

Indice

INDICE	1
CAPITOLO 1	3
INTRODUZIONE	3
1.1 Il sapropel: definizione e tipologie	3
1.1.1 Sequenze di sapropel	4
1.1.2 Ciclicità e forzanti orbitali	7
1.1.3 Ipotesi sulle cause di deposizione	9
1.2 Il sapropel S1 e l'Optimum Climaticum	13
1.2.1 Caratteristiche biogeochimiche e tempi di deposizione	14
1.3 La modellistica	18
1.3.1 La circolazione attuale	21
1.3.2 La circolazione durante l'Optimum Climaticum	21
1.3.3 Le simulazioni biogeochimiche di Stratford, Williams e Myers (2000)	25
1.4 Scopi della tesi	30
CAPITOLO 2	31
IL MODELLO DI ECOSISTEMA	31
2.1 Il modulo fisico	31
2.1.1 La chiusura della turbolenza	37
2.1.2 Le condizioni iniziali e al contorno	38
2.2 Il modulo pelagico	41
2.2.1 L'accoppiamento con il modulo fisico	45
2.2.2 La formulazione matematica	46
2.2.3 Il fitoplancton.....	52
2.2.4 I batteri pelagici	57
2.2.5 Lo zooplancton	60
2.2.6 Le componenti biogeochimiche non viventi.....	61
2.2.7 Il modulo bentico	62

2.3 L'area di studio e l'implementazione	64
2.3.1 Forzanti fisici	65
2.3.2 Condizioni iniziali e al contorno per le variabili biogeochimiche.....	66
2.3.3 La parametrizzazione dell'avvezione laterale dell'ossigeno	71
2.3.4 Velocità verticale per i nutrienti: l'upwelling di mare aperto.....	72
 CAPITOLO 3	 75
LE SIMULAZIONI NUMERICHE	75
3.1 Gli esperimenti	76
3.1.1 Risultati per l'ecosistema in condizioni biochimiche attuali	77
3.1.2 Risultati per l'ecosistema in condizioni di nutrienti elevati	88
3.1.3 L'ossigeno disciolto	103
 CAPITOLO 4	 107
L'ANALISI DELLA FUNZIONALITÀ DELL'ECOSISTEMA NELLE SIMULAZIONI	107
4.1 Gli esperimenti di sensitività sui nutrienti	107
4.2 Gli esperimenti di sensitività alla velocità di sedimentazione	116
4.3 Ciclo del carbonio e flussi di sedimentazione	117
 CAPITOLO 5	 123
CONCLUSIONI	123
 BIBLIOGRAFIA	 129

Capitolo 1

Introduzione

1.1 Il sapropel: definizione e tipologie

Il sapropel è uno strato discreto di sedimento di origine marina di spessore maggiore di 1 cm caratterizzato da una frazione di carbonio organico superiore al 2% del peso totale; il termine sapropelitico indica invece una concentrazione di carbonio organico compresa tra lo 0.5 e il 2% in peso (Kidd et al., 1978).

In generale depositi contenenti una percentuale notevole di carbonio organico sono comuni nelle sequenze sedimentarie marine: esempi citati con frequenza sono i Black Shales del Cretaceo, contenenti fino al 30% di materia di origine organica e ritrovati abbondantemente sia in sequenze oceaniche sia in sequenze continentali procedenti da mari interni (Sancetta, 1999), e i sapropel del Plio-Pleistocene depositati all'interno di bacini semi-chiusi quali il Mar Mediterraneo (Cramp, O'Sullivan, 1999).

Il termine sapropel deriva dal greco *sapros* (decomposto) e *pelos* (fango) ed è stato ampiamente utilizzato a partire dalla sua introduzione da parte del chimico tedesco Wasmund che descrisse in maniera qualitativa la composizione di sedimenti bituminosi di origine lacustre (Wasmund, 1930). Successivamente l'esistenza di depositi ricchi di carbonio organico venne ipotizzata da Bradley nel contesto della sedimentazione nel Mediterraneo in risposta alle fluttuazioni del livello del mare durante i cicli glaciali del Pleistocene (Bradley, 1938).

I primi esempi di sapropel nel Mediterraneo risalgono a campioni estratti tramite gravity core durante la Swedish Expedition effettuata tra il 1947 e il 1948

(Kulleberg, 1952), successivamente Olausson (1961) introdusse il termine sapropelico per indicare successioni di sedimenti marini ad elevato contenuto organico rinvenuti nel bacino orientale del Mediterraneo.

La definizione quantitativa di sapropel viene introdotta da Kidd et al. (1978) nella descrizione delle carote estratte durante il Leg42A del *Deep Sea Drilling Program* (DSDP), il primo importante progetto di perforazione ed estrazione di lunghe sequenze sedimentarie effettuato con successo nel Mediterraneo.

Questa definizione, basata sulla percentuale di carbonio organico del sedimento, pur fornendo un ottimo punto di partenza per numerosi studi sul sapropel, presenta dei limiti quando si tratta di identificare come sapropel sedimenti che sono andati incontro ad un depauperamento del contenuto di carbonio organico originario in seguito a processi post-deposizionali.

Una definizione meno restrittiva ma puramente qualitativa di sapropel è quella proposta da Hilgen (1991) secondo la quale i sapropel sono semplicemente strati sedimentari di colore scuro frequentemente laminati (“*brownish, often laminated interbeds*”).

La definizione di Hilgen, non considerando il contenuto di carbonio organico del sedimento, risulta in realtà difficilmente applicabile alla maggioranza di sapropel del Plio-Pleistocene, che non presentano laminazioni evidenti, con l’eccezione notevole del sapropel S5.

1.1.1 Sequenze di sapropel

Lunghe sequenze di sapropel sono state recuperate nel Mediterraneo durante le campagne *Deep Sea Drilling Project* e *Ocean Drilling Program (ODP)*, i più antichi attribuibili al Miocene Medio, intercalati all’interno e al di sotto di sequenze evaporitiche, mentre la maggior parte risalenti al Pleistocene.

La presenza di sapropel nel Bacino Orientale del Mediterraneo è documentata fino dai primi ritrovamenti di Kulleberg e Olausson, successivamente due zone geografiche sono state oggetto di ritrovamenti di sequenze lunghe e complete di

sapropel nel bacino occidentale: il Mar Tirreno (Kidd et al., 1978) e il Rise Balearico (Ryan, 1972).

I carotaggi acquisiti durante le tratte 160 e 161 dell'*ODP* (figura 1.1) hanno confermato che più di 80 sapropel si sono depositati in tutta l'area mediterranea durante il Pliocene ed il Pleistocene, molti dei quali in maniera sincrona su entrambi i bacini (Emeis et al., 1996).

Al momento i ritrovamenti di sapropel nel Mediterraneo sono limitati ad aree con una profondità attuale superiore a 500 m, mentre depositi sapropelitici sono stati individuati in sedimenti di profondità maggiore a 125 m (Cramp, O' Sullivan, 1999).

La sedimentazione all'interno del Mediterraneo presenta una variabilità spaziale e temporale che risente in maniera notevole della conformazione del bacino, della sua attività tettonica, della batimetria e dell'influenza continentale; la deposizione dei sapropel non è un'eccezione a questa regola.

Infatti sono documentate sequenze di sapropel di spessore superiore ai 4 m al termine distale di percorsi di sedimentazione profonda, mentre sapropel indisturbati recuperati in zone di alto batimetrico hanno uno spessore generalmente compreso tra i 2 cm e i 25 cm (Cramp, O' Sullivan, 1999).

La correlazione dei sapropel degli ultimi 400000 anni, e quindi l'introduzione di una forma di classificazione e di una nomenclatura specifica, ha subito un primo ed importante contributo con il lavoro di McCoy (1974) che basandosi su dati sedimentologici e micropaleontologici ha identificato il sapropel più recente come S1, datandolo tra 12000 e 6000 anni fa, e il più antico come S12 datandolo a circa 400000 anni fa.

Recentemente il lavoro di un gruppo di ricercatori di Utrecht (Hilgen, 1991; Hilgen et al, 1993; Lourens et al., 1996) ha introdotto un'alternativa alla nomenclatura proposta da McCoy, ritenuta poco flessibile in seguito al perfezionamento di una scala temporale astronomica rispecchiata nei sedimenti marini. Come risultato di questi studi la datazione di ciascun sapropel viene stabilita in base ad un ritardo di 3000 anni tra la formazione del sapropel ed il corrispettivo minimo nell'indice di precessione orbitale.

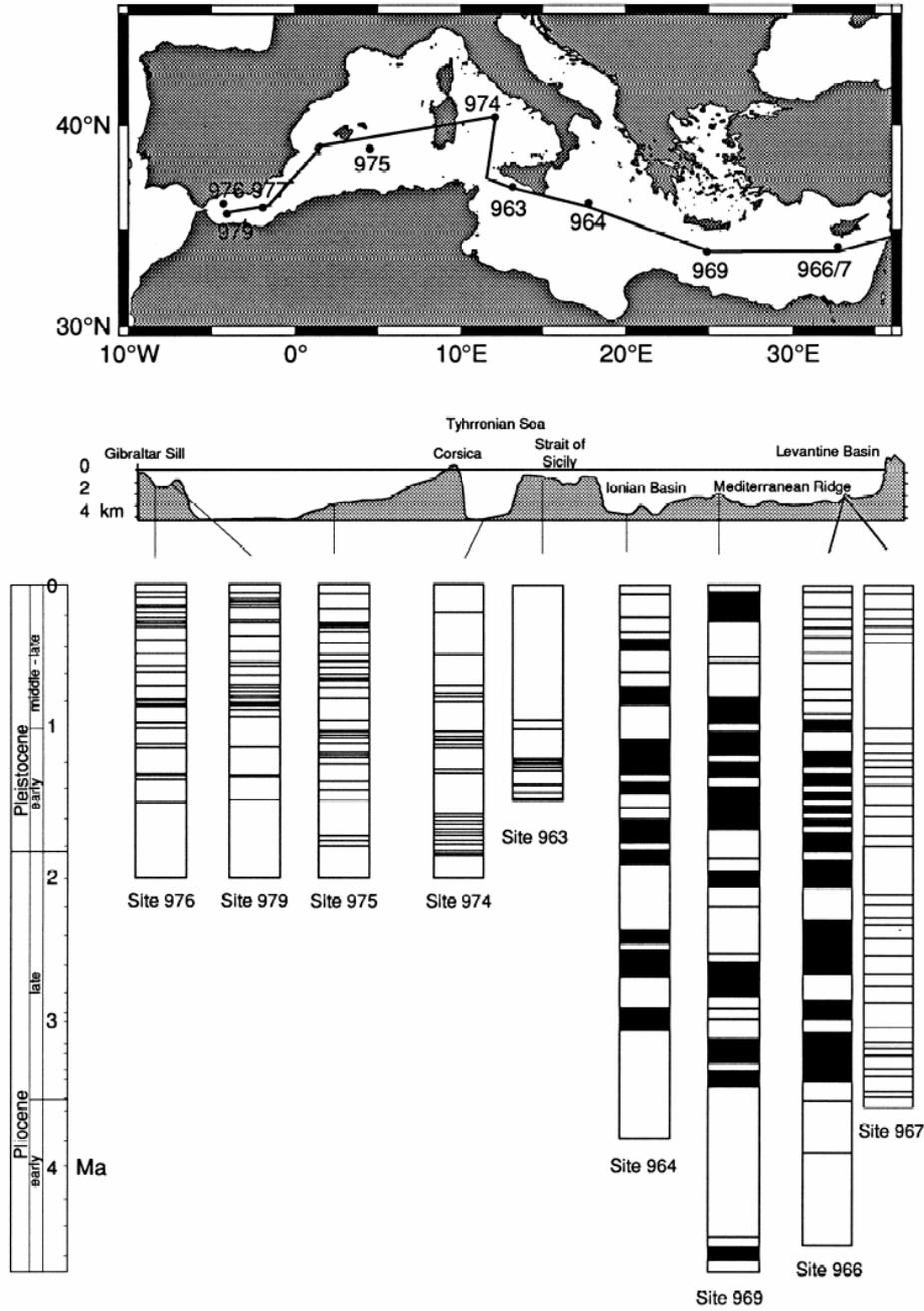


Figura 1.1: Localizzazione dei siti di perforazione delle tratte 160 e 161 dell'*Ocean Drilling Program (ODP)*. I principali periodi di deposizione di sapropel e di sedimenti sapropelitici sono rappresentati dalle bande scure (da Cramps e O'Sullivan, 1999).

La nomenclatura proposta prende il nome di *i-cycle codation* e si ottiene assegnando al sapropel il numero del picco nell'indice ad esso correlato numerato a partire dall'epoca attuale. In questo modo nuovi sapropel eventualmente identificati possono venire inseriti nella scala già stabilita basata sull'indice di precessione; seguendo questa nomenclatura il sapropel più recente viene definito come S(2).

1.1.2 Ciclicità e forzanti orbitali

Un'analisi spettrale del contenuto in $\delta^{18}O$ di foraminiferi planctonici in sedimenti marini depositati negli ultimi 782000 anni mostra periodicità in ottimo accordo con le frequenze caratteristiche delle variazioni nell'orbita terrestre descritte da Milankovitch (1930), indicando una forma di controllo da parte del forzante orbitale sulla sedimentazione marina (Cramp, O' Sullivan, 1999).

La teoria sviluppata da Milankovitch prevede tre tipi di variazioni cicliche dell'orbita terrestre, ciascuna caratterizzata da una frequenza specifica: variazione dell'eccentricità dell'orbita di rivoluzione attorno al sole con un periodo di 96000-100000 anni e con uno di 400000; cambiamento dell'obliquità dell'asse di rotazione terrestre con un periodo di 42000 anni e precessione degli equinozi con un periodo di 21000-22000 anni.

La teoria della connessione tra il forzante orbitale e i cambiamenti climatici prevede che l'obliquità dell'asse terrestre e la precessione degli equinozi siano le variabili chiave che influenzano il clima agendo sull'entità e sulla distribuzione dell'insolazione planetaria (van Santvoort et al., 1997). La periodicità nel forzante orbitale di insolazione consente di applicare strumenti statistici ai record sedimentari marini e di stabilire una relazione tra il regime climatico a scala globale, il regime idrografico registrato nei sedimenti marini e i cicli di Milankovitch.

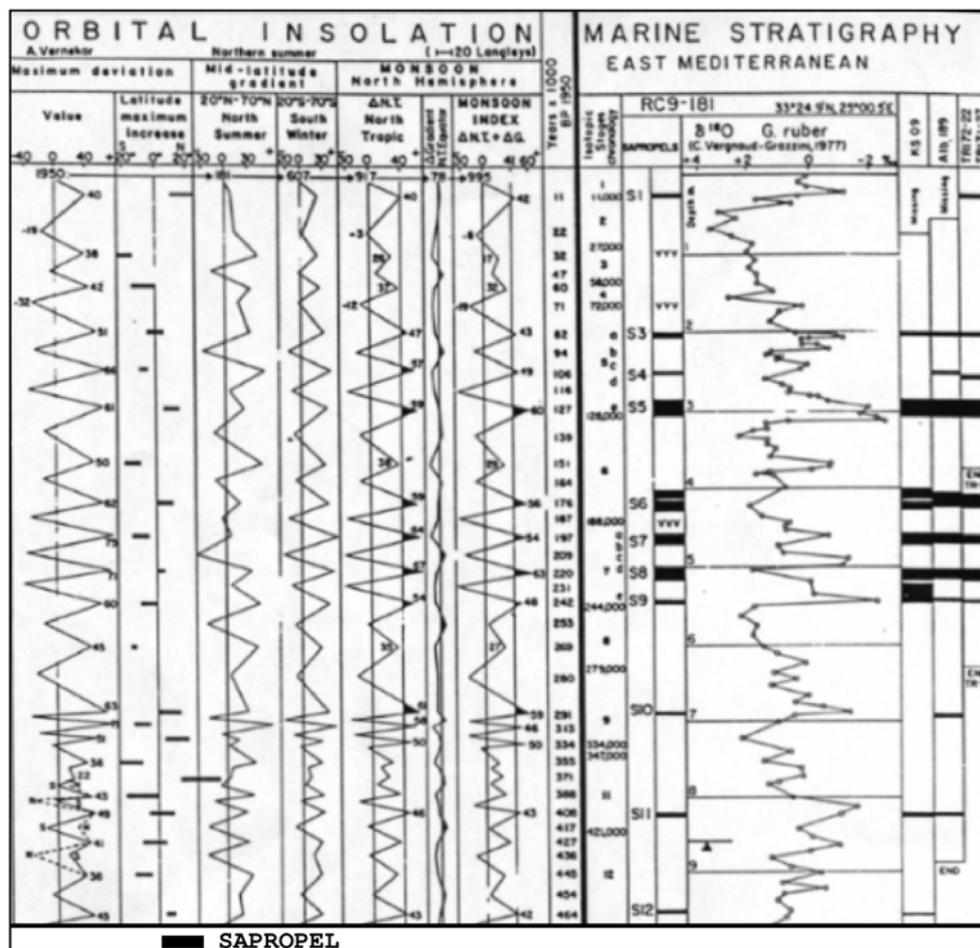


Figura 1.2: Correlazioni tra l'indice monsonico di insolazione orbitale e i sapropel contenuti in carote estratte nel Mediterraneo Orientale a profondità comprese fra 2000 e 3000 m (da Rossignol-Strick, 1985).

La prima ipotesi che la deposizione del sapropel sia correlata con variazioni nel ciclo di precessione orbitale fu formulata da Rossignol-Strick (1983) che stabilì un legame tra le variazioni dell'insolazione e la circolazione monsonica nell'emisfero boreale, mostrando come i sapropel si depositano ogni qualvolta un indice monsonico, calcolato come una combinazione tra intensità e latitudine della massima insolazione, supera un valore soglia, mentre nessun sapropel si deposita al di fuori di questi periodi (figura 1.2).

Alti valori di insolazione comportano l'intensificazione dei gradienti termici tra oceano e terre emerse e della circolazione monsonica ad essi correlata; l'alta portata del Nilo associata alla maggiore intensità del monsone africano potrebbe avere innescato la deposizione dei sapropel mediterranei (Rossignol-Strick, 1983; Rossignol-Strick, 1985).

Successivamente è stato evidenziato che l'aumento di attività dei monsoni indiani avrebbe favorito, mediante teleconnessioni, lo stazionamento di depressioni nella zona mediterranea orientale rendendola più umida rispetto ad oggi, favorendo l'aumento delle precipitazioni e degli apporti fluviali nella regione (Rohling, 1994). Recentemente diversi studi di modellistica climatica hanno confermato la connessione fra forzante orbitale di insolazione, intensità ed estensione della circolazione monsonica e delle precipitazioni ad essa legate (Kutzack e Liu, 1997; Tuenter et al., 2003).

1.1.3 Ipotesi sulle cause di deposizione

Numerose teorie sono state avanzate per spiegare la formazione dei sapropel mediterranei. Alcune tra le ipotesi avanzate invocano l'inversione o l'indebolimento della circolazione antiestuarina attuale, la cessazione dei fenomeni di convezione e il conseguente isolamento delle acque profonde, l'incremento della produttività primaria a scala di bacino e il cambiamento del regime climatico e idrografico locale e globale. La valutazione delle diverse ipotesi viene condotta tramite ricerche interdisciplinari. Una linea di studio utilizza la paleofauna fossile per dedurre le condizioni ecologiche ed oceanografiche al tempo della deposizione; una seconda linea di ricerca ricava informazioni sulla paleoproduttività e sui tempi del processo di deposizione dalle caratteristiche chimiche dei sapropel; un terzo approccio deriva le condizioni paleoclimatiche da calcoli di budget idrici che spiegano l'arricchimento della componente organica dei sedimenti con l'anossia delle masse d'acqua profonde.

Come sottolineato recentemente da numerosi autori, gli approcci descritti non sono esclusivi ma devono essere utilizzati in maniera complementare per convalidare di

volta in volta le ipotesi formulate e per fornire un quadro di insieme che spieghi la formazione dei sapropel in un contesto di cambio climatico, idrografico ed ecologico (Béthoux e Pierre, 1999). Un approccio unitario è quello dato dalla modellistica numerica che consente di integrare le informazioni a disposizione e di compiere esperimenti a verifica delle teorie sviluppate.

La concentrazione del carbonio organico nel sedimento marino risulta dal bilancio fra il flusso di materia organica all'interfaccia acqua-sedimento e la successiva ossidazione da parte dei batteri bentici che utilizzano l'ossigeno delle acque interstiziali nei sedimenti (Canfield, 1994; De Lange et al., 1999). La preservazione del carbonio organico è stata attribuita fin dai primi studi a due cause non necessariamente esclusive:

- anossia
- elevata produttività primaria

Una massa d'acqua viene definita come ossica per concentrazioni di ossigeno disciolto maggiori del 5 per mille, anossica per concentrazioni minori dello 0.1 per mille, mentre per valori intermedi viene definita disaerobica o disossica. Condizioni anossiche inibiscono l'attività della fauna pelagica e bentonica riducendo la capacità di rimineralizzazione e favorendo l'accumulo e la preservazione della sostanza organica nel sedimento.

Nel Mediterraneo l'ossigeno viene trasferito dalle acque superficiali alle masse d'acqua profonda durante gli eventi di formazione di acque dense e viene consumato nei processi di rimineralizzazione del detrito organico che sedimenta dalla zona eufotica (*export production*) prevalentemente ad opera dei batteri. L'instaurarsi di condizioni anossiche richiede quindi una interruzione o una diminuzione dei processi di ventilazione della colonna d'acqua o un incremento della produttività primaria e della *export production*.

La stagnazione e la conseguente anossia delle masse d'acqua a contatto con il sedimento durante gli episodi di deposizione di sapropel è stata dedotta dall'assenza di fauna bentica, dalla mancanza di bioturbazione e dalla preservazione della laminazione originaria tipica di numerosi sapropel (Jorissen, 1999; Kemp et al., 1999).

Evidenze geochemiche includono l'arricchimento nel contenuto di metalli in tracce (Warning e Brumsack, 2000), la formazione nella colonna d'acqua di solfuri di ferro a distinta composizione isotopica rispetto a quelli generati all'interno del sedimento, indicativi di condizioni 'aperte' durante la riduzione dei solfati (Passier et al., 1999), e nel caso di anossia contenuta nella zona eufotica, la presenza nel sapropel di biomarcatori prodotti da batteri fotosintetici in grado di vivere esclusivamente in presenza di luce e di condizioni anaerobe (Emeis et al., 2000; Passier et al., 1999).

L'interruzione della formazione di acque dense e la conseguente stagnazione delle masse d'acqua profonde è stata attribuita a una diminuzione della salinità superficiale, testimoniata dai bassi valori del $\delta^{18}O$ riscontrati nella maggioranza dei sapropel, indotta da maggiori apporti di acque dolci sul bacino, la cui origine è stata attribuita a più cause, dallo scioglimento delle masse glaciali in periodi di riscaldamento globale all'incremento degli apporti fluviali a scala regionale, in particolar modo del Nilo nel Mediterraneo Orientale. Quest'ultima teoria è la più accreditata ed è stata proposta da Rossignol-Strick (1983) nell'ambito della connessione tra la deposizione dei sapropel ed il forzante orbitale descritto nella sezione 1.1.2.

Studi mineralogici ad alta risoluzione sulla componente inorganica di sapropel pliocenici indicano infatti alternanza tra input fluviali ed eolici di provenienza sahariana correlati ai cicli di precessione, in particolare gli intervalli che mostrano il massimo contributo di detrito di origine fluviale culminerebbero tutti in sapropel o in strati ad alto rapporto Ba/Al (Emeis et al., 2000), considerato un buon indicatore di produttività primaria (Thomson et al., 1995; De Lange et al., 1999).

Condizioni climatiche più umide avrebbero diminuito l'eccesso di evaporazione tipico del Mediterraneo, che attualmente si comporta come un bacino di concentrazione, indebolendo la circolazione antiestuarina o causandone l'inversione (circolazione estuarina) e trasformando il bacino in una trappola di nutrienti (Sarmiento, 1988). Quest'ultima possibilità è stata criticata sulla base di studi sedimentologici nell'area di Gibilterra, che proverebbero l'esistenza di un flusso profondo in uscita senza soluzione di continuità durante tutto l'ultimo ciclo

climatico (Vergnaud-Grazzini et al., 1989) e nel tardo Quaternario (Zahn et al., 1987).

Un indebolimento della circolazione antiestuarina in risposta a un aumento del flusso superficiale di acqua dolce porterebbe da un lato ad una riduzione della ventilazione profonda favorendo l'anossia, dall'altro implicherebbe la risalita del picnoclino all'interno della zona eufotica rendendo disponibile al fitoplancton una maggiore quantità di nutrienti e favorendo la formazione di un massimo profondo di clorofilla (Rohling, 1994). Di recente l'ipotesi del massimo profondo di clorofilla è stata supportata da studi su sapropel laminati ricchi in resti di diatomee perfettamente conservate, a cui viene attribuita la quasi totalità *dell'export production* (Kemp et al., 1999).

Lo spostamento del clima verso condizioni più umide durante i periodi di insolazione massima, oltre ad influenzare le condizioni idrografiche e la stratificazione della colonna d'acqua, determinerebbe in maniera diretta l'aumento del flusso di nutrienti nel Mediterraneo Orientale, a causa non solo dei maggiori apporti del Nilo (Nijenhuis e De Lange, 2000) ma anche come conseguenza della riattivazione della rete di drenaggio fluviale lungo il margine Nord Africano. Questa ipotesi sarebbe in accordo con la recente scoperta di vasti sistemi fluviali fossili che collegano le regioni montagnose centrali del Sahara con le coste mediterranee (Rohling et al., 2002), potenzialmente attivi durante i periodi di massimo monsonico.

Le condizioni di maggiore umidità determinerebbero un aumento dell'alterazione chimica e dell'idrolisi delle rocce continentali e conseguentemente favorirebbero la formazione di suoli. Ciò produrrebbe un maggior apporto di acidi umici e nutrienti nel bacino e di conseguenza un incremento proporzionale nello sviluppo del fitoplancton e nella produttività primaria.

Periodi di elevata produttività nel Mediterraneo, attualmente caratterizzato da condizioni fortemente oligotrofiche (Moutin e Rainbault, 2001; Ignatiades et al., 2002), possono essere dedotti dall'abbondanza nel sedimento di organismi come foraminiferi planctonici tipici di zone eutrofiche, (Rohling and Gieskes, 1989), diatomee e silice biogenica (Kemp et al., 1999), ma anche dalla presenza negli

intervalli di sapropel di elevati valori nel rapporto tra bario e alluminio (Ba/Al) (Thomson et al., 1995; Van Santvoort et al., 1999).

1.2 Il sapropel S1 e l'Optimum Climaticum

Il sapropel S1 si è depositato nel Mediterraneo Orientale durante la prima metà del periodo Olocenico, che copre l'arco degli ultimi 11500 anni e fa seguito all'ultimo massimo glaciale, questo intervallo temporale è denominato Optimum Climaticum ed è compreso tra i 9000 e i 5000 anni fa, e fu caratterizzato da un generale miglioramento del clima globale.

Si ritiene che durante l'Optimum Climatico la temperatura dell'aria alle medie latitudini dell'emisfero settentrionale fosse superiore ai valori odierni di circa 1-3 °C, mentre la circolazione atmosferica andò in contro a sostanziali modifiche, tra le quali lo spostamento verso maggiori latitudini della cintura delle alte pressioni subtropicali e lo spostamento verso Nord del limite dei ghiacci polari.

Contemporaneamente aumentò l'entità delle precipitazioni alle basse latitudini in zone attualmente desertiche, in particolare la fascia del Sahara che venne quindi interessata da un clima umido in grado di favorire lo sviluppo della vegetazione e della fauna. Record dei pollini in stazioni marine e costiere del Mediterraneo Orientale mostrano infatti l'evoluzione rapida (meno di un migliaio di anni) dal clima nettamente arido al termine del periodo glaciale a condizioni di alta piovosità, inverni miti ed estati umide (Rossignol-Strick, 1999).

All'Optimum Climaticum fece seguito un periodo di generale raffreddamento (tardo Olocene), a cui si sovrapposero numerosi eventi di instabilità nell'area atlantica e mediterranea testimoniati dal record sedimentario e paleoceanografico marino (Sbaffi et al., 2003).

Il sapropel S1 è documentato in maniera estensiva in tutta l'area del Mediterraneo Orientale, mentre nella zona occidentale è stato evidenziato solamente nel sito 979 del recente *Ocean Drilling Program*, localizzato nella parte meridionale del Mare di Alboran. Tuttavia il sapropel S1 potrebbe essersi depositato in concomitanza con gli strati ad alto contenuto di manganese descritti per il bacino Balearico da Canals-

Artiguas (1980) e con gli orizzonti contenenti tracce di materia organica descritti per il mar Tirreno da Kallel (1996) e datati attorno agli 8000 anni fa.

Le ipotesi sulle cause di deposizione del sapropel S1 non si discostano da quelle proposte per gli altri sapropel descritte nelle sezioni precedenti. Durante l'Optimum Climaticum si ipotizza l'aumento dell'influenza dei monsoni che avrebbe determinato un maggior flusso di acqua dolce sul bacino e la conseguente variazione delle condizioni idrografiche del Mediterraneo con il blocco nel processo di formazione delle acque dense e la conseguente anossia del fondale (Passier et al., 1998, Emeis et al., 1996).

Vi sono inoltre chiare evidenze che indicano un incremento della produttività primaria nella zona eufotica, anche se l'entità di tale aumento non è stata determinata ancora con certezza (De Lange et al., 1999).

1.2.1 Caratteristiche biogeochimiche e tempi di deposizione

Il sapropel S1 è caratterizzato da una frazione di carbonio organico variabile tra l'1% e il 3.4%. Uno studio recente (Murat e Got, 2000) effettuato su un numero elevato di campioni di S1 provenienti dal Mediterraneo Orientale mostra che il contenuto di carbonio organico è essenzialmente legato alla profondità di deposizione, mentre non appare correlazione evidente né con lo spessore dell'orizzonte sapropelico, variabile tra 0.5 e 25 cm, né con la locazione geografica. Secondo gli autori la maggiore profondità di deposizione, in presenza di condizioni anossiche o disossiche della colonna d'acqua, favorirebbe la preservazione della materia organica determinando un maggior contenuto di carbonio organico nel sapropel.

La tipica sequenza di colorazioni in intervalli sedimentari depositi durante l'Olocene, nel Mediterraneo Orientale alla profondità di circa 3000 m può essere descritta nella maniera seguente (figura 1.3, De Lange et al., 1999):

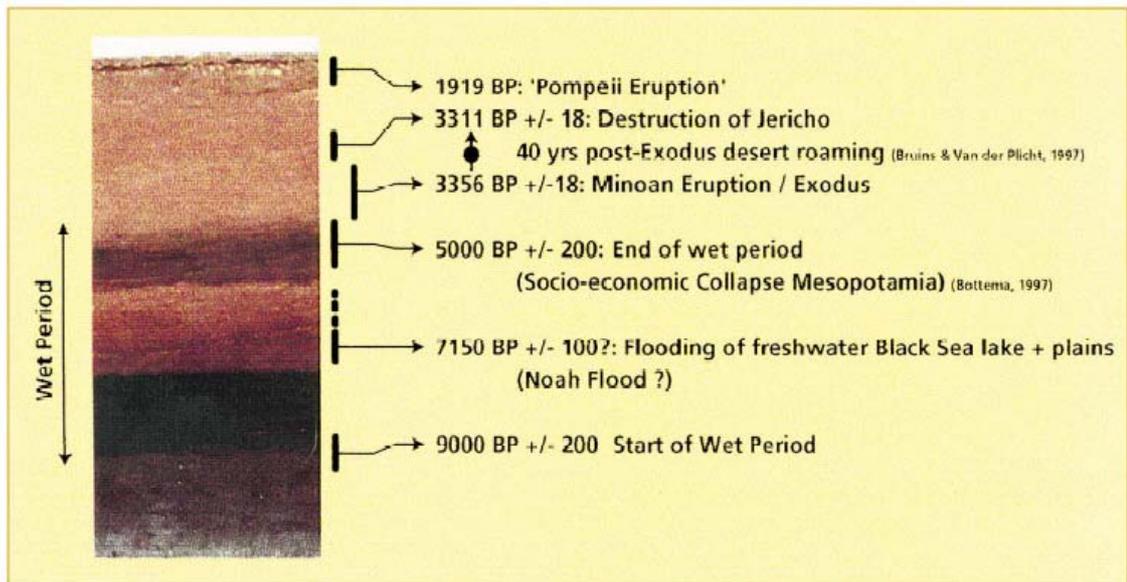


Figura 1.3: Colorazioni di sedimenti depositi negli ultimi 10000 anni in un campione del Mediterraneo Orientale (coordinate del sito di estrazione: 33°23.6' N e 25° 00.9'E). Per lo stesso periodo sono inseriti riferimenti a eventi storici e preistorici, alcuni dei quali potrebbero essere legati alle caratteristiche osservate nel sedimento (da De Lange et al., 1999).

Lo strato superficiale di sedimento, di pochi millimetri di spessore è costituito prevalentemente da resti di pteropodi; lo strato sottostante, di 1-2 cm, giace sopra uno strato marrone dello spessore di 10 cm circa leggermente più chiaro, entrambi sono formati da fanghi costituiti dalle spoglie di organismi planctonici e da particelle terrigene. Circa 12-13 cm sotto l'interfaccia acqua-sedimento compare un marcato letto di fanghi di colore marrone scuro e di circa 3-4 cm di spessore, con transizione superiore diffusa ed inferiore netta. Questo strato risulta tipicamente arricchito in ossidi ed idrossidi di manganese ed è usualmente indicato come il *Manganese Marker Bed*.

Alle profondità di 20-25 cm compare un intervallo di color verde oliva scuro delimitato superiormente ed inferiormente da due evidenti transizioni nella colorazione: questo viene indicato come il sapropel più recente S1, ma numerosi autori concordano nel sostenere che sia la parte inferiore residua di un deposito più spesso di sapropel ad elevato tenore in carbonio organico (Van Santvoort et al.,

1996). Il sapropel S1 giace sopra uno strato grigio scuro noto come 'proto-sapropel', al di sotto del quale la colorazione sfuma verso il grigio chiaro e nuovamente verso il marrone chiaro.

La durata dell'intervallo di sedimentazione dell'S1 è incerta: mentre la base del sapropel è databile con precisione e si suppone concomitante all'inizio della deposizione, lo stesso non si può dire per il tetto la cui posizione è soggetta a un approfondimento in seguito a processi di ossidazione post-deposizionale della sostanza organica.

Una analisi delle età della base dell'S1 basata su diversi set di dati, effettuata tramite datazione al C^{14} con spettrometro ad acceleratore di massa (C^{14} -AMS) fornisce valori compresi tra gli 8000 ed i 9000 anni per l'inizio della deposizione, inoltre la datazione indica che la deposizione è avvenuta dapprima a minori profondità per proseguire via via a profondità maggiori (Strohle e Krom, 1997).

Gli autori di questo studio hanno ipotizzato la formazione di una zona di minima concentrazione di ossigeno nel Mediterraneo Orientale in concomitanza con la deposizione del sapropel S1. Questa zona disossica o anossica si sarebbe formata dapprima a profondità di circa 500 m per poi avanzare verso il fondo con una velocità stimata di circa 500 m ogni 100 anni.

La fine della deposizione del sapropel è invece da associare al picco superiore nella concentrazione del manganese all'interno del *Manganese Marker Bed* la cui età è generalmente individuata attorno ai 5000 anni fa.

Varie ipotesi sono state portate a sostegno di questa teoria, la più supportata attribuisce la presenza degli ossidi e degli idrossidi di manganese ad un evento di riossigenazione a scala di bacino delle masse d'acqua profonda, precedentemente caratterizzate da condizioni anossiche o disossiche.

In condizioni di anossia del fondale il manganese in forma ridotta diventa solubile e passa alla colonna d'acqua sovrastante; il ristabilirsi di condizioni ossiche ne determina la rapida precipitazione sotto forma di ossidi ed idrossidi insolubili e la formazione del *Manganese Marker Bed*. (Van Santvoort et al., 1996; De Lange et al., 1999).

Ulteriore supporto a questa teoria è dato dall'analisi del profilo del bario nel sapropel. Il bario è un indicatore della paleoproduttività primaria della zona eufotica (Dymond et al., 1992; Thomson et al., 1995; François et al., 1995; Van Santvoort et al., 1999): alti livelli di bario sono stati individuati sempre in corrispondenza dei sapropel e appaiono ad ogni massimo marcato nella curva orbitale di insolazione, corrispondente a periodi di elevata produttività legata a maggiori apporti di acque dolci superficiali e disponibilità di nutrienti (Van Santvoort et al., 1997).

L'arricchimento nel contenuto di bario accompagna il sapropel a partire dalla base fin oltre il tetto dell'intervallo sedimentario per concludersi in corrispondenza del picco superiore di manganese: l'ipotesi accettata è che il maggior contenuto di Ba indichi l'intervallo di deposizione del sapropel e il picco di Mn ne rappresenti la fine. Infine la zona ad elevato contenuto di carbonio organico sarebbe la parte di sapropel non soggetta a processi di ossidazione post-deposizionale (figura 1.4).

Il maggior contenuto in carbonio organico e in Ba del sapropel S1, in analogia con i sapropel depositati in tempi anteriori, è accompagnato da un arricchimento notevole nella frazione degli elementi in tracce, valido in particolar modo per gli elementi sensibili alle variazioni delle condizioni redox del sedimento, quali arsenico, cromo, rame, molibdeno, nichel, selenio, vanadio e zinco (Mercone et al., 2001).

Il meccanismo proposto per giustificare questo arricchimento consiste nella seguente catena di processi: preconcentrazione dell'elemento nella colonna d'acqua dovuta all'uptake biologico e alla rimineralizzazione parziale durante la sedimentazione o dopo la deposizione all'interfaccia acqua sedimento, diffusione alle acque interstiziali anossiche e precipitazione accompagnata da un cambio riduttivo nella valenza.

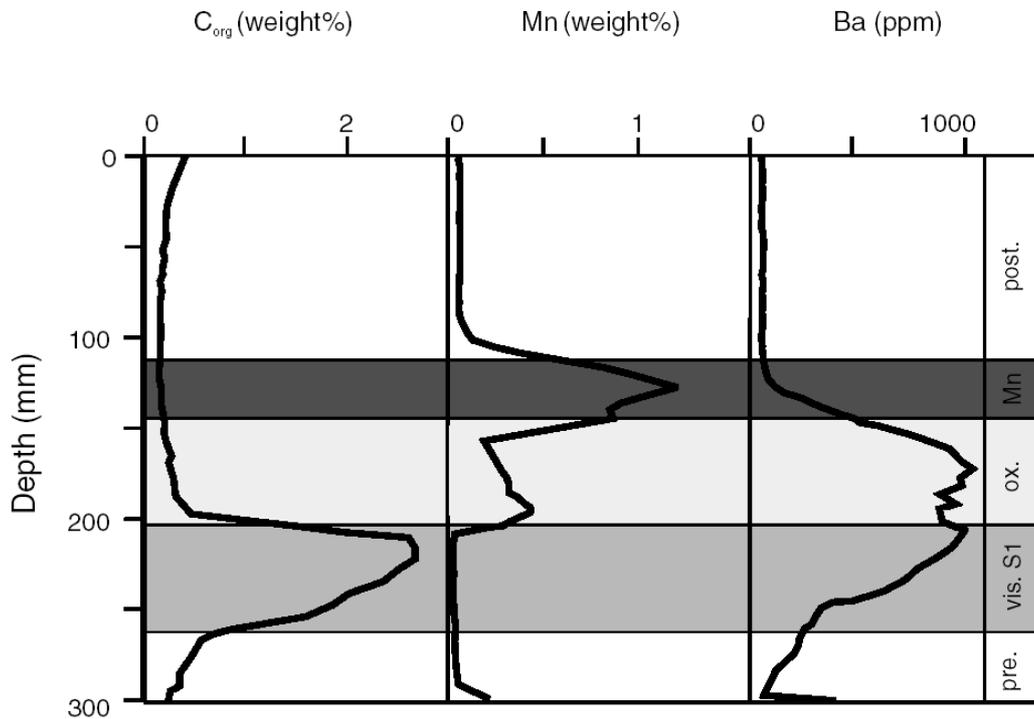


Figura 1.4: Profili del manganese, del carbonio organico e del bario in un campione di sedimento analogo a quello mostrato in figura 1.3 (coordinate del sito di estrazione: (33°21.3'N e 24°55.7' E). *Pre.*=strato protosapropelítico; *vis. S1*=sapropel visibile; *ox.*=sapropel ossidato; *Mn*=Manganese Marker Bed; *post.*=sedimento post-sapropelico.(da Zonneveld et al., 2001)

Altre teorie suggeriscono un aumento della concentrazione degli elementi in tracce dovuto a maggiori apporti fluviali su tempi lunghi, o l'assorbimento selettivo da parte della maggiore quantità di materia organica sedimentata durante i periodi di deposizione del sapropel. È difficile pensare a queste teorie come mutuamente esclusive: infatti è plausibile che differenti processi abbiano agito contemporaneamente influenzando in proporzione diversa il fenomeno (Nijenhuis et al., 1999).

1.3 La modellistica

Negli ultimi anni si stanno compiendo continui sforzi per aumentare il numero e la qualità delle osservazioni oceanografiche, attraverso tradizionali campagne di

raccolta di dati, ma anche utilizzando le possibilità offerte da nuovi strumenti come ad esempio il rilevamento satellitare.

Parallelamente la modellistica numerica è in continuo sviluppo e mostra capacità sempre maggiori di riproduzione dei dati e di previsione.

Il Mediterraneo può essere considerato un oceano in miniatura perché in esso avvengono gli stessi processi che si osservano nell'oceano globale, seppur a scale spaziali e temporali minori, per questo rappresenta un ottimo "laboratorio" per studi di tipo oceanografico.

Il Mediterraneo è caratterizzato nel suo insieme da un bilancio negativo di calore all'interfaccia aria-mare, poiché il calore acquistato durante i mesi estivi è minore delle perdite durante i mesi invernali. Ciò "potrebbe giustificare da solo il carattere antiestuarino della circolazione termoalina" (Pinardi e Masetti, 2000), dove per antiestuarino si intende l'entrata superficiale attraverso lo stretto di Gibilterra di acque atlantiche meno dense e l'uscita in profondità di masse più dense. Inoltre la prevalenza netta dell'evaporazione (E) sugli apporti di acqua dovuti alle precipitazioni (P) e all'input fluviale (R), determina un flusso netto (E-P-R) di 0.6 m/anno, compensato dall'entrata delle acque atlantiche meno salate di circa 0.2 Sv, e rende il Mediterraneo un bacino di concentrazione.

La modellistica offre la possibilità di riprodurre per via numerica situazioni non realizzabili sperimentalmente e di controllare le conseguenze delle ipotesi teoriche formulate.

L'utilità della modellistica risulta evidente nel campo della paleoceanografia, nel quale i dati a disposizione, ottenuti dal record sedimentario, permettono di formulare ipotesi sulle caratteristiche della circolazione delle masse d'acqua in tempi passati, mentre simulazioni numeriche opportunamente calibrate possono fornire una descrizione dettagliata dei processi in gioco.

Ad esempio, in un contesto paleoceanografico, Myers et Haines (2000) hanno condotto esperimenti su un modello numerico di circolazione per il Mediterraneo variando l'entità dei bilanci complessivi di calore e di acqua alla superficie e dimostrando l'estrema sensibilità della circolazione a questi parametri.

I dati idrografici utilizzati in questa tesi provengono dalle simulazioni effettuate da Myers, Haines e Rohling (1998) nell'ambito del progetto di paleoceanografia *CLIVAMP (Climatic Variations of the Mediterranean Paleocirculation)*, in cui gli autori servendosi di un modello numerico di circolazione generale hanno ricreato le condizioni oceanografiche che hanno accompagnato la deposizione del sapropel S1. Una simulazione condotta con i forzanti attuali ha mostrato che il modello utilizzato è in grado di riprodurre accuratamente le principali caratteristiche della circolazione odierna del Mediterraneo.

Il modello è stato implementato per l'area mediterranea su una griglia tridimensionale costituita da 19 livelli verticali e con una risoluzione orizzontale di 0.25 gradi e forzato alla superficie con condizioni al contorno per la salinità, per la temperatura e per lo stress del vento.

I valori attuali dei forzanti sono stati estratti dalla banca dati *Mediterranean Oceanic Data Base (E.U.-MAST Programme)* per temperatura e salinità e dall'*European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF)* per i venti. Per l'Optimum Climaticum i valori di salinità sono stati ottenuti dal lavoro di Kallel et al. (1997), basato sulla relazione tra la salinità e la variazione della composizione isotopica dell'ossigeno nel record micropaleontologico sedimentario, che indica una diminuzione di circa 2.5 *psu* su tutto il bacino e un gradiente zonale quasi nullo. Per la temperatura sono stati utilizzati gli stessi valori della simulazione attuale poiché esperimenti di sensitività non hanno mostrato differenze significative tra le diverse ricostruzioni. Infine i venti per l'Optimum Climaticum sono stati ottenuti da una simulazione paleoclimatica condotta con un modello di circolazione atmosferica da Dong e Valdes (1995) forzata dai parametri di insolazione calcolati per l'Olocene.

I tempi di integrazione sono 100 anni per la simulazione attuale e 40 per la paleosimulazione. Di seguito verranno riportati i risultati degli autori per il modello forzato con le differenti condizioni al contorno.

1.3.1 La circolazione attuale nelle simulazioni di Myers et al. (1998)

L'esperimento condotto imponendo le condizioni attuali rappresenta un controllo e fornisce un termine di confronto per la simulazione paleoceanografica.

In esso viene riprodotta la cella principale di circolazione antiestuarina del Mediterraneo (mostrata schematicamente in figura 1.5) che consiste in acqua atlantica modificata (*Modified Atlantic Water*, MAW) che dallo Stretto di Gibilterra scorre superficialmente in direzione Est, diventando progressivamente più salata per l'eccesso di evaporazione, fino alla zona Levantina, dove nel periodo invernale viene convertita in acqua levantina intermedia (*Levantine Intermediate Water*, LIV) che in seguito ritorna verso Ovest scorrendo a profondità comprese fra i 300 e 500 m. Celle termoaline separate sono riprodotte nel Bacino Occidentale e in quello Orientale dove la LIW viene preconditionata e partecipa alla formazione di acque profonde rispettivamente nel Golfo del Leone e nel Nord Adriatico.

La massa di acqua profonda del Bacino Orientale (*Eastern Mediterranean Deep Water*, EMDW) si forma nei mesi invernali quando i venti continentali freddi e secchi della bora determinano il forte raffreddamento delle acque superficiali e il loro sprofondamento; successivamente l'EMDW fluisce in profondità attraverso lo stretto di Otranto per riempire il Bacino Ionico e quello Levantino con una massa ossigenata e densa dalle caratteristiche uniformi.

1.3.2 La circolazione durante l'Optimum Climaticum nelle simulazioni di Myers et al. (1998)

Nonostante le forti differenze nei valori della salinità superficiale, la circolazione termoalina simulata per l'Optimum Climaticum appare abbastanza simile a quella attuale. Un confronto schematico tra i due sistemi di circolazione è presentato in figura 1.6. Ciò che cambia sostanzialmente passando dalle condizioni dell'Optimum Climaticum a quelle attuali non è la posizione delle principali celle termoaline quanto piuttosto la loro estensione verticale. Si può ancora parlare di una circolazione antiestuarina, ma di intensità ridotta rispetto alle condizioni attuali.

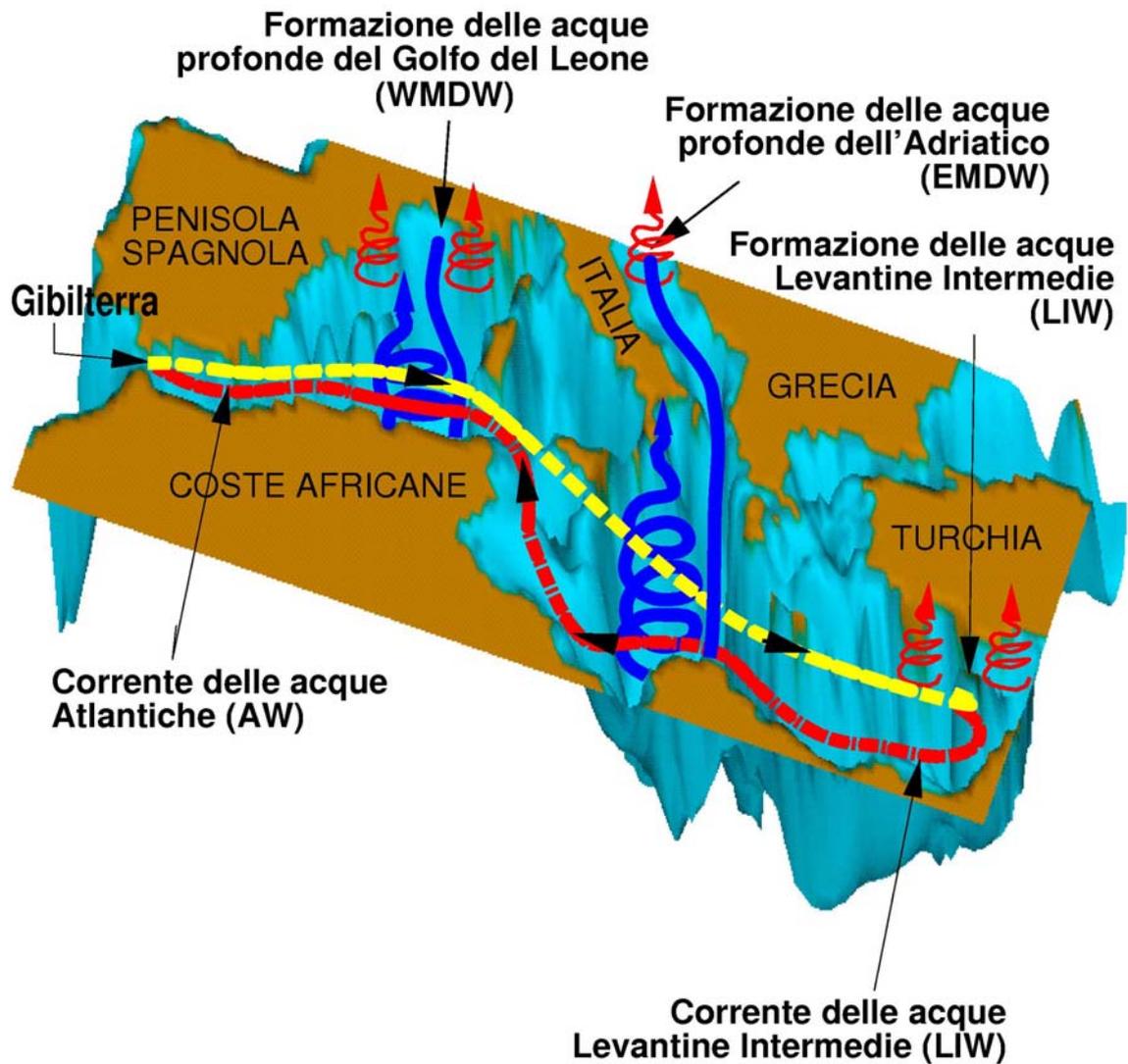


Figura 1.5 Schema della circolazione termoalina attuale del Mediterraneo (da Pinardi e Masetti, 2000).

La formazione della LIW è spostata a Nord nel Mar Egeo in prossimità di Creta, dove la salinità invernale è elevata. La profondità della convezione è però diminuita: la base della LIW raggiunge infatti la profondità massima di 75-125 m. Una frazione limitata di questa massa d'acqua abbandona l'Egeo, formando un flusso parallelo alla costa greca in direzione adriatica.

La convezione invernale dell'Adriatico è limitata alla produzione di una massa fredda e relativamente poco salata che si estende tra la superficie e 300-400 m circa

(*Adriatic Intermediate Water*, AIW). Questa massa determina la ventilazione dell'intero bacino Orientale, ad eccezione dell'Egeo in cui non penetra, tra le profondità di 200 e 450 m ed è chiaramente notata per la caratteristica bassa temperatura.

Nonostante le differenti proprietà questa massa di acqua si comporta in maniera analoga all'EMDW attuale, scorrendo ciclonicamente lungo il margine occidentale dello Ionio e successivamente nel Bacino Levantino. Le caratteristiche di questa massa sono analoghe a quelle ipotizzate da Rohling (1994) per una ipotetica massa intermedia-profonda formatasi nel Mediterraneo Orientale (*Eastern Mediterranean deep Intermediate Water*, EMdIP), durante gli eventi di deposizione del sapropel in risposta a condizioni climatiche più umide e di maggiori apporti fluviali.

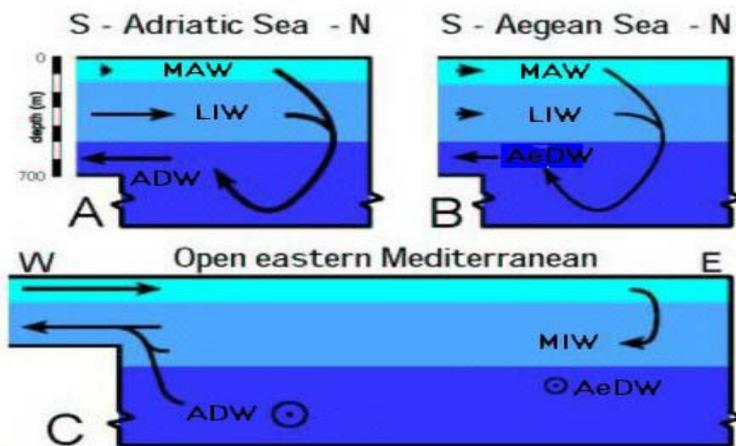
Le profondità di ventilazione associate alla formazione di nuove masse d'acqua, circa 125 m nell'Egeo e 450 m nelle restanti zone, sono in buon accordo con le osservazioni per il limite superiore di deposizione del sapropel S1 (Strohle e Krom, 1997).

Una minore quantità di MAW fluisce nel Mediterraneo Orientale, ciò è testimoniato da minori valori del flusso allo Stretto di Sicilia; analogamente non si osserva nessuna inversione della circolazione allo Stretto di Gibilterra, anche se l'intensità della circolazione antiestuarina è sensibilmente diminuita.

Anche la tipica stratificazione nella densità delle masse d'acqua viene modificata. Nella simulazione odierna il picnoclino si trova alla base della zona eufotica, a circa 120-140 m nel Bacino Ionico e 200 m in quello Levantino. Nella simulazione per l'Optimum Climaticum si osserva lo spostamento del picnoclino all'interno della zona eufotica a profondità non superiori a 50-80 m, in accordo con le ricostruzioni paleoceanografiche basate su record micropaleontologici di Rohling et al. (1989) e Castradori (1993).



Periodo attuale



Optimum Climaticum

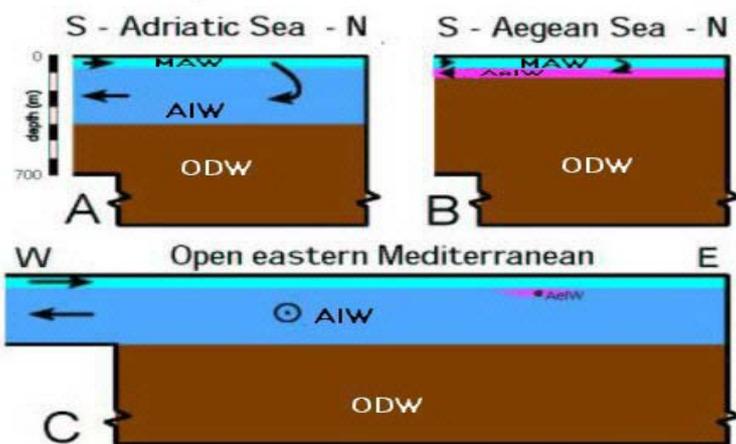


Figura 1.6: Rappresentazione schematica delle circolazioni simulate da Myers et al.(1998) per il periodo attuale e per l'Optimum Climaticum lungo le sezioni A, B, C. Le abbreviazioni per le masse d'acqua sono: MAW, Modified Atlantic Water; LIW, Levantine Intermediate Water; AeDW, Aegean Deep Water; ODW, Old Deep Water; AeIW, Aegean Intermediate Water (modif. da Myers et al., 1998).

1.3.3 Le simulazioni biogeochimiche di Stratford, Williams e Myers (2000)

Uno studio recente svolto da Stratford, Williams e Myers (2000) utilizza i risultati di paleocircolazione per l'Optimum Climaticum di Myers et al. (1998) descritti nelle sezioni precedenti in accoppiamento con un semplice modello biogeochimico per esaminare come i cambiamenti della circolazione delle masse d'acqua possano influenzare la deposizione del sapropel agendo da un lato sull'*export production* attraverso il rifornimento di nutrienti alla zona eufotica, dall'altro sulla preservazione della materia organica nel sedimento attraverso il contenuto di ossigeno delle acque profonde.

Il modello biogeochimico prevede l'evoluzione della concentrazione nella colonna d'acqua di tre variabili di stato: il fosfato, il detrito particolato e l'ossigeno; l'accoppiamento *off-line* con il modello di circolazione fornisce i termini di trasporto dovuti ai processi di avvezione e di diffusione turbolenta.

I processi risolti dalle equazioni del modello biogeochimico sono la fotosintesi nelle zone superficiali, la sedimentazione del detrito lungo la colonna d'acqua e la sua rimineralizzazione ad opera dei batteri. L'uptake di fosfato avviene nella zona eufotica, la cui estensione è limitata dall'attenuazione esponenziale della luce con la profondità; il fosfato fissato viene trasferito alla componente del detrito organico, caratterizzato da un velocità di sedimentazione di 200 m d^{-1} , a sua volta consumato nei processi di respirazione microbica, parametrizzati tramite un tasso che dipende linearmente dalla concentrazione di ossigeno. L'ossigeno viene consumato nel processo di rimineralizzazione della componente particolata ad un tasso complessivo determinato dal rapporto di Redfield (1963) con il fosfato.

Le condizioni al contorno per il fosfato sono imposte sotto forma di un flusso alla superficie pari a 35 mol s^{-1} per simulare gli apporti atmosferici; ad esso si aggiunge un flusso analogo dovuto all'input fluviale che può assumere alternativamente due valori. Il primo valore, pari a 30 mol s^{-1} è ottenuto da una stima dei flussi fluviali attuali mediati sulla regione mediterranea, mentre il secondo valore, pari a 90 mol s^{-1} viene utilizzato per simulare un incremento di un fattore 3 degli apporti

fluviali durante la deposizione del sapropel. Né gli apporti atmosferici né quelli fluviali sono modulati dal ciclo stagionale e risultano pertanto costanti. Il detrito che raggiunge il fondo viene immediatamente risospeso nel livello più profondo del modello, fino a quando la concentrazione locale dell'ossigeno non scende sotto le 0.06 mol m^{-3} , soglia che viene indicata come limite tra le condizioni ossiche ed anossiche. La condizione al contorno per l'ossigeno è trattata con un rilassamento al valore di saturazione determinato dalla temperatura e dalla salinità superficiali. Infine le condizioni iniziali prevedono profili verticali costanti per ogni componente, con concentrazione di $2 \cdot 10^{-4} \text{ mol m}^{-3}$ per i fosfati, di 0.1 mol m^{-3} per l'ossigeno e nulle per il detrito.

Gli autori hanno effettuato tre esperimenti in cui il modello biogeochimico è stato accoppiato alle differenti condizioni fisiche simulate in maniera analoga al lavoro di Myers et al. (1998). Ai due scenari di circolazione antiestuarina attuale e antiestuarina indebolita per l'Optimum Climaticum, per cui restano valide le conclusioni descritte nelle sezioni precedenti, se ne aggiunge un terzo in cui viene imposta come condizione al contorno per la salinità la diminuzione superficiale di 6 *psu* rispetto al presente. Questo scenario riproduce l'inversione della circolazione mediterranea da antiestuarina ad estuarina e prevede una diminuzione della profondità di riventilazione a soli 100 m sotto la superficie.

I tre scenari sono schematicamente mostrati nella figura 1.7.

Il modello biogeochimico viene integrato nei tre diversi scenari per 1000 anni con un apporto fluviale di fosfati di 30 mol s^{-1} e successivamente per altri 1000 anni incrementando il valore di tale apporto a 90 mol s^{-1} .

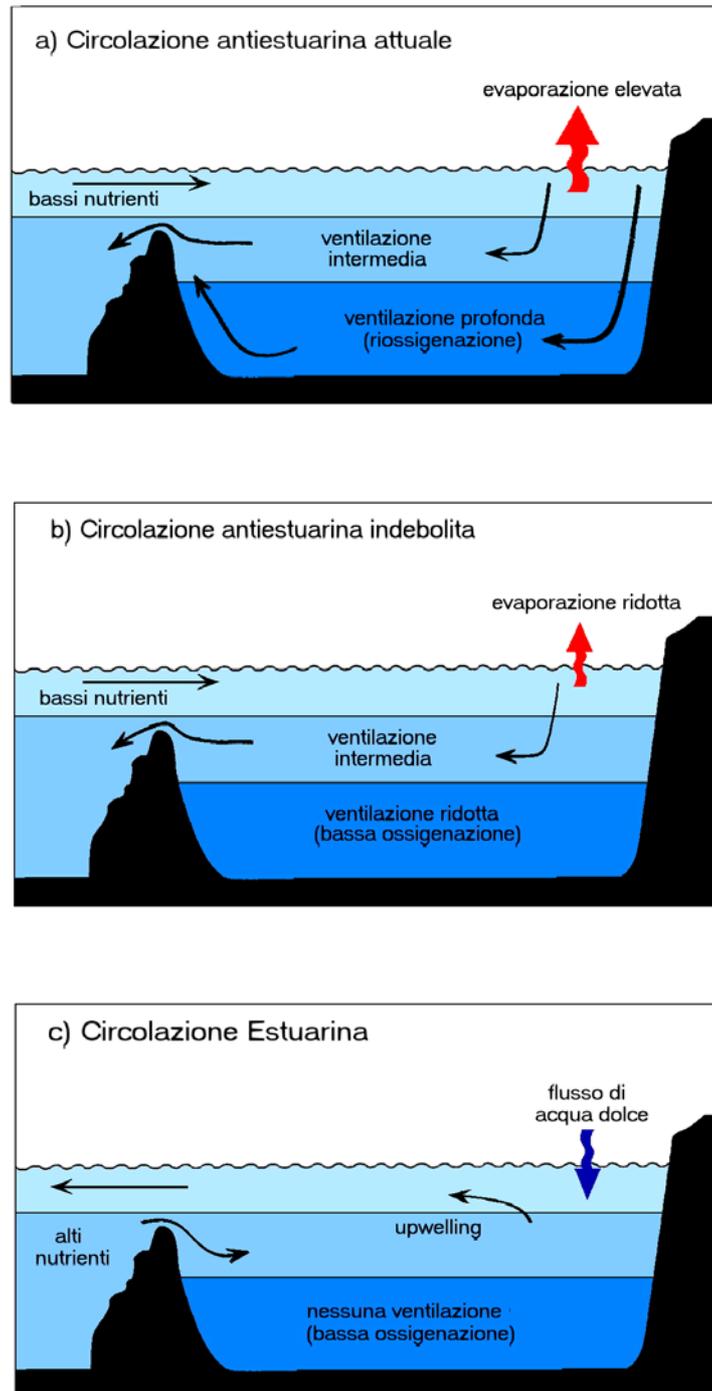


Figura 1.7: Figura schematica che mostra il senso della circolazione termoalina negli scenari del Mediterraneo Orientale. (a) La circolazione attuale fortemente antiestuarina è guidata dall'intensa evaporazione alla superficie. (b) L'evaporazione ridotta comporta una minore profondità di ventilazione. (c) un guadagno di buoyancy dà origine a una circolazione estuarina. (modificata da Stratford et al., 2000).

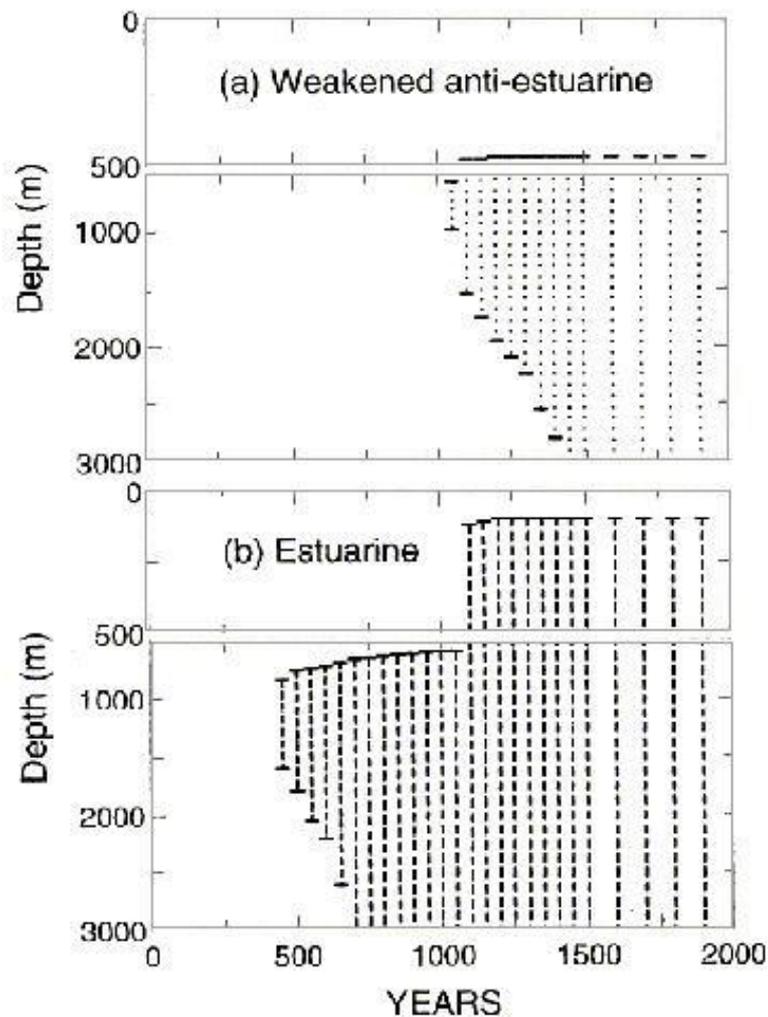


Figura 1.8: Serie temporale che mostra l'estensione verticale della zona anossica per lo scenario antiestuarino indebolito e per lo scenario estuarino delle simulazioni di Stratford et al.(2000).

Dopo 2000 anni di integrazione la simulazione per lo scenario attuale produce profili dei nutrienti in accordo con le osservazioni, mentre la concentrazione di ossigeno in profondità si assesta ad un valore costante dovuto all'equilibrio tra apporti avvertivi e consumo per rimineralizzazione.

Lo scenario antiestuarino indebolito, corrispondente alle condizioni dell'Optimum Climaticum, e lo scenario estuarino mostrano entrambi un notevole arricchimento nei nutrienti in profondità e il consumo progressivo dell'ossigeno al di sotto delle rispettive profondità di riventilazione.

In entrambi i casi si osserva la formazione di una zona anossica che avviene dapprima a medie profondità per espandersi progressivamente verso il fondo che viene raggiunto in circa 1500 anni per il caso olocenico e 700 per il caso estuarino. Al termine del periodo d'integrazione il tetto della zona anossica corrisponde al limite inferiore della zona di riventilazione, rispettivamente a 500 m e 100 m di profondità. Per la simulazione dell'Optimum Climaticum la velocità di espansione della zona anossica è stimata in circa 500 m ogni 100 anni, lo scenario estuarino mostra un valore di poco superiore. L'evoluzione spaziale e temporale della zona anossica per le due paleosimulazioni è mostrata nella figura 1.8.

Gli autori calcolano anche i tassi di *export production*, valutata a 100 m di profondità e di produttività integrata nella zona eufotica. Entrambi i parametri sono mediati sull'area del Bacino Orientale. I risultati sono presentati in tabella 1.1.

L'*export production* aumenta leggermente rispetto al presente nel caso olocenico e raddoppia per il caso estuarino. Nella simulazione attuale la ventilazione delle acque profonde impedisce la sedimentazione al fondo del detrito organico che viene interamente rimineralizzato, mentre entrambi gli scenari passati mostrano un flusso di materia organica all' interfaccia acqua-sedimento, localizzato nei bacini marginali e in prossimità delle coste nel caso dell'Optimum Climaticum e distribuito in modo più uniforme nel caso estuarino.

Tabella 1.1: *Export production* ($\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$) a 100 m di profondità e massimo flusso di sedimentazione al fondo, mediati per il Mediterraneo Orientale, ottenuti dalle osservazioni (Bethoux, 1989) e dalle simulazioni di Stratford et al. (2000) ed estensione della zona anossica/subossica.

	<i>Export production</i>	<i>sedimentazione</i>	<i>Subossia/anossia</i>
Attuale (osservata)	10-20	-	no
Attuale (modello)	17-33	-	no
Scenario Antiestuarino indebolito	13-23	3-7	Sotto 500 m
Scenario Estuarino	23-33	17-33	Sotto 100 m

1.4 Scopi della tesi

Questa tesi si propone di controllare le ipotesi teoriche che spiegano la deposizione del sapropel S1 tramite l'utilizzo di simulazioni numeriche.

A tale scopo verrà utilizzato un modello numerico unidimensionale che accoppia la fisica della colonna d'acqua a una rappresentazione numerica dell'ecosistema.

Il modello verrà implementato in una zona specifica del Mediterraneo Orientale nelle condizioni idrologiche ipotizzate per l'Optimum Climaticum, durante il quale è avvenuta la deposizione del sapropel S1, e nelle condizioni idrologiche attuali.

Le finalità del lavoro possono essere così sintetizzate:

- Implementazione di un modello numerico dell'ecosistema marino nelle condizioni odierne e nelle condizioni dell'Optimum Climaticum, in grado di simularne i cicli biogeochimici per tempi dell'ordine delle migliaia d'anni.
- Confronto dei risultati della paleosimulazione con i risultati per la simulazione odierna per evidenziare le differenze strutturali dell'ecosistema.
- Studio dell'evoluzione di parametri chiave per la deposizione e la preservazione del sapropel, quali *export production* e concentrazione dell'ossigeno nella colonna d'acqua.

Capitolo 2

Il modello di ecosistema

La modellistica offre la possibilità di riprodurre per via numerica situazioni difficilmente realizzabili sperimentalmente e di controllare le conseguenze delle ipotesi teoriche formulate, per questo rappresenta uno strumento fondamentale nella comprensione delle dinamiche che caratterizzano gli ecosistemi marini nel loro insieme, dai processi fisici ai cicli biogeochimici.

In questo lavoro la componente fisica dell'ecosistema marino è simulata con un modello di circolazione, il *Princeton Ocean Model*, POM (Blumberg, Mellor, 1987) nella versione unidimensionale, mentre la componente biogeochimica è riprodotta mediante l'*European Regional Seas Ecosystem Model* ERSEM (Baretta et al., 1995, Baretta-Bekker et al. 1995).

Il modello ERSEM è stato concepito originariamente per simulare l'ecosistema in un'area del Mare del Nord, ma recentemente è stato applicato con successo, in accoppiamento con la versione unidimensionale del modello POM, nell'Adriatico Settentrionale (Vichi et al., 1998), nell'Adriatico Centrale e Meridionale (Allen et al., 1998), nell'Egeo Meridionale (Petihakis et al., 2002). Inoltre Zavatarelli et al. (2000) hanno implementato una versione tridimensionale dei due modelli accoppiati in grado di riprodurre efficacemente il ciclo stagionale del fitoplancton e la sua forte dipendenza dai forzanti fisici e biogeochimici nel Mare Adriatico.

2.1 Il modulo fisico

POM è costituito da un sistema di equazioni differenziali alle differenze finite che approssimano le equazioni di Navier-Stokes, nell'approssimazione di

incompressibilità, idrostaticità e di Boussinesq; tali equazioni, che prendono il nome di equazioni primitive, mettono in relazione reciproca le variabili di stato del fluido oceanico rotante e sono in grado di descrivere tutte le scale del moto di un sistema marino complesso, dalle strutture di scala sinottica, caratterizzate da tempi di evoluzione dell'ordine dei mesi fino alle scale più piccole di scala inferiore al millimetro, dominate dai fenomeni di viscosità molecolare. La viscosità molecolare rappresenta il meccanismo di dissipazione dell'energia meccanica del fluido, ma le scale del processo sono talmente piccole rispetto alle scale del moto medio che l'effetto di diffusione viscosa assume importanza solo in casi specifici come ad esempio all'interno degli strati laminari in prossimità di contorni rigidi.

Esiste però un meccanismo in grado di trasferire l'energia cinetica tra le differenti scale del moto del fluido e di estendere in questo modo l'influenza della viscosità molecolare al di fuori dello strato laminare: si tratta della turbolenza che è tipica delle scale di moto dei fluidi geofisici ed è dovuta al sovrapporsi di fluttuazioni casuali dal moto medio. Grazie alla diffusione turbolenta il trasferimento di energia dalla superficie dell'oceano agli strati inferiori avviene con scale temporali dell'ordine delle ore, mentre per pura diffusione molecolare lo stesso processo avrebbe dei tempi non realistici dell'ordine di grandezza degli anni.

Per turbolenza si può quindi intendere un insieme di fluttuazioni non deterministiche rispetto ad uno stato medio, caratterizzate da una frequenza di variabilità maggiore rispetto allo stato medio stesso. Un esempio tipico sono i vortici caotici che sottraggono energia al moto a grande scala del fluido per forzarla in un flusso a cascata verso lunghezze via via più piccole, fino a quelle caratteristiche dei processi viscosi-dissipativi. Dato il carattere caotico della turbolenza e la minore scala spaziale e temporale su cui avvengono le fluttuazioni, viene utilizzato un approccio statistico alla descrizione dei suoi effetti sul moto medio in modo tale da poter concentrare l'attenzione esclusivamente sulla descrizione di quest'ultimo.

La trattazione statistica si basa sulla possibilità di dividere l'andamento complessivo del fluido in una componente media lentamente variabile nel tempo e in una turbolenta rapidamente variabile; in questo modo si sceglie a priori una scala

temporale caratteristica per il moto medio che viene descritto dalle equazioni primitive, e una per i moti turbolenti che avvengono su scale temporali più piccole all'interno dei termini di diffusione turbolenta. Considerando valida l'ipotesi ergodica della meccanica statistica la media temporale può essere intesa anche come media spaziale e come media di insieme. Le variabili che descrivono i campi di un fluido oceanico possono essere scritte come:

$$\begin{aligned}\bar{\mathbf{u}} &= \bar{\mathbf{U}} + \bar{\mathbf{u}}' \\ T &= T + T' \\ S &= S + S'\end{aligned}\tag{2.1}$$

dove $\bar{\mathbf{u}}=(u,v,w)$ è il campo vettoriale delle velocità espresso in m/s, T il campo di temperature in gradi centigradi e S la salinità espressa in unità pratiche di salinità (*psu*) mentre $(\bar{\mathbf{U}}, T, S)$ sono le componenti medie e $(\bar{\mathbf{u}}', T', S')$ le componenti turbolente.

Inserendo le espressioni precedenti all'interno delle equazioni primitive e applicando l'operazione di media di insieme si ottengono le equazioni per le variabili medie:

$$\frac{D\bar{\mathbf{U}}_h}{Dt} + \bar{\mathbf{f}} \times \bar{\mathbf{U}}_h + \frac{\bar{\nabla}P}{\rho_0} - \frac{\bar{\mathbf{g}}\rho}{\rho_0} - \bar{\mathbf{F}} = -\frac{1}{\rho_0} \bar{\nabla} \cdot \bar{\boldsymbol{\tau}}_{ij}\tag{2.2}$$

$$\nabla \cdot \bar{\mathbf{U}} = 0\tag{2.3}$$

$$\frac{DT}{Dt} + m_T = -\nabla \cdot \overline{\bar{\mathbf{u}}'T'} = -\left[\frac{\partial}{\partial x} \overline{u'T'} + \frac{\partial}{\partial y} \overline{v'T'} + \frac{\partial}{\partial z} \overline{w'T'} \right] + \frac{\partial I}{\partial z}\tag{2.4}$$

$$\frac{DS}{Dt} + m_S = -\nabla \cdot \overline{\bar{\mathbf{u}}'S'} = -\left[\frac{\partial}{\partial x} \overline{u'S'} + \frac{\partial}{\partial y} \overline{v'S'} + \frac{\partial}{\partial z} \overline{w'S'} \right]\tag{2.5}$$

$$\rho = \rho(T, S, P)\tag{2.6}$$

dove $\bar{\mathbf{U}}_h \equiv (U, V)$ è il vettore delle velocità orizzontali medie, $\bar{\mathbf{f}} \equiv (0, 0, 2\Omega \sin\theta)$ è il parametro di Coriolis, $\bar{\mathbf{g}}$ è l'accelerazione di gravità e τ_{ij} il tensore degli stress di Reynolds nella forma:

$$\tau_{ij} = \begin{vmatrix} \overline{u'u'} & \overline{u'v'} & \overline{u'w'} \\ \overline{v'u'} & \overline{v'v'} & \overline{v'w'} \\ \overline{w'u'} & \overline{w'v'} & \overline{w'w'} \end{vmatrix} \quad (2.7)$$

mentre

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} + V \frac{\partial}{\partial y} + W \frac{\partial}{\partial z} \quad (2.8)$$

è la derivata totale in funzione della velocità media.

Per quanto riguarda l'intensità della radiazione elettromagnetica solare nel modello fisico, si considera una approssimazione che considera solo un coefficiente costante di propagazione della radiazione solare nella colonna d'acqua per le componenti dell'infrarosso dello spettro che arriva alla superficie.

Si considera quindi:

$$I(z, t) = I_o e^{-kz} \quad (2.9)$$

dove I_o è la radiazione solare che arriva alla superficie, opportunamente scalata, e k è il coefficiente di attenuazione per la parte dello spettro corrispondente alla radiazione infrarossa.

I termini $\bar{\mathbf{F}}$, m_T e m_S rappresentano i fenomeni di viscosità e diffusione molecolare di grandezza molto minore rispetto ai fenomeni di diffusione turbolenta e possono essere scritti come:

$$\bar{\mathbf{F}} = \nu \nabla^2 \bar{\mathbf{u}} = \nu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j^2} \quad (2.10)$$

$$m_T = k_m \nabla^2 T = k_m \frac{\partial^2 T}{\partial x_j^2} \quad (2.11)$$

$$m_S = k_m \nabla^2 S = k_m \frac{\partial^2 S}{\partial x_j^2} \quad (2.12)$$

dove ν è il coefficiente di viscosità cinematica molecolare approssimativamente costante ed uguale a circa $1.049 \cdot 10^{-6} m^2 s^{-1}$, k_m è la diffusività molecolare termica $k_m = 1.49 \cdot 10^{-7} m^2 s^{-1}$ e si è supposta la diffusività molecolare della salinità uguale a quella termica.

La densità ρ viene calcolata in funzione della temperatura, della salinità e della pressione tramite l'equazione di stato per l'acqua di mare nella formulazione proposta da Millero e Poisson (1981).

Poiché il modello utilizzato è unidimensionale le variabili di stato dipendono solo da z e t ; è possibile quindi eliminare nelle equazioni 2.2 – 2.6 tutti i termini preceduti dagli operatori $\frac{\partial}{\partial x}$ e $\frac{\partial}{\partial y}$.

L'operazione di media d'insieme introduce nelle equazioni primitive nuovi termini di secondo grado nelle variabili turbolente, ovvero le componenti della divergenza del tensore degli stress di Reynolds $\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_i}$ e la divergenza dei flussi turbolenti di temperatura e salinità $\frac{\partial \overline{u_i' T'}}{\partial x_i}$ e $\frac{\partial \overline{u_i' S'}}{\partial x_i}$. L'introduzione delle nuove variabili

turbolente comporta che le equazioni del moto non siano più risolvibili a meno di parametrizzare i flussi turbolenti in funzione del moto medio o di introdurre per questi delle corrispondenti equazioni prognostiche. In generale per ogni set finito di equazioni la descrizione statistica completa della turbolenza richiede un set infinito di equazioni (Stull, 1988). Si rende quindi necessario 'troncare' l'espansione del trattamento dei flussi di ordine superiore ed esprimere i flussi turbolenti in funzione delle variabili medie per cui esistono già le equazioni prognostiche, tramite uno schema che prende il nome di chiusura della turbolenza.

Il modello di chiusura della turbolenza utilizzato nel nostro caso è lo schema di ordine 2.5 proposto da Mellor e Yamada (1982) e descritto nella sezione seguente, che consente di esprimere i flussi turbolenti del secondo ordine in funzione dei gradienti delle variabili medie.

Dopo aver parametrizzato i flussi turbolenti verticali in funzione delle variabili medie nella seguente maniera:

$$\begin{aligned}
 -\overline{u_i'w'} &= K_M \frac{\partial U_i}{\partial z} \\
 -\overline{T'w'} &= K_H \frac{\partial T}{\partial z} \\
 -\overline{S'w'} &= K_H \frac{\partial S}{\partial z}
 \end{aligned} \tag{2.13}$$

dove K_M e K_H sono i coefficienti di diffusione turbolenta la cui forma verrà definita nella sezione 2.1.1, le equazioni primitive si riducono al seguente set chiuso di equazioni semplificate:

$$\frac{\partial U}{\partial t} - fV = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial U}{\partial z} \right) + \nu \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \tag{2.14}$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + fU = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial V}{\partial z} \right) + \nu \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \tag{2.15}$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \tag{2.16}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \nu \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{\partial I}{\partial z} \tag{2.17}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right) + \nu \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \tag{2.18}$$

Le equazioni per U e V, una volta imposte le opportune condizioni iniziali e al contorno riproducono l'andamento verticale delle velocità orizzontali noto come spirale di Ekman, forzata dallo stress del vento alla superficie; le equazioni per T e S calcolano i profili verticali delle variabili in seguito ai processi di rimescolamento

per diffusione turbolenta. I coefficienti ν e k_m sono stati scelti essere uguali a $10^{-6} m^2 s^{-1}$

2.1.1 La chiusura della turbolenza

Lo schema di chiusura della turbolenza di ordine 2.5 proposto da Mellor e Yamada nel 1974 (Mellor e Yamada, 1974) e ulteriormente sviluppato in lavori successivi (Mellor e Yamada, 1982; Mellor 1989) si basa sul calcolo dei coefficienti di diffusione verticale che compaiono nell'equazione (2.13) nella maniera seguente:

$$\begin{aligned} K_M &= q l S_M \\ K_H &= q l S_H \end{aligned} \quad (2.19)$$

dove q è l'energia cinetica turbolenta definita come:

$$q^2 = \frac{1}{2} \overline{u_i'^2} = \frac{1}{2} (\overline{u'u'} + \overline{v'v'}) \quad (2.20)$$

mentre l è la così detta lunghezza di scala turbolenta (*turbulent length scale* o *master length scale*), un parametro dimensionale di base che fornisce la scala di grandezza spaziale dei fenomeni di turbolenza. I coefficienti S_M e S_H sono le funzioni di stabilità calcolate tramite un numero di Richardson, che quantifica la produzione dinamica di turbolenza, ed altre costanti dimensionali note dalla letteratura e valutate in maniera empirica attraverso esperimenti di fluidodinamica.

Il modello fisico quindi risolve altre due equazioni prognostiche per determinare l'energia cinetica turbolenta e la lunghezza di scala turbolenta su cui si basa il calcolo dei coefficienti di diffusione:

$$\frac{\partial q^2}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right) + P_s + P_b - \varepsilon \quad (2.21)$$

e

$$\frac{\partial(q^2 l)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_q \frac{\partial(q^2 l)}{\partial z} \right) + E_1 l \left[\frac{P_S}{2} + E_2 \frac{P_B}{2} \right] \tilde{W} - \varepsilon l \quad (2.22)$$

dove K_q è il coefficiente di diffusione verticale turbolenta per q^2 , \tilde{W} una funzione della distanza dai confini rigidi,

$$P_S = 2K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] \quad (2.23)$$

esprime la produzione di turbolenza per effetto degli sforzi di taglio (*shear production*),

$$P_B = \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (2.24)$$

è la produzione o la dissipazione di energia turbolenta dovuta ai processi di aggiustamento gravitativi legati allo stato di stratificazione della massa d' acqua (*buoyant production*), e

$$\varepsilon = \frac{2q^3}{B_1 l} \quad (2.25)$$

è la dissipazione dell'energia turbolenta secondo Kolmogorov (B_1 , E_1 e E_2 sono alcune delle costanti determinate empiricamente).

2.1.2 Le condizioni iniziali e al contorno

Il modello fisico consente una simulazione prognostica delle variabili fisiche e necessita per questo dei profili iniziali di velocità orizzontale, di salinità e di temperatura:

$$\begin{aligned} U(z)|_{t=0} &= U_0(z) & V(z)|_{t=0} &= V_0(z) \\ T(z)|_{t=0} &= T_0(z) & S(z)|_{t=0} &= S_0(z) \end{aligned} \quad (2.26)$$

mentre le condizioni al contorno imposte durante tutta l'integrazione numerica sono:

Alla superficie ($z=0$)

Per le velocità orizzontali:

$$K_M \frac{\partial \bar{\mathbf{U}}_H}{\partial z} \Big|_{z=0} = \frac{\bar{\boldsymbol{\tau}}_w}{\rho}, \quad (2.27)$$

dove $\bar{\boldsymbol{\tau}}_w$ è lo stress del vento alla superficie espresso come

$$\bar{\boldsymbol{\tau}}_w = c_d \left| \bar{\mathbf{U}}_H^{air} \right| \bar{\mathbf{U}}_H^{air},$$

$\bar{\mathbf{U}}_H^{air} = (U^{air}, V^{air})$ è il vettore della velocità del vento a 10 metri dal livello del mare e c_d il coefficiente di attrito alla superficie.

Per la temperatura e la salinità:

$$T(t) \Big|_{z=0} = T_{SS}(t) \quad S(t) \Big|_{z=0} = S_{SS}(t) \quad (2.28)$$

Per l'energia cinetica turbolenta e per la lunghezza di scala turbolenta:

$$q^2 \Big|_{z=0} = B_1^{\frac{2}{3}} \left| \bar{\boldsymbol{\tau}}_w \right| \quad l \Big|_{z=0} = 0 \quad (2.29)$$

dove T_{SS} , S_{SS} sono rispettivamente la temperatura e la salinità imposte ad ogni time step e B_1 una costante adimensionale.

Sul fondo della colonna d' acqua ($z=-H$):

Per le velocità:

$$K_M \frac{\partial \bar{\mathbf{U}}_H}{\partial t} \Big|_{z=-H} = \bar{\boldsymbol{\tau}}_b, \quad (2.30)$$

dove $\bar{\boldsymbol{\tau}}_b$ è lo stress sul fondo espresso come:

$$\bar{\boldsymbol{\tau}}_b = c_b \left| \bar{\mathbf{U}}_H(-H, t) \right| \bar{\mathbf{U}}_H(-H, t) \quad (2.31)$$

e c_b il coefficiente di attrito sul fondo.

Per la temperatura e la salinità:

$$K_H \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=-H} = 0 \qquad K_H \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{z=-H} = 0 \qquad (2.32)$$

Per l'energia cinetica turbolenta e per la lunghezza di scala turbolenta:

$$q^2 \Big|_{z=-H} = B_1^{\frac{2}{3}} u_*^2 \qquad l \Big|_{z=-H} = 0 \qquad (2.33)$$

dove

$$u_* = \sqrt{\frac{|\bar{\tau}_b|}{\rho}}. \qquad (2.34)$$

Il modello unidimensionale sopra descritto, può essere usato in modalità prognostica o diagnostica. Nella simulazione di tipo prognostico le equazioni per le velocità orizzontali (2.14 – 2.15), per la temperatura (2.17) e per la salinità (2.18) vengono risolte numericamente e forniscono profili di T, S e U. E' possibile inoltre avere anche una simulazione di tipo diagnostico in cui parte delle condizioni fisiche è nota a priori durante tutta l'integrazione. In questa tesi si sono utilizzate le equazioni nel modo diagnostico.

Nella simulazione diagnostica le equazioni per la temperatura e per la salinità non vengono risolte ma l'evoluzione temporale di temperatura e salinità viene imposta come:

$$\begin{aligned} T(z,t) &= T_{prof}(z,t) \\ S(z,t) &= S_{prof}(z,t) \end{aligned} \qquad (2.35)$$

dove T_{prof} e S_{prof} sono profili conosciuti. In questo caso vengono calcolati in maniera prognostica solo i coefficienti di diffusione turbolenta necessari a calcolare il trasporto verticale delle variabili pelagiche. La procedura diagnostica è scelta nel nostro caso poiché le temperature e salinità provengono da una simulazione tridimensionale corrispondente al periodo dell'Optimum climatico.

2.2 Il modulo pelagico

ERSEM è un modello di ecosistema formato da differenti componenti che descrivono i processi biogeochimici che avvengono nella colonna d'acqua e nel sedimento; la parte pelagica è accoppiata al modello fisico descritto nella sezione precedente che fornisce le condizioni fisiche e i coefficienti di diffusione turbolenta che controllano i processi di trasporto verticale delle variabili di stato. I moduli di ERSEM sono costituiti da equazioni differenziali alle derivate parziali approssimate da equazioni alle differenze finite che descrivono i flussi di materia in termini di cicli di carbonio, azoto, fosforo e silicio attraverso i differenti compartimenti dell'ecosistema. Le variabili di stato biologiche sono riunite in gruppi funzionali che rispondono alle caratteristiche ecologiche del livello trofico corrispondente: i gruppi funzionali possono ulteriormente essere distinti in produttori primari fitoplanctonici e organismi del microbial loop (zooplancton e batteri) e sono formati da diverse classi di organismi, per esempio il fitoplancton è costituito da diatomee che necessitano del silicio come nutriente essenziale, flagellati la cui elevata motilità in natura viene simulata attraverso un maggiore tasso di attività respiratoria e picofitoplancton.

Ciascun gruppo funzionale rappresenta un insieme di differenti specie non necessariamente legate da affinità filogenetica quanto piuttosto da un analogo comportamento ecologico e trofico.

La figura 2.1 mostra i gruppi funzionali implementati connessi da frecce che rappresentano i flussi di materia della rete trofica dell'ecosistema marino. Ogni gruppo funzionale è descritto attraverso il contenuto di carbonio, fosforo, azoto e silicio espresso come concentrazione nella colonna d'acqua in mg/m^3 per il carbonio e in mmol/m^3 per gli altri nutrienti.

Inoltre i gruppi funzionali pur non essendo internamente divisi in classi di taglia hanno una connotazione dimensionale implicita poiché il comportamento e le caratteristiche di ciascun gruppo sono correlati alle dimensioni degli organismi che lo compongono.

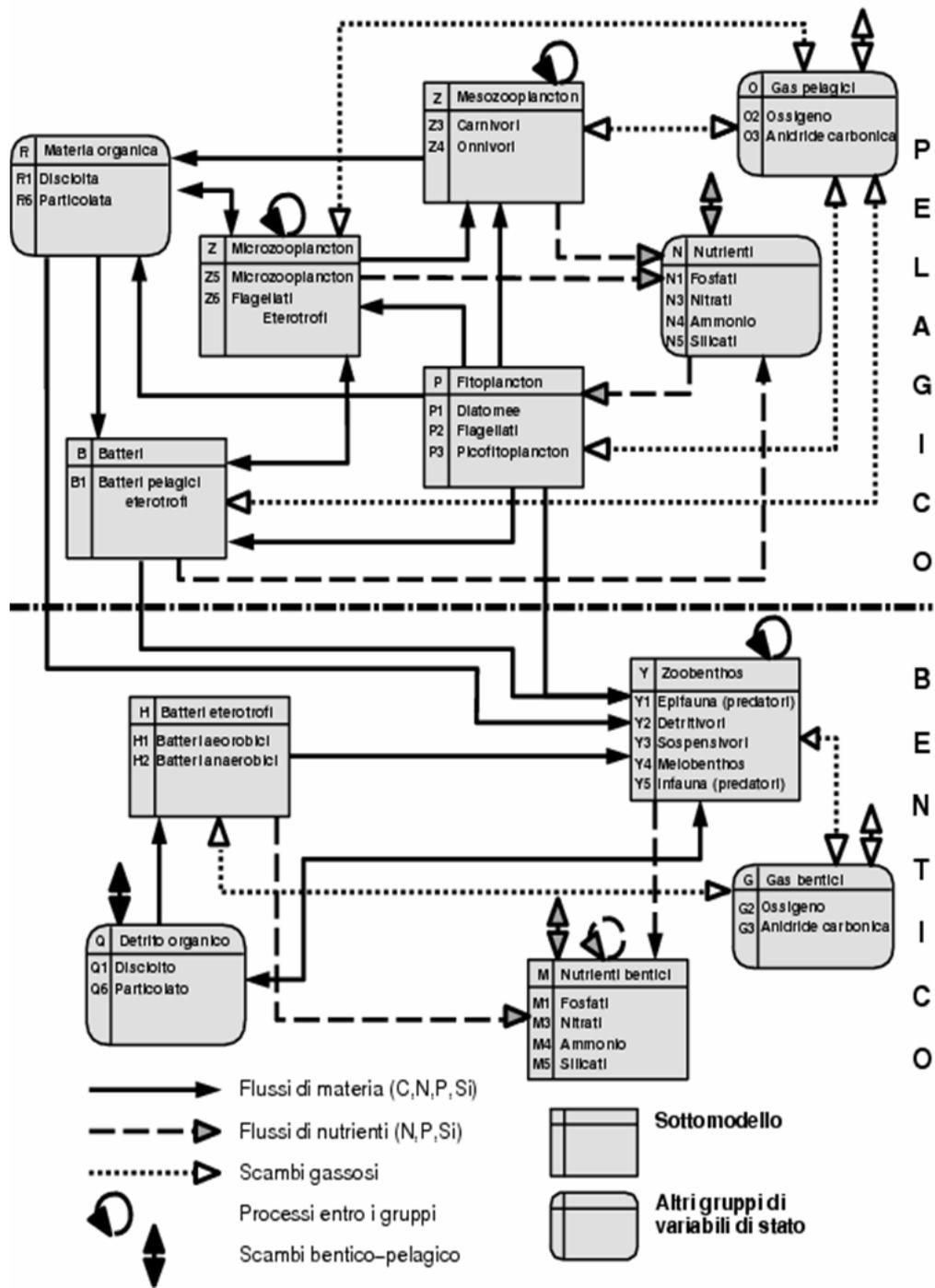


Figura 2.1: Diagramma di flusso dei processi del modello ERSEM e dei gruppi funzionali coinvolti (Baretta et al. 1995, modificata da Vichi et al., 1998.)

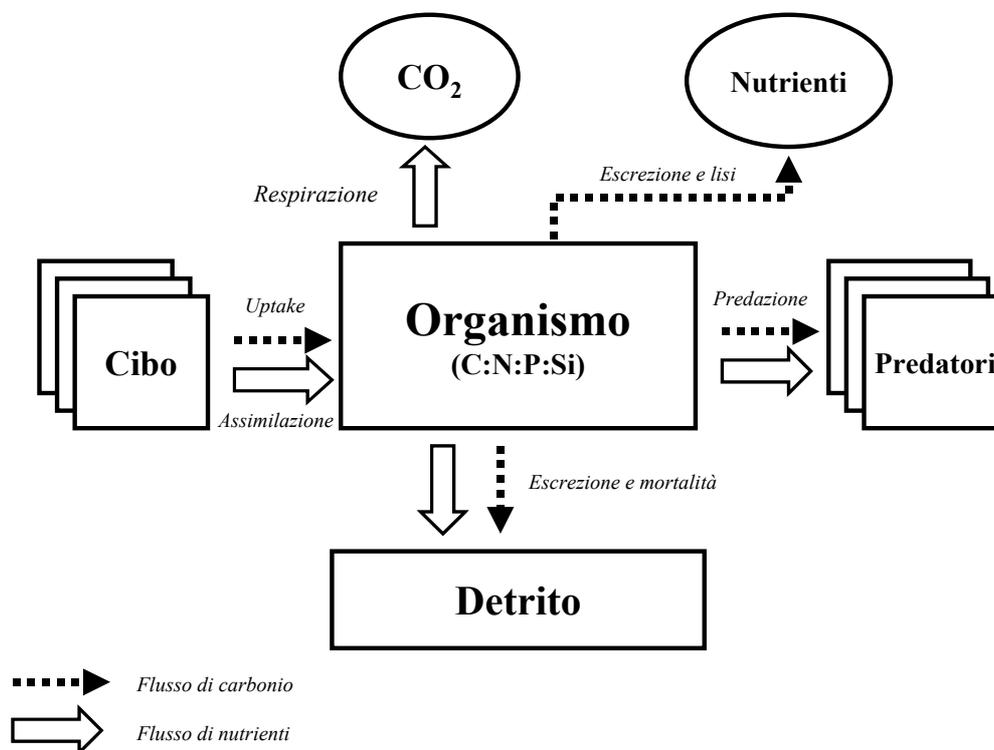


Figura 2.2: Schema dei processi funzionali dell'organismo standard utilizzato nella parametrizzazione dei diversi gruppi funzionali del modello ecologico ERSEM (adattato da Baretta et al., 1995).

Alla base della definizione di gruppo funzionale risiede il concetto di “organismo standard” (figura 2.2) caratterizzato da processi quali nutrizione, assimilazione, respirazione ed escrezione, parametrizzati tramite specifiche costanti che quantificano i tassi di scambio nell'unità di tempo giornaliera, derivati dalla letteratura o da osservazioni di laboratorio (Vichi et al., 1998).

Il modulo pelagico di ERSEM calcola in maniera prognostica le concentrazioni nella colonna d'acqua dei nutrienti, dell'ossigeno, del fitoplancton, del microzooplancton, del mesozooplancton, dei batteri e del detrito organico; in particolare la frazione particolata è caratterizzata da una velocità verticale di sedimentazione e rappresenta il principale collegamento con la componente bentica del modello. L'elenco delle variabili di stato di ERSEM è presentato in tabella 2.1.

Il modulo bentico, in analogia con il modulo pelagico, calcola le concentrazioni nei sedimenti dei nutrienti, dell'ossigeno e della fauna animale e batterica, riproducendo i processi di rimineralizzazione della sostanza organica e i flussi di nutrienti verso la colonna d' acqua.

Tabella 2.1: Variabili di stato del modello ecologico utilizzate nelle simulazioni e rispettive unità di misura.

Modulo pelagico		
<i>Simbolo</i>	<i>Variabile</i>	<i>Unità di misura</i>
N_j	Nutrienti	mmol m ⁻³
N1p	Fosfati	mmol P m ⁻³
N3n	Nitrati	mmol N m ⁻³
N4n	Ammonio	mmol N m ⁻³
N5s	Silicati	mmol Si m ⁻³
P1_j	<i>j=c,n,p,s</i> Diatomee	mg C m ⁻³ /mmol m ⁻³
P2_j	<i>j=c,n,p</i> Flagellati autotrofi	“
P3_j	<i>j=c,n,p</i> Picofitoplancton	“
B1_j	<i>j=c,n,p</i> Batteri pelagici	“
Z4c	Mesozooplankton onnivoro	mg C m ⁻³
Z5_j	<i>j=c,n,p</i> Microzooplankton	mg C m ⁻³ /mmol m ⁻³
Z6_j	<i>j=c,n,p</i> Flagellati eterotrofi	“
R1_j	<i>j=c,n,p,s</i> Detrito organico disciolto	“
R6_j	<i>j=c,n,p,s</i> Detrito organico particolato	“
O₂	Ossigeno disciolto	mmol O ₂ m ⁻³
CO₂	Anidride carbonica disciolta	mg C m ⁻³
ESS	Sedimento sospeso	mg m ⁻³

temporali che caratterizzano l'evoluzione del sistema fisico non sono necessariamente le stesse del sistema biogeochimico e ciò deve essere tenuto presente al momento di risolvere numericamente le equazioni alle differenze finite che simulano i diversi processi. Quando i tassi di variazione delle variabili di ERSEM sono troppo grandi (questo può avvenire ad esempio in corrispondenza di un bloom fitoplanctonico), il passo temporale originario di POM viene dimezzato e si procede alla sola integrazione delle variabili biogeochimiche mantenendo inalterati i profili di quelle fisiche, in modo da conservare la stabilità numerica.

Infine occorre notare che la versione del modello utilizzata non presenta un feedback dalla componente ecologica a quella fisica, come ad esempio l'effetto del materiale biogenico sospeso in grado di alterare la penetrazione della radiazione solare con la profondità.

2.2.2 La formulazione matematica

L'evoluzione temporale di una generica variabile biogeochimica A è descritta dall'equazione:

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \frac{\partial A}{\partial t}\bigg|_f + \frac{\partial A}{\partial t}\bigg|_b \quad (2.36)$$

con

- $\frac{\partial A}{\partial t}\bigg|_f = -w_s \frac{\partial A}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_H \frac{\partial A}{\partial z} \right] \Rightarrow$ tasso di cambiamento dovuto ai processi fisici di sedimentazione (se applicabile, come nel caso del detrito e delle diatomee) e di diffusione turbolenta;
- $\frac{\partial A}{\partial t}\bigg|_b \Rightarrow$ tasso di cambiamento dovuto ai processi biogeochimici

L'ultimo termine rappresenta l'argomento della sezione seguente nella quale verranno analizzate in dettaglio le equazioni di ERSEM.

Le condizioni al contorno per l'equazione sono date da

$$K_H \left. \frac{\partial A}{\partial t} \right|_{z=0} = 0 \quad \text{per } z=0 \qquad K_H \left. \frac{\partial A}{\partial t} \right|_{z=-H} = 0 \quad \text{per } z=-H \quad (2.37-2.38)$$

Analogamente ogni variabile ecologica deve essere inizializzata con la corrispondente condizione iniziale per $t=0$.

Come già accennato le variabili del modello ecologico possono essere suddivise in variabili di stato ordinarie e in gruppi funzionali. Mentre le variabili di stato ordinarie possono essere di tipo scalare o vettoriale, i gruppi funzionali sono sempre dei vettori multidimensionali variabili nel tempo, le cui singole componenti rappresentano la concentrazione in carbonio (C), fosforo (P), azoto (N) e silicio (Si) di ciascuna classe di organismi del gruppo.

Possiamo quindi indicare un generico gruppo funzionale con il vettore quadridimensionale:

$$\bar{V}_j(z,t) \equiv (V_1, V_2, V_3, V_4) \equiv (V_C, V_P, V_N, V_{Si}) \quad (2.39)$$

le cui componenti V_j rappresentano le proiezioni della biomassa di ciascun gruppo funzionale sugli elementi biochimici considerati dal modello.

Introducendo l'operatore vettoriale L che normalizza un vettore dividendolo per la prima componente e applicandolo al generico gruppo funzionale otteniamo:

$$L(V_j) = \frac{1}{V_C} V_j = \frac{1}{V_C} (V_C, V_P, V_N, V_{Si}) = \left(1, \frac{V_P}{V_C}, \frac{V_N}{V_C}, \frac{V_{Si}}{V_C} \right) \quad (2.40)$$

Il vettore ottenuto contiene i rapporti tra i differenti nutrienti ed il carbonio all'interno del gruppo considerato e viene utilizzato come indicatore dello "stato di salute" del gruppo, potendo rapidamente essere confrontato con il vettore

$$L(I_C) = \frac{1}{I_C} (I_C, I_P, I_N, I_{Si}) = \left(1, \frac{I_P}{I_C}, \frac{I_N}{I_C}, \frac{I_{Si}}{I_C} \right) \quad (2.41)$$

le cui componenti sono i rapporti tra nutrienti ed carbonio che garantiscono l'efficienza dei processi funzionali, ovvero i ben noti rapporti di Redfield (C:N:P=106:16:1).

L'utilità della notazione vettoriale risulta evidente in quanto ciascun gruppo è caratterizzato da rapporti tra nutrienti variabili, in grado di adattarsi in maniera dinamica alle condizioni dell'ecosistema e di indicare l'efficienza con cui il gruppo svolge le proprie attività metaboliche; inoltre qualora si rendesse necessario introdurre altri costituenti, come ad esempio un micronutriente, per simulare con più precisione il comportamento di un certo gruppo funzionale o per caratterizzarne aspetti non considerati in precedenza, questo può essere fatto aggiungendo una dimensione allo spazio vettoriale V_j .

I tassi di cambiamento dei contenuti di carbonio organico e di nutrienti di ciascun gruppo verranno scritti utilizzando una notazione matematica adeguata in grado di indicare il processo in atto e gli altri gruppi funzionali coinvolti; per una generica variabile A possiamo scrivere:

$$\left. \frac{\partial A}{\partial t} \right|_b = \left. \frac{\partial A}{\partial t} \right|_{V_1}^{e_1} - \left. \frac{\partial A}{\partial t} \right|_{V_2}^{e_2} + \dots + \left. \frac{\partial A}{\partial t} \right|_{V_n}^{e_n}; \quad (2.42)$$

in questo modo il tasso di cambiamento nel tempo della variabile è definito come somma algebrica di n termini ciascuno dei quali rappresenta il processo indicato con e_j e coinvolge la variabile o il gruppo funzionale V_j .

I processi possibili e le abbreviazioni utilizzate come riferimento sono indicati in tabella 2.2.

In questa notazione ad esempio la predazione sulle diatomee (P1) da parte del mesozooplankton onnivoro (Z4) sarà indicata come $\left. \frac{\partial P1_C}{\partial t} \right|_{Z4}^{prd}$ per quello che riguarda la dinamica del carbonio.

Tabella 2.2: lista dei processi biogeochimici e delle abbreviazioni utilizzate nel testo.

Processo (e_j)	Abbreviazione
Produzione primaria	<i>Pp</i>
Respirazione	<i>Rsp</i>
Predazione	<i>Prd</i>
Escrezione o Essudazione	<i>Out</i>
Uptake	<i>Upt</i>
Lisi cellulare	<i>Lys</i>
Sedimentazione	<i>Sink</i>

Nel caso in cui $V=A$ il processo rappresenta un flusso interno al gruppo funzionale, come ad esempio il cannibalismo; inoltre è sempre verificata la legge di conservazione della massa espressa formalmente dall'equazione:

$$\left. \frac{\partial A}{\partial t} \right|_V^e = \left. \frac{\partial V}{\partial t} \right|_A^e \quad (2.43)$$

I fattori ambientali di regolazione

Nella descrizione dei diversi processi metabolici si incontra generalmente una dipendenza da fattori che rispecchiano i valori di variabili ambientali come la temperatura, l'intensità della radiazione luminosa o la concentrazione dei nutrienti in soluzione. Questi parametri prendono il nome di fattori di regolazione e verranno indicati utilizzando la notazione f_V^e ; ad esempio la dipendenza del tasso di accrescimento delle diatomee (P1) dalla temperatura sarà descritta dal fattore f_{P1}^T . Generalmente i fattori di regolazione assumono il valore 1 in condizioni ottimali e tendono a 0 in condizioni di elevata limitazione.

La radiazione elettromagnetica che arriva alla superficie e che si propaga nella colonna è un fattore di regolazione molto importante.

L'intensità della luce che si propaga nel mezzo acquatico decade in maniera esponenziale con la profondità, secondo un coefficiente di estinzione che è comprensivo di tutte le lunghezze d'onda e che dipende dalla concentrazione del materiale particolato in sospensione (fitoplancton, sedimento, detrito di natura organica, sostanze umiche), in grado di assorbire la radiazione luminosa oltre che di ridistribuirlo attraverso processi di diffusione e *scattering*.

Il coefficiente di estinzione è quindi calcolato attraverso una correlazione lineare con i vari gruppi di sostanze in sospensione:

$$\sigma_I(z,t) = \sigma_0 + \sum_i \frac{\partial \sigma_I}{\partial X_i} X_i(z,t) \quad (2.44)$$

dove $X_i = [P1_c, P2_c, P3_c, R6_c, ESS]$ sono le concentrazioni nella colonna d'acqua del fitoplancton, del particolato organico e del sedimento come indicato nella tabella

2.2 e $\frac{\partial \sigma_I}{\partial X_i}$ sono i coefficienti di attenuazione specifici elencati nella tabella 2.1 e

σ_0 il coefficiente di attenuazione per l'acqua di mare pura, il quale dipende dalle caratteristiche del tipo di acqua secondo una classificazione dovuta a Jerlov (1976). In questa classificazione, adottata nel modello, si distinguono diverse tipologie di acque corrispondenti a regioni oceanografiche differenti (costiere, neritiche, pelagiche, ecc.), ciascuna caratterizzata da uno specifico valore per il coefficiente di attenuazione.

Inoltre non tutta la radiazione che giunge alle cellule fitoplanctoniche può essere direttamente utilizzata per le reazioni di fotosintesi clorofilliana: l'irradianza alla superficie I_0 , che comprende energia alle lunghezze d'onda dall'infrarosso e all'ultravioletto viene convertita nel modello ecologico in radiazione efficace per la produzione primaria (*photosynthetically available radiation*) attraverso il fattore adimensionale $f^{par}=0.5$, da cui $I_{par}=f^{par}I_0$ equivalente a considerare solo la parte dello spettro luminoso centrata sul visibile.

Tabella 2.3: Valori dei coefficienti di estinzione per la radiazione luminosa utilizzati nel modulo fisico

Variabile X_i	$\partial\sigma_I/\partial X_i$	Unità
P1 _c	0.005	m ² /mg _C
P2 _c	0.004	“
P3 _c	0.004	“
R6 _c	0.001	“
ESS	0.0001	m ² /mg _C

La matrice trofica di ERSEM

Un metodo efficace e conciso di rappresentare le interazioni trofiche fra i gruppi funzionali di un modello di ecosistema è la matrice trofica i cui elementi rappresentano la disponibilità percentuale di un certo livello trofico che assume il ruolo di preda rispetto ad un altro che funge da consumatore.

I valori contenuti nella matrice trofica sono caratteristici dell'ecosistema descritto, indicando le vie preferenziali in cui scorrono i flussi di massa e di energia e definendo in questo modo la struttura di base della rete trofica nell'implementazione specifica scelta.

La formulazione matematica della matrice trofica di ERSEM è:

$$\delta_{Z,X} = \begin{pmatrix} \delta_{Z4,P1} & \cdots & \delta_{Z4,B1} \\ \vdots & \cdots & \vdots \\ \delta_{Z6,P1} & \cdots & \delta_{Z6,B1} \end{pmatrix} \quad (2.45)$$

dove $X=[P1,P2,P3,Z4,Z5,Z6,B1,R1,R6]$ è l'insieme delle sorgenti e $Z=[Z4,Z5,Z6,B1]$ l'insieme dei consumatori.

I valori contenuti nella matrice trofica usata in questa tesi sono riportati nella tabella 2.4.

Tabella 2.4: Valori delle componenti della matrice trofica utilizzati nelle simulazioni.

<i>Sorgenti</i>									
<i>Consumatori</i>	P1	P2	P3	Z4	Z5	Z6	B1	R1	R6
Z4	0.75	0.6	-	0.5	0.25	-	-	-	-
Z5	0.75	1.0	-	-	1.0	1.0	1.0	-	-
Z6	-	-	1.0	-	-	0.2	1.0	-	-
B1	-	-	-	-	-	-	-	1.0	0.01

2.2.3 Il fitoplancton

I produttori primari sono riprodotti nel modello biogeochimico da tre gruppi funzionali che forniscono una prima, seppur approssimativa, descrizione dello spettro dimensionale del fitoplancton marino. Ciascun gruppo è rappresentato dal vettore V_j che ne indica istante per istante la biomassa in termini di carbonio, fosforo, azoto e silicio.

I gruppi funzionali del fitoplancton sono:

- **diatomee** (variabile di stato vettoriale $\mathbf{P1}_i$): alghe unicellulari di diametro sferico equivalente (*EDS*) compreso tra 20 e 200 μm , protette da un frustulo siliceo e predate da micro e mesozooplancton (Z4,Z5);
- **nanoflagellati autotrofi** ($\mathbf{P2}_i$): cellule eucariote di *EDS* compreso tra 2 e 20 μm caratterizzate da elevata mobilità, come dinoflagellati di piccole dimensioni e altri flagellati microplanctonici autotrofi, predati da nanoflagellati eterotrofi, micro e mesozooplancton (Z4,Z5,Z6);
- **picofitoplancton** ($\mathbf{P3}_i$): picroalghe raggruppate nella classe dimensionale di *ESD* compreso fra 0.2 e 2 μm , predate dai nanoflagellati eterotrofi (Z6) e caratterizzate da un uso preferenziale quasi totale dell'azoto in forma di ione ammonio rispetto ad altre forme;

La differenza fondamentale tra le diatomee e gli altri gruppi fitoplanctonici è la presenza del silicio come componente cellulare; inoltre occorre sottolineare che la divisione dei produttori primari in più gruppi tende a rispecchiare le differenze funzionali piuttosto che le diverse appartenenze tassonomiche: specie dal comportamento affine ma distanti dal punto di vista filogenetico possono quindi essere attribuite allo stesso gruppo. I gruppi planctonici sono caratterizzati da una dinamica analoga, ciò che li differenzia è la scelta dei parametri che regolano i processi metabolici (Varela et al., 1995).

I fattori di regolazione del fitoplancton

L'efficacia dei processi metabolici del fitoplancton dipende direttamente dalle condizioni fisiche e biogeochimiche dell'ambiente circostante; questa dipendenza viene simulata nel modello attraverso la definizione dei fattori di regolazione. Tali fattori considerano la dipendenza del fitoplancton da:

- Temperatura, attraverso:

$$f_P^T = Q_{10_P}^{\frac{T-T_0}{10}} \quad (2.46)$$

dove $T_0=10^\circ\text{C}$ è la temperatura di riferimento e Q_{10_P} è una costante nota in biologia come *characteristic temperature coefficient* il quale esprime l'entità della variazione dei tassi metabolici del fitoplancton per un aumento di temperatura di 10°C , ed è uguale a 2 per tutti i gruppi fitoplanctonici.

- Limitazione da nutrienti, attraverso il fattore:

$$f_P^{p,n,s} = \min(f_P^p, f_P^n, f_P^s) \quad (2.47)$$

dove f_P^p e f_P^n sono calcolati attraverso un confronto tra la concentrazione interna del nutriente $L(P_j)$ ed il corrispettivo rapporto di Redfield $L(I_j)$, indicativo di una situazione di non limitazione, ed introducendo nel confronto un valore minimo per il rapporto $L(P_j)$, pari al minimo quantitativo di nutrienti necessari all'esistenza delle parti strutturali della cellula.

Diversamente dal caso del fosforo e dell'azoto la limitazione da silicio è una caratteristica esclusiva delle diatomee (P1) e segue una più semplice dinamica di Michaelis-Menten:

$$f_{P1}^s = \frac{N5s}{N5s + k_{P1}^s} \quad (2.48)$$

dove $N5s$ è la concentrazione esterna di silicati dissolti e k_{P1}^s la costante di semisaturazione.

- Limitazione da luce attraverso il fattore:

$$f_P^l = \frac{\langle prod \rangle}{p_0} \quad (2.49)$$

dove p_0 è la produttività in corrispondenza dell'irradianza ottimale I_{opt} , caratteristica del gruppo considerato e in grado di evolvere come una variabile di stato per simulare il fotoadattamento al forzante luminoso, e $\langle prod \rangle$ indica la media giornaliera sulla colonna d'acqua della funzione di produttività $p(I_{par}(z,t))$ definita a priori nel modello che quantifica il tasso di produzione primaria in funzione della radiazione efficace I_{par} .

$$\langle prod \rangle = \frac{1}{D} \int_D \frac{1}{H} \int_{-H}^0 p(I_{par}(z, \tau)) dz d\tau \quad (2.50)$$

La dinamica del carbonio

L'equazione completa per il carbonio del fitoplancton è :

$$\left. \frac{\partial P_c}{\partial t} \right|_{bio} = \left. \frac{\partial P_c}{\partial t} \right|_{CO_2}^{pp} - \left. \frac{\partial P_c}{\partial t} \right|_{CO_2}^{rsp} - \left. \frac{\partial P_c}{\partial t} \right|_{R1c}^{out} - \left. \frac{\partial P_c}{\partial t} \right|_{R1c}^{lys} - \left. \frac{\partial P_c}{\partial t} \right|_{R6c}^{lys} - \sum_j \left. \frac{\partial P_c}{\partial t} \right|_{Z_c^j}^{prd} - \left. \frac{\partial P_c}{\partial t} \right|^{sink} \quad (2.51)$$

Il primo termine al secondo membro rappresenta la produzione primaria lorda (ovvero l'*uptake* di carbonio inorganico dal pool di anidride carbonica disciolta) ed è legato ai fattori di regolazione descritti nella sezione precedente secondo l'equazione:

$$\left. \frac{\partial P_c}{\partial t} \right|_{CO_2}^{pp} = f_P^T f_P^I r_P^0 P_c \quad (2.52)$$

Il tasso di accrescimento lordo è quindi proporzionale alla biomassa del fitoplancton in termini di carbonio P_c e a un tasso di accrescimento potenziale costante r_P^0 modulato dai fattori f_P^j (Varela et al., 1995).

Associato alla produzione primaria vi è un flusso di ossigeno la cui intensità dipende dalla stechiometria della reazione di fotosintesi; nel modello viene introdotto un coefficiente di conversione θ_o^c che trasforma i milligrammi di carbonio fissati in mMol di ossigeno prodotto:

$$\left. \frac{\partial O_2}{\partial t} \right|_P^{pp} = \theta_o^c \left. \frac{\partial P_c}{\partial t} \right|_{CO_2}^{pp} \quad (2.53)$$

Il secondo termine dell'equazione (2.46) è il flusso di carbonio consumato nel processo di respirazione, proporzionale alla biomassa secondo un tasso complessivo costituito da una componente di respirazione basale dipendente dalla temperatura e una componente di respirazione attiva dipendente dallo stato metabolico della cellula.

Il flusso di carbonio dovuto alla respirazione, non solo del fitoplancton, ma di tutti i gruppi funzionali è associato a un consumo di ossigeno disciolto secondo il coefficiente di conversione θ_o^c :

$$\left. \frac{\partial O_2}{\partial t} \right|_{P,Z,B1}^{rsp} = - \theta_o^c \left. \frac{\partial (P_c, Z_c, B1_c)}{\partial t} \right|_{CO_2}^{rsp} \quad (2.54)$$

Il termine di essudazione rappresenta il flusso di carbonio rilasciato dal fitoplancton in condizione di limitazione da nutrienti: in questo caso una frazione del carbonio fissato dalla fotosintesi non viene assimilata e convertita in biomassa ma passa alla frazione organica disciolta e si rende immediatamente disponibile alla componente batterica.

I termini di lisi rappresentano flussi dal fitoplancton alla componente organica particolata e disciolta e comprendono fenomeni non risolti dal modello che

determinano la rottura della membrana cellulare, compresi processi accidentali di stress meccanico, o attacchi di tipo virale o tossico.

Infine i termini di predazione coinvolgono parametri metabolici dello zooplancton e sono direttamente controllati dai valori degli elementi della matrice trofica $\delta_{Z,P}$ mentre i termini di sedimentazione (*sinking*) sono attivati per le diatomee (P1) e vengono quantificati da una velocità di verticale proporzionale allo stato di limitazione da nutrienti.

La dinamica dei nutrienti

Le dinamiche dei nutrienti sono disaccoppiate dalla dinamica del carbonio in modo da garantire rapporti interni di C:N:P:Si variabili a seconda delle condizioni ambientali (Baretta-Bekker et al., 1997).

Per ciascun nutriente elencato in tabella 2.2 viene risolta una equazione analoga all'equazione (2.46), con la differenza che i termini di produzione lorda e di respirazione sono sostituiti da un termine di uptake dal pool di nutrienti disciolti. Il tasso complessivo di uptake è scelto come minimo tra due diversi valori, il primo funzione della concentrazione esterna dei nutrienti, quando la quota interna è bassa, il secondo legato al livello delle scorte interne (Droop, 1973; Allen, 2002).

Nella dinamica dell'azoto l'uptake è frazionato in un flusso dai nitrati e uno dall'ammonio, mentre la forma inorganica della sostanza essudata è principalmente la forma ammoniacale. Nella formulazione utilizzata il modello prevede una preferenza assoluta dell'ammonio da parte del gruppo funzionale del picofitoplancton (P3).

La dinamica del silicato è infine competenza esclusiva delle diatomee e non prevede stoccaggio intracellulare: il silicato è assunto in proporzione fissa con il carbonio assimilato mentre il suo rilascio avviene per fenomeni di lisi esclusivamente verso la componente particolata del detrito.

2.2.4 I batteri pelagici

I batteri pelagici sono un ampio gruppo di organismi unicellulari procarioti in grado di utilizzare come fonte di nutrimento la sostanza organica particolata e disciolta prodotta dalla componente planctonica.

Nella formulazione utilizzata del modello si assume che i batteri abbiano un'elevata efficienza nell'assimilare la sostanza organica disciolta (R1) che viene caratterizzata da un tempo di ricambio talmente basso da renderne impossibile l'accumulo nella colonna d'acqua. Assieme alla sostanza disciolta il particolato organico (R6) fornisce substrato nutritivo per i batteri, in grado inoltre di competere con i produttori primari nell'assunzione dei nutrienti in soluzione.

I fattori di regolazione dei batteri pelagici

In maniera del tutto analoga al fitoplancton anche la dinamica batterica viene regolata da fattori ambientali adimensionali. Oltre ad un parametro di regolazione per la temperatura identico a quello introdotto per il fitoplancton, i batteri sono limitati dalla concentrazione di ossigeno disciolto secondo una dinamica di tipo Michaelis-Menten di ordine uno:

$$f_{B1}^O = \frac{O_{sat}}{O_{sat} + h_{B1}^O} \quad (2.55)$$

dove O_{sat} è la percentuale di saturazione di ossigeno disciolto e h_{B1}^O il valore di O_{sat} al quale la respirazione diminuisce al 50% del livello che si avrebbe in caso di saturazione di ossigeno.

Inoltre quando la concentrazione di ossigeno nella colonna d'acqua scende sotto la soglia di anossia si assume che i batteri entrino in uno stato di quiescenza: tale fase di inattività viene simulata nel modello ponendo i tassi di variazione della biomassa batterica uguali a zero:

$$\left. \frac{\partial B1_i}{\partial t} \right|_{O_2=0} = 0 \quad (2.56)$$

mentre la biomassa batterica esistente passa alla frazione del particolato organico:

$$R6_i = R6_i + B1_i ;$$

$$B1_i = 0 . \quad (2.57)$$

La dinamica del carbonio

I batteri pelagici sono gli unici organismi rappresentati nel modello in grado di assimilare il detrito organico e il carbonio disciolto. La dinamica del carbonio intracellulare segue l'equazione:

$$\frac{\partial B1_c}{\partial t} \Big| = \frac{\partial B1_c}{\partial t} \Big|_{R1c, R6c}^{upt} - \frac{\partial B1_c}{\partial t} \Big|_{CO_2}^{rsp} - \frac{\partial B1_c}{\partial t} \Big|_{R1c}^{out} - \sum_j \frac{\partial B1_c}{\partial t} \Big|_{Z_c^j}^{prd} \quad (2.58)$$

Il primo termine indica la produzione batterica, limitata dalla produzione giornaliera di carbonio disciolto (R1) che viene completamente assimilato e da una percentuale utilizzabile del particolato (R6). Il tasso effettivo di crescita batterica viene scelto come il minimo tra due valori, il primo dei quali riflette la disponibilità di substrato indipendentemente dalle restanti condizioni esterne, mentre il secondo considera solo i fattori ambientali. Ciò avviene per controllare un eccessivo sviluppo dovuto a elevate concentrazioni di detrito organico, senza per questo alterare l'efficienza degradativa dei batteri.

Il termine di respirazione è costituito da tre componenti: una componente basale di respirazione a riposo, regolata dalla temperatura, e due componenti dipendenti dallo stato di attività metabolica di cui una regolata dalla concentrazione dell'ossigeno. Alla respirazione batterica, come per tutti i gruppi funzionali è associato un consumo equivalente di ossigeno e una produzione di anidride carbonica:

$$\frac{\partial O_2}{\partial t} \Big|_{B1}^{rsp} = -\theta_o^c \frac{\partial B1_c}{\partial t} \Big|_{CO_2}^{rsp} \quad (2.59)$$

I termini di lisi sono regolati dalla temperatura e producono un flusso di materia organica dissolta che viene immediatamente riutilizzata come risorsa di substrato per la crescita batterica.

Infine i termini di predazione dipendono essenzialmente dalle caratteristiche del plancton eterotrofo, in particolare dei flagellati e del microzooplancton, unici consumatori dei batteri in accordo con la matrice trofica (tabella 2.4).

La dinamica dei nutrienti

I batteri svolgono il compito essenziale di riciclare la sostanza organica e di controllare le riserve dei nutrienti dissolti nella colonna d' acqua.

A seconda dello stato interno dei nutrienti $L(BI_j)$ (equazione 2.40) possono espellere nutrienti o, in caso di limitazione interna, assimilarli dall'ambiente entrando in competizione con il fitoplancton. Il segno del flusso di nutrienti viene stabilito attraverso un confronto tra $L(BI_j)$ e un valore guida fissato a priori.

Un'altra attività mediata dalla componente batterica è la conversione dell'ammoniaca in nitrati tramite le reazioni di nitrificazione. Nella formulazione attuale del modello non esiste una differenziazione interna al gruppo batterico rispetto alle funzionalità trofiche, e poiché la presenza di batteri nitrificanti è notevole nell'ambiente marino, la conversione di ammoniaca in nitrati è parametrizzata attraverso l'equazione:

$$\left. \frac{\partial N3n}{\partial t} \right|_{B1}^{nit} = \lambda^{nit} f_{B1}^T \frac{ESS}{c_{ESS}} N4n \quad (2.60)$$

dove f_{B1}^T è il fattore di regolazione della temperatura per i batteri, λ^{nit} un tasso costante di nitrificazione e ESS/c_{ESS} il contributo dipendente dalla concentrazione di sedimento sospeso, utilizzato come nucleo di aggregazione dai batteri nitrificanti.

2.2.5 Lo zooplancton

Lo zooplancton è rappresentato da tre gruppi funzionali con differenti posizioni nella rete trofica e con una differente scelta dei parametri metabolici, ma con una analoga descrizione matematica:

- **Mesozooplancton onnivoro (Z4_i)** che comprende organismi di diametro sferico equivalente (*EDS*) superiore ai 200 μm circa, costituito principalmente da crostacei copepodi
- **Microzooplancton (Z5_i)** costituito da organismi planctonici di *EDS* compreso tra 20 e 200 μm
- **Flagellati eterotrofi (Z6_i)** costituito da protozoi di *EDS* compreso tra 2 e 20 μm in grado di predare il picofitoplancton e dei batteri.

Il ruolo di ciascun gruppo zooplanctonico nella rete trofica è determinato dai coefficienti della matrice trofica $\delta_{Z,P}$, esiste inoltre il fenomeno del cannibalismo in grado di stabilizzare la dinamica dello zooplancton come dimostrato da Kohlmeir and Ebenhon (1995).

A differenza dei gruppi microplanctonici (Z5 e Z6) il mesozooplancton (Z4) è caratterizzato da rapporti interni di nutrienti costanti, la cui dinamica è quindi strettamente accoppiata a quella del carbonio.

Per ognuno dei tre gruppi funzionali l'uptake di carbonio è dato dalla somma dei termini di predazione dipendenti dall'efficienza dei predatori e dall'abbondanza delle prede, mentre i flussi in uscita sono ripartiti tra respirazione verso il pool di anidride carbonica con corrispondente consumo di ossigeno e mortalità ed escrezione verso la componente particolata e disciolta.

In analogia con gli altri gruppi funzionali anche il metabolismo dello zooplancton viene regolato dai fattori ambientali dipendenti dalla temperatura e dalla concentrazione di ossigeno.

2.2.6 Le componenti biogeochimiche non viventi

I cicli delle variabili geochimiche sono strettamente legati alla dinamica dei gruppi funzionali pelagici; le equazioni per ciascuna componente comprendono termini di sorgente e di pozzo relativi ai processi metabolici di produzione e consumo da parte degli organismi della colonna d'acqua.

Ciascun nutriente può essere assimilato o rilasciato dal fitoplancton e dai batteri a seconda dello stato nutrizionale intracellulare; lo zooplancton agisce sempre come una sorgente di sostanza disciolta a causa dei processi di escrezione. In particolare l'ammonio è l'unica forma di azoto prodotta dallo zooplancton e può essere parzialmente convertito in nitrato nel processo di nitrificazione batterica. Infine la dinamica del silicato è più semplice in quanto coinvolge esclusivamente l'uptake da parte delle diatomee e la successiva escrezione alla frazione detritica particolata.

La dinamica dell'ossigeno è regolata da processi di natura abiotica e biotica.

In superficie si assume che la concentrazione di ossigeno sia pari alla concentrazione teorica di saturazione a causa dei processi fisici di input atmosferico, regolati da temperatura e salinità (Allen, 1998).

Nella colonna d'acqua la concentrazione è determinata dal bilancio tra la produzione da parte del fitoplancton nei processi di fotosintesi e le perdite dovute alla respirazione di tutti i gruppi funzionali viventi e al consumo per nitrificazione.

L'equazione che ne deriva in forma di flusso è:

$$\left. \frac{\partial O_2}{\partial t} \right|_{bio} = \theta_c^o \sum_{i=1}^3 \left(\left. \frac{\partial P_c^{(i)}}{\partial t} \right|_{CO_2}^{pp} - \left. \frac{\partial P_c^{(i)}}{\partial t} \right|_{CO_2}^{rsp} \right) - \theta_c^o \left. \frac{\partial B1_c}{\partial t} \right|_{CO_2}^{rsp} - \theta_c^o \sum_{i=4}^6 \left. \frac{\partial Z_c^{(i)}}{\partial t} \right|_{CO_2}^{rsp} - \theta_n^o \left. \frac{\partial N_4}{\partial t} \right|_{N_3}^{nit} \quad (2.61)$$

Infine i tassi di input e di output della sostanza organica disciolta (R1) e del detrito particolato (R6) sono una conseguenza diretta dei processi di produzione e consumo legati alla dinamica dei diversi gruppi funzionali.

Il carbonio disciolto (R1) viene prodotto nei processi di lisi, di essudazione e di escrezione dal fitoplancton, dallo zooplancton e dai batteri e interamente utilizzato da quest'ultimi come substrato di crescita.

Il particolato organico (R6) viene prodotto da tutte le classi di organismi pelagici nei processi di escrezione e di mortalità e parzialmente assimilato dai batteri in funzione della loro attività metabolica; a differenza del detrito disciolto può accumularsi nella colonna d'acqua ed è caratterizzato da una velocità di sedimentazione di 1.5 m d^{-1} , rappresentando quindi un collegamento tra il modulo pelagico e il modulo bentico.

2.2.7 Il modulo bentico

Il modulo bentico, in analogia con il modulo pelagico, è costituito da una complessa rappresentazione numerica dei processi che avvengono all'interno del sedimento. La versione utilizzata di ERSEM consente di scegliere fra tre modelli di complessità crescente che simulano la dinamica bentonica. In questo lavoro di tesi si è optato per la soluzione di completezza intermedia, il modello di Oldemborg (Ebenhoh et al., 1995).

Il modulo bentico è strettamente accoppiato al modulo pelagico di cui costituisce una efficace condizione al contorno: il detrito particolato (R6) raggiunto lo strato di fondo fornisce la materia prima per il reattore sedimentario in cui avvengono processi di rimineralizzazione mediati dalla fauna batterica; eventualmente i nutrienti rimineralizzati possono essere messi in circolo nella colonna d'acqua grazie a fenomeni di diffusione molecolare.

I processi parametrizzati dal modulo bentico sono quindi:

- Deposizione ed inclusione della materia organica particolata proveniente dal sistema pelagico
- Ciclo del carbonio e dei nutrienti attraverso la rete trofica bentica
- Mineralizzazione in condizioni ossiche ed anossiche della sostanza organica e descrizione semplificata della dinamica di nutrienti e di gas disciolti nell'acqua interstiziale (Vichi et al., 1998).

Il sedimento è differenziato in tre strati di spessore variabile nel tempo e caratterizzati da differenti dinamiche; il primo è lo strato aerobico ossigenato, il secondo lo strato di denitrificazione anossico e l'ultimo uno strato in cui avvengono processi di natura esclusivamente anaeroba in assenza di nitrati e di ossigeno.

Come il modulo pelagico anche il modulo bentico è caratterizzato da differenti gruppi funzionali che ne rappresentano la fauna; per motivi di semplicità si è deciso di utilizzare esclusivamente due gruppi batterici, in grado di vivere rispettivamente in condizioni aerobiche ed anaerobe, e capaci di condurre efficacemente i processi di rimineralizzazione del detrito organico.

La dinamica dei due gruppi batterici è descritta da equazioni analoghe alla (2.51), che forniscono i tassi di variazione della biomassa in termini di carbonio, fosforo e azoto; anche in questo caso ogni termine viene modulato attraverso opportuni fattori di regolazione ambientale che quantificano gli effetti di temperatura, concentrazione di ossigeno e disponibilità di nutrienti.

La sostanza organica è divisa in una frazione solida e una disciolta entrambe soggette ad una dinamica che dipende dai tassi di assimilazione e rilascio da parte della componente batterica di cui costituiscono il substrato nutritivo.

Infine i nutrienti disciolti nelle acque interstiziali sono caratterizzati da processi specifici che si aggiungono ai fenomeni di diffusione fisica, di uptake e rimineralizzazione da parte dei batteri: per l'ammonio le reazioni di nitrificazione e per i nitrati quelle di denitrificazione; entrambi i processi dipendono non solo da fattori ambientali ma anche dallo stato redox del sedimento. Per simulare lo stato di ossidazione del sedimento la concentrazione dell'ossigeno è affiancata ad una nuova variabile di stato che rappresenta la concentrazione degli equivalenti di riduzione nello strato anossico, ovvero tutte le specie ioniche ridotte generate durante la degradazione della materia organica ad opera dei batteri anaerobi. Gli equivalenti di riduzione sono assimilati nel modello agli ioni solfidrici di cui condividono le caratteristiche e sono soggetti a processi di produzione da parte della fauna batterica e diffusione dallo strato anossico.

2.3 L'area di studio e l'implementazione

È stata scelta come area di implementazione del modello unidimensionale la zona dello Ionio compresa tra i 33.75° e i 35.75° di latitudine Nord e i 19° e i 21° di longitudine Est, mostrata nella figura 2.4.

Quest'area comprende le zone dei bacini anossici Atalante, Urania Discovery, oggetto di una campagna oceanografica nel 1998 nell'ambito del progetto SAP-SINAPSI volta a definire il grado di accoppiamento bentico-pelagico in siti anossici e a studiare il paleofunzionamento del Mediterraneo Orientale attraverso la caratterizzazione dei processi biogeochimici nella colonna d'acqua e nei sedimenti (Ricci, 1998). Rispetto all'area di studio considerata nella campagna oceanografica SAP-SINAPSI l'area di implementazione del modello è stata estesa verso Sud Ovest per comprendere il bacino anossico Bannock per il quale sono disponibili profili verticali di nutrienti lungo tutta la colonna d'acqua (Bregant et al., 1990). Questa zona è stata già oggetto di un precedente lavoro di tesi che ha fornito una caratterizzazione preliminare degli aspetti oceanografici, geochimici ed ecologici (Ricci, 1998).

La risoluzione verticale del modello è costituita da 40 livelli verticali che si estendono dalla superficie al fondo, situato a 3046 m di profondità. I livelli verticali hanno una distribuzione logaritmica nei primi 140 m e costante per la parte rimanente; in questo modo viene risolta con maggiore dettaglio la dinamica della zona superficiale che è sede dei processi di rimescolamento turbolento e di produzione primaria.

Il passo temporale di integrazione del modello, in corrispondenza del quale vengono calcolate le variabili è di 1728 secondi.

Le simulazioni sono state condotte (per quanto riguarda la componente fisica del modello) nella modalità diagnostica, imponendo a priori l'evoluzione temporale dei campi di temperatura e salinità, come descritto nella sezione 2.1.2.

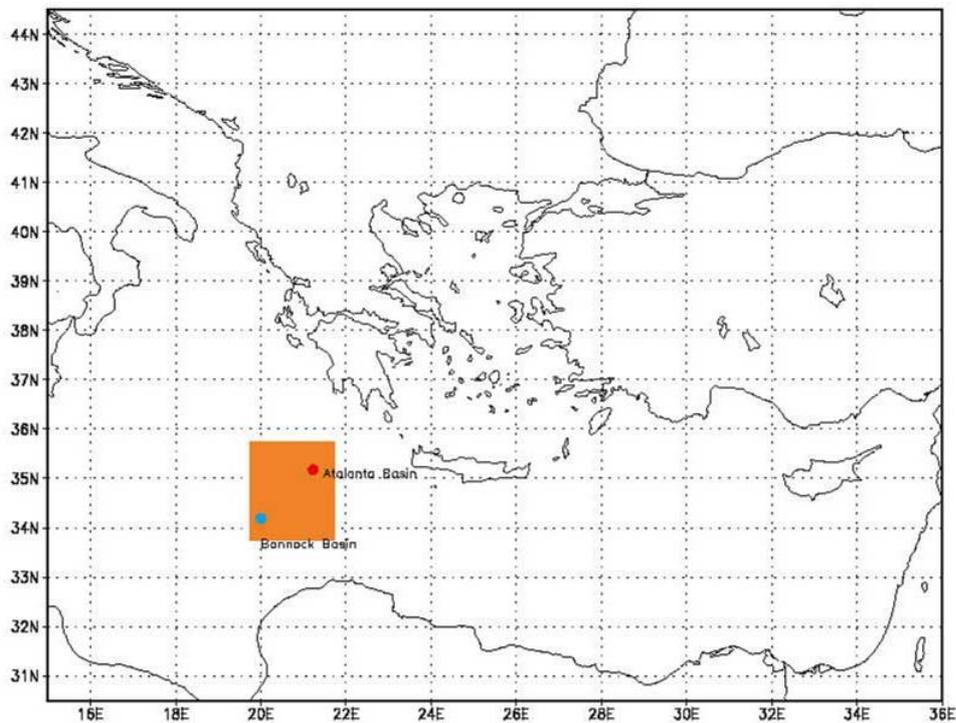


Figura 2.4: Ubicazione dell'area di implementazione del modello

2.3.1 Forzanti fisici

I forzanti fisici utilizzati derivano dalle due simulazioni, per il periodo attuale e per l'Optimum Climaticum, condotte da Myers et al. (1998) descritte nella sezione 3 del primo capitolo. I forzanti superficiali mensili sono stati mediati sull'area di implementazione e applicati nel modello in modo da essere interpolati linearmente nel tempo (figura 2.5). Le condizioni al contorno alla superficie per lo stress del vento, la temperatura e la salinità sono riprodotte in figura 2.5 per la situazione attuale e per l'Optimum Climaticum.

Nelle simulazioni di Myers et al. (1998) la temperatura superficiale nell'area considerata è la stessa per il periodo odierno e per l'Optimum Climaticum: il ciclo

stagionale è particolarmente marcato, i valori minimi si osservano nei mesi invernali (febbraio e marzo), mentre i valori massimi si osservano in agosto.

Le salinità superficiali hanno lo stesso andamento per entrambi i periodi, ma durante l'Optimum Climaticum sono inferiori di circa 2 *psu*. I valori minimi di salinità vengono raggiunti in giugno, i massimi in settembre.

Lo stress superficiale del vento nell'area di implementazione risulta maggiore durante tutto l'anno per la simulazione dell'Optimum Climaticum rispetto a quella odierna, questa differenza può giocare un ruolo fondamentale nell'entità dei processi di rimescolamento verticale. Nel periodo attuale le massime intensità del vento si osservano durante i mesi di maggio, giugno e luglio, in corrispondenza del regime estivo dei venti Etesi; nella paleosimulazione si osserva un'escursione stagionale più marcata e le massime intensità vengono raggiunte nei mesi invernali.

Nella figura 2.6 è mostrato l'andamento stagionale delle medie mensili di salinità e della temperatura nell'area in esame per il periodo attuale e per l'Optimum Climaticum. L'andamento della densità mostra che durante l'Optimum Climaticum la stratificazione superficiale estiva permane per un periodo più lungo rispetto ad oggi, iniziando circa un mese prima e terminando circa due mesi dopo.

2.3.2 Condizioni iniziali e al contorno per le variabili biogeochimiche

La colonna d'acqua è stata inizializzata con misure di nutrienti e ossigeno disciolto relativi al mese di luglio prelevati nella zona del bacino Bannock del Mediterraneo Orientale (Bregant et al., 1990). I dati misurati su 20 livelli verticali per ossigeno (*mM*), nitrati ($\mu\text{mol/l}$) fosfati ($\mu\text{mol/l}$) e silicati ($\mu\text{mol/l}$) sono stati interpolati sulla griglia verticale del modello, e sono mostrati nella figura 2.7, mentre per lo ione ammonio, disponibile su soli 4 livelli compresi tra 0 m e 3000 m si è scelta una concentrazione costante pari a 0.03 $\mu\text{mol/l}$. Caratteristica di questi profili sono i bassi valori superficiali, nulli fino a 100 m per nitrati e prossimi allo zero per ammonio e fosfati, indicativi di condizioni oligotrofiche.

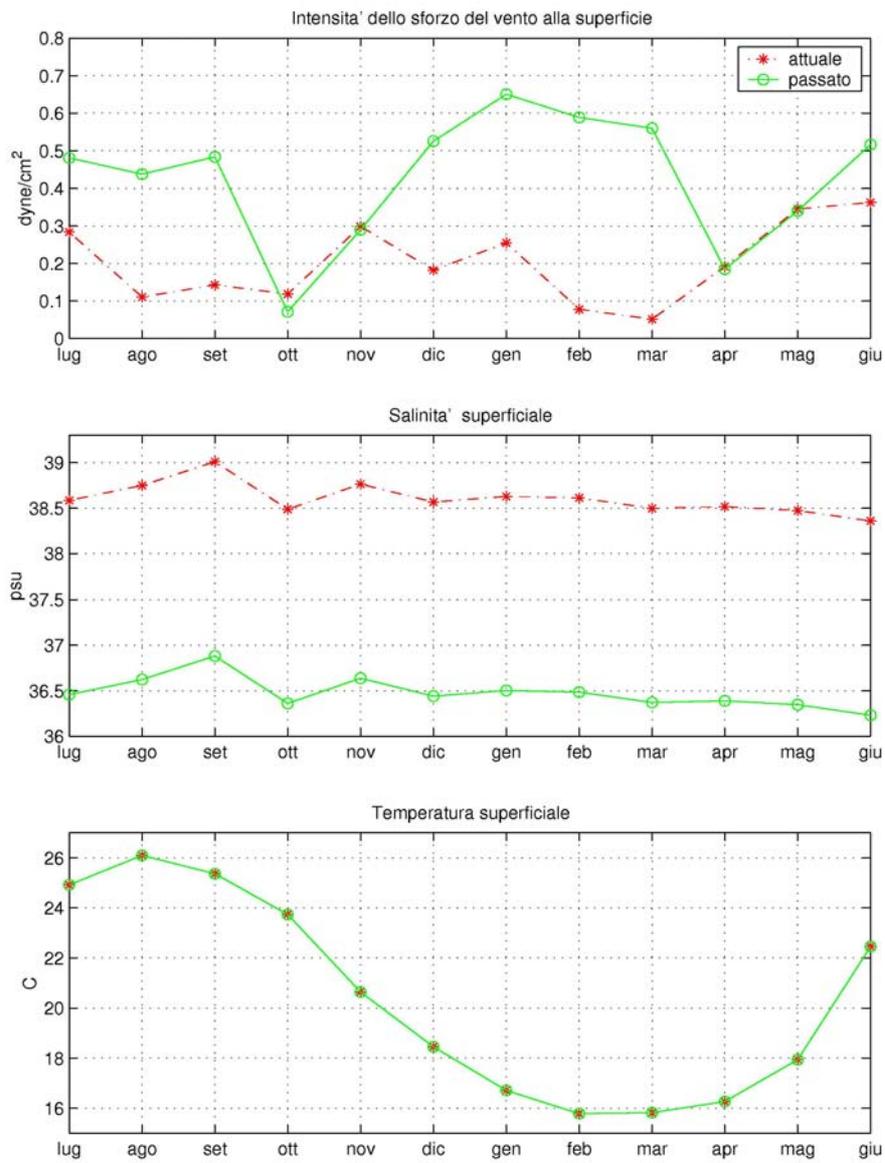


Figura 2.5: Forzanti superficiali imposti come condizioni al contorno: confronto fra le simulazioni attuali e per l'Optimum Climaticum

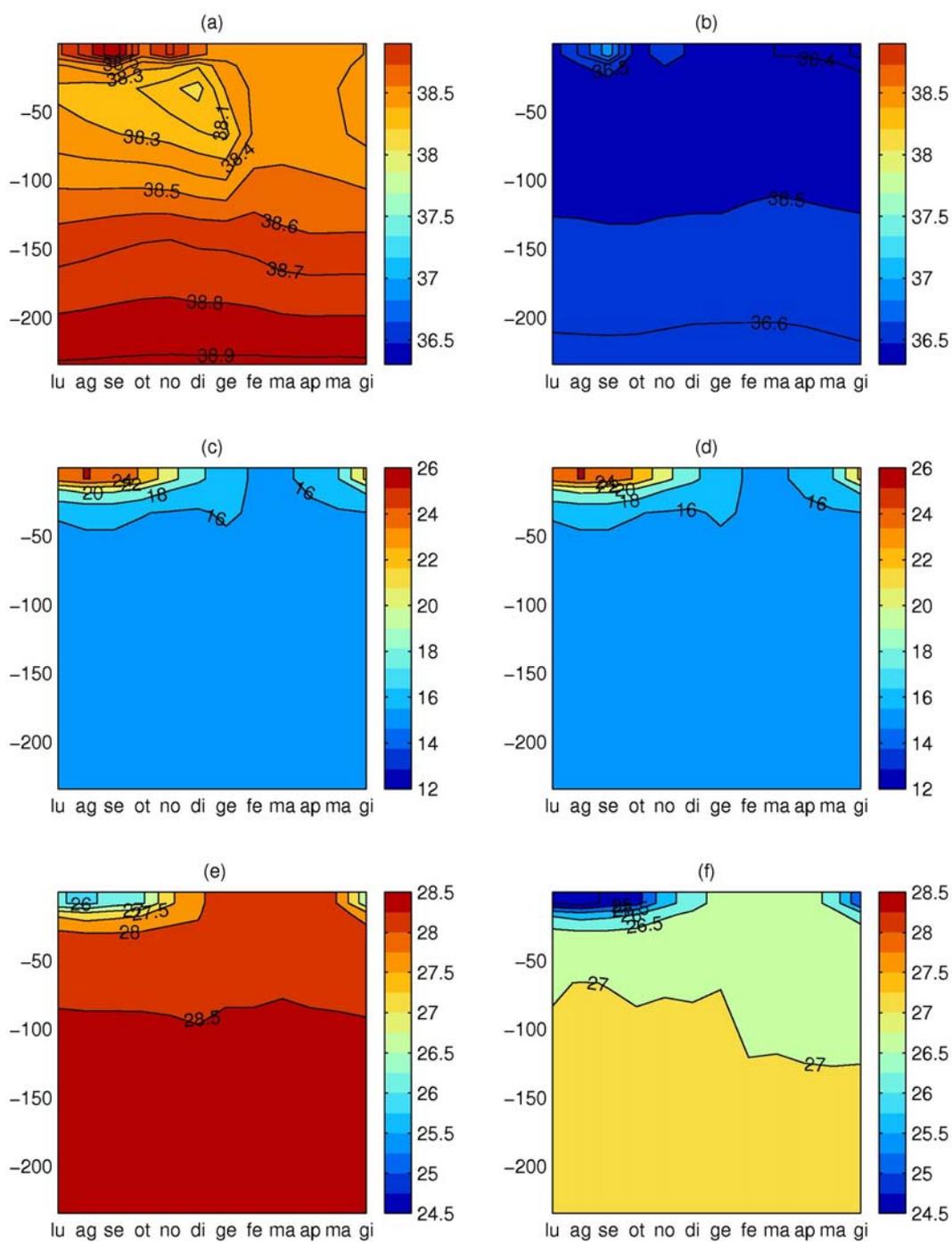


Figura 2.6: Distribuzione della salinità, della temperatura e della densità rispettivamente per la situazione odierna (a,c,e) e per quella dell'Optimum Climaticum (b,d,f)

L'inizializzazione dei gruppi pelagici è difficile per lo scarso numero di dati quantitativi espressi in termini di biomassa. Per l'inizializzazione dei produttori primari sono stati utilizzati dati di clorofilla-a e di abbondanza relativa dei gruppi fitoplanctonici per il mar Ionio descritti in Rabitti et al. (1994).

Per ogni livello verticale la condizione iniziale per il contenuto di carbonio del gruppo funzionale è stata calcolata scomponendo la concentrazione totale di clorofilla nei diversi gruppi in base alla loro abbondanza percentuale. Il fattore di conversione da clorofilla a carbonio è stato fissato in via approssimativa a 25 per le diatomee e 50 per flagellati e fitoplancton.

I contenuti in azoto, fosforo e silicio per le specie planctoniche sono stati calcolati a partire dal contenuto in carbonio applicando i seguenti rapporti stechiometrici: C:N:Si:P=106:16:15:1 (Richards 1958, Redfield, 1963).

Si è inoltre differenziato fra le condizioni oligotrofiche del Mediterraneo Orientale attuale e le condizioni di elevati apporti fluviali ipotizzate per l'Optimum Climaticum introducendo solo per l'ultimo caso un valore alla superficie come condizione al contorno.

In mancanza di valori attendibili per i paleonutrienti superficiali si è deciso di utilizzare valori estratti dal dataset ABCD 4 (Adriatic BiogeoChemical Dataset versione 4, Zavatarelli et al., 1998) ricavati per la zona costiera dell'Adriatico Settentrionale soggetta all'influenza del fiume Po. Questa scelta deriva dalla necessità di simulare i maggiori apporti di nutrienti e le condizioni di elevata produttività ipotizzate come conseguenza dell'intensificazione degli apporti fluviali tipica dell'Optimum Climaticum, come visto nel primo capitolo. Non conoscendo la variabilità stagionale dei nutrienti superficiali durante l'Optimum Climaticum si è assunta come condizione al contorno una concentrazione costante per ogni nutriente in modo da simulare l'effetto continuo di apporti laterali; i valori utilizzati per le paleosimulazioni sono riportati nella tabella 2.5.

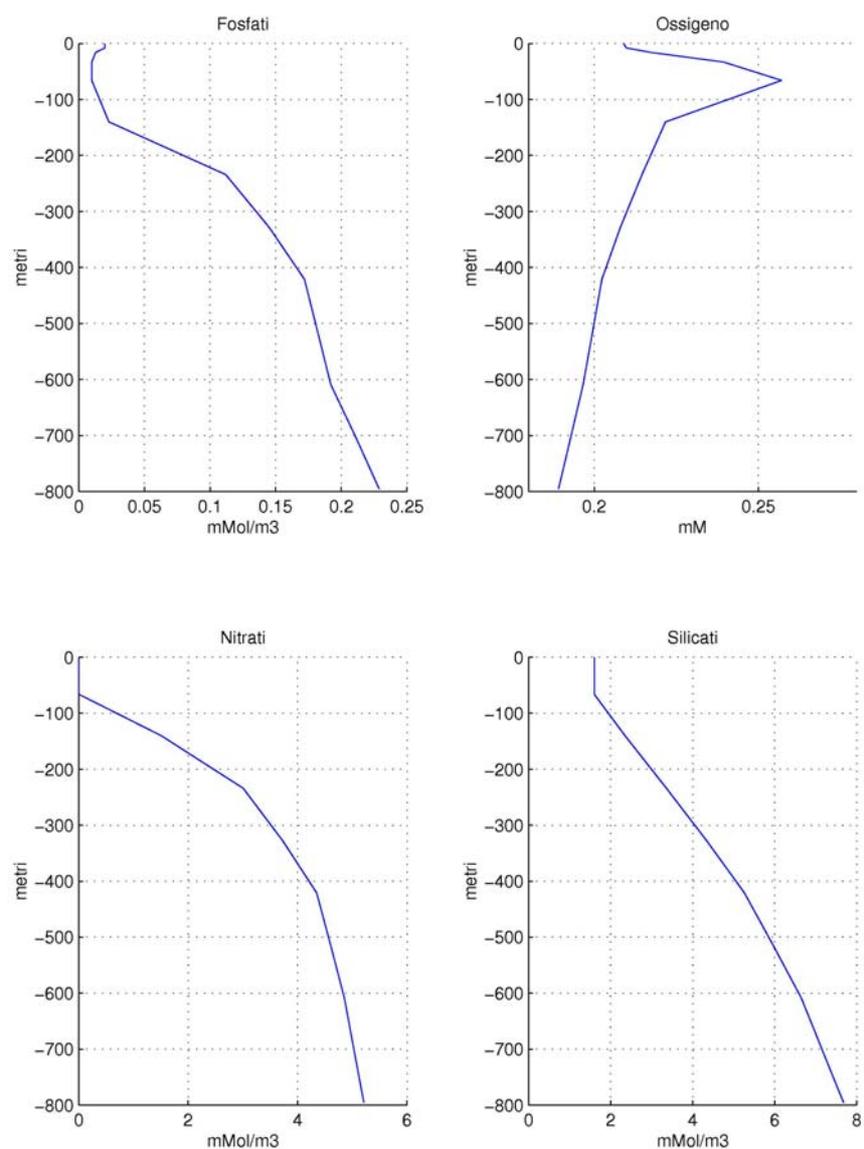


Figura 2.7: Profili dei nutrienti disciolti nei primi 800 m di profondità (Bregant et al., 1990).

Tabella 2. 5: Condizione al contorno per i nutrienti superficiali nella simulazione per l'Optimum Climaticum.

Simulazione	Nutrienti alla superficie (mmol m^{-3})			
	Fosfati	Nitrati	Ammonio	Silicati
Optimum Climaticum	1.0	1.5	0.8	4.8

2.3.3 La parametrizzazione dell'avvezione laterale dell'ossigeno

L'ossigenazione delle masse d'acqua avviene in superficie per effetto degli scambi con l'atmosfera e della produzione primaria, mentre il trasporto dell'ossigeno in profondità avviene per diffusione turbolenta dalle zone più superficiali e per avvezione di masse d'acqua dense formate in aree specifiche di convezione profonda.

Il modello unidimensionale è limitato in quanto considera esplicitamente solo i processi di diffusione verticale, mentre i processi che dipendono dalla struttura tridimensionale delle masse d'acqua non possono venire simulati.

Per simulare gli apporti laterali di ossigeno dovuti all'avvezione orizzontale si è introdotta nel modello unidimensionale un'equazione di correzione che parametrizza la ventilazione laterale dell'ossigeno nel modo seguente:

$$O_2(z,t) = O_2^{iniz}(z) + [\tilde{O}_2(z,t) - O_2^{iniz}(z)] \cdot e^{-\lambda \Delta t} \quad (2.62)$$

dove $O_2(z,t)$ è la concentrazione dell'ossigeno nella colonna d'acqua, $O_2^{iniz}(z)$ è il profilo iniziale di ossigeno, $\tilde{O}_2(z,t)$ è il profilo di ossigeno calcolato dal modulo biogeochimico, e Δt e λ sono rispettivamente il passo temporale di integrazione e una costante nota come *coefficiente di rilassamento*. L'inverso del coefficiente di rilassamento rappresenta la scala temporale del processo di avvezione dell'ossigeno ed è posto uguale a 30 giorni.

L'effetto dell'equazione è mantenere la concentrazione di ossigeno in prossimità dei valori osservati espressi dalla condizione iniziale.

Nelle simulazioni odierne la correzione del profilo di ossigeno viene applicata lungo tutta la colonna d'acqua in modo da riprodurre i processi di avvezione di masse d'acqua ossigenate in profondità che si osservano attualmente nel Mediterraneo Orientale, mentre per le simulazioni dell'Optimum Climaticum la profondità di riventilazione si estende dalla superficie fino ad una profondità di 450 m, in accordo con i risultati di Myers et al. (1998) descritti nel primo capitolo, per simulare la mancata formazione di acque dense ossigenate.

2.3.4 Velocità verticale per i nutrienti: l'upwelling di mare aperto

La zona del bacino Ionico che comprende l'area di studio è soggetta ad un regime di venti in grado di determinare fenomeni di upwelling tramite il processo noto come *Ekman pumping*, descritto dall'equazione (Pond and Pickard, 1983) :

$$w_u = \frac{\hat{k} \cdot \nabla \times \bar{\tau}_w}{\rho f} \quad (2.63)$$

dove w_u è la velocità di upwelling, τ_w lo stress del vento alla superficie, ρ la densità dell'acqua di mare e f il parametro di Coriolis.

L'ordine di grandezza della velocità di upwelling (w_{\max}) può essere stimato mediante un'analisi di scala dell'equazione (2.56).

$$w_{\max} = O[w_u] = O\left[\frac{\hat{k} \cdot \nabla \times \bar{\tau}_w}{\rho f}\right] = \frac{\tau_0}{L \rho_0 f_0} \quad (2.64)$$

dove $\tau_0 = 1 \text{ dyne}$, $\rho_0 = 1 \text{ g cm}^{-3}$ e $f_0 = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ sono rispettivamente l'ordine di grandezza dello stress del vento alla superficie, della densità e del parametro di Coriolis per l'area di considerata e $L = 500 \text{ km}$ la scala orizzontale per il bacino ionico.

Sostituendo i valori nell'equazione si ottiene l'ordine di grandezza di w_{\max} , pari a $10^{-4} \text{ cm s}^{-1}$. Tale valore rappresenta una stima del limite superiore della velocità di upwelling indotta dal vento.

Nel modello è stata introdotta una velocità verticale per le componenti disciolte nell'equazione 2.36 variabile con la profondità e con il periodo dell'anno. Il valore massimo di tale velocità è stato scelto uguale alla metà del limite superiore w_{\max} calcolato mediante l'analisi di scala e viene raggiunto nel periodo invernale, quando è maggiore lo stress del vento alla superficie; nel periodo estivo tale valore è ridotto a un decimo.

La figura (2.8) mostra il profilo verticale della velocità di upwelling durante il massimo invernale e durante il minimo estivo.

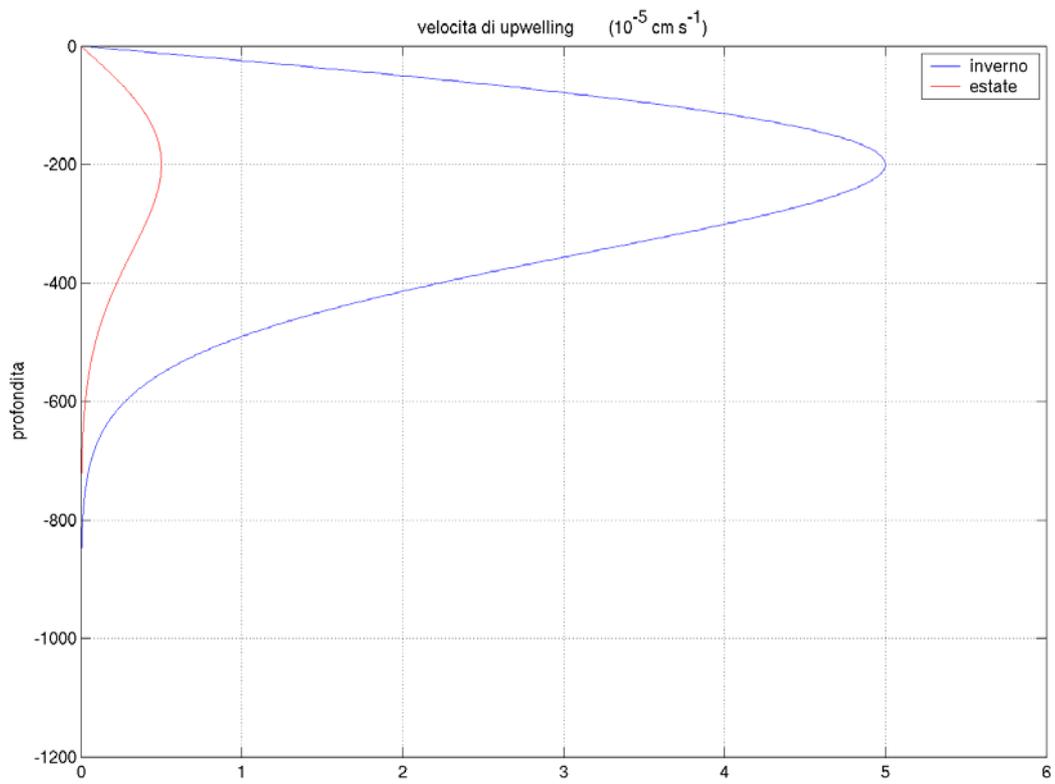


Figura 2.8: Profilo verticale della velocità di upwelling ($10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$) per il periodo invernale e per il periodo estivo.

Capitolo 3

Le simulazioni numeriche

Le simulazioni numeriche effettuate sono state pianificate per evidenziare le differenze tra le condizioni dell'ecosistema attuale e quelle dell'Optimum Climaticum.

Come visto nel primo capitolo la deposizione del sapropel S1 è stata spiegata invocando due processi paralleli. Da una parte le differenti condizioni idrografiche durante l'Optimum Climaticum, avrebbero indebolito l'attuale circolazione antiestuarina, impedendo i processi di convezione profonda e determinando la stagnazione delle masse d'acqua al di sotto di una profondità di 450 m circa (Myers et al., 1998, Rohling, 1994). Dall'altra il clima più umido in corrispondenza dell'ultimo massimo di insolazione avrebbe aumentato l'entità degli apporti fluviali nella regione orientale del Mediterraneo, favorendo apporti fluviali maggiori che avrebbero favorito condizioni di maggiore produttività primaria (Rossignol-Strick, 1985, Rohling, 1994).

Le nostre simulazioni hanno quindi cercato di rappresentare le differenze nelle condizioni fisiche attuali e quelle dell'Optimum Climaticum imponendo la stratificazione attuale e quella dell'Optimum Climaticum dagli esperimenti di Myers et al., (1998) descritti nel primo capitolo. La stagnazione delle masse d'acqua profonda durante l'Optimum Climaticum è stata rappresentata eliminando la ventilazione dell'ossigeno a profondità superiori a 450 m.

Infine i differenti apporti fluviali sono stati riprodotti imponendo due diverse condizioni al contorno per le concentrazioni dei nutrienti alla superficie.

3.1 Gli esperimenti

Sono stati effettuati quattro esperimenti numerici per valutare il differente ruolo delle condizioni fisiche e dell'apporto di nutrienti sull'ecosistema.

Gli esperimenti sono riassunti nella tabella 3.1 e possono essere così sintetizzati:

Now Low: simulazione della situazione odierna, con le condizioni fisiche e biochimiche iniziali attuali

Now High: simulazione con le condizioni fisiche attuali e concentrazioni dei nutrienti alla superficie tipiche di una zona costiera.

Holo Low: paleosimulazione con le condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum e condizioni iniziali biochimiche attuali.

Holo High: paleosimulazione con le condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum e concentrazioni dei nutrienti alla superficie tipiche di una zona costiera.

Tabella 3.1: Sommario degli esperimenti effettuati e delle relative condizioni fisiche e biogeochimiche iniziali

	Condizioni fisiche e ventilazione	Nutrienti superficiali
<i>Now Low</i>	Presente	Attuali
<i>Now High</i>	Presente	Costieri
<i>Holo Low</i>	Optimum Climaticum	Attuali
<i>Holo High</i>	Optimum Climaticum	Costieri

L'esperimento *Now Low* può essere considerato un esperimento di controllo ed è stato effettuato per valutare l'efficacia del modello nel riprodurre le condizioni biogeochimiche attuali.

L'esperimento *Holo High* rappresenta la paleosimulazione con le condizioni ipotizzate durante la deposizione del sapropel S1, effettuata per comprendere i

cambiamenti dell'ecosistema e per descrivere i cicli biogeochimici della colonna d'acqua.

Gli esperimenti *Now High* e *Holo Low* hanno il ruolo di evidenziare l'importanza relativa delle condizioni fisiche e delle condizioni biogeochimiche sullo sviluppo dei processi che hanno caratterizzato l'Optimum Climaticum.

I quattro esperimenti si sono mostrati in grado di riprodurre differenti condizioni di ecosistema marino per lunghi tempi di integrazione. Ciò ha consentito di raggiungere per tutte le simulazioni un tempo di integrazione di 2000 anni, ritenuto sufficiente a riprodurre nelle caratteristiche biogeochimiche della colonna d'acqua i cambiamenti significativi da un punto di vista paleoceanografico.

I tempi di integrazione consentono al modello ecologico di raggiungere dopo un periodo medio di alcune centinaia di anni una condizione di equilibrio stazionario caratterizzato dal ripetersi di un ciclo stagionale all'interno della zona eufotica.

Nella descrizione delle simulazioni sono mostrati i risultati relativi all'ultimo anno di integrazione ovvero all'anno 2001. Il modello raggiunge infatti una stato di equilibrio con il ciclo stagionale che si ripete uguale.

3.1.1 Risultati per l'ecosistema in condizioni biochimiche attuali (esperimenti *Now Low* e *Holo Low*)

Il fitoplancton e la produzione primaria

Gli esperimenti *Now Low* e *Holo Low*, entrambi caratterizzati da apporti di nutrienti in superficie nulli, riproducono un ecosistema tipico di zone fortemente oligotrofiche.

La distribuzione della clorofilla-a (mg m^{-3}), mostrata nella figura 3.1 presenta per entrambi gli esperimenti un andamento spaziale e temporale molto simile, caratterizzato da un massimo profondo (*Deep Chlorophyll Maximum, DCM*) localizzato tra 80 e 200 metri di profondità circa.

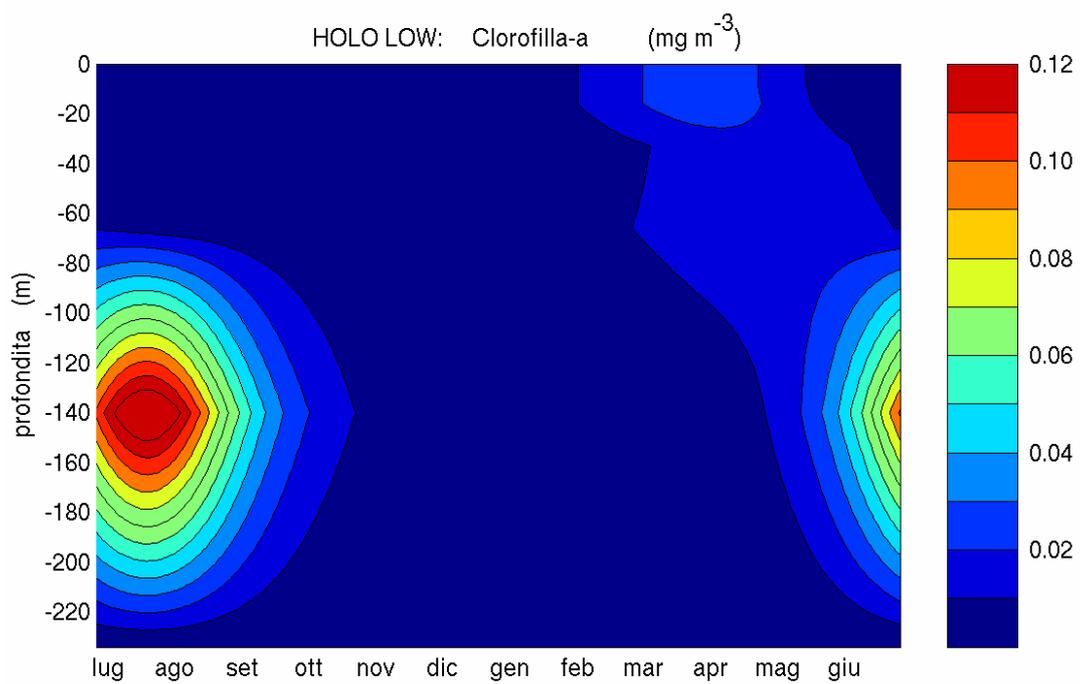
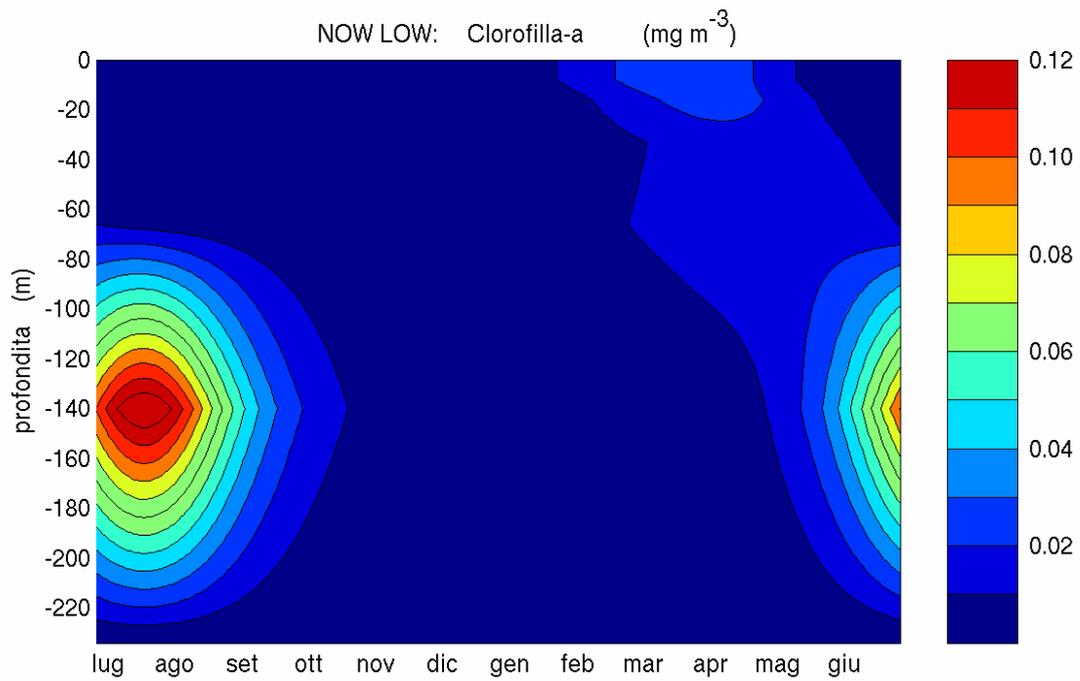


Figura 3.1: Distribuzione della clorofilla-a nella colonna d'acqua (mg m^{-3}) per gli esperimenti *Now Low* e *Holo Low* nell'anno 2001 di simulazione.

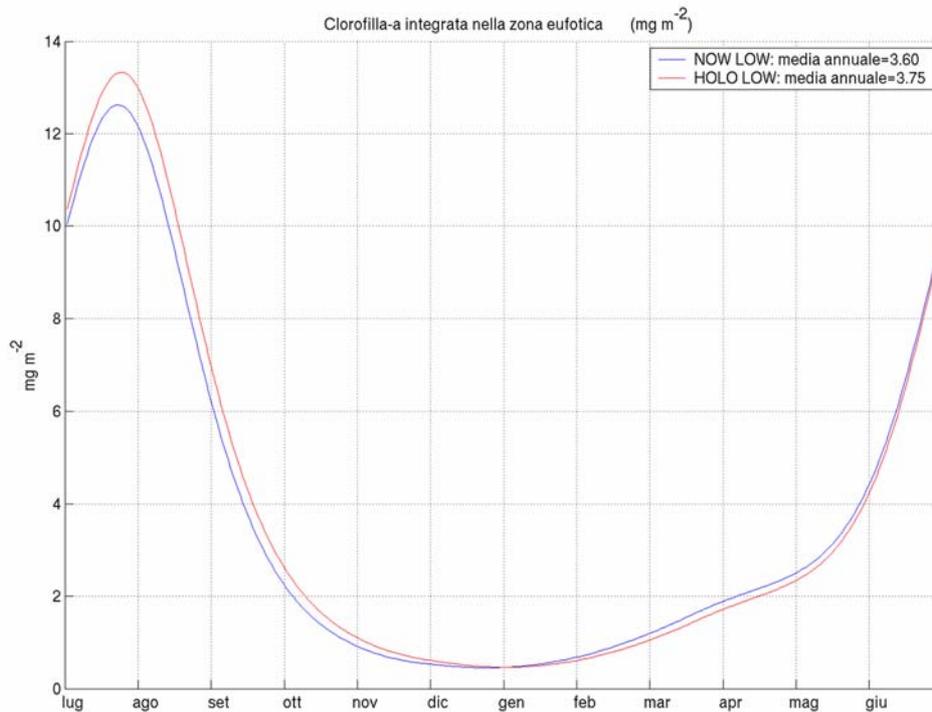


Figura 3.2: Andamento della clorofilla-a integrata nella zona eufotica (mg m^{-2}) per gli esperimenti *Now Low* e *Holo Low* nell'anno 2001 di simulazione.

Si osserva inoltre il minimo contributo delle zone superficiali alla biomassa complessiva del fitoplancton, limitato ad una accennata fioritura superficiale durante il periodo primaverile: infatti sebbene in superficie si riscontrino i massimi valori di intensità della radiazione luminosa, i nutrienti superficiali (figura 2.7) hanno valori troppo bassi per consentire lo sviluppo ed il mantenimento di elevati valori di biomassa fitoplanctonica e di clorofilla. La crescita del fitoplancton avviene quindi nella parte inferiore della zona eufotica in prossimità del nutriclino. In questa zona la maggiore disponibilità di nutrienti determina la fioritura del fitoplancton durante il periodo estivo, quando l'alta insolazione garantisce la penetrazione ad elevate profondità di un quantitativo di radiazione luminosa sufficiente alla fotosintesi.

Il massimo profondo di clorofilla è una caratteristica tipica del Mar Mediterraneo attuale; in particolare nel Mediterraneo Orientale sono osservate profondità tipiche

comprese tra 70 e 130 m (Moutin e Raimbault, 2002; Ediger e Yilmaz, 1996); le profondità maggiori si riscontrano nelle zone di mare aperto del bacino ionico centrale e meridionale e del bacino levantino, inoltre il *DCM* appare fortemente correlato alle profondità di massima produzione primaria netta (Moutin e Raimbault, 2002).

La figura 3.2 mostra i valori di clorofilla-a integrata all'interno della zona eufotica per gli esperimenti *Now Low* e *Holo Low*, ed evidenzia l'andamento sostanzialmente identico delle due simulazioni.

La distribuzione dei gruppi fitoplanctonici (mgC m^{-3}) è mostrata nelle figure 3.3 e 3.4. I due esperimenti riproducono la fioritura dei flagellati autotrofi e del picofitoplancton, mentre la bassa concentrazione dei nutrienti, in particolare silicati disciolti, non consente la crescita delle diatomee che risultano quindi assenti in entrambe le simulazioni.

Il gruppo fitoplanctonico dominante è quello del picofitoplancton (figura 3.3), responsabile in maggior misura della distribuzione di clorofilla-a mostrata in figura 3.1 ed in particolare del massimo profondo di clorofilla. Il picofitoplancton presenta infatti le concentrazioni maggiori in profondità nella zona eufotica durante il periodo estivo, mentre risulta completamente assente dalle zone superficiali.

I flagellati autotrofi (figura 3.4) si sviluppano invece a profondità inferiori ai 100 m circa, con un picco superficiale (0-40 m) nel periodo tardo invernale seguito da una fioritura primaverile sottosuperficiale (40-100 m) di minore intensità.

La predominanza di gruppi picoplanctonici rispetto a gruppi fitoplanctonici di maggiori dimensioni è una caratteristica significativa osservata in acque oligotrofiche, sia in ecosistemi oceanici (Li et al., 1983; Herbland et al., 1985), sia nel Mediterraneo (Magazzu e Decembrini, 1995), in particolar modo nella parte orientale del bacino (Ignatiades et al., 2002; Siokou-Frangou et al., 2002) che risulta caratterizzata nel complesso da condizioni di maggior oligotrofia rispetto alla parte occidentale (Moutin e Raimbault, 2001; Psarra et al., 2000).

È stata inoltre calcolata la produzione primaria netta, come differenza tra la quantità di carbonio organico fissato dal fitoplancton nei processi fotosintetici e quella consumata nei processi di respirazione.

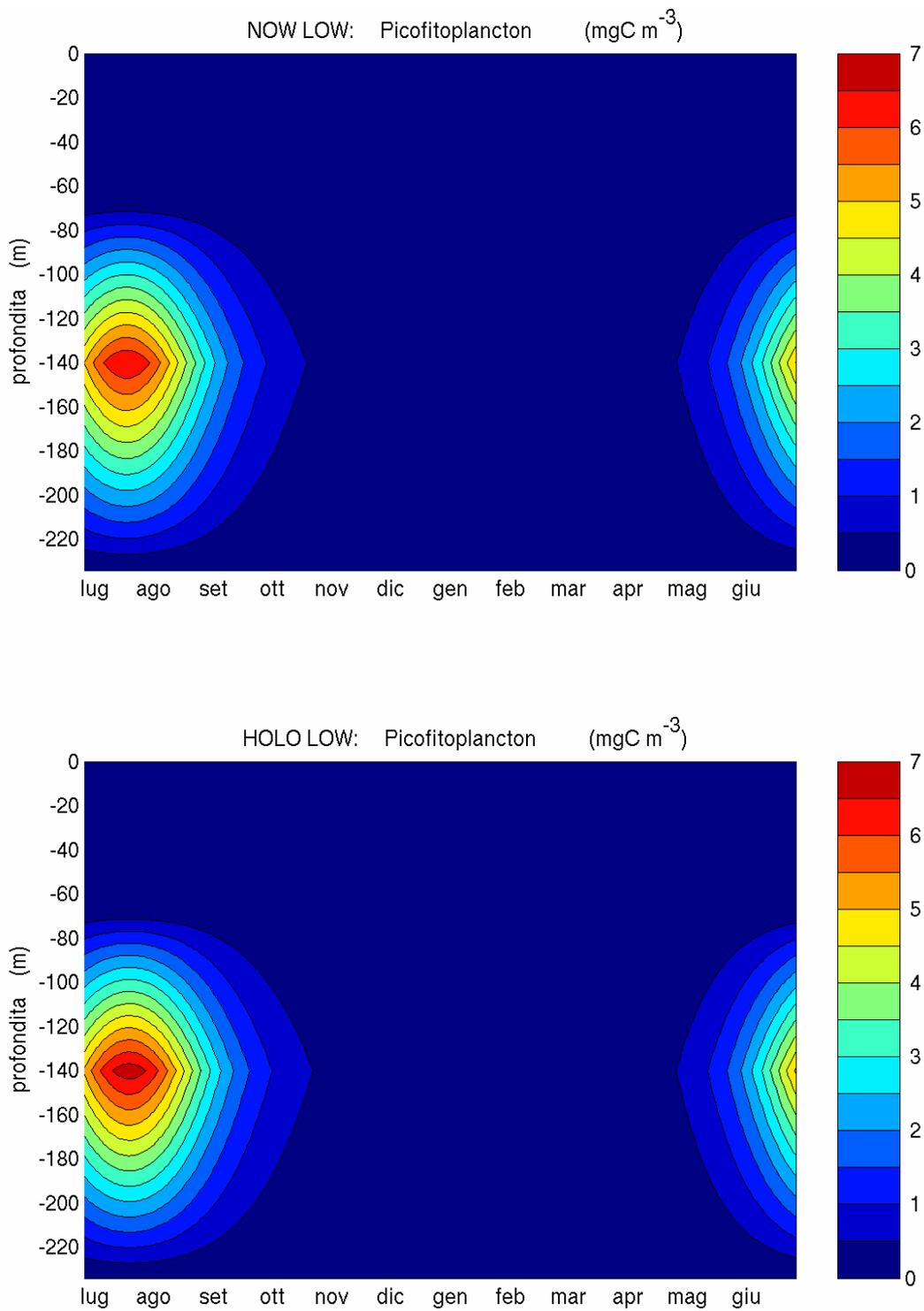


Figura 3.3: Distribuzione del picofitoplancton nella colonna d'acqua (mgC m⁻³) per gli esperimenti *Now Low* e *Holo Low* nell'anno 2001 di simulazione.

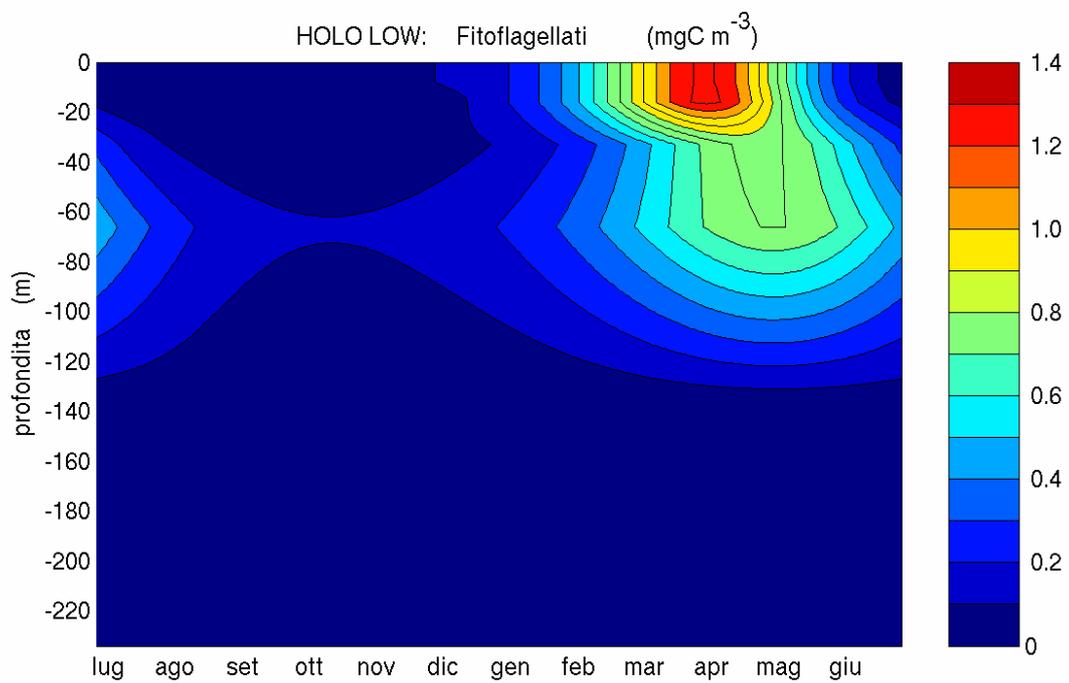
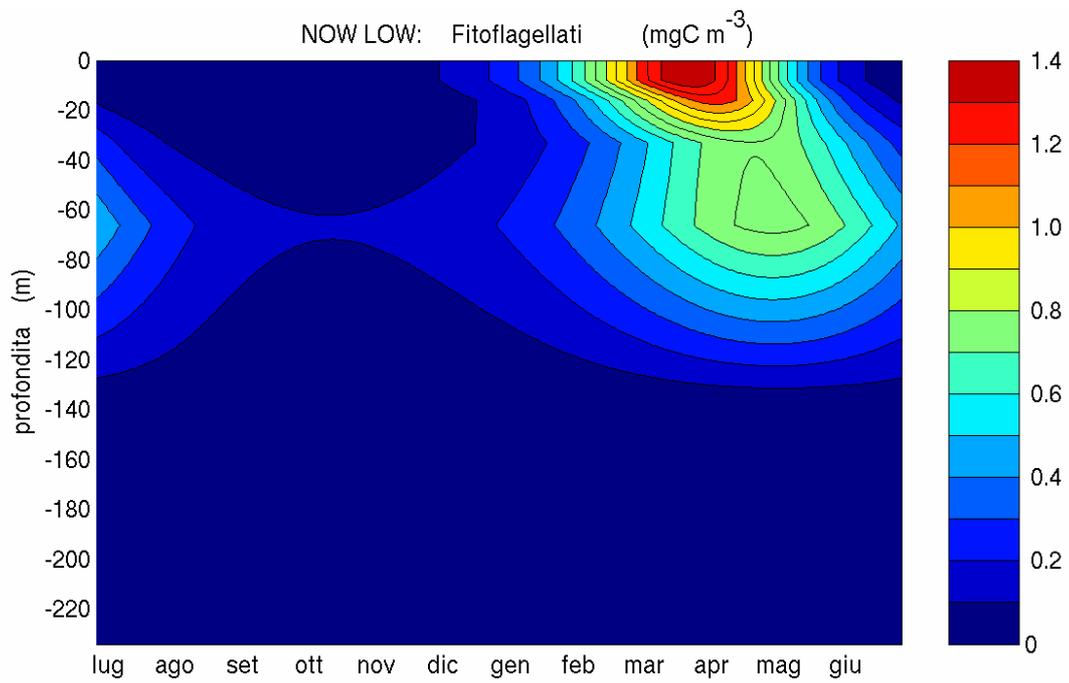


Figura 3.4: Distribuzione dei flagellati autotrofi nella colonna d'acqua (mgC m^{-3}) per gli esperimenti *Now Low* e *Holo Low* nell'anno 2001 di simulazione.

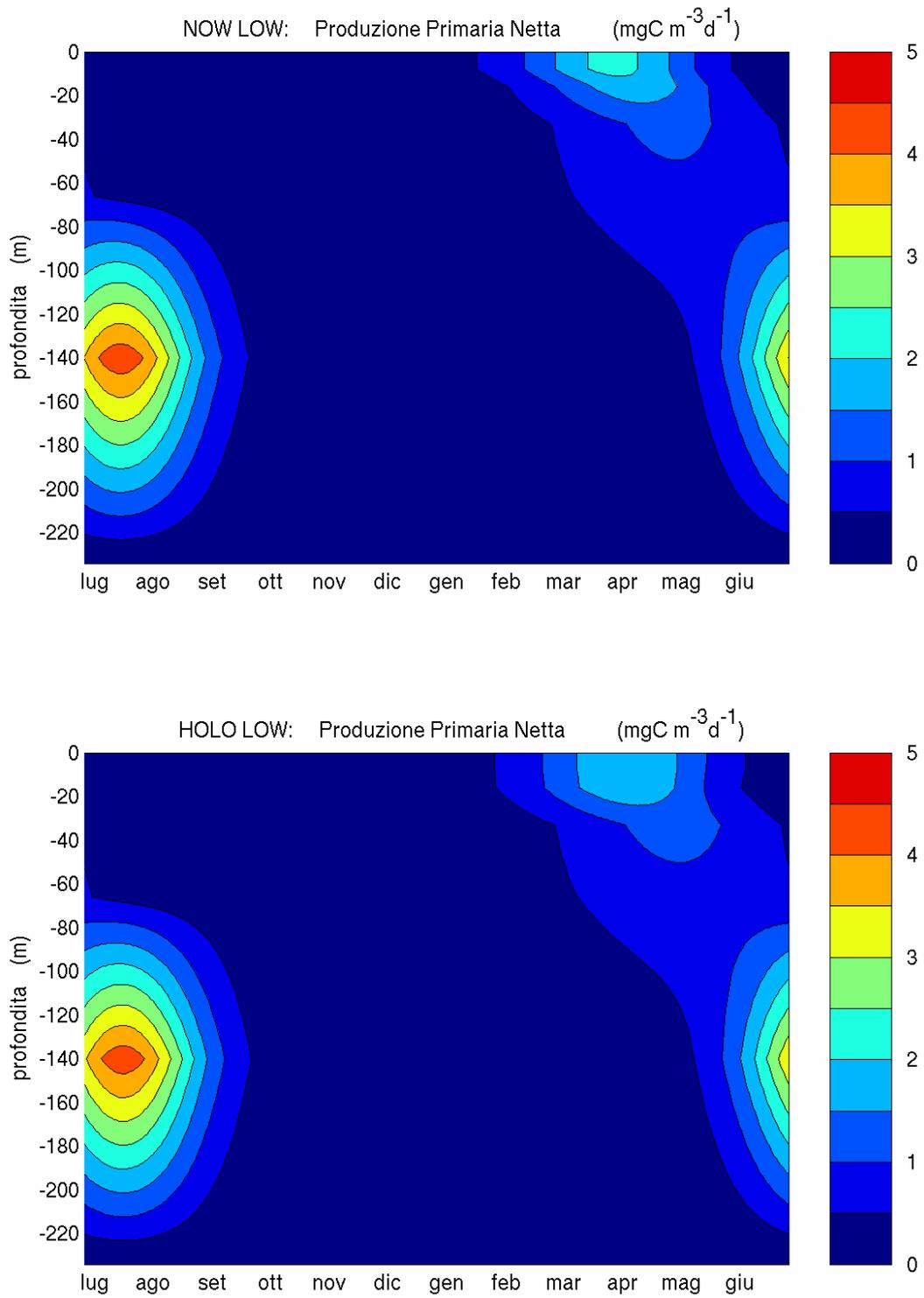


Figura 3.5: Distribuzione della produzione primaria netta totale nella colonna d'acqua ($\text{mgC m}^{-3} \text{d}^{-1}$) per gli esperimenti *Now Low* e *Holo Low* nell'anno 2001 di simulazione.

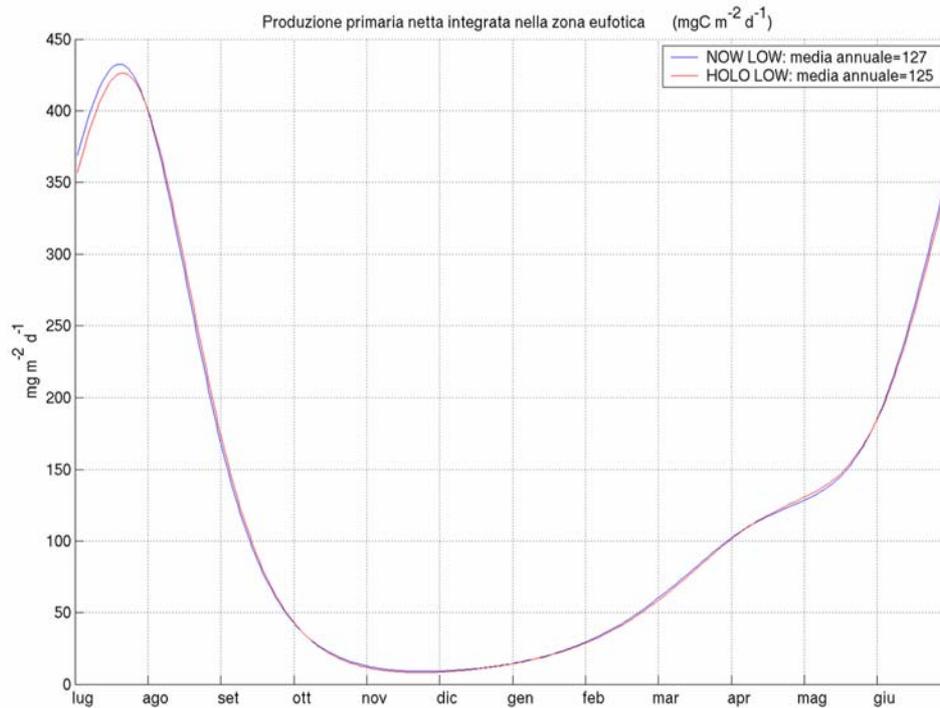


Figura 3.6: Andamento della produttività primaria netta totale integrata nella zona eufotica (mgC m⁻² d⁻¹) per gli esperimenti *Now Low* e *Holo Lo* nell'anno 2001 di simulazione *w*.

L'andamento della produzione primaria netta (mgC m⁻³ d⁻¹) nella colonna d'acqua è mostrato nella figura 3.5, e riflette molto bene la distribuzione della clorofilla-*a*, segno che le zone di maggior biomassa fitoplanctonica corrispondono anche a zone di maggiore produzione primaria; il picco di produttività coincide con il *DCM* ed è dovuto esclusivamente al picofitoplancton.

La figura 3.6 mostra i valori di produttività primaria netta integrati nella zona eufotica, calcolata come zona in cui la produzione primaria lorda eccede la respirazione fitoplanctonica. Le due simulazioni *Now Low* e *Holo Low* appaiono complessivamente molto simili e mostrano i massimi valori di produttività nel periodo estivo, mentre i valori minimi sono riprodotti nel periodo tardo autunnale-invernale.

Il valore medio annuale della produttività primaria netta (125 mgC m⁻² d⁻¹ circa per entrambe le simulazioni) consente di identificare le condizioni di ecosistema

simulate da entrambi gli esperimenti come oligotrofiche (Ryther, 1969; Nixon, 1995).

La catena microbica e il detrito organico particolato

Il consumo della materia organica prodotta dalla crescita fitoplanctonica nel modello è attuata solo dalla componente batterica in quanto le concentrazioni relativamente basse del fitoplancton nelle condizioni oligotrofiche simulate non consentono lo sviluppo di concentrazioni apprezzabili dei gruppi zooplanctonici previsti dal modello.

La biomassa batterica (mgC m^{-3}), mostrata in figura 3.7, è più alta rispetto alla biomassa complessiva del fitoplancton e presenta nei due esperimenti le massime concentrazioni alle profondità del *DCM* durante i mesi estivi e autunnali, con un ritardo nel periodo di picco di circa un mese rispetto al massimo sviluppo del picofitoplancton, inoltre si osserva una crescita superficiale di minore entità nei mesi primaverili in corrispondenza alla fioritura dei fitoflagellati.

Le condizioni di limitazione da nutrienti a cui è soggetto il fitoplancton, in particolar modo nel periodo che segue la massima fioritura, determinano infatti l'escrezione di una frazione consistente del carbonio organico fissato nei processi di fotosintesi, che diventa il principale substrato di crescita della componente batterica. Il carbonio organico particolato (mgC m^{-3}), mostrato in figura 3.8, segue un andamento stagionale che presenta i massimi valori nel periodo estivo ed autunnale nuovamente in corrispondenza del *DCM*, con un ritardo di circa un mese e una maggiore durata rispetto alla massima fioritura fitoplanctonica.

Come già osservato per il caso dei produttori primari, anche per la distribuzione dei batteri pelagici e del detrito organico particolato le differenze fra gli esperimenti *Now Low* e *Holo Low* sono trascurabili.

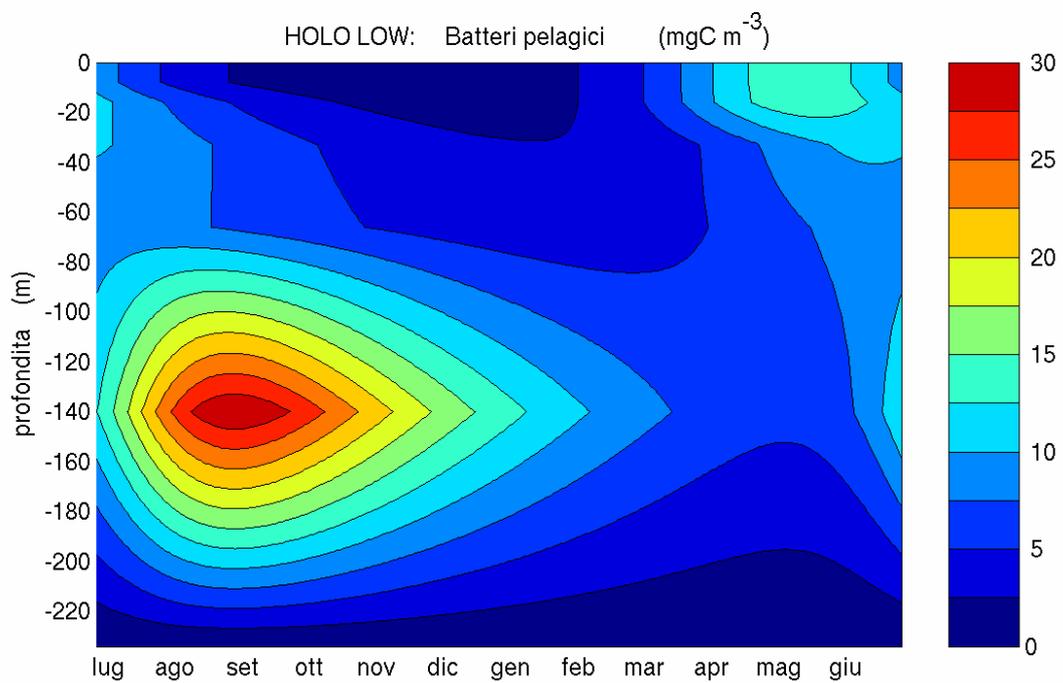
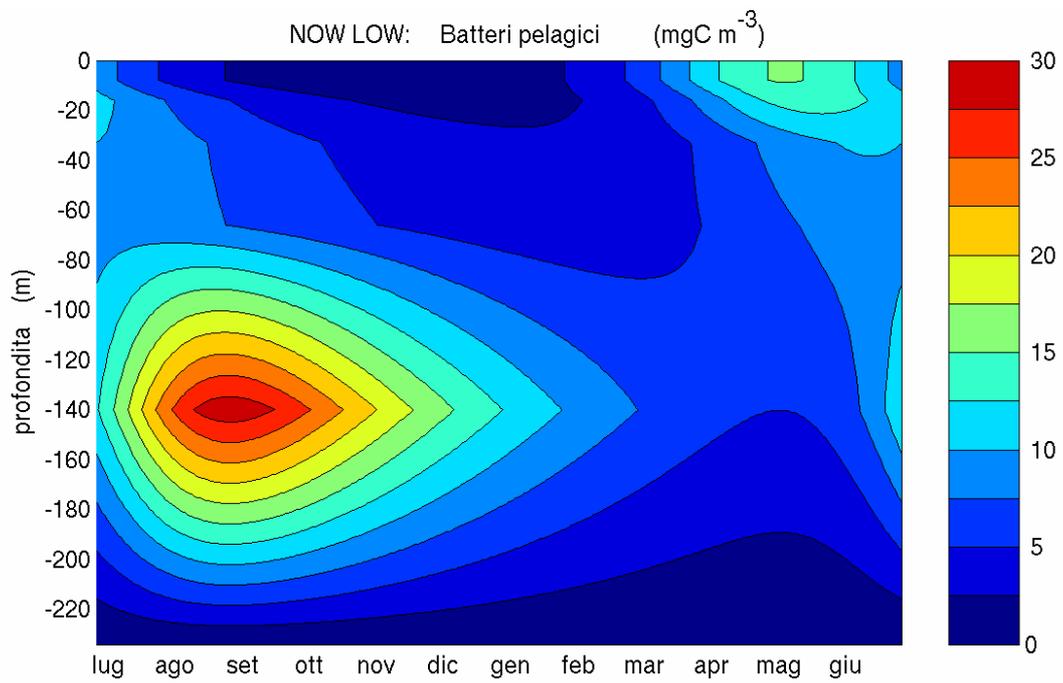


Figura 3.7: Distribuzione dei batteri pelagici nella colonna d'acqua (mgC m^{-3}) per gli esperimenti *Now Low* e *Holo Low* nell'anno 2001 di simulazione.

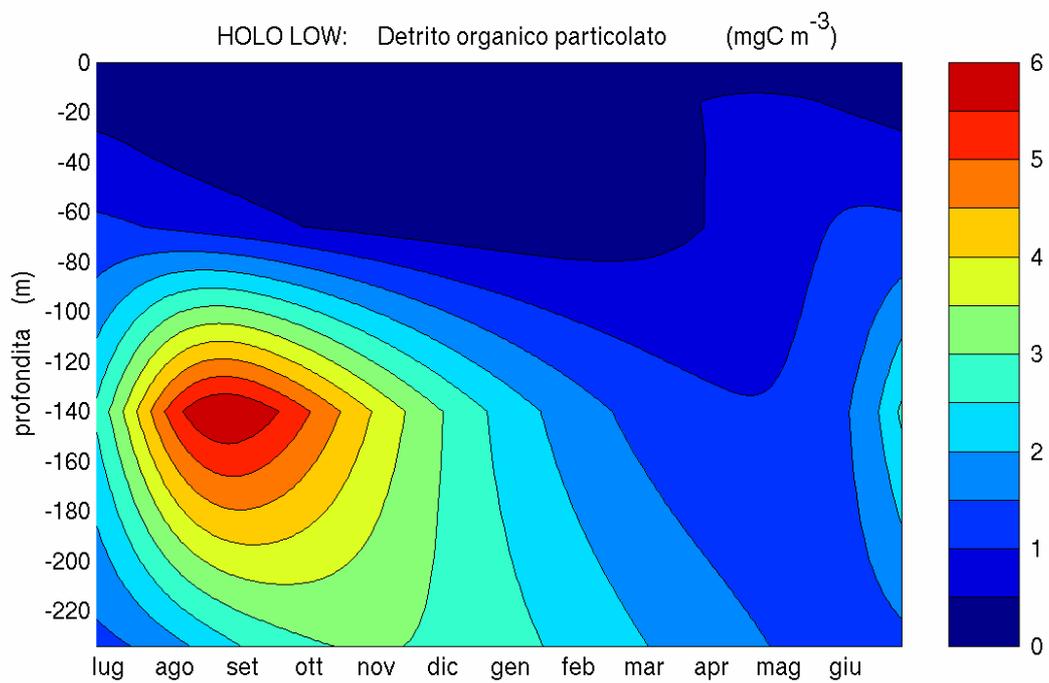
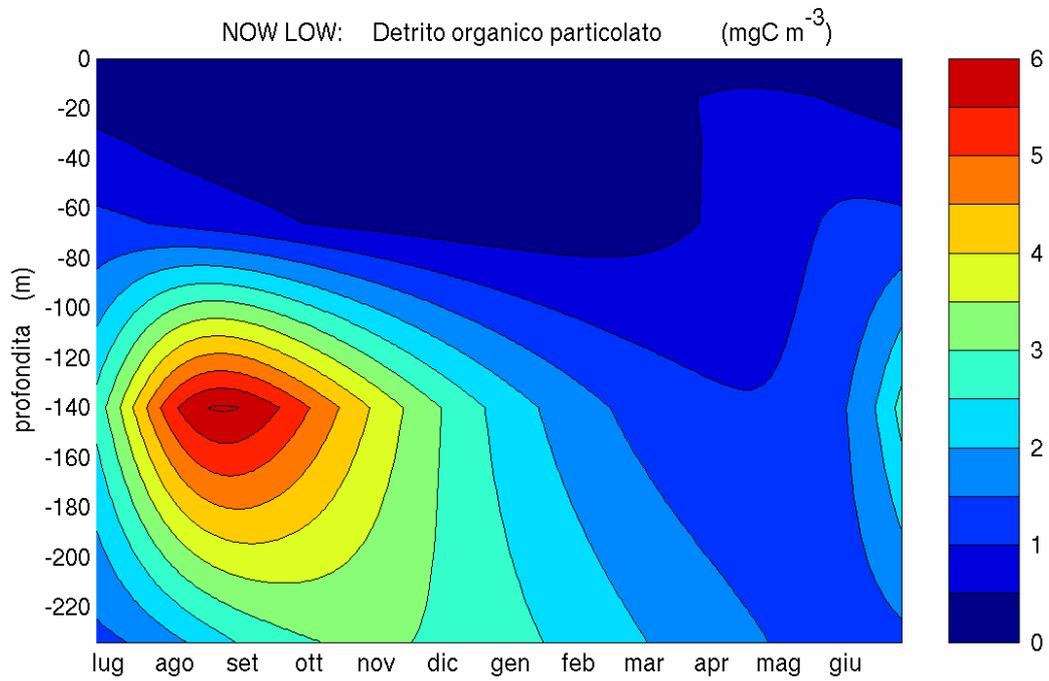


Figura 3.8: Distribuzione carbonio organico particolato nella colonna d'acqua (mgC m^{-3}) per gli esperimenti *Now Low* e *Holo Low* nell'anno 2001 di simulazione.

3.1.2 Risultati per l'ecosistema in condizioni di nutrienti elevati (esperimenti *Now High* e *Holo High*)

In questa sezione sono presentati i risultati per l'ecosistema riprodotto nei due esperimenti *Now High* e *Holo High*, entrambi caratterizzati da concentrazioni dei nutrienti superficiali tipiche di zone costiere soggette ad elevati apporti fluviali, ma differenti nelle caratteristiche fisiche e di riventilazione della colonna d'acqua.

In particolare l'esperimento *Holo High* è indicativo delle condizioni ipotizzate per l'Optimum Climaticum.

Il fitoplancton e la produzione primaria

Entrambi gli esperimenti riproducono un ecosistema tipico di zone fortemente eutrofiche, in cui sono riprodotte tutte le componenti ecologiche previste dal modello pelagico.

L'andamento della clorofilla-a (mg m^{-3}) nella colonna d'acqua è mostrato nella figura 3.9: nelle due simulazioni vengono raggiunti valori di punta notevoli, caratteristici di zone costiere ad elevata produttività primaria, inoltre per entrambi gli esperimenti la presenza del fitoplancton è limitata a una profondità non superiore ai 70 m circa.

L'esperimento *Now High* è contraddistinto da una fioritura planctonica superficiale (0-20 m circa) nel periodo invernale, seguita da una fioritura sottosuperficiale (10 – 30 m) di maggiore intensità che caratterizza tutto il periodo primaverile, durante il quale si osservano i valori di picco, e quello estivo.

La distribuzione della clorofilla-a nell'esperimento *Holo High* è invece caratterizzata da un massimo invernale, localizzato a profondità comprese fra 10 e 30 m circa, mentre alti valori vengono mantenuti per tutto il periodo primaverile.

La figura 3.10 mostra l'andamento temporale della clorofilla-a integrata nella zona eufotica per le due simulazioni.

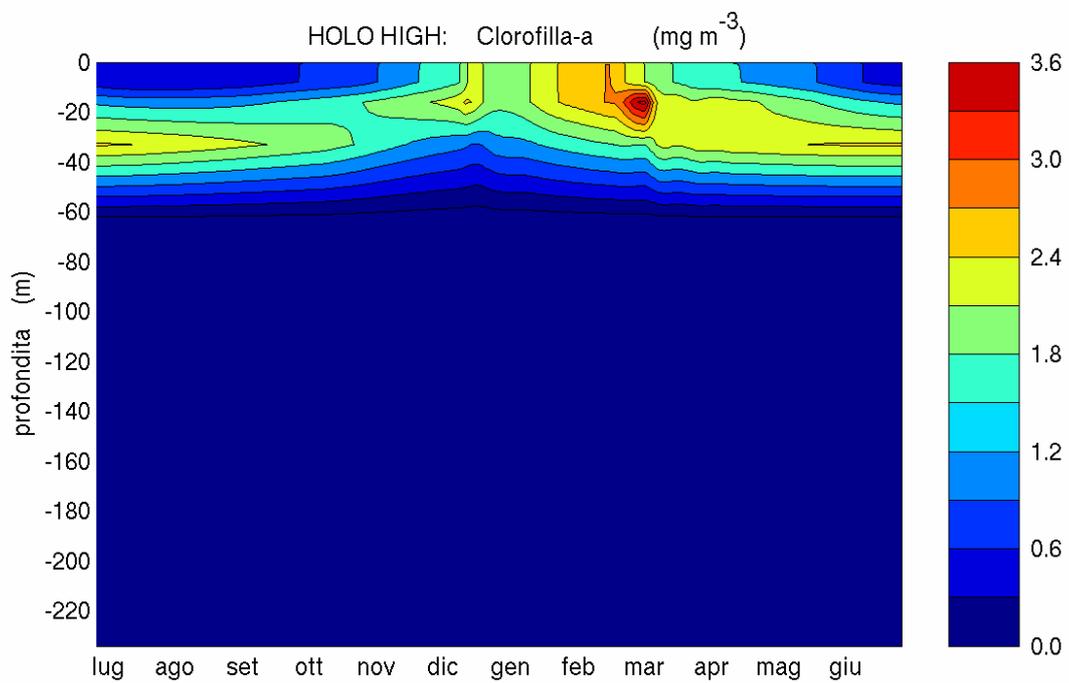
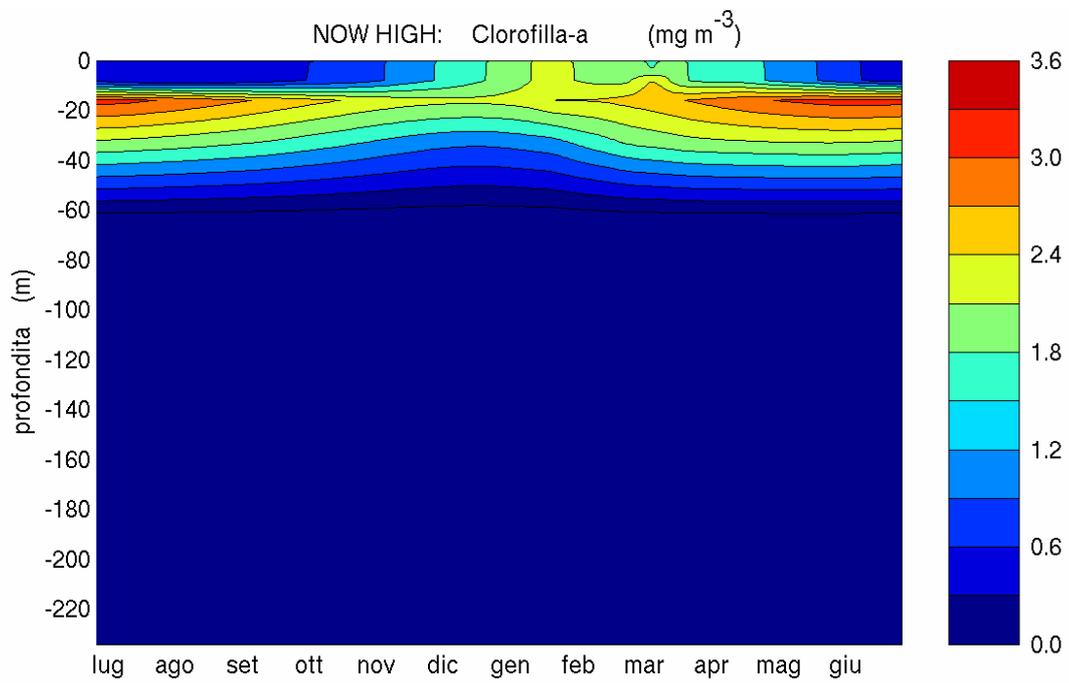


Figura 3.9: Distribuzione della clorofilla-a nella colonna d'acqua (mg m^{-3}) per gli esperimenti *Now High* e *Holo High* nell'anno 2001 di simulazione.

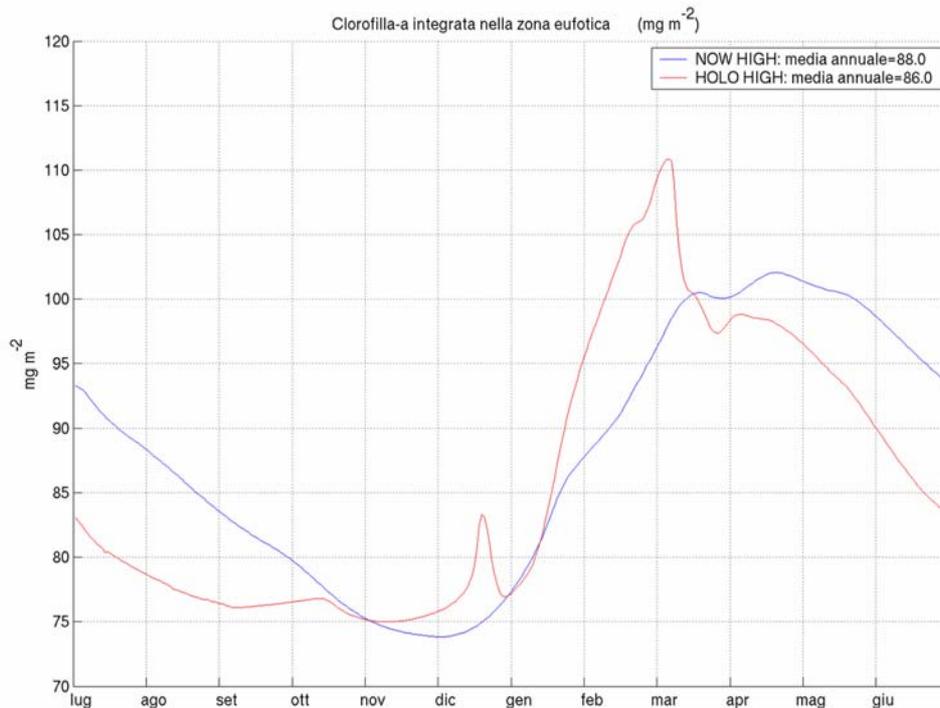


Figura 3.10: Andamento della clorofilla-a integrata nella zona eufotica ($\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$) per gli esperimenti *Now High* e *Holo High* nell'anno 2001 di simulazione.

La simulazione per l'Optimum Climaticum presenta il valore più alto di clorofilla integrata nel periodo tardo invernale, mentre la simulazione con le condizioni fisiche attuali (*Now High*), che nel complesso è caratterizzata dalla media annuale maggiore, mostra il massimo valore ritardato al periodo primaverile.

Le figure 3.11, 3.12 e 3.13 mostrano la distribuzione spaziale e temporale dei diversi gruppi fitoplanctonici (mg m^{-3}) per le due simulazioni.

Il gruppo dominante è in entrambi i casi quello del picofitoplancton (figura 3.13), responsabile degli alti valori di clorofilla-a durante i mesi primaverili, distribuito più superficialmente e in quantità maggiore nell'esperimento *Now High*.

I fitoflagellati (figura 3.12) si distribuiscono per entrambe le simulazioni in maniera analoga al picofitoplancton, pur contribuendo in misura sensibilmente minore alla biomassa fitoplanctonica complessiva.

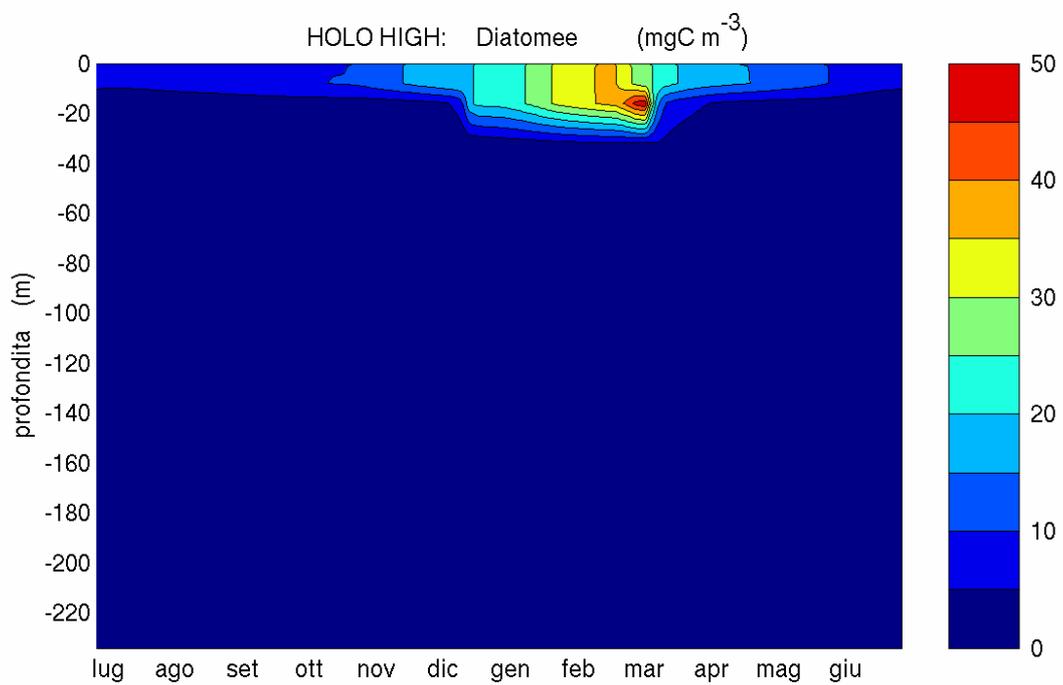
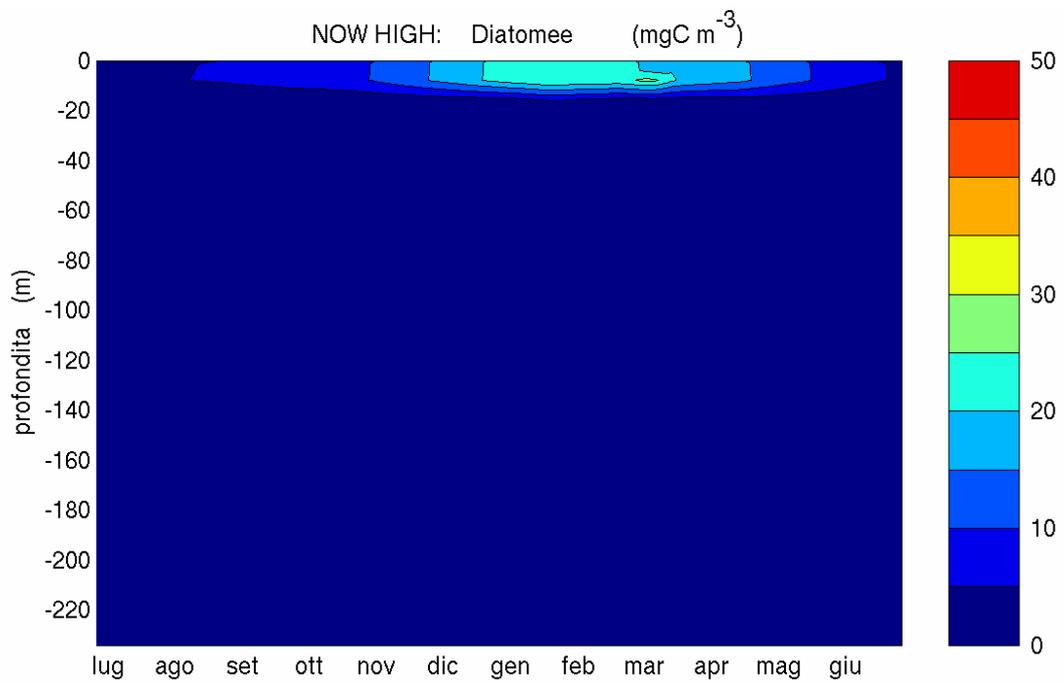


Figura 3.11: Distribuzione delle diatomee nella colonna d'acqua (mgC m⁻³) per gli esperimenti *Now High* e *Holo High* nell'anno 2001 di simulazione.

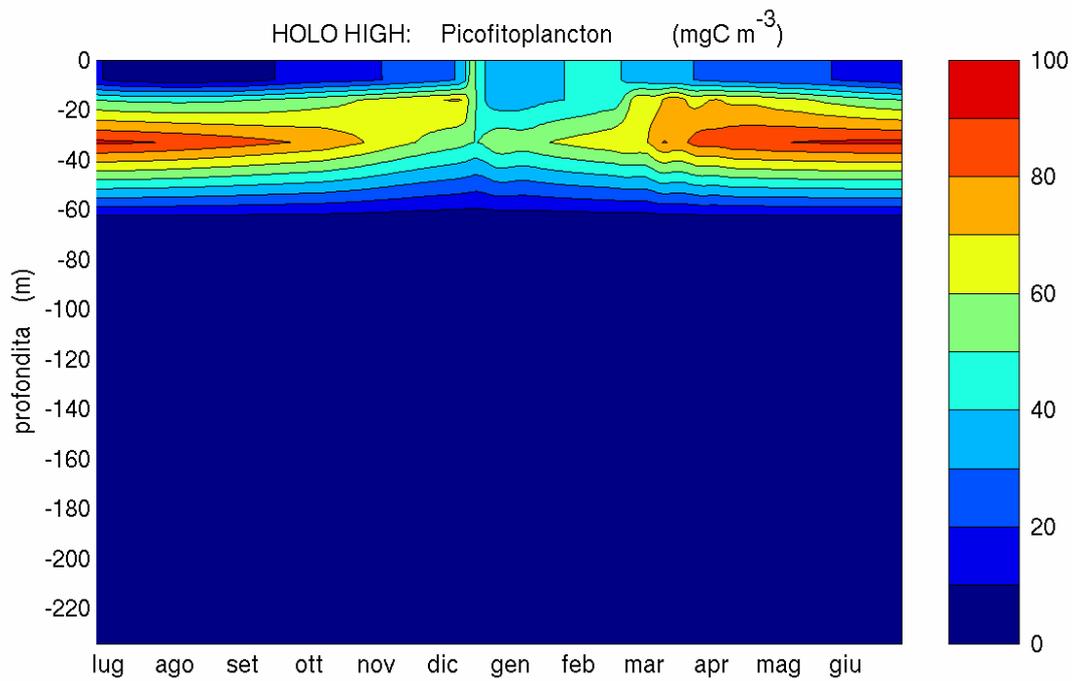
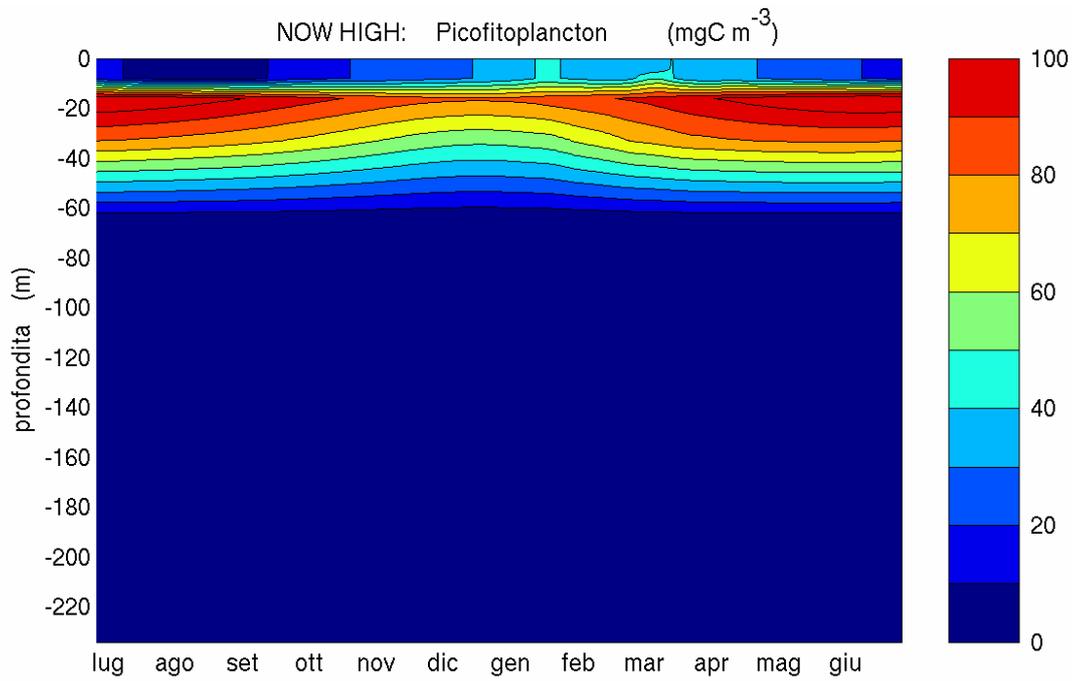


Figura 3.12: Distribuzione del picofitoplancton nella colonna d'acqua (mgC m^{-3}) per gli esperimenti *Now High* e *Holo High* nell'anno 2001 di simulazione.

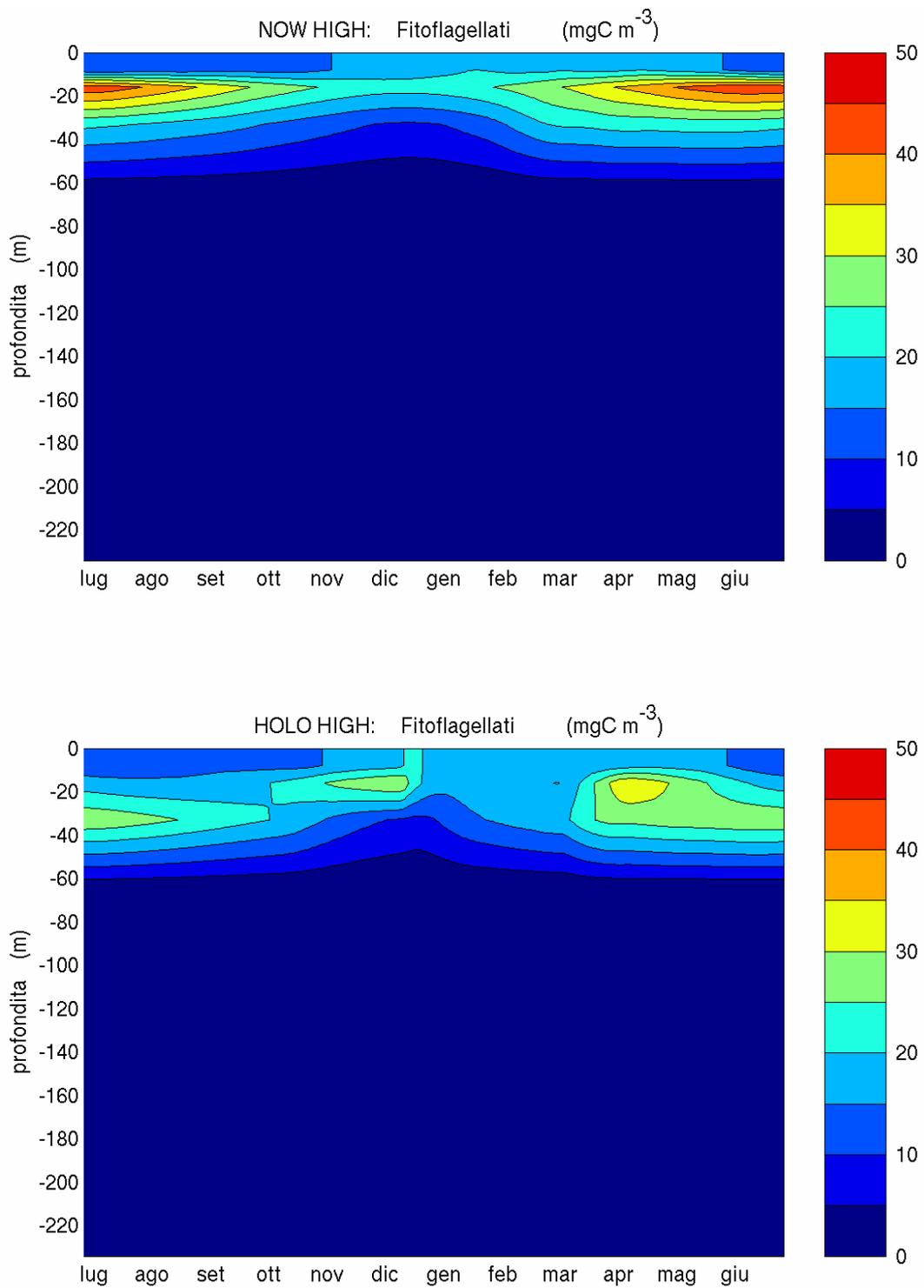


Figura 3.13: Distribuzione dei flagellati autotrofi nella colonna d'acqua (mgC m^{-3}) per gli esperimenti *Now High* e *Holo High* nell'anno 2001 di simulazione.

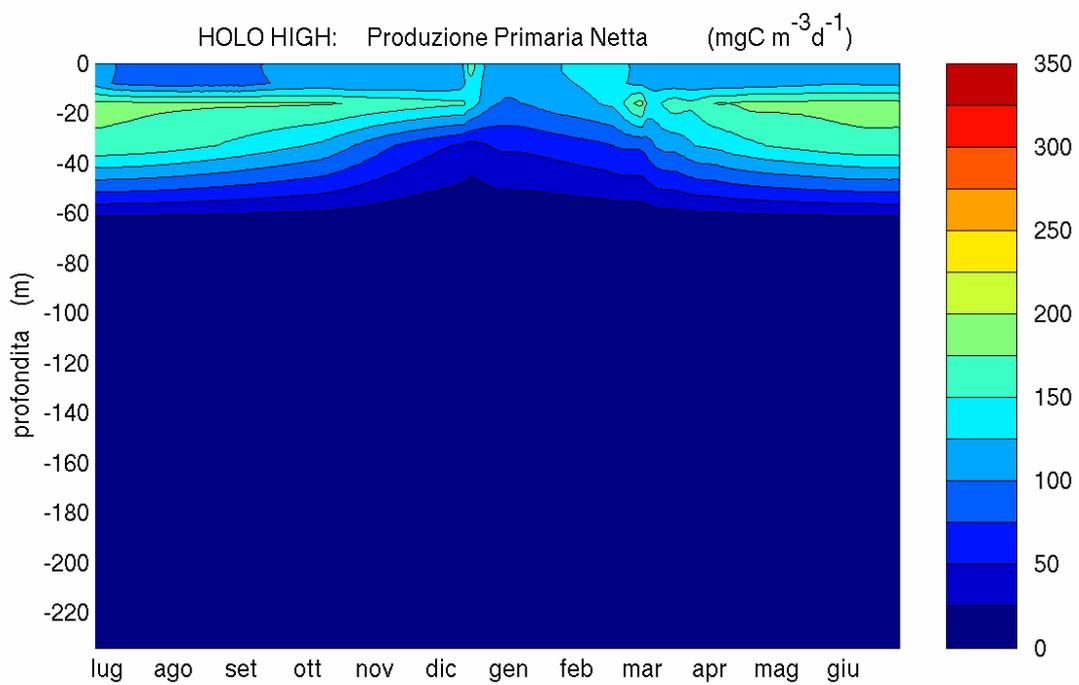
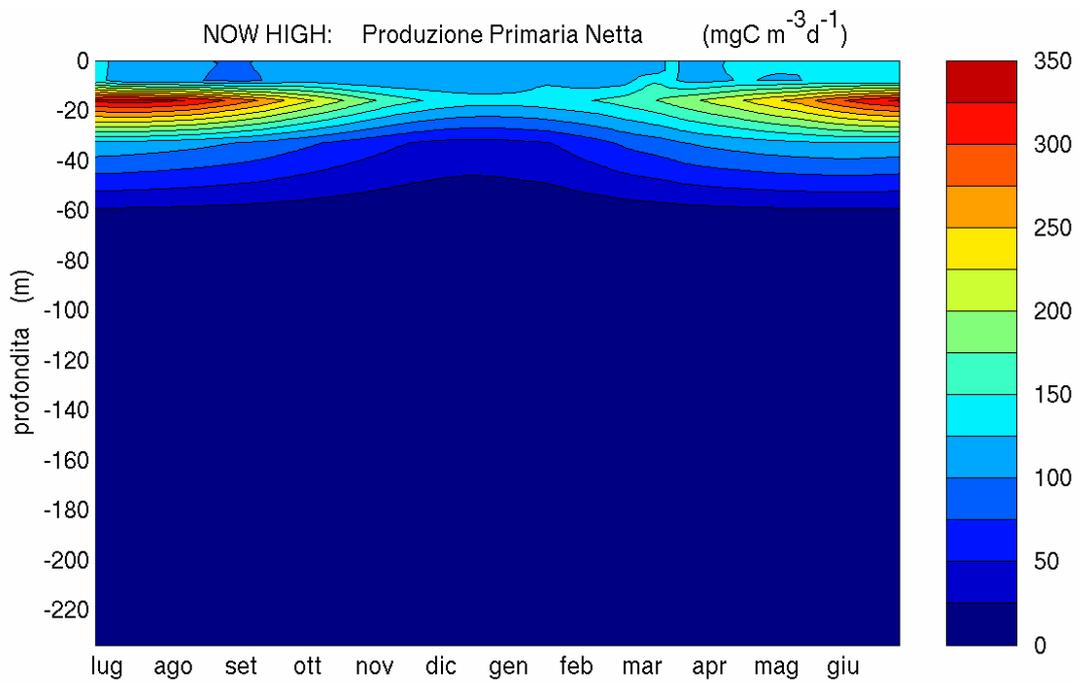


Figura 3.14: Distribuzione della produzione primaria netta totale nella colonna d'acqua (mgC m^{-3}) per gli esperimenti *Now High* e *Holo High* nell'anno 2001 di simulazione.

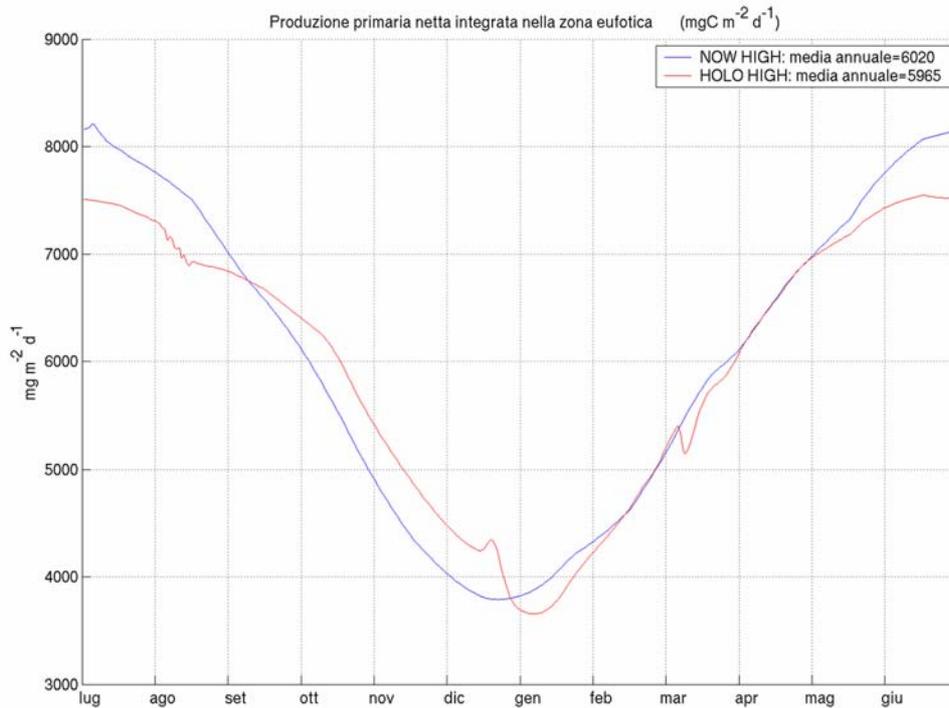


Figura 3.15: Andamento della produttività primaria netta totale integrata nella zona eufotica ($\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$) per gli esperimenti *Now High* e *Holo High* nell'anno 2001 di simulazione.

Infine le diatomee (figura 3.11), responsabili delle fioriture superficiali nel periodo tardo invernale, sono presenti in maggiore concentrazione e con una distribuzione verticale più ampia nella simulazione per l'Optimum Climaticum.

La presenza delle diatomee, assenti nelle simulazioni *Now Low* e *Holo Low*, è dovuta al maggior apporto di nutrienti superficiali, in particolare di silicati; inoltre il loro sviluppo appare favorito dalle condizioni fisiche imposte nella paleosimulazione.

Le figure 3.14 e 3.15 mostrano rispettivamente la distribuzione nella colonna d'acqua della produttività primaria netta e il suo valore integrato lungo la zona eufotica.

Per entrambe le simulazioni la produttività primaria presenta un marcato ciclo stagionale raggiungendo i valori più elevati durante il periodo primaverile ed estivo; mentre l'esperimento *Now High* presenta i valori di produzione massimi concentrati

nella fascia tra 10 e 30 m di profondità, l'esperimento *Holo High* mostra una distribuzione più uniforme con la profondità; nel complesso l'andamento temporale della produttività integrata nella zona eufotica è simile per le due simulazioni, con valori estivi maggiori per l'esperimento *Now High*.

La catena microbica e il detrito organico particolato

La catena microbica è rappresentata negli esperimenti *Now High* e *Holo High* da mesozooplankton, microzooplankton, flagellati eterotrofi e batteri pelagici (mgC m^{-3}), mostrati nelle figure 3.16 – 3.19.

La distribuzione dello zooplankton segue efficacemente la distribuzione delle prede (fitoplancton e batteri); il mesozooplankton e il microzooplankton sono i gruppi di produttori secondari più consistenti in termini di biomassa totale; entrambi sono presenti in maggior misura nella simulazione *Now High* e mostrano le concentrazioni massime a profondità più superficiali (10-30 m) rispetto alla simulazione *Holo High* (20-40 m).

I flagellati eterotrofi mostrano una distribuzione sottosuperficiale analoga a quella degli altri gruppi zooplanctonici e una maggiore concentrazione nei primi metri di profondità durante il periodo di fioritura invernale del fitoplancton.

I batteri pelagici infine mostrano una concentrazione elevata non solo nelle prime decine di metri di profondità ma anche al di sotto della zona eufotica. I massimi valori si raggiungono in superficie, dove è particolarmente alta la produzione totale di carbonio organico disciolto, non solo da parte del fitoplancton ma anche da parte dello zooplankton; inoltre la presenza in profondità, al di sotto della zona eufotica, è garantita dalla presenza elevata di substrato nutritivo sotto forma di detrito organico particolato (figura 3.20).

Il carbonio organico particolato, prodotto in maggior misura nell'esperimento *Now High*, presenta le massime concentrazioni in corrispondenza dei periodi di maggiore crescita planctonica.

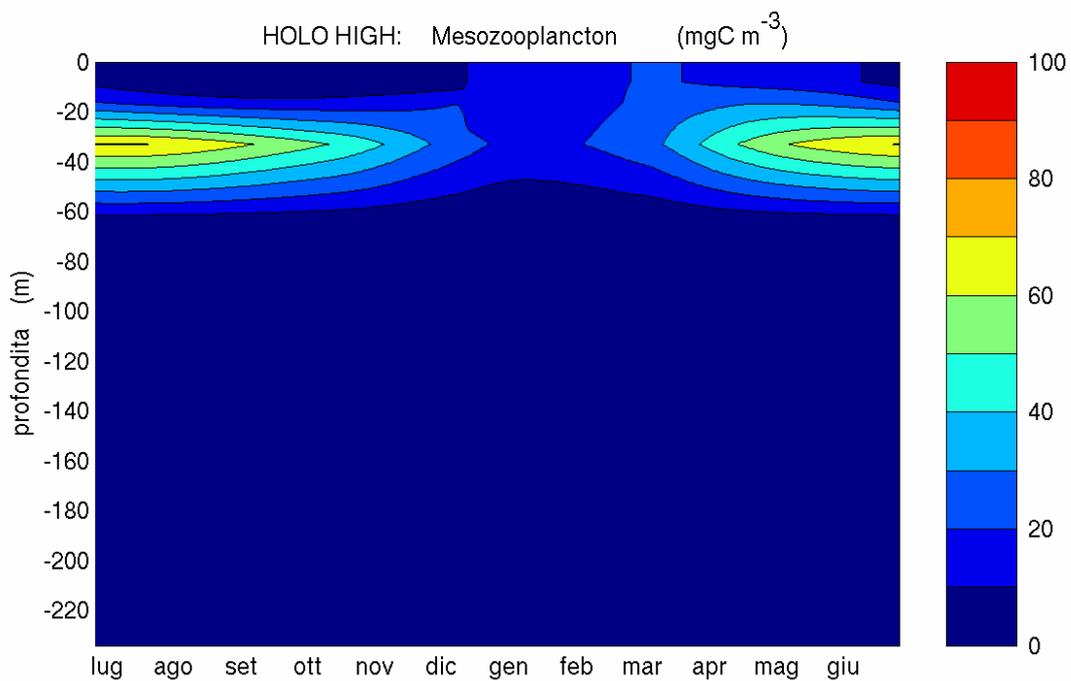
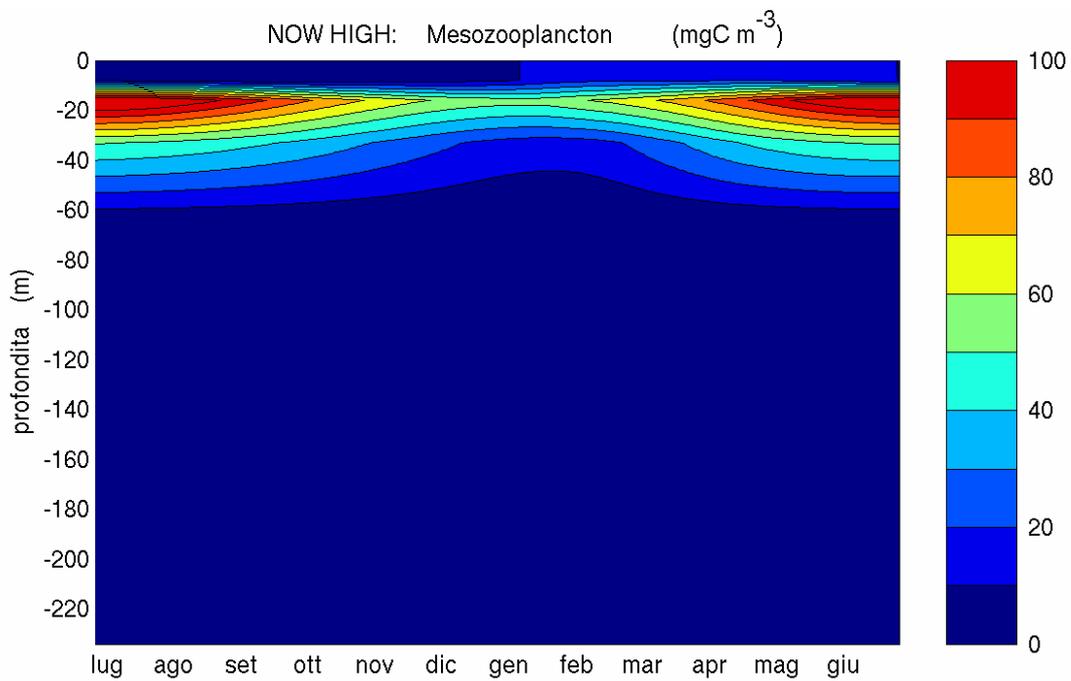


Figura 3.16: Distribuzione del mesozooplankton nella colonna d'acqua (mgC m^{-3}) per gli esperimenti *Now High* e *Holo High* nell'anno 2001 di simulazione.

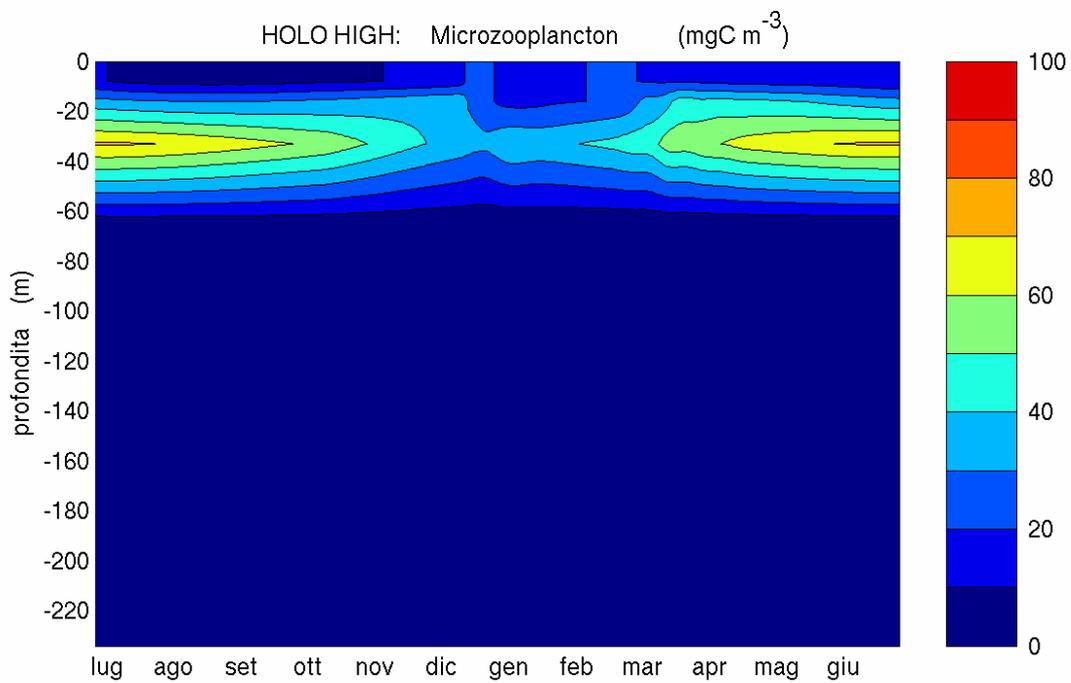
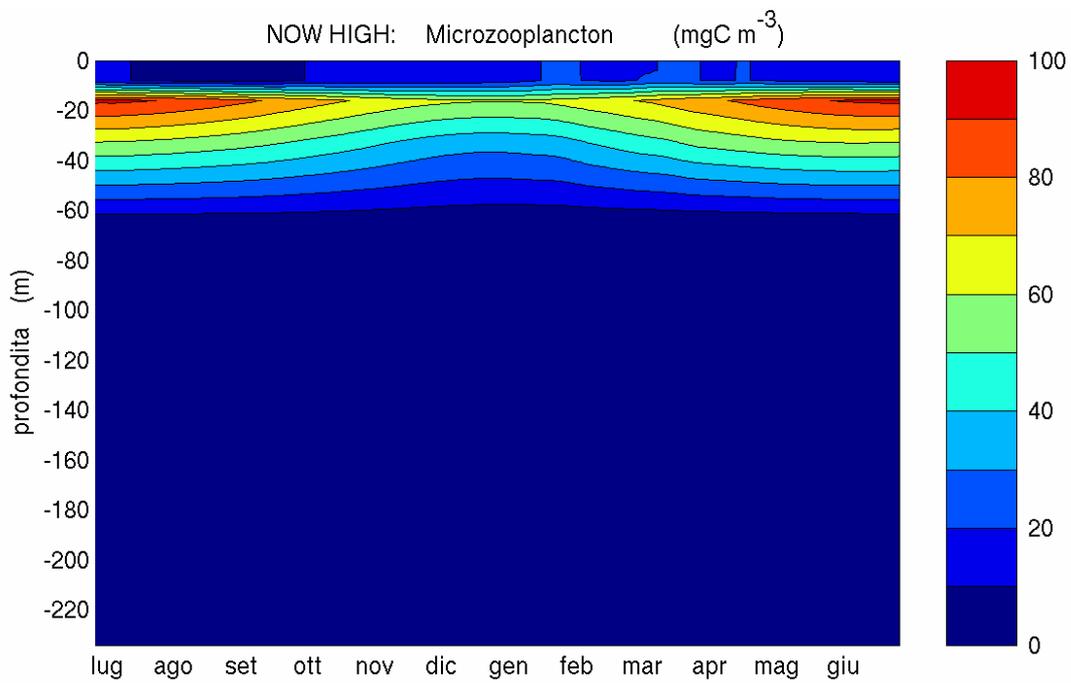


Figura 3.17: Distribuzione del microzooplancton nella colonna d'acqua (mgC m⁻³) per gli esperimenti *Now High* e *Holo High* nell'anno 2001 di simulazione.

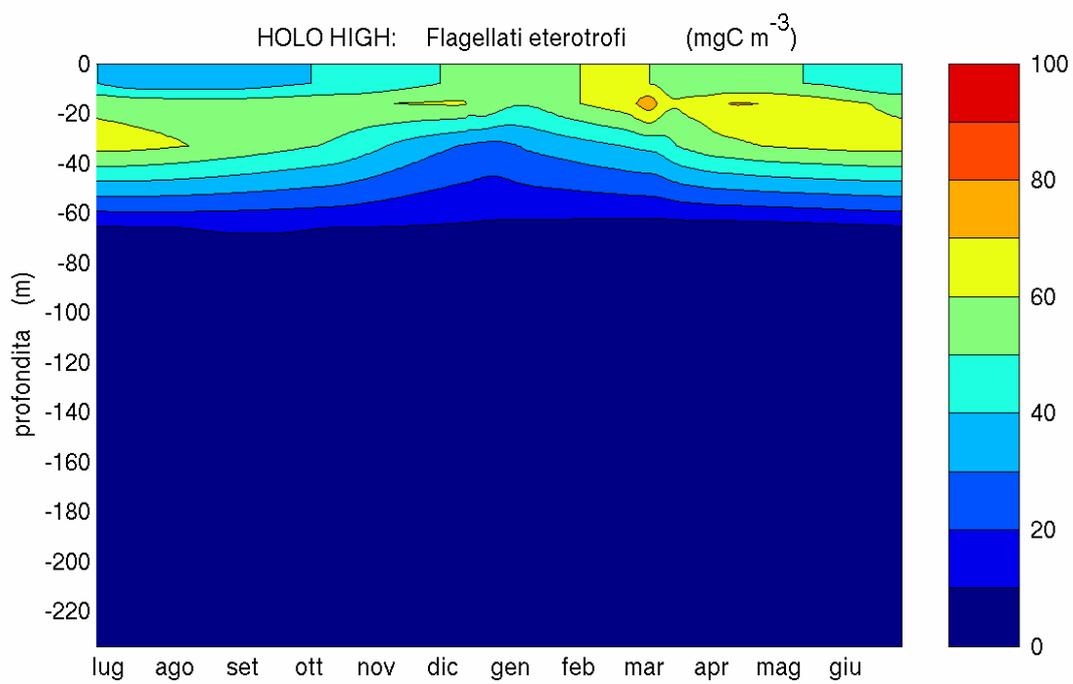
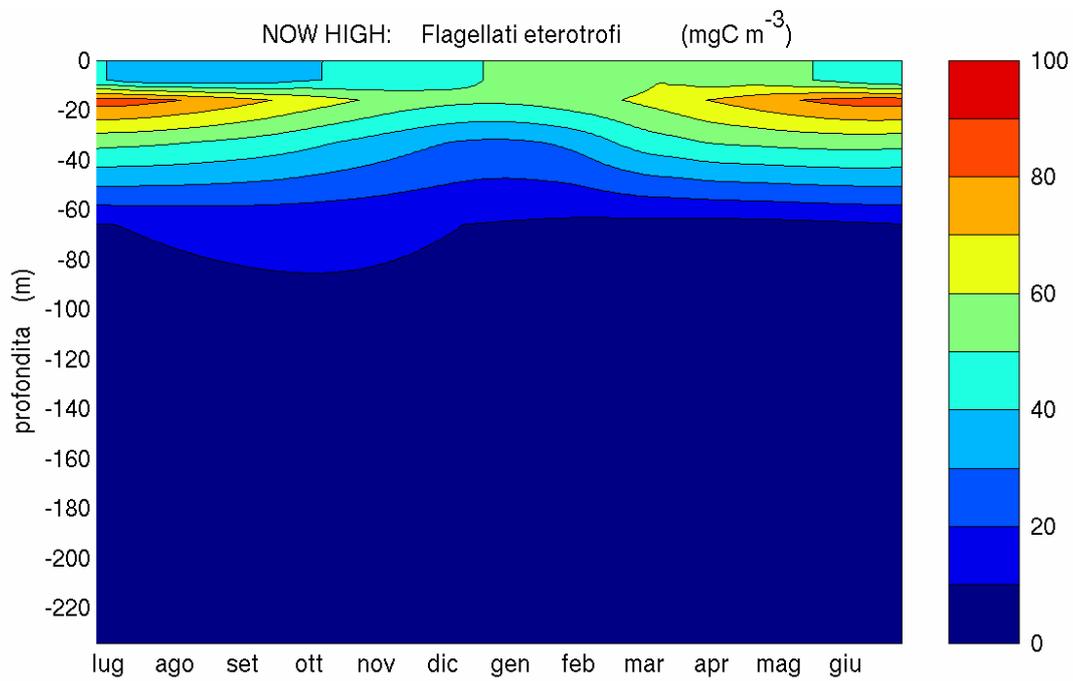


Figura 3.18: Distribuzione dei flagellati eterotrofi nella colonna d'acqua (mgC m^{-3}) per gli esperimenti *Now High* e *Holo High* nell'anno 2001 di simulazione.

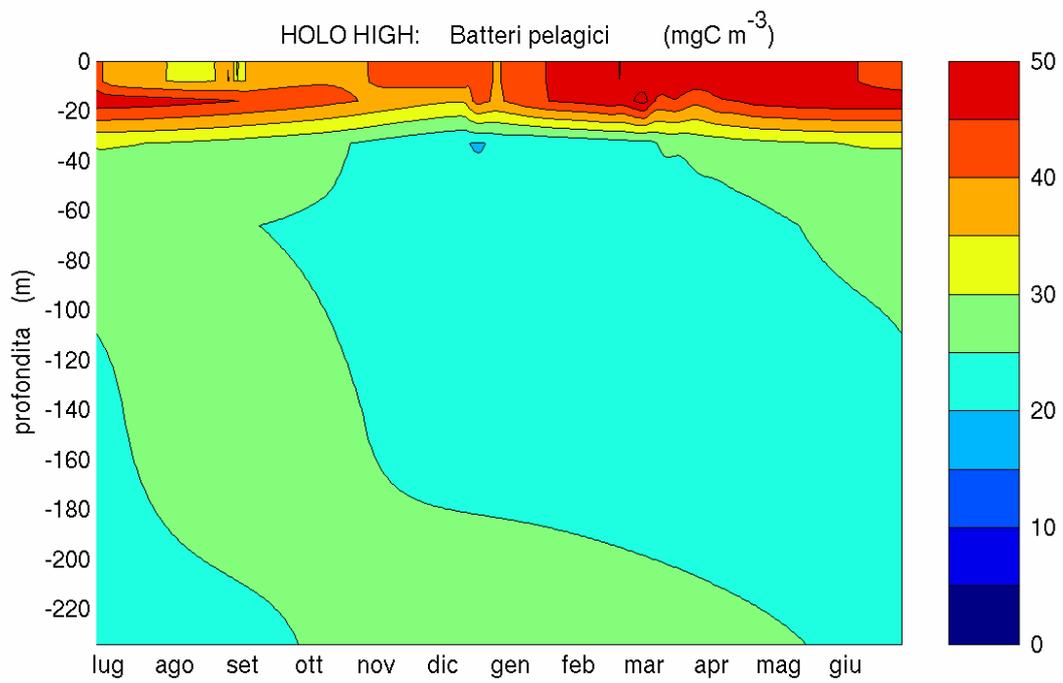
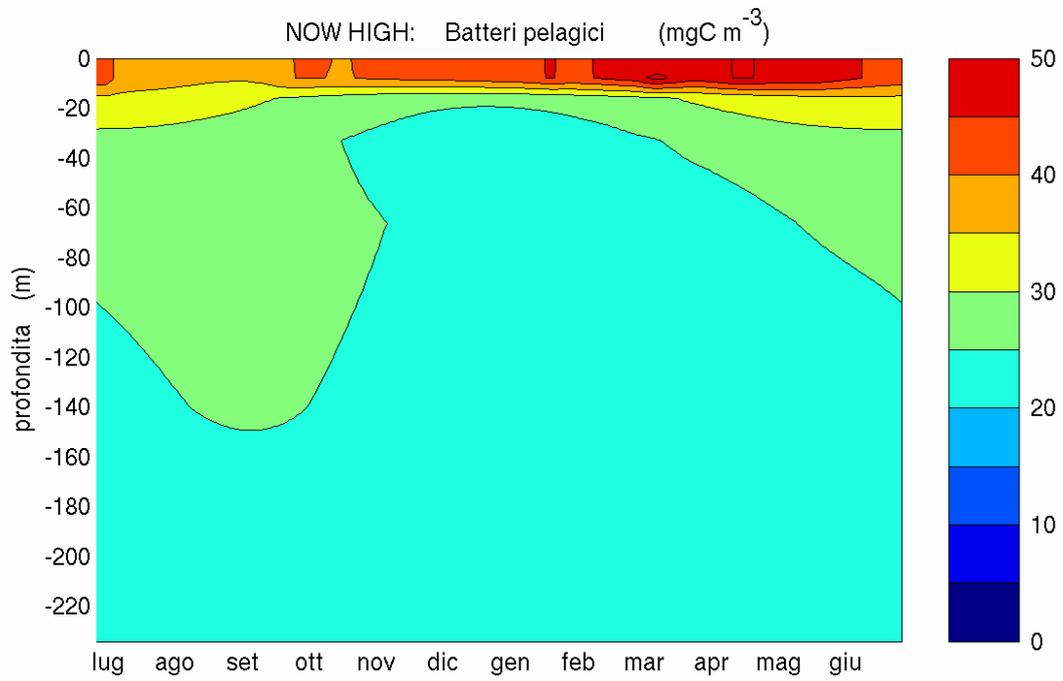


Figura 3.19: Distribuzione dei batteri pelagici nella colonna d'acqua (mgC m^{-3}) per gli esperimenti *Now High* e *Holo High* nell'anno 2001 di simulazione.

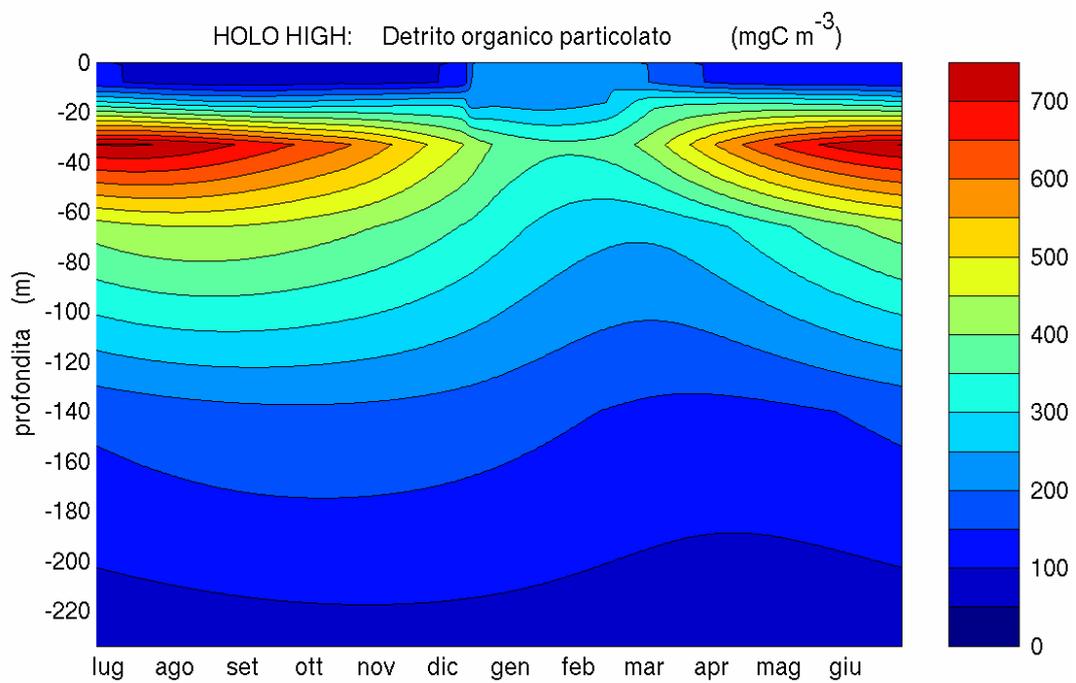
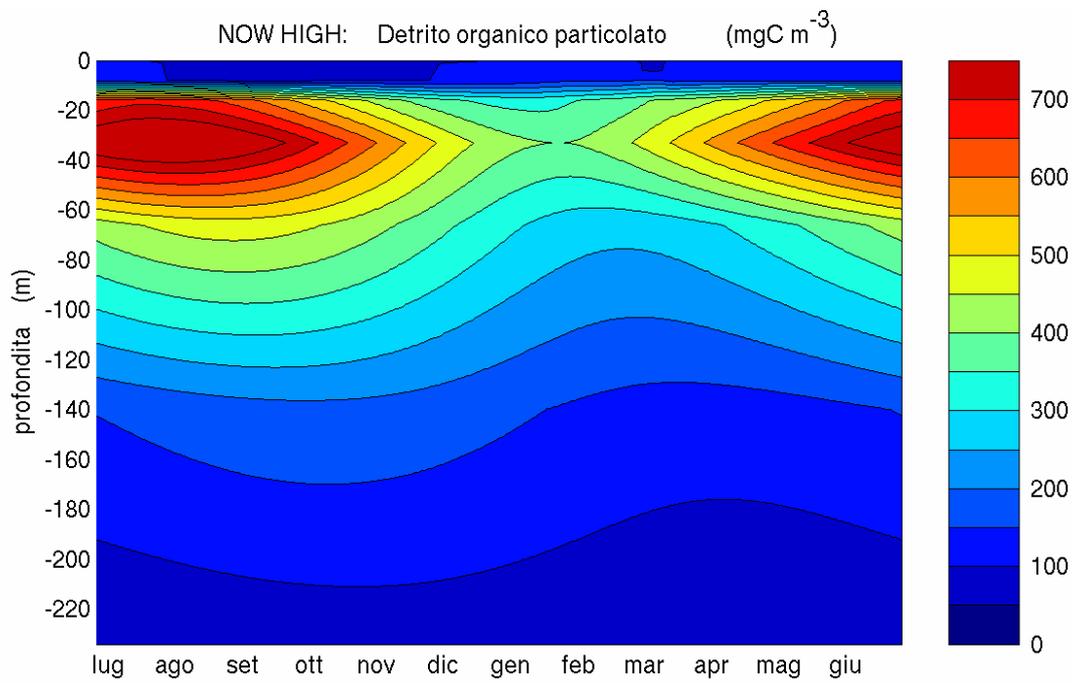


Figura 3.20: Distribuzione del carbonio organico particolato nella colonna d'acqua (mgC m^{-3}) per gli esperimenti *Now High* e *Holo High* nell'anno 2001 di simulazione.

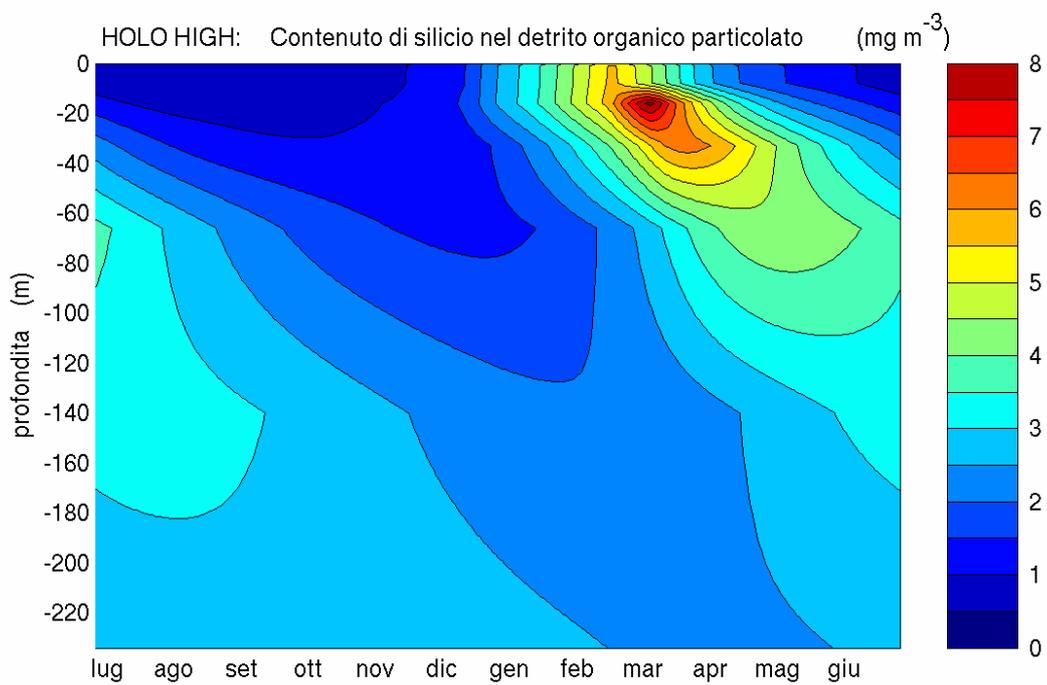
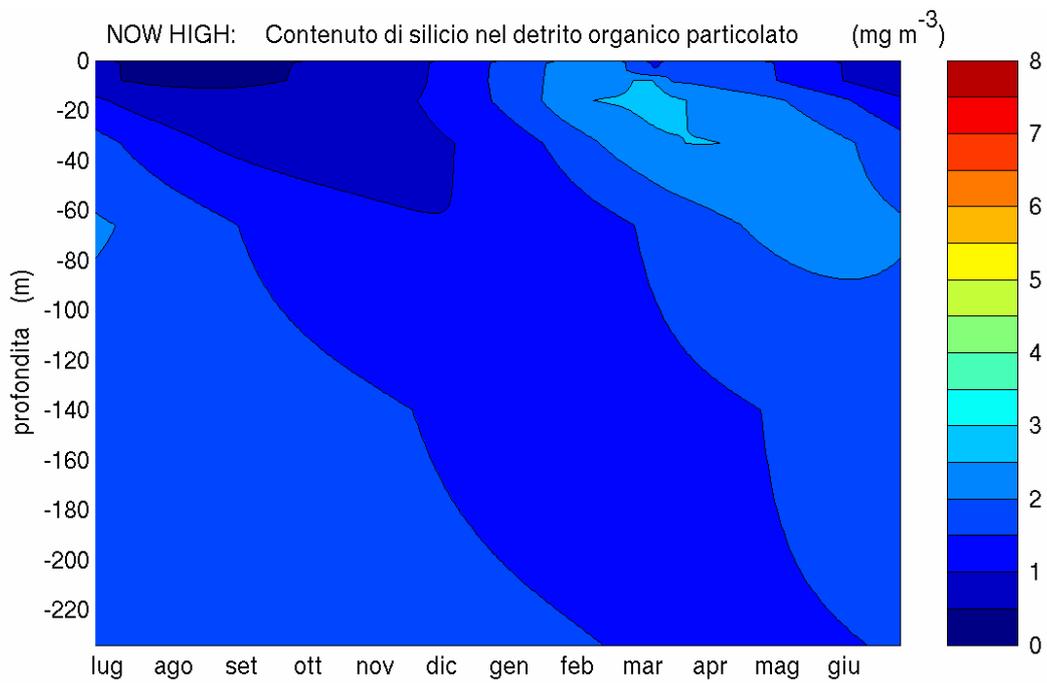


Figura 3.21: Distribuzione del contenuto di silicio del detrito organico particolato nella colonna d'acqua (mg m^{-3}) per gli esperimenti *Now High* e *Holo High* nell'anno 2001 di simulazione.

Infine la figura 3.21 mostra l'andamento della frazione silicea del detrito di natura biogenica. La sorgente di silicio particolato è localizzata nella zona in cui sono presenti le diatomee in quanto esso viene prodotto esclusivamente nei processi di mortalità di questo gruppo fitoplanctonico. La produzione e la concentrazione complessive sono superiori per la simulazione *Holo High* a testimonianza della maggiore produttività delle diatomee nelle condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum.

3.1.3 L'ossigeno disciolto

Le figure 3.22 e 3.23 mostrano l'andamento dell'ossigeno disciolto nella colonna d'acqua per i quattro esperimenti. Le figure coprono l'arco temporale di integrazione che va da 0 a 2000 anni di simulazione; l'estensione verticale comprende tutta la colonna d'acqua, dalla superficie fino al fondo, situato alla profondità di 3046 m.

Gli esperimenti *Now Low* e *Now High* mostrano un andamento uniforme dell'ossigeno per tutta la durata dell'integrazione, in questo caso infatti gli apporti laterali dovuti alla riventilazione della colonna d'acqua ne impediscono il consumo completo da parte della componente batterica come conseguenza della rimineralizzazione del detrito.

Le maggiori concentrazioni di ossigeno si osservano in prossimità della superficie, dove avvengono gli scambi con l'atmosfera e i processi di produzione da parte dei produttori primari.

L'esperimento *Holo Low* mostra la formazione e l'espansione di una zona di minimo di ossigeno disciolto al di sotto della profondità di riventilazione. Per questo esperimento non si può parlare di condizioni di anossia vera e propria ma piuttosto di condizioni disossiche in quanto la concentrazione di ossigeno non scende mai sotto il valore di 100 mmol m^{-3} .

Nella paleosimulazione per l'Optimum Climaticum (*Holo High*) si osserva infine la formazione di una zona anossica vera e propria, nella quale le concentrazioni di ossigeno scendono al di sotto della soglia di anossia pari a 4.5 mmol m^{-3} (Cramp,

O'Sullivan, 1999), che compare dopo circa un centinaio di anni dall'inizio dell'integrazione, dapprima ad una profondità di 500 m circa, alla base della zona riventilata, per poi estendersi verso il fondo che viene raggiunto in circa 1600 anni. La velocità di espansione della zona anossica risulta essere approssimativamente di 170 m ogni 100 anni.

La comparsa di condizioni anossiche è da attribuire alle diverse condizioni idrografiche della paleosimulazione, in particolare all'isolamento delle masse d'acqua profonde, rispetto all'esperimento *Now High*.

Sotto queste condizioni l'elevato apporto di detrito organico che sedimenta dalla zona eufotica determina il consumo completo dell'ossigeno disciolto nelle masse d'acqua profonde ad opera della componente batterica pelagica.

L'estensione verticale della zona anossica è in buon accordo con i risultati degli studi citati nel primo capitolo (Strohle e Krom, 1997; Stratford et al., 2000) mentre la velocità di espansione appare inferiore di circa un fattore 3.

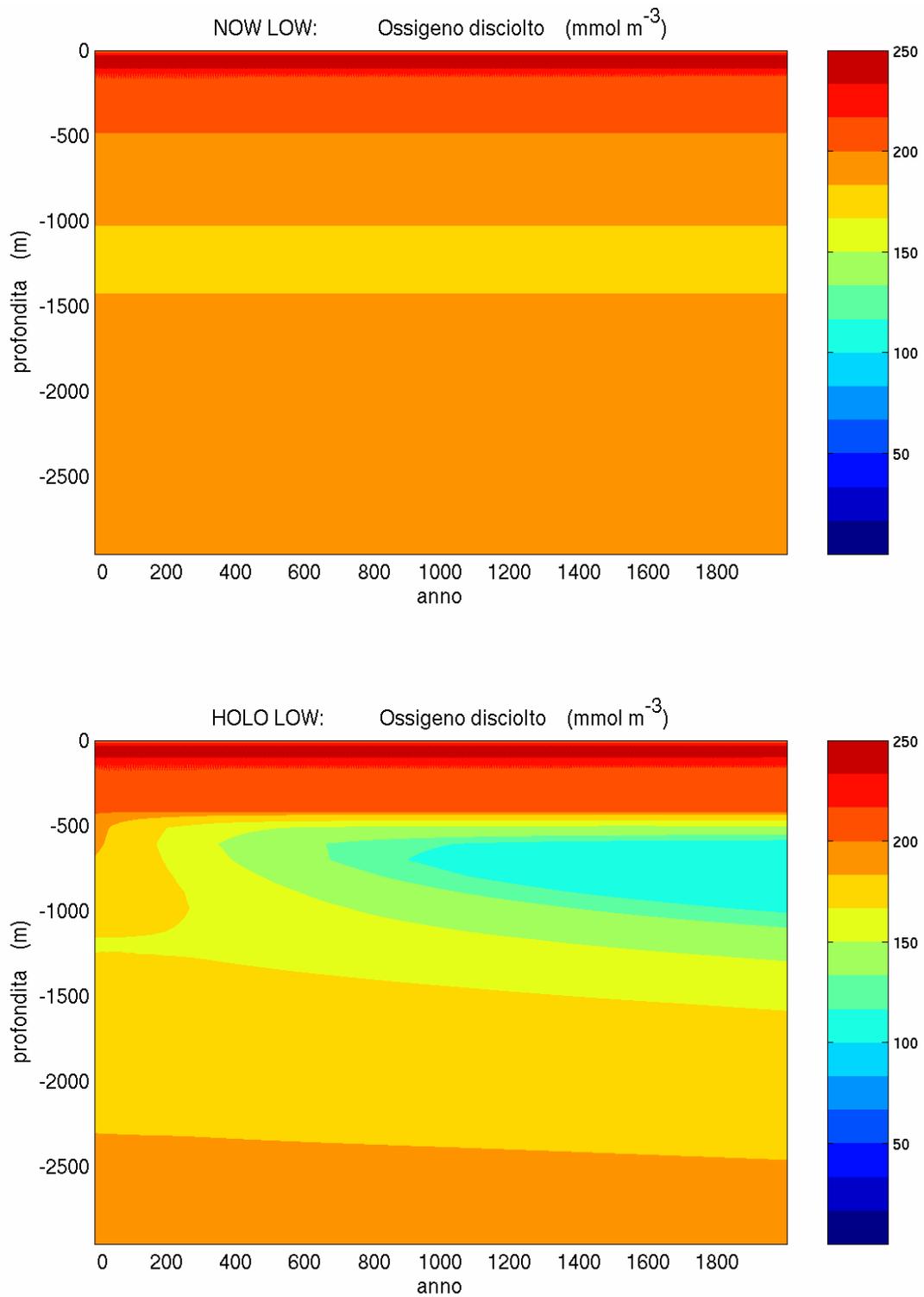


Figura 3.22: Andamento della concentrazione di ossigeno disciolto nella colonna d'acqua (mMol m⁻³) per i 2000 anni di integrazione degli esperimenti *Now Low* e *Holo Low*.

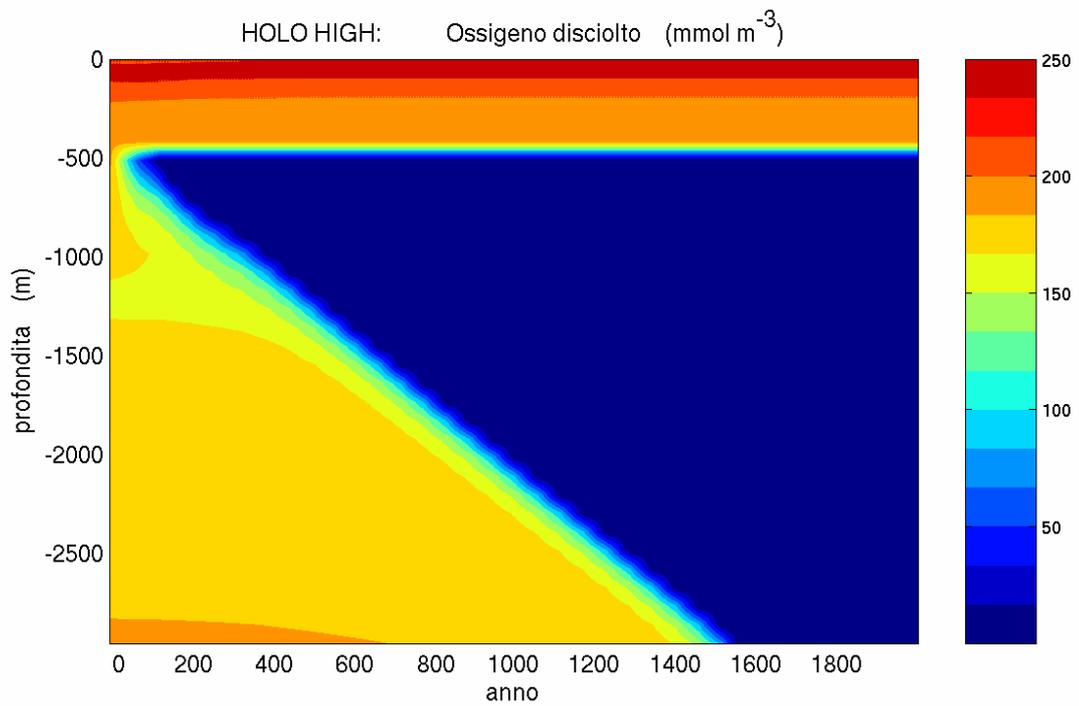
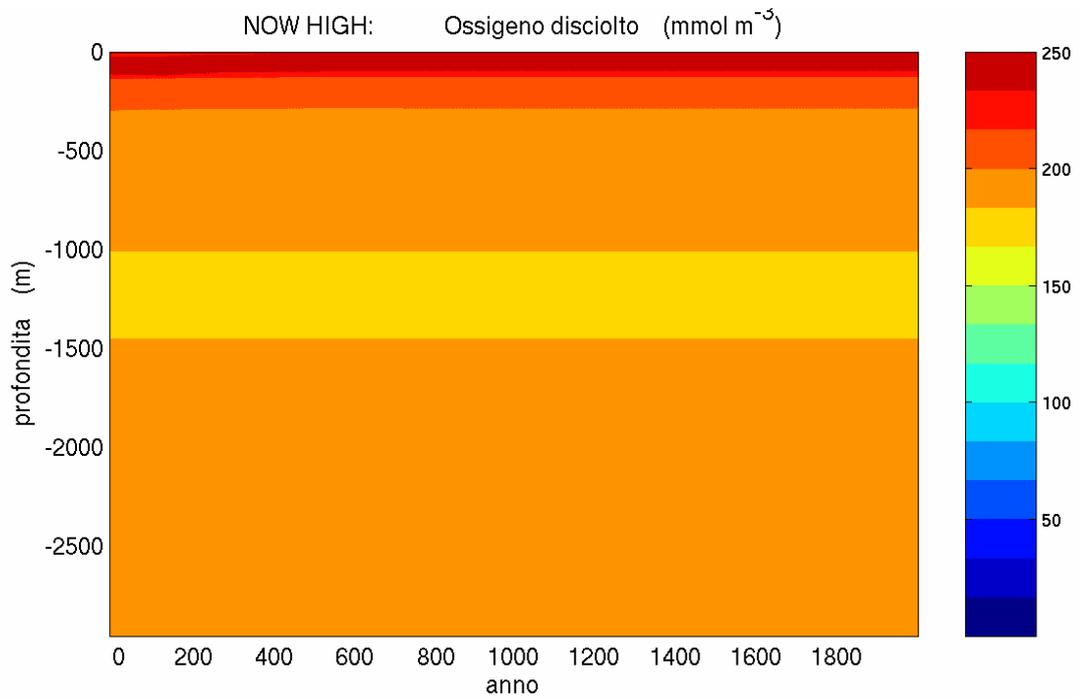


Figura 3.23: Andamento della concentrazione di ossigeno disciolto nella colonna d'acqua (mmol m^{-3}) per i 2000 anni di integrazione degli esperimenti *Now High* e *Holo High*.

Capitolo 4

L'analisi della funzionalità dell'ecosistema nelle simulazioni

4.1 Gli esperimenti di sensitività sui nutrienti

La simulazione per l'Optimum Climaticum descritta nel capitolo precedente ha riprodotto alcune delle condizioni che si pensa abbiano innescato e accompagnato la deposizione del sapropel S1, tra cui la maggior produzione primaria, in particolare delle diatomee, l'elevato flusso di detrito particolato e la formazione e successiva espansione di una zona anossica al di sotto della profondità di riventilazione. Gli elevati apporti di nutrienti imposti per la simulazione hanno riprodotto un ecosistema dalle caratteristiche eutrofiche che ha generato in cascata l'anossia nella colonna d'acqua.

Per comprendere la risposta della componente biogeochimica della colonna d'acqua a condizioni intermedie di apporti nutritivi, sono stati effettuati due esperimenti di sensitività per capire se le condizioni dell'esperimento *Holo High*, "estreme" rispetto alla situazione attuale, simulata nell'esperimento *Now Low*, siano veramente necessarie a indurre la deposizione del sapropel.

Gli esperimenti di sensitività effettuati mantengono quindi le condizioni fisiche e di riventilazione della colonna d'acqua ipotizzate per l'Optimum Climaticum ma differiscono per gli apporti di nutrienti imposti alla superficie. Le concentrazioni superficiali utilizzate sono riportate nella tabella 4.1 e confrontate ai valori degli esperimenti *Holo Low* e *Holo High*.

Tabella 4.1: Lista degli esperimenti di sensitività e relative condizioni al contorno per i nutrienti.

<i>Concentrazione dei nutrienti superficiali (mmol m⁻³)</i>				
	Fosfati	Nitrati	Silicati	Ammonio
<i>Holo Low</i>	<i>Nessuna concentrazione imposta a priori</i>			
<i>Holo 1</i>	0.04	0.64	0.60	0.021
<i>Holo 2</i>	0.06	0.96	0.90	0.021
<i>Holo High</i>	0.1	1.50	4.60	0.021

Nell'esperimento *Holo 1* è stata imposta una concentrazione superficiale di fosfato pari a 0.04 mmol m⁻³, partendo da questo valore sono state calcolate le concentrazioni di nitrati e silicati applicando il rapporto di Redfield (1963) corrispondente. Nell'esperimento *Holo 2* la concentrazione di fosfato è stata aumentata ulteriormente di 0.02 mmol m⁻³, mantenendo ancora i nitrati e i silicati nella proporzione indicata dai rapporti di Redfield. In entrambi i casi la concentrazione dell'ammonio è stata mantenuta pari al valore delle osservazioni per l'area di studio (capitolo 2).

In questo modo si è voluta simulare la risposta dell'ecosistema ad un progressivo cambiamento di condizioni da quelle oligotrofiche osservate attualmente nel Mediterraneo Orientale e quelle fortemente eutrofiche simulate nell'esperimento *Holo High*.

Come per gli esperimenti descritti nel capitolo precedente i nuovi esperimenti sono stati effettuati integrando il modello per un periodo di 2000 anni.

I risultati per gli esperimenti di sensitività sono mostrati relativamente all'ultimo anno di integrazione e sono affiancati ai risultati degli esperimenti *Holo Low* e *Holo High*, già descritti nel capitolo precedente, per un raffronto diretto.

La figura 4.1 mostra l'andamento della clorofilla-a (mg m⁻³) per le quattro simulazioni.

L'esperimento *Holo 1* mostra la formazione di un massimo localizzato tra 40-100 m di profondità, attribuibile in maggior misura al picofitoplancton e in parte ai fitoflagellati, mentre le diatomee sono assenti. La profondità e la concentrazione del

massimo di clorofilla consentono ancora di parlare di un Deep Chlorophyll Maximum (*DCM*).

Per il Bacino Levantino sono infatti osservati *DCM* localizzati a profondità di 40-100 m in regioni a circolazione ciclonica (ad esempio il Rhodes Gyre), caratterizzati da concentrazioni di clorofilla variabili nell'arco dell'anno tra 0.45 e 1.24 mg m⁻³ (Ediger e Yilmaz, 1996), mentre per l'Adriatico meridionale (caratterizzato anch'esso da una circolazione prevalente ciclonica) è stata osservata la presenza di un *DCM* a profondità comprese tra 50 e 70 m con valori di picco di clorofilla di 1.07 mg m⁻³ (Boldrin et al., 2002).

L'esperimento *Holo 2* mostra uno spostamento della fioritura del fitoplancton alla zona più superficiale della colonna d'acqua e valori elevati di clorofilla, tipici di un regime eutrofico, paragonabili a quelli riprodotti nell'esperimento *Holo High*. Anche in questo caso la biomassa fitoplanctonica è maggiormente rappresentata dal picofitoplancton e in misura minore dai flagellati autotrofi, mentre le diatomee cominciano ad essere presenti a basse concentrazioni.

Nel complesso l'esperimento *Holo High* è quello in cui si osservano i massimi valori nella concentrazione della clorofilla-a e la distribuzione più superficiale della biomassa fitoplanctonica.

La figura 4.2 mostra l'andamento della produzione primaria netta nella colonna d'acqua. Come per la clorofilla-a si osserva un notevole aumento della produzione primaria netta all'aumentare delle concentrazioni dei nutrienti superficiali; tale aumento è accompagnato da uno spostamento progressivo verso la superficie della zona di massima produttività e del limite inferiore della zona eufotica, stimabile a 140-200 m circa per l'esperimento *Holo Low*, 70-140 m per *Holo 1*, 30-70 m per *Holo 2* e *Holo High*. Si osserva inoltre lo spostamento del periodo di massima produzione primaria dai mesi estivi nella simulazione *Holo Low* ai mesi primaverili nelle simulazioni *Holo1* e *Holo 2*.

Le figure 4.3 e 4.4 mostrano l'andamento nella colonna d'acqua dei batteri pelagici e del contenuto di carbonio del detrito particolato.

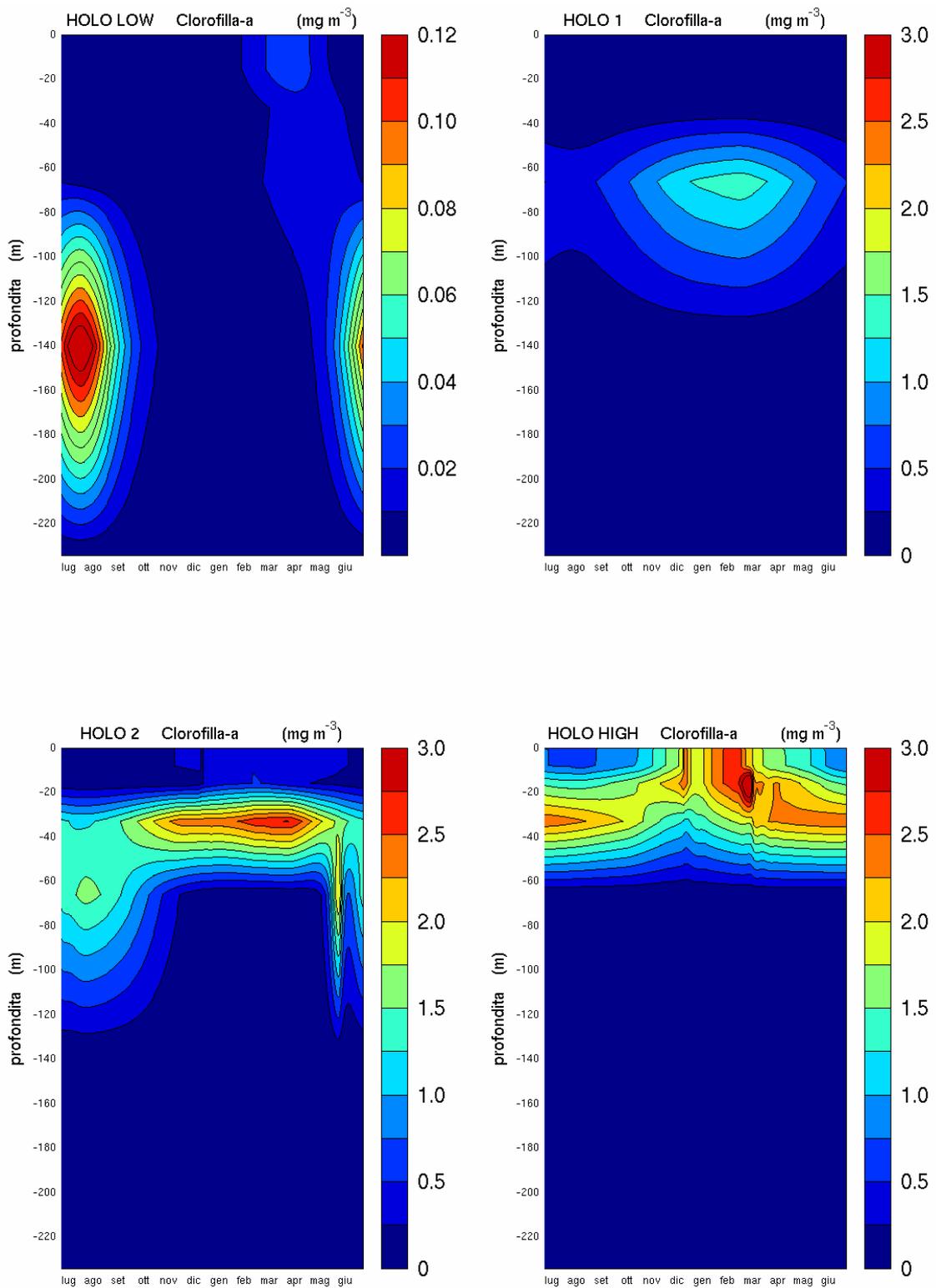


Figura 4.1: Andamento della clorofilla-a (mg m^{-3}) nella colonna d'acqua per gli esperimenti *Holo Low*, *Holo 1*, *Holo 2* e *Holo High* nell'anno 2001 di simulazione.

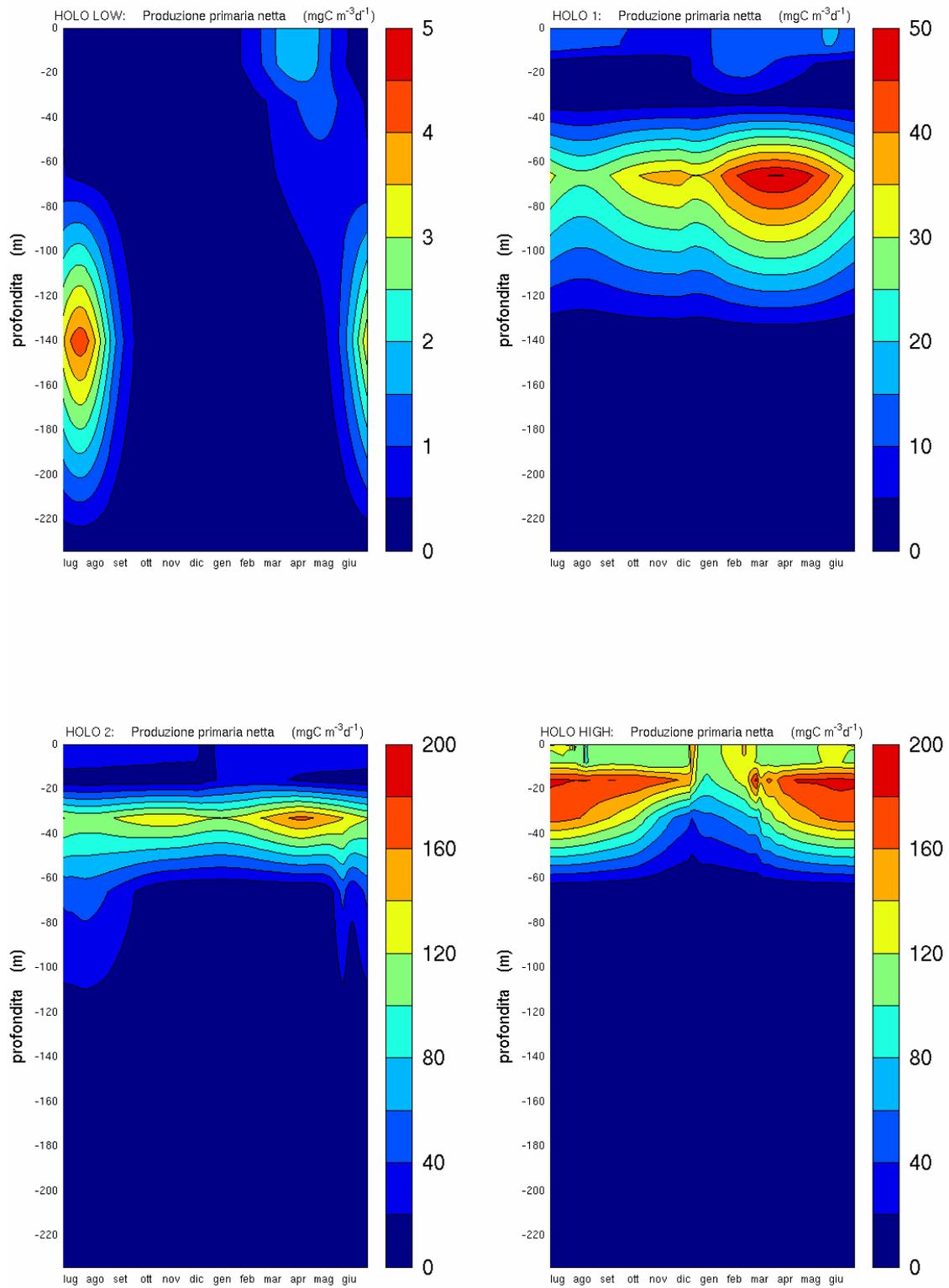


Figura 4.2: Andamento della produttività primaria netta ($\text{mgC m}^{-3} \text{d}^{-1}$) nella colonna d'acqua per gli esperimenti *Holo Low*, *Holo 1*, *Holo 2* e *Holo High* nell'anno 2001 di simulazione.

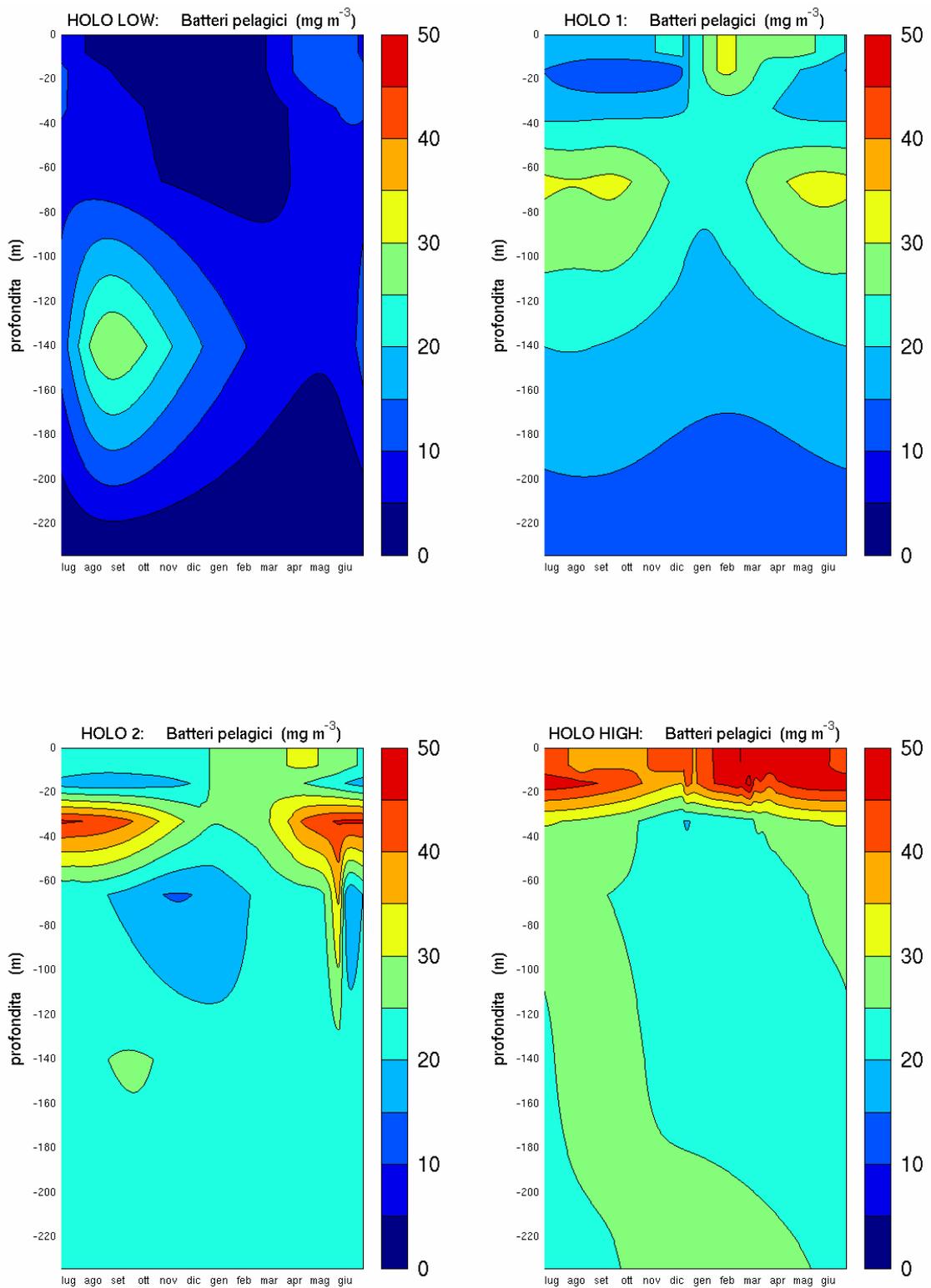


Figura 4.3: Andamento dei batteri pelagici (mgC m^{-3}) nella colonna d'acqua per gli esperimenti *Holo Low*, *Holo 1*, *Holo 2* e *Holo High* nell'anno 2001 di simulazione.

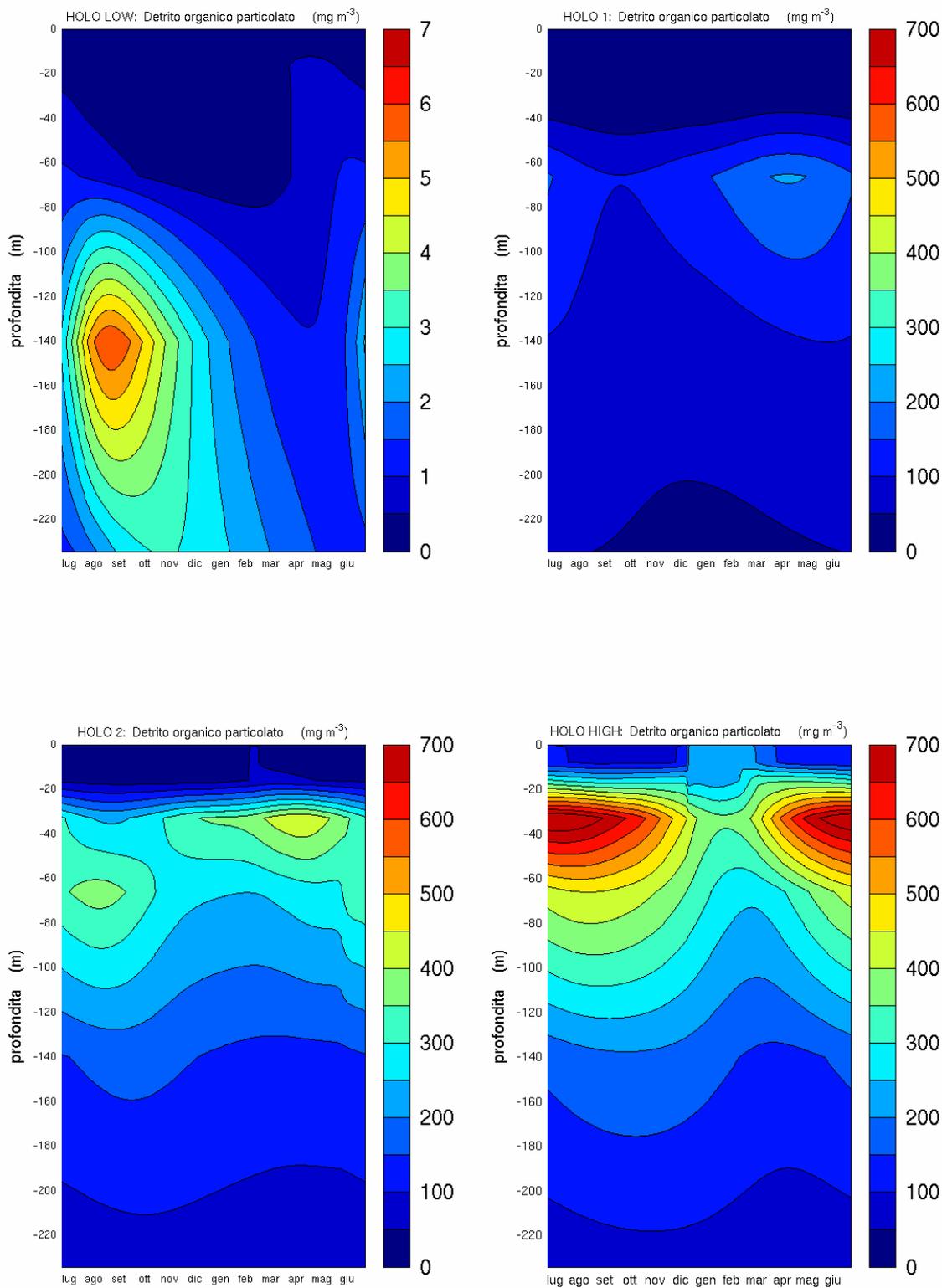


Figura 4.4: Andamento del detrito organico particolato (mgC m^{-3}) nella colonna d'acqua per gli esperimenti *Holo Low*, *Holo 1*, *Holo 2* e *Holo High* nell'anno 2001 di simulazione.

I massimi valori di concentrazione batterica seguono per tutte le simulazioni un andamento analogo a quello della produzione primaria; si osserva però all'aumentare delle condizioni trofiche un aumento della concentrazione batterica anche sotto la zona eufotica, a maggiori profondità nella colonna d'acqua, attribuibile alla presenza via via maggiore di substrato nutritivo sotto forma di detrito organico particolato.

Nella figura 4.5 è mostrato l'andamento della concentrazione dell'ossigeno nella colonna d'acqua per l'intero periodo di integrazione di 2000 anni. Entrambi gli esperimenti *Holo1* e *Holo 2* mostrano la formazione e l'espansione di una zona anossica con caratteristiche molto simili a quella osservata nell'esperimento *Holo High*. L'instaurarsi di condizioni anossiche richiede circa 450-500 anni nell'esperimento *Holo 1*, 250-300 nell'esperimento *Holo 2* e circa 100 in *Holo High*.

La velocità di espansione della zona anossica è mediamente la stessa per le tre simulazioni; le condizioni di anossia, osservate dapprima ad una profondità di 500 m circa, al di sotto della zona riventilata ipotizzata per l'Optimum Climaticum, proseguono fino all'interfaccia acqua-sedimento che viene raggiunta rispettivamente dopo 2000, 1700 e 1600 anni di integrazione circa. Il fatto che la velocità di espansione della zona anossica sia lo stessa per i tre esperimenti in cui viene osservata indica che il controllo di tale velocità dipende solo parzialmente dal valore della produttività primaria nella zona eufotica, mentre viene controllata in modo sostanziale dai processi di produzione del detrito organico particolato e dalla sua successiva rimineralizzazione all'interno della colonna d'acqua.

Nella sezione 4.3 verranno caratterizzati gli esperimenti descritti definendo quantitativamente i flussi di carbonio organico tra i vari comparti dell'ecosistema e i flussi di sedimentazione all'interno della colonna d'acqua.

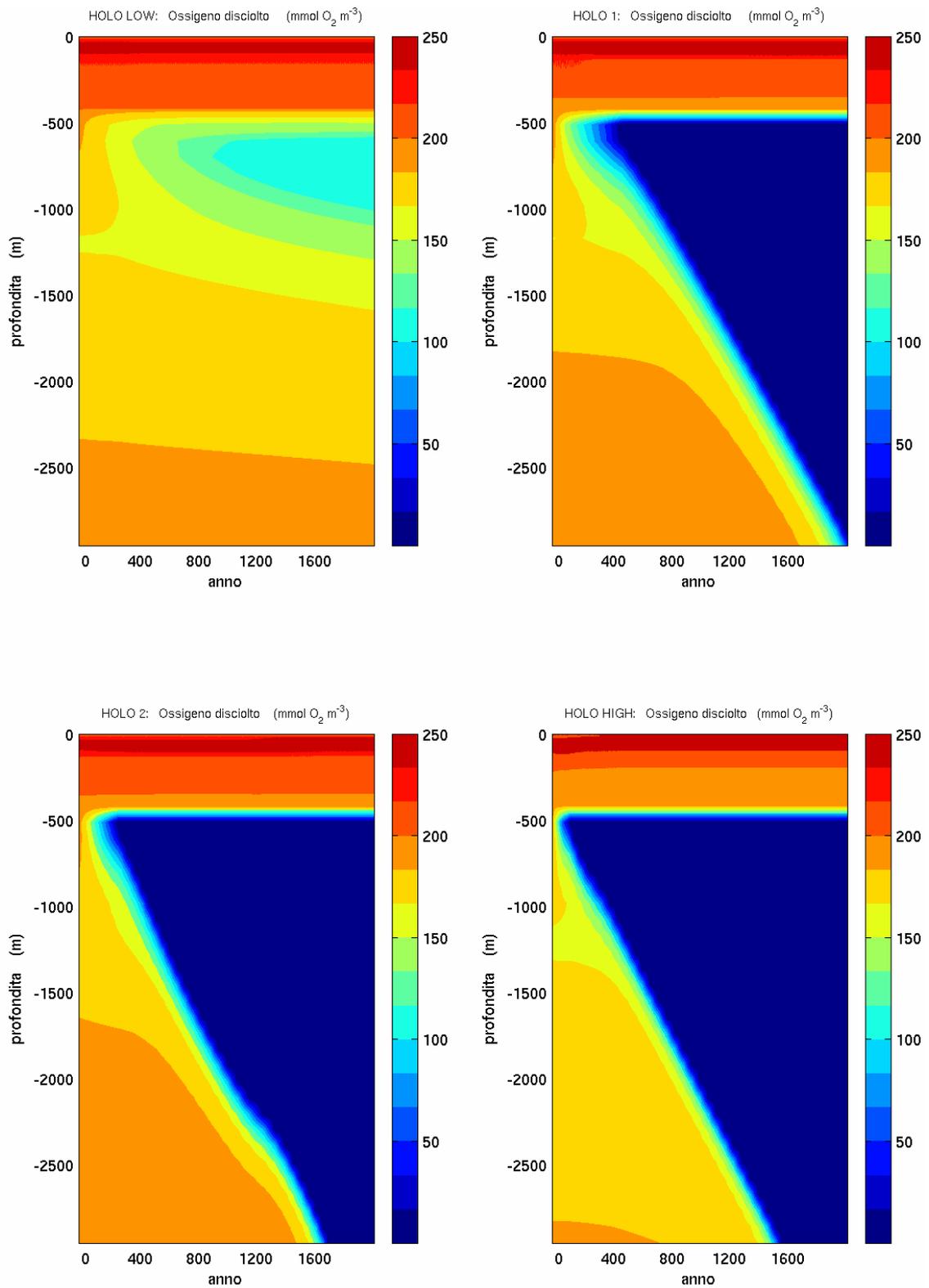


Figura 4.5: Andamento dell'ossigeno disciolto (mmol m⁻³) nella colonna d'acqua per i 2000 anni di integrazione degli esperimenti *Holo Low*, *Holo 1*, *Holo 2* e *Holo High*.

4.2 Gli esperimenti di sensitività alla velocità di sedimentazione

È stato effettuato un esperimento di sensitività (*Holo 3*) in cui la velocità di sedimentazione del detrito organico particolato (sezione 2.2.6) è stata aumentata di un ordine di grandezza e portata al valore di 15 m d^{-1} , mentre sono state utilizzate le stesse condizioni iniziali e al contorno dell'esperimento *Holo High*. Lo scopo di tale simulazione è stabilire quanto la scelta del valore della velocità di sedimentazione del detrito possa influenzare l'andamento delle variabili biogeochimiche, in particolare dell'ossigeno.

L'esperimento non ha mostrato differenze apprezzabili nella struttura dell'ecosistema simulato rispetto all'esperimento *Holo High*; la differenza fondamentale invece riguarda l'evoluzione della zona anossica, mostrata in figura 4.6.

La figura indica un tasso di utilizzo dell'ossigeno disciolto sensibilmente maggiore rispetto all'esperimento *Holo High*, testimoniato dalla rapida espansione delle condizioni di anossia, che raggiungono il fondo in meno di 200 anni.

Ciò è attribuibile al fatto che la maggiore velocità di sedimentazione del detrito ne determina lo stazionamento all'interno della zona ventilata per un periodo minore; al di sotto di tale zona, dove sono nulli gli apporti laterali di ossigeno, giunge quindi una maggiore quantità di detrito organico e sono maggiori i tassi di rimineralizzazione e di consumo di ossigeno rispetto all'esperimento *Holo High*.

Questo esperimento di sensitività mostra che la velocità di sedimentazione del detrito è un parametro importante nel determinare la scala temporale di evoluzione delle condizioni di anossia della colonna d'acqua.

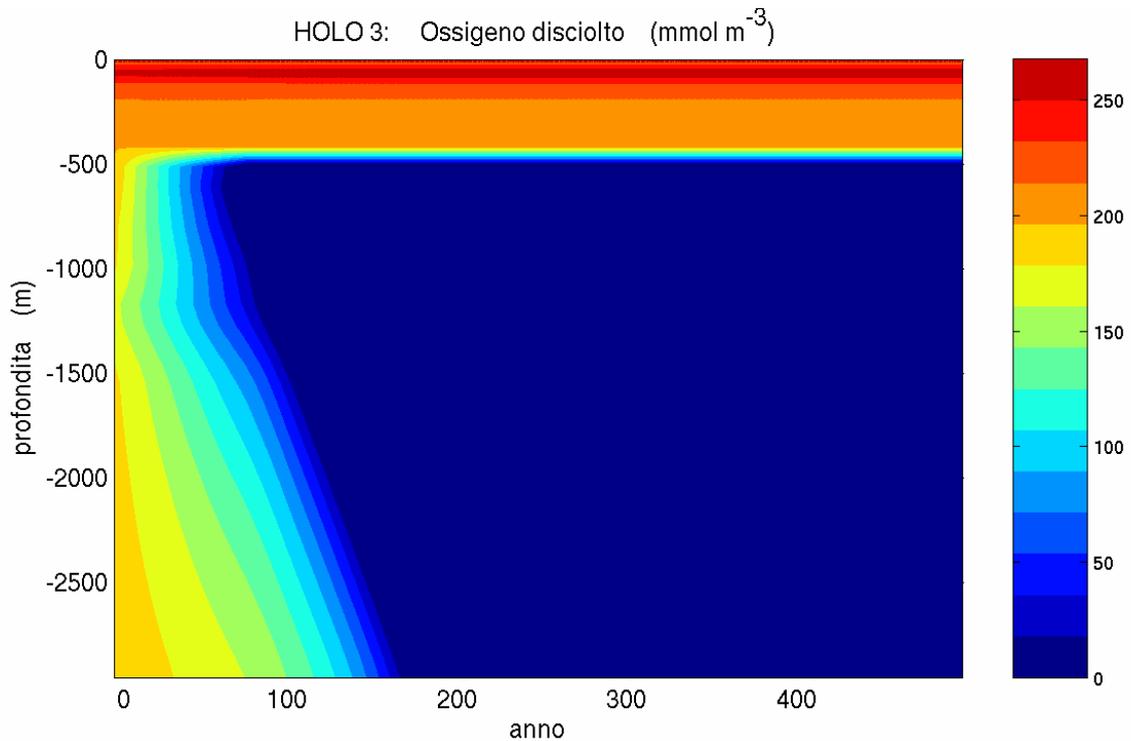


Figura 4.6: Andamento della concentrazione di ossigeno nella colonna d'acqua disciolto (mmol m^{-3}) per 500 anni d'integrazione dell'esperimento *Holo 3*

4.3 Ciclo del carbonio e flussi di sedimentazione

Lo studio della distribuzione della biomassa planctonica non sempre è sufficiente per arrivare a comprendere il funzionamento della catena trofica marina: la biomassa rappresenta l'effetto macroscopico di un continuo scambio di materia tra i differenti livelli dell'ecosistema. Il modello numerico consente di quantificare questi scambi: durante l'esecuzione della simulazione vengono memorizzati i valori dei flussi di carbonio tra le diverse componenti del modello per una successiva rielaborazione. In questo capitolo studieremo i flussi di carbonio tra i gruppi funzionali del modello.

Tabella 4.2: Gruppi funzionali del modello aggregati secondo il livello trofico corrispondente, utilizzati nel calcolo dei flussi di carbonio.

<i>Gruppi funzionali</i>		<i>Gruppi aggregati</i>
P1	(diatomee)	AUTOTROFI
P2	(flagellati)	
P3	(Picofitoplancton)	
Z4	(Mesozooplancton)	ETEROTROFI
Z5	(Eteroflagellati)	
Z6	(Microzooplancton)	
B1	(Batteri)	BATTERI

Questi ultimi sono stati aggregati per potere analizzare le interazioni tra i livelli trofici principali, come mostrato in tabella 4.2; si è poi proceduto mediando sugli ultimi 10 anni di simulazione il valore dei flussi di carbonio integrati all'interno della zona eufotica.

Il risultato per i quattro esperimenti di Tabella 4.1 è mostrato nelle figure 4.7 – 4.10; i valori dei flussi sono normalizzati rispetto alla produzione primaria lorda ed espressi in percentuale. Un lavoro molto simile è stato fatto di recente da Vichi et al. (1998) per un analogo modello di ecosistema nel Nord Adriatico.

L'esperimento *Holo Low* mostra che la maggior parte del carbonio organico fissato dai produttori primari passa sotto forma di sostanza organica disciolta alla componente batterica e viene consumato nei processi di respirazione. Tale situazione, del tutto analoga a quella riprodotta nella simulazione per l'ecosistema odierno (*Now Low*) descritta nel capitolo precedente, è ampiamente osservata nel Mediterraneo attuale ed è caratteristica di ecosistemi oligotrofici, nei quali la catena trofica è dominata da produttori e consumatori di piccole dimensioni e la maggior parte del flusso di carbonio scorre attraverso la comunità microbica (Siokou-Frangou, 2002, Turley et al., 2000, Van Wambeke et al., 1996).

HOLO LOW: Flussi di carbonio normalizzati

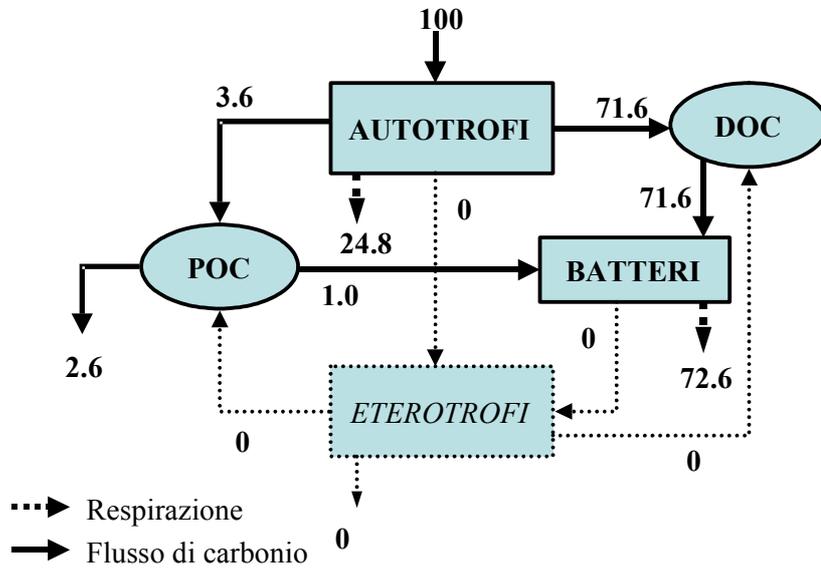


Figura 4.7: Flussi di carbonio tra i differenti livelli trofici dell'ecosistema espressi come percentuale della produzione primaria lorda per l'esperimento *Holo Low*.

HOLO 1 : Flussi di carbonio normalizzati

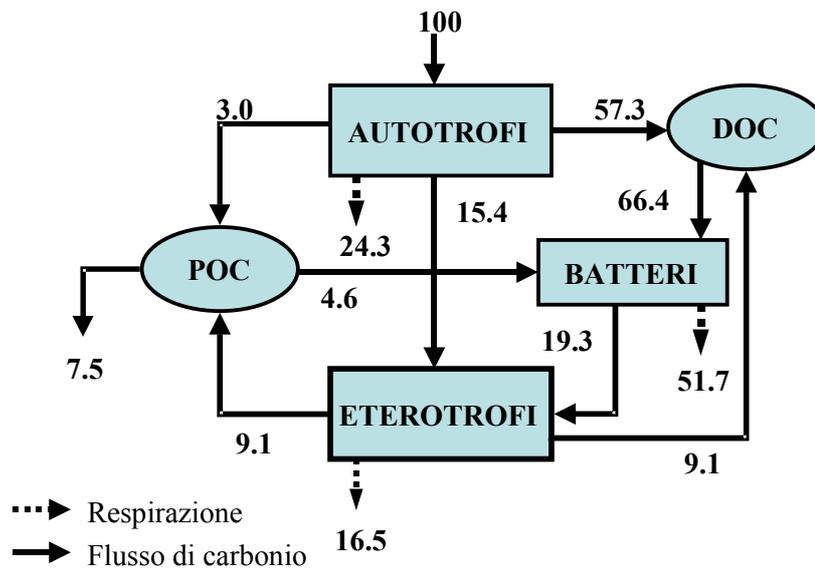


Figura 4.8: Flussi di carbonio tra i differenti livelli trofici dell'ecosistema espressi come percentuale della produzione primaria lorda per l'esperimento *Holo 1*.

HOLO 2 : Flussi di carbonio normalizzati

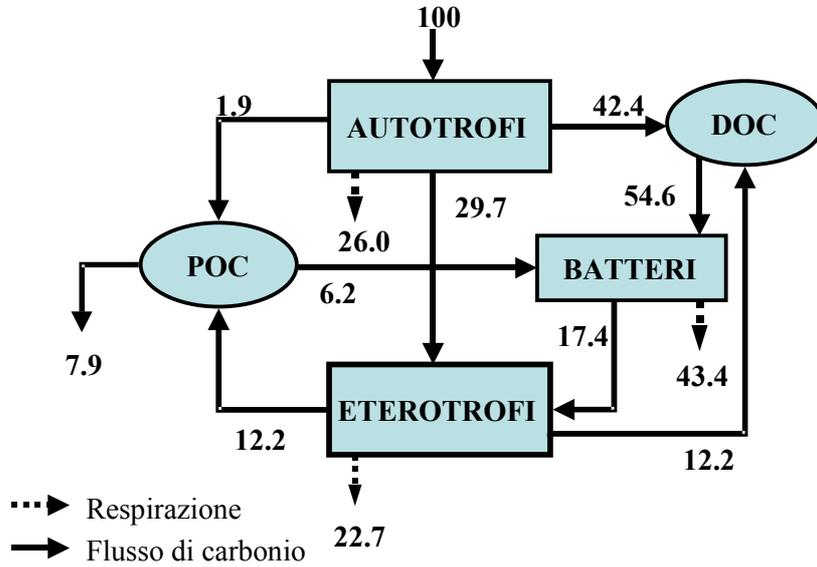


Figura 4.9: Flussi di carbonio tra i differenti livelli trofici dell'ecosistema espressi come percentuale della produzione primaria lorda per l'esperimento *Holo 2*.

HOLO HIGH : Flussi di carbonio normalizzati

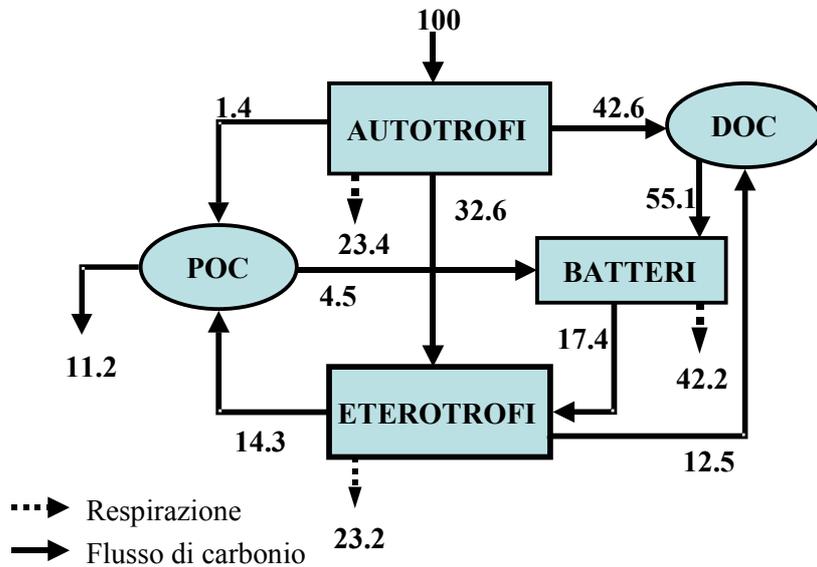


Figura 4.10: Flussi di carbonio tra i differenti livelli trofici dell'ecosistema espressi come percentuale della produzione primaria lorda per l'esperimento *Holo High*.

L'esperimento *Holo 1* mostra un ecosistema di tipo più propriamente mesotrofico in cui la catena trofica erbivora (che prevede il trasferimento principale di carbonio dai produttori primari verso gli eterotrofi) ha ancora un peso minore rispetto alla catena microbica (che prevede che il trasferimento principale avvenga attraverso il comparto batterico).

La situazione opposta si osserva invece negli esperimenti *Holo 2* e *Holo High*: in entrambi i casi, e in modo più marcato nell'ultimo, la catena erbivora domina nettamente sulla catena microbica. Tale situazione è tipica di ecosistemi eutrofici, caratterizzati da alti livelli di produttività e dalla presenza di organismi di maggiori dimensioni (Allen et al., 2002).

Il calcolo dei flussi di carbonio all'interno dell'ecosistema permette di quantificare i valori dell'*export production*, cioè del carbonio organico che abbandona la zona eufotica sotto forma di detrito particolato. Nell'esperimento *Holo Low* una piccola frazione del carbonio fissato (<3%) sedimenta come *export production*, poiché la maggior parte della sostanza organica viene riciclata dentro la zona eufotica. Passando alle condizioni trofiche degli esperimenti seguenti si osserva l'aumento progressivo dell'*export production* fino a valori per la simulazione *Holo High* superiori a circa il 10% della produzione primaria lorda.

Sono stati infine calcolati direttamente dal modello i tassi medi di sedimentazione del carbonio organico, sia come *export production* dalla zona eufotica sia come flussi a differenti profondità della colonna d'acqua e all'interfaccia acqua-sedimento. I valori ottenuti sono riassunti nella tabella 4.3.

È possibile quindi seguire per ogni esperimento il processo di rimineralizzazione del detrito organico particolato durante la sedimentazione nella colonna d'acqua.

Alla profondità di 140 m il flusso di sedimentazione del carbonio particolato corrisponde rispettivamente al 100%, al 56%, al 50% e al 29% della *export production* di ciascuna simulazione. Alla profondità di 500 m circa le percentuali di carbonio organico sono scese, in seguito ai processi di ossidazione batterica, rispettivamente al 32%, all'8%, al 4% e al 2%.

Tabella 4.3: Flussi di carbonio espressi in $\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$: Produzione primaria netta, *export production*, tassi di sedimentazione alle profondità di 140 m, 500 m e al fondo.

	<i>PP netta</i>	<i>Export production</i>	<i>Sedim. a 140 m</i>	<i>Sedim. a 500 m</i>	<i>Sedim. al fondo</i>
<i>Holo Low</i>	130	4.4	4.4	1.4	-
<i>Holo 1</i>	2040	212	124	17	17
<i>Holo 2</i>	4250	450	222	18	18
<i>Holo High</i>	5965	874	250	18	18

Il tasso crescente di rimineralizzazione del detrito organico che si osserva passando dall'esperimento *Holo Low* all'esperimento *Holo High* è da attribuire alla concentrazione e all'attività batterica via via maggiori nella colonna d'acqua (figura 4.3) anche al di sotto della zona eufotica. Il risultato complessivo è che nei tre esperimenti *Holo 1*, *Holo 2* e *Holo High* si osserva alla profondità di 500 m un flusso di sedimentazione del detrito organico del tutto simile.

La profondità di 500 m è stata scelta in quanto limite inferiore dei processi di riventilazione della colonna d'acqua per avvezione di acque ossigenate, ipotizzato per l'Optimum Climaticum. Al di sotto di tale profondità, nelle condizioni di anossia prodotte per gli esperimenti *Holo 1*, *Holo 2* e *Holo High*, il detrito organico sedimenta senza subire processi di ossidazione da parte della fauna batterica aeroba, la sola prevista dal modello di ecosistema.

All'interfaccia acqua-sedimento i tre esperimenti presentano flussi di carbonio analoghi, identici a quelli calcolati al limite superiore della zona anossica, mentre la simulazione *Holo Low* non presenta nessun accumulo di carbonio organico.

I tassi di sedimentazione al fondo per gli ultimi tre esperimenti appaiono elevati se paragonati a tassi osservati attualmente nel bacino ionico ($0.66 \text{ mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ alla profondità di 2250 m, Boldrin et al., 2002) mentre risultano consistenti con le stime di sedimentazione simulate da Stratford et al. (2000), riprodotte nella tabella 1.1, e alle stime riportate per il caso del sapropel Mediterraneo S5 ($14\text{-}28 \text{ mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$, Kemp et al., 1999).

Capitolo 5

Conclusioni

In questa tesi si è cercato di caratterizzare in maniera qualitativa e quantitativa l'insieme dei processi che hanno portato alla deposizione e alla preservazione della sostanza organica nel sapropel S1, mediante l'utilizzo di un modello numerico di ecosistema.

Secondo l'ipotesi accettata attualmente la deposizione del sapropel durante l'Optimum Climaticum sarebbe associata al cambiamento delle condizioni climatiche in corrispondenza dell'ultimo massimo di insolazione orbitale, che avrebbe determinato l'aumento degli apporti fluviali a scala di bacino Mediterraneo. Ciò da un lato avrebbe favorito la produttività primaria, aumentando il flusso di nutrienti alla superficie, dall'altro avrebbe modificato la circolazione del Mediterraneo inibendo la formazione di acque dense e favorendo l'instaurarsi di condizioni di anossia nelle masse d'acqua profonde. Quale processo favorisse l'instaurarsi dell'anossia nel periodo di scarsa ventilazione delle acque non è mai stato chiarito. La nostra ipotesi è che cambiando le condizioni fisiche di ventilazione della colonna d'acqua e contemporaneamente aumentando i nutrienti, i batteri abbiano giocato un ruolo fondamentale sulla dinamica della materia organica sotto la zona eufotica e abbiano prodotto l'anossia.

Per provare questa ipotesi è stato utilizzato un modello di ecosistema la cui parte fisica proviene dalle simulazioni numeriche di due modelli idrodinamici del Mediterraneo (Myers et al., 1998) rispettivamente per la situazione odierna e per l'Optimum Climaticum. Le differenze principali tra la paleosimulazione e la simulazione attuale sono il forzante atmosferico che risente del massimo di insolazione orbitale e la salinità superficiale diminuita di circa 2 *psu*.

Per la parte biogeochimica del modello si è differenziato tra i bassi apporti fluviali attuali e gli alti apporti ipotizzati per l'Optimum Climaticum utilizzando nella paleosimulazione concentrazioni di nutrienti superficiali tipici di una zona costiera.

I risultati più importanti di questa tesi si possono essere così riassunti:

1. Adattamento del codice del modello di ecosistema, già utilizzato per simulazioni di breve durata, per potere effettuare simulazioni della durata di migliaia di anni sia nelle condizioni attuali sia nelle condizioni ipotizzate per l'Optimum Climaticum.
2. Sviluppo di quattro esperimenti base ottenuti facendo variare le condizioni fisiche, ricavate dalle simulazioni di Myers et al., (1998) e gli apporti nutritivi alla superficie. Gli esperimenti possono essere così schematizzati:

Now Low: simulazione della situazione odierna, con le condizioni fisiche e biochimiche iniziali attuali

Now High: simulazione con le condizioni fisiche attuali e concentrazioni dei nutrienti alla superficie tipiche di una zona costiera.

Holo Low: paleosimulazione con le condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum e condizioni iniziali biochimiche attuali.

Holo High: paleosimulazione con le condizioni fisiche dell'Optimum Climaticum e concentrazioni dei nutrienti alla superficie tipiche di una zona costiera.

L'analisi dei quattro esperimenti consente di concludere che:

- La sola variazione delle proprietà fisiche della colonna d'acqua alle condizioni dell'Optimum Climaticum non determina un cambiamento delle caratteristiche dell'ecosistema rispetto all'esperimento attuale. La differenza nella profondità di riventilazione consente lo sviluppo di una zona di

minimo di ossigeno (condizioni disossiche) al di sotto di tale profondità, ma non lo sviluppo di vere e proprie condizioni di anossia e il conseguente aumento del flusso di sedimentazione di detrito organico al fondo.

- L'aumento degli apporti nutritivi superficiali a condizioni costiere determina lo spostamento delle condizioni trofiche dell'ecosistema da oligotrofiche a eutrofiche, con un notevole incremento nella produttività primaria e dell'*export production*. Tale cambiamento, nelle condizioni attuali di ventilazione della colonna d'acqua, non è accompagnato da una diminuzione consistente dell'ossigeno della colonna d'acqua né dall'aumento del flusso di sedimentazione della sostanza organica. Nelle condizioni fisiche dell'*Optimum Climaticum* si osserva invece la formazione e l'espansione di una zona anossica, come ipotizzato da Strohle e Krom (1997) e Stratford et al. (2000), accompagnata da un notevole incremento dei flussi di carbonio organico al fondo, fino a valori in accordo con quelli ipotizzati da Kemp et al. (1999) per la deposizione del sapropel mediterraneo S5 e quelli riprodotti nelle paleosimulazioni di Stratford et al. (2000). L'anossia è prodotta dal consumo batterico di ossigeno per decomporre la materia organica prodotta alla superficie. L'aumento dell'*export production* nelle condizioni dell'*Optimum Climaticum* è accompagnato dall'aumento del flusso di silice biogenica prodotta dalle diatomee. L'anossia inoltre si instaura partendo dai 500 metri e procedendo verso il fondo, raggiungendolo in circa 1600 anni.
3. Lo studio della risposta della paleosimulazione ad apporti intermedi di nutrienti superficiali mediante gli esperimenti di sensibilità. Questa parte del lavoro consente di concludere che le condizioni costiere imposte nell'esperimento *Holo High* non sono strettamente necessarie ad indurre la formazione e l'espansione della zona anossica, mentre sono sufficienti concentrazioni minori. In particolare l'esperimento *Holo I* mostra gli stessi flussi di carbonio al fondo e tempi di evoluzione della zona anossica molto simili, accompagnati da condizioni di ecosistema osservabili attualmente in zone produttive di mare aperto del Mediterraneo, con formazione di un

massimo profondo di clorofilla, la cui presenza è stata ipotizzata per la deposizione del sapropel S1.

L'esperimento di sensitività alla velocità di sedimentazione del detrito organico particolato ha evidenziato l'importanza di questo parametro nel determinare la scala temporale di inizio delle condizioni anossiche negli strati sottosuperficiali. In particolare ad un maggiore valore di tale velocità corrisponde un minor intervallo temporale tra l'instaurarsi dell'anossia al di sotto della zona riventilata e il suo arrivo all'interfaccia acqua sedimento. Il fronte anossico comunque si instaura anche in questo caso a partire dai 500 metri di profondità fino a raggiungere il fondo. Questo perché la materia organica particolata viene comunque ad essere disponibile ai batteri pelagici. Se tale materiale fosse più refrattario, data la flocculazione e i processi di aggregazione ai quali potrebbe essere soggetto, esiterebbe la possibilità per il particolato organico aggregato di raggiungere il fondo senza essere essenzialmente degradato. Questo favorirebbe i processi di degradazione batterica sul fondo più che nella colonna d'acqua, facendo quindi partire l'anossia potenzialmente dal fondo. Non è evidente comunque come rendere tale materiale particolato aggregato più refrattario all'attacco batterico e tale argomento sarà lasciato ad un lavoro futuro.

4. Lo studio dei flussi di carbonio organico mostra che il tasso di sedimentazione di materiale organico all'interfaccia acqua sedimento non varia sensibilmente al variare delle condizioni nutritive superficiali, nel caso in cui si osserva l'anossia fino al fondo. I valori riprodotti sono in accordo con i valori ipotizzati nell'ambito della deposizione dei sapropel.

Il modello sviluppato è uno strumento in grado di offrire la possibilità di testare qualitativamente e quantitativamente le ipotesi formulate, il cui valore rimane sicuramente legato al confronto con i risultati ottenuti in altri ambiti di studio.

Possibili sviluppi del lavoro svolto potrebbero comprendere:

- Migliore parametrizzazione delle condizioni anossiche dal punto di vista biogeochimico, ad esempio introducendo la dinamica nella colonna d'acqua delle specie chimiche prodotte nei processi di rimineralizzazione della sostanza organica, come i solfuri.
- Migliore calibrazione dell'attività batterica in condizioni anossiche.
- Parametrizzazione di gruppi importanti dal punto di vista paleoceanografico (ad esempio i coccolitoforidi)
- Studio dettagliato della componente bentica e dei processi di accumulo e rimineralizzazione del carbonio organico nel sedimento.

Bibliografia

ALLEN, J.I., BLACKFORD, J.C., RATFORD, P.J. (1998) – A 1-D vertically resolved modelling study of the ecosystem dynamics of the middle and southern Adriatic Sea. *J. Mar. Syst.* 18, 265-286.

ALLEN, I.J., SOMERFIELD, P.J., SIDDORN, J. (2002) – Primary and bacterial production in the Mediterranean Sea: a modelling study. *J. Mar. Syst.* 33, 473-495.

BARETTA, J.W., EBENHON, W., RUARDIJ, P., (1995) – The European Regional Ecosystem Model, a complex marine ecosystem model. *Netherlands Journal of Sea Research* 33,363-379.

BARETTA-BEKKER, J.O., BARETTA, J.W., EBENHOH, W. (1997) – Microbial dynamics in the marine ecosystem model ERSEM II with decoupled carbon assimilation and nutrient uptake. *J. Sea Res.* 38, 195-211

BETHOUX, J.P. (1989) – Oxygen consumption, new production, vertical advection, and environmental evolution in the Mediterranean Sea. *Deep Sea Res.* 36, 769-781.

BETHOUX, J.P., PIERRE, C. (1999) – Mediterranean functioning and sapropel formation: respective influences of climate and hydrological changes in the Atlantic and the Mediterranean. *Marine Geology* 153, 29-39.

BOLDRIN, A., MISEROCCHI, S., RABITTI, S., TURCHETTO, M. M., BALBONI, V., SOCAL, G. (2002) – Particulate matter in the southern Adriatic and

Ionian Sea: characterisation and downward fluxes. *Journal of Marine Systems*, 33-34, 389-410.

BRADLEY W. H. (1938) – Mediterranean sediments and Pleistocene sea levels. *Science* 88, 376-379.

BREGANT D., CATALANO, C., CIVITARESE, G., LUCHETTA, A. (1990) – Some characteristics of the brines in Bannock and Tyro Basins: salinity, sulphur compounds, Ca, F, pH, At, PO₄, SiO₂, NH₃. *Mar. Chem.* (1990), 35-62.

BUMBERG, A.F., MELLOR, G.L. (1987) – A description of a three dimensional coastal ocean circulation model. In N.S. Heaps, (Ed.), *Three dimensional coastal ocean models*, AGU, pp1-16.

CANALS-ARTIGUAS, M. (1980) – Sedimentos y procesos en el margen continental Sur-Balear: control climatico y oceanografico sobre su distribucion y evolucion durante el Cuaternario Superior. Tesis Licenciatura. Facultad Geol., Univ Barcelona, 210 pp.

CANFIELD, D.E. (1994) – Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments. *Chem. Geol.* 114, 315-329.

CASTRADORI, D. (1993) – Calcareous nannofossils and the origin of eastern Mediterranean sapropels. *Palaeoceanography* 10, 291-300.

CRAMP, A., O'SULLIVAN G. (1999) – Neogene sapropel in the Mediterranean: a review. *Mar. Geol.* 153, 11-28.

DE LANGE, G.J. VAN SANVOORT, P.J.M. LANGEREIS, C., THOMSON, J., CORSELLI, C., MICHARD, A., ROSSIGNOL-STRICK, M., PATERNE, M., ANASTASAKIS, G. (1999) – Palaeo-environmental variations in eastern

Mediterranean sediments: a multidisciplinary approach in a prehistoric setting. *Progress in Oceanography* 44, 369-386.

DONG, B., VALDES, P.J. (1995) – Sensitivity studies of northern hemisphere glaciation using an atmosphere GCM, *J. Clim.* 8, 2471-2496.

DROOP, M.R. (1973) – Some thoughts on nutrient limitations in algae. *J. Phycol.* 9, 264-272.

DYMOND, J., SUESS, E., LYLE, M. (1992) – Barium in deep-sea sediment: a geochemical proxy for paleoproductivity. *Paleoceanography* 7, 163-181.

EDIGER, D., YILMAZ, A. (1996) – Characteristics of deep chlorophyll maximum in the Northeastern Mediterranean with respect to environmental conditions. *Journal of Marine Systems* 9, Issues 3-4, 291-303

EMEIS, K.C. AND SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1996) – Paleooceanography and sapropel introduction. *Proc. Ocean Drilling Program, Init. Rep.* 160, 21-28.

EMEIS, K.C., SAKAMOTO, T., WEHAUSEN, R., BRUMSACK, H.J. (2000) – The sapropel record of the eastern Mediterranean Sea – Results of Ocean Drilling Program Leg-160. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 158, 371-395.

FRANÇOIS, R., HONJO, S., MANGANINI, S.J., RAVIZZA, G.E., (1995) – Biogenic barium fluxes to deep sea: implications for paleoproductivity reconstruction. *Global Biogeochem. Cycles* 9, 289-303.

HERBLAND, A., LE BOUTEILLER, A., RAIMBAULT, P. (1995) – Size structure of phytoplankton biomass in the equatorial Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.* 32, 819-836.

HILGEN, F. J. (1991) – Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth Planet. Sci. Lett.* 104, 226-244.

HILGEN, F.J., LOURENS, L.J., BERGER, A., LOUTRE, M. F.,(1993) – Evaluation of the astronomically calibrated time-scale for the late Pliocene and the earliest Pleistocene. *Paleoceanography* , 549-565.

JORISSEN F.J., (1999) – Benthic foraminiferal succession across Late Quaternary Mediterranean sapropels. *Mar. Geol.* 153, 91-101.

JERLOV, N.G. (1976) – *Marine Optics*. Elsevier Science, 231 pp.

KALLEL, N., (1996) – Changements climatiques et circulation océanique; évolution de l'hydrologie de la Méditerranée pendant le derniers 18000 ans. Thèse, Université de Paris-Sud, 220 pp.

KALLEL , N., PATERNE, M., DUPLESSY, J., VERGNAUD-GRAZZINI, C., PUJOL, C., LABEYRIE, L., ARNOLD, M., FONTUGNE, M.R., PIERRE, C. (1997) – Enhanced rainfall in the Mediterranean region during the last sapropel event, *Oceanologica Acta* 20, 697-712.

KEMP, A.E.S., PEARCE, R.B., KOIZUMI, I., PIKE, J., RANCE, S.J., (1999) – The role of mat-forming diatoms in the formation of Mediterranean sapropels. *Nature* 398, 57-61.

KIDD, R., CITA, M.B., RYAN, W.B.F. (1978) – Stratigraphy of eastern sapropel sequences recovered during DSDP Leg 42 A and their paleoenvironmental significance, *Initial Rep. Deep Sea Res. I*, 421-443.

KOHLMEIR, C., EBENHON, W. (1995) – The stabilizing role of cannibalism in a predator-prey system. *Bull. Math. Biol.* 57(3) , 401-411.

KULLEMBERG, B. (1952) – On the salinity of the water contained in marine sediments. *Goteborgs K. Vetenskaps. Vitt-Sambal. Handl.* 6, 3-7.

KUTZACK, J.E., LIU, Z. (1997) – Responce of African monsoon in orbital forcing and feedbacks in the middle Holocene, *Science* (1997) 440-453.

IGNITIADES, L., PSARRA, S., ZERVAKIS, V., PAGOU, K., SOUVERMEZOGLOU, E., ASSIMAKOPOULOU, G., GOTSIS-SKRETAS, O. (2002) – Phytoplankton size-based dynamics in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean). *Journal of Marine Systems* 36, 11-28.

LI, W.K.W., SUBA-RAO, D.V., HARRISON, W.G., SMITH, J.C., CULLEN, J.J., IRWIN, B., PLATT, T. (1983) – Autotrophic picoplankton in the tropical ocean. *Science* 219, 292-295.

LOURENS, L.J.A., ATONARAKU, F.J., HILGEN, F.J., VAN HOOFF, A.A.M., VERGNAUD-GRAZZINI, C., ZACHARIASSE, W.J. (1996) - Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale. *Palaeoceanography* 11, 391-431.

MAGAZZU, G., DECEMBRINI, F. (1995) – Primary production, biomass and abundance of phototropic picoplankton in the Mediterranean Sea: a review. *Aquat. Microb. Ecol.* 9, 97-104.

MC COY, F.W. (1974) – Late Quaternary sedimentation in the Eastern Mediterranean Sea. Unpubl. Ph.D. Thesis, Harvard Univ., MA, 132 pp.

MELLOR, G.L. (1989) – Retrospect on oceanic boundary layer modelling and second moment closure. *Atti del Hawaiian Winter Workshop*, Manoa 17-20 Gennaio 1989, *edito da* p. Muller e D. Henderson.

MELLOR, G.L., YAMADA, T. (1974) – A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.* 31, 1791-1896.

MELLOR, G.L., YAMADA, T. (1982) – Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Review of Geophysics and Space Physics* 20, 851-875.

MERCONE, D., THOMSON, J., ABU-ZIED, R.H., CROUDACE, I.W., ROHLING, E.J. (2001) – High-resolution geochemical and micropalaeontological profiling of the most recent eastern Mediterranean sapropel. *Mar. Geol.* 177, 25-44.

MILANKOVITCH, M., (1930) – *Mathematische Klimahere und astronomische Theorie der Klimaschwankungen*. In: Koppen, W, Geiger, R.(eds), *Handbuch der Klimaologie* 1 (a). Borntraeger, Berlin, 176 pp.

MOUTIN, T., RAINBAULT, P. (2001) – Primary production, carbon export and nutrient availability in western and eastern Mediterranean Sea in early summer 1996 (MINOS cruise). *Journal of Marine Systems* 33-34, 273-288.

MURAT, A., GOT, H. (2000) – Organic carbon variations of the eastern Mediterranean Holocene sapropel: a key for understanding formation processes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158, 241-257.

MYERS, P.G., HAINES, K., ROHLING, E.J. (1998) – Modelling the paleocirculation of the Mediterranean: the last glacial maximum and the Holocene with emphasis on the formation of Sapropel S1. *Palaeoceanography* 13, 586-606.

MYERS, P.G., HAINES, K. (2000) – Stability of the Mediterranean's thermohaline circulation under modified surface evaporative fluxes. *Manuscript submitted to Journal of Geophysical Research.*

NIJENHUIS, I.A., BOSCH, H.J., SINNIGHE DAMSTE, J.S. BRUMSACK, H.J., DE LANGE, G.J. (1996) – Organic matter and trace elements rich sapropels and black shales; a geochemical comparison, *Earth. Planet. Sci. Lett.* 169, 277-290.

NIJENHUIS, I.A., DE LANGE, G.J. (2000) – Geochemical constraints on Pliocene sapropel formation in the eastern Mediterranean. *Mar. Geol.*, 163, 41-63.

NIXON, S.W. (1995) – Coastal marine eutrophication: a definition, social causes, and future concerns. *Ophelia* 41, 199-219.

OLAUSSON, E. (1961) – Studies of deep sea cores. *Rep. Swed. Deep-Sea Exped. 1947-1948* 8 (6), 336-391.

PASSIER, H.F., MIDDELBURG, J.J., DE LANGE, G.J. BOTTCHEER, M.E. (1999) – Modes of sapropel formation in the eastern Mediterranean: some constraints based on pyrite properties. *Mar. Geol.*, 153, 199-219.

PASSIER, H.F., DE LANGE, G.J. (1998) – Sedimentary sulphur and iron chemistry in relation to the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Proceeding of the Ocean Drilling Program: Scientific Results* 160, 249-259.

PETIHAKIS, G., TRIANTAFYLLOU, G., ALLEN, I.J., HOTEIT, I., DOUNAS, C. (2002) – Modelling the spatial and temporal variability of the Cretan Sea ecosystem. *J. Mar. Syst.* 36, 173-196.

PINARDI, N., MASETTI, E. (2000) – Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158, 153-174.

POND, S., PICKARD G. L. (1983) – *Introductory Dynamical Oceanography*, 2nd ed., Pergamon, New York, 379 pp.

PSARRA, S., TSELEPIDES, A., IGNITIADES, L. (2000) – Primary productivity in the oligotrophic Cretan Sea (NE Mediterranean): seasonal and interannual variability. *Progress in Oceanography* 46, 187-204.

RABITTI, S., BIANCHI, F., BOLDRIN, A., ROS, L.D., SOCAL, G., TOTTI, C. (1994) – Particulate matter and phytoplankton in the Ionian Sea. *Oceanologica Acta* 17, 297-307.

REDFIELD, A.C., KETCHUM, B.H., RICHARDS, F.A. (1963) – The influence of organisms on the composition of sea water. *In* Hill, M.N. (Ed), *The Sea Interscience*, New York, 2, pp 26-77.

RICCI, L. (1999) – Sapropel S1: verifica delle ipotesi di alta produttività e anossia con esperimenti numerici. *Tesi di laurea*, Università degli Studi di Bologna, Facoltà di Scienze Fisiche Matematiche e Naturali. 121 pp.

ROHLING, E.J., GIESKES, W.W.C. (1989) – Late Quaternary changes in Mediterranean Intermediate Water density and formation rate. *Palaeoceanography* 4, 531-545.

ROHLING, E.J., (1994) – Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Mar. Geol.* 122, 1-28.

ROHLING, E.J., CANE, T.R., COOKE, S., SPROVIERI, M., BOULOUBASSI, I., EMEIS, K.C., SCHIEBEL, R., KROON D., JORISSEN, F.J., LORRE, A., KEMP, A.E.S. (2002) – African monsoon variability during the previous interglacial maximum. *Earth and Planetary Science Letters* 202, 61-75.

ROSSIGNOL-STRICK, M. (1983) – African moonsoons, an immediate climate response to orbital insolation. *Nature* 304, 46-49.

ROSSIGNOL-STRICK, M. (1985) – Mediterranean Quaternary sapropels: an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. *Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 49. 237-265.

ROSSIGNOL-STRICK, M., (1999) – The Holocene Climatic Optimum and pollen records of sapropel 1 in the eastern Mediterranean, 9000-6000 BP. *Quat. Sci. Rev.* 18, 515-530.

RYAN, W.B.F. (1972) – Stratigraphy of the late Quaternary sediments in the Eastern Mediterranean. Stanley D. J. Ed., *The Mediterranean sea*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA, 1-765.

RYTER, J. (1969) – Photosynthesis and fish production in the sea. *Science* 166, 72-76.

SANCETTA, C. (1999) – The mystery of the sapropels. *Nature* 398, 27-29.

SARMIENTO, J., HERBERT, T., TOGGWEILER, J. (1998) – Mediterranean nutrient balance and episodes of anoxia. *Glob Biogeochem. Cycles* 14, 683-695.

SBAFFI L., WEZEL F.C., CURZI, G., ZOPPI, U. (2003) – Millennial to centennial-scale palaeoclimatic variations during Termination I and the Holocene in the central Mediterranean Sea. *Global and Planetary Change. Articolo in stampa.*

SIOKOU-FRANGOU, I., BIANCHI, M., CHRISTAKI, U., CHRISTOU, E. D., GIANNAKOUROU, A., GOTSIS, O., IGNATIADES, L., PAGOU, K., PITTA, P., PSARRA, S., SOUVERMEZOGLOU, E., VAN WAMBEKE, F., ZERVAKIS, V. (2002) – Carbon flow in the planktonic food web along a gradient of oligotrophy in the Aegean Sea (Mediterranean Sea). *Journal of Marine Systems* 33-34, 335-353.

STRATFORD, K., WILLIAMS, R.G., MYERS, P.G. (2000) – Impact of the circulation on sapropel formation in the eastern Mediterranean. *Global Biogeochemical Cycles* 14, 685-695.

STROHLE, K., KROM, M.D. (1997) – Evidence for the evolution for an oxygen minimum layer at the beginning of S-1 sapropel deposition in the eastern Mediterranean. *Mar. Geol.* 140, 231-236.

STULL, R.B. (1988) – An introduction to Boundary layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers, 197-250.

THOMSON, J., HIGGS, N.C., WILSON, T.R.S., CROUDACE, I.W., DE LANGE, G.J., VAN SANTVOORT, P.J.M., (1995) – Redistribution and geochemical behaviour of redox-sensitive elements around S1, the most recent eastern Mediterranean sapropel. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 3487-3501.

TURLEY, C.M., BIANCHI, M., CHRISTAKI, U., CONAN, P., HARRIS, J. R., PSARRA, S., RUDDY G., STUTT, E. P., TSELEPIDES, A., VAN WAMBEKE, F., (2000) – Relationship between primary producers and the bacteria in an oligotrophic sea – The Mediterranean and biochemical implications. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 193, pp. 11–18

TUENTER E., WEBER S. L., HILGEN F. J., LOURENS L. J. (2003) – The response of the african monsoon to remote and local forcing due to precession and obliquity. *Global and Planetary Change* 36, 219-235

VAN SANTVOORT, P.J.M., DE LANGE, G.J. THOMSON, J., CUSSEN, H., WILSON, T.R.S., KROM, M.D., STROHLE, K. (1996) – Active post-depositional oxidation of the most recent sapropel (S1) in sediments of the eastern Mediterranean Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 4007-4024.

VAN SANTVOORT, P.J.M., DE LANGE, G.J., LANGEREIS, C.G., DEKKERS, M.J. PATERNE, M. (1997) – Geochemical and paleomagnetic evidence for the occurrence of ‘missing’ sapropels in eastern Editerranean sediments. *Palaeoceanography*, 12, 773-786.

VAN WAMBEKE, V.F., CHRISTAKI, U., GAUDY, R., (1996) – Carbon fluxes from the microbial food web to mesozooplankton. An approach in the surface layer of a pelagic area (NW Mediterranean Sea). *Oceanol. Acta* 19, 57–66.

VARELA, R.A., CRUZADO, A., GABALDON, J.E. (1995) – Modelling primary production in the North Sea using the European Regional Seas Ecosystem Model. *Neth. J. Sea Research*, 50, 441-463.

VERGNAUD-GRAZZINI, C., CARALP, M., FAUGERES, J.C., GONTHIER, E., GROUSSET, F., PUJOL, C., SALIEGE, J.F. (1989) – Mediterranean outflow throught the strait of Gibraltair since 18000 years bp. *Oceanol. Acta* 12, 305-324.

VICHI, M., PINARDI, N., ZAVATARELLI, M., MATTEUCCI, G., MARCACCIO, M., BERGAMINI, M.C., FRASCARI, F. (1998) – One-dimensional ecosystem model tests in the Po Prodelta area (Northern Adriatic Sea). *Environmental Modelling and Software* 13, 471-481.

VICHI, M., PINARDI, N., ZAVATARELLI, M., FRASCARI, F. (1998) – Interazione tra il forzante idrodinamico e cicli biogeochimici nel Mare Adriatico settentrionale: esperimenti numerici. IMGA Report 5/1998.

WARNING, B., BRUMSACK, H.J. (2000) – Trace-metals signature of eastern Mediterranean sapropels. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 158, 293-309.

WASMUND, E. (1930) – Bitumen, sapropel and gyttja. *Geol. Foren. Stockholm; Forth.* 52, 315-350.

ZAHN, R., SARNTHEIN, M., ERLLENKEUSER, H. (1987) – Benthic isotope evidence for changes of the Mediterranean outflow during the late Quaternary. *Palaeoceanography* 2, 543-559.

ZAVATARELLI, M., BARETTA, J.W., BARETTA-BEKKER, J.G., PINARDI, N. (2000) - The dynamics of the adriatic sea ecosystem. An idealized model study. *Deep-Sea Research* 47, 937-970.

ZAVATARELLI, M., RAICICH, M., BREGANT, D., RUSSO, A., ARTEGIANI, A. (1998) – Climatological biogeochemical characteristics of the Adriatic Sea. *Journal of Marine Systems* 18, 227-263.

ZONNERVELD K.A.F., VERSTEEGH G.J.M., DE LANGE G.J., (2001) – Paleoproductivity and post-depositional aerobic matter decay reflected by dinoflagellate cyst assemblages of the Eastern Mediterranean S1 sapropel. *Marine Geology* 172, 181-195.