superficie acque relativamente ricche di ferro, per cui la limitazione esercitata da questo micronutriente lungo l'equatore è meno accentuata che nelle altre aree del Pacifico equatoriale.

Poiché come abbiamo visto, le caratteristiche fisiche della fascia equatoriale subiscono notevoli variazioni in occasione degli eventi El-Niño, anche le

caratteristiche biochimiche saranno caratterizzate da variazioni altrettanto accentuate.

Numerose osservazioni sono state effettuate sia sull'evento del 1991-11992 (Barber et al., 1996) che su quello ancora più intenso del 1997-1998 (Chavez et al. 1999; Strutton e Chavez, 2000). Ciò che si è visto è che ENSO, facendo variare sia la profondità del termoclino, sia l'intensità dell'upwelling, determina variazioni nell'apporto superficiale di nutrienti, che a loro volta determinano variazioni delle concentrazioni di biomassa permanente (Barber et al., 1996).

1.2.4 Variabilità di mesoscala

La comunità planctonica della zona equatoriale è caratterizzata oltre che da una variabilità interannuale modulata dagli eventi El-Niño, anche da una variabilità a frequenza maggiore dovuta principalmente alle TIWs. Si è visto infatti che associate alle deformazioni dei fronti di SST, molto spesso vi siano delle aree caratterizzate da elevate concentrazioni di clorofilla che ne seguono l'andamento (Yoder et al., 1994).

Come già detto, la circolazione tridimensionale delle TIWs è caratterizzata dalla presenza di correnti verticali piuttosto intense, che determinano dei tassi netti positivi di upwelling. Come proposto da McGillycuddy et al. (1998), questi tassi determinano una risalita netta di nutrienti dagli strati più profondi, permettendo quindi un aumento della produttività in corrispondenza del vortice.

Numerosi studi recenti, hanno mostrato come molto spesso, nella zona pacifico equatoriale, al passaggio delle onde siano associati un aumento sia della produttività primaria che della concentrazione della clorofilla (Feely et al., 1994; Foley et al., 1998).

A questi aumenti di biomassa corrispondono sempre variazioni della composizione fitoplanctonica del tutto simili a quelle registrate negli esperimenti di fertilizzazione (Chavez et al., 1999). Ciò fa ipotizzare che l'upwelling determinato dalle TIWs sia in grado di trasportare il ferro presente nella EUC fino nella zona eufotica, rendendolo quindi biodisponibile e permettendo un notevole aumento dei tassi di produttività primaria.

1.3 Obbiettivi della tesi

E' ormai dimostrato come il regime HNLC che caratterizza l'Oceano Pacifico equatoriale sia determinato dall'azione congiunta di due controlli: un controllo top-down dovuto alla pressione di *grazing* dello zooplancton sul fitoplancton; e un controllo bottom-up dovuto alla limitazione esercitata dal ferro sulla produttività primaria. Entrambi questi fattori di controllo sono a loro volta modulati da una vasta gamma di processi fisici agenti su scale spazio-temporali molto diverse tra loro.

Lo studio condotto in questa tesi si concentrerà principalmente sul controllo bottom-up esercitato dal ferro. In particolare, attraverso due esperimenti numerici effettuati utilizzando un modello biogeochimico complesso, saranno messe a confronto le diverse risposte della comunità planctonica nel caso in cui gli apporti di ferro derivino esclusivamente da una sorgente atmosferica, e nel caso in cui a questa se ne aggiunga una seconda dovuta alla risospensione dei sedimenti della piattaforma continentale della Nuova Guinea.

In questo secondo caso, si cercherà di determinare quali siano i processi fisici in grado di rendere biodisponibile nell'area orientale del bacino, il ferro presente in quella occidentale. Saranno così analizzati i processi che determinano il trasporto di ferro disciolto da Ovest ad Est del bacino; ed inoltre, quelli che ne determinano la risalita dallo strato profondo fino alla zona eufotica, determinandone in questo modo la biodisponibilità. In questo caso particolare attenzione sarà rivolta alla risposta biologica associata alla presenza delle TIWs.

L'obbiettivo finale è quello di dimostrare l'importanza degli apporti di ferro derivanti dalla piattaforma continentale, oltre a quelli atmosferici, nel determinare le caratteristiche della comunità planctonica del Pacifico equatoriale, e nell'influenzare le sue risposte ai diversi forzanti fisici su diverse scale spazio-temporali.

Nel corso di questo studio, inoltre, saranno necessarie numerose verifiche tecniche. Il modello biogeochimico è infatti molto recente, essendo stato implementato da Vichi nell'ultimo anno, e il modello che utilizza come modulo fisico, sarà utilizzato nell'analisi di fenomeni di mesoscala equatoriali per la prima

volta nel corso di questa tesi.

Sarà quindi importante verificare da una parte che il modello fisico sia in grado di simulare una dinamica di mesoscala reale; dall'altra che il modello biogeochimico sia in grado di simulare il trasporto di ferro, come tracciante attivo, dalle aree occidentali a quelle orientali del bacino.

CAPITOLO 2

Modello Numerico di Circolazione Oceanica

2.1 OPA

La prima parte di questo lavoro è caratterizzata dallo studio della circolazione generale dell'oceano Pacifico equatoriale. Per effettuare questo studio è stato utilizzato un OGCM (“*Ocean General Circulation Model”)*; il modello adottato è chiamato OPA (acronimo per *“Ocean PArallelisé”*),ed è stato implementato presso il Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie (LODYC) dell'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL). OPA è basato sulle sette equazioni primitive descritte da Bryan (1969):

- due equazioni del momento orizzontali;
- il bilancio idrostatico;
- le equazioni di conservazione della massa, della temperatura e della salinità;
- l'equazione di stato.

Da queste M. Chartier, in collaborazione con P. Delecluse (M. Cartier 1985), ha implementato nel 1985 il primo codice FORTRAN del modello, che da allora ha subito negli anni continue modifiche, revisioni e aggiornamenti che hanno portato alla versione 8.2 utilizzata in questo studio.

Anche se non verranno trattati i dettagli relativi all'implementazione in FORTRAN è importante ricordare che il modello è stato sviluppato in modo da essere estremamente flessibile; le opzioni disponibili sono infatti numerose e la loro combinazione porta a svariate possibili configurazioni del modello.

Di seguito riportiamo brevemente la descrizione del modello con la configurazione usata durante questo studio; si rimanda al manuale di OPA (Madec *et al.* 1998) per ogni referenza usata e per ogni ulteriore approfondimento sulle equazioni utilizzate e sulle altre possibili opzioni selezionabili.

2.2 Equazioni

2.2.1 Assunzioni e approssimazioni del modello

Il modello suppone una terra sferica di raggio *a,* che ruota con velocità angolare Ω . Le equazioni del modello non sono però definite nel sistema di coordinate geografiche (λ, φ, z) , dove λ è la longitudine, φ la latitudine e z la profondità; bensì in un sistema di coordinate curvilineo ortogonale (i, j, k) [Figura 2.1] i cui poli sono entrambi nell'emisfero nord ed entrambi su continente e in cui $\lambda(i, j)$ e $\varphi(i, j)$.

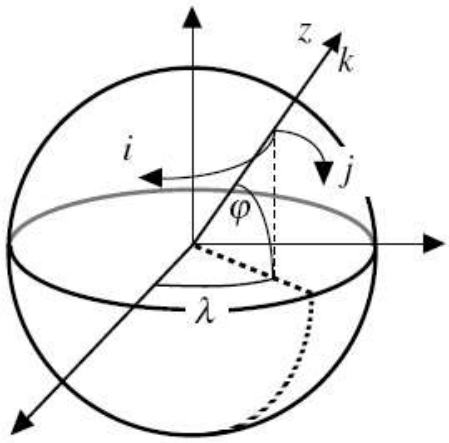

Figura 2.1: Sistema di coordinate curvilineo utilizzato dal modello (da Manuale OPA).

La scelta di questo sistema di riferimento permette di eliminare il punto singolare in corrispondenza del polo nord geografico (Madec e Imbard 1996), ma comporta l'introduzione nel sistema di equazioni di tre fattori di scala che consentono il passaggio dalle coordinate geografiche al nuovo sistema di riferimento; questi fattori sono così definiti:

$$e_1 = (a+z)\left[\left(\frac{\partial \lambda}{\partial i}\cos\varphi\right)^2 + \left(\frac{\partial \varphi}{\partial i}\right)^2\right]^{1/2} , \qquad (2.1)$$

$$e_2 = (a+z)\left[\left(\frac{\partial \lambda}{\partial j}\cos\varphi\right)^2 + \left(\frac{\partial \varphi}{\partial j}\right)^2\right]^{1/2} , \qquad (2.2)$$

$$e_3 = \left(\frac{\partial z}{\partial k} \right) \quad . \tag{2.3}$$

L'ultimo fattore di scala dipende solo da *z* poiché *z* e *k* sono paralleli tra loro; i limiti verticali dell'oceano sono quindi $z(k)=\eta$ (superficie libera) e $z(k)=H(i,j)$ (fondo); con $z(k)=0$ superficie media del mare.

Il modello inoltre adotta alcune approssimazioni dovute a considerazioni di scala:

a) *approssimazione di fluido sottile*: la profondità dell'oceano $z(k)$ è trascurabile rispetto al raggio della terra *a*; infatti quest'ultimo è molti ordini di grandezza superiore a $z(k)$.

b) *approssimazione idrostatica*: i termini di convezione verticale possono essere trascurati essendo il rapporto tra scale spaziali verticali e scale spaziali orizzontali molto piccolo; in questo modo si riduce l'equazione del momento verticale ad un bilancio tra gradiente di pressione verticale e forze di galleggiamento, e vengono completamente rimossi dalle equazioni primitive i moti convettivi verticali; nell'appendice A vedremo in che modo quest'ultimi vengono parametrizzati dal modello;

c) *approssimazione di Boussinesq*:tutte le variazioni di densità sono trascurate eccetto che nel temine di galleggiamento;

d) *ipotesi di incompressibilità*:la divergenza del vettore velocità è assunta essere uguale a 0;

e) *ipotesi di viscosità turbolenta*:gli operatori di diffusività, che parametrizzano i flussi turbolenti dovuti ai processi di piccola scala, possono essere espressi in funzione delle quantità di grande scala;

f) *assunzione di superficie rigida*: la superficie libera dell'oceano (η) non varia, ma resta costante al valore $z(k)=0$.

2.2.2 Equazioni che governano il moto

Le variabili che determinano lo stato fisico del modello sono sette: le tre componenti del vettore velocità: componente zonale (u) , componente meridionale (v) e componente verticale (w) ; la pressione (p) ; la temperatura potenziale (T) ; la salinità (S) ; la densità *in situ* (ρ_0) .

Considerando le assunzioni del modello, le equazioni per queste sette variabili diventano le seguenti:

<u>equazioni del momento orizzontale:</u>

$$\frac{\partial u}{\partial t}=(\zeta+f)v-\frac{1}{e_3}w\frac{\partial u}{\partial k}-\frac{1}{2e_1}\frac{\partial}{\partial i}(u^2+v^2)-\frac{1}{\rho_o e_1}\frac{\partial(p_h+p_s)}{\partial i}+D_u^U \quad , \tag{2.4}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}=-(\zeta+f)u-\frac{1}{e_3}w\frac{\partial v}{\partial k}-\frac{1}{2e_2}\frac{\partial}{\partial j}(u^2+v^2)-\frac{1}{\rho_o e_2}\frac{\partial(p_h+p_s)}{\partial j}+D_v^U \tag{2.5}$$

in cui f è l'accelerazione di Coriolis definita come

$$f=2\Omega\sin\varphi \quad ; \tag{2.6}$$

ζ è la vorticità relativa definita come

$$\zeta=\frac{1}{e_1 e_2}\left(\frac{\partial}{\partial i}[e_2 v]-\frac{\partial}{\partial j}[e_1 u]\right) \quad ; \tag{2.7}$$

D_u^U e D_v^U sono gli operatori di diffusività del momento (rispettivamente per le velocità zonali e meridionali) e parametrizzano tutti i processi a piccola scala (termini turbolenti); la loro formulazione è trattata nell'Appendice A;

p_h e p_s sono i due termini (rispettivamente pressione idrostatica e pressione superficiale) che compongono p. Avendo fatto l'assunzione di superficie rigida p_s viene calcolata a partire da ψ (funzione di flusso barotropica).

<u>equazione idrostatica:</u>

$$\frac{\partial p_h}{\partial k}=-\rho g e_3 \quad , \tag{2.8}$$

in cui g è l'accelerazione media di gravità;

<u>equazione di continuità:</u>

$$\frac{\partial w}{\partial k}=-e_3\chi \quad , \tag{2.9}$$

in cui χ è la divergenza orizzontale definita come

$$\chi=\frac{1}{e_1 e_2}\left(\frac{\partial}{\partial i}[e_2 u]+\frac{\partial}{\partial j}[e_1 v]\right) \quad ; \tag{2.10}$$

<u>equazione di conservazione della temperatura e della salinità:</u>

$$\frac{\partial T}{\partial t}=-\frac{1}{e_1 e_2}\left[\frac{\partial}{\partial i}(e_2 T u)+\frac{\partial}{\partial j}(e_1 T v)\right]-\frac{1}{e_3}\frac{\partial}{\partial k}(T w)+ \\ +D^T+\frac{1}{\rho_0 C_p e_3}\frac{\partial I}{\partial k}-\gamma(T-T_0) \tag{2.11}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t}=-\frac{1}{e_1 e_2}\left[\frac{\partial}{\partial i}(e_2 S u)+\frac{\partial}{\partial j}(e_1 S v)\right]-\frac{1}{e_3}\frac{\partial}{\partial k}(S w)+D^S-\gamma(S-S_0) \tag{2.12}$$

in cui D^T e D^S sono gli operatori di diffusività della temperatura e della salinità, e sono definiti nell'appendice A assieme agli operatori di diffusività del momento.

Il termine che comprende $\partial I/\partial k$ nella (2.11) è un'ulteriore sorgente di calore dovuta alla penetrazione della radiazione solare nei primi metri di colonna d'acqua: $I(z)$ è la radiazione solare incidente definita secondo Paulson e Simpson [1977]; mentre C_p è il calore specifico, che nel modello è assunto costante $(C_p=4\cdot 10^3 \quad (J\ Kg^{-1}\circ K^{-1}))$ invece di essere funzione di *T*,*S* e *p* (UNESCO [1983]); questa assunzione è giustificata dal fatto che C_p è usato esclusivamente per convertire i flussi superficiali di temperatura in incrementi della *SST*: in questo caso, infatti, la dipendenza da *p* diventa trascurabile, mentre restano molto deboli quelle da *T* ed *S*.

Gli ultimi termini delle due equazioni sono i termini di dumping newtoniano; T_0 e S_0 sono valori di campi reali (dati LEVITUS), mentre γ è un fattore costante, espresso in s^{-1}, che consente di avere un tempo di rilassamento fissato su tutta la colonna d'acqua. L'utilizzo di questi termini (Sarmiento e Bryan, 1982) consente di avere un campo di velocità consistente con la dinamica del modello e al tempo stesso di avere campi di temperatura e salinità il più vicini possibile al campo climatologico utilizzato.

<u>equazione di stato:</u>

$$\rho=\rho(T,S,p) \quad . \tag{2.13}$$

L'equazione utilizzata è quella proposta da Jackett e McDougall [1995], in cui la densità *in situ* è funzione della temperatura potenziale (T), della salinità (S) e della pressione (p) ,che è approssimata dalla profondità espressa in metri,

poiché si assume che non ci siano variazioni di *p* lungo le superfici geopotenziali.

2.2.3 Condizioni al contorno

Le equazioni del modello sono risolte imponendo le seguenti condizioni al contorno alla superficie e al fondo:

<u>Alla superficie (z(k)=0)</u>:

tutti i valori dei forzanti superficiali (stress del vento, flusso di calore superficiale, bilancio tra evaporazione e precipitazione) sono ottenuti da dati *ERA40* forniti dall'*ECMWF*(*European Center for Medium range Weather Forecast*).

flusso di momento:

$$\left(\frac{\partial A^{vm}}{e_3}\frac{\partial \boldsymbol{U}_h}{\partial k}\right)=\frac{(\tau_u,\tau_v)}{\rho_0} \quad , \tag{2.14}$$

in cui τ_u e τ_v sono le due componenti del vettore dello stress del vento nelle coordinate (*i,j*); mentre A^{vm} è il coefficiente di viscosità turbolenta verticale per la cui definizione si rimanda all'Appendice A.

flussi di calore e di acqua:

$$\left(\frac{\partial A^{vT}}{e_3}\frac{\partial T}{\partial k}\right)=\frac{Q}{\rho_0 C_p} \quad \text{e} \quad \left(\frac{\partial A^{vS}}{e_3}\frac{\partial S}{\partial k}\right)=EMP\ S \quad , \tag{2.15}$$

in cui A^{vT} e A^{vS} sono i coefficienti di diffusività turbolenta verticali, anch'essi definiti nell'Appendice A.

Questi flussi vengono rilassati in modo che il modello generi dei campi di temperatura e di salinità superficiali il più vicini possibile ai campi osservati; *Q* è perciò definito secondo l'equazione proposta da Madec e Delecuse [1997]:

$$Q=Q_0+\frac{dQ}{dT}(T-SST) \quad , \tag{2.16}$$

in cui Q_0 è la parte non penetrativa del flusso di calore netto alla superficie, definito come (Q_t-Q_{sr}) , in cui Q_t è il flusso superficiale totale di calore, mentre Q_{sr} è la parte penetrativa; *SST* è il campo osservato di temperatura (dai dati REYNOLDS settimanali interpolati giornalmente); C_p è il calore specifico, che come già visto è assunto costante; infine dQ/dT è un fattore di feedback

negativo in modo che si abbia Q uguale a Q_0 se T è uguale a SST.

Nell'equazione per la salinità EMP è il bilancio tra evaporazione e precipitazione ed è definito dall'equazione

$$EMP = EMP_0 + \gamma_s^{-1}(S - SSS)/S \quad , \tag{2.17}$$

in cui EMP_0 è il bilancio tra evaporazione e precipitazione osservato; SSS un valore di salinità ottenuto interpolando nel tempo la media stagionale della salinità superficiale fornita dai dati LEVITUS; e γ_s è un coefficiente di feedback negativo analogo a dQ/dT , ma al contrario di quest'ultimo non ha una giustificazione fisica in quanto il flusso di acqua dolce dall'atmosfera non è influenzato dalla salinità superficiale marina.

Variando i valori di questi due coefficienti abbiamo effettuato tre simulazioni numeriche, e generato le tre serie di dati che andremo a discutere nel prossimo paragrafo.

velocità verticale:

$$w = 0 \quad . \tag{2.18}$$

<u>Al fondo (z(k)=H(i,j))</u>:

flusso di momento:

$$\frac{A^{vm}}{e_3}\frac{\partial \boldsymbol{U}_h}{\partial k} = \boldsymbol{F}_h \quad , \tag{2.19}$$

in cui F_h rappresenta il flusso di momento orizzontale al di fuori dello strato limite turbolento, ed è parametrizzato assumendo un attrito lineare con il fondo

$$\boldsymbol{F}_h = r\,\boldsymbol{U}_h^b \quad , \tag{2.20}$$

dove $\boldsymbol{U}_h^b$ è il vettore delle velocità orizzontali nell'ultimo livello del modello; e r è un coefficiente di attrito pari a $4 \cdot 10^{-4}\, m\, s^{-1}$.

Essendo $\boldsymbol{U}_h = 0$ sotto il fondo l'equazione (2.21) porterà alla condizione

$$A^{vm} = r\, e_3 \quad . \tag{2.21}$$

flussi di calore e salinità:

$$\rho_0 C_p \frac{\partial A^{vT}}{e_3} \frac{\partial T}{\partial k} = 0 \quad \text{e} \quad \frac{\partial A^{vS}}{e_3} \frac{\partial S}{\partial k} = 0 \quad . \tag{2.22}$$

velocità verticale:

$$w = -\frac{u}{e_1} \frac{\partial H}{\partial i} - \frac{v}{e_2} \frac{\partial H}{\partial j} \quad . \tag{2.23}$$

<u>LATERALI</u>:

velocità orizzontali:

(condizioni no slip per u e v)

$$(u, v) = 0 \tag{2.24}$$

flussi di calore e di salinità

(nulli lungo le coste)

$$\frac{\partial T}{\partial n} = \frac{\partial S}{\partial n} = 0 \quad , \tag{2.25}$$

con $\frac{\partial}{\partial n}$ derivata locale normale alla costa.

2.3 Discretizzazione

Il modello adotta la griglia 182x149 riportata in figura 2.2; la risoluzione zonale è di due gradi di longitudine, costante su tutto il dominio del modello; la risoluzione meridionale invece aumenta sensibilmente nella fascia equatoriale, arrivando fino a 0.5 gradi di longitudine tra 2 gradi Nord e 2 gradi Sud; in questo modo è possibile avere una rappresentazione migliore della dinamica equatoriale.
La geometria delle coste e dei bacini è ricostruita a partire dal campo batimetrico ETOPO 5'x5'.

Per discretizzare le equazioni viene utilizzata una griglia del tipo C di Arakawa [Figura 2.2], che consente di avere uno schema alle differenze finite in cui sono mantenute numerose proprietà delle equazioni primitive. Per un maggiore approfondimento si rimanda al manuale di OPA.

In questo tipo di griglia le quantità scalari e ognuna delle componenti del vettore delle velocità vengono calcolate in punti con diverse coordinate geografiche.

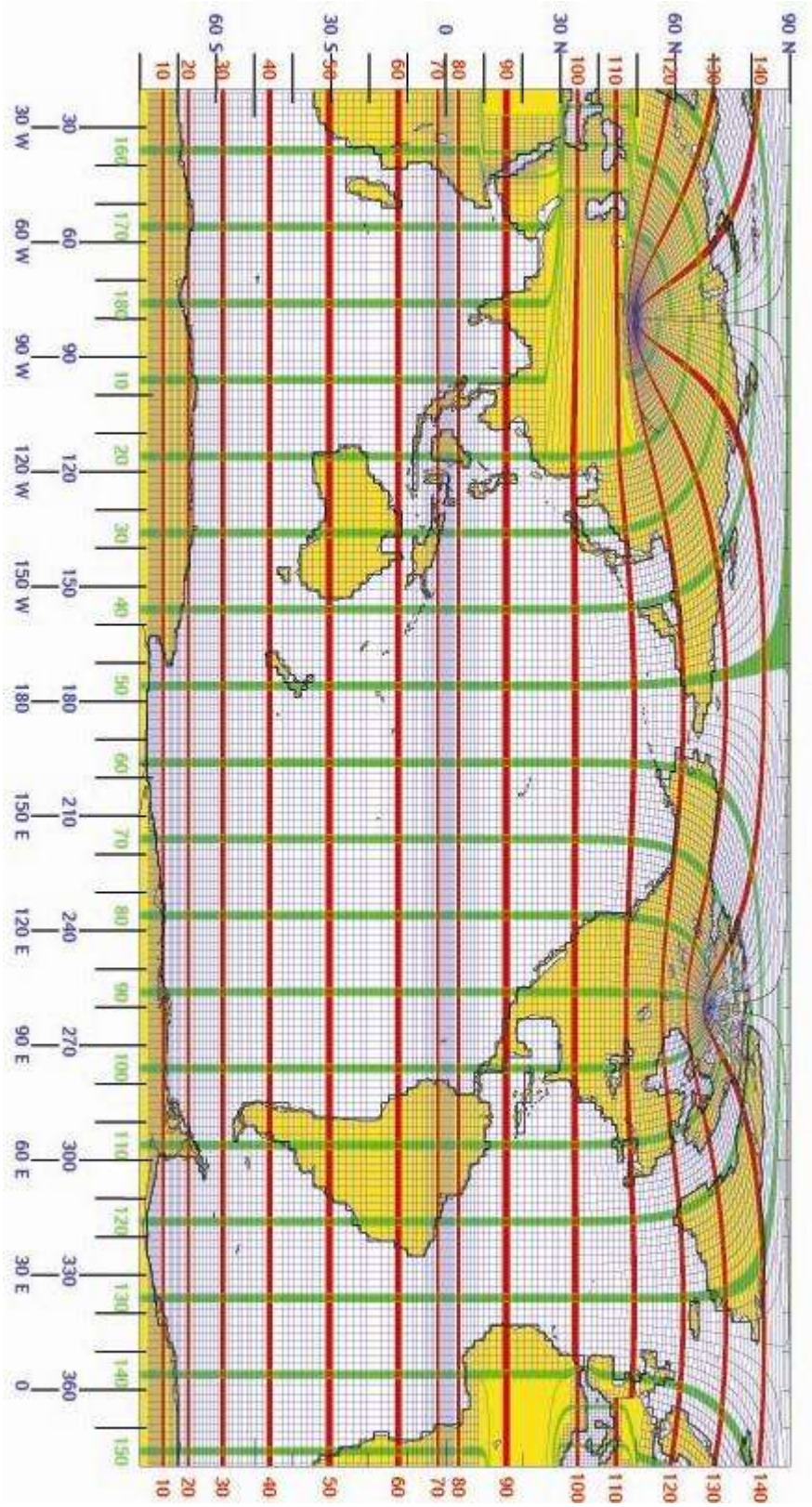

Figura 2.2 Griglia utilizzata dal modello; si notino i due poli entrambi su punti terra e nell'emisfero Nord (da www.lodyc.jussieu.fr/opa/).

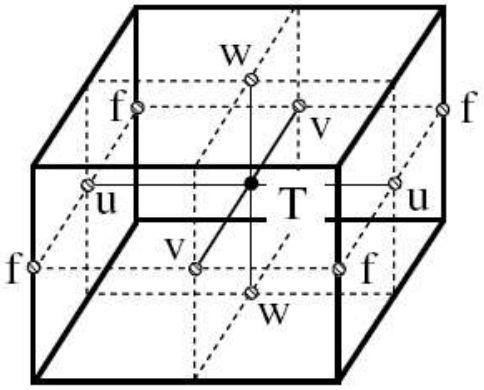

Figura 2.3: Griglia di Arakawa di tipo C utilizzata per discretizzare le equazioni del modello (dal Manuale di OPA).

In verticale la griglia è composta da 31 livelli che vanno da 0 fino a 5000 m di profondità; la profondità di ciascun livello è definita tramite una funzione matematica di z (Madec e Imbard 1996) in modo da avere una maggiore

LEVEL	GDEPT	GDEPW	E3T	E3W
1	5.00	0.00	10.00	10.00
2	15.00	10.00	10.00	10.00
3	25.00	20.00	10.00	10.00
4	35.01	30.00	10.01	10.00
5	45.01	40.01	10.01	10.01
6	55.03	50.02	10.02	10.02
7	65.06	60.04	10.04	10.03
8	75.13	70.09	10.09	10.06
9	85.25	80.18	10.17	10.12
10	95.49	90.35	10.33	10.24
11	105.97	100.69	10.65	10.47
12	116.90	111.36	11.27	10.91
13	128.70	122.65	12.47	11.77
14	142.20	135.16	14.78	13.43
15	158.96	150.03	19.23	16.65
16	181.96	169.42	27.66	22.78
17	216.65	197.37	43.26	34.30
18	272.48	241.13	70.88	55.21
19	364.30	312.74	116.11	90.99
20	511.53	429.72	181.55	146.43
21	732.20	611.89	261.03	220.35
22	1033.22	872.87	339.39	301.42
23	1405.70	1211.59	402.26	373.31
24	1830.89	1612.98	444.87	426.00
25	2289.77	2057.13	470.55	459.47
26	2768.24	2527.22	484.95	478.83
27	3257.48	3011.90	492.70	489.44
28	3752.44	3504.46	496.78	495.07
29	4250.40	4001.16	498.90	498.02
30	4749.91	4500.02	500.00	499.54
31	5250.23	5000.00	500.56	500.33

Figura 2.4: Profondità dei veri livelli del modello (da Manuale OPA).

risoluzione nei primi metri di colonna d'acqua con 10 livelli nei primi 100m. La profondità dei livelli e i valori dei rispettivi fattori di scala sono riportati nella tabella della figura 2.4. Utilizzando una griglia di tipo C esistono due profondità: una legata alla proprietà scalari e alle velocità orizzontali, e l'altra legata alla velocità verticale.

Il passo temporale, infine, è di 1h36' in modo da avere 15 passi temporali al giorno.

2.4 Validazione del Modello

2.4.1 Descrizione degli esperimenti

Nel corso di questo studio sono stati condotti tre esperimenti. In ogni esperimento il modello è stato utilizzato così come descritto nel paragrafo precedente; gli unici parametri che sono stati modificati sono i coefficienti dei termini di rilassamento delle equazioni (2.16) e (2.17); i valori assegnati e i corrispettivi tempi di rilassamento sono riportati nella tabella 2.1;

	dQ/dT	$t_{dQ/dT}$	γ_s	t_{γ_s}
EXP_1	40	60	40	60
EXP_2	200	12	0	0
EXP_3	200	12	40	60

Tabella 2.1: Valori dei coefficienti dei termini di rilassamento e dei corrispettivi tempi di rilassamento.

I coefficienti dei termini di rilassamento sono espressi in $W\,m^{-2}\ {}^{\circ}K^{-1}$ per la temperatura e in $Kg\,m^{-2}S^{-1}$ per la salinità; i tempi di rilassamento sono invece espressi in giorni, e calcolati per una colonna d'acqua profonda 50 metri e per una differenza di temperatura e di salinità unitaria.

Ogni esperimento è una simulazione di 19 anni, e copre un intervallo temporale che va dal 1983 al 2001 nel quale i forzanti atmosferici sono applicati giornalmente; l'inizializzazione del modello viene effettuata con un campo

climatologico ottenuto da uno spin up del modello di 4 anni, dal 1979 al 1983, in cui i forzanti assumono valori climatologici *ERA40*.

Nonostante gli esperimenti siano stati effettuati sul dominio globale, essendo la regione su cui si focalizza questo studio quella Pacifico-equatoriale, si è scelto di avere come output i campi istantanei di velocità, temperatura e salinità relativi all'area compresa tra i 136 gradi Est e i 78 gradi Ovest in longitudine, e tra i 16 gradi Nord e i 16 gradi Sud in latitudine; la frequenza con cui vengono salvati i dati generati dal modello è di 5 giorni.

2.4.2 Confronto con i dati reali

Il primo passo è stato quello di scegliere la serie di dati del modello che, tra le tre simulazioni, meglio rappresentasse i dati reali. Per fare questo si è scelto di confrontare i dati generati dai tre esperimenti numerici con quelli raccolti nel corso delle spedizioni FLUPAC e Zonal Flux, e analizzati da Dunne *et al.* (2000).

Questa scelta è stata fatta principalmente perché le serie temporali delle due crociere sono rappresentative di due situazioni molto diverse sia per quanto riguarda il periodo dell'anno, sia per quanto riguarda le condizioni ENSO. FLUPAC si è infatti svolta nell'ottobre del 1994, quindi in autunno, durante condizioni El Nino molto forti; Zonal Flux è stata invece effettuata durante l'aprile del 1996, quindi in primavera, durante condizioni La Nina abbastanza moderate.

Entrambe le crociere hanno avuto una rotta identica: da 165 gradi Est a 150 gradi Ovest lungo l'equatore. Le sezioni di temperatura e salinità sono riportate in figura 2.5.

Ciò che risulta evidente è la grossa differenza tra le due serie di dati: in FLUPAC si osservano le tipiche condizioni El nino con il termoclino che rimane costante a 100m di profondità lungo tutta la sezione, la *warm pool*, definita dall'isoterma dei 29 gradi, ben sviluppata nella parte occidentale del bacino, e, associata ad essa, un cuneo molto esteso di acqua a bassa salinità, conseguenza dell'aumento di precipitazioni nell'area; in Zonal Flux invece il termoclino è tipicamente inclinato, con le isoterme che si alzano di 1 m circa di profondità ogni grado di longitudine, mentre è completamente assente la *warm pool* nella parte occidentale del bacino; ciò influenza anche il campo di salinità che presenta valori

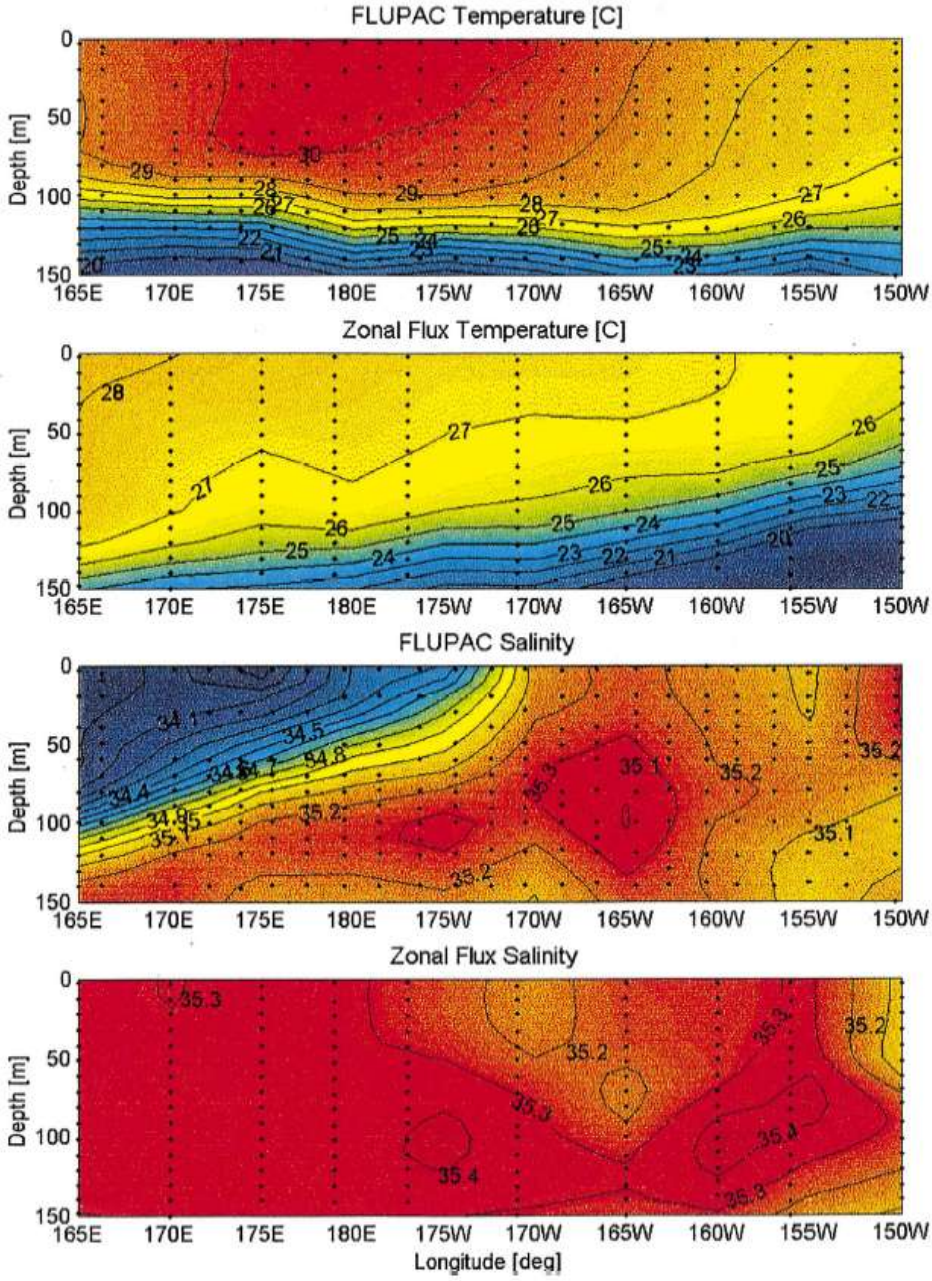

Figura 2.5: Sezioni di T e S relative alle crociere FLUPAC (Ottobre 1994) e Zonal Flux (Aprile 1996) (da Dunne et al., 2000).

decisamente superiori a quelli osservati in FLUPAC nella stessa area.

Per poter eseguire il confronto con i dati ottenuti dal modello, per ogni esperimento sono state calcolate le medie mensili di temperatura e di salinità lungo l'equatore per i mesi di aprile 1996 e ottobre 1994, e in seguito generate le

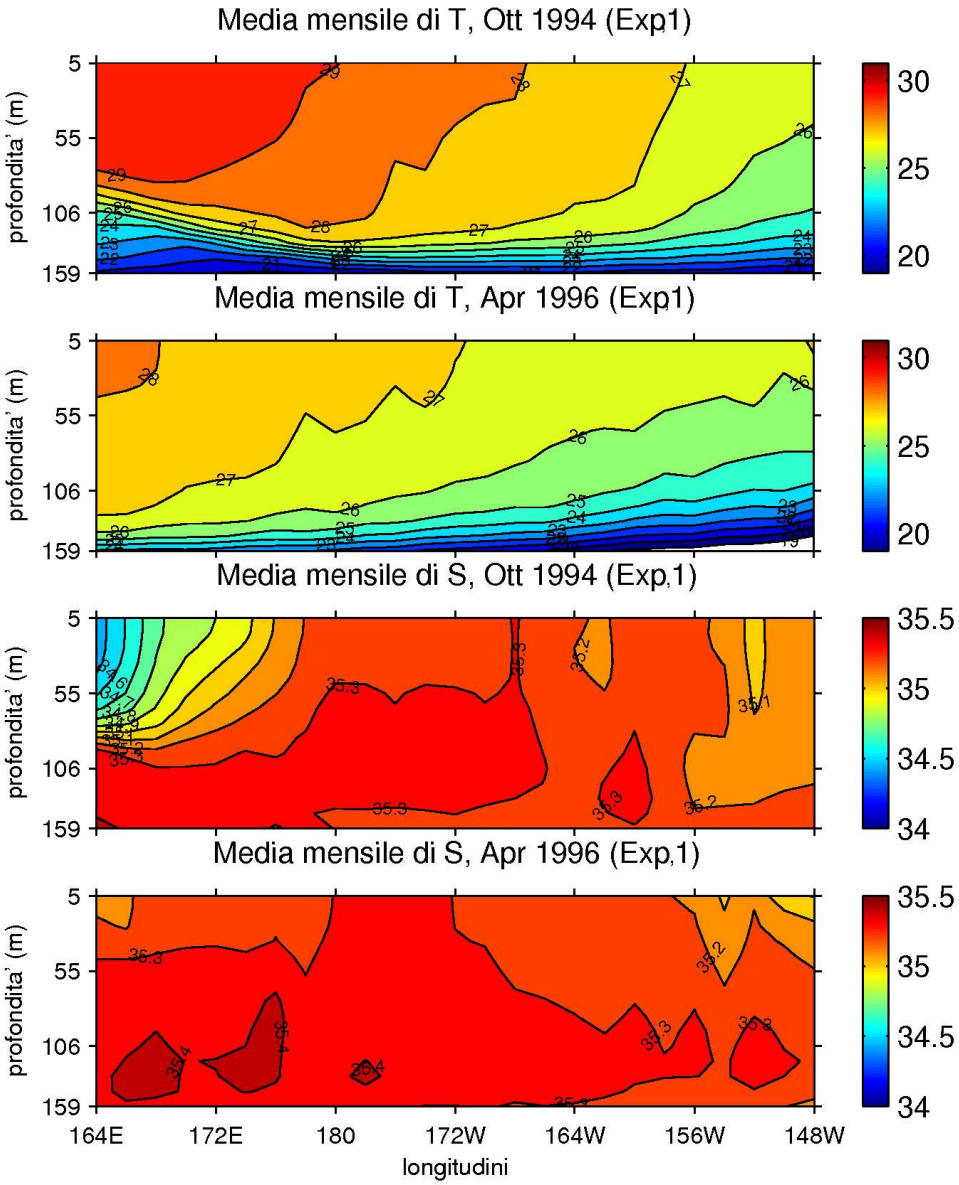

Figura 2.6: Medie mensili di T (°C) e S (psu) per i mesi di Ottobre 1994 e Aprile 1996 dell'Exp_1.

sezioni verticali tra 165 gradi Est e 150 gradi Ovest.

In figura 2.6 sono riportate quelle relative al primo esperimento, EXP_1, in cui ai due coefficienti di rilassamento delle equazioni (2.16) e (2.17) sono stati assegnati i valori di default del modello. Dalle due sezioni della temperatura risulta evidente che il campo generato dal modello è più freddo di circa un grado rispetto ai dati osservati: infatti l'isoterma dei 27 gradi arriva in superficie molto più ad ovest rispetto a Zonal Flux (a circa 172 gradi ovest contro i 160 gradi ovest

dei dati osservati); mentre rispetto a FLUPAC, si ha la *warm pool* che oltre ad essere più fredda, è anche meno sviluppata e più spostata verso ovest. Per quanto riguarda invece le sezioni di salinità troviamo una buona corrispondenza tra dati e valori del modello: da notare infatti che nella parte occidentale della sezione relativa ad ottobre 1994 è presente un gradiente di salinità del tutto analogo a quello presente nella sezione relativa ai dati di FLUPAC.

La sua minor profondità ed estensione spaziale è da attribuire a due possibili cause: o alla perdita di gran parte del segnale giornaliero presente invece nei dati reali, dovuta sia al fatto che i dati riportati in figura sono delle medie mensili, sia al fatto che i dati da cui sono calcolate queste medie mensili vengono rilassati con i dati LEVITUS che sono medie settimanali di salinità; oppure alla minore capacità di avvezione verticale e orizzontale del modello.

Nel secondo esperimento, EXP_2, si è così deciso di diminuire il tempo di rilassamento per la temperatura (e di conseguenza di aumentare il valore del coefficiente dQ/dT) per cercare di ottenere dei campi ancora più vicini a quelli osservati; mentre allo stesso tempo si è anche deciso di eliminare il rilassamento per la salinità ed osservarne gli effetti sui campi generati. Le sezioni ottenute sono riportate in figura 2.7. Per le sezioni di temperatura, pur rimanendo i campi leggermente più freddi rispetto ai dati reali, si osserva una maggiore avvicinamento a quest'ultimi: nella sezione di aprile 1996, infatti, l'isoterma dei 27 gradi arriva alla superficie a circa 164 gradi ovest, e quindi a circa dieci gradi di longitudine più ad est rispetto ai dati del primo esperimento; nella sezione di ottobre 1994, invece, si ha una *warm pool* maggiormente sviluppata (presente infatti l'isoterma dei 30 gradi) ed estesa in una fascia longitudinale più compatibile con quella della sezione FLUPAC. Al contrario le sezioni di salinità non mostrano dei campi altrettanto simili a quelli osservati: ciò è molto evidente soprattutto nella sezione di ottobre 1994 dove la salinità arriva ad avere dei valori troppo bassi (anche al di sotto delle 34 psu), e in cui il gradiente di salinità, pur presente nella parte occidentale del bacino, è troppo marcato e troppo limitato sia verticalmente che orizzontalmente.

Per il terzo esperimento, EXP_3, abbiamo quindi riassegnato al coefficiente di rilassamento della salinità il valore che aveva per l'EXP_1, mentre quello per la

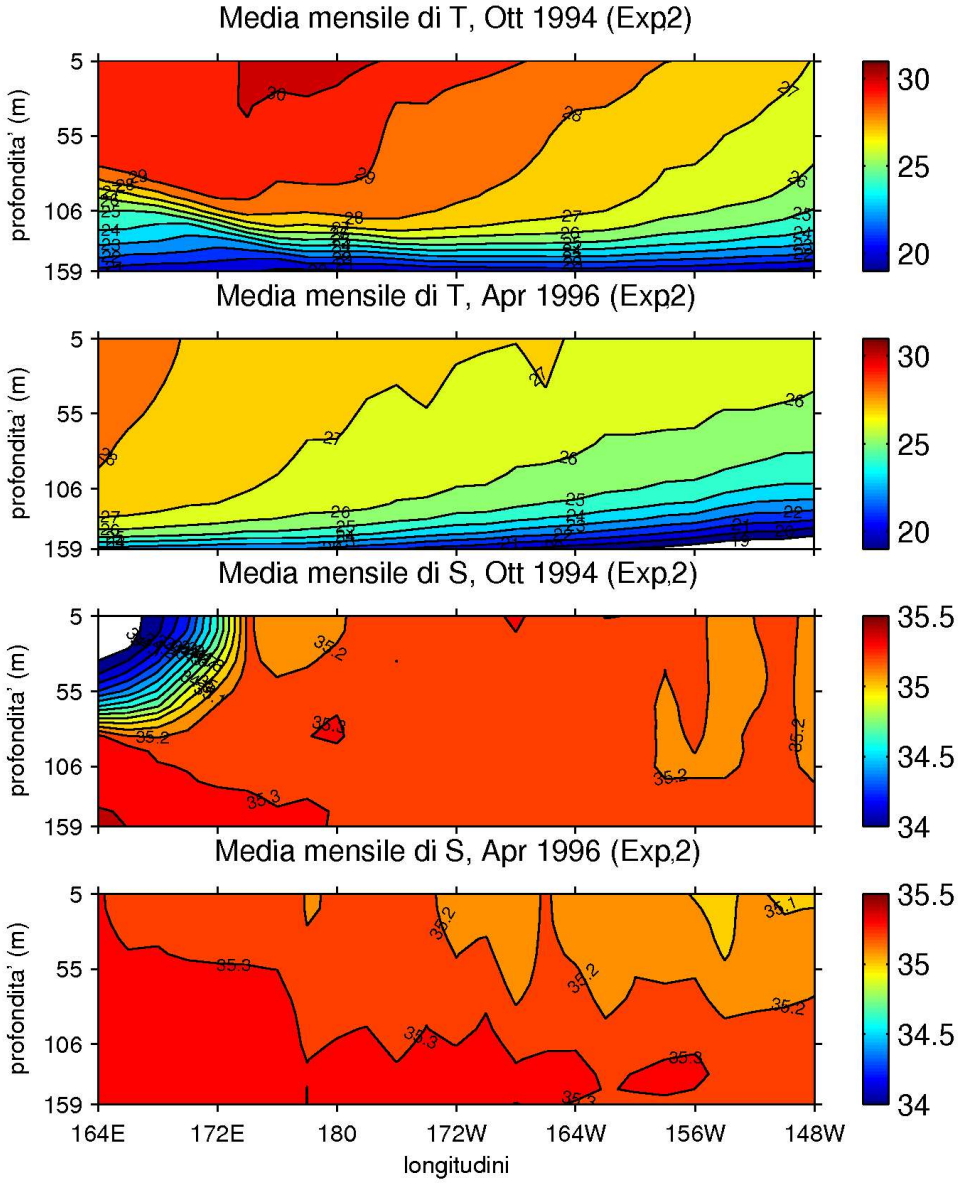

Figura 2.7: Medie mensili di T (°C) e S (psu) per i mesi di Ottobre 1994 e Aprile 1996 dell'Exp_2.

temperatura è stato lasciato al valore di EXP_2. Come si può vedere dalla figura 2.8 le sezioni della temperatura sono pressoché identiche a quelle ottenute nell'esperimento precedente, mentre quelle della salinità sono molto più simili a quelle ottenute nel primo esperimento; in particolare nella parte occidentale della sezione di ottobre 1994 si ha nuovamente un gradiente molto più esteso e più graduale.

Sono quindi quest'ultimi, i dati su cui si farà riferimento nel corso di questo

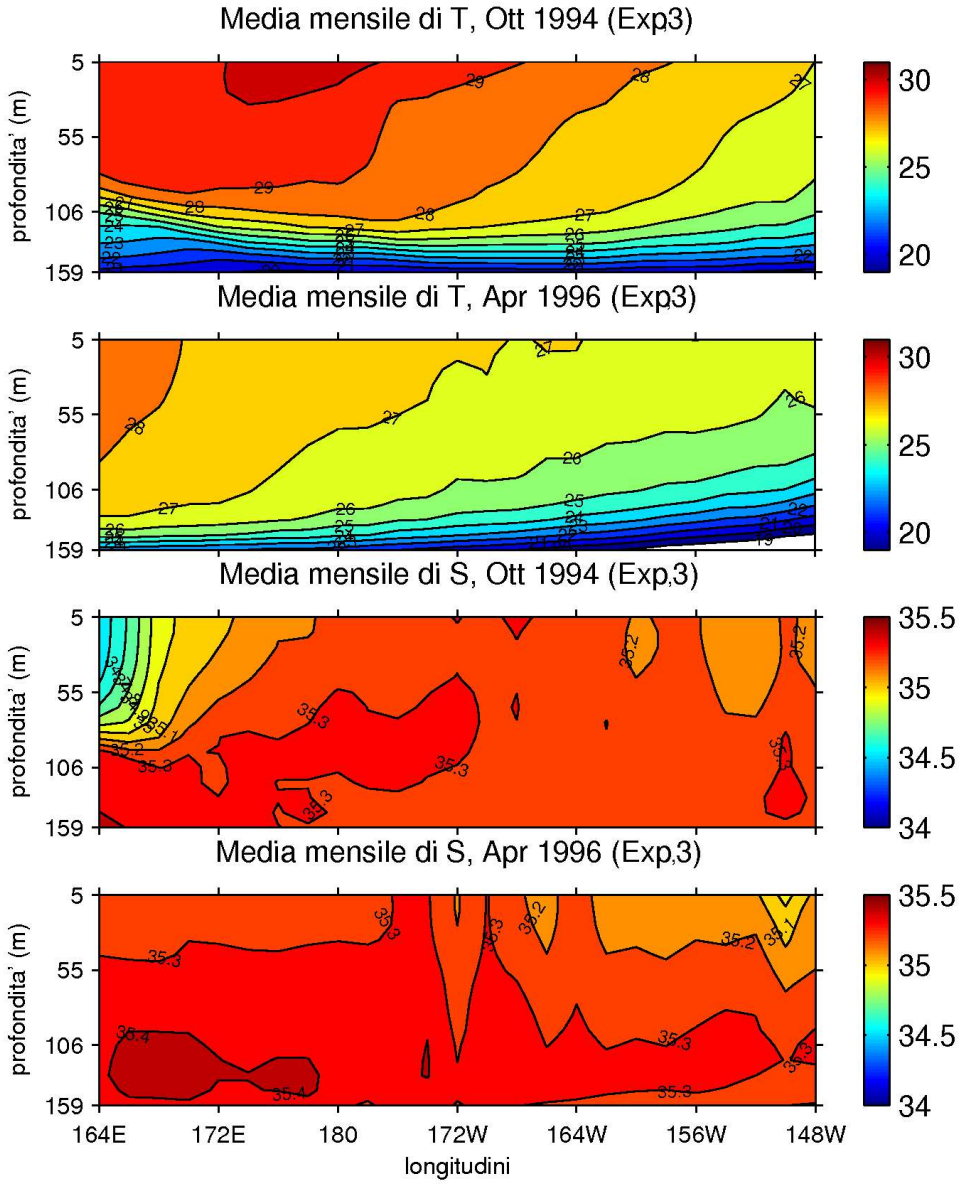

Figura 2.8: Medie mensili di T (°C) e S (psu) per i mesi di Ottobre 1994 e Aprile 1996 dell'Exp_2.

lavoro e che verranno utilizzati nelle analisi dei prossimi capitoli.

2.4.3 Verifica delle climatologie

Un'ulteriore verifica sui dati generati dall'esperimento EXP_3 è stata fatta confrontando le sezioni latitudinali delle medie climatologiche della velocità zonale e della temperatura sui 19 anni di simulazione, con quelle ottenute da dati reali; come termine di paragone sono state scelte le sezioni analizzate da G. C.

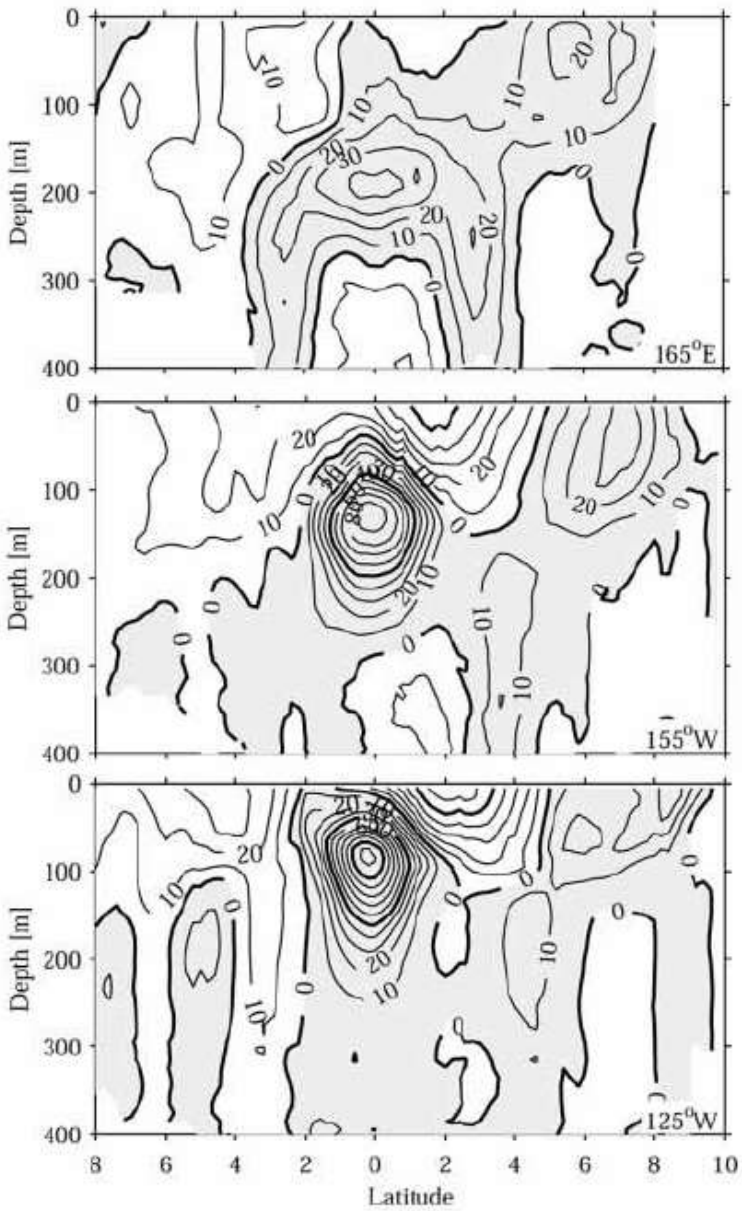

Figura 2.9: Sezioni latitudinali della media climatologica di U (da Johnson et al., 2002).

Johnson *et al.* (2002), ricavate da 172 sezioni meridionali sinottiche del Pacifico tropicale, misurate per lo più negli anni 90 durante gli esperimenti TAO e TRITON. In figura 2.9 sono riportate le sezioni della velocità zonale per le longitudini 165 Est, 155 Ovest e 125 Ovest.

Il confronto con le climatologie reali, oltre a fornire un'ulteriore indicazione sulla validità dei campi ottenuti nell'EXP_3, è stato molto importante per verificare che il modello simulasse correttamente la dinamica dell'*Equatorial*

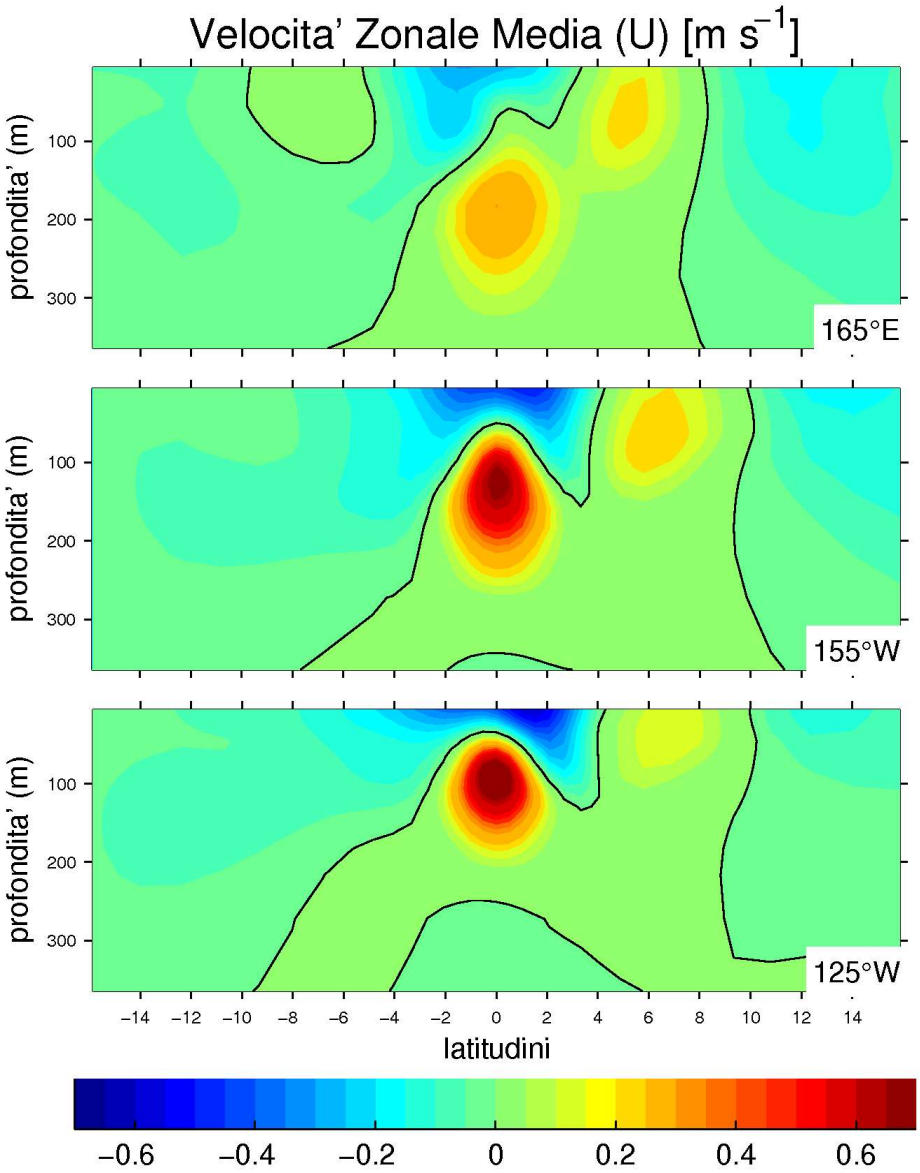

Figura 2.10: Sezioni latitudinali della media climatologica di U ottenuta dai dati del modello.

Under Current. Questa corrente riveste infatti un ruolo molto importante in questo studio: il punto di partenza da cui è stato sviluppato, infatti, sono i risultati ottenuti nella tesi di laurea da G. Cecconi, secondo i quali il trasporto di ferro dalla fascia Pacifico-equatoriale occidentale a quella orientale è interamente attribuibile alla dinamica della EUC (G. Cecconi, 2001).

Come viene evidenziato dalla figura 2.10 le climatologie generate dal modello sono molto simili a quelle ottenute dai dati reali. Nelle tre sezioni sono evidenti i

campi associati alle tre principali correnti della fascia equatoriale: la SEC, la NECC e la EUC.

La SEC è formata da due bracci centrati a 2 gradi Nord e 3 gradi Sud circa, e separati da un minimo equatoriale; entrambi sono molto profondi (oltre i 100 m) nella parte centrale del bacino. Il braccio più settentrionale è molto intenso nella parte orientale arrivando a velocità di 60 cm sec-1, ma perde intensità procedendo verso ovest; il braccio più meridionale invece è caratterizzato da una minore intensità, con velocità dell'ordine di 30 cm sec-1, che però resta costante per tutte e tre le sezioni.

La NECC è caratterizzata da un massimo sottosuperficiale la cui posizione è sempre più vicina all'equatore andando verso Ovest: infatti a 125 Ovest è centrato a 7 gradi Nord, mentre a 165 Est è a 5 gradi Nord. Le velocità aumentano nella stessa direzione, arrivando fino ad un massimo di 30 cm sec-1.

La EUC, infine, è centrata perfettamente all'equatore e presenta le tipiche velocità massime intorno agli 80 cm sec-1, nonché la classica risalita verso la superficie procedendo da Ovest verso Est; dalla sezione a 165 Est a quella 125 Ovest passa da 200 a circa 80 m di profondità.

Da notare inoltre come nella sezione a 165 Est sia presente, seppur con velocità molto ridotte, anche la SECC centrata a 8 gradi Sud.

Da queste prime sezioni risulta quindi evidente che le climatologie ottenute nell'EXP_3 sono molto simili a quelle reali non solo per quanto riguarda i campi associati alla EUC, ma anche per i campi associati alle altre correnti della fascia equatoriale superficiale (almeno fino ai 200 m di profondità); al di sotto di questa fascia le differenze tra dati reali e dati forniti dal modello sono invece abbastanza rilevanti, e ciò è molto probabilmente dovuto alla graduale diminuzione di risoluzione verticale del modello al di sotto dei 100 m di profondità; diminuzione che, unita alla minore intensità delle correnti più profonde, fa sì che il modello non sia in grado di riprodurne le strutture climatologiche.

Le sezioni di temperatura (Figura 2.11) mostrano come i campi di temperatura e l'andamento del termoclino siano fortemente dipendenti dai campi di velocità zonale superficiali, essendo legati a quest'ultimi tramite il bilancio geostrofico (Johnson *et al*., 2002). In corrispondenza della SEC le isoterme tendono a risalire

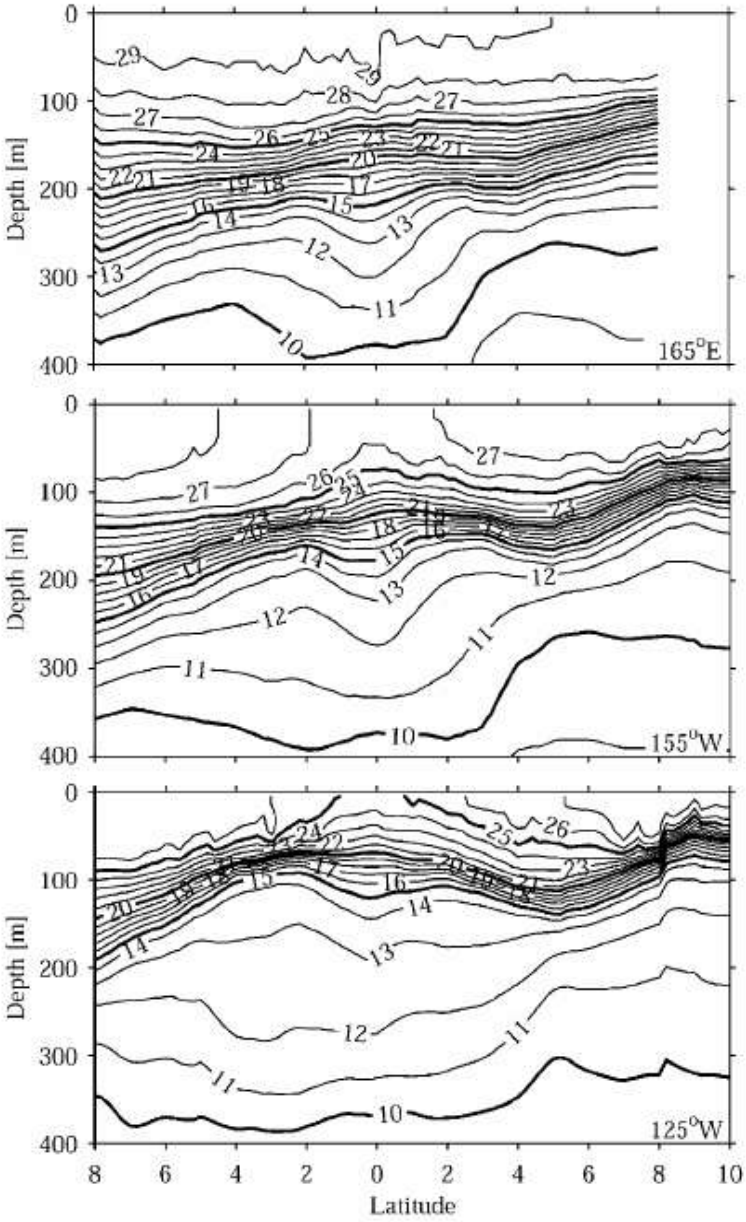

Figura 2.11: Sezioni latitudinali della media climatologica di T (da Johnson et al., 2002)

verso l'equatore fino all'area compresa tra i 2 gradi Nord e i 2 gradi Sud; in questa fascia le isoterme si distanziano tra loro e il termoclino si diffonde in verticale intorno al massimo di velocità zonale legato alla EUC; a Nord dell'equatore, dove è presente la NECC, le isoterme sono di nuovo inclinate verso la superficie, e la loro inclinazione è tanto maggiore quanto più intensa è la NECC.

Confrontando queste sezioni con quelle della figura 2.12, si nota ancora una

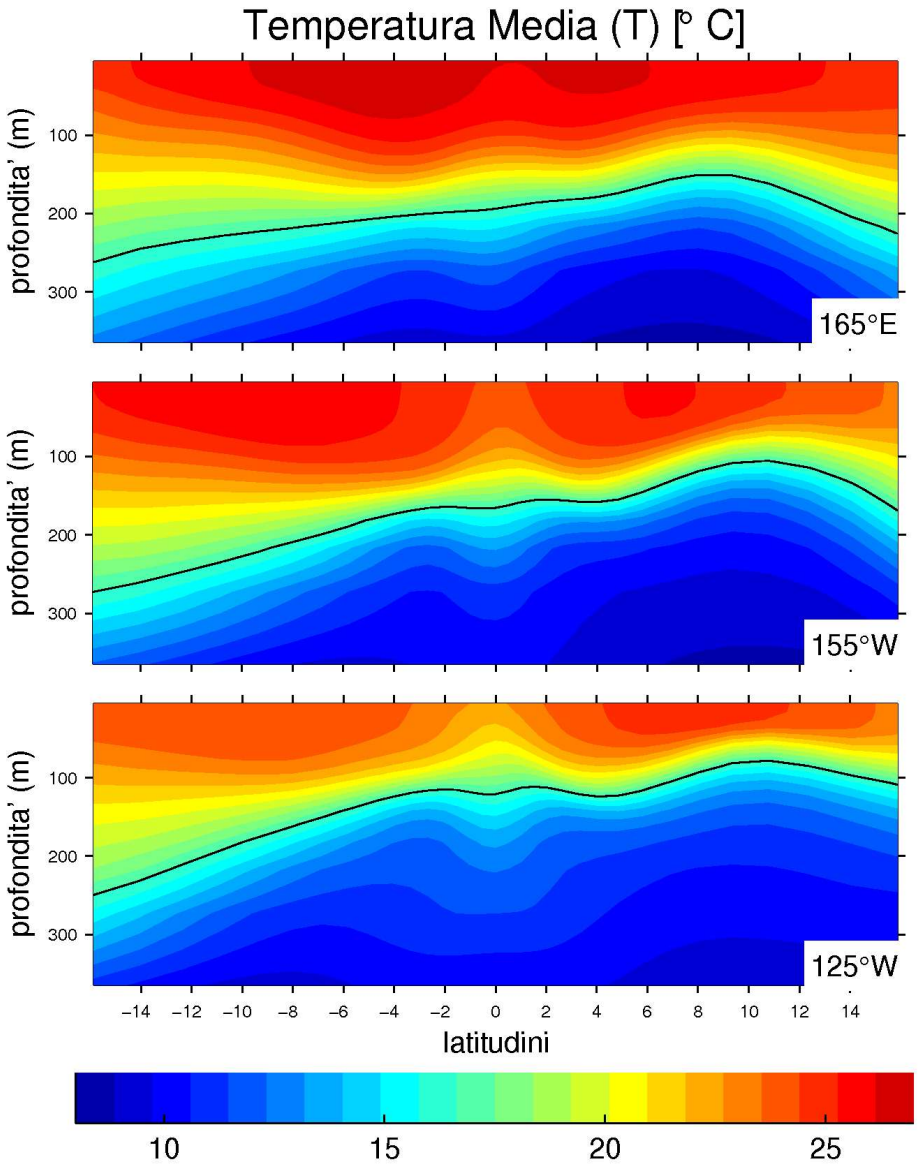

Figura 2.12: Sezioni latitudinali della media climatologica di T ottenuta dai dati del modello.

volta come le climatologie ottenute dal modello siano del tutto simili a quelle reali.

La figura 2.13 permette di avere una visione generale dell'andamento della temperatura e della velocità zonale lungo l'equatore. Caratteristica principale del campo di temperatura è il termoclino,qui identificato con l'isoterma dei 17 gradi C (Johnson *et al.*, 2002). Mostra un andamento tipicamente inclinato: passa da una profondità di circa 220 m a 143 gradi Est, ad una profondità di circa 50 m a 95

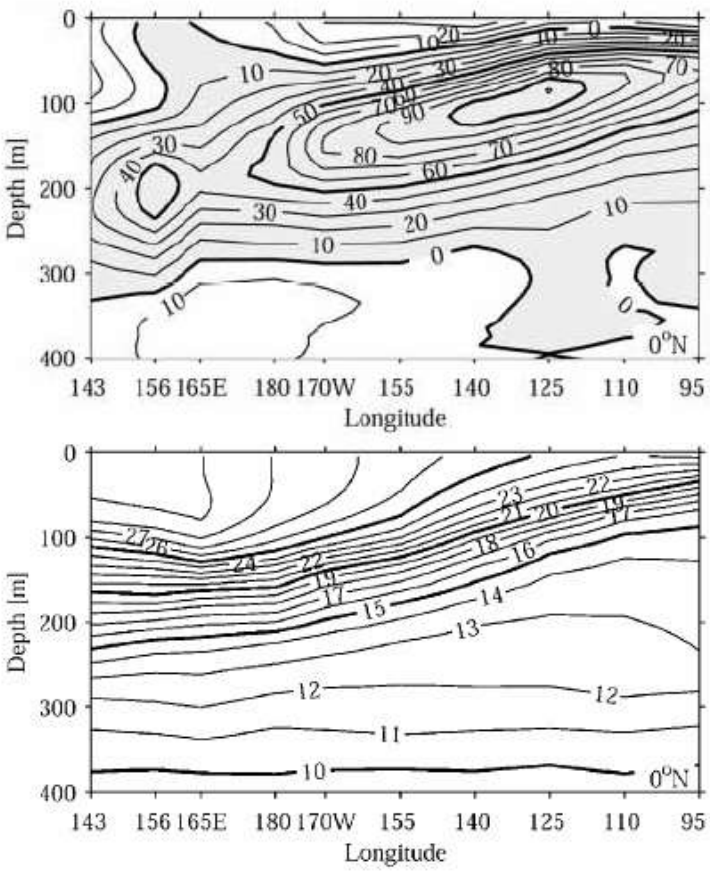

Figura 2.13: Sezione longitudinale delle medie climatologiche di U (in alto) e di T (in basso) (da Jhonson et al., 2002).

gradi Ovest; inoltre, nella parte orientale del bacino è molto più stretto e marcato. La sezione della velocità zonale mostra molto bene come la EUC segua l'andamento del termoclino, diventando sempre più superficiale spostandosi verso Est, e aumentando d'intensità all'aumentare della pendenza di quest'ultimo. Le velocità massime, di circa 1 m sec-1, sono raggiunte tra i 140 e i 125 gradi Ovest ad una profondità compresa tra i 120 e i 90 m.

Andando a confrontare queste sezioni con quelle generate con i dati dell'EXP_3 (figure 2.14 e 2.15), si nota ancora una volta come per la temperatura ci sia una buona corrispondenza tra dati reali e modello; per la velocità zonale invece, pur essendo l'andamento del tutto analogo a quello della figura 2.12, non si può dire lo stesso. E' infatti evidente come l'EUC non sia sviluppata fino a 143 gradi Est ma si fermi poco dopo i 153 gradi Est; in realtà l'EUC subisce una deviazione verso Nord, come viene evidenziato dalla sezione longitudinale a 1 grado Nord riportata

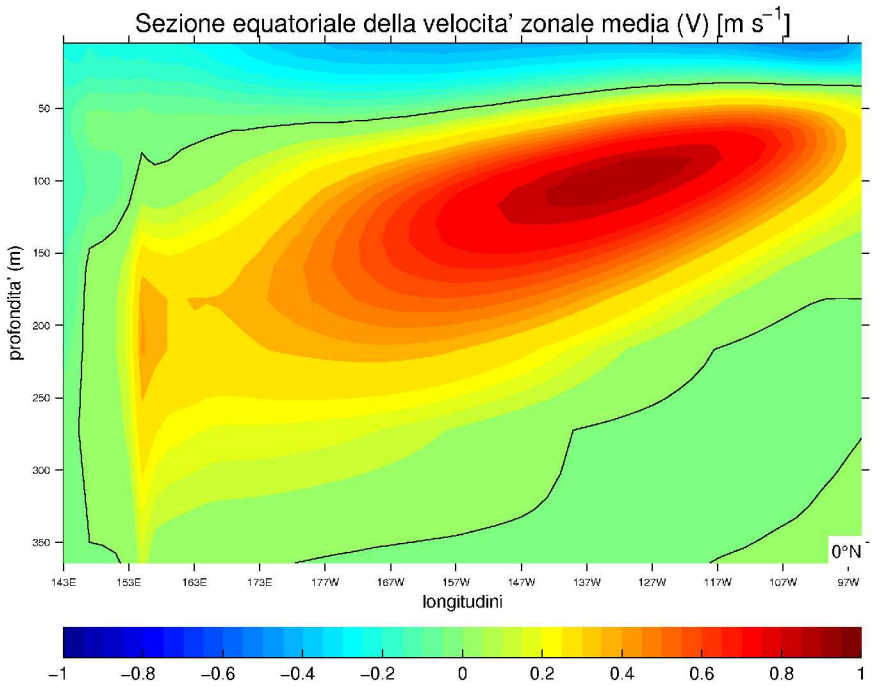

Figura 2.14: Sezione longitudinale all'equatore della media climatologica di U ottenuta dai dati del modello.

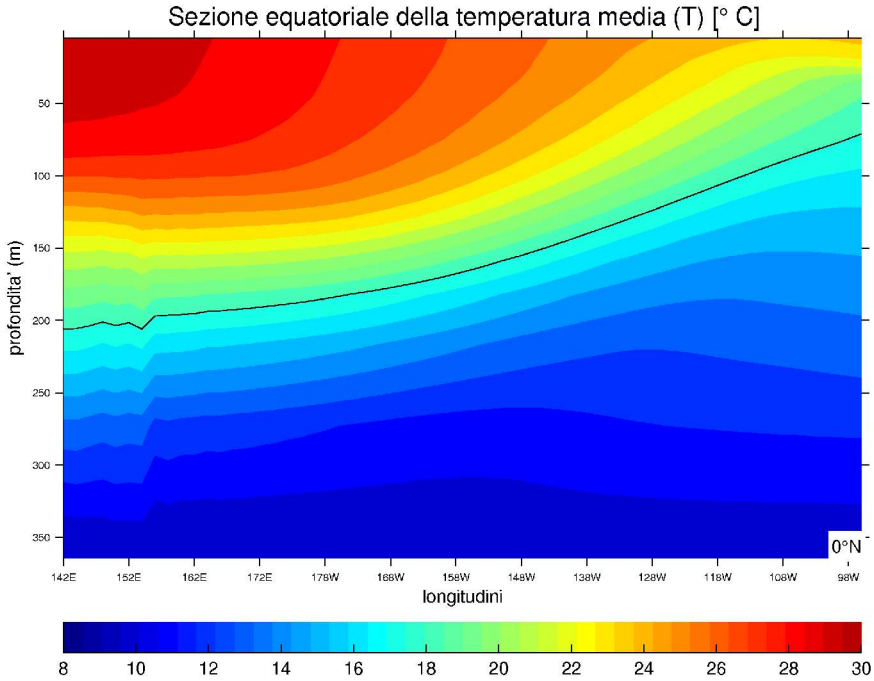

Figura 2.15: Sezione longitudinale all'equatore della media climatologica di T ottenuta dai dati del modello.

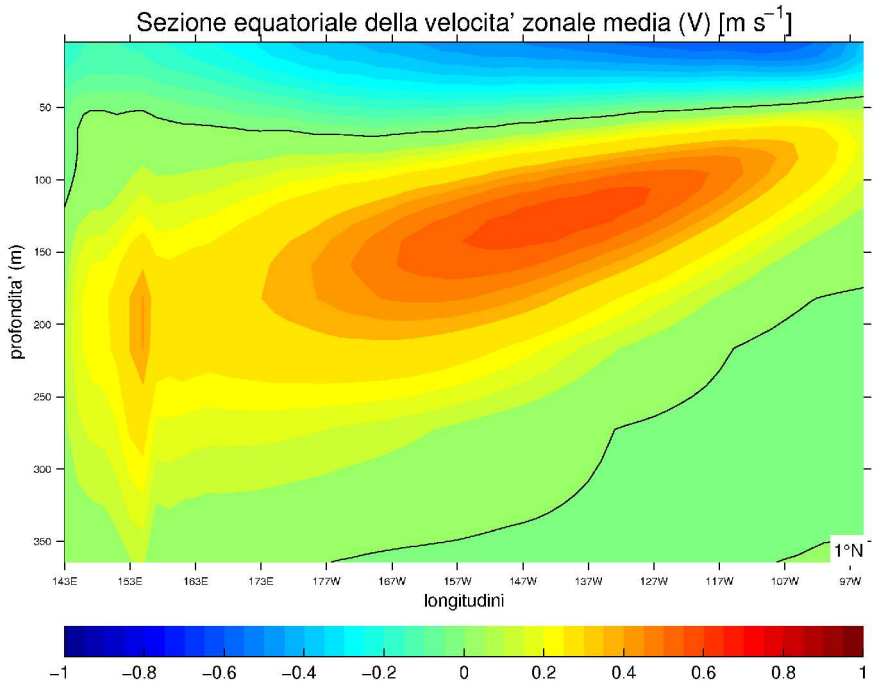

Figura 2.16 Sezione longitudinale ad 1 grado N della media climatologica di U ottenuta dai dati del modello.

nella figura 2.16, in cui l'EUC è presente su tutta la sezione.

Sebbene questa deviazione non sia presente nella sezione ottenuta dai dati reali, è comunque consistente con quanto ottenuto da G. Cecconi nel suo lavoro di tesi utilizzando un altro tipo di OGCM, il Modular Ocean Model (Cecconi 2001).

CAPITOLO 3

Onde di Instabilità Tropicale (TIWs)

3.1 Formazione e sviluppo

La fascia latitudinale compresa tra 1 e 3 gradi Nord è caratterizzata dalla presenza di un forte gradiente di temperatura che si sviluppa al confine tra la SEC, che trasporta acque più fredde, e la NECC, che invece trasporta acque relativamente più calde; l'area in cui si sviluppa questo gradiente è nota come *North Equatorial Front* (NEF).

Sul finire degli anni settanta R. Legekis, analizzando il campo della SST nell'area del Pacifico equatoriale tramite immagini da satellite, si accorse che questo fronte era caratterizzato dalla presenza di strette creste, seguite da cavi più ampi, che si propagavano da Est verso Ovest (Figura 3.1): per primo chiamò queste perturbazioni *Equatorial long waves* (Legekis, 1977).

Misure e simulazioni successive hanno dimostrato che queste onde sono associate ad oscillazioni delle correnti zonali equatoriali, e che queste oscillazioni sono a loro volta originate da instabilità barotropica possibile tra SEC, NECC e EUC (Philander, 1985); proprio per questa loro origine, si è iniziato a chiamare queste strutture Onde di Instabilità Tropicale (dall'inglese *Tropical Instability Waves, TIWs*). In seguito è stato inoltre dimostrato che anche l'instabilità baroclina, derivante dal forte gradiente termico latitudinale associato al NEF, contribuisce in modo molto importante alla loro formazione (Masina, 1999).

L'instabilità barotropica, generata dagli *shears* tra SEC e NECC e tra SEC ed EUC, varia al variare di intensità degli alisei: la SEC, e indirettamente anche la EUC, sono infatti guidate da questi venti, e tendono ad essere tanto più forti quanto maggiore sarà la loro intensità. Anche l'instabilità baroclina è controllata dagli alisei; in questo caso è però molto importante anche la posizione della ITCZ: infatti, è solo durante l'autunno, quando quest'ultima si sposta a Nord

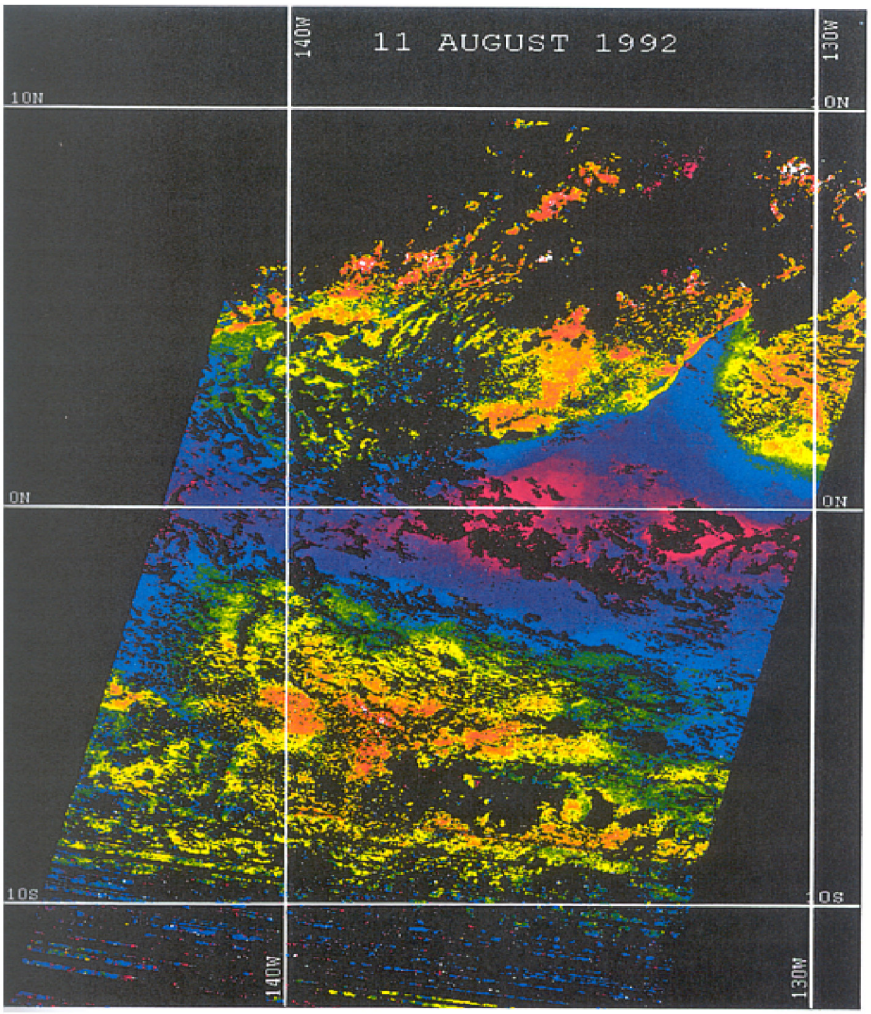

Figura 3.1: Campo di temperatura osservato da satellite per l'11 Agosto 1992; dal contrasto tra acque più fredde (blu) e acque più calde (giallo-arancio) è evidente la deformazione del NEF ad indicare la presenza di Equatorial Long Waves.

dell'equatore, che gli alisei di sud-est innescano la risalita di acqua fredda all'equatore; questa risalita fa aumentare ancora di più la differenza di temperatura tra le acque della SEC e quelle della NECC, intensificando ulteriormente il gradiente termico associato al NEF.

Si spiega in questo modo il motivo per cui la formazione e lo sviluppo delle TIWs siano caratterizzati da una variabilità temporale modulata sia dal ciclo stagionale che dalle condizioni ENSO. Le TIWs sono infatti presenti principalmente nei mesi compresi tra Agosto e Dicembre, e durante condizioni La-Niña piuttosto che durante condizioni Nino (Legekis, 2002). Una certa

variabilità spaziale lungo le latitudini è stata inoltre individuata da Chelton che ha evidenziato come le TIWs dell'emisfero Nord siano caratterizzate da un'intensità maggiore rispetto a quelle presenti nell'emisfero Sud (D. B. Chelton, 2000).

Area di formazione, lunghezze d'onda e periodi caratteristici delle TIWs sono stati misurati ed analizzati da vari autori nel corso di numerosi studi; come hanno confermato anche le ultime analisi condotte da Legekis sulle immagini fornite dai satelliti geostazionari GOES, le TIWs cominciano a formarsi a longitudini comprese tra i 100 e i 110 gradi Ovest e possono poi propagarsi fino oltre i 170 gradi Ovest; inoltre, sono caratterizzate da periodi compresi tra i 15 e i 35 giorni e da lunghezze d'onda che variano da 800 a 1500 Km (Legekis, 2002).

Nel 1991 si concluse il progetto *TIWE* (*Tropical Instability Wave Experiment*), che aveva come scopo quello di analizzare la dinamica associata alle TIWs. I risultati evidenziarono due aspetti molto importanti: il primo è che, legate alle TIWs, vi sono delle oscillazioni di grande ampiezza ed alta frequenza della velocità meridionale; queste oscillazioni risultano massime all'equatore, in corrispondenza della SEC, e confinate all'interno della strato oceanico superficiale (Qiao e Weisberg 1995; Qiao e Weisberg 1998). Il secondo è che alle perturbazioni del NEF sono sempre associati dei vortici anticiclonici del diametro di circa 500 Km che, assieme a quest'ultime, si propagano verso Ovest (Flament, 1996).

Questo secondo aspetto sarà maggiormente approfondito nei prossimi paragrafi, quando si cercherà di determinare se le strutture riprodotte dal modello siano coerenti con quelle delle TIWs.

3.2 Analisi "Wavelet"

Il primo passo è stato quello di capire se nei dati generati dal modello fosse presente un segnale che indicasse la presenza delle TIWs. Per questo motivo abbiamo deciso di analizzare il campo di anomalia di velocità meridionale (calcolata in questo caso come differenza tra il valore istantaneo di v per ogni punto griglia, e la sua media relativa ai 19 anni di simulazione) a 1.8 gradi Nord di latitudine, poiché come detto precedentemente, è nella fascia latitudinale

compresa tra 1 e 3 gradi Nord che le TIWs sono più intense e frequenti.

Come prima analisi sono stati generati, per ogni anno di simulazione, i diagrammi di Hövmoller (con le longitudini lungo le ascisse e il tempo lungo le ordinate). Come risulta evidente dall'esempio in Figura 3.2, in cui sono riportati gli anni 1994 e 1995, a partire da circa 110 gradi ovest di longitudine è presente, in entrambi gli anni, un'oscillazione periodica dei valori di anomalia di velocità che si propaga verso ovest; questo segnale mostra una netta variabilità sia intra annuale, essendo presente solamente nei mesi da Luglio a Dicembre, che inter annuale; infatti, lungo tutta la serie temporale, come mostrano anche i due diagrammi dell'esempio, queste oscillazioni variano di anno in anno in intensità, estensione longitudinale e durata temporale.

Sulle serie temporali dell'anomalia di velocità meridionale, a diverse longitudini, è stata quindi eseguita un'analisi Wavelet (Torrence e Compo, 1997) allo scopo di individuare con maggiore precisione in quali periodi si sviluppino queste

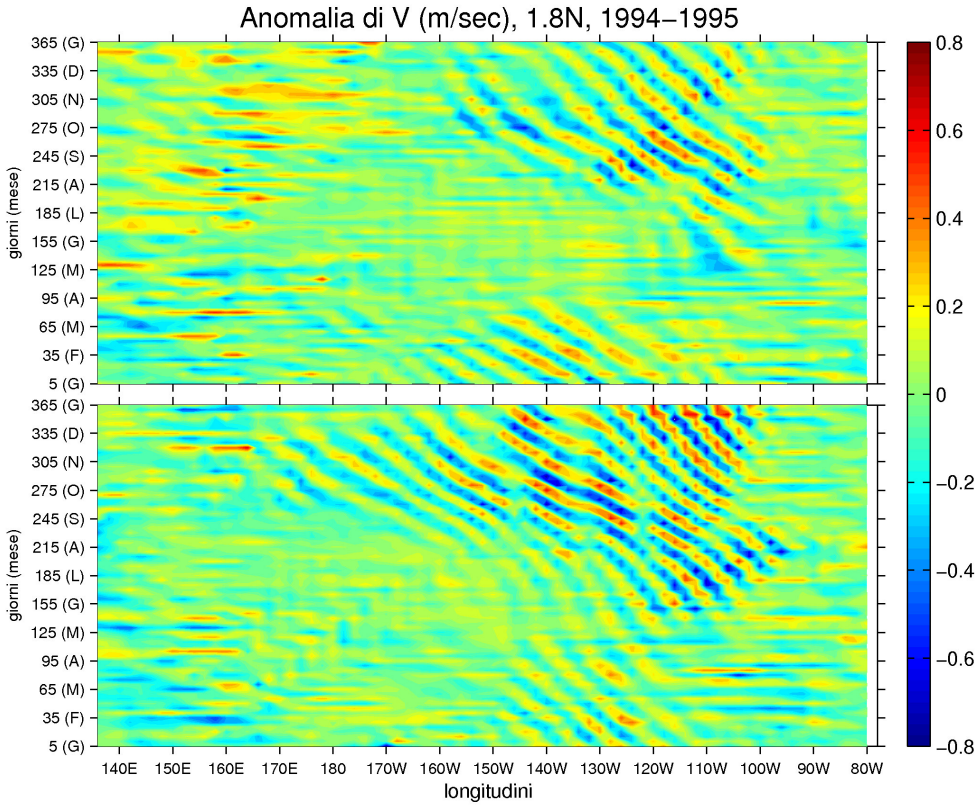

Figura 3.2: Diagramma di Hövmoller dell'anomalia di velocità per gli anni 1994 e 1995;

oscillazioni, e quali siano i loro periodi e le loro lunghezze d'onda caratteristiche; per maggiori approfondimenti in merito a questo tipo di analisi e al metodo che abbiamo deciso di utilizzare si rimanda all'Appendice B.

Nelle figure 3.3(b) e 3.4(b) sono riportati gli spettri di potenza wavelet (*Wavelet power spectrum*) per la serie temporale dell'anomalia di velocità meridionale a 140 gradi Ovest, ottenuti utilizzando la Morlet wavelet. In figura 3.3 è mostrato lo spettro per il periodo 1983-1991, mentre in figura 3.4 quello per il periodo 1992-2001. Quello che risulta evidente è che questa serie temporale, riportata nelle figure 3.3(a) e 3.4(a), è caratterizzata da oscillazioni con periodi compresi tra i 16 e i 64 giorni; osservando lo spettro wavelet globale [3.3(c) 3.4(c)], ottenuto come media temporale delle potenze associate alle wavelet a diversi periodi, si vede comunque che le componenti che maggiormente la caratterizzano hanno periodi vicini ai 30 giorni. Dai diagrammi 3.3(d) e 3.4(d), in cui è riportata la potenza media associata alle componenti wavelet con periodi compresi tra 20 e 35 giorni,

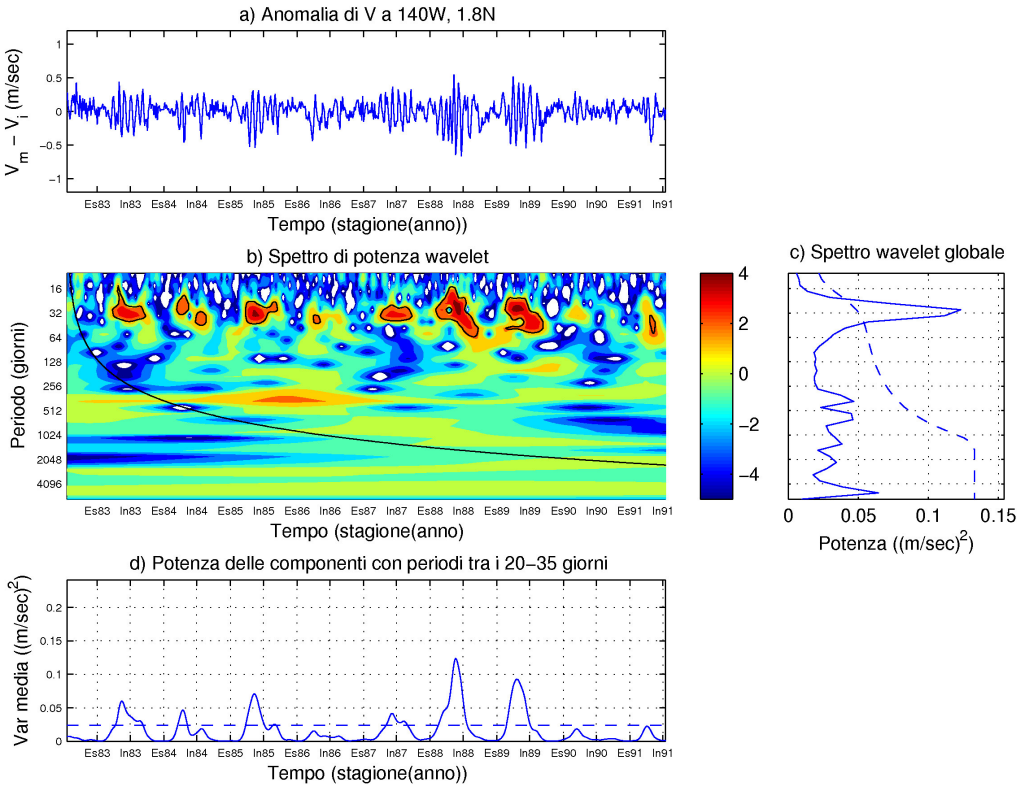

Figura 3.3: Serie temporale (a), Spettro di potenza wavelet (b), spettro wavelet globale (c), e potenza media delle componenti con periodi tra i 20 e i 30 giorni (d) per l'anomalia di V tra gli anni 1983 e 1991; in (b) la potenza wavelet è riportata in scala logaritmica con base 2 (per questo si hanno anche valori negativi).

si vede inoltre molto bene come queste oscillazioni non siano sempre costanti nella serie temporale, ma si alternino periodi in cui sono presenti, a periodi in cui sono del tutto assenti; i periodi in cui compaiono sono compresi, nella maggior parte degli anni, tra inizio estate e fine autunno.

Questi risultati sono del tutto analoghi a quelli ottenuti eseguendo l'analisi wavelet sulle serie temporali dell'anomalia di velocità meridionale ricavata dai dati reali; i dati utilizzati sono medie giornaliere di velocità raccolte dal 1990 al 1996 all'equatore, a 140 gradi Ovest, nell'ambito del progetto TAO/TRITON. Purtroppo non è stato possibile eseguire un'analisi su tutto il periodo d'osservazione poiché le serie fornite non erano continue, ma presentavano molto spesso intervalli con giorni per i quali non si avevano valori misurati. Per gli intervalli di dimensioni minori di 6 giorni, aspettandoci delle oscillazioni con periodi compresi tra i 15 e i 35 giorni, è stato considerato ragionevole colmare le

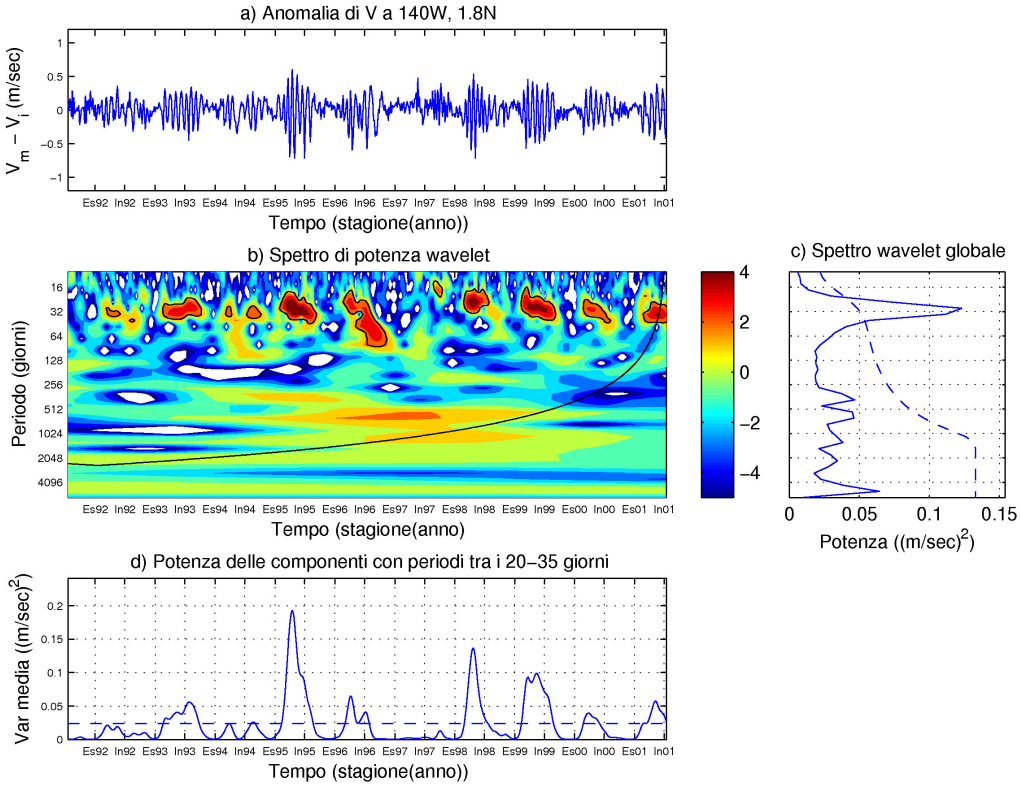

Figura 3.4: Serie temporale (a), Spettro di potenza wavelet (b), spettro wavelet globale (c), e potenza media delle componenti con periodi tra i 20 e i 30 giorni (d) per l'anomalia di V tra gli anni 1983 e 1991; in (b) la potenza wavelet è riportata in scala logaritmica con base 2 (per questo si hanno anche valori negativi).

lacune assegnando ai giorni privi di misurazioni dei valori ottenuti facendo una semplice interpolazione lineare tra il valore dell'ultimo giorno in cui erano state effettuate e quello del primo giorno in cui erano state riprese; questo non è stato invece possibile per gli intervalli di dimensioni maggiori, che hanno quindi obbligato a suddividere la serie temporale in numerose sotto-serie di dimensioni minori. Per ognuna di queste è stata calcolata la media della velocità meridionale, e da questa è stata quindi ricavata la serie temporale dell'anomalia di velocità sulla quale è stata effettuata l'analisi wavelet.

In figura 3.5 è riportato lo spettro per la serie temporale più lunga: da Maggio del 1990 ad Aprile del 1993. Si osserva chiaramente come l'anomalia di velocità ottenuta dai dati TOGA/TRITON, allo stesso modo di quella ricavata dai dati forniti dal modello, sia caratterizzata da oscillazioni con periodi compresi tra i 16 e i 32 giorni, e come queste oscillazioni siano presenti principalmente nei mesi compresi tra Agosto e Dicembre.

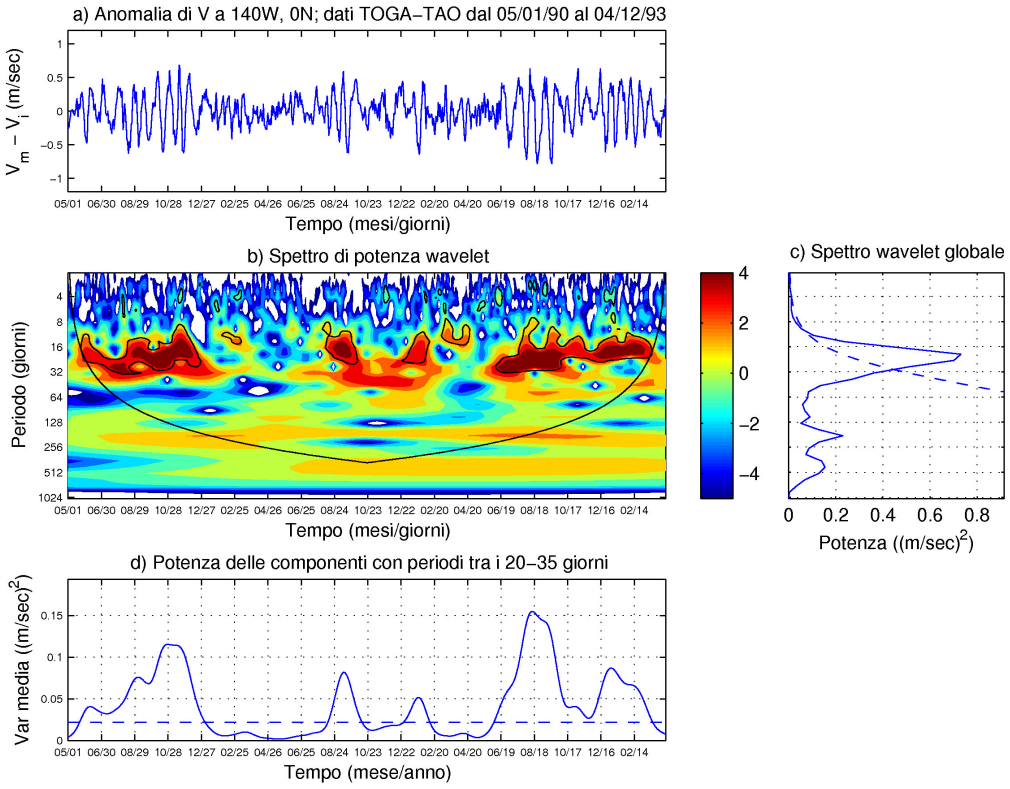

Figura 3.5: Serie temporale (a), Spettro di potenza wavelet (b), spettro wavelet globale (c), e potenza media delle componenti con periodi tra i 20 e i 30 giorni (d) per l'anomalia di V ottenuta dai dai dai TOGA-TAO per il periodo che va dal Maggio 1990, all'Aprile del 1993.

Ciò che emerge dai dati forniti dal modello e che viene confermato dai dati reali, quindi, è che la serie temporale dell'anomalia di velocità meridionale è caratterizzata da oscillazioni che hanno periodi tipici delle TIWs, e che queste oscillazioni si manifestano nei mesi dell'anno in cui quest'ultime sono maggiormente presenti. Prima di poter affermare che il modello simula correttamente la presenza di queste onde, occorre però valutare anche la lunghezza d'onda che caratterizza queste oscillazioni: anche in questo caso è stata utilizzata l'analisi wavelet, con l'unica differenza che invece di analizzare serie temporali dell'anomalia di velocità a longitudini fissate, sono state analizzate serie longitudinali a tempi fissati.

La figura 3.6 mostra lo spettro dell'anomalia di velocità a 1.8 gradi Nord per il giorno 245 dell'anno 1998, che, come emerge dalla figura 3.4, ricade in un intervallo della serie temporale in cui la potenza wavelet legata alle componenti con periodi compresi tra i 15 e i 35 giorni è particolarmente intensa: è evidente la

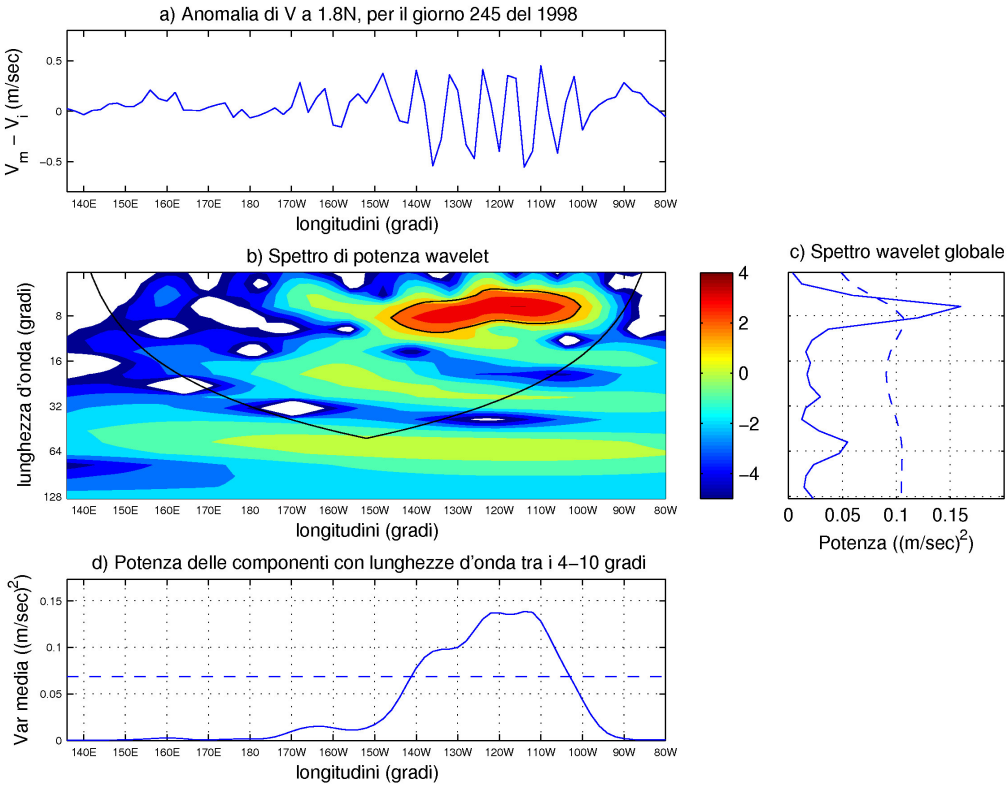

Figura 3.6: Andamento longitudinale (a), spettro di potenza wavelet (b), spettro wavelet globale (c), e potenza media delle componenti con lunghezze d'onda tra i 4 e i 10 gradi (d) per l'anomalia di V a 1.8 gradi nord per il giorno 245 del 1998.

presenza di un segnale oscillatorio tra i 100 e i 140 gradi Ovest con lunghezza d'onda di circa 8 gradi di latitudine (circa 900 Km). Ancora una volta le analisi hanno messo in evidenza caratteristiche tipiche delle TIWs; è lecito a quindi affermare che il modello è in grado di riprodurre queste onde.

Ulteriore conferma a ciò arriva dall'analisi wavelet sull'anomalia di SST a 120 gradi Ovest e 1.8 gradi Nord, di cui in figura 3.7 è riportato lo spettro per gli anni dal 1992 al 2001. Infatti, benché la serie temporale dell' anomalia di SST sia caratterizzata principalmente da oscillazioni guidate dal ciclo stagionale (periodo di circa 365 giorni) e ENSO (periodo compreso tra i 1200 e 2000 giorni), si nota come, seppure molto più deboli rispetto alle altre due, siano presenti delle oscillazioni a frequenza maggiore caratterizzate da periodi del tutto analoghi a quelli ricavati per le oscillazioni della velocità meridionale. Questo risulta particolarmente evidente in figura 3.7(d), in cui è riportata la potenza associata alle componenti wavelet con periodi compresi tra i 20 e i 35 giorni. Come le

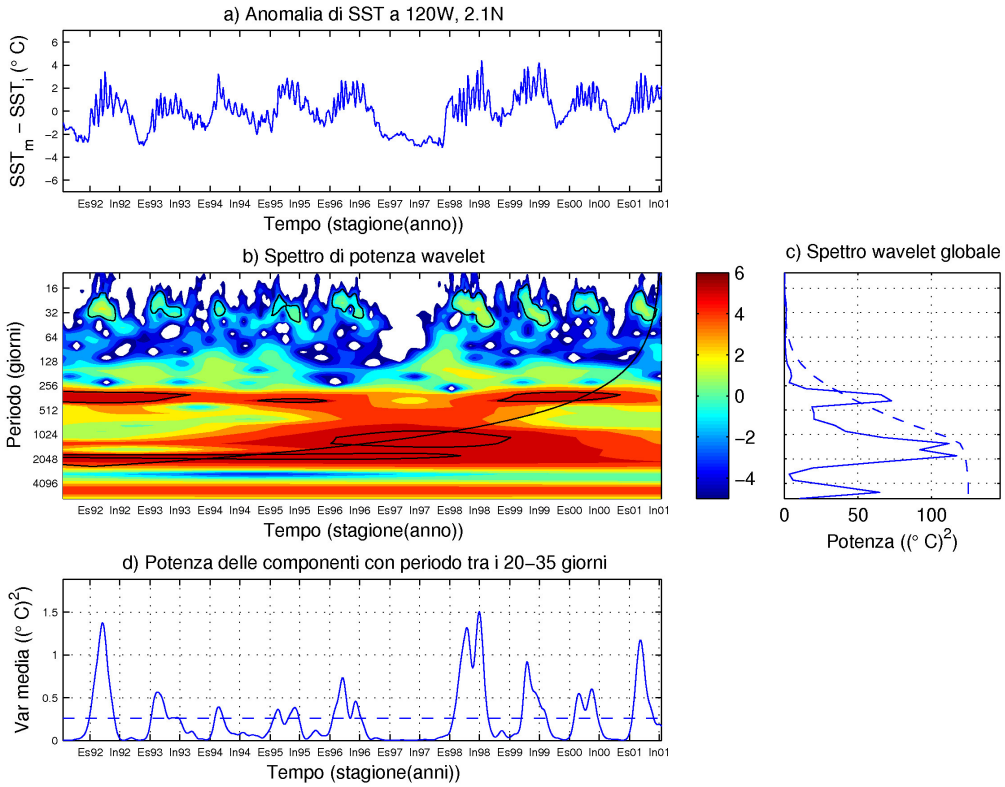

Figura 3.7: Serie temporale (a), spettro di potenza wavelet (b), spettro wavelet globale (c), e potenza media delle componenti con periodi tra i 20 e i 30 giorni (d) per l'anomalia di SST. In (c) si nota il picco di potenza associato ai periodi tipici di ENSO.

oscillazioni della velocità meridionale, inoltre, anche quest'ultime sono presenti principalmente nei mesi estivi e autunnali. Quindi, come risulta dalle osservazioni, anche nel modello alle oscillazioni delle correnti zonali, si associano sempre le perturbazioni del NEF.

3.3 Periodi campione

Avendo verificato che il modello è in grado di riprodurre le TIWs, si è passati quindi all'individuazione del periodo da utilizzare per la simulazione accoppiata

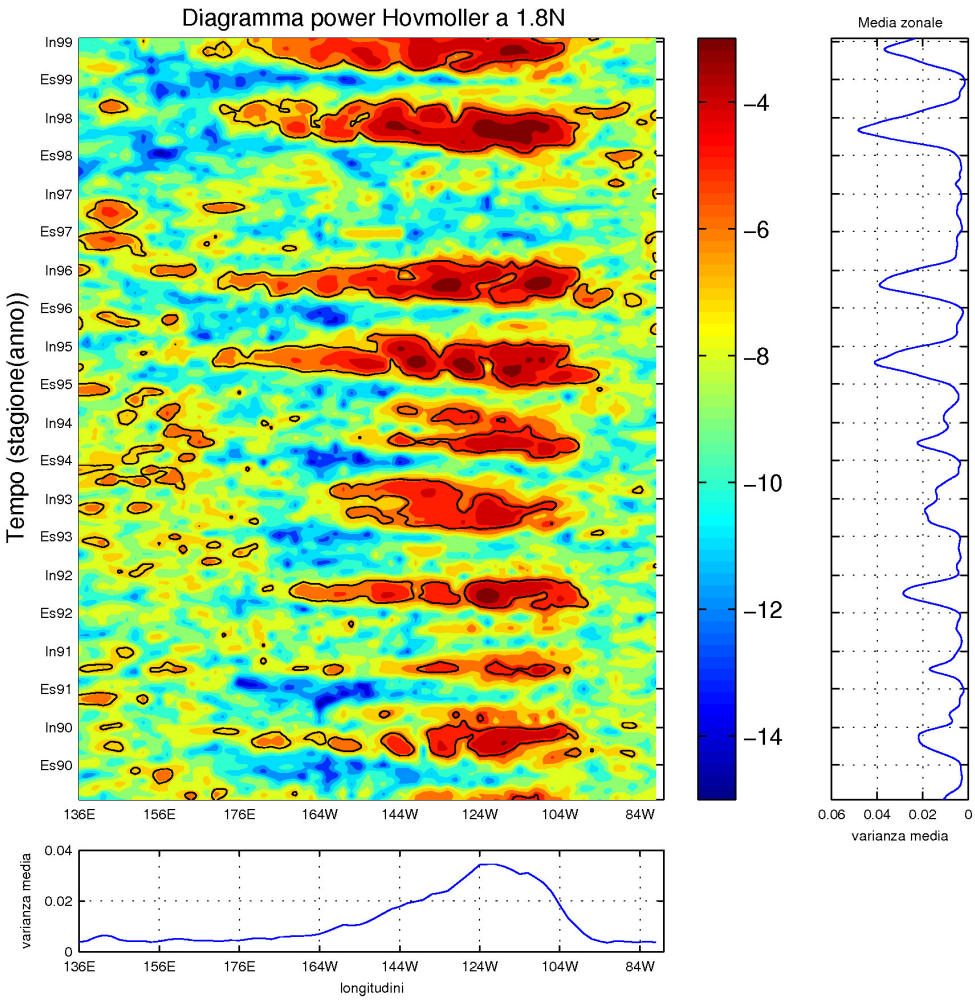

Figura 3.8 Diagramma power Hövmoller per le componenti con periodo tra i 20 e i 30 giorni; nel grafico a destra è riportata la serie temporale delle medie di potenza lungo le latitudini: sono ben evidenziati i periodi in cui il segnale associato alle componenti è più intenso; nel grafico in basso invece sono riportate le medie temporali ad ogni latitudine: l'intervallo di latitudini compreso tra i 100 e i 160 gradi ovest è dove il segnale si manifesta con maggiore frequenza.

con il modello ecologico. Volendo analizzare l'effetto che queste onde hanno sulla dinamica del fitoplancton, fatta l'ipotesi della limitazione da ferro, era importante scegliere un periodo in cui si alternassero diverse condizioni ENSO. Si è così deciso di utilizzare il periodo compreso tra il 1990 e il 1998, nel quale oltre a vari eventi moderati, sono presenti due eventi di intensità molto elevata: si tratta dell'evento El-Niño del 1997, e dell'evento La-Niña del 1998.

Il diagramma *power Hövmoller* (Figura 3.8) in cui la potenza associata alle wavelet con periodi compresi tra i 20 e i 30 giorni è riportata in funzione delle longitudini e dei tempi, si è rivelato essere molto utile a questo scopo. Questo diagramma infatti evidenzia molto bene, nei vari anni di simulazione, sia la durata dei periodi in cui sono presenti le oscillazioni della velocità meridionale legate alla presenza delle TIWs, sia quanto queste oscillazioni sono estese longitudinalmente; inoltre, evidenzia anche l'intensità di queste oscillazioni. Come già avevano messo in luce le diverse altezze dei picchi nelle figure 3.3(d), 3.4(d) e 3.7(d), infatti, l'intensità con cui le TIWs si manifestano, e di conseguenza l'ampiezza delle oscillazioni dell'anomalia di velocità meridionale, varia di anno in anno.

In figura 3.9 è riportata la serie temporale dell'indice NINO 3.4 dal 1985 a oggi. Questo indice è calcolato come media mensile dell'anomalia di SST nella regione compresa tra 5 gradi Nord e 5 gradi Sud in latitudine, e 170 gradi Ovest e 120 gradi Ovest in longitudine. Valori negativi di questo indice indicano condizioni La-Niña, mentre valori positivi indicano condizioni El-Niño.

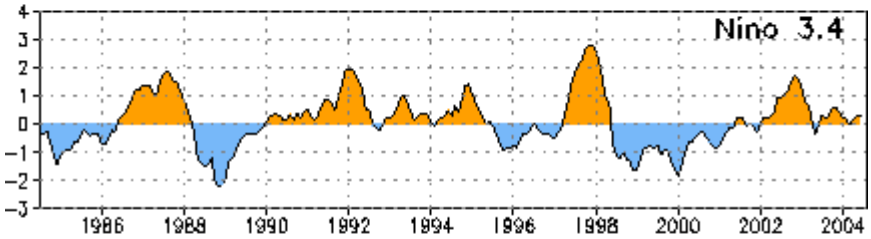

Figura 3.9: Serie temporale dell'indice Niño 3.4; l'indice rappresenta l'anomalia di T media nell'area compresa tra 5 gradi nord, 5 gradi Sud, 170 gradi Ovest e 120 gradi Ovest; anomalie positive indicano periodi El Niño, anomalie negative periodi La-Niña; è indicato l'inizio di ogni anno (da NOAA).

Confrontando il diagramma *power Hövmoller* con la serie temporale dell'indice Nino 3.4 si vede chiaramente come esista una forte correlazione tra le due: le

TIWs sono infatti maggiormente estese e più intense durante gli anni caratterizzati da condizioni La-Niña, come ad esempio il 1995 e il 1996; sono invece molto più deboli e limitate alla fascia longitudinale compresa tra 100 e 140 gradi Ovest negli anni che vanno dal 1990 al 1994, tutti caratterizzati da condizioni El-Niño più o meno marcate. Questa correlazione è un'ulteriore conferma di come il modello simuli correttamente queste strutture; come già ricordato precedentemente, infatti, questa variabilità inter annuale modulata da ENSO è una caratteristica delle TIWs ampiamente confermata dalle osservazioni sul campo.

Come già ricordato, particolare attenzione meritano gli anni 1997 e 1998. Il primo è infatti l'anno, tra quelli del decennio 90, caratterizzato dalle condizioni El-Niño più intense; è infatti l'unico anno in cui non si generano le TIWs. Anche il secondo è caratterizzato da condizioni altrettanto intense, con la sola differenza che invece di essere El-Niño, sono condizioni La-Niña. Così come aveva osservato anche Legekis (2002), è in questo anno che si sviluppano le TIWs più intense.

3.4 Struttura tridimensionale

Come già abbiamo osservato, riportando quanto osservato da Flament, le TIWs possono essere viste anche come vortici anticiclonici che si propagano verso Ovest (Flament, 1996). Come messo in evidenza da G. Cecconi nel suo lavoro di

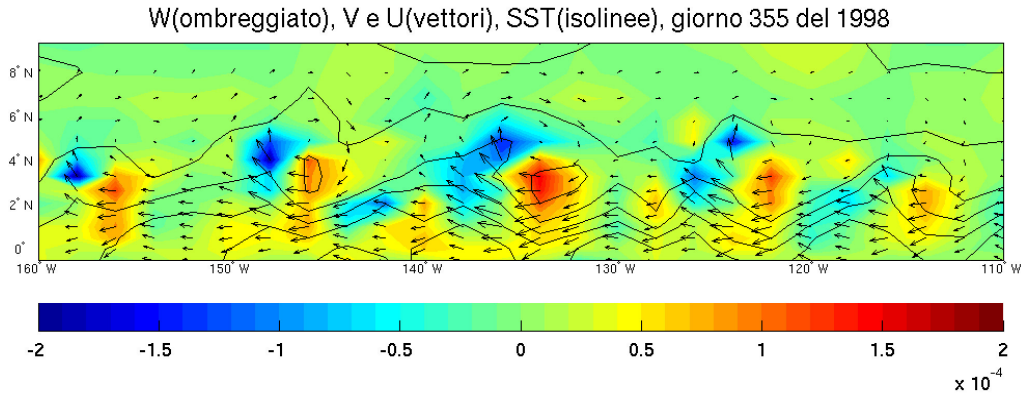

Figura 3.10: Campo di temperatura, di velocità orizzontali superficiali e delle velocità verticali medie al di sopra del termoclino (isoterma dei 18 gradi). Intervallo delle isoterme è di 1 grado, mentre le velocità verticali sono misurate in m/sec.

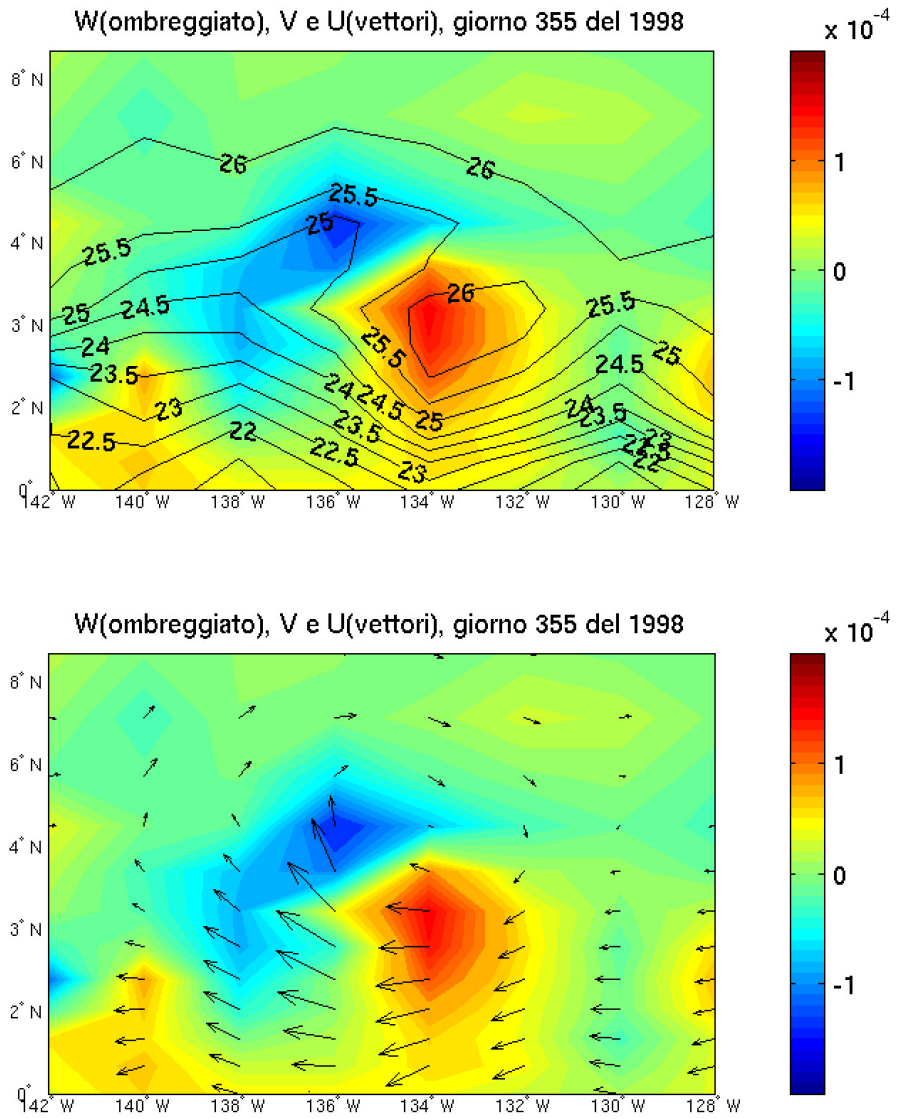

Figura 3.11: Zoom dell'area in figura 3.10 tra 142 e 128 gradi ovest; vengono messi in evidenza il campo di T e velocità superficiali, e le zone di velocità verticali positive e negative associate alla TIW.

tesi, sono proprio le correnti verticali indotte dalla circolazione di questi vortici a generare l'upwelling delle acque della EUC ricche di ferro nella fascia equatoriale (Cecconi, 2001). Diventa quindi fondamentale, per lo scopo di questo studio, verificare che il modello fisico riproduca correttamente la struttura tridimensionale delle TIWs.

Per fare questo, sono stati utilizzati come termine di paragone i risultati ottenuti da Kennan e Flament, che, analizzando i dati raccolti durante il *TIWE*, hanno descritto in modo molto accurato le caratteristiche tipiche di queste strutture sia

dal punto di vista qualitativo, che dal punto di vista quantitativo (Kennan e Flement, 2000).

In figura 3.10 è riportato uno zoom della fascia che va da 110 a 160 gradi Ovest in longitudine, e da 0.5 gradi Sud a 9.3 gradi Nord in latitudine per il giorno 355 dell'anno 1998. Si vede molto bene come, associati alle ondulazioni delle isoterme, ci siano dei vortici anticiclonici; e come siano proprio i margini esterni di questi ultimi a generare i cunei di acqua più fredda e più calda, rispettivamente ad Ovest e ad Est, che determinano le ondulazioni del NEF. Questo risulta ancora più evidente dalla figura 3.11, dove è stata ingrandita la TIW presente tra 140 e 130 gradi Ovest. Confrontando questa con la struttura analizzata da Kennan e Flament (Figura 3.12), notiamo come sia i campi di velocità che quelli di temperatura siano del tutto simili.

Nelle figure 3.10 e 3.11, assieme a temperatura e velocità orizzontali, è riportata anche la velocità verticale media al di sopra del termoclino (individuato nel nostro caso dall'isoterma dei 18 gradi). Ciò che viene evidenziato è che, come gli stessi Kennan e Flament avevano sottolineato, i vortici sono caratterizzati da un dipolo

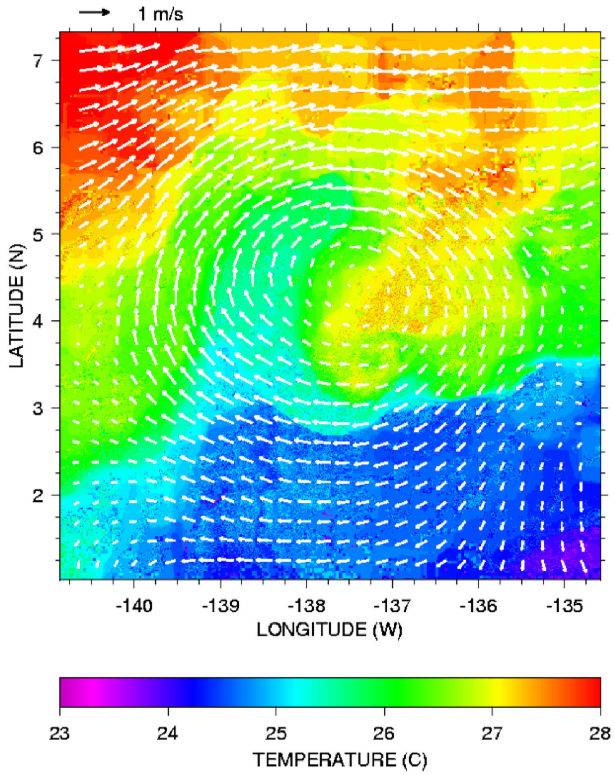

Figura 3.12: Immagine del campo di SST e delle velocità orizzontali superficiali associato ad una TIW, ricostruito da dati reali (da Flament, 1996).

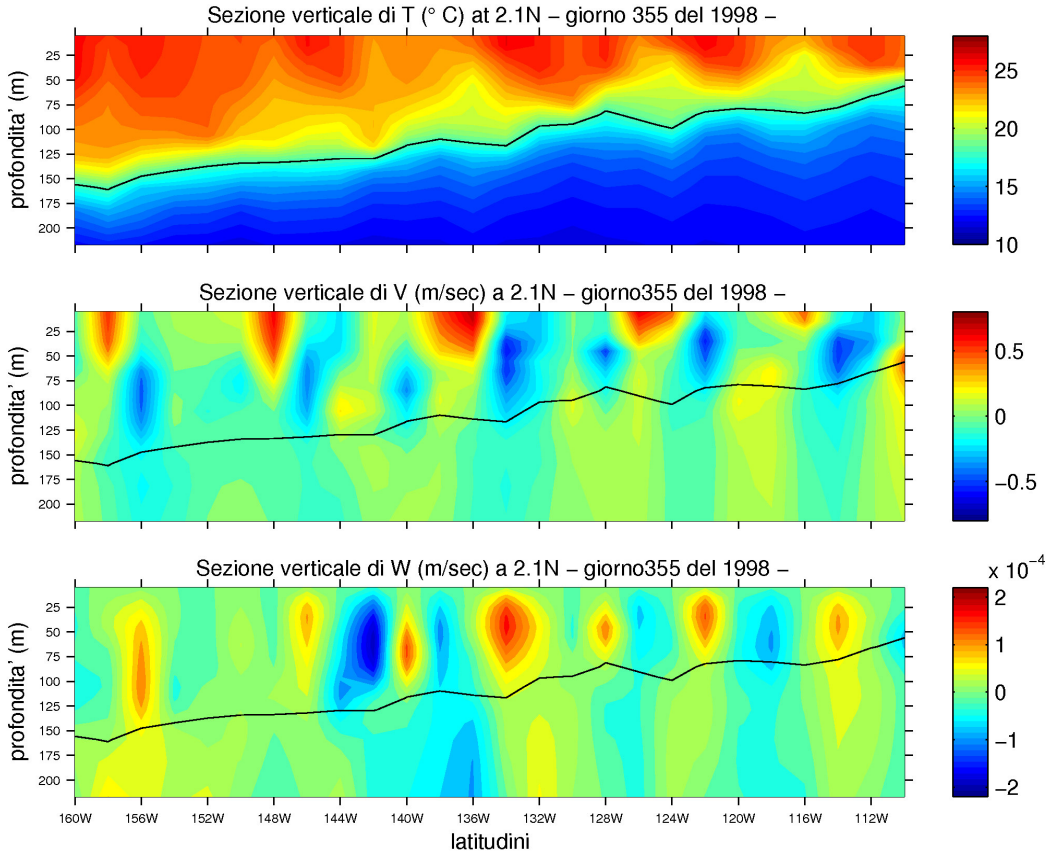

Figura 3.13: Sezioni zonali di T, V e W a 2.1 gradi Nord.

upwelling-downwelling (convergenza-divergenza delle velocità orizzontali): infatti, in corrispondenza del cuneo di acqua fredda si ha una zona con velocità verticali negative, mentre in corrispondenza del cuneo di acqua relativamente più calda si ha una zona con velocità verticali positive.

I dati reali confermano anche quanto ottenuto dalle sezioni zonali a 2.7 gradi Nord riportate in figura 3.13. La sezione di temperatura mostra un termoclino, tipicamente inclinato verso la superficie da Ovest verso Est, che però tende ad approfondirsi in corrispondenza di ciascuno dei centri delle 5 TIWs presenti nella sezione. Osservando i campi di velocità sia meridionale che verticale, inoltre, risulta evidente che i vortici siano sviluppati solo dalla superficie fino al termoclino, e che siano caratterizzati da una marcata asimmetria. Come evidenzia la sezione della velocità meridionale, infatti, il braccio del vortice con flusso verso nord è più superficiale, raggiungendo le massime velocità a pochi metri di

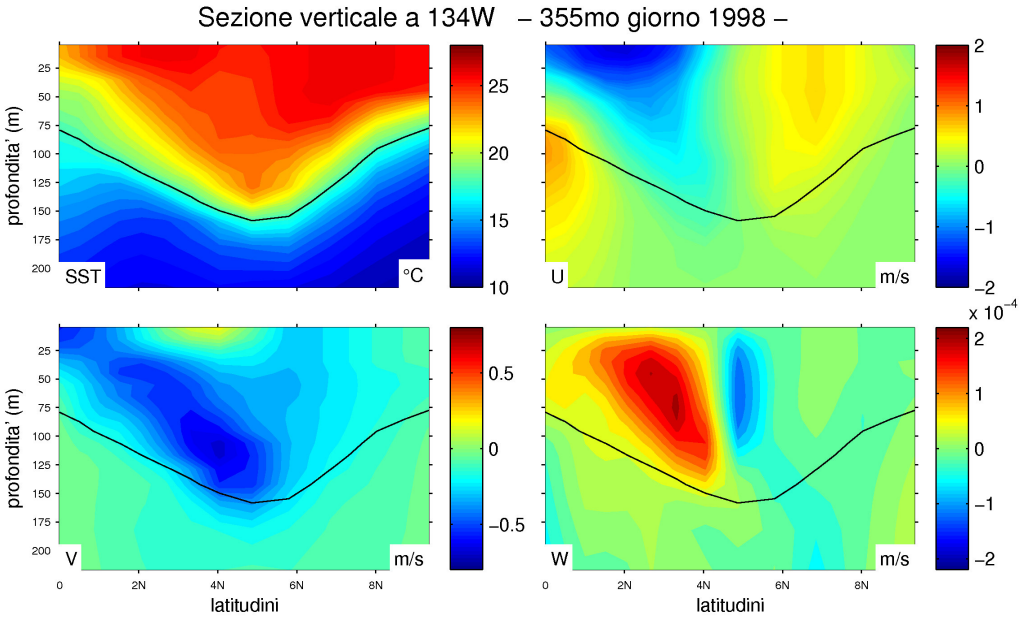

Figura 3.14: Sezione verticale a 134 gradi ovest della TIW evidenziata nella figura 3.11.

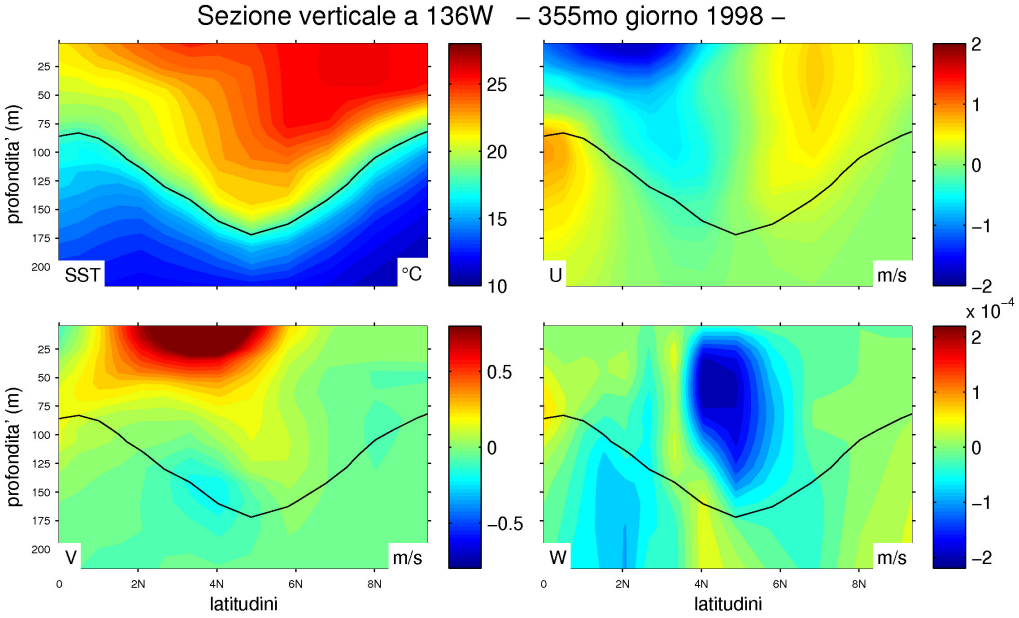

Figura 3.15: Sezione verticale a 136 gradi ovest della TIW evidenziata nella figura 3.11.

profondità; al contrario, il braccio con flusso verso l'equatore è invece molto più profondo, e, soprattutto, molto più esteso. Ciò fa sì che il centro del vortice sia sempre più spostato verso ovest all'aumentare delle profondità, arrivando ad essere al termoclino anche 1.5 gradi più ad Ovest rispetto alla sua posizione in superficie, e risultando quindi tipicamente inclinato. Anche quantitativamente i dati confermano i risultati del modello: le velocità meridionali massime sono infatti

dell'ordine dei 50 cm/sec, mentre per le velocità verticali l'ordine di grandezza delle velocità più elevate è di circa $2 \cdot 10^{-4}$ m/sec.

Le sezioni meridionali della TIW della figura 3.11, riportate nelle figure 3.14 e 3.15, confermano quanto detto fino ad ora: in particolare risulta molto evidente l'approfondimento del termoclino in corrispondenza del centro del vortice, e l'asimmetria del vortice sia per quanto riguarda i campi di velocità meridionali, sia per quanto riguarda quelli delle velocità verticali, essendo presenti una zona di upwelling nella parte più orientale del vortice, e una di downwelling in quella più occidentale.

Infine, per confermare quanto dedotto dal diagramma *power Hövmoller,* sono riportate per gli anni 1997 e 1991, le stesse figure generate per il 1998 (figure 3.16, 3.17, 3.18 e 3.19). Si vede molto bene come il 1997 sia caratterizzato dalla totale assenza di strutture, mentre il 1991 presenti delle condizioni intermedie tra i due anni, essendo presenti delle TIWs, che però non arrivano a propagarsi oltre i 130 gradi Ovest di longitudine.

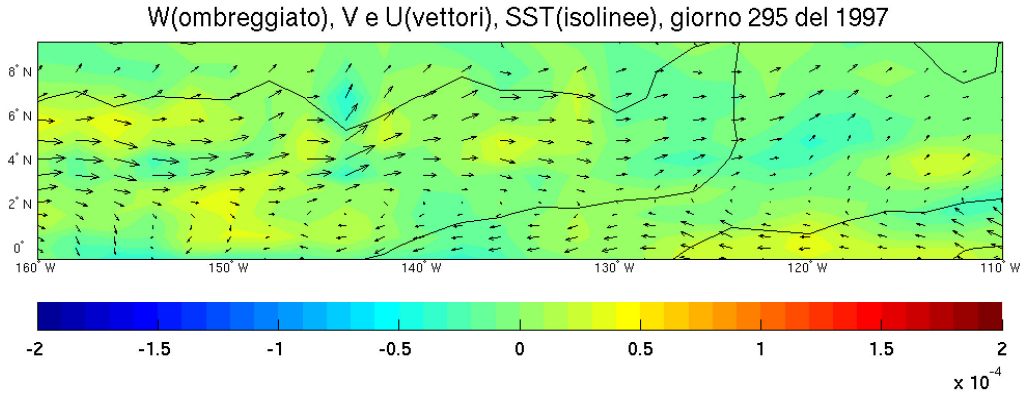

Figura 3.16: Campo di temperatura, di velocità orizzontali superficiali e delle velocità verticali medie al di sopra del termoclino (isoterma dei 18 gradi). Intervallo delle isoterme è di 1 grado, mentre le velocità verticali sono misurate in m/sec.

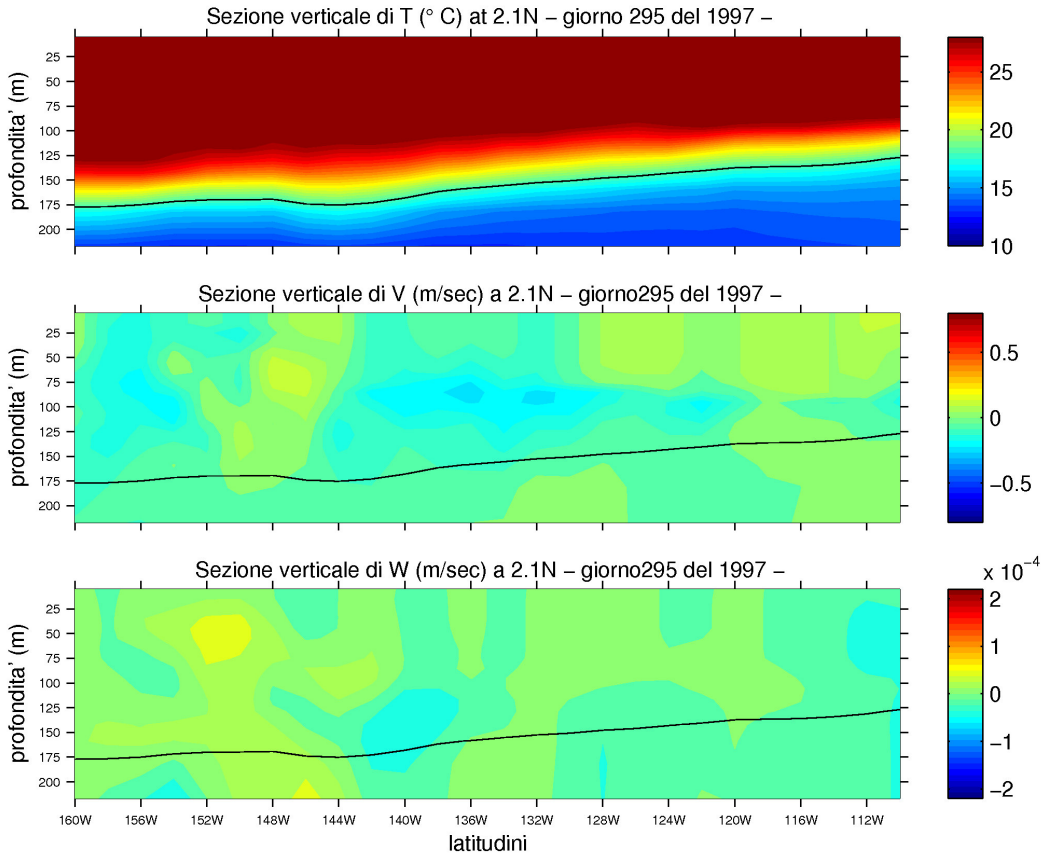

Figura 3.17: Sezioni zonali di T, V e W della figura 3.16, a 2.1 gradi Nord.

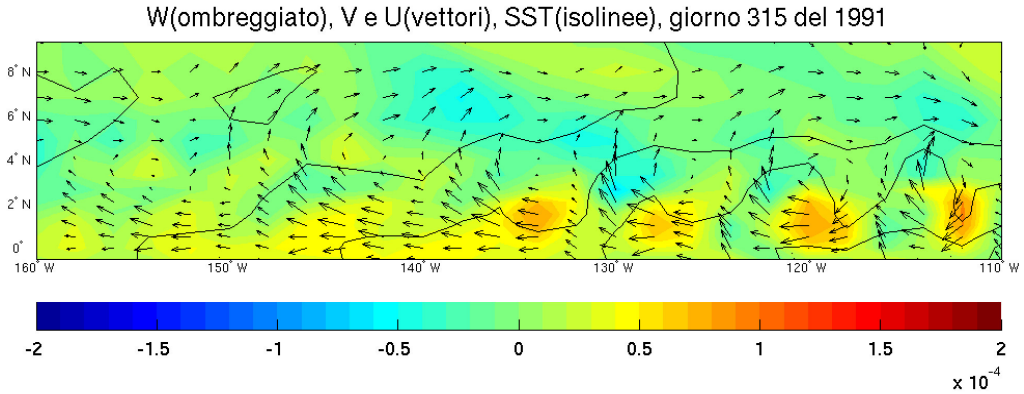

Figura 3.18: Campo di temperatura, di velocità orizzontali superficiali e delle velocità verticali medie al di sopra del termoclino (isoterma dei 18 gradi). Intervallo delle isoterme è di 1 grado, mentre le velocità verticali sono misurate in m/sec.

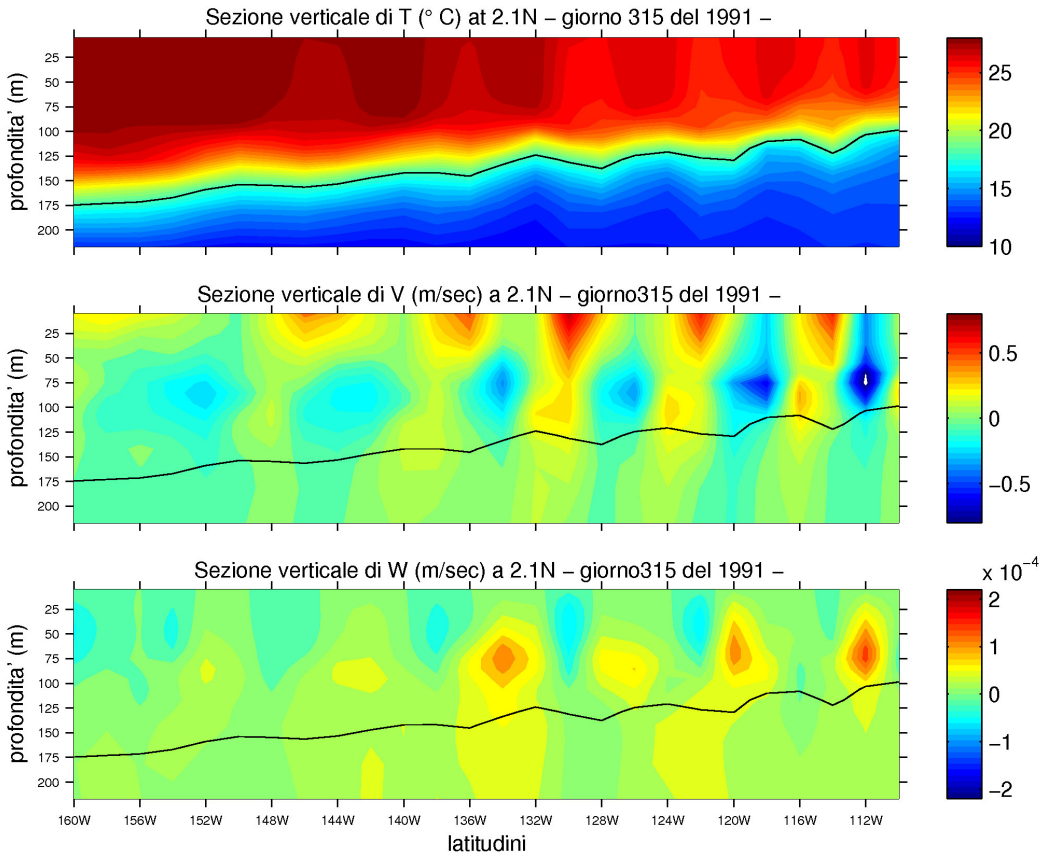

Figura 3.19: Sezioni zonali di T, V e W della figura 3.18, a 2.1 gradi Nord.

CAPITOLO 4

Il modello biogeochimico

4.1 MMEM-GLO

La seconda parte di questo lavoro è caratterizzata dallo studio della risposta della componente biologica ai forzanti fisici descritti nei capitoli precedenti. Per effettuare questo studio, al modello fisico OPA 8.2, già descritto nella sua implementazione ORCA2 nel Capitolo 2, è stato accoppiato un modello di ecosistema pelagico generale basato sull'*European Regional Seas Ecosystem Model* (ERSEM III, Baretta et al., 1995; Baretta-Bekker et al., 1997) nella sua versione più recente, rivista e aggiornata da Vichi (2003). Il modello biogeochimico globale ottenuto dall'accoppiamento di questi due modelli prende il nome di *Global Ocean Modular Marine Ecosystem Model* (MMEM-GLO).

Non essendo ancora stato trattato, nei prossimi paragrafi daremo una descrizione generale del modulo pelagico di MMEM-GLO; per ogni ulteriore approfondimento si rimanda ai manuali di ERSEM III (Vichi 2003) e di MMEM-GLO (Vichi 2004).

4.2 Il modulo pelagico

Il modulo pelagico è costituito da una serie di equazioni differenziali alle derivate parziali, approssimate da equazioni alle differenze finite, che descrivono i flussi di materia, in termini di cicli di carbonio, fosforo, azoto, silicio e ferro, attraverso i diversi compartimenti del modello di ecosistema riportato in Figura 4.1. Tramite queste equazioni vengono calcolate, in modo prognostico le concentrazioni nella colonna d'acqua dei nutrienti, della materia organica disciolta e particolata, dei gas disciolti e delle componenti biologiche, distinte in

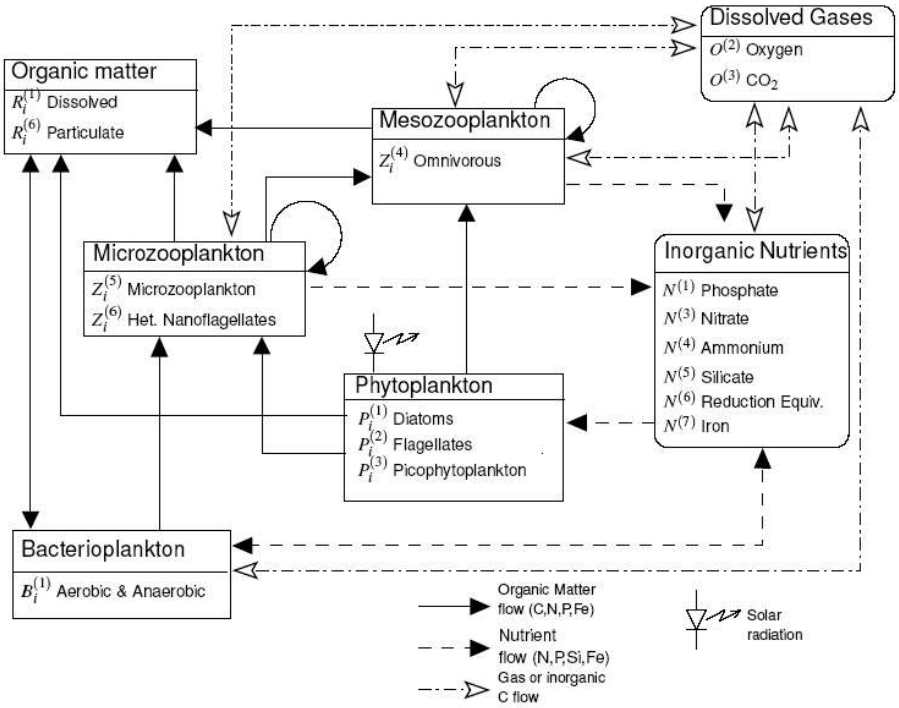

Figura 4.1 Schema del modulo pelagico utilizzato dal modello biogeochimico MMEM-GLO (Vichi, 2004).

fitoplancton, zooplancton e batteri pelagici. Questi ultimi tre gruppi sono rappresentativi dei primi livelli trofici dell'ecosistema marino.

Le variabili di stato presenti nel modello possono essere distinte in due grandi categorie: variabili di stato ordinarie e gruppi funzionali. Le prime possono essere quantità scalari oppure vettori, e ad esse appartengono le componenti non viventi, sia organiche che inorganiche, che partecipano ai cicli biogeochimici degli elementi presenti nel modello; comprendono quindi sia i vettori che descrivono la sostanza organica disciolta e particolata (*Dissolved* e *Particulate Organic Matter*; DOM e POM), che le quantità scalari che invece quantificano sia i gas disciolti in acqua (ossigeno e anidride carbonica), sia i nutrienti inorganici (fosfati, nitrati, ione ammonio, silicati e ferro). La presenza di ferro come micronutriente è una caratteristica del modulo pelagico di MMEM-GLO, mentre non è presente in ERSEM III. I motivi che hanno portato ad includere il ciclo del ferro all'interno del modello biogeochimico globale sono quelli già discussi nel capitolo 1, mentre le equazioni del modello che parametrizzano questo ciclo saranno descritte a parte

nel paragrafo 4.7.

I gruppi funzionali sono invece dei vettori multidimensionali, variabili nel tempo, le cui singole componenti rappresentano, per ciascuna classe di organismi del gruppo, la concentrazione nella colonna d'acqua di carbonio (C) e clorofilla-*a* (Chl), espresse in mg/m^3, e le concentrazioni di fosforo (P), azoto (N), silicio (Si), ferro (Fe), espresse invece come $mmol/m^3$.

Il concetto di gruppo funzionale è una delle due assunzioni sulle quali è basato tutto lo sviluppo del modulo pelagico; alla base della sua definizione risiede il concetto di "organismo standard" , la cui schematizzazione è riportata in Figura 4.2. Questo organismo è caratterizzato da processi fisiologicamente fondamentali quali nutrizione, assimilazione, respirazione ed escrezione, ognuno dei quali è parametrizzato da costanti specifiche, derivate dalla letteratura o da osservazioni di laboratorio, che quantificano i tassi di scambio giornalieri tra le diverse componenti del modello.

I diversi gruppi funzionali si distinguono per i diversi valori che assumono queste costanti: in questo modo ciascun gruppo funzionale rappresenta un'insieme di specie raggruppate non tanto secondo la loro affinità filogenetica, quanto

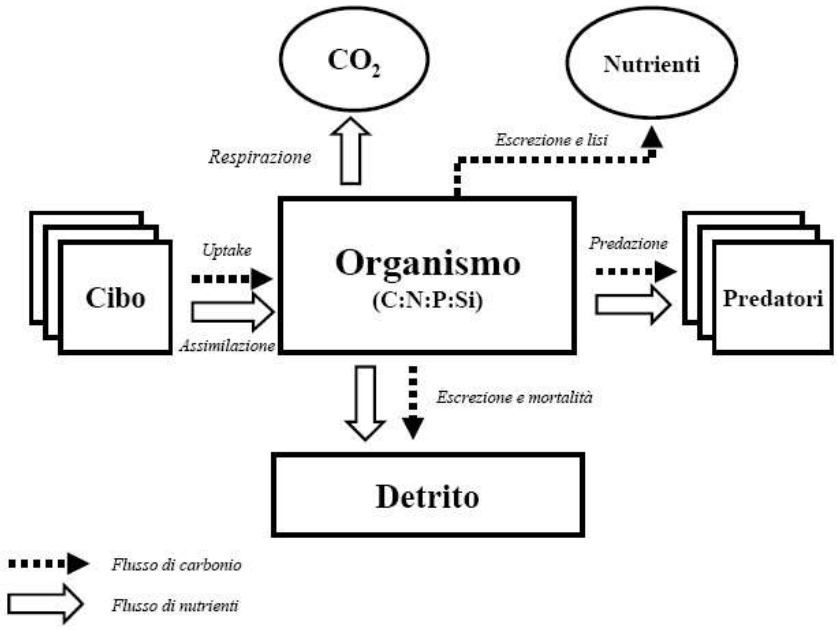

Figura 4.2 Schema dei processi funzionali dell'organismo standard utilizzato nella parametrizzazione dei diversi gruppi funzionali nel modulo pelagico di MMEM-GLO (adattato da Baretta et al., 1995).

secondo un analogo comportamento ecologico e trofico. I gruppi funzionali possono così essere distinti tra produttori primari, zooplancton e batterioplancton; che a loro volta possono ulteriormente essere suddivisi in diverse classi di organismi, caratterizzate ognuna da specifiche esigenze. Tra i gruppi dei produttori primari, ad esempio, le diatomee sono rappresentate tramite il gruppo funzionale *P1* che necessita di silicio come nutriente essenziale; mentre i flagellati sono rappresentati dal gruppo funzionale *P2*, caratterizzato da un'elevato tasso di attività respiratoria, che simula il maggior consumo di energie dovuto alla loro elevata attività motoria. E' importante inoltre notare, come, sebbene non siano divisi secondo classi di taglia, i vari gruppi funzionali presentino una propria connotazione dimensionale, in quanto le costanti che caratterizzano il comportamento di ciascun gruppo sono strettamente legate alle dimensioni degli organismi che lo compongono.

L'altra importante assunzione alla base del modulo pelagico è il cosiddetto approccio *bulk biomass*: nel modello il trasporto non è mai visto come trasporto di singoli organismi, quanto piuttosto come trasporto di masse d'acqua caratterizzate da ben precise concentrazioni di nutrienti legati ai vari gruppi funzionali; ciò fa sì che le varie componenti dei gruppi funzionali siano trasportate e mescolate tra loro come se fossero delle vere e proprie nuvole caratterizzate da diverse proprietà.

Per quanto detto fino ad ora, un generico gruppo funzionale può essere rappresentato tramite il generico vettore

$$\boldsymbol{V}(\bar{x},t) \equiv V_{j=1,\dots,6}(\bar{x},t) \equiv (V_c, V_p, V_n, V_s, V_l, V_f) \quad , \qquad (4.1)$$

le cui componenti V_j rappresentano la proiezione della biomassa del gruppo funzionale sugli elementi biogeochimici considerati nel modello. Questa rappresentazione vettoriale dei gruppi funzionali risulta molto importante poiché consente di avere, per ogni gruppo, dei rapporti tra nutrienti e carbonio variabili nel tempo; questo significa che la dinamica del carbonio e quella dei nutrienti non sono più legate tra loro, e per questo motivo, ad esempio, si può avere *uptake* di carbonio anche nel caso in cui vi sia carenza di nutrienti, oppure un maggiore *uptake* di nutrienti rispetto al carbonio assimilato, come vedremo meglio in

seguito. Gli organismi simulati nel modello, così come avviene nella realtà, sono cioè in grado di adattarsi in maniera dinamica alle diverse condizioni ambientali, e, di conseguenza, il rapporto tra le varie componenti viene usata per indicare con efficacia in che tipo di condizioni si trova un particolare gruppo funzionale in un dato istante.

In Tabella 4.1 sono riportate tutte le variabili che costituiscono il modulo pelagico di MMEM-GLO.

		Modulo pelagico	
Simbolo		*Variabile*	*Unità di misura*
$\mathbf{N1_p}$		Fosfati	mmol m^{-3}
$\mathbf{N3_n}$		Nitrati	"
$\mathbf{N4_n}$		Ammonio	"
$\mathbf{N5_s}$		Silicati	"
$\mathbf{N7_f}$		Ferro disciolto	μmol m^{-3}
$\mathbf{P1_j}$	$j=c,n,p,s,a,f$	Diatomee	mg C-mmol m^{-3}
$\mathbf{P2_j}$	$j=c,n,p,a,f$	Nanoflagellati atotrofi	"
$\mathbf{P3_j}$	$j=c,n,p,a,f$	Picofitoplancton	"
$\mathbf{B1_j}$	$j=c,n,p,s$	Batteri pelagici	"
Z4c		Mesozooplancton	mg C m^{-3}
$\mathbf{Z5_j}$	$j=c,n,p$	Microzooplancton	mg C-mmol m^{-3}
$\mathbf{Z6_j}$	$j=c,n,p$	Flagellati eterotrofi	"
$\mathbf{R1_j}$	$j=c,n,p$	Detrito organico disciolto	"
$\mathbf{R6_j}$	$j=c,n,p,s,f$	Detrito organico particolato	"
$\mathbf{O_2}$		Ossigeno disciolto	mmol m^{-3}
$\mathbf{CO_2}$		Anidride carbonica disciolta	mg C m^{-3}

Tabella 4.1 Variabili di stato del modulo pelagico utilizzato da MMEM-GLO.

4.2.1 Formulazione matematica

Data una generica variabile di stato biogeochimica A funzione sia del tempo che dello spazio, la sua evoluzione temporale è descritta dall'equazione

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \left.\frac{\partial A}{\partial t}\right|_{fis} + \left.\frac{\partial A}{\partial t}\right|_{bio} \quad , \tag{4.2}$$

secondo cui la variazione temporale totale è determinata dalla somma della variazione temporale dovuta a processi unicamente fisici e dalla variazione temporale dovuta ai processi biogeochimici.

Il primo termine a destra della relazione 4.2 è esprimibile come

$$\left.\frac{\partial A}{\partial t}\right|_{fis} = -\nabla\cdot(\boldsymbol{U_h} A) - (W - w_A)\frac{\partial A}{\partial z} + \nabla\cdot(K_h\cdot\nabla A) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z\frac{\partial A}{\partial z}\right) \quad ; \qquad (4.3)$$

in cui le velocità avvettive orizzontali e verticali, $\boldsymbol{U}_h$ e W, e i coefficienti di diffusività orizzontali e verticali, $\boldsymbol{K}_h$ e K_v ,sono calcolati dal modulo fisico ORCA2, mentre la velocità di sedimentazione, w_A , è una costante definita nel modulo pelagico ed è applicata solo nel caso del detrito particolato e delle diatomee. Oltre a queste variabili il modulo fisico fornisce a quello biogeochimico i campi di temperatura e di radiazione incidente che verranno utilizzati per ricavare i termini di sorgente biologici.

Il secondo termine è quello che parametrizza i processi biogeochimici, e la sua formulazione, espressa per ognuna delle variabili di stato presenti nel modello, genera l'insieme di equazioni che costituiscono il modulo pelagico. Questo termine può essere scritto utilizzando un'appropriata notazione matematica in grado di indicare il processo in atto e i vari gruppi funzionali coinvolti. Per una generica variabile di stato, A avremo

$$\left.\frac{\partial A}{\partial t}\right|_{bio} = \left.\frac{\partial A}{\partial t}\right|_{V_1}^{e_1} - \left.\frac{\partial A}{\partial t}\right|_{V_2}^{e_2} + \ldots + \left.\frac{\partial A}{\partial t}\right|_{V_n}^{e_n} \quad , \qquad (4.4)$$

in cui i termini di destra rappresentano una serie di termini sorgente e di perdita dovuti al processo e_j , e scambiano flussi di massa con il gruppo funzionale o la variabile di stato ordinaria V_j. Come esempio riportiamo la predazione del mesozooplancton sulle diatomee, che per quanto riguarda la dinamica del carbonio sarà indicata come

$$\left.\frac{\partial P1_C}{\partial t}\right|_{Z4}^{pra} \quad . \qquad (4.5)$$

Nella Tabella 4.2 sono riportati i processi possibili e l'abbreviazione con cui faremo riferimento ad essi nei prossimi capitoli.

Da notare come, nel caso in cui V=A, si faccia riferimento ad un flusso

Processo (e_j)	Abbreviazione
Produzione primaria	*gpp*
Respirazione	*rsp*
Predazione	*prd*
Escrezione o Essudazione	*exu*
Uptake	*upt*
Lisi cellulare	*lys*
Perdita definitiva	*sink*

Tabella 4.2 Lista dei processi biogeochimici e delle abbreviazioni usate nel testo

all'interno dello stesso gruppo funzionale, come ad esempio avviene nel caso del cannibalismo; inoltre, è importante sottolineare come sia sempre verificata la legge di conservazione della massa, espressa formalmente dall'identità

$$\left.\frac{\partial A}{\partial t}\right|_V^e = \left.\frac{\partial V}{\partial t}\right|_A^e \quad . \tag{4.6}$$

Nei prossimi paragrafi saranno analizzati e descritti i termini di sorgente e di perdita di ogni singolo gruppo funzionale; alcuni di essi saranno inoltre espressi in modo esplicito attraverso una completa parametrizzazione funzionale.

4.2.2 La matrice trofica

L'implementazione di una matrice trofica è il metodo più efficace e coinciso per rappresentare le interazioni trofiche tra i vari gruppi funzionali del modello; in questa matrice ogni elemento rappresenta la percentuale di disponibilità (o preferenza) di un certo livello trofico, che funge da preda, rispetto ad un altro, che funge invece da consumatore.

I valori associati ai vari elementi della matrice sono caratteristici dell'ecosistema descritto: essi indicando le vie preferenziali attraverso cui si hanno i flussi di massa e di energia e, in questo modo, definiscono la struttura di base della rete trofica dell'implementazione del modello utilizzata.

Matematicamente la matrice trofica è una matrice rettangolare definita come

$$\delta_{Z,X} = \begin{pmatrix} \delta_{Z4,P1} & \cdots & \delta_{Z4,B1} \\ \vdots & \cdots & \vdots \\ \delta_{Z6,P1} & \cdots & \delta_{Z6,B1} \end{pmatrix} \quad , \tag{4.7}$$

in cui le prede sono

$$X \equiv \{P1, P2, P3, Z4, Z5, Z6, B1\} \quad ; \tag{4.8}$$

mentre i predatori sono

$$Z \equiv \{Z4, Z5, Z6\} \quad . \tag{4.9}$$

I valori numerici dei fattori di preferenza della matrice trofica usati nel modulo pelagico di MMEM-GLO sono riportati nella Tabella 4.3.

	Sorgente								
Consumatori	P1	P2	P3	Z4	Z5	Z6	B1	R1	R6
Z4	1	0	0	0,5	0,5	-	-	-	-
Z5	0,2	0,5	0,1	0	1	1	0,1	-	-
Z6	-	0	1	0	0	1	1	-	-
B1	-	-	-	-	-	-	-	0,5	0,1

Tabella 4.3 Matrice trofica utilizzata dal modulo pelagico di MMEM-GLO

4.3 Il fitoplancton

I produttori primari sono suddivisi nel modello in tre gruppi funzionali distinti, che, seppur in modo grossolano, rappresentano in prima approssimazione lo spettro dimensionale e funzionale del fitoplancton marino. Come già abbiamo visto, ciascun gruppo è rappresentato da un vettore ***V(x,t)***, le cui sei componenti identificano la biomassa di fitoplancton, espressa in termini di contenuto cellulare di carbonio, fosforo, azoto, silicio, clorofilla-*a* e ferro, presente in un dato istante in un certo punto dello spazio.

I gruppi funzionali del fitoplancton sono:

- **diatomee** (gruppo funzionale P1): alghe unicellulari di diametro sferico

equivalente (*DSE*) compreso tra 20 e 200 μm; sono protette da un frustolo siliceo e predate da micro e mesozooplancton (Z4,Z5);

- **nanoflagellati autotrofi** (gruppo funzionale P2): cellule eucariote di *DSE* compreso tra 2 e 20 μm; comprendono dinoflagellati di piccole dimensioni e altri flagellati microplanctonici autotrofi, tutti caratterizzati da un'elevata mobilità; sono predati da nanoflagellati eterotrofi e microzooplancton (Z5,Z6);
- **picofitoplancton** (gruppo funzionale P3): i più piccoli organismi autotrofi unicellulari, di *DSE* compreso tra 0,2 e 2 μm; le picoalghe sono caratterizzate da un uso preferenziale pressoché totale dell'azoto come ione ammonio rispetto ad altre forme; sono predate dai nanoflagellati eterotrofi (Z6).

  Comprendono inoltre l'importante gruppo dei cianobatteri, ma senza un'esplicita parametrizzazione della azotofissazione (diazotrofici).

Le equazioni del modello che descrivono la dinamica delle componenti di una generica variabile di stato appartenente al fitoplancton sono le seguenti:

$$\left.\frac{\partial P_c}{\partial t}\right|_{bio} = \left.\frac{\partial P_c}{\partial t}\right|_{O3}^{gpp} - \left.\frac{\partial P_c}{\partial t}\right|_{O3}^{rsp} - \left.\frac{\partial P_c}{\partial t}\right|_{R(i)_C}^{exu} - \left.\frac{\partial P_c}{\partial t}\right|_{R(i)_C}^{lys} - \sum_j \left.\frac{\partial P_c}{\partial t}\right|_{Z(j)_C}^{prd} \quad ; \tag{4.10}$$

$$\left.\frac{\partial P_n}{\partial t}\right|_{bio} = \left.\frac{\partial P_n}{\partial t}\right|_{N3,\,N4}^{upt} - \left.\frac{\partial P_n}{\partial t}\right|_{R(i)_n}^{lys} - \frac{P_n}{P_c}\sum_j \left.\frac{\partial P_c}{\partial t}\right|_{Z(j)_C}^{prd} \quad ; \tag{4.11}$$

$$\left.\frac{\partial P_p}{\partial t}\right|_{bio} = \left.\frac{\partial P_p}{\partial t}\right|_{N1}^{upt} - \left.\frac{\partial P_p}{\partial t}\right|_{R(i)_p}^{lys} - \frac{P_p}{P_c}\sum_j \left.\frac{\partial P_c}{\partial t}\right|_{Z(j)_C}^{prd} \quad ; \tag{4.12}$$

$$\left.\frac{\partial P_s}{\partial t}\right|_{bio} = \left.\frac{\partial P_s}{\partial t}\right|_{N5}^{upt} - \left.\frac{\partial P_s}{\partial t}\right|_{R6_s}^{lys} - \frac{P_s}{P_c}\sum_j \left.\frac{\partial P_c}{\partial t}\right|_{Z(j)_C}^{prd} \quad ; \tag{4.13}$$

(solo nel caso P_s=$P1_s$)

$$\left.\frac{\partial P_l}{\partial t}\right|_{bio} = \left.\frac{\partial P_l}{\partial t}\right|^{syn} - \left.\frac{\partial P_l}{\partial t}\right|^{lys} \quad . \tag{4.14}$$

$$\left.\frac{\partial P_f}{\partial t}\right|_{bio} = \left.\frac{\partial P_f}{\partial t}\right|_{N7}^{upt} - \left.\frac{\partial P_f}{\partial t}\right|_{R6_f}^{lys} - \frac{P_f}{P_c}\sum_j \left.\frac{\partial P_c}{\partial t}\right|_{Z(j)_C}^{prd} \tag{4.15}$$

Quest'ultima è l'equazione per la componente legata al ferro, e verrà descritta nel paragrafo 4.7, assieme a tutte le altre equazioni che parametrizzano il ciclo del ferro.

E' importante sottolineare, come già abbiamo fatto, che la suddivisione dei produttori primari in più gruppi funzionali tende a rispecchiare le differenze funzionali piuttosto che quelle tassonomiche: specie molto distanti tra loro da un punto di vista filogenetico ma caratterizzate da un comportamento simile, possono perciò fare parte di uno stesso gruppo funzionale. Le equazioni appena viste sono perciò simili per tutti i gruppi fitoplanctonici; la differenziazione si ha quindi nei diversi valori che le costanti fisiologiche assumono nei vari gruppi.

4.3.1 Fattori di regolazione ambientale

I processi funzionali e metabolici dei vari organismi planctonici sono direttamente dipendenti dalle condizioni ambientali, come ad esempio luce, temperatura o disponibilità di nutrienti o di prede; al variare di queste condizioni, quindi, varieranno i valori dei vari termini di sorgente e di perdita delle equazioni viste nel paragrafo precedente. La dipendenza di questi termini dalle condizioni ambientali è parametrizzata nel modello attraverso una serie di fattori di regolazione non dimensionali; regola generale per questi fattori è che tendano ad 1 quando sono presenti condizioni ambientali ottimali, mentre tendano a 0 quando il fitoplancton è sottoposto ad una limitazione da parte di una certa variabile ambientale.

<u>Fattore di regolazione per la temperatura:</u>

$$f_P^T = Q_{10_P}^{\frac{T-T_0}{10}} \quad , \tag{4.16}$$

in cui T_0 è la temperatura di riferimento e Q_{10_p} è una costante nota come *characteristic temperature coefficient*, tipica per ogni gruppo funzionale; nel caso del fitoplancton è posta uguale a 2 (unico caso in cui un fattore di regolazione può assumere un valore maggiore di 1) ed indica che esiste un raddoppio dei tassi metabolici del fitoplancton per un aumento di temperatura di 10˚C rispetto alla temperatura di riferimento.

Fattore di regolazione per i nutrienti:

Questo fattore di regolazione è espresso secondo il principio di Liebig, per il quale la limitazione è determinata dal nutriente maggiormente limitante

$$f_P^{n,p,s} = min(f_P^p, f_P^n, f_P^s) \quad . \tag{4.17}$$

f_P^p , f_P^n e f_P^s sono i fattori di regolazione rispettivamente per la limitazione da fosforo, da azoto e da silice.

Come già è stato accennato, il modello pelagico è stato implementato in modo che i rapporti interni tra nutrienti e carbonio non fossero costanti, e quindi in modo che l'*uptake* di nutrienti non fosse dipendente da quello del carbonio. Questa parametrizzazione ha reso possibile la simulazione di due processi biologici che altrimenti non sarebbero potuti essere presenti nel modello: il rilascio di carboidrati disciolti da parte del fitoplancton (nel caso in cui il carbonio assimilato non possa essere convertito in biomassa per carenza di nutrienti), e il cosiddetto *luxury uptake* di nutrienti (gli organismi fitoplanctonici sono cioè in grado di immagazzinare una piccola quantità di nutrienti in eccesso, rispetto alle necessità strutturali, da utilizzare nei periodi in cui sono carenti).

I fattori di regolazione tengono conto di questi rapporti interni variabili e quindi sono calcolati tramite un confronto tra il rapporto tra questi ultimi ed il corrispettivo rapporto di Redfield, indicativo di una situazione di non limitazione; nel confronto è inoltre introdotto un valore minimo per il rapporto interno tra uno specifico nutriente e il carbonio pari al rapporto esistente nelle parti strutturali della cellula (rappresenta cioè il minimo indispensabile perché la cellula possa esistere).

Fattore di regolazione per la luce:

Gli organismi autotrofi sono in grado di regolare il numero interno di siti di fotosintesi, e di conseguenza la concentrazione interna di clorofilla, in risposta a diverse condizioni sia interne che esterne. Questo processo prende il nome di *photoacclimation* (MacIntyre et al., 2002), ed è di fondamentale importanza poiché l'efficienza fotosintetica regola direttamente gran parte dei flussi di carbonio.

Nel modulo pelagico, la parametrizzazione del processo di fotosintesi, segue in

larga misura il modello proposto da Geider, in cui il tasso di fotosintesi dipende sia dalla disponibilità di azoto, sia dalla quantità di clorofilla presente all'interno della cellula (Geider et al., 1998). Nel modello quindi, oltre a quelli tra carbonio e nutrienti, anche i rapporti interni tra carbonio e clorofilla sono variabili, e ciò giustifica il fatto che la concentrazione interna di clorofilla sia compresa tra le variabili di stato dei gruppi funzionali.

Il massimo tasso di fotosintesi raggiungibile in condizioni di saturazione luminosa è calcolato come

$$r_P^{max} = f_P^T f_P^n r_{0_P} \quad , \tag{4.18}$$

in cui la massima crescita potenziale r_{0_P} (diversa per ogni gruppo funzionale) è scalata per il fattore di regolazione per la temperatura, per il fattore di regolazione per l'azoto e, solo nel caso delle diatomee, per il fattore di regolazione per il silicio.

La curva P-I (Produttività-Irradianza), la quale come vedremo in seguito determina il tasso di produttività primaria lorda, è così espressa come una distribuzione di Poisson

$$r_P = r_P^{max} \left[1 - \exp\left(\frac{-\alpha_{chl} I_{PAR} P_l / P_C}{r_P^{max}} \right) \right] \quad , \tag{4.19}$$

secondo la quale il tasso di fotosintesi in condizioni di limitazione da luce è proporzionale al rapporto interno tra clorofilla e carbonio (P_l/P_C) e alla quantità di luce presente (I_{PAR}).

I_{PAR} è in realtà solamente la porzione di radiazione luminosa che può essere utilizzata per il processo di fotosintesi (dall'inglese *Photosynthetically Available Radiation*). Nel modello questa variabile è calcolata per ogni livello in modo da avere un completo accoppiamento tra fisica e biologia:

$$I_{PAR}(z) = \varepsilon_{PAR} Q_S \mathrm{e}^{\int_z^0 (\lambda_w(z') + \lambda_{bio}(z'))dz'} \quad . \tag{4.20}$$

La quantità di radiazione incidente, scalata per il fattore ε_{PAR} che ne determina la percentuale utile per il processo di fotosintesi, si estingue con la profondità sia in funzione del coefficiente di estinzione dell'acqua "pura" (λ_w), sia in funzione di un coefficiente che dipende invece dalla quantità di fitoplancton, detrito particolato e

materia inorganica sospesa (λ_{bio}), che viene calcolato dinamicamente per ogni livello del modello ad ogni passo temporale.

4.3.2 Dinamica del carbonio

La dinamica del carbonio fitoplanctonico è descritta dall'equazione 4.10.

Il primo termine a destra rappresenta la produzione primaria lorda (*gross primary production*), ossia l'*uptake* di carbonio inorganico dalla riserva di anidride carbonica disciolta (variabile di stato ordinaria O3); questo termine è legato ai fattori di regolazione ambientale visti nel paragrafo precedente secondo la relazione

$$\left.\frac{\partial P_c}{\partial t}\right|_{O3}^{gpp} = r_P P_c \quad . \tag{4.21}$$

Ricordando la definizione di r_P, data nell'equazione 4.19, è importante sottolineare come l'*uptake* di carbonio inorganico disciolto non dipenda dalle concentrazioni di nutrienti esterne, ma dai rapporti interni nutrienti-carbonio dei singoli gruppi funzionali, tramite il fattore di regolazione $f_P^{n,p,s}$, definito nella 4.17.

Questo fattore determina anche la quantità di carbonio rilasciata direttamente dal fitoplancton per essudazione (il terzo termine di destra della 4.10). Come già accennato, infatti, non tutto il carbonio fotosintetizzato è convertito in biomassa: il carbonio fissato viene assimilato oppure rilasciato direttamente come DOC a seconda della disponibilità di nutrienti interni.

Una ulteriore perdita di carbonio è dovuta ai termini di lisi (quarto termine della 4.10). Questi termini comprendono tutti quei processi che portano alla rottura della membrana cellulare e che non sono risolti direttamente dal modello; tra questi sono compresi i processi di rottura dovuti a cause meccaniche, oppure quelli generati da attacchi di tipo virale o tossico. Questi processi generano sia carbonio particolato che disciolto, in quanto all'interno della cellula sono presenti delle componenti, come ad esempio le parti strutturali che non sono facilmente degradabili. Anche in questo caso il carbonio prodotto per lisi è distinto in disciolto o particolato con percentuali che dipendono dai rapporti interni nutrienti-

carbonio.

Il secondo termine della 4.10, rappresenta invece il carbonio consumato durante il processo di respirazione ed è costituito da due contributi: una componente di respirazione basale che è funzione esclusivamente della biomassa presente, della temperatura (tramite il fattore di regolazione f_P^T) e di un tasso costante specifico per ogni gruppo funzionale; e una componente di respirazione attiva che invece è una frazione costante del carbonio assimilato (differenza tra il primo e il terzo termine della 4.10).

Per ultimi ci sono i termini di predazione che coinvolgono parametri funzionali dello zooplancton e sono controllati direttamente dai valori della matrice trofica (equazione 4.7).

4.3.3 Dinamica dei nutrienti

Come già ricordato, le dinamiche di azoto e fosforo sono disaccoppiate da quella del carbonio, in modo da garantire rapporti interni tra C:N:P variabili al variare delle condizioni ambientali esterne (Baretta-Bekker et al., 1997).

Come si può notare le equazioni 4.11 e 4.12, che descrivono la dinamica rispettivamente di azoto e fosforo, sono del tutto analoghe alla 4.10; l'unica differenza sono i termini di *uptake* (primi termine a destra) che, nel caso di entrambi i nutrienti, sostituiscono i termini di produzione primaria lorda e di essudazione.

I tassi complessivi di *uptake* sono scelti come minimi tra due diversi valori: un tasso che dipende dalla concentrazione esterna di nutrienti (cinetica di Monod) e che viene utilizzato solamente nel caso in cui si abbiano quote interne di nutrienti molto basse; e un tasso che dipende invece dalla concentrazione interna dei nutrienti (cinetica di Droop, 1973). Quest'ultimo tipo di cinetica è quella utilizzata dal fitoplancton quando non sono presenti condizioni di stress da nutrienti, e consente di poter assimilare sia azoto che fosforo a tassi maggiori rispetto a quanto avviene per il carbonio; le quantità di azoto e fosforo assunte in esubero vanno a rifornire le scorte interne di nutrienti dei vari gruppi funzionali (*luxury uptake*).

Nel caso dell'azoto l'*uptake* è distinto tra *uptake* di nitrati (N3) e *uptake* di

ammonio (N4) per mezzo di costanti, specifiche ad ogni gruppo funzionale, che ne determinano l'affinità per l'una o per l'altra specie. Per quanto riguarda il gruppo funzionale del picofitoplancton (P3), ad esempio, il modello prevede una preferenza assoluta per l'ammonio. Nel caso in cui il termine di *uptake* risulti negativo (caso della *dark respiration*), allora tutto il flusso di rilascio di azoto è assunto essere in forma ammoniacale.

I processi di lisi e di predazione sono entrambi proporzionali ai termini visti per il carbonio, con l'importante differenza che la frazione particolata è sempre caratterizzata dal rapporto minimo (strutturale) tra nutrienti e carbonio.

La dinamica della silice, rappresentata dall'equazione 4.13, è competenza esclusiva delle diatomee.

Poiché il silicio costituisce esclusivamente le teche delle diatomee, il silicato che viene rilasciato per lisi è sempre in forma particolata; allo stesso modo, non essendo il silicio incluso nella dinamica dei gruppi funzionali zooplanctonici, tutto il silicato predato non è ingerito, ma è completamente rilasciato in forma particolata.

4.3.4 Dinamica della clorofilla-*a*

Come per la curva P-I, anche per la formulazione dei tassi di sintesi della clorofilla, il modello segue la parametrizzazione proposta da Geider (1998). Tuttavia alcune modificazioni si sono rese necessarie per poter meglio adattare le caratteristiche della parametrizzazione a quelle del modulo pelagico; in particolare la sintesi di clorofilla-*a* è stata legata al tasso di assimilazione del carbonio invece che a quello dell'azoto.

L'equazione che descrive la dinamica della clorofilla-*a* è la 4.14. Il primo termine di destra rappresenta il tasso di sintesi ed il suo valore è proporzionale al tasso netto di *uptake* di carbonio e al rapporto tra energia assimilata in forma di sostanza organica ed energia assorbita in forma di fotoni, dipendente a sua volta dal rapporto interno tra clorofilla-*a* e carbonio.

Non tutta la clorofilla sintetizzata contribuisce all'aumento della concentrazione interna: parte della clorofilla prodotta va infatti a sostituire parte della clorofilla già presente, nel processo che prende il nome di *turnover*, e che è rappresentato

dal secondo termine. Nel modello questo tasso di distruzione/*turnover* è assunto essere direttamente proporzionale al contenuto interno di clorofilla.

4.4 Batteri pelagici

Il gruppo funzionale dei batteri pelagici (B1) comprende un ampio gruppo di organismi unicellulari procarioti, sia aerobi che anaerobi, la cui caratteristica è quella di utilizzare come fonte di nutrimento il substrato organico, sia particolato (R6) che disciolto (R1), prodotto dalle altre componenti planctoniche.

Le equazioni che descrivono la dinamica delle variabili di stato che costituiscono questo gruppo funzionale sono le seguenti:

$$\left.\frac{\partial B_c}{\partial t}\right|_{bio} = \left.\frac{\partial B_c}{\partial t}\right|_{R(i)_C}^{bcd} - \left.\frac{\partial B_c}{\partial t}\right|_{O3}^{rsp} - \sum_j \left.\frac{\partial B_c}{\partial t}\right|_{Z(j)_C}^{prd} \quad ; \tag{4.22}$$

$$\left.\frac{\partial B_n}{\partial t}\right|_{bio} = \frac{R(i)_n}{R(i)_C} \left.\frac{\partial B_c}{\partial t}\right|_{R(i)_c}^{bcd} + f_B^n \left.\frac{\partial B_n}{\partial t}\right|_{N(k)}^{upt,rel} - \frac{B_n}{B_c} \sum_j \left.\frac{\partial B_c}{\partial t}\right|_{Z(j)_C}^{prd} \quad ; \tag{4.23}$$

$$\left.\frac{\partial B_p}{\partial t}\right|_{bio} = \frac{R(i)_p}{R(i)_c} \left.\frac{\partial B_c}{\partial t}\right|_{R(i)_c}^{bcd} + f_B^p \left.\frac{\partial B_p}{\partial t}\right|_{NI}^{upt,rel} - \frac{B_p}{B_c} \sum_j \left.\frac{\partial B_c}{\partial t}\right|_{Z(j)_C}^{prd} \quad . \tag{4.24}$$

Come si può vedere viene fatta l'assunzione che i batteri non rilascino sostanza organica per cui gli unici termini di perdita sono quelli legati alla respirazione e alla predazione.

4.4.1 Dinamica del carbonio

I batteri pelagici sono l'unico gruppo funzionale rappresentato nel modello in grado di assimilare il carbonio organico particolato e disciolto. La dinamica del carbonio è descritta dall'equazione 4.22, in cui il primo termine a destra rappresenta l'*uptake* di carbonio da parte della componente batterica, cui si fa riferimento con il nome di b*acterial carbon demand*.

Così come avveniva nel caso del fitoplancton, il tasso di carbonio assimilato dai batteri è fortemente dipendente dalle condizioni ambientali; questa dipendenza, nel caso dei batteri pelagici, è parametrizzata dalla formulazione di due tassi

distinti di crescita batterica, dipendenti da fattori ambientali diversi: uno è legato alle condizioni ambientali e l'altro è invece legato alla disponibilità del substrato stesso.

Il primo definisce il tasso di crescita dei batteri nel caso in cui il substrato non sia limitante ed è funzione esclusivamente della temperatura, secondo un fattore del tutto analogo a quello dell'equazione 4.16 vista nel caso del fitoplancton, e dello stato fisiologico dei batteri, che, sempre in analogia a quanto visto per il fitoplancton, è espresso per mezzo dei rapporti interni tra nutrienti e carbonio.

Il secondo definisce il tasso di crescita nel caso in cui la sostanza organica, sia disciolta che particolata, sia limitante, o perché presente a basse concentrazioni, oppure perché particolarmente refrattaria. In quest'ultimo caso la qualità del substrato stesso, e quindi la sua degradabilità, è ancora una volta determinata per mezzo dei rapporti interni tra nutrienti e carbonio. L'*uptake* di carbonio tenderà a zero nel caso in cui la sostanza organica sia povera di nutrienti, mentre tenderà a 1 nel caso invece in cui il contenuto di azoto e fosforo sia ottimale rispetto a dei valori intracellulari ottimali definiti a priori.

Il tasso effettivo di crescita batterica è scelto come il minore tra questi due tassi.

Il secondo termine di destra della 4.22 rappresenta invece la respirazione. La formulazione è del tutto analoga a quella sviluppata per il fitoplancton, con il termine costituito da due contributi: uno di respirazione basale, la cui parametrizzazione rispecchia quella già discussa nel caso del fitoplancton; e uno di attività in cui si tiene conto anche della minore efficienza dei batteri in condizioni anossiche. Infatti, i batteri anaerobi sono costretti a bruciare più carbonio rispetto ai batteri aerobi per ottenere la stessa quantità di energia. La distinzione tra situazioni ossiche ed anossiche è effettuata per mezzo di un fattore di regolazione definito come

$$f_B^O = \frac{(O2)^3}{(O2)^3 + (h_B^O)^3} \quad , \qquad (4.25)$$

in cui O2 è la concentrazione di ossigeno ambientale e h_B^O è la costante di semisaturazione. f_B^O ha un andamento sigmoidale molto ripido, che riesce a simulare molto bene il passaggio tra metabolismo aerobico e metabolismo

anaerobico.

I termini di predazione, infine, dipendono esclusivamente dalle caratteristiche dello zooplancton: in accordo con i valori della matrice trofica, riportati in Tabella 4.3, gli unici consumatori dei batteri sono i flagellati e, in piccola misura, il microzooplancton.

4.4.2 Dinamica dei nutrienti

La dinamica dei nutrienti interni alla cellula batterica (equazioni 4.23 e 4.24) è direttamente legata a quella del carbonio: dal primo termine della 4.22 si ricavano infatti le quantità di POM e DOM assorbite dai batteri; da quest'ultime dipendono quindi i tassi di assimilazione dei nutrienti in funzione del contenuto in azoto e fosforo della sostanza organica.

Unica eccezione sono i termini di *uptake* o di rimineralizzazione (secondo termine a destra in entrambe le equazioni). A seconda dei rapporti interni nutrienti-carbonio, infatti, i batteri possono comportarsi come rimineralizzatori, producendo nutrienti (termine negativo), oppure come assimilatori di nutrienti inorganici, entrando quindi in competizione con il fitoplancton (termine positivo). Nel modello questo diverso comportamento è parametrizzato da due fattori non dimensionali, uno per il fosforo e l'altro per l'azoto; entrambi i parametri assumono valore uguale a -1, permettendo così il rilascio di nutrienti, nel caso in cui i rapporti interni siano maggiori di un certo valore soglia, fissato a priori. Assumono invece la forma di una sigmoide del tipo Michaelis-Menten nel caso in cui questi rapporti siano minori del valore ottimale, consentendo quindi ai batteri di assimilare nutrienti inorganici in quantità proporzionali alla loro concentrazione esterna, bilanciando così l'assunzione di carbonio.

E' importante sottolineare come nel caso dell'azoto questa dinamica coinvolga esclusivamente l'ammonio (N4).

4.5 Zooplancton

Lo zooplancton, il cui ruolo all'interno del modello è quello di fornire un controllo *top-down* sulla dinamica dei produttori primari, è costituito da tre diversi

gruppi funzionali, ognuno dei quali è caratterizzato da una diversa posizione nella rete trofica e da diversi valori dei parametri metabolici:

- mesozooplancton onnivoro (gruppo funzionale Z4): comprende tutti i membri della comunità zooplanctonica caratterizzati da dimensioni adulte comprese tra i 200 μm e i 3-4 cm; è costituito principalmente da copepodi;
- microzooplancton (gruppo funzionale Z5): costituito da organismi zooplanctonici con *DSE* compreso tra i 20 e i 200 μm;
- nanoflagellati eterotrofi (gruppo funzionale Z6): costituito da protozoi con *DSE* compreso tra i 2 e i 20 μm in grado di predare picofitoplancton e batteri.

La parametrizzazione matematica è comune a tutti e tre i gruppi, e le equazioni che descrivono la dinamica delle singole componenti zooplanctoniche sono le seguenti:

$$\left.\frac{\partial Z_c}{\partial t}\right|_{bio} = \left.\frac{\partial Z_c}{\partial t}\right|_{P_C, Z_C}^{prd} - \left.\frac{\partial Z_c}{\partial t}\right|_{R(i)_C}^{out} - \left.\frac{\partial Z_c}{\partial t}\right|_{O3}^{rsp} - \sum_x \left.\frac{\partial Z_c}{\partial t}\right|_{Z(x)_C}^{prd} - \left(\left.\frac{\partial Z_c}{\partial t}\right|_{R6_C}^{lim}\right) \qquad (4.26)$$

$$\left.\frac{\partial Z_n}{\partial t}\right|_{bio} = \left.\frac{\partial Z_n}{\partial t}\right|_{P_n, Z_n}^{prd} - \left.\frac{\partial Z_n}{\partial t}\right|_{R(i)_n}^{out} - \left.\frac{\partial Z_n}{\partial t}\right|_{N4}^{rsp} - \frac{Z_n}{Z_c}\sum_x \left.\frac{\partial Z_c}{\partial t}\right|_{Z(x)_C}^{prd} - \left(\left.\frac{\partial Z_n}{\partial t}\right|_{N4}^{lim}\right) \qquad (4.27)$$

$$\left.\frac{\partial Z_p}{\partial t}\right|_{bio} = \left.\frac{\partial Z_p}{\partial t}\right|_{P_p, Z_p}^{prd} - \left.\frac{\partial Z_p}{\partial t}\right|_{R(i)_p}^{out} - \left.\frac{\partial Z_p}{\partial t}\right|_{N1}^{rsp} - \frac{Z_p}{Z_c}\sum_x \left.\frac{\partial Z_c}{\partial t}\right|_{Z(x)_C}^{prd} - \left(\left.\frac{\partial Z_p}{\partial t}\right|_{N1}^{lim}\right) \qquad (4.28)$$

(I termini in parentesi valgono solo per il mesozooplancton).

Come già sottolineato in precedenza non esiste alcuna equazione per la dinamica del silicato in quanto non è una variabile di stato di questo gruppo funzionale; il silicato assunto tramite la predazione delle diatomee è quindi interamente rilasciato come POM.

4.5.1 Dinamica del carbonio e dei nutrienti per il microzooplancton

Il primo termine della 4.26 rappresenta il flusso di carbonio dovuto alla predazione (produttività secondaria lorda), e, per conservazione della massa, bilancia esattamente i termini di perdita per predazione presenti negli altri gruppi

funzionali.

E' importante ricordare, come si può notare anche dalla notazione matematica, che il microzooplancton, oltre che gruppi i fitoplanctonici, può predare anche gli altri gruppi zooplanctonici e persino effettuare cannibalismo. Quest'ultimo si è dimostrato essere un processo molto importante per stabilizzare la dinamica zooplanctonica (Kohlmeier e Ebenhöh, 1995).

La produzione secondaria lorda è parametrizzata come funzione del massimo tasso specifico di ingestione giornaliera, definito a priori, modulato dalla temperatura in modo analogo a quello visto per gli altri gruppi funzionali. Il tipo di specie predata oltre che dalla matrice trofica dipende anche da un fattore di regolazione legato alla densità delle specie di fitoplancton presenti ($f^{dns}_{Z,X}$); è stata infatti notata la tendenza da parte dei consumatori a predare le specie più abbondanti. Indicando con X ogni risorsa di cibo (batteri, diatomee, etc.) la quantità di cibo disponibile per ogni gruppo sarà espressa dal vettore

$$F_i = \sum_X \delta_{Z,X} \, f^{dns}_{Z,X} \, X_i \quad . \tag{4.29}$$

Il secondo termine è costituito da due contributi. Il primo è legato al processo di escrezione: infatti non tutto il carbonio predato viene assimilato, ma una percentuale costante di quello assunto viene persa o per escrezione o per respirazione. I rapporti tra le quantità escrete o respirate sono definiti a priori; la parte escreta può essere a sua volta rilasciata come carbonio disciolto o particolato in percentuali definite a loro volta a priori. Il secondo contributo è invece legato alla mortalità naturale degli organismi, che nel modello è parametrizzata componendo un tasso specifico di mortalità giornaliera, definito a priori, con un tasso di mortalità in funzione delle condizioni di anossia, determinate tramite un fattore di regolazione ambientale per l'ossigeno espresso nella forma Michaelis-Menten.

Il terzo termine rappresenta invece il processo di respirazione, che come per gli altri gruppi funzionali viene distinta in una respirazione basale, proporzionale alla biomassa presente e regolato dal fattore ambientale per la temperatura, e una respirazione di attività calcolata come semplice differenza tra la quantità di carbonio non assimilato totale, e la quantità di carbonio escreto.

La dinamica dei nutrienti (equazioni 4.27 e 4.28) segue esattamente quella del carbonio, in quanto i tassi di assunzione di nutrienti sono ricavati da quelli del carbonio per mezzo dei rapporti nutrienti-carbonio delle sostanze assunte.

Anche i tassi di escrezione (secondo termine delle due equazioni) seguono quelli del carbonio, con l'unica differenza data dalla presenza di un coefficiente in grado di parametrizzare la tendenza degli organismi a trattenere maggiormente i nutrienti rispetto a quest'ultimo.

Gli altri termini di perdita rappresentano l'escrezione diretta di nutrienti in acqua, che avviene esclusivamente quando i rapporti interni tra nutrienti e carbonio superano un certo valore soglia; nel caso dell'azoto si assume che venga escreto interamente come ammonio.

4.5.2 Dinamica del carbonio e dei nutrienti per il mesozooplancton

Le equazioni delle variabili di stato che costituiscono il mesozooplancton sono del tutto simili a quelle viste per il microzooplancton. Oltre che per i diversi valori dei parametri metabolici questo gruppo funzionale si distingue dal precedente per alcune caratteristiche specifiche; tra queste ricordiamo l'assenza di un fattore legato alla densità delle prede che regoli il vettore del cibo totale disponibile (equazione 4.29), e il rilascio di carbonio (secondo termine a destra della 4.26) che può avvenire solo come carbonio particolato. Quest'ultima caratteristica simula la produzione di *fecal pellets* da parte del mesozooplancton nel caso in cui il carbonio sia escreto; mentre nel caso in cui la perdita di carbonio avvenga per mortalità, il flusso di carbonio verso il POM è dovuto agli esoscheletri degli organismi morti.

La differenza maggiore tra micro e mesozooplancton risiede però nella diversa dinamica dei nutrienti. Il mesozooplancton è infatti caratterizzato da rapporti interni tra nutrienti e carbonio costanti; perché possano essere mantenuti tali, occorre che, nel caso in cui venga assunta della sostanza organica in cui questi rapporti siano diversi, siano presenti degli ulteriori termini di escrezione in grado di espellere le quantità di carbonio, azoto o fosforo in eccesso, a seconda dell'elemento più limitante. Questi termini sono quelli tra parentesi nelle equazioni 4.26, 4.27 e 4.28.

4.6 Componenti biochimiche non viventi

4.6.1 Nutrienti inorganici

I cicli dei nutrienti inorganici sono strettamente legati alla dinamica dei gruppi funzionali pelagici; per questo motivo le equazioni dei nutrienti non fanno altro che raccogliere tutti i flussi legati alle componenti viventi, descritti nei paragrafi precedenti:

$$\left.\frac{\partial N1}{\partial t}\right|_{bio} = -\sum_{j=1}^{4} \left.\frac{\partial P(j)_p}{\partial t}\right|_{N1}^{upt} + f_B^p \left.\frac{\partial B_p}{\partial t}\right|_{N1}^{upt,rel} + \sum_{j=3}^{6} \left.\frac{\partial Z(j)_p}{\partial t}\right|_{N1}^{out} \quad ; \tag{4.30}$$

$$\left.\frac{\partial N3}{\partial t}\right|_{bio} = -\sum_{j=1}^{4} \left.\frac{\partial P(j)_n}{\partial t}\right|_{N3}^{upt} + \left.\frac{\partial N3}{\partial t}\right|_{N4}^{nit} - \left.\frac{\partial N3}{\partial t}\right|_{sink_n}^{denit} \quad ; \tag{4.31}$$

$$\left.\frac{\partial N4}{\partial t}\right|_{bio} = -\sum_{j=1}^{4} \left.\frac{\partial P(j)_n}{\partial t}\right|_{N4}^{upt} + f_B^n \left.\frac{\partial B_n}{\partial t}\right|_{N4}^{upt,rel} + \sum_{j=3}^{6} \left.\frac{\partial Z(j)_n}{\partial t}\right|_{N4}^{out} - \left.\frac{\partial N4}{\partial t}\right|_{N3}^{nit} \tag{4.32}$$

$$\left.\frac{\partial N5}{\partial t}\right|_{bio} = -\left.\frac{\partial P1_s}{\partial t}\right|_{N5}^{upt} + \left.\frac{\partial R6_s}{\partial t}\right|_{N5}^{rmn} \quad . \tag{4.33}$$

I fosfati (N1; equazione 4.30) sono consumati dal fitoplancton, rimineralizzati o consumati dai batteri, a seconda delle loro condizioni interne, ed escreti dallo zooplancton.

I nitrati (N3; equazione 4.31) vengono a loro volta consumati dal fitoplancton, ma non sono rilasciati né per escrezione dallo zooplancton, né per rimineralizzazione dai batteri; sono parametrizzati invece due importanti processi biochimici: quello di nitrificazione, che porta alla produzione di nitrati a partire da ammonio, e quello di denitrificazione, che invece causa la perdita di nitrati che vanno a formare azoto molecolare.

Il tasso di nitrificazione è reso direttamente proporzionale alla concentrazione di ammonio, tramite un tasso costante di nitrificazione stabilito scalato da due fattori di regolazione ambientali, del tutto simili a quelli già incontrati, in modo da renderlo dipendente dalla temperatura e dalla concentrazione di ossigeno disciolto.

Il tasso di denitrificazione, invece, essendo causato dall'attività metabolica dei

batteri anaerobi, è dipendente sia dalla quantità di ossigeno richiesto dai batteri, sia dalla presenza di condizioni anossiche. E' importante notare come non essendo presente nel modello una variabile per l'azoto molecolare, la perdita di nitrati dovuta al processo di denitrificazione sia definitiva.

L'ammonio (N4; equazione 4.32) è consumato dal fitoplancton, rimineralizzato o consumato dai batteri, ed escreto dallo zooplancton allo stesso modo di quanto avviene per i fosfati.

La dinamica della silice (N5; equazione 4.33) è invece molto più semplice rispetto a quelle degli altri nutrienti; al termine di *uptake*, dovuto esclusivamente alle diatomee, è aggiunto un altro termine che parametrizza la dissoluzione della silice particolata, in modo che sia proporzionale alla quantità di particolato presente e che aumenti all'aumentare della temperatura.

4.6.2 Ossigeno disciolto

La concentrazione di ossigeno disciolto è determinata dal bilancio tra la produzione netta di ossigeno da parte del fitoplancton e il consumo dovuto ai processi di respirazione delle altre componenti viventi, secondo l'equazione

$$\left.\frac{\partial O2}{\partial t}\right|_{bio} = \theta_c^O \sum_{i=1}^{4} \left(\left.\frac{\partial P(i)_c}{\partial t}\right|_{O3}^{gpp} - \left.\frac{\partial P(i)_c}{\partial t}\right|_{O3}^{rsp} \right) - \theta_c^O f_B^O \left.\frac{\partial B_c}{\partial t}\right|_{O3}^{rsp} + \\ - \theta_c^O \sum_{j=3}^{6} \left.\frac{\partial Z(j)_c}{\partial t}\right|_{O3}^{rsp} - \theta_n^O \left.\frac{\partial N4}{\partial t}\right|_{N3}^{nit} \tag{4.34}$$

in cui i termini θ_c^O e θ_n^O sono i coefficienti stechiometrici delle reazioni di fotosintesi e di nitrificazione.

L'ultimo termine è dovuto al consumo di ossigeno dovuto al processo di nitrificazione (equazione 4.33).

4.6.3 POM e DOM

Anche le equazioni della sostanza organica particolata e disciolta sono costituite dai flussi già descritti per altri gruppi funzionali; in particolare il DOM, costituito da carbonio, azoto e fosforo, è prodotto da parte del fitoplancton, dei batteri e del microzooplancton nei processi di lisi, essudazione ed escrezione, ed è interamente

utilizzato dai batteri come substrato di crescita; il POM, invece, è prodotto da tutti i membri della comunità planctonica eccetto i batteri, che però sono gli unici in grado di utilizzare questa componente come risorsa di carbonio e nutrienti.

4.7 Dinamica del ferro in MMEM-GLO

Come abbiamo già detto nel paragrafo iniziale di questo capitolo una delle caratteristiche più importanti del modulo pelagico di MMEM-GLO è l'aver introdotto il ferro come micronutriente limitante.

Il ferro è incluso nel modello come nutriente inorganico (variabile di stato ordinaria N7), e come componente organica del fitoplancton (variabile $P(i)_f$) e della sostanza particolata (variabile $R6_f$); in tutti i casi i suoi valori sono espressi in μmol m^{-3}. Assunzione molto importante è che, sebbene come riportato nel capitolo 1 il ferro presente in mare si trovi quasi esclusivamente associato a leganti organici, nel modello l'effetto di questi leganti è implicito, e la variabile di stato del ferro disciolto (N7) rappresenta quello effettivamente biodisponibile. Ciò è giustificato dal fatto che quello che si vuole simulare nel modello è l'effetto funzionale del ferro sulla dinamica del fitoplancton, e non la sua biogeochimica nell'oceano profondo.

Oltre all'equazione 4.15 nel modello sono state aggiunte altre due equazioni per rappresentare la dinamica del ferro: una per il ferro inorganico disciolto

$$\left.\frac{\partial N7}{\partial t}\right|_{bio} = -\left.\frac{\partial P_f}{\partial t}\right|_{N7}^{upt} + \left.\frac{\partial R6_f}{\partial t}\right|_{N7}^{rmn} + \left.\frac{\partial N7}{\partial t}\right|_{sink_f}^{scv} \quad ; \tag{4.35}$$

e una per il ferro organico presente nel detrito

$$\left.\frac{\partial R6_f}{\partial t}\right|_{bio} = \left.\frac{\partial P_f}{\partial t}\right|_{R6_f}^{lys} + \frac{P_f}{P_c}\sum_j \left.\frac{\partial P_c}{\partial t}\right|_{Z(j)_c}^{prd} - \left.\frac{\partial R6_f}{\partial t}\right|_{N7}^{rmn} \quad . \tag{4.36}$$

4.7.1 Dinamica del ferro nel fitoplancton

Nel modello la dinamica della componente di ferro fitoplanctonica, principalmente per la mancanza di un'adeguata conoscenza sui dettagli della sua dinamica di *uptake*, ha una parametrizzazione molto semplice. E' infatti presente

una dinamica di tipo Michaelis-Menten, con rapporti interni tra ferro e carbonio costanti e senza possibilità di avere accumulo interno.

Il ferro, come tutti i nutrienti può esercitare una limitazione sul tasso di assimilazione del carbonio; questa limitazione è parametrizzata nel modello moltiplicando la produttività primaria lorda, calcolata secondo l'equazione 4.21, per la disponibilità di ferro disciolto in acqua:

$$\left.\frac{\partial P_c}{\partial t}\right|_{O3}^{gpp} = \frac{N7}{N7 + h_P^f}\, r_P^{max} \left[1 - \exp\left(\frac{-\alpha_{chl} I_{PAR} P_i / P_c}{r_P^{max}} \right) \right] P_c \quad . \tag{4.37}$$

Questo tipo di parametrizzazione è in accordo con i risultati ottenuti da Martin in esperimenti di fertilizzazione con ferro, in cui è stato mostrato come il tasso specifico di crescita fosse funzione della concentrazione di ferro disciolto in acqua (Martin et al., 1994). Il valore della costante di semisaturazione, ormai largamente accettato, è h_P^f = 0.12 μmol m^{-3} (Coale, 1996a). Inoltre è importante sottolineare come sia stato scelto un approccio moltiplicativo rispetto ad un approccio tipo Liebig, per permettere la presenza di colimitazione di ferro e luce così come osservato da Sunda e Huntsman (1997).

L'*uptake* di ferro (secondo termine di destra dell'equazione 4.15) è direttamente proporzionale a quello di carbonio in funzione di un rapporto interno ferro-carbonio costante. Questa è un'approssimazione del modello abbastanza grossolana, in quanto si è visto, in colture di laboratorio, come questo rapporto aumenti linearmente in condizioni di saturazione da luce all'aumentare della disponibilità di ferro (Sunda e Huntsman, 1995).

Pur non essendo semplice, quindi, trovare un unico rapporto interno tra ferro e carbonio costante in grado di rappresentare quello ottimale, il valore utilizzato nella maggior parte dei modelli ecologici è quello di q_f^{opt} = 6 μmol Fe:mol C (Archer e Jonhnson, 2000; Aumont, 2003). L'*uptake* di ferro è quindi parametrizzato come

$$\left.\frac{\partial P_f}{\partial t}\right|_{N7}^{upt} = q_f^{opt} G_P \quad , \tag{4.38}$$

in cui G_p è il tasso netto di assimilazione di carbonio dato dalla somma dei primi

quattro termini di destra della 4.10.

L'escrezione di ferro non è considerata un processo biochimico rilevante, e quindi l'unico fattore di rilascio di ferro da parte del fitoplancton è dovuto alla distruzione delle cellule. Questo rilascio è parametrizzato dal secondo termine di destra della 4.15, ed è proporzionale al carbonio perso per lisi, assumendo che il materiale rilasciato sia caratterizzato dal minimo rapporto strutturale ferro-carbonio:

$$\left.\frac{\partial P_f}{\partial t}\right|_{R6_f}^{lys} = q_f^{min} \left.\frac{\partial P_c}{\partial t}\right|_{R6_c}^{lys} \quad . \tag{4.39}$$

Come si può vedere dalla 4.36 il ferro rilasciato per lisi è tutto in forma particolata.

4.7.2 Rimineralizzazione e precipitazione del ferro

Il ferro è reso disponibile in forma disciolta tramite la rimineralizzazione del particolato biogenico. Il ferro organico particolato deriva dalla lisi cellulare del fitoplancton e dall'egestione dello zooplancton; un'altra assunzione importante del modello è infatti che lo zooplancton non sia mai limitato da ferro, per cui ,allo stesso modo di quello che avviene per il silicio, tutta la parte in ferro del fitoplancton predato è rilasciata come detrito particolato.

Non essendo completamente chiari tutti i meccanismi attraverso i quali il ferro viene rimineralizzato, il rilascio di ferro dal detrito è parametrizzato con una relazione simile a quella utilizzata per il silicio:

$$\left.\frac{\partial R6_f}{\partial t}\right|_{N5}^{rmn} = \Lambda_f^{rmn} f_{R6_f}^T R6_f \quad , \tag{4.40}$$

in cui Λ_f^{rmn} è il tasso di dissoluzione specifico costante, mentre f_{R6}^T è il fattore ambientale per la temperatura.

Il ferro disciolto inorganico interagisce con le superfici delle particelle presenti nella colonna d'acqua e, tramite il processo precipitazione (*scavenging*), tende a formare idrossidi che poi precipitano molto rapidamente. Poiché la concentrazione di leganti del ferro nelle acque profonde è di circa 0.6 0.12 μmol m^{-3}, Johnson et al. (1997) hanno suggerito che lo *scavenging* del ferro possa essere parametrizzato

come un tasso costante quando il ferro si trova a concentrazioni maggiori di quella soglia.

Nel modello questo processo è parametrizzato nel modo più semplice:

$$\left.\frac{\partial N7}{\partial t}\right|_{sink_f}^{scv} = \Lambda_f^{scv}\, min\left(0, N7 - 0.6\right) \quad . \tag{4.41}$$

Il valore scelto per la costante temporale Λ_f^{scv} è quello utilizzato da Archer e Johnson (2000), pari a 1/200 anni^{-1}.

Ulteriore assunzione, inoltre, è che il ferro una volta subito *scavenging*, sia adsorbito sulle particelle più grossolane, e quindi sia sequestrato definitivamente negli strati più profondi della colonna d'acqua.

4.7.3 Deposizione atmosferica di ferro

L'unica sorgente per il ferro parametrizzata in MMEM-GLO è quella atmosferica. Le correnti atmosferiche, passando sopra i continenti, ed in particolar modo sopra le zone desertiche, si caricano di polveri continentali ricche di ferro che vengono quindi trasportate e ridistribuite secondo le principali strutture di circolazione atmosferica. Se deposte in acqua, il ferro particolato presente nelle polveri tende ad entrare in soluzione, diventando quindi un'importante fonte di ferro disciolto.

Le quantità di ferro particolato che ad ogni passo temporale sono deposte in superficie sono quelle ricavate come medie annuali di simulazioni numeriche da Tegen e Fung (1995) riportate anche in Figura 4.3. Da notare come le aree in cui le concentrazioni di ferro deposto sono maggiori, sono quelle ad ovest dei continenti nelle zone tropicali, dove dominano gli alisei, e quelle ad est dei continenti alle medie latitudini, dove invece sono prevalenti i venti da ovest.

Non tutto il ferro deposto diventa ferro biodisponibile (N7); nel modello si assume che solo l'uno per cento del ferro depositato sia solubile.

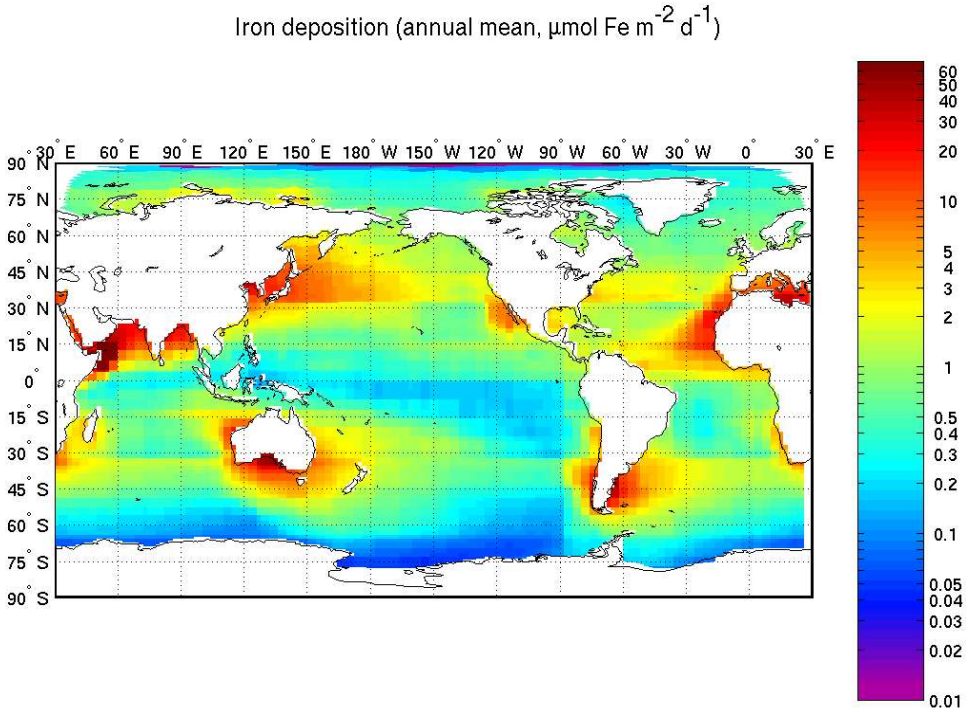

Figura 4.3 Deposizione atmosferica di ferro calcolata dal modello numerico utilizzato da Tegen e Fung (Vichi 2004).

CAPITOLO 5

Esperimenti Numerici con MMEM-GLO

5.1 Una nuova sorgente per il ferro: la piattaforma continentale della Nuova Guinea

Come già riportato nel Capitolo 1, una delle possibili sorgenti di ferro per il Pacifico equatoriale è rappresentata dal ferro disciolto presente nelle acque della EUC (Coale et al., 1996). Durante i periodi normali queste acque risalgono in superficie a causa del forte upwelling presente lungo la fascia equatoriale, e il ferro disciolto è così trasportato nella zona eufotica, determinando l'aumento di produttività biologica tipico dell'area pacifico equatoriale orientale(Chavez et al., 1996; Barber et al., 1996).

Nel lavoro sviluppato da Cecconi (2001) è stato dimostrato come, facendo l'ipotesi di una sorgente di ferro disciolto presente nella parte occidentale della fascia pacifico equatoriale, la EUC sia in grado di trasportarlo attivamente, come tracciante passivo, per tutta la sua estensione longitudinale, fino ad oltre i 100 gradi Ovest.

Questa sorgente occidentale è stata recentemente identificata ferro presente nei sedimenti della piattaforma continentale della Nuova Guinea (Mackey et al., 2002). Da vari confronti tra profili di ferro totale, sia particolato che disciolto, raccolti sia lungo la piattaforma continentale che nell'area di formazione della EUC, si è visto come la concentrazione di ferro nella EUC sia fortemente correlata a quella presente nella *New Guinea Coastal Undecurrent* (NGCU). Come mostrato nella Figura 5.1, in cui sono riportate anche le locazioni dei vari profili discussi nell'articolo, questa corrente profonda scorre da Sud verso Nord parallelamente alle coste orientali della Nuova Guinea, per poi curvare repentinamente in prossimità dell'equatore ed assumere una direzione Ovest-Est, andando così a formare la EUC, assieme alle correnti provenienti dall'emisfero

Nord.

Le concentrazioni di ferro presenti nella NGCU sono a loro volta correlate all'intensità della corrente stessa, e aumentano da Sud verso Nord man mano che la corrente fluisce lungo la piattaforma continentale dell'isola. Queste due caratteristiche hanno portato alla conclusione che il ferro disciolto nella NGCU, poi trasportato nella EUC, abbia origine dalla risospensione dei sedimenti della piattaforma continentale, dovuta all'interazione tra questi ultimi e la corrente stessa.

Il materiale depositato lungo la piattaforma continentale è prevalentemente di origine terrigena, in quanto lungo le coste orientali della Nuova Guinea sono presenti le foci di numerosi sistemi fluviali, e quindi i sedimenti risospesi sono relativamente ricchi in ferro. Una volta risollevato nella colonna d'acqua, il ferro è trasportato verso Nord dalla NGCU, sia in forma particolata che disciolta, e va a contribuire in modo determinante, una volta che quest'ultima è confluita nella EUC, all'aumento di concentrazione di ferro disciolto tipico delle acque della sottocorrente equatoriale.

I risultati appena descritti sono stati utilizzati per simulare nel modello una

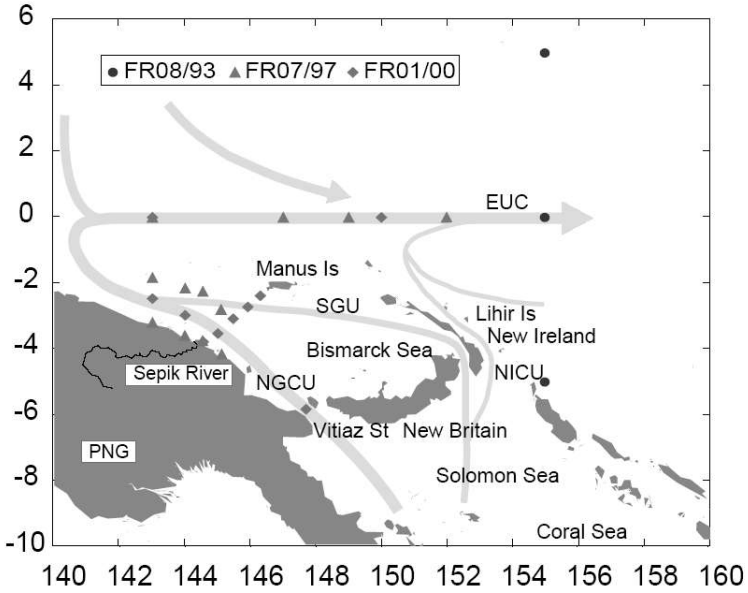

Figura 5.1 Schema delle maggiori correnti oceaniche presenti nell'area ad Est della Nuova Guinea. Sono riportate anche le posizioni dei punti in cui sono stati misurati i profili di ferro discussi da Mackey et al. (2002).

sorgente di ferro nella parte occidentale del Pacifico equatoriale. L'idea è che, proprio come descritto da Mackey, la NGCU riesca a trasportare il ferro disciolto dall'area della sorgente alla zona in cui si forma la EUC, e che quest'ultima riesca a trasportarlo a sua volta dalla zona occidentale a quella orientale. In questo modo sarà possibile studiare gli effetti che una maggiore concentrazione di ferro nella EUC porta nella dinamica biogeochimica nell'area pacifico equatoriale.

Sebbene, come ricordato in precedenza, Cecconi avesse già dimostrato che, assumendo l'ipotesi di una sorgente occidentale, la EUC sia in grado di trasportare attivamente il ferro attraverso tutto il bacino, questo studio si propone di fare un ulteriore passo avanti. Nel lavoro di Cecconi infatti, il ferro è stato parametrizzato semplicemente come tracciante passivo; nel nostro caso invece il ferro è una delle componenti del ciclo biogeochimico parametrizzato dal modello, e durante il suo trasporto può quindi subire tutti i processi descritti nel Capitolo 4.

5.2 Run climatologici di spin-up

Oltre a dimostrare come il trasporto ad opera della EUC fosse fondamentale nell'oceano Pacifico per la propagazione del ferro da ovest verso est lungo l'equatore, i risultati ottenuti da Cecconi sono riusciti a quantificare i tempi con cui questo trasporto avviene: il ferro presente inizialmente a 140 gradi Ovest impiega circa un anno e mezzo per arrivare a 100 gradi Ovest.

Per i motivi già discussi alla fine del Capitolo 3, abbiamo scelto gli anni compresi tra il 1990 e il 1998 come periodo durante il quale effettuare gli esperimenti con il modello biogeochimico. Nel caso in cui il modello fosse stato inizializzato con dei campi in cui non fosse presente il ferro trasportato dalla EUC, avremmo quindi dovuto aspettare almeno due anni, su una serie temporale che ne comprende nove, prima di poter assistere ad un aumento delle concentrazioni sottosuperficiali di ferro nella parte orientale del bacino, e poter quindi analizzare gli effetti di quest'ultime sulla comunità planctonica.

Si è deciso quindi di inizializzare il modello con un campo in cui fosse già presente una maggiore concentrazione di ferro disciolto nella EUC. Per ottenere questo campo è stato effettuato un run di *spin-up* del modello della durata di

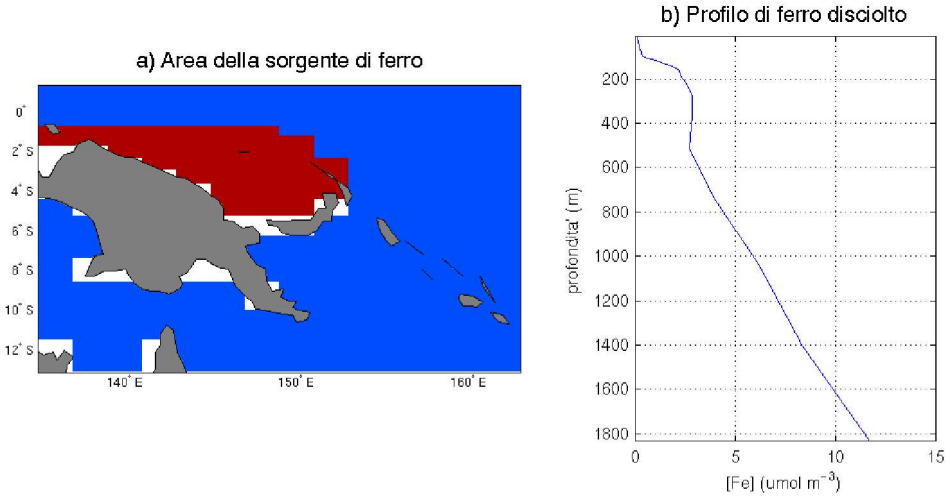

Figura 5.2 Profilo di ferro (b) utillizzato per simulare la sorgente legata alla piattaforma continentale della Nuova Guinea (area rossa della figura a).

quattro anni con forzanti climatologici, in cui, oltre, alla sorgente atmosferica di ferro, è stata aggiunta anche quella occidentale discussa nel paragrafo precedente.

Per parametrizzare questa sorgente si è scelto, tra quelli presentati nel lavoro di Mackey, un profilo di ferro che fosse il più rappresentativo possibile delle condizioni medie caratteristiche della piattaforma continentale della Nuova Guinea(Figura 5.2b). Abbiamo quindi applicato questo profilo a tutti i punti che nel modello rappresentano quest'area (Figura 5.2a), in modo da simulare l'origine continentale del ferro presente nella EUC.

Ulteriore assunzione è che questa sorgente sia continua e costante nel tempo, per cui il profilo utilizzato è stato imposto sui punti della piattaforma ad ogni passo temporale. In questo modo nell'area riportata in Figura 5.2 si hanno concentrazioni di ferro costanti per tutta la durata della simulazione, mentre al di fuori di essa le concentrazioni possono variare al variare dell'intensità delle correnti, e quindi del tasso di trasporto avvettivo.

Nel run di *spin-up* i campi con cui sono state inizializzate le variabili del modulo biogeochimico sono tratti dal *World Ocean Atlas*, mentre i forzanti fisici applicati sono dei forzanti climatologici ricavati dalle serie temporali dei dati ERA40 dal 1971 al 2000.

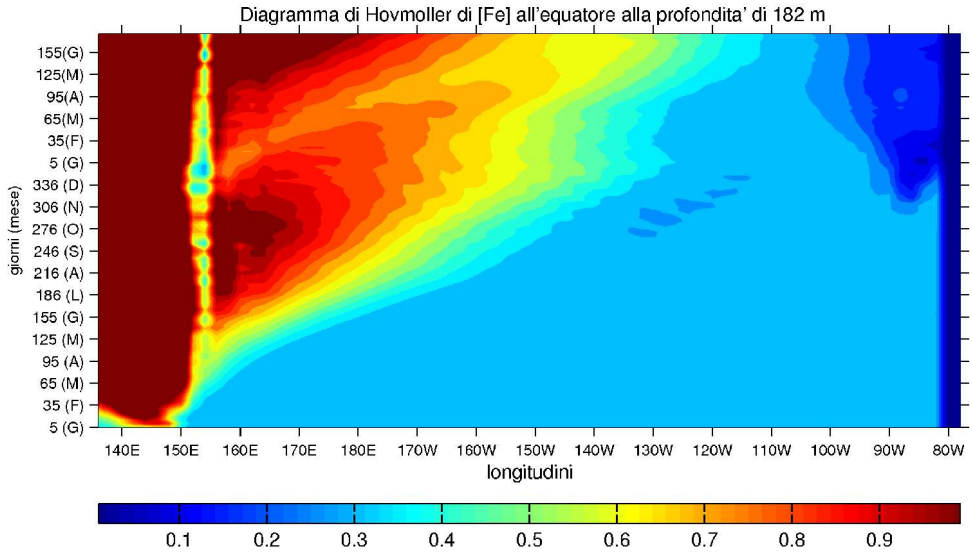

Figura 5.3 Diagramma di Hövmoller della concentrazione di ferro disciolto a 186 m di profondità per i primi due anni di spinup .

Nella Figura 5.3 è riportato il diagramma di Hövmoller per la concentrazione di ferro disciolto all'equatore a 182 m di profondità, che, come è stato mostrato alla fine del Capitolo 2, è la profondità alla quale si sviluppa la EUC nella parte più occidentale del bacino. Come si può vedere, il ferro, esattamente come ipotizzato, viene trasportato dalla NGCU dalla piattaforma continentale fino all'area di formazione della EUC, che a sua volta lo trasporta da ovest verso est. Allo stesso modo di quanto osservato da Cecconi il tempo impiegato dal ferro per arrivare da 140 fino a 100 gradi Ovest è poco meno di due anni.

La striscia sottile tra 150 e 160 gradi Est in cui si hanno basse concentrazioni di ferro corrisponde all'area in cui la EUC, come riportato alla fine del Capitolo 2, devia leggermente verso nord. Ad Est di questa fascia il ferro presente è quello trasportato dalla EUC; mentre ad Ovest il ferro presente è quello che la NGCU sta trasportando nella zona di formazione della EUC, che, come già mostrato, nel modello non si trova esattamente all'equatore, ma spostata verso Nord di circa un grado.

E' importante infine sottolineare come, avendo considerato il ferro come tracciante attivo, il fatto che riesca a propagarsi dalla zona occidentale a quella orientale del bacino senza ad esempio essere completamente consumato dal

fitoplancton, lo si deve principalmente al fatto che la EUC scorre molto al di sotto della zona eufotica, e quindi il ferro da essa trasportato non può essere utilizzato dal fitoplancton.

5.2.1 Verifica del run di *spin-up*

Avendo ipotizzato una sorgente occidentale di ferro continua, prima di procedere con l'inizio degli esperimenti si è resa necessaria una verifica dei risultati ottenuti al termine del quarto anno di *spin-up*; in particolare abbiamo

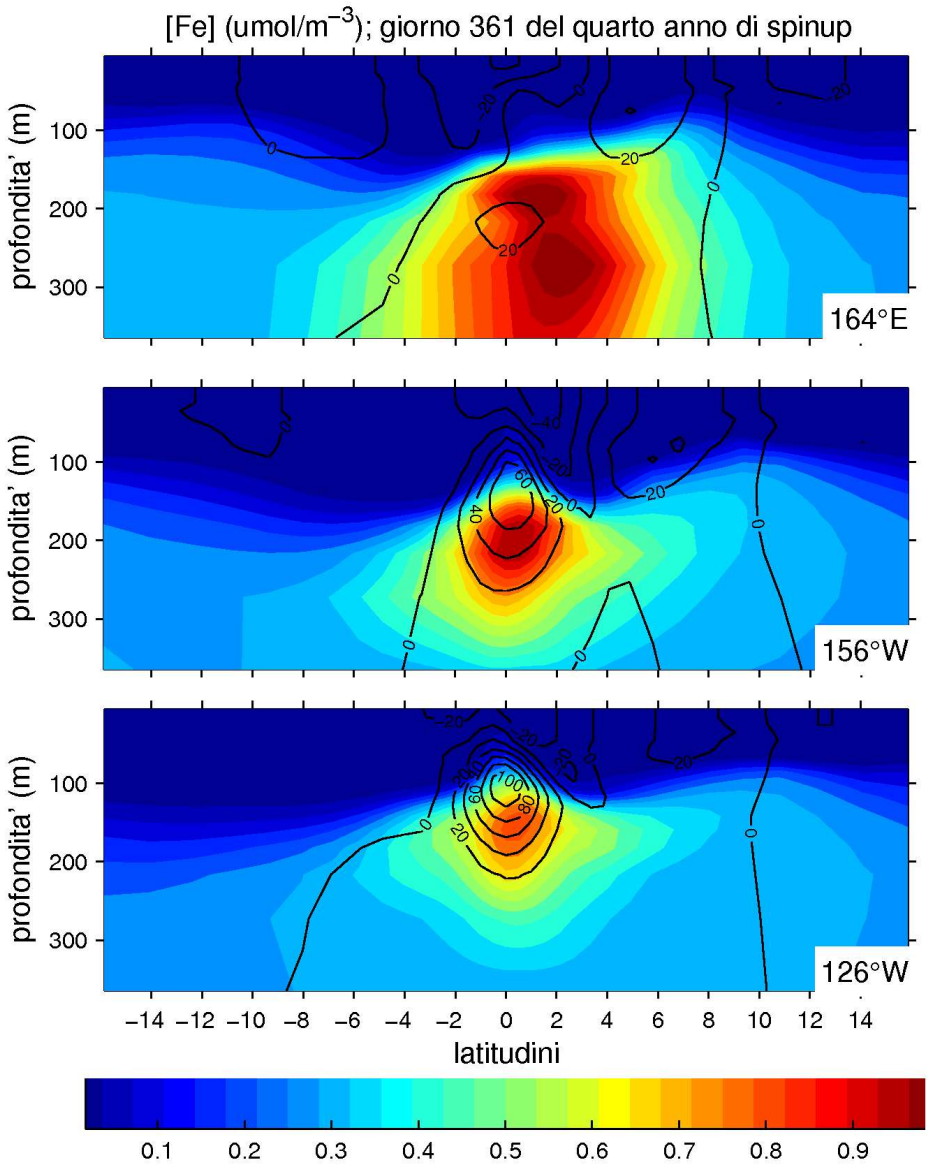

Figura 5.4 Sezioni latitudinali della concentrazione di ferro a tre diverse longitudini per l'ultimo giorno del quarto anno di spinup.

verificato che sia i valori della concentrazione di ferro disciolto nella EUC, che quelli di biomassa permanente fossero in accordo con le osservazioni.

Nel primo caso abbiamo effettuato tre sezioni latitudinali della concentrazione di ferro disciolto a 164 gradi Est e a 156 e 126 gradi Ovest, simili a quelle eseguite nel Capitolo 2 per le velocità orizzontali; insieme alle concentrazioni di ferro abbiamo anche riportato le isolinee relative alla velocità zonale (Figura 5.4).

In tutte e tre le sezioni, le concentrazioni hanno valori in linea con quelli misurati nei profili equatoriali (Coale et al., 1996; Johnson et al., 1997; Mackey et al., 2002), e tendono a diminuire andando da Ovest verso Est.

E' molto importante notare come il massimo sottosuperficiale segua l'andamento del massimo di velocità zonale che identifica la EUC, risalendo con quest'ultimo verso profondità sempre minori man mano che ci si allontana dall'area di formazione della EUC verso le zone più orientali del Pacifico equatoriale. Questa caratteristica è un'ulteriore conferma del ruolo attivo della EUC nel trasporto del ferro disciolto lungo l'equatore.

Tuttavia, così come osservato da Cecconi, le massime concentrazioni di ferro non sono presenti esattamente alle stesse profondità in cui si trovano le massime velocità zonali, ma sono sempre leggermente più profonde; questa caratteristica può derivare dal fatto che, mentre la EUC scorre a cavallo del termoclino, come mostrato nelle sezioni latitudinali del Capitolo 2, il ferro è invece confinato al di sotto di quest'ultimo a causa della bassa avvezione (e diffusione) verticale presente tra lo strato superficiale ben rimescolato e quello profondo.

Per verificare che le quantità di ferro immesse nel modello non avessero stimolato una produttività fitoplanctonica tale da portare ad avere delle quantità di biomassa residente incompatibili con quelle osservate, abbiamo confrontato i valori medi di clorofilla superficiale ottenuti dalle misurazioni del satellite SeaWifs, con quelli relativi all'ultimo anno di *spin-up* (Figura 5.5).

Come si può osservare le due figure presentano valori di concetrazione simili, sebbene nel modello le concetrazioni massime localizzate nella sottile fascia attorno all'equatore, in cui si hanno i maggiori tassi di upwelling, siano leggermente superiori a quelle fornite dal satellite.

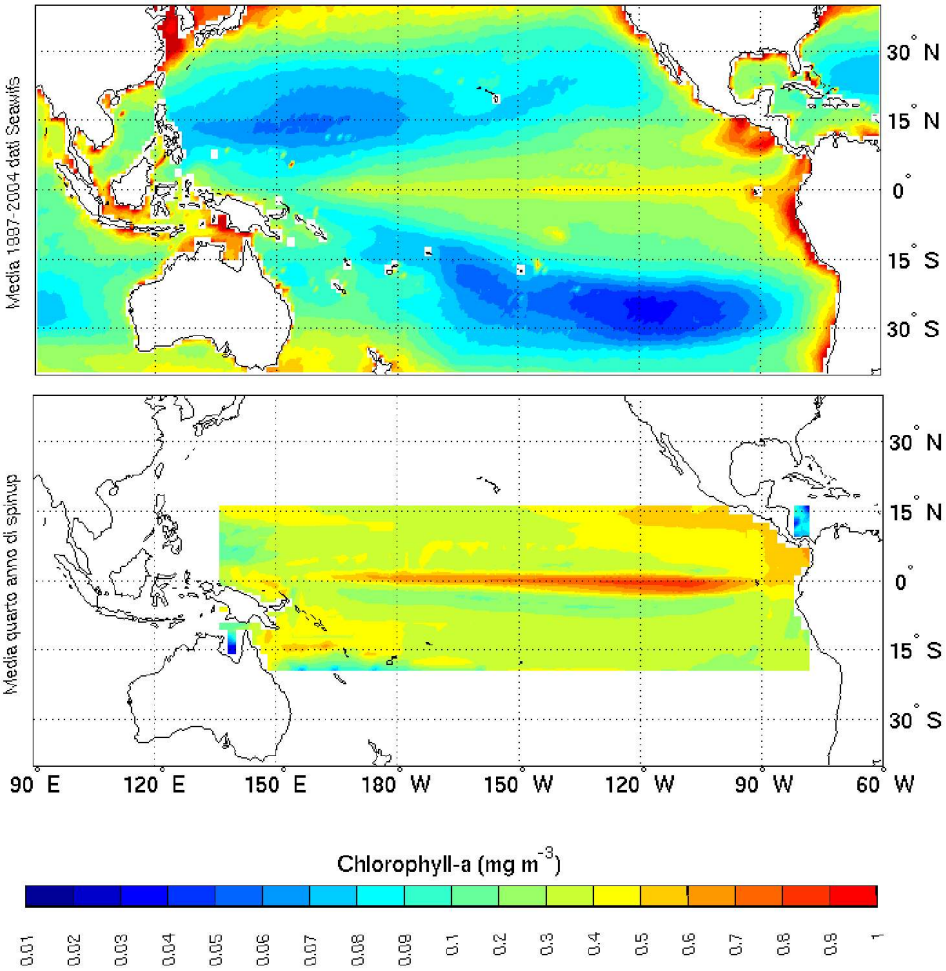

Figura 5.5 Confronto tra le concentrazioni di clorofilla medie tra i dati raccolti dal satellite Seawifs (1997-2004) e i dati ottenuti per il quarto anno di spinup.

5.3 I due esperimenti: EQFE e NOFE

I campi di tutte le variabili biogeochimiche ottenuti alla fine del quarto anno di *spin-up* sono stati utilizzati come campi di inizializzazione per le variabili di stato biologiche, nell'esperimento numerico effettuato con il modello biogeochimico.

L'esperimento consiste in una simulazione della durata di nove anni, che, come già ricordato, copre un intervallo temporale che va dal 1990 al 1998; i forzanti utilizzati per il modulo fisico sono gli stessi utilizzati nel corso degli esperimenti descritti nel Capitolo 2, per cui le componenti fisiche dei due modelli sono

identiche; il modulo ecologico è quello descritto nel Capitolo 4, ed è caratterizzato da un passo temporale e da un output analoghi a quelli del modulo fisico, a cui è accoppiato.

Nell'esperimento denominato EQFE, per tutta la durata della simulazione, assieme alla sorgente di ferro atmosferica, è stata mantenuta quella legata alla piattaforma continentale della Nuova Guinea, in modo che le acque della EUC fossero caratterizzate da maggiori concentrazioni di ferro disciolto. Per questo motivo, ad ogni passo temporale, negli stessi punti indicati nel paragrafo precedente, è stato continuamente imposto il profilo di ferro della Figura 5.2, esattamente come avvenuto durante il run di spin up.

Per analizzare gli effetti esercitati dalle maggiori concentrazioni di ferro nella EUC sulla comunità planctonica, abbiamo inoltre utilizzato un caso di controllo in cui la EUC non fosse caratterizzata da alte concentrazioni di ferro disciolto. Oltre alla simulazione appena descritta, quindi , è stato effettuato un altro esperimento, indicato con il nome NOFE, durante il quale, al contrario del precedente, quella atmosferica è stata l'unica sorgente di ferro imposta. Per poter effettuare un confronto significativo tra i due esperimenti, inoltre, abbiamo dovuto imporre condizioni iniziali identiche; per questo motivo anche in NOFE il modulo pelagico è stato inizializzato con i campi ottenuti dal run climatologico di *spin-up*.

5.3.1 L'andamento del ferro disciolto

Una volta effettuati i due esperimenti è stato necessario verificare che rappresentassero effettivamente le due situazioni ipotizzate; è stato quindi analizzato l'andamento del ferro disciolto nel corso delle due simulazioni.

La Figura 5.6 mostra la serie temporale della profondità del termoclino (individuato dall'isoterma dei 18 ºC) all'equatore, a 120 gradi Ovest di longitudine, assieme alle serie temporali delle profondità della massima concentrazione di ferro per i primi 400 m di colonna per gli esperimenti EQFE e NOFE, misurate nello stesso punto.

Come già notato commentando la Figura 5.4, nel caso dell'esperimento EQFE, in cui sono presenti gli apporti di ferro dalla piattaforma continentale della Nuova Guinea, la concentrazione massima di ferro disciolto è leggermente più profonda

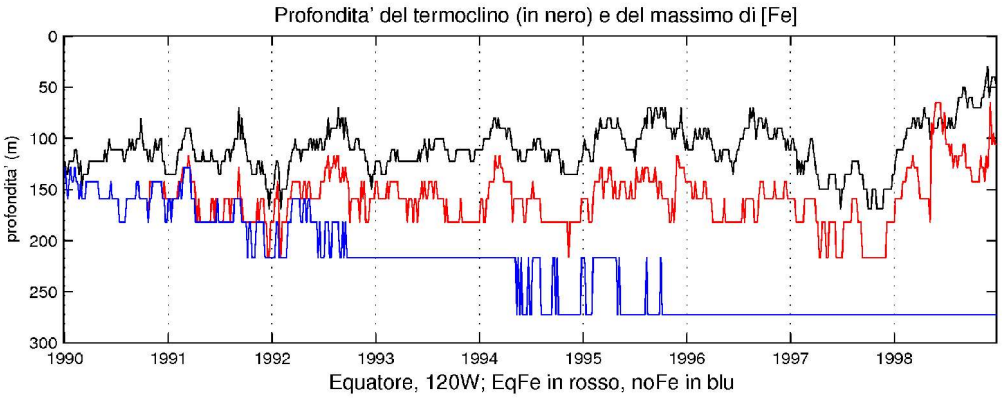

Figura 5.6 Andamento della profondità del termoclino (in nero), e della proofondità della concentrazione messima di ferro per gli esparimenti EQFE (in rosso) e NOFE (in blu)

rispetto al termoclino. Quest'ultimo non è localizzato ad una profondità costante nel tempo, ma è soggetto ad oscillazioni verticali, che come già visto nel primo capitolo, dipendono principalmente dall'alternarsi di condizioni La-Niña/La-Niña più o meno marcate; vediamo infatti come durante tutto il 1997, anno caratterizzato da condizioni La-Niña particolarmente intense, il termoclino si sposti verso profondità sempre maggiori; mentre al contrario risalga molto rapidamente, fino a raggiungere profondità di circa 50 m, nell'anno successivo, caratterizzato invece da altrettanto intense condizioni La-Niña.

La profondità della concentrazione massima di ferro nel caso dell'esperimento EQFE è strettamente correlata alla profondità del termoclino; la serie temporale è infatti caratterizzata da oscillazioni verticali che seguono di pari passo quelle dell'isoterma dei 18 °C. La stessa cosa non accade invece nel caso dell'esperimento NOFE: dopo i primi due anni in cui l'andamento della serie temporale coincide pressoché completamente con quello della serie relativa all'esperimento EQFE, la massima concentrazione di ferro subisce un brusco abbassamento fino ad oltre i 250 m di profondità, dove resta costante fino alla fine dell'esperimento.

Questo comportamento evidenzia esattamente quanto ipotizzato al momento della implementazione dei due esperimenti: se nel caso EQFE, infatti, è presente un massimo in corrispondenza della EUC dovuto alla presenza di una sorgente occidentale; nel secondo, essendo stata rimossa la sorgente, questo massimo non è

presente.

Quanto detto risulta ancora più evidente confrontando le Figure 5.7 e 5.8, in cui sono riportate tre sezioni latitudinali dei valori istantanei della concentrazione di ferro a 120 gradi Ovest di longitudine, relative a tre anni diversi delle due simulazioni. Se nelle sezioni relative all'esperimento EQFE le concentrazioni di ferro sono sempre caratterizzate da un massimo associabile alla EUC, in quelle relative all'esperimento NOFE si passa invece da una situazione in cui questo massimo è presente e ben definito, ad una situazione in cui è del tutto assente.

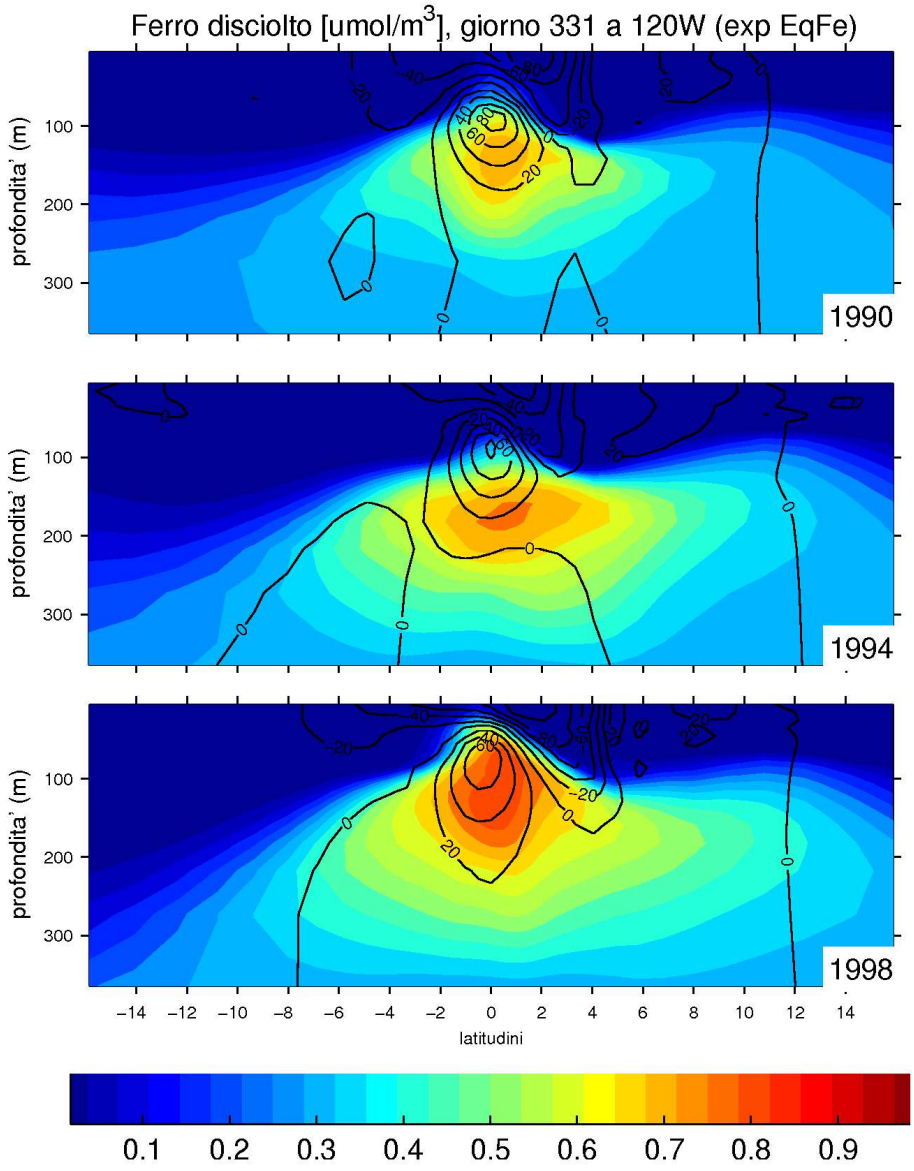

Figura 5.7 Sezioni latitudinali della concentrazione di ferro disciolto per tre anni relativi all'esperimento EQFE.

Il fatto che le prime due sezioni siano pressoché identiche per entrambi gli esperimenti è dovuto al fatto che per entrambi sono state imposte le stesse condizioni iniziali. Nel caso NOFE, la EUC continua comunque a trasportare, da Ovest verso Est, le masse d'acqua caratterizzate da maggiori concentrazioni di ferro, anche se non più alimentata dalla sorgente occidentale. Il ferro che continua ad essere trasportato è quello presente all'interno della EUC alla fine del quarto anno di *spin-up*. Poiché la corrente scorre al di sotto della zona eufotica, questo ferro non può essere utilizzato dal fitoplancton, e quindi a 120 gradi Ovest

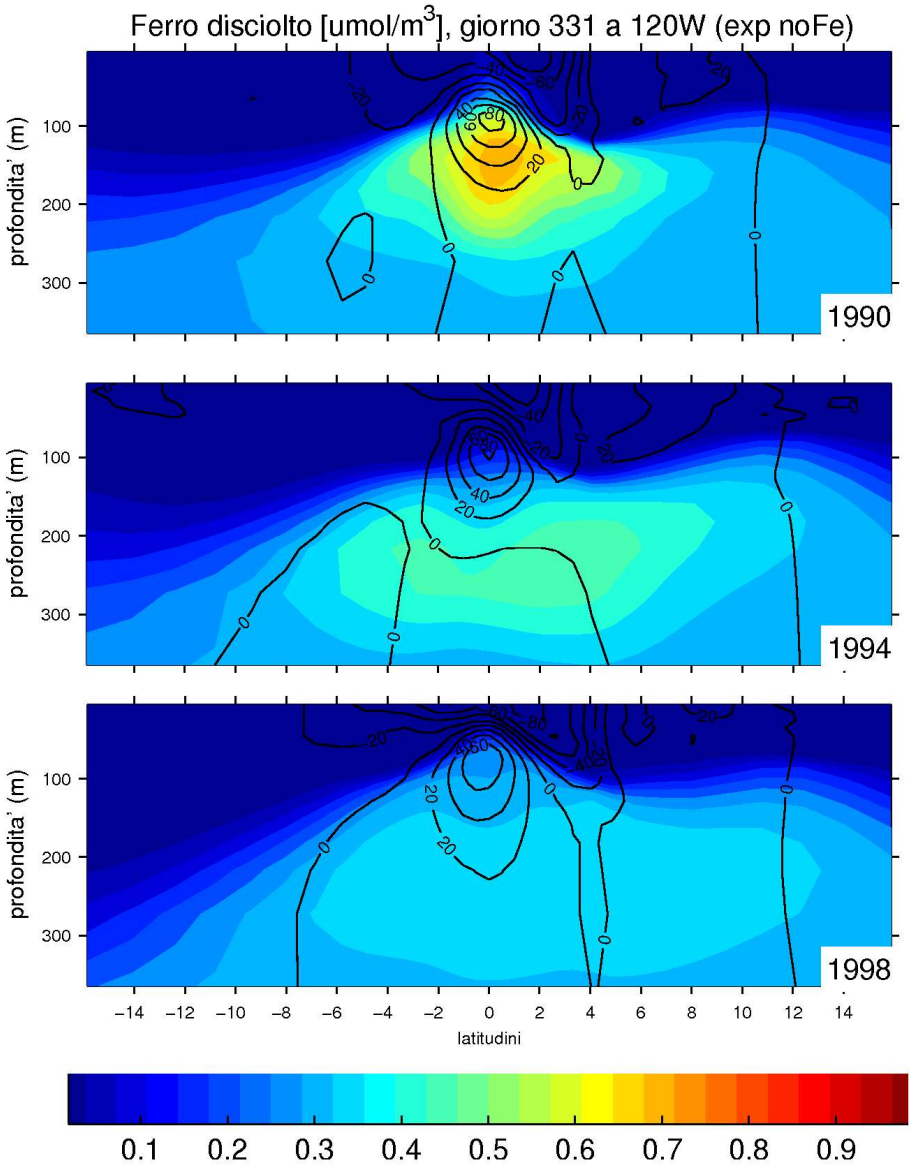

Figura 5.8 Sezioni latitudinali della concentrazione di ferro disciolto per tre anni relativi all'esperimento NOFE.

continueranno ad arrivare masse d'acqua caratterizzate da concentrazioni simili a quelle dell'esperimento EQFE, finché non arriveranno le prime acque povere di ferro perché non più alimentate dalla sorgente occidentale. In accordo a quanto visto nel diagramma di Hövmoller riportato in Figura 5.3, il tempo necessario perché una massa d'acqua sia trasportata dalla EUC attraverso tutto il bacino è di circa due anni. Si spiegano in questo modo anche gli stessi andamenti delle profondità del massimo di concentrazione di ferro per i primi anni di simulazione di entrambi gli esperimenti messi in evidenza nella Figura 5.6.

Nelle altre due sezioni latitudinali relative all'esperimento NOFE lo strato profondo, al di sotto del termoclino, è caratterizzato da concentrazioni più o meno uniformi dell'ordine di 0.2 μmol m^{-3}, mentre lo strato superficiale rimescolato è caratterizzato da concentrazioni molto basse.

E' importante sottolineare come questa sia una caratteristica comune ad entrambi gli esperimenti. Ciò è in accordo con le osservazioni, e si spiega con l'immediato utilizzo da parte del fitoplancton di tutto il ferro che diventi disponibile arrivando nella zona eufotica, o per upwelling o per deposizione atmosferica. Anche nel caso di forti input di ferro, quindi, non si assisterà mai ad aumento della sua concentrazione nello strato rimescolato; questi input tuttavia saranno indirettamente testimoniati da un aumento della produttività (Johnson et. al., 1997).

5.4 Analisi dei risultati

Avendo verificato che i due esperimenti rappresentano effettivamente una situazione in cui la EUC è arricchita in ferro e una situazione in cui invece non lo è, si è quindi passati all'analisi dei risultati.

Come già descritto nel primo capitolo, l'area equatoriale dell'oceano Pacifico è caratterizzata dalla presenza di numerosi processi fisici, contraddistinti da una vasta gamma di scale spazio-temporali; questi spaziano da fenomeni che si sviluppano su scale interannuali, come ad esempio ENSO, fino alle oscillazioni che avvengono su scala settimanale, come ad esempio le TIWs.

A questi processi fisici sono associate variazioni delle componenti

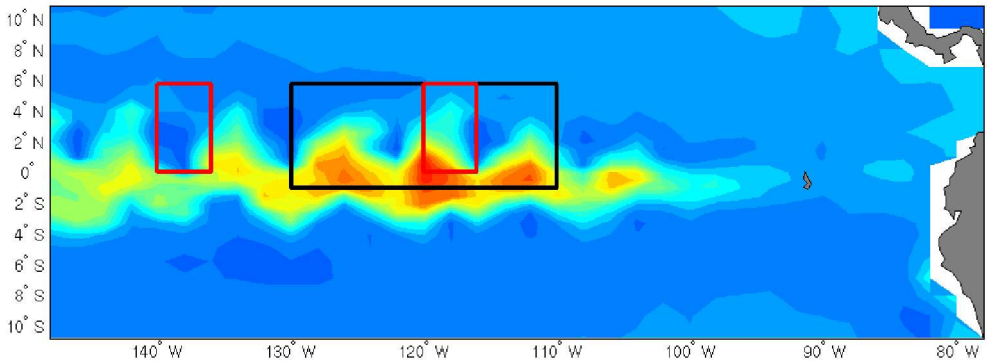

Figura 5.9 Aree delimitanti i volumi su cui sono stati integrati i valori delle concentrazioni di clorofilla, carbonio autotrofo e carbonio totale per l'analisi della variabilità su scala interannuale (in nero) e su mesoscala (in rosso).

biogeochimiche caratterizzate dalle stesse scale spazio-temporali del forzante fisico; poiché i vari processi occorrono molto spesso simultaneamente, la risposta biologica globale è data dalla sovrapposizione e dall'interazione, a volte non lineare, delle diverse risposte ai singoli forzanti.

Nell'analisi dei risultati del modello è quindi molto importante cercare di distinguere gli effetti che le maggiori concentrazioni di ferro nella EUC esercitano alle diverse scale spazio-temporali.

Prima di procedere con l'analisi vera e propria è importante sottolineare come il modello presenti alcune lacune. La comunità planctonica equatoriale che si ottiene dalle simulazioni è infatti parzialmente diversa rispetto a quella osservata; in particolare è molto maggiore la percentuale di biomassa legata al gruppo funzionale delle diatomee. Questa discrepanza è dovuta probabilmente ad una parametrizzazione sull'utilizzo del ferro da parte del fitoplancton troppo semplificata. Il modello, quindi, risponde ai diversi apporti di ferro in modo più lineare rispetto a quanto riportato nel Capitolo 1. La risposta del plancton autotrofo agli input di ferro è infatti molto accentuata anche per input molto bassi; così, nei periodi in cui questi sono presenti, l'aumento della biomassa residente interessa tutta l'area equatoriale, e soprattutto tutti i gruppi fitoplanctonici.

5.4.1 Effetti sulla variabilità interannuale

Per evidenziare gli effetti su scala interannuale che una diversa disponibilità di

ferro comporta sulla comunità planctonica, si è scelto di analizzare le serie temporali di clorofilla, di carbonio autotrofo e di carbonio totale (compreso quindi quello relativo allo zooplancton), ottenute da dati che coprissero un volume abbastanza vasto da filtrare via i segnali legati alle componenti con frequenze minori.

In superficie l'area che è stata scelta per delimitare questo volume si estende in latitudine da 1 grado Sud a 5.8 gradi Nord, in modo da comprendere sia la fascia in cui si ha upwelling equatoriale che quella in cui si sviluppano principalmente le TIWs; in longitudine, invece, si estende dai 130 fino ai 110 gradi Ovest, in modo da comprendere le latitudini alle quali la comunità planctonica risente maggiormente delle oscillazioni della profondità del termoclino legate ad ENSO (Figura 5.9). In definitiva l'area scelta è molto simile a quella utilizzata per ricavare l'indice Nino4.

In profondità invece il volume si estende fino a 106 m in modo da comprendere tutta la zona eufotica. Infatti, come è evidenziato nei due profili riportati in Figura 5.10, in cui sono mostrati una situazione in cui è presente una elevata quantità di biomassa (1998), e una in cui invece quest'ultima è molto bassa (1997), al di sotto dei 100 m di profondità le concentrazioni di clorofilla sono pressoché nulle.

La scelta di utilizzare un valore medio su un volume invece di utilizzare più

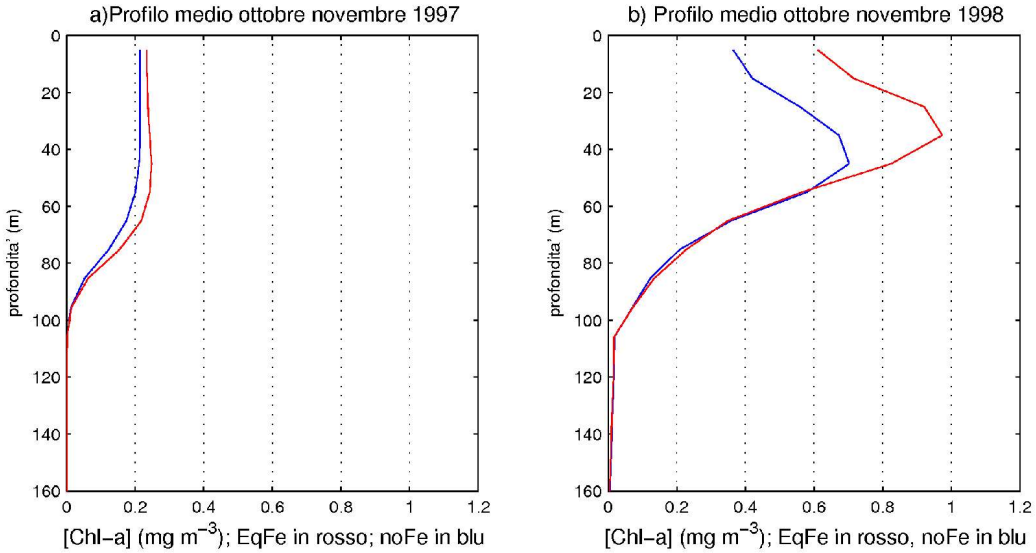

Figura 5.10 Profili medi della concentrazione di clorofilla per i mesi Ottobre-Novembre degli anni 1997 e 1998.

semplicemente un valore medio superficiale è stata dettata dal fatto che il plancton presenta dei picchi di concentrazione massima sottosuperficiali, visibili anche nei profili della Figura 5.10; utilizzando solo dei valori superficiali avremmo quindi perso parte delle informazioni.

In Figura 5.11 sono riportate la serie temporali della concentrazione di clorofilla-*a* media per il volume appena descritto. Come si può vedere, oltre ad avere un andamento identico durante i primi due anni di simulazione (la cui spiegazione è già stata discussa nei paragrafi precedenti), entrambe le serie temporali sono caratterizzate da oscillazioni analoghe; confrontando le due serie temporali con il diagramma *Power Hövmoller* riportato nel Capitolo 3, risulta evidente come le variazioni della concentrazione di clorofilla seguano l'alternarsi delle diverse condizioni ENSO: si hanno concentrazioni maggiori durante i periodi La-Niña, mentre le concentrazioni diminuiscono durante i periodi La-Niña.

Questo è in accordo con quanto ottenuto da Barber (1996), secondo il quale, come già accennato nel primo capitolo, la produttività primaria nel pacifico equatoriale, e di conseguenza la biomassa residente, sono regolate dalla profondità del termoclino che influenza il tasso di upwelling di nutrienti dallo strato profondo; poiché questa profondità è modulata da ENSO, anche la biomassa residente sarà regolata dallo stesso processo fisico.

Le differenze di concentrazione tra le serie temporali relative ai due esperimenti non sono molto accentuate, anche se tendono ad aumentare nel tempo.

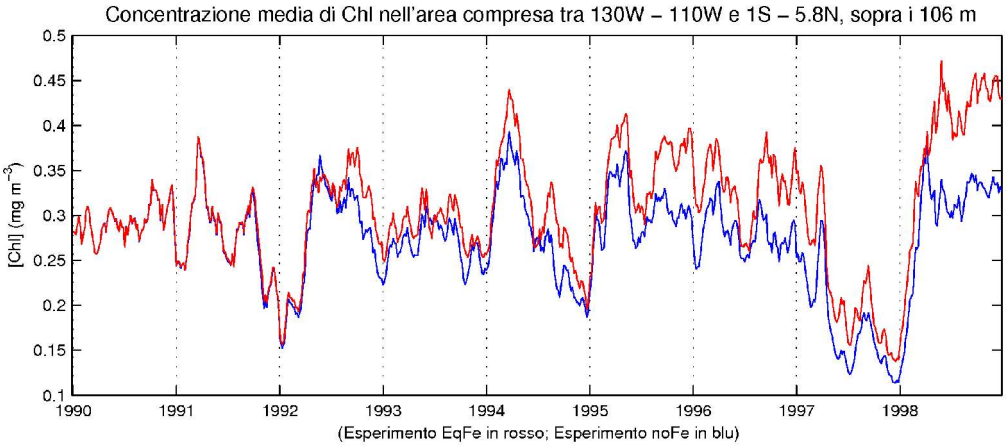

Figura 5.11 Serie temporale della concentrazione media di clorofilla per l'esperimento EQFE (in rosso) e per l'esperimento NOFE (in blu).

Ciò può essere spiegato ricordando il modo con cui è stata parametrizzata la clorofilla nel modulo pelagico. Come detto nel Capitolo 4, infatti, tutti i gruppi funzionali fitoplanctonici sono caratterizzati da un rapporto carbonio clorofilla variabile. In particolare la clorofilla all'interno dei vari gruppi funzionali è sintetizzata fino ad un valore soglia raggiunto il quale i siti fotosintetici all'interno degli organismi sono sufficienti per convertire tutto il carbonio assimilato in biomassa, fatta l'assunzione che non ci sia limitazione da nutrienti. Una volta raggiunto questo valore, tutto il carbonio convertito in biomassa non farà altro che diluire la concentrazione di clorofilla presente. Utilizzando quindi le serie temporali della concentrazione di clorofilla, per confrontare i due esperimenti in termini di biomassa permanente, le differenze tendono ad essere smorzate.

Analizzando infatti la Figura 5.12, in cui riportiamo le serie temporali della media del carbonio associato ai gruppi funzionali fitoplanctonici, si nota come le differenze tra i due esperimenti siano sensibilmente più marcate rispetto a quelle evidenziate nella Figura 5.11. In particolare gli anni 1995, 1996 e 1998 sono caratterizzati da concentrazioni dell'ordine di circa 30 mg m^{-3} per l'esperimento NOFE, e di circa 40 mg m^{-3} per l'esperimento EQFE. Nel caso quindi in cui siano presenti alte concentrazioni di ferro nella EUC, la biomassa residente all'interno del volume considerato aumenta di circa il 10% rispetto al caso in cui il ferro non sia presente.

Le differenze tra i due esperimenti risultano ancora maggiori nel caso si

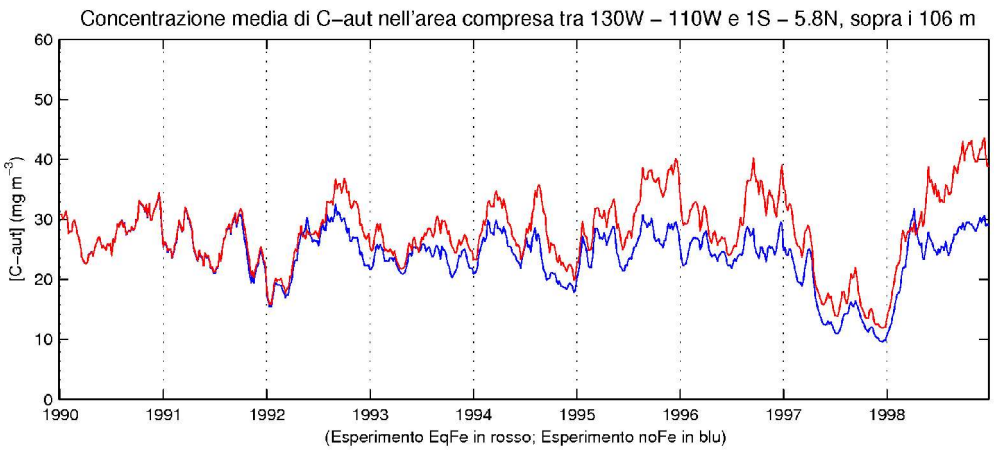

Figura 5.12 Serie temporale della concentrazione media di carbonio autotrofo per l'esperimento EQFE (in rosso) e per l'esperimento NOFE (in blu).

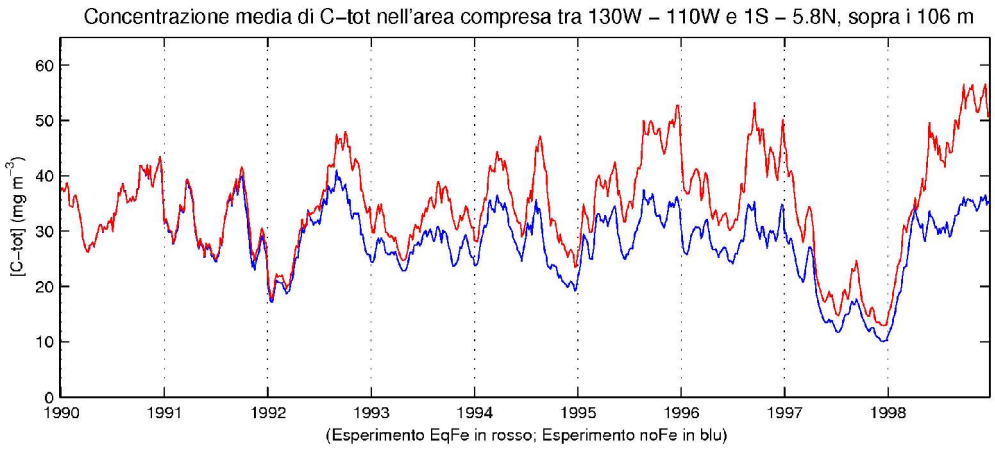

Figura 5.13 Serie temporale della concentrazione media di carbonio totale per l'esperimento EQFE (in rosso) e per l'esperimento NOFE (in blu).

considerino le serie temporali di tutto il carbonio planctonico, sia quello associato ai gruppi funzionali autotrofi, sia quello associato a quelli eterotrofi (Figura 5.13).

L'effetto della maggiore disponibilità di ferro presente nell'esperimento EQFE, infatti, ha come conseguenza diretta un aumento della produttività primaria lorda, cui facevamo riferimento nel Capitolo 4 con l'acronimo *gpp*, ossia dell'uptake di carbonio da parte del fitoplancton. Dall'equazione 4.10 descritta nel capitolo precedente, risulta tuttavia evidente come non tutto questo carbonio assimilato sia convertito in biomassa fitoplanctonica. In parte viene infatti escreto, in parte viene respirato, mentre una parte viene predata dallo zooplancton, andando ad aumentare la biomassa residente dei vari gruppi funzionali zooplanctonici.

Analizzando le serie temporali relative a tutto il carbonio planctonico, non facciamo altro che evidenziare in modo ancora più accurato le differenze dei valori di produttività primaria legati alla diversa disponibilità di ferro presente nei due esperimenti.

5.4.2 Effetti sulla variabilità di mesoscala

Facendo una sezione longitudinale della concentrazione di clorofilla istantanea a 2.1 gradi Nord di latitudine per gli anni 1997 e 1998, otteniamo le prime due sezioni riportate in Figura 5.14. La sezione relativa al 1997 è caratterizzata, come ci aspettiamo, da concentrazioni di clorofilla uniformi e molto basse; nella sezione

relativa al 1998 le concentrazioni di clorofilla presentano dei picchi massimi aggregati a formare una sequenza di strutture ben definita nello spazio; queste strutture sono le stesse che Tassinari ha ricavato analizzando le serie equatoriali dei dati Levitus (Tassinari, 1995).

Andando a confrontare questa figura con quelle ottenute per le velocità meridionali e verticali nel Capitolo 3, la conclusione più immediata è quella di

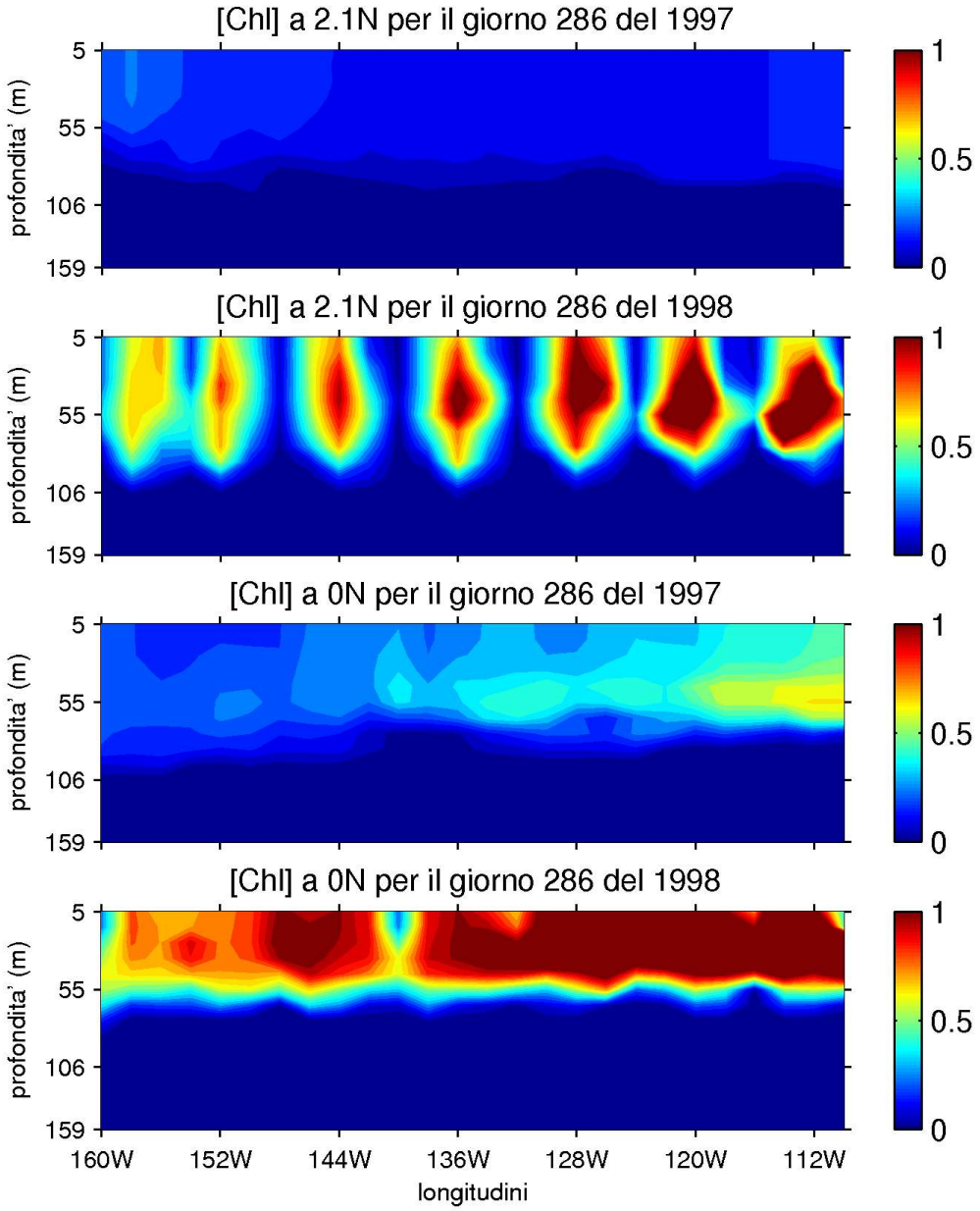

Figura 5.14 Sezioni longitudinali della concentrazione di clorofilla per il giorno 286 degli anni 1997 e 1998, a 2.1 gradi Nord di latitudine e all'equatore.

associare queste strutture alle TIWs; e, per quanto detto nei capitoli precedenti, ritenere che i picchi di clorofilla siano dovuti ad un aumento di produttività innescato dall'upwelling associato all'onda stessa.

Analizzando le medesime sezioni ottenute da dati all'equatore, ci accorgiamo come in realtà il problema sia più complesso. Se il 1997 anche all'equatore è caratterizzato da concentrazioni di clorofilla molto basse, lo stesso non si può dire per il 1998, durante il quale tutta la zona eufotica equatoriale è caratterizzata da concentrazioni ben al di sopra di 1 mg m^{-3}.

Risulta difficile a questo punto affermare, come fatto in precedenza, che le strutture presenti a 2.1 gradi Nord siano dovute al contributo diretto delle TIWs, e non piuttosto ad una semplice avvezione laterale della biomassa presente all'equatore dovuta alla struttura tridimensionale del vortice. Occorre quindi trovare un metodo che ci permetta di analizzare i dati distinguendo i due effetti.

In analogia a quanto fatto nel paragrafo precedente abbiamo deciso di analizzare le serie temporali del carbonio fitoplanctonico medio calcolato su un certo volume. Se l'effetto delle onde all'interno di questo volume è semplicemente quello di trasportare biomassa a Nord dell'equatore, allora la concentrazione media di carbonio dovrebbe rimanere più o meno costante o al massimo oscillare intorno ad un valore medio; se invece le onde forniscono un contributo diretto all'aumento di biomassa (per esempio tramite il meccanismo proposto da McGullycuddy (1998) riportato nel Capitolo 1, allora la concentrazione media sarà caratterizzata dalla presenza di picchi massimi corrispondenti ai periodi in cui sono presenti le TIWs.

Il volume sul quale integrare le concentrazioni di carbonio che più di ogni altro è sembrato in grado di isolare il segnale legato alle TIWs è quello che si estende in latitudine da 0 fino a 5.8 gradi Nord, in modo da comprendere sia la zona di upwelling equatoriale che tutta la cella associata alle TIWs; mentre in longitudine la sua estensione è di 4 gradi, pari a metà della lunghezza d'onda delle TIWs. In questo modo non dovrebbero sommarsi tra loro i contributi delle diverse TIWs che si succedono spazialmente, e dovrebbe così essere massimizzato il segnale legato al passaggio della singola onda.

Per le stesse ragioni illustrate nel paragrafo precedente, il volume si estende fino

ad una profondità di 106 m.

Come riportato in Figura 5.9, per poter meglio caratterizzare gli effetti legati alle TIWs, abbiamo analizzato le serie temporali relative a due diversi volumi: uno che va da 140 a 136 gradi Ovest di longitudine; e l'altro che invece va da 120 a 116 gradi Ovest. Per poter meglio caratterizzare le oscillazioni presenti, le serie temporali della concentrazione di carbonio fitoplanctonico medio generate per entrambi gli esperimenti sono state sottoposte ad analisi wavelet.

5.4.3 Risultati dell'analisi wavelet sulle concentrazioni medie di carbonio

Nelle Figure 5.15 e 5.16 sono riportate le serie temporali, lo spettro di potenza wavelet e lo spettro wavelet globale dell'anomalia della concentrazione di carbonio autotrofo per il volume esteso tra 120 e 116 gradi Ovest, per gli esperimenti EQFE e NOFE.

Entrambi gli spettri presentano delle oscillazioni caratterizzate da periodi compresi tra 20 e 35 giorni, che si manifestano esclusivamente nei periodi estivi e autunnali; in entrambi i casi le oscillazioni sono del tutto assenti durante il 1997.

Confrontando questo spettro con quello ottenuto per l'anomalia di velocità meridionale nel Capitolo 3, risulta evidente come in entrambi i casi i periodi caratteristici delle oscillazioni e le stagioni dell'anno in cui queste si manifestano sono gli stessi. Possiamo quindi affermare che le oscillazioni presenti nello spettro relativo alle anomalie della concentrazione di carbonio siano determinate dalla presenza delle TIWs.

Le Figure 5.15 e 5.16 forniscono, inoltre, informazioni importanti sul tipo di oscillazione presente. Dalla serie temporale delle anomalie di concentrazione possiamo infatti capire se le oscillazioni presenti avvengono intorno allo zero oppure no. Nel primo caso avremo cioè un oscillazione attorno al valore medio, dovuta ad un contributo delle TIWs esclusivamente avvettivo; nel secondo caso invece l'oscillazione avverrebbe attorno ad un valore maggiore rispetto a quello medio, e ciò rifletterebbe un aumento di biomassa del fitoplancton dovuto ad un contributo diretto da parte delle TIWs.

Analizzando la serie relativa all'esperimento EQFE (Figura 5.15), vediamo come siano presenti oscillazioni attorno ad un valore maggiore di 0 per gli anni 1992,

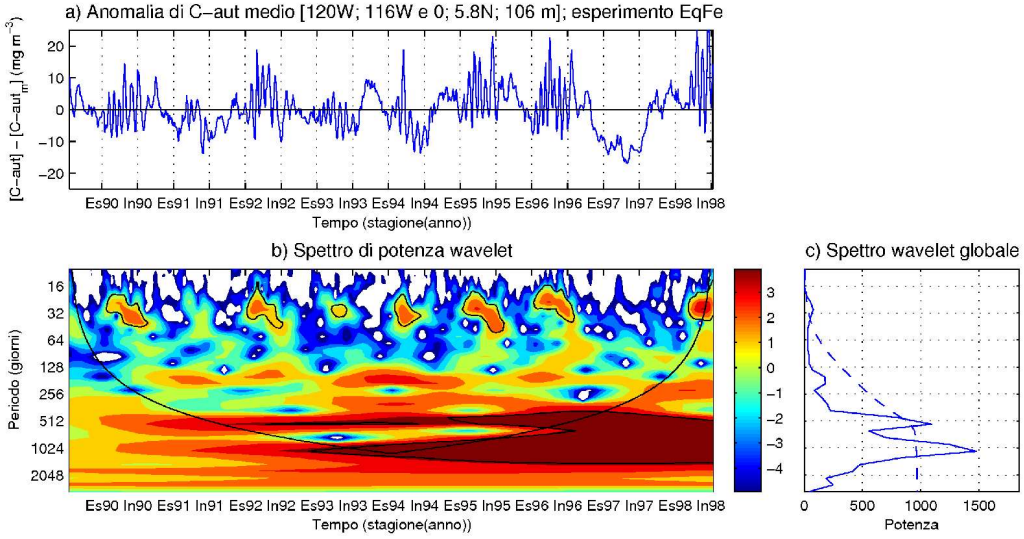

Figura 5.15 Serie temporale (a), spettro di potenza wavelet (b), e spettro wavelet globale (c), per la concentrazione di carbonio autotrofo del voume tra 120 e 116 gradi Ovest dell'esperimento EQFE.

1995, 1996 e 1998; sono però presenti anche anni in cui queste oscillazioni avvengono attorno allo zero, come ad esempio il 1990, il 1993 e il 1994. Ciò significa che ci sono anni in cui la presenza delle TIWs genera un effetto sulla quantità di biomassa presente, e ann in cui invece la loro presenza non comporta alcun effetto.

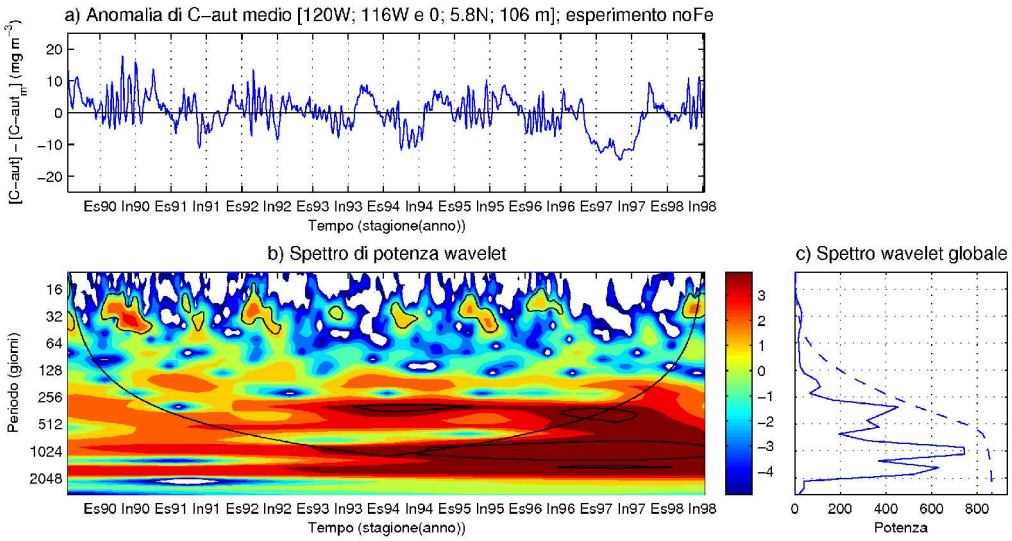

Figura 5.16 Serie temporale (a), spettro di potenza wavelet (b), e spettro wavelet globale (c), per la concentrazione di carbonio autotrofo del voume tra 120 e 116 gradi Ovest dell'esperimento NOFE.

In presenza delle TIWs non necessariamente si assiste quindi ad un aumento della biomassa; la loro comparsa è quindi condizione necessaria ma non sufficiente a determinare un aumento di biomassa. Oltre alle onde devono perciò essere presenti altri fattori altrettanto importanti nel regolare la quantità di fitoplancton presente.

Analizzando la serie temporale relativa all'esperimento NOFE (Figura 5.16), si vede come, fatta eccezione per il 1990, l'anomalia di concentrazione oscilli sempre attorno allo zero. L'ipotesi che si può formulare, quindi, è che l'effetto sulla biomassa legato alla presenza delle onde dipenda in larga misura dalla quantità di nutrienti che queste sono in grado di trasportare verticalmente nello strato rimescolato.

Questa ipotesi è supportata dalle Figure 5.17 e 5.18, in cui sono riportate la potenza associata alle componenti con periodo compreso tra 20 e 35 giorni sia per

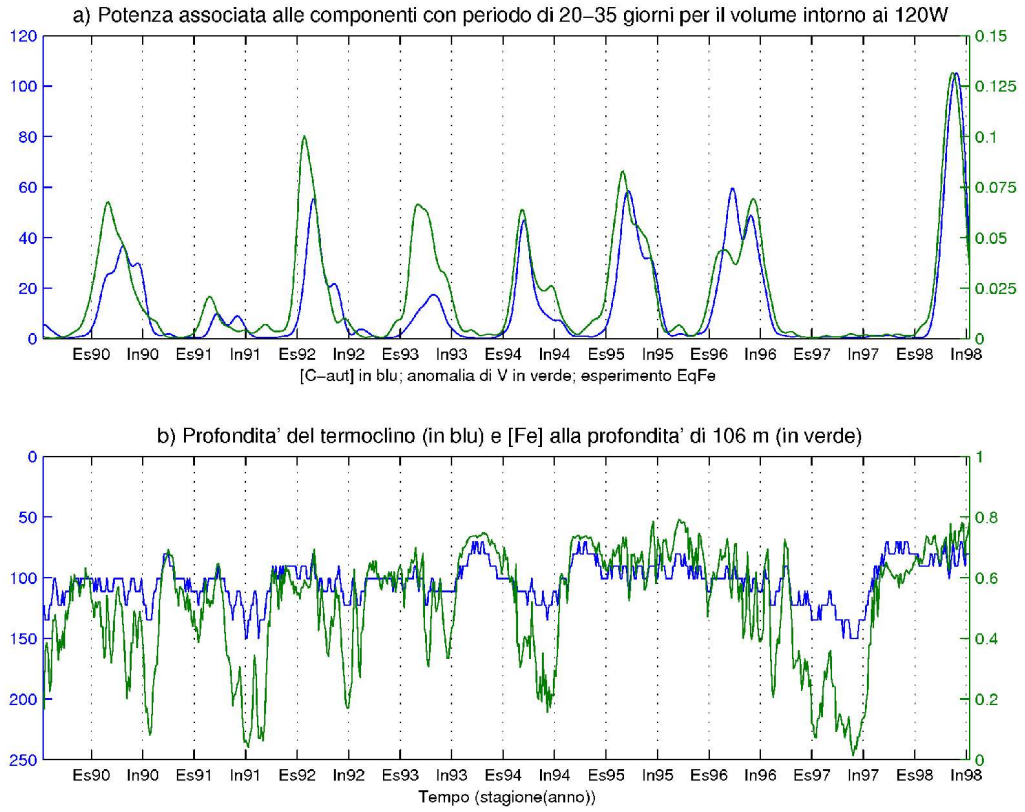

Figura 5.17 (a) Potenza media asssociata alle componenti wavelet con periodo compreso tra i 20 e i 35 giorni; (b) andamento della profondità del termoclino (m, in blu) e della concentrazione di ferro disciolto (μmol m^{-3}, in verde)a 100 m di profondità. 120 W, esperimento EQFE

l'anomalia di concentrazione che per quella di velocità meridionale, per i due esperimenti, nel grafico in alto; la profondità del termoclino e la concentrazione di ferro disciolto a 106 m di profondità, nel grafico in basso. Oltre ad confermare ulteriormente la stretta correlazione tra le oscillazioni della biomassa e presenza delle TIWs, queste figure mostrano come la risposta biologica alle onde sia legata anche alla concentrazione di ferro presente alla base della zona eufotica.

Analizzando la Figura 5.17, corrispondente al cao EQFE, si vede come gli anni 1991, 1993 e 1994, sebbene non caratterizzati da un aumento di produttività, presentino gli stessi livelli di energia associata alle TIWs presenti in anni, come il 1995 o il 1996, in cui invece associata alla presenza delle onde c'è un aumento della biomassa. La differenza tra questi anni è legata alle concentrazioni di ferro presenti a 106 m, che, come visto nel Capitolo 3, è la profondità fino alla quale

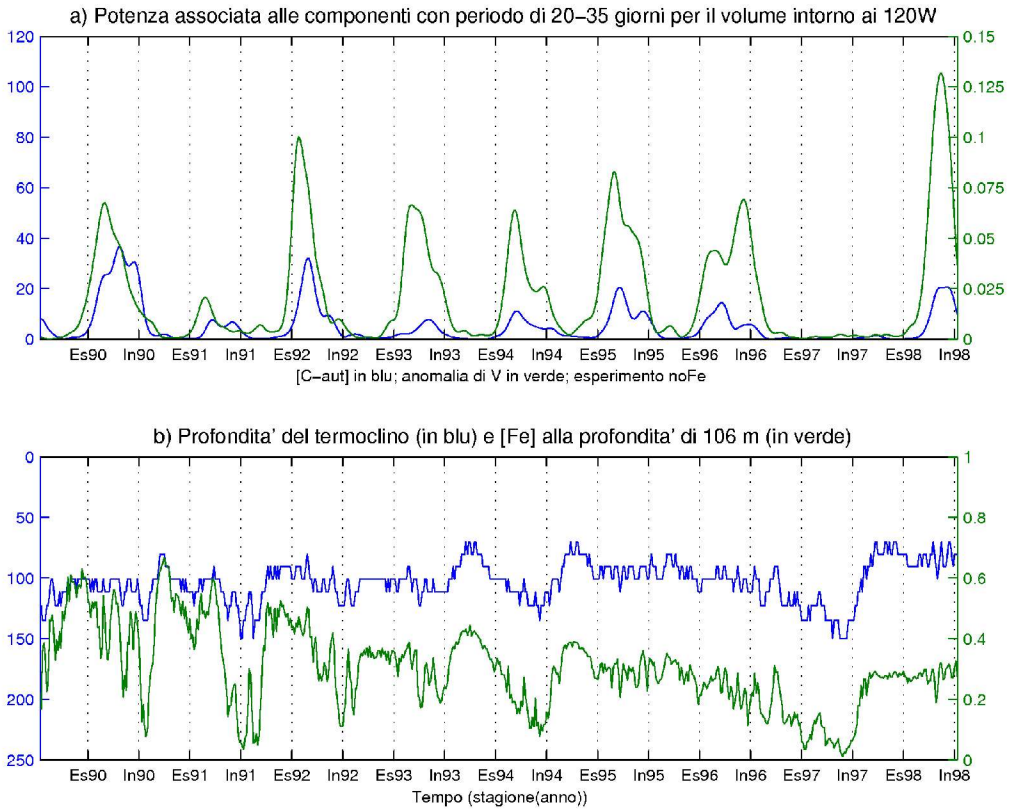

Figura 5.18 (a) Potenza media asssociata alle componenti wavelet con periodo compreso tra i 20 e i 35 giorni; (b) andamento della profondità del termoclino (m, in blu) e della concentrazione di ferro disciolto (μmol m^{-3}) a 100 m di profondità. 120W, esperimento NOFE

riescono a svilupparsi in verticale le TIWs. Negli anni in cui le onde non riescono a dare un contributo diretto all'aumento di biomassa notiamo come le concentrazioni di ferro disciolto siano sensibilmente minori rispetto a quelle che caratterizzano gli anni in cui invece si registra un aumento associato alla comparsa delle TIWs.

Questo andamento risulta ancora più accentuato analizzando la Figura 5.18. Il forzante fisico è infatti identico per entrambi gli esperimenti; tuttavia le minori concentrazioni di ferro disciolto presenti nel caso NOFE, non consentono alle onde presenti di determinare l'aumento di biomassa registrato in alcuni anni dell'esperimento EQFE.

L'analisi wavelet effettuata sulle serie temporali delle medie sul volume esteso da 140 a 136 gradi Ovest di longitudine, hanno fornito le stesse indicazioni appena descritte.

Le Figure5.19 e 5.20 sono ottenute dall'analisi della serie temporale della media sul volume a 140 e 136 gradi Ovest, per l'esperimento EQFE; sono del tutto analoghe a quelle ricavate per le altre serie.

Come già osservato nel Capitolo 3, si vede come, al contrario di quanto avviene a 120 gradi Ovest, in cui le onde sono presenti tutti gli anni ad eccezione del 1997, a 140 gradi Ovest, le onde arrivino solo nel 1992, nel 1994, nel 1995 e nel 1998.

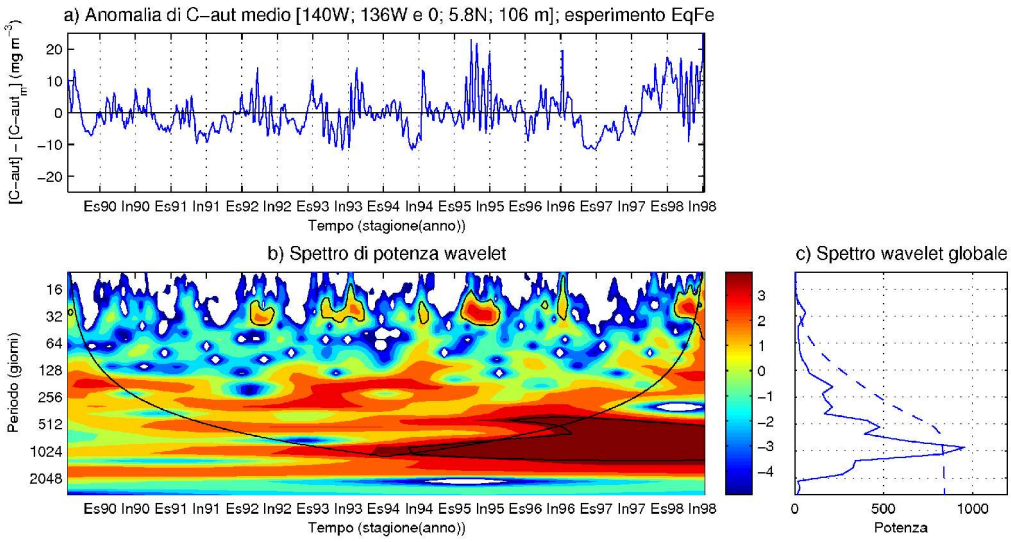

Figura 5.19 Serie temporale (a), spettro di potenza wavelet (b), e spettro wavelet globale (c), per la concentrazione di carbonio autotrofo del voume tra 140 e 136 gradi Ovest dell'esperimento EQFE.

Inoltre soltanto in questi ultimi due anni riescono a dare contributi diretti significativi.

Confrontando in Figura 5.20 gli anni 1992 e 1995, è importante inoltre notare come risulti evidente la dipendenza della risposta biologica dall'intensità delle onde presenti. I due anni sono infatti caratterizzati da identiche concentrazioni di ferro alla base del termoclino; tuttavia nel 1995 essendo presenti onde molto più intense, l'aumento di biomassa è stato nettamente maggiore.

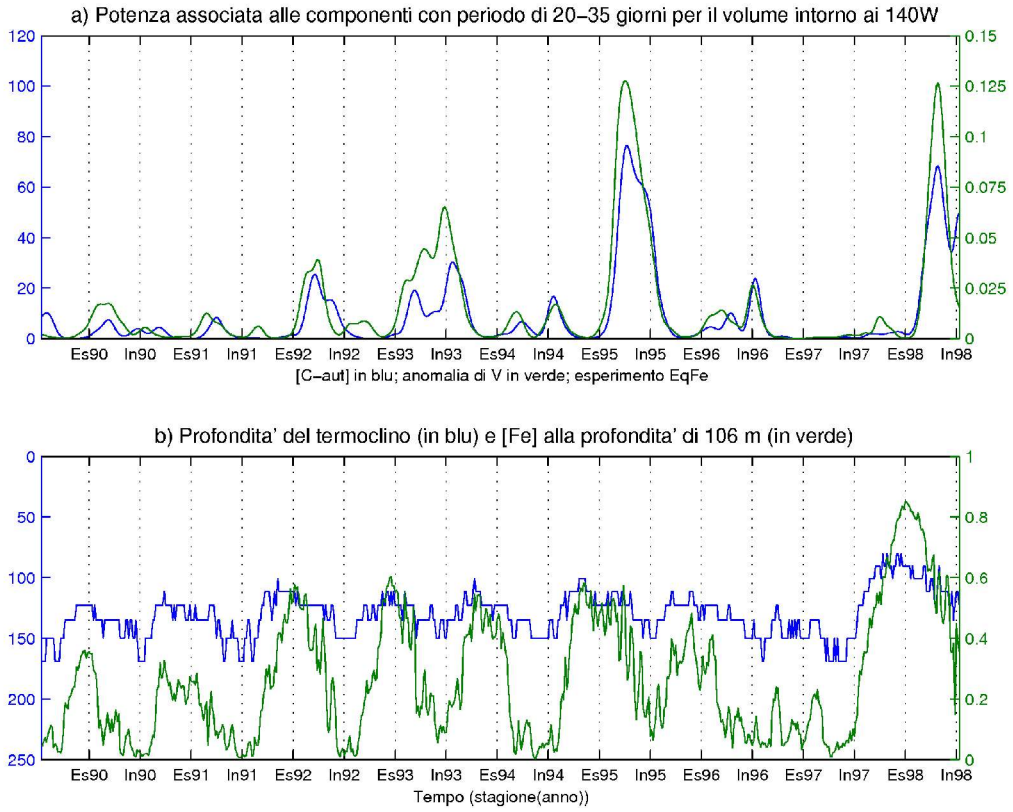

Figura 5.20 (a) Potenza media asssociata alle componenti wavelet con periodo compreso tra i 20 e i 35 giorni; (b) andamento della profondità del termoclino (m, in blu) e della concentrazione di ferro disciolto (μmol m^{-3} in verde) a 100 m di profondità. 140W, esperimento EQFE

CAPITOLO 6

Conclusioni

Questa tesi è stata sviluppata con l'obbiettivo di dimostrare il ruolo degli apporti di ferro derivanti dalla piattaforma della Nuova Guinea nel determinare le caratteristiche della comunità planctonica del Pacifico equatoriale, e nel modularne la variabilità in risposta ai diversi forzanti fisici. Particolare attenzione è stata rivolta allo studio delle risposte biologiche ai processi fisici di scala interannuale e di mesoscala , in quanto ENSO e le TIWs sono considerati essere i forzanti che maggiormente contribuiscono alla variabilità biogeochimica osservata all'interno della fascia equatoriale nell'Oceano Pacifico.

Strumento necessario allo sviluppo di questo lavoro è stato il modello biogechimico globale MMEM-GLO, formato dall'accoppiamento del modello fisico OPA con quello biogeochimico ERSEM.

Essendo stata questa la prima volta che OPA veniva utilizzato per analizzare le dinamiche di mesoscala equatoriali, sono state fatte alcune verifiche per accertrsi che il modello riuscisse a simulare una dinamica delle TIWs reale.

Come hanno dimostrato i risultati, oltre ad avere un ottima rappresentazione della dinamica delle correnti medie caratteristiche del Pacifico equatoriale, il modello fisico è in grado anche di simulare le variazioni delle variabili fisiche legate ad ENSO, in completo accordo con le osservazioni. Oltre a questa variabilità interannuale, i dati mostrano inoltre anche una variabilità di mesoscala.

Il modello riesce infatti a simulare molto realisticamente le TIWs, sia per quanto riguarda periodi e lunghezze d'onda caratteristici, sia per quanto riguarda la loro struttura tridimensionale, ed infine per quanto riguarda l'area geografica, i periodi dell'anno e l'intensità con cui si manifestano.

I risultati ottenuti dall'analisi dei dati relativi al run di spin-up di MMEM-GLO, dimostrano come, anche nel caso in cui il ferro sia considerato tracciante attivo, se presente una sorgente occidentale, la EUC è in grado di trasportare il ferro

disciolto attraverso tutto il bacino nell'arco di tempo di circa due anni.

Lo studio degli effetti che le maggiori concentrazioni di ferro nella EUC hanno determinato nella componente biogeochimica del sistema è per lo più qualitativo.

Un'analisi quantitativa dei risultati ottenuti non è stata possibile, in parte per la carenza di serie di dati lunghe a sufficienza per poter eseguire un confronto significativo, e in parte perchè, se presenti, queste serie temporali coprono solo aree molto piccole, se non addirittura singoli punti, rendendo difficile l'estrapolazione ad aree di maggior significato climatico.

I valori forniti dal modello, sia per quanto riguarda i profili di ferro disciolto equatoriali, che per quanto riguarda le concentrazioni di clorofilla superficiali, sono state comunque confrontate con i dati disponibili, risultando in linea con le osservazioni, nonostante la composizione della comunità planctonica del modello sia in parte diversa da quella reale.

Così come le variabili fisiche, anche quelle biogeochimiche mostrano una variabilità interannuale legata ad ENSO, in particolare si è visto come la concentrazione media di clorofilla, carbonio autotrofo e carbonio totale tendano a diminuire in corrispondenza di eventi El-Niño, mentre tendano ad aumentare in corrispondenza di eventi La-Niña.

Allo stesso modo delle variabili idrodinamiche, anche le componenti biogeochimiche risolte dal modello, accanto a questa variabilità a bassa frequenza, mostrano una variabilità a frequenze maggiori. Dall'analisi condotta sui dati si è visto come le oscillazioni della concentrazione di carbonio autotrofo siano associabili alla presenza delle TIWs.

Dalla caratteristica di queste oscillazioni si è potuti risalire all'effetto delle TIWs: come si è visto nel caso dell'esperimeno EQFE, gli anni 1992, 1995, 1996 e 1998 mostrano oscillazioni al di sopra del valore medio, indice di un aumento di biomassa residente; al contrario, gli anni 1990, 1993 e 1994, mostrano oscillazioni attorno all media, indicando semplicemente un trasporto avvettivo da parte dell'onda.

Si può quindi affermare che la presenza delle onde non sempre comporta un aumento della biomassa, e quindi la loro presenza è condizione necessaria, ma non sufficiente a determinare un aumento di biomassa. Oltre alle TIWs quindi devono

essere presenti altri fattori altrettanto importanti nel regolare la quantità di fitoplancton presente.

Confrontando i risultati delle analisi sui dati dell'esperimento EQFE e su quelli dell'esperimento NOFE una prima ipotesi è che le onde comportino un aumento di biomassa in funzione della quantità di nutrienti che queste sono in grado di far risalire dalla base del termoclino fino allo strato rimescolato.

Tra questi risulta essere particolarmente importante il ferro, la cui concentrazione alla base della zona eufotica è in ottima correlazione con le variazioni di biomassa osservate.

Le concentrazioni di ferro a 100 m di profondità sono molto diverse tra i due esperimenti. Nel caso EQFE, infatti, si hanno concentrazioni sufficientemente alte da permettere aumenti di biomassa in corrispondenza di un evento di TIW; nel caso NOFE invece mancando il massimo di concentrazione all'interno dlla EUC, le concentrazioni di ferro sono molto più basse, non favorendo mai un aumento della biomassa.

Questi risultati portano alla conclusione che la sorgente occidentale di ferro sia fondamentale nel regolare le variazioni di produttività primaria, cui sono legate le variazioni di biomassa, nelle zone HNLC tipiche del Pacifico equatoriale orientale. Di conseguenza, anche gli apporti di ferro dovuti alla risospensione dei sedimenti delle piattaforme continentali delle coste occidentale del Sud America, come quelli dovuti alla piattaforma continentale della Nuova Guinea, potrebbero ricoprire un ruolo altrettanto importante. La dinamica di queste sorgenti continentali, unita alla disponibilità di ferro legata alle polveri atmosferiche, è quindi uno tra i principali fattori che modulano la risposta dell'ecosistema del Pacifico equatoriale alle strutture fisiche di mesoscala e di larga scala che lo caratterizzano.

APPENDICE A

Parametrizzazione dei processi di piccola scala e schema di chiusura della turbolenza

La turbolenza è l'effetto a grande scala dei processi che avvengono a scale minori; questi processi sono rappresentati nelle equazioni dagli operatori di diffusività. Adottando uno schema di chiusura della turbolenza è possibile formulare questi termini come funzioni delle variabili di grande scala.

E' importante notare come la forte anisotropia tra moti laterali e moti verticali, dovuta principalmente all'azione della forza di gravità, comporti la scomposizione di questi operatori in operatori di diffusività orizzontali (o laterali) e operatori di diffusività verticali:

$$D = D^l + D^v \quad . \tag{A.1}$$

A.1 Operatori di diffusività verticali

Gli operatori di diffusività verticali sono assunti essere proporzionali al gradiente verticale delle quantità di grande scala, e vengono perciò definiti dalle equazioni:

$$\boldsymbol{D}^{vU} = \frac{1}{e_3}\frac{\partial}{\partial k}\left(\frac{A^{vm}}{e_3}\frac{\partial \boldsymbol{U}_h}{\partial k}\right) \quad , \tag{A.2}$$

$$D^{vT} = \frac{1}{e_3}\frac{\partial}{\partial k}\left(\frac{A^{vT}}{e_3}\frac{\partial T}{\partial k}\right) \quad , \tag{A.3}$$

$$D^{vS} = \frac{1}{e_3}\frac{\partial}{\partial k}\left(\frac{A^{vS}}{e_3}\frac{\partial S}{\partial k}\right) \quad , \tag{A.4}$$

in cui A^{vm} è il coefficiente di viscosità turbolenta verticale, mentre A^{vT} e A^{vS} sono i coefficienti di diffusività turbolenta.

Questi coefficienti sono calcolati utilizzando lo schema di chiusura della turbolenza 1.5, sviluppato per l'atmosfera da Bougeault e Lacarrère, e adattato al caso oceanico da Gaspar *et al.* (1993). Lo schema è basato sull'equazione prognostica per l'energia cinetica turbolenta

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t}=\frac{A^{vm}}{e_3}\left[\left(\frac{\partial u}{\partial k}\right)^2+\left(\frac{\partial v}{\partial k}\right)^2\right]-A^{vT}N^2+\frac{1}{e_3}\frac{\partial}{\partial k}\left[\frac{A^{(vm)}}{e_3}\frac{\partial \bar{e}}{\partial k}\right]-c_\varepsilon\frac{\bar{e}^{3/2}}{l_\varepsilon} \quad , \qquad \text{(A.5)}$$

sviluppata partendo dall'assunzione che l'evoluzione temporale di $\bar{e}$ dipenda dalla produzione di energia cinetica attraverso lo *shear* verticale (primo termine a destra), dalla sua dissipazione attraverso stratificazione (secondo termine), dalla sua diffusione in verticale (terzo termine) e dalla dissipazione del tipo di Kolomogorov (1942) (quarto termine).

N è la frequenza di brunt-Vaisala che viene calcolata utilizzando l'espressione polinomiale di McDougall (1987)

$$N^2=g\frac{1}{e_3}\left[\alpha(T,S',z(k))\frac{\partial T}{\partial k}-\beta(T,S',z(k))\frac{\partial S}{\partial k}\right] \qquad \text{(A.6)}$$

in cui α e β sono i coefficienti di espansione termica e alina, entrambi funzione della temperatura potenziale, della anomalia di salinità (S') e della profondità in metri $z(k)$ che, come nel caso dell'equazione di stato, approssima la pressione in decibar;

C_ε è una costante pari a $\sqrt{2}/2$ (Gaspar *et al.* 1990).

P_{rt} è il numero di Prandtl, funzione del numero di Richardson locale (Blanke e Delecluse 1993)

l_ε e l_k sono le lunghezze di dissipazione e rimescolamento turbolento, calcolate una volta risolta la (A.4) secondo la formula proposta da Blanke e Delecluse (1993)

$$l_k=l_\varepsilon=\sqrt{2\bar{e}}N \quad . \qquad \text{(A.7)}$$

Lo schema è quindi chiuso dalla formulazione dei coefficienti di diffusività verticali come funzione di queste lunghezze

$$A^{vm} = C_k l_k \sqrt{\bar{e}} \quad \text{e} \quad A^{vT} = A^{vm} / P_{rt} \quad , \tag{A.8}$$

con $C_k = 0.1$.

E' importante notare come questo schema di chiusura della turbolenza sia in grado di parametrizzare i moti convettivi verticali, che come già detto, erano stati eliminati dalle equazioni del modello facendo l'assunzione idrostatica. Il secondo termine dell'equazione (A.5) diventa infatti sorgente di turbolenza quando N è negativo (quando cioè la colonna d'acqua non è staticamente stabile); ciò può portare a valori molto alti dei coefficienti turbolenti verticali (sull'ordine di $2\,m^2 s^{-1}$) che sono quindi in grado di rimescolare molto velocemente la colonna d'acqua come se fossero presenti dei moti convettivi.

L'unico problema legato a questa parametrizzazione è dato dal fatto che la lunghezza di rimescolamento non può essere maggiore della distanza del livello dalla superficie o dal fondo; ciò impedisce ai coefficienti dei livelli più superficiali di assumere valori molto elevati; per questo motivo il modello adotta un'ulteriore parametrizzazione: ogni volta che non si ha una stratificazione stabile della colonna ($N < 0$), viene aumentata la turbolenza verticale ponendo i coefficienti turbolenti sia di diffusività che di viscosità a valori molto elevati($100\,m^2 s^{-1}$).

Si possono generare condizioni di instabilità anche se la colonna d'acqua è in partenza staticamente stabile $(N > 0)$; il calore infatti diffonde molto più velocemente della salinità (*double diffusion*) e ciò porta a dei fenomeni come il *salt fingering* o la *diffusive convection*; il modello parametrizza questi fenomeni aggiungendo ai due coefficienti di diffusività due termini ulteriori (Merryfield *et al.* 1999):

$$A^{vT*} = A^{vT} + A^{vfT} + A^{vdT} \quad , \tag{A.9}$$

$$A^{vS*} = A^{vS} + A^{vfS} + A^{vdS} \quad . \tag{A.10}$$

Per la loro formulazione si rimanda al manuale di OPA.

A.2 Operatori di diffusività orizzontali

Come i verticali, anche gli operatori di diffusività orizzontali sono assunti essere proporzionali ai gradienti orizzontali delle quantità di grande scala.

Per quanto riguarda gli operatori di diffusività turbolenta di temperatura e salinità è stato scelto l'operatore proposto da Gent e Mc Williams (1990); la diffusività laterale avviene lungo le superfici isopicne, e associata ad essa vi è anche una diffusività laterale indotta dalla turbolenza di mesoscala:

$$D^{lT} = \nabla \cdot (A^{lT} \Re \ \nabla T) + \nabla \cdot (\boldsymbol{U}^* T) \quad , \tag{A.11}$$

in cui A^{lT} è il coefficiente di diffusività turbolenta laterale, il cui valore è di $2000\, m^2 s^{-1}$ ed è costante in tutto il dominio del modello;

$\Re$ è una matrice definita come

$$\Re = \begin{pmatrix} 1 & 0 & -r_1 \\ 0 & 1 & -r_2 \\ -r_1 & -r_2 & r_1^2 + r_2^2 \end{pmatrix} \quad , \tag{A.12}$$

in cui r_1 e r_2 sono le pendenze tra le superfici geopotenziali e isopicne; in realtà ciò è vero solo assumendo che il rapporto tra coefficienti di diffusività laterale e verticale sia molto minore di uno, e che le pendenze tra le due superfici siano in genere minori di 10^{-2} (Cox,1987);

$\boldsymbol{U}^*$ è la eddy-induced transport velocity definita come

$$u^* = \frac{1}{e_3} \frac{\partial}{\partial k} [A^{eiv} r_1] \quad , \tag{A.13}$$

$$v^* = \frac{1}{e_3} \frac{\partial}{\partial k} [A^{eiv} r_2] \quad , \tag{A.14}$$

$$w^* = -\frac{1}{e_1 e_2} \left[\frac{\partial}{\partial i} (A^{eiv} e_2 r_1 + A^{eiv} e_1 r_2) \right] \quad , \tag{A.15}$$

in cui A^{eiv} è il coefficiente della *eddy induced velocity*, parametrizzato in modo da assumere valori tanto maggiori quanto maggiore è l'instabilità baroclina.

La diffusività turbolenta di momento avviene invece lungo le superfici geopotenziali (quelle di livello) e gli operatori sono parametrizzati tramite l'equazione

$$\boldsymbol{D}^{lU} = \nabla_h (A^{lm} \chi) - \nabla_h \times (A^{lm} \zeta \boldsymbol{k}) \quad , \qquad \text{(A.16)}$$

in cui ζ e χ sono già definiti nel capitolo 2, mentre A^{lm} è il coefficiente di viscosità turbolenta laterale; al contrario di A^{lT} questo coefficiente non è costante, ma varia sia orizzontalmente che con la profondità, assumendo valori che variano da $2000\, m^2 s^{-1}$ a $4000\, m^2 s^{-1}$.

Tra 20 gradi Nord e 20 gradi Sud (fascia equatoriale) si ha inoltre un aumento dei valori di questi coefficienti vicino ai margini occidentali dei bacini; questa variazione è giustificata dalla forte intensificazione che tutte le correnti subiscono in queste aree.

APPENDICE B

Analisi wavelet

B.1 Limiti dell'analisi di Fourier

Dato un qualunque segnale nel dominio temporale $x(t)$, la sua trasformata di Fourier tempo continuo (*CTFT*, dall'inglese *Continuous Time Fourier Transform*) è:

$$X(f)=\int_{-\infty}^{+\infty} x(t)\mathrm{e}^{-j2\pi ft}dt \quad ; \tag{B.1}$$

mentre la sua trasformata inversa è:

$$x(t)=\int_{-\infty}^{+\infty} X(f)\mathrm{e}^{j2\pi ft}df \quad . \tag{B.2}$$

Come è noto dalla teoria di Fourier, quest'ultima ci dice che un qualunque segnale nel dominio temporale può essere espresso come somma degli elementi base $\mathrm{e}^{j2\pi ft}$, i cui contributi nel formare il segnale sono pesati dalla rispettiva trasformata di Fourier $X(f)$.

Sebbene l'analisi di Fourier sia uno strumento molto importante nell'analisi dei segnali, si rivela non essere lo strumento migliore nel caso in cui questi ultimi siano caratterizzati da frequenze che variano nel tempo. Prendendo infatti come esempio un segnale composto da una componente periodica ed un netto e breve impulso al tempo t_0 (Figura B.1), vediamo come l'analisi di Fourier sia in grado di descrivere molto bene la sua complessa componente periodica individuando, nel dominio delle frequenze, le frequenze e le ampiezze delle basi che la compongono; mentre, al contrario, vediamo come non sia altrettanto accurata la descrizione del breve impulso, che sebbene sia ben localizzato nel dominio temporale, non risulta esserlo altrettanto in quello delle frequenze: viene infatti distribuito uniformemente, come una sorta di rumore di fondo, su tutto il dominio.

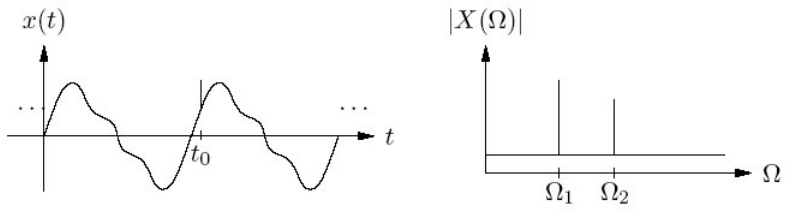

Figura B.1: Segnale periodico con un impulso a t_0 (sinistra) e relativa trasformata di Fourier (destra) (da Valens, 1999).

Il limite dell'analisi di Fourier nasce dal fatto che le basi che vengono utilizzate sono estese su tutto il dominio temporale. Ciò consente di avere la massima risoluzione nel dominio delle frequenze, ma non consente di avere risoluzione temporale: è quindi possibile identificare tutte le frequenze che compongono un segnale, ma al tempo stesso, essendo le basi che lo compongono estese su tutto il dominio temporale, non è possibile avere informazioni sulle componenti presenti nel segnale in un dato istante.

Per poter avere una migliore risoluzione temporale, dovremmo quindi dividere il segnale in tanti intervalli, utilizzando e traslando lungo l'asse dei tempi un'opportuna "finestra" di ampiezza Δt, e procedere quindi all'analisi di Fourier per ognuno di questi: si parla in questo caso di *Short-Time Fourier Transform* (*STFT*). Sebbene con questa analisi sia possibile individuare quali siano le frequenze principali che compongono un segnale in un certo intervallo temporale, anche questa tecnica purtroppo presenta dei limiti. Infatti, eseguendo l'analisi di Fourier solamente per un piccolo intervallo del dominio temporale viene perso gran parte del segnale legato alle frequenze più basse; inoltre i risultati dell'analisi sono strettamente legati all'ampiezza della finestra usata per suddividere il segnale, e quindi possono occorrere vari tentativi prima di trovare quella che restituisca un'analisi ottimale.

Nel caso estremo in cui la finestra adottata per tagliare il segnale fosse un semplice impulso di Dirac, si avrebbe la massima localizzazione temporale, cioè sapremmo quando e con quale ampiezza è presente il segnale in un certo istante; allo stesso tempo però verrebbe persa qualunque informazione sulle frequenze che

compongono il segnale in quell'istante, poiché in analogia con l'impulso visto nell'esempio precedente, il segnale istantaneo verrebbe equamente distribuito su tutte le frequenze di Fourier.

Ciò che emerge è che anche per l'analisi dei segnali esiste un principio di indeterminazione del tutto analogo a quello di Heisenberg: volendo migliorare la localizzazione temporale di un dato evento lungo una serie temporale (riducendo l'intervallo temporale con cui la suddivido) perdiamo informazioni sulle frequenze che lo compongono, e viceversa. Infatti, *"non è possibile conoscere l'esatta frequenza e l'esatta occorrenza di questa frequenza in un segnale"*.

B.2 Trasformata wavelet continua

L'analisi wavelet costituisce lo strumento migliore per risolvere i problemi legati alla *CTFT* e alla *STFT*. La trasformata wavelet continua, *CWT* (dall'inglese *Continuous Wavelet Transform*) è così definita

$$\gamma(s,\tau)=\int f(t)\psi^*_{s,\tau}(t)\,dt \quad , \tag{B.3}$$

in cui l'asterisco indica la funzione complessa coniugata; la sua trasformata inversa è invece

$$f(t)=\iint \gamma(s,\tau)\psi_{s,\tau}(t)\,d\tau\,ds \quad . \tag{B.4}$$

Come per l'analisi di Fourier, anche in questo caso il segnale è espresso come la somma degli elementi base $\psi_{s,\tau}(t)$, pesati dalla loro trasformata wavelet $\gamma(s,\tau)$; in questo caso però gli elementi base non sono delle semplici sinusoidi estese su tutto il dominio temporale, ma sono delle funzioni definite solo per un certo intervallo temporale, che devono soddisfare due condizioni:

1) condizione di ammissibilità

$$\int \frac{|\Psi(\omega)|^2}{|\omega|}\,d\omega<+\infty \quad , \tag{B.5}$$

nella quale $\Psi(\omega)$ è la trasformata di Fourier di $\psi(t)$. Questa condizione implica che $\Psi(\omega)$ sia nulla alla frequenza zero (componente non oscillatoria) e quindi che le wavelets abbiano uno spettro *band-pass*; implica inoltre che le

wavelets siano oscillatorie, essendo tutta la loro energia associata alle componenti oscillatorie, per cui

$$\int \psi(t)\,dt = 0 \quad ; \tag{B.6}$$

2) condizione di regolarità. Questa condizione garantisce invece alle wavelets di avere una risoluzione ottimale sia nel dominio temporale che in quello delle frequenze, limitatamente a quanto imposto dal principio di indeterminazione. (Per maggiori approfondimenti riguardo quest'ultima condizione si rimanda a *"A really friendly guide to wavelets"*, C. Valens, 1999).

Un'altra grossa differenza rispetto all'analisi di Fourier è l'introduzione di due nuove variabili: s (fattore di scala), e τ (fattore di traslazione). Tutte le basi wavelet sono infatti generate a partire da una singola base wavelet $\psi(t)$, chiamata wavelet madre, che è dilatata o compressa, a seconda del valore di s, e traslata lungo l'asse dei tempi secondo l'equazione:

$$\psi_{s,\tau}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}}\psi\left(\frac{t-\tau}{s}\right) \quad , \tag{B.7}$$

in cui $\sqrt{(s)}$ è un fattore per la normalizzazione dell'energia tra le diverse scale.

Sebbene derivate tutte dalla stessa wavelet madre, le basi sono caratterizzate da frequenze diverse e non coprono gli stessi intervalli temporali: la dilatazione e compressione della wavelet madre comporta infatti sia una variazione della sua frequenza caratteristica, che una variazione dell'intervallo temporale coperto. Ciò che succede, quindi, è che per un ogni fattore di scala la base generata dalla wavelet madre è traslata lungo l'asse dei tempi, ed essendo limitata nel tempo si comporta come una finestra che taglia il segnale; la trasformata wavelet ottenuta per un certo s e per un certo τ quindi, identifica il contributo al segnale dato, in un certo intervallo temporale centrato in τ, dalla componente la cui frequenza corrisponde a quella della base utilizzata.

L'ampiezza dell'intervallo temporale dipende dalla frequenza caratteristica della base: infatti caratteristica fondamentale delle basi wavelet è che minore è la loro frequenza, maggiore è l'intervallo temporale che viene analizzato; è proprio questa la grossa differenza tra l'analisi wavelet e la *Short-time Fourier Analysis*: mentre in quest'ultima l'ampiezza delle finestre che tagliano il segnale è uguale per tutte le

frequenze, nell'analisi wavelet le ampiezze sono tanto maggiori quanto minore è la frequenza analizzata; in questo modo anche il segnale legato alle frequenze più basse non è perso. In Figura B.2 sono riportati i due diversi modi in cui il dominio tempo-frequenze è coperto nei due tipi di analisi.

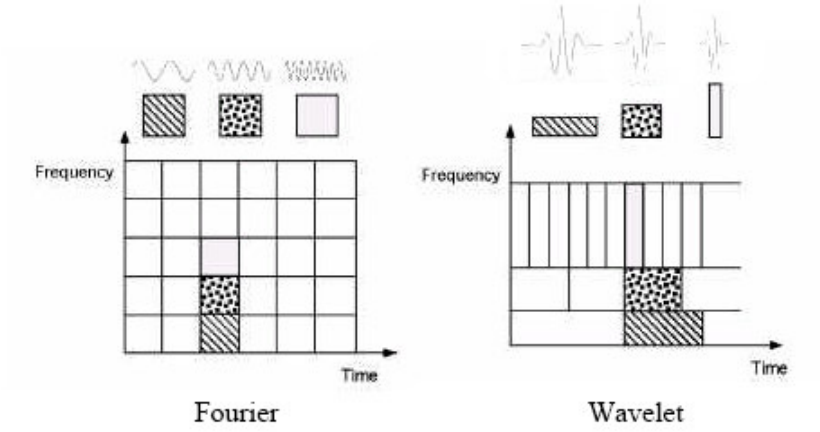

Figura B.2: Confronto tra le diverse coperture del dominio tempi-frequenze per la *STFT* e per l'analisi wavelet (da Valens, 1999)

Decomponendo in questo modo la serie temporale nel dominio tempo-frequenze (anche se nel caso dell'analisi wavelet sarebbe più opportuno parlare di dominio tempo-fattore di scala) l'analisi wavelet è in grado di identificare come i contributi delle varie componenti a frequenze diverse che compongono il segnale varino nel tempo. Un generico segnale è quindi dato dalla somma di basi il cui contributo, al contrario di quanto avviene per l'analisi di Fourier, non è costante per tutto il dominio temporale; in questo modo l'analisi Wavelet permette di individuare quali sono le frequenze principali che compongono il segnale in un ben preciso intervallo di tempo, o viceversa, permette di individuare quando, lungo la serie temporale, diventano importanti i contributi di certe frequenze.

B.3 Caratteristiche dell'analisi wavelet utilizzata

Per eseguire l'analisi wavelet sulle serie temporali prodotte dal modello è stato utilizzato il codice Matlab sviluppato da C. Torrence e da G.P. Compo (http://paos.colorado.edu/research/wavelets/), descritto e utilizzato dagli stessi autori in *"A Practical Guide to Wavelet Analysis"* (1998).

Nel nostro caso la *CWT* è stata applicata su serie temporali discrete, formate da *N* valori, in cui l'intervallo temporale δt tra ogni singolo valore x_n , con n=0,...,N-1, è costante su tutto il dominio. I valori assunti da *N* e δt nelle varie analisi wavelet effettuate sono elencati nella .

La wavelet madre utilizzata per l'analisi è la Morlet wavelet (Figura B.3), che è espressa dalla formula

$$\psi_0(\eta)=\pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2} \quad , \tag{B.8}$$

e consiste in una sinusoide modulata da una Gaussiana, in cui η è il tempo adimensionale e ω_0 è il numero d'onda, posto uguale a 6 per soddisfare le condizioni di ammissibilità.

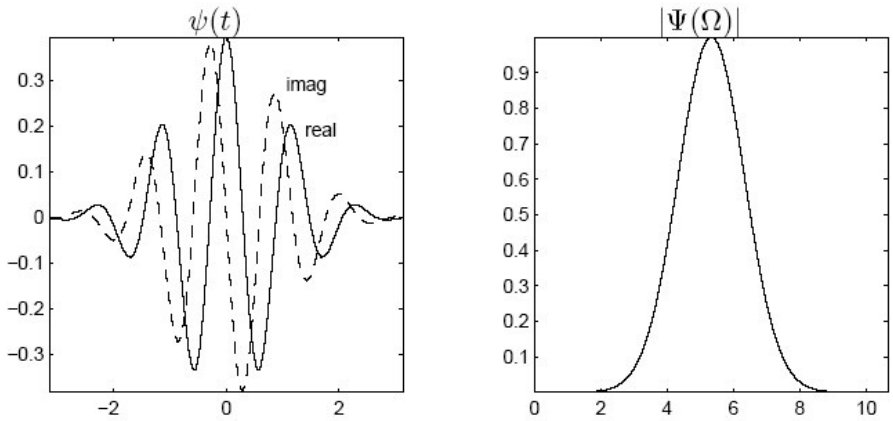

Figura B.3: Morlet wavelet e sua trasformata di Fourier (da Valens, 1999)

La scelta di questa wavelet madre è giustificata dal fatto che essendo complessa riesce a catturare meglio i segnali oscillatori: infatti con wavelet complesse i picchi positivi e negativi successivi del segnale sono combinati insieme a dare un unico ampio picco nello spettro di potenza; al contrario una wavelet reale li restituirebbe nello spettro di potenza come picchi più stretti e distinti.

Dalla wavelet madre sono quindi generate le varie basi secondo la relazione

$$\psi\left[\frac{(n'-n)\delta t}{s}\right]=\left(\frac{\delta t}{s}\right)^{-1/2}\psi_0\left[\frac{(n'-n)\delta t}{s}\right] \quad ; \tag{B.9}$$

quest'ultime sono quindi utilizzate per ottenere la *CWT*

$$\gamma(n,s)=\sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'}\psi^{*}\left[\frac{(n'-n)\delta t}{s}\right] \quad . \tag{B.10}$$

Essendo preferibile per l'analisi di serie temporali un'analisi wavelet non ortogonale, la scelta del fattore di scala *s* è del tutto arbitraria.

Per la Morlet wavelet con numero d'onda uguale a 6, il periodo delle varie basi è legato al fattore di scala con cui sono generate dalla relazione

$$T=1.06\,s \quad . \tag{B.11}$$

Questa relazione oltre a permetterci di rappresentare lo spettro di potenza nel dominio tempo-periodi anziché tempo-fattori di scala, ci ha permesso anche di poter scegliere in maniera ottimale i vari *s* con cui scalare la wavelet madre per ottenere il set di basi che restituissero la rappresentazione ottimale del segnale.

La più piccola wavelet che può essere risolta dati i nostri dati è infatti quella con periodo $2\delta t$, per cui il fattore di scala minore è stato posto $s_0=2\delta t$; le scale maggiori sono state quindi scelte come multiple della potenza di 2 di quest'ultima secondo la relazione

$$s_j=s_0 2^{j\delta j} \quad , \tag{B.12}$$

in cui δj è un fattore minore di uno dal quale dipende la risoluzione dell'analisi: minore il suo valore maggiori le scale utilizzate e quindi più risoluta l'analisi; il valore che abbiamo utilizzato nelle analisi wavelet effettuate nel corso di questo studio è $\delta j=0,25$, in modo da avere quattro sotto ottave per ogni ottava.

j può invece assumere valori da *0* a *J*, con *J* definito come

$$J=\delta j^{-1}\log_2(N\delta t/s_0) \quad , \tag{B.13}$$

in modo da avere la maggiore scala risolta minore della metà della lunghezza della serie temporale analizzata.

B.4 Spettro di potenza wavelet

Lo spettro di potenza wavelet è definito come

$$|\gamma(n,s)|^2 \quad ; \tag{B.14}$$

tuttavia nelle figure generate dalle analisi wavelet ciò che viene riportato è il suo

valore normalizzato per la varianza di ciascuna serie temporale analizzata (σ^2); in questo modo infatti si ottiene un valore di potenza relativo al rumore bianco, e ciò permette quindi il confronto di spettri di potenza di serie temporali diverse.
In tutte le figure è inoltre presente una linea che descrive una specie di semicerchio e divide il dominio dello spettro in due aree distinte. L'area più esterna è detta Cono d'Influenza(*COI*, dall'inglese *Cone Of Influence*) ed è la regione dello spettro in cui gli effetti di margine legati al calcolo della trasformata wavelet diventano importanti.

Per ricavare $\gamma(n,s)$ in modo più efficiente, infatti, il codice utilizza il teorema della convoluzione, sfruttando le trasformate discrete di Fourier di x_n ($\hat{x}_k$)e ψ^* ($\hat{\psi}^*$), secondo la relazione

$$\gamma(n,s)=\sum_{k=0}^{N-1} \hat{x}_k \hat{\psi}^*(s\omega_k) e^{i\omega_k n \delta t} \quad . \tag{B.15}$$

Poiché questa formula prevede dati ciclici, per limitare gli effetti dei margini e velocizzare il calcolo della trasformata di Fourier, alla fine della serie temporale, prima di calcolare la trasformata wavelet, sono aggiunti tanti zeri quanti quelli necessari per portare la lunghezza totale *N* alla potenza di due successiva. Tuttavia questo procedimento fa sì che il valore della trasformata wavelet vicino ai margini sia via via minore, man mano che vengono analizzate scale sempre maggiori, e questo perché sempre più zeri entrano in gioco nell'analisi. I valori dello spettro di potenza all'interno del *COI* non sono quindi attendibili in quanto il loro valore è falsato dagli zeri aggiunti alla serie dei dati.

(Per maggiori approfondimenti su come è ricavato il *COI*, e sul metodo usato per calcolare la trasformata Wavelet si rimanda a *"A Practical Guide to wavelet Analysis"*, 1998).

B.5 Significatività statistica dell'analisi

Una delle caratteristiche più importanti dell'analisi proposta da Torrence e Compo è quella di aver unito all'analisi wavelet anche un test di significatività che convalidasse statisticamente i risultati ottenuti.

Punto di partenza per l'analisi statistica dei risultati è la formulazione di una ipotesi nulla: in questo caso, questa formulazione consiste nello scegliere uno spettro di background rispetto al quale confrontare i nostri risultati. Avendo a che fare con serie temporali geofisiche lo spettro utilizzato è quello del rumore rosso, che può essere semplicemente definito utilizzando un modello AR(1). Lo spettro di potenza di Fourier, normalizzato per N/σ^2 , per questo tipo di rumore è dato dall'equazione

$$P_k = \frac{1-\alpha^2}{1+\alpha^2-2\alpha\cos(2\pi k/N)} \quad , \tag{B.16}$$

nella quale α è ricavato dai coefficienti di autocorrelazione lag1 e lag2 della serie temporale analizzata secondo la relazione

$$\alpha = (\alpha_1 + \sqrt{\alpha_2})/2 \quad . \tag{B.17}$$

Per questo tipo di rumore inoltre, lo spettro di potenza di Fourier coincide con lo spettro di potenza wavelet locale, ossia calcolato per un certo istante della mia serie temporale.

Assumendo quindi che la serie temporale che stiamo analizzando abbia uno spettro di potenza medio tipo rumore rosso, allora, ogni picco nello spettro di potenza wavelet locale che sia significativamente al di sopra di questo background è considerato con una certa percentuale di confidenza non dovuto alla normale variabilità intrinseca del segnale, ma costituisce un segnale legato ad un preciso processo.

Il livello di confidenza scelto è quello del 95%, e per ottenerlo basta semplicemente moltiplicare il valore dello spettro di background per il valore del 95mo percentile per il χ_2^2 . Infatti essendo i coefficienti wavelet, $\gamma(n,s)$, per il rumore rosso distribuiti normalmente, allora lo spettro di potenza wavelet $|\gamma(n,s)|^2$ sarà distribuito come χ_2^2 , e quindi la distribuzione per lo spettro di potenza wavelet locale sarà

$$\frac{|\gamma(n,s)|^2}{\sigma^2} \Rightarrow \frac{1}{2} P_k \chi_2^2 \quad , \tag{B.18}$$

in cui il fattore $1/2$ è dovuto ai gradi di libertà della distribuzione χ_2^2 .

Le linee più marcate presenti nelle figure individuano i picchi di potenza al di sopra di questo livello di confidenza; questi picchi significativi non sono dovuti ad oscillazioni casuali della serie temporale, ma sono associabili alla prsenza di un certo processo in corso.

B.6 Spettro di potenza globale e potenza media per un intervallo di frequenze

Oltre alla serie temporale e allo spettro di potenza wavelet, le figure ottenute dall'analisi wavelet presentano altri due diagrammi.

Lo spettro di potenza wavelet globale è la media temporale degli spettri di potenza wavelet locale ed è definito come

$$\overline{W}^2(s)=\frac{1}{N}\sum_{n=0}^{N-1}\left|W_n(s)\right|^2 \quad ; \tag{B.19}$$

considerando una certa componente, lo spettro globale indica la potenza media che lungo la serie temporale è associata a quella particolare frequenza. La linea tratteggiata è la linea del 95% di confidenza, che come per lo spettro di potenza è stata calcolata moltiplicando i valori di P_k per quelli del 95mo percentile per χ_2^2 , e dividendo per i gradi di libertà della distribuzione.

Analogamente all'analisi di fourier, lo spettro globale identifica le componenti che in media sono più significative nel segnale.

La potenza media per un certo intervallo di scale è invece data dalla relazione

$$\overline{W}^2(n)=\frac{\delta j \delta t}{C_\delta}\sum_{j=j_1}^{j_2}\frac{\left|W_n(s_j)\right|^2}{s_j} \quad , \tag{B.20}$$

in cui C_δ è una costante che dipende dalla wavelet madre. $\overline{W}^2$ indica la potenza wavelet associata ad un certo intervallo di frequenze.

La linea tratteggiata presente nel grafico è ancora una volta la linea del 95% di confidenza, in modo da evidenziare i picchi di potenza statisticamente significativi.

B.7 Diagramma Power Hovmoller

In questo tipo di diagramma sono riportate le potenze medie associate ad un certo intervallo di frequenze a diverse longitudini. In questo modo è possibile evidenziare variazioni sia temporali che spaziali della potenza wavelet per quella particolare banda di frequenze.

Le linee più marcate individuano ancora una volta i picchi significativi sopra al 95% di confidenza.

BIBLIOGRAFIA

[1] D.E. Archer and K. Johnson, *A model of the iron cycle in the ocean*, Global Biogeochemical Cycles, 14(1) (2000), pp. 269-279.

[2] O. Aumont, E. Maier-Reimer, S. Blain and P. Monfray, *An ecosystem model of the global ocean including Fe, Si, P colimitations*, Global Biogeochemical Cycles, 17(2) (2003), pp. 1-23.

[3] K. Banse, *Does iron really limit phytoplankton production in the offshore subarctit Pacific?*, Limn. and Ocan., 35(3) (1990), pp. 772-775.

[4] R.T. Barber, M.P. Sanderson, S.T. Lindley, F. Chai, J. Newton, C.C. Trees, D.G. Foley and F.P. Chavez, *Primary productivity and its regulation in the equatorial Pacific during and following the 1991-1992 El-Nino*, Deep_sea Res. II, 43 (1996), pp.933-970.

[5] J.W. Baretta, W. Ebenhoh and P. Ruardij, *The European Regional Ecosystem Model, acomplex marine ecosystem model*, Neth. J. Sea Res., 33 (1995), pp.363-379.

[6] J.O. Baretta-Bekker, J.W. Baretta and W. Ebenhoh, *Microbial dynamics in the marine ecosystem model ERSEM II with decoupled carbon assimilation and nutrient uptake*, J. Sea Res., 38 (1997), pp. 195-211.

[7] G. Cecconi, *Studio di processi avvettivi di nutrienti nell'oceano Pacifico*, Università di Bologna, (2001).

[8] M. Chartier, *Un modele numerique tridimensionnel aux equations primitives de circulation generale de l'ocean.* Tesi di Phd, Universitè Pierre et Marie Curie, Paris, France, (1985).

[9] F.P. Chavez, K.R. Buck, K.H. Coale, J.H. Martin, G.R. DiTullio, N.A. Welschmeyer, A.C. Jacobson and R.T. Barber, *Growth rates, grazing,*

sinking and iron limitation of equatorial Pacific phytoplankton. Limn. and Ocean., 36(8) (1990), pp. 1816-1827.

[10] F.P. Chavez, K.R. Buck, S.K. Service, J. Newton and R.T. Barber, *Phytoplankton variability in the central and eastern tropical Pacific*, Deep-sea Res. II, 43 (1996), pp. 835-870.

[11] F.P. Chavez, P.G. Strutton, G.E. Friederich, R.A. Feely, G.C. Feldman, D.G. Foley and M.J. MacPhaden, *Biological and chemical response of the equatorial Pacific Ocean to the 1997-98 El-Niño*, Science, 286 (1999), pp. 2126-2131.

[12] D.B. Chelton, F.J. Wentz, C.L. Gentemann, R.A. de Szoeke and M.G. Schlax, *Satellite microwave SST observations of transequatorial tropical instability waves*, Geophysical Research Letters, 27(9) (2000), pp. 1239-1242.

[13] K.H. Coale, S.E. Fitzwater, R.M. gordon, K.S. Johnson and R.T. Barber, *Control if cummunity growth and export production by upwelled iron in the Equatorial Pacific*, Nature, 379 (1996a), pp. 621-624.

[14] K.H. Coale, K.S. Johnson, S.E. Fitzwater, R.M. Gordon, S. Tanner, F.P. Chavez, L. Ferioli, C. Sakamoto, P. Rogers, F. Millero, P. Steinberg, P. Nightingale, D. Cooper, W.P. Cochlan, M.R. Landry et al., J. Costantinou, G. Rollwagen, A. Trasvina and R. Kudela, *A amssive phytoplankton bloom induced by an ecosystem-scale iron fertilization experiment in the equatorial Pacific*, Nature, 383 (1996b), pp. 495-501.

[15] M.R. Droop, *Some thoughts on nutrient limitation in algae*, J. Phycol., 9 (1973), pp. 264-272.

[16] J.P. Dunne, J.W. Murray, M. Rodier and D.A. Hansell, *Export flux in the western and central equatorial Pacific: zonal and temporal variability*, Deep Sea Res. I, 47 (2000), pp. 901-936.

[17] R.A. Feely, R. Wanninkhof, C.E. Cosca, M.J. McPhaden, R.H. Byrne, F.J. Millero, F.P. Chavez, T. Clayton, D.M. Campbell and P.P. Murphy, *The effect of tropical instability waves on CO_2 species distributions along the equator in the eastern equatorial Pacific during the 1992 ENSO event,* Geophys. Res Lett., 21(4) (1994), pp. 277-280.

[18] P. Flament, S.C. Kennan, R. Knox, P. Niiler and R. Bernstein, *The three-dimensional structure of an upper ocean vortex in the tropical Pacific*, Nature, 382 (1996), pp. 610-613.

[19] D.G. Fooley, T.D. Dickey, M.J. McPhaden, R.R. Bidigare, M.R. Lewis, R.T. Barber, S.T. Lindley, C. Garside, D.V. Manov and J.D. McNeil, *Longwaves and primary productivity variations in the equatorial Pacific at 0°,140°W*, Deep-Sea Res. II, 44 (1998), pp. 1801-1826.

[20] R.J. Geider, H.L. MacIntyre and T.M. Kana, *A dynamic model of phytoplankton growth and acclimation: responses of the balanced growth rate and chlorophyll-a:carbon ratio to light, nutrient limitation and temperature*, Mar. Ecol. Prog. Ser., 43(3) (1998), pp. 679-694.

[21] G.C. Johnson, B.M. Sloyan, W.S. Kessler and K.E. McTaggart, *Direct measurements of upper ocean currents and water properties across the tropical Pacific during the 1990s*, Progress in Oceanography, 52 (2002), pp. 31-61.

[22] K.S. Johnson, R.M. Gordon, K.H. Coale,*What controls dissolved iron concentrations in the world ocean?*, Marine Chemistry, 57 (1997), pp. 137-161.

[23] S.K. Johnson, F.P. Chavez and G.E. Friederich, *Continental-shelf sediment as a primary source of iron for coastal phytoplankton*, Nature, 398 (1999), pp. 697-699.

[24] C. Kohlmeier and W. Ebenhoh, *The stabilizing role of cannibalism in a*

predator-prey system, Bull. Math. Biol., 57(3) (1995), pp. 401-411.

[25] S.C. Kennan and P.J. Flament, *Observation of a Tropical Instability Vortex*, Journal of Physical Oceanography, 30 (2000), pp. 2277-2301.

[26] M.R. Landry et al., R.T. Barber, R.R. Bidigare, F. Chai, K.H. Coale, H.G. Dam, M.R. Lewis, S.T. Lindley, J.J. McCarthy, M.R. Roman, D.K. Stoecker, P.G. Verity and J.R. White, *Iron and grazing constraint on primary production in the central equatorial Pacific: an EqPac synthesis.* Limn. and Ocean., 42(3) (1997), pp. 405-418.

[27] R. Legekis, *Long waves in the eastern equatorial Pacific Ocean: A view from a geostationary satellite*, Science, 197 (1977), pp. 1179-1181.

[28] R. Legekis, *A satellite time-series of sea surface temperature in the eastern equatorial Pacific Ocean*, Journal of Geophisical Research, 91 (1986), pp. 12879-12886.

[29] R. Legekis, C.W. Brown, P.S. Chang, *Geostationary satellites reveal motions of ocean surface fronts*, J of Mar. Syst., 37 (2002), pp.3-15.

[30] H.L. MacIntyre, T.M. Kana, T. Anning and R.J. Geider, *Photoacclimatation of photosynthesis irradiance response curves and photosynthetic pigments in microalgae and cyanobacteria.* J. Phycol., 38 (2002), pp.17-38.

[31] D.J. Mackey, J.E. O'Sullivan, R.J. Watson, *Iron in the western Pacific: a riverine or hydrothermal source for iron in the Equatorial Undercurrent?*, Deep-sea Res. I, 49 (2002), pp. 877-893.

[32] G. Madec, P. Delecuse, M. Imbart and C. Levy, *OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual.* Institute Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, N°11, (1998).

[33] G. Madec, M. Imbard, *A global ocean mesh to overcome the North Pole singularity,* Clim. Dyn., 12 (1996), pp. 381-388.

[34] J.H. Martin and S.E. Fitzwater, *Iron deficiency limits phytoplankton growth in the North-East Pacific subarctit*, Nature, 331 (1988), pp. 341-343.

[35] J.H. Martin, K.H. Coale, K.S. Johnson, S.E. Fitzwater, et al., *Testing the iron hypothesis in ecosystems of the equatorial Pacific Ocean*, Nature, 371 (1994), pp.123-129.

[36] S. Masina and S.G.H. Philander, *An analysis of tropical instability waves in a numerical model of the Pacific Ocean 1. Spatial variability of the waves*, J. Geophys. Res., 104 (1999), pp. 29,613-29,635.

[37] S. Masina, S.G.H. Philander and A.B.G. Bush, *An analysis of tropical instability waves in a numerical model of the Pacific Ocean 2. Generation and energetics of the waves*, J. Geophys. Res., 104 (1999), pp. 29,637-29,661.

[38] D.J. McGillycuddy et al., *Influence of mesoscale eddies on new production in the sargasso sea*, Nature, 392 (1998), pp. 263-265.

[39] C.A. Paulson, J.J. Simpson, *Irradiance mesaurements in the upper ocean,* J. Phys. Oceanogr., 7 (1977), pp. 952-956.

[40] S.G. Philander, D. Halpern, D. Hansen, R. Legekis, L. Miller, C. Paul, R. Watts, R. Weisberg and M. Wimbush, *Long waves in the Equatorial Pacific*, Trans-American Geophysics Society, 66 (1985), pp. 154.

[41] S.G. Philander, *El Nino,La Nina, and the Southern Oscillation*, Academic Press, (1990).

[42] L. Qiao and R.H. Weisberg, *Tropical instability wave kinematics: Observation from the Tropical Instability Wave Experiment (TIWE)*, J. Geophys. Res., 100 (1995), pp. 8677-8699.

[43] P.G. Strutton and F.P. Chavez, *Primary productivity in the equatorial Pacific during the 1997-1998 El-Niño*, J. Geophys. Res., 105 (2000),

pp.26089-26101.

[44] W.G. Sunda and S.A. Huntsman, *Iron uptake and growth limitation in oceanic and coastal phytoplankton*, Mar. Chem., 50 (1995), pp. 189-206.

[45] W.G. Sunda and S.A. Huntsman, *Interrelated influence of iron, light and cell size on marine phytoplancton growth*, Nature, 390 (1997), pp. 389-392.

[46] A. Tassinari, *Studio della variabilità di parametri fisici e biologici nel Pacifico equatoriale*, Università di Bologna, (1999).

[47] I. Tegen and I. Fung, *Contribution of the atmospheric mineral aerosol load from land surface modifications*, J. Geophys. Res., 100 (1995), pp.18707-18726.

[48] C. Torrence, G. Compo, *A practical guide to wavelet analysis*, Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 79, 1 (1998), pp. 61-78.

[49] C. Valens, *A really friendly guide to wavelets*, (1999), 19 pp.

[50] R.A. Varela, A. Cruzado and J.E. Gabaldon, *Modelling primary production in the North Sea using the European Regional Seas Ecosystem Model*, Neth. J. Sea Res., 33 (1995), pp.337-361.

[51] M. Vichi, J.W. Baretta, J.G. Baretta-Bekker, W. Ebenhoh and C. Kohlmeier, P. Ruardij, N. Pinardi e M. Zavattarelli, *European Regional Seas Ecosystem Model III; review of the biogeochemical equations*, (2003).

[52] M. Vichi, *A global implementation of the Modular Marine Ecosystem Model (MMEM-GLO): model description and validation*, Climate Dynamics Unit, INGV-BO, (2004).

[53] J.A. Yoder, S.G. Ackleson, R.T. Barber, P. Flament and W.M. Balch, *A line in the sea*, Nature, 371 (1994), pp. 689-692.

RINGRAZIAMENTI

Il primo ringraziamento va senza dubbio alla professoressa Nadia Pinardi, per essere sempre riuscita a trasmettere tutta la sua passione per l'oceanografia; per avermi dato l'opportunità di sviluppare e portare a termine questa tesi; ma soprattutto per avermi dato la possibilità di conoscere Tommy Dickey, un incontro che ha già cambiato, e cambierà molto del mio futuro, almeno quello più prossimo.

Un ringraziamento davvero molto, molto speciale va inoltre a chi mi ha seguito passo per passo nel corso di questo lavoro: Marcello Vichi e Simona Masina. Sempre pronti a rispondere alle mie mille domande, e mai avari di consigli; grazie soprattutto per non avermi mai messo sotto pressione, e per essere sempre stati più che disponibili; anche quando, a causa della mia cronica incapacità di gestire tempi e scadenze, vi ho coinvolto in una delle mie solite volate finali (avendo contraddistinto tutti e 29 gli esami dati, non poteva certo mancare in occasione della tesi).

Un ringraziamento particolare va sicuramente a Luca e a tutti i membri del SINCEM, perché non sempre si ha la fortuna di lavorare accanto ad un gruppo di persone come loro; senza di voi quest'ultimo anno sarebbe stato sicuramente molto più duro e noioso. Un grazie anche ai compagni, vecchi e nuovi, dell'INGV per avermi aiutato ogni volta che ce ne è stato bisogno, soprattutto nelle ultime settimane, quando, per l'ennesima volta, la sf...ortuna è venuta a farmi l'immancabile visita.

Oltre che questa tesi, queste pagine chiudono molto molto di più. Sono la brusca conclusione di un capitolo molto importante della mia vita. Un capitolo in cui si sono alternate gioie immense e altrettanto profonde delusioni e dolori. E' un capitolo che comprende questi ultimi sette anni di “esilio” in Romagna, ma che parte da molto, molto prima.

Gli anni liceali ad Arezzo, è da lì che tutto è partito; Ravenna, Scienze

Ambientali, e tutto quello che ne è seguito e ne seguirà, erano ben lungi dall'essere anche solo delle ipotesi remote, ma è allora che sono iniziati i primi cambiamenti che mi hanno fatto poi diventare quello che sono adesso, nel bene e nel male. E allora i primi grazie sono per Marco e per quel "cretino" di Luca, perché senza di loro tutto sarebbe stato diverso, ed io una persona peggiore.

Non che a 19 anni fossi pronto ad arrivare solo soletto a Ravenna, e anzi, i primi mesi sono stati più che duri, ma poi le cose hanno incominciato ad ingranare, e un grosso merito in questo va a Matte e alla Cesca. Sono stati i primi veri amici dei miei anni lontano da casa, e, nonostante spesso le strade ci abbiano portato (anche geograficamente) in direzioni opposte, sono riusciti ad accompagnarmi e ad essermi vicini fino alla fine.

A loro si sono poi aggiunti quelli dell'Animal House, ai quali devo i più bei ricordi di feste, di cene, e di quelle due o tre sbronze che, da pseudo-atleta e pseudo-(e ormai ex-)straight edge come mi ritenevo, mi sono concesso in questi sette anni di università.

Parlando di Ravenna, è impossibile non ringraziare la famiglia Amici, e non solo per tutti i pranzi che mi hanno offerto, ma soprattutto per essere sempre stati un punto di riferimento sicuro ogni volta che arrivava un problema. Un grazie particolare va a Coach Max Amici, perché oltre che come ospite durante i pranzi è riuscito a sopportarmi anche come giocatore....e non è poco!!!!

La pallacanestro, la mia passione più grande; le ho sempre dato tutto me stesso, week-end, serate, dita, caviglie e schiena, ma se dicessi che qui a Ravenna i sacrifici sono stati ripagati mentirei.... Capita però, che dopo quattro anni di purgatorio, proprio quando inizi a pensare che non ne valga più la pena, che ci siano altre cose da fare che magari darebbero più soddisfazioni, ecco che ti restituisce tutto quello non ti aveva dato prima.

Era l'estate del 2000, e così, un po' per caso mi sono ritrovato a Russi, in quella che di lì a poco sarebbe diventata per tutti la Isla Feliz: una promozione conquistata sul campo al primo colpo, e poi tante altre vittorie, e altrettante sonore sconfitte. Ma non sono stati i risultati sportivi la cosa più importante che la pallacanestro mi ha regalato a Russi. Molto più importante è l'avermi permesso di entrare a far parte di un gruppo di amici, prima ancora che di giocatori e compagni

di squadra, unico ed eccezionale. Un grazie di cuore va quindi a tutti i miei compagni del BCR...e anche alle Verre, dai.....perchè mi avete sopportato agli inizi quando ero intrattabile; perché siete riusciti a farmi diventare un po' più trattabile; e soprattutto perché siete riusciti a farmi sentire come se fossi di nuovo a casa.

Un grazie particolare se lo merita il povero Broken, aka Crocus, aka qualunque-cosa-finisca-in-us, l'unica persona che riesce ad essere più nerd e più sfortunato di me. E' un dato di fatto: senza il suo aiuto e la sua disponibilità, non ce l'avrei mai fatta in tempo. Neanche il Devil's avrebbe tanta birra per ripagarti per questo.....

Un grazie speciale va anche ai due lumbard' Ciccio e Orso, senza i quali sarebbe impensabile passare un Natale o una Pasqua che si rispettino.

Gli ultimi ringraziamenti li ho conservati per le persone più importanti, senza le quali tutto questo non sarebbe proprio stao possibile: mia mamma, perché di mamme ce ne è una sola; mio fratello, perché anche di fratelli (come lui) ce ne è uno solo; l'Erika. Per lei non ci sono “perché” da dare, ma soltanto un piccolo desiderio da esprimere: il capitolo che si sta per chiudere ha avuto me come protagonista, speriamo tanto che il prossimo che sta per cominciare ne abbia almeno due.