# ALMA MATER STUDIORUM UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

# FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE FISICHE E NATURALI

Corso di laurea in SCIENZE AMBIENTALI

# MODELLISTICA NUMERICA DEL SAPROPEL S1: L'IMPORTANZA DELLE VELOCITÀ DI SEDIMENTAZIONE

Relatore: Correlatori:

Prof.ssa NADIA PINARDI Dr. MARCO ZAVATARELLI Prof.ssa ROSSELLA CAPOZZI

Presentata da: ALICE MARZOCCHI

II SESSIONE Anno accademico 2008/2009

# Indice

1. INTRODUZIONE	1
1.1 La circolazione nel Mediterraneo	1
1.1.1 La circolazione attuale	
1.1.2 La circolazione durante l'Optimum Climaticum	
1.2 Il sapropel: definizione e tipi	
1.2.1 Ciclicità nelle sequenze di sapropel	
1.2.2 Ipotesi sulle cause di deposizione	
1.2.3 Il sapropel S1	
1.2.4 Le simulazioni di Bianchi et al. (2006)	
1.3 L'importanza delle velocità di sedimentazione	19
1.3.1 Le simulazioni di Patara et al. (2009)	20
1.4 Obiettivi della tesi	23
2. MATERIALI E METODI	25
Legge di Stokes: calcolo delle dimensioni del particolato	25
2.1 Il modello numerico.	27
2.1.1 Il modulo fisico	31
2.1.2 Il modulo pelagico	33
2.1.3 Il modulo bentico.	36
2.1.4 La dinamica dell'ossigeno	38
2.1.5 Processi parametrizzati dal modello unidimensionale	38
2.1.6 L'area di implementazione del modello	41
3. RISULTATI	43
3.1 Riproduzione di simulazioni precedenti	43
3.2 Esperimenti di sensitività alle velocità di sedimentazione	48
3.2.1 Sensitività dell'ossigeno disciolto ai processi bentici	
4. CONCLUSIONI	55
BIBLIOGRAFIA	59

## **CAPITOLO 1**

# **INTRODUZIONE**

#### 1.1 La circolazione nel Mediterraneo

Il Mediterraneo è un bacino semichiuso, situato fra i continenti Europeo, Africano ed Asiatico, in comunicazione con l'Oceano Atlantico attraverso lo stretto di Gibilterra; la sua estensione longitudinale è di circa 3850 km e quella latitudinale di circa 600 km, con una profondità media di circa 1500 metri (la massima registrata è di circa 5000 metri nella fossa di Matapan).

Lo stretto di Gibilterra regola gli scambi di masse d'acqua con l'Oceano Atlantico, ma sono presenti anche altri due stretti, quello dei Dardanelli e quello del Bosforo; il primo congiunge il Mar Egeo con il Mare di Marmara, il secondo il Mare di Marmara con il Mar Nero. Sia il Bosforo che i Dardanelli sono poco profondi e molto stretti rispetto a Gibilterra e quindi caratterizzati da scambi di masse d'acqua molto più bassi.

Il Mediterraneo può essere diviso in due sottobacini: quello Occidentale, che si estende da Gibilterra fino al Canale di Sicilia, e quello Orientale, che va dal Canale di Sicilia fino alle coste del Medio Oriente; le massime profondità dei due bacini (escludendo la fossa di Matapan) sono rispettivamente 3400 e 4200 metri per il bacino occidentale e per quello Orientale. La piattaforma continentale del Canale di Sicilia, con una profondità massima di 500 metri, impedisce gli scambi fra le acque profonde dei due bacini.

Il Mediterraneo rappresenta a tutti gli effetti un "oceano in miniatura", infatti al suo interno è possibile osservare e studiare gli stessi processi che caratterizzano l'oceano globale, anche se a scale spaziali e temporali più brevi. Per questo motivo questo bacino semichiuso viene considerato come "laboratorio" in cui condurre esperimenti di tipo oceanografico, costituendo un vero e proprio serbatoio d'acqua salata in grado di influenzare direttamente l'oceano Atlantico e quindi anche la

circolazione oceanica globale.

I principali forzanti della circolazione nel Mediterraneo sono il vento ed i flussi di calore ed acqua all'interfaccia aria-mare.

Lo stress del vento rappresenta il motore principale dei giri e dei processi di mesoscala e presenta una variabilità molto elevata sia su lunga che su breve scala temporale; inoltre influenza la scala temporale della circolazione generale (Pinardi et al., 2000).

I flussi di calore e di acqua controllano la circolazione termoalina, e determinano i trasporti attraverso il bacino; questo forzante riveste un ruolo molto importante su lunghe scale temporali, stagionali ed interannuali.

I flussi all'interfaccia aria-mare mostrano un'elevata variabilità su scale interannuali (Pinardi e Navarra, 1993) ed interagendo con lo stress del vento determinano la formazione delle acque profonde, la cui scala temporale è dell'ordine dei decenni.

#### 1.1.1 La circolazione attuale

Nel suo insieme il Mediterraneo presenta un bilancio negativo di calore all'interfaccia aria-mare, poiché le forti perdite di calore che caratterizzano i mesi invernali superano le quantità immagazzinate nei mesi estivi; questo fatto "potrebbe giustificare da solo il carattere antiestuarino della circolazione termoalina" (Pinardi e Masetti, 2000), dove con antiestuarino si intende l'ingresso di acque atlantiche superficiali attraverso lo stretto di Gibilterra e l'uscita di masse più dense di acqua mediterranea in profondità.

Il Mediterraneo è un bacino di concentrazione.

Infatti al suo interno i tassi di evaporazione (E) prevalgono nettamente sugli apporti di acque dolci dovuti alle precipitazioni (P) ed allo scarico fluviale (R), determinando un flusso netto (E-P-R) di 0,6 metri all'anno, che viene compensato dall'ingresso di acque atlantiche (circa 0.2 Sv) meno salate, attraverso lo stretto di Gibilterra.

La principale cella di circolazione del bacino è, come detto, antiestuarina; la circolazione verticale e quella orizzontale possono essere descritte attraverso i

movimenti delle masse d'acqua, che all'interno del Mediterraneo sono così schematizzabili (come mostrato dalla *Figura 1.1*):

- Modified Atlantic Water (MAW), che entra dallo stretto di Gibilterra e scorre superficialmente in direzione est fino alla zona Levantina ed è caratterizzata da valori di salinità progressivamente crescenti da ovest verso est (da 36.5 a 38.5 psu) a causa dell'evaporazione, che la rendono più densa e con tendenza a sprofondare; costituisce uno strato che non supera i 100 m di profondità e nei mesi invernali viene convertita in acqua levantina intermedia.
- Levantine Intermediate Water (LIW), che si forma ad est della zona Levantina e scorrendo a profondità comprese fra 200 e 300 metri (fino a 400-500 metri nel canale di Sicilia) ritorna verso ovest, con valori di salinità intorno ai 39 psu e temperatura fra i 15 e i 17.5 °C.
- Mediterranean Deep Water (MDW), che è caratterizzata da valori di temperatura compresi fra i 12.6 e 13.3 °C e una salinità intorno ai 38.5 psu e si forma attraverso i fenomeni di convezione in entrambi i sottobacini. La Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW) si forma nel nord Adriatico e nell'Egeo durante i mesi invernali, quando le acque superficiali vengono fortemente raffreddate dai venti continentali (rispettivamente, bora e vardar), freddi e secchi, che ne determinano lo sprofondamento. Scorrendo in profondità attraverso lo stretto di Otranto, riempie successivamente il bacino Ionico e quello Levantino con una massa d'acqua ossigenata e densa.

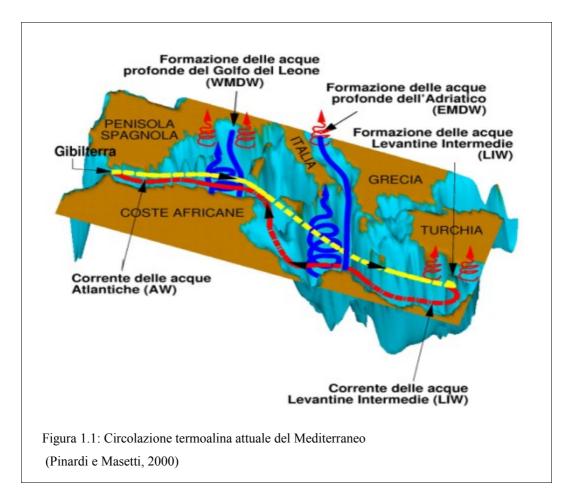
Sprofondando oltre la piattaforma continentale siciliana, la EMDW non può mescolarsi con la Western Mediterranean Deep Water (WMDW), che si forma nel Golfo del Leone e mescolandosi con l'acqua levantina intermedia può uscire dal Mediterraneo attraverso lo stretto di Gibilterra (Adani, 2008).

Studi recenti dimostrano che la circolazione nel Mediterraneo é regolata da un equilibrio fra processi di mesoscala, stagionalità e variabilità interannuale (Demirov e Pinardi, 2002) e proprio la forte interazione fra le dinamiche

appartenenti a scale diverse ne rendono difficile lo studio. Inoltre i due sottobacini mostrano comportamenti differenti, infatti ad est è dominante la stagionalità, mentre ad ovest lo è anche la variabilità interannuale.

Per semplificare la descrizione, si definiscono quindi tre tipi di circolazione, basandosi su una scala spazio-temporale:

- Circolazione a scala di bacino (che comprende la circolazione termoalina)
- Circolazione a scala di sottobacino
- Circolazione di mesoscala



#### 1.1.2 La circolazione durante l'Optimum Climaticum

Nella prima metà del periodo Olocenico, che copre l'arco degli ultimi 11500 anni e fa seguito all'ultimo massimo glaciale, viene individuato un intervallo di tempo denominato Optimum Climaticum, compreso tra 9000 e 5000 anni fa, che

fu caratterizzato da un generale miglioramento del clima globale.

La modellistica offre la possibilità di riprodurre per via numerica situazioni non realizzabili sperimentalmente e di controllare le conseguenze delle ipotesi teoriche formulate. La sua utilità risulta evidente nel campo della paleoceanografia, dove 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.

Relativamente all'Optimum Climaticum, Myers et al. (1998, 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. Servendosi di questo modello di circolazione generale, gli autori hanno ricreato le condizioni oceanografiche che hanno accompagnato la deposizione del sapropel S1, un sedimento di origine marina, molto ricco in materiale organico, che verrà descritto nel dettaglio nei paragrafi seguenti.

Basandosi su questi esperimenti è quindi possibile analizzare le caratteristiche della circolazione durante l'Optimum Climaticum; inoltre, una simulazione condotta con i forzanti attuali, ha mostrato che il modello di Myers et al. (1998) è in grado di riprodurre accuratamente anche le principali caratteristiche della circolazione odierna del Mediterraneo (Bianchi, 2003).

La circolazione termoalina simulata per l'Optimum Climaticum risulta abbastanza simile a quella attuale, pur mostrando forti differenze nei valori della salinità superficiale ed è importante sottolineare che l'aspetto in cui si registrano i maggiori cambiamenti rispetto alla situazione odierna, è l'estensione verticale delle celle termoaline, piuttosto che la loro posizione.

Anche nella paleosimulazione la circolazione risulta essere antiestuarina, ma l'intensità è ridotta rispetto alle condizioni attuali.

Per quanto riguarda la LIW ciò che varia è la zona della sua formazione, spostata infatti nell'Egeo settentrionale, in prossimità dell'isola di Creta, in condizioni di salinità invernale elevata; la convezione risulta meno profonda, con massimi di 75-125 metri. Una piccola parte di questa massa d'acqua fluisce dall'Egeo

secondo un flusso parallelo alla costa greca, diretto verso l'Adriatico, dove la convezione invernale produce una massa fredda e relativamente poco salata che raggiunge i 300-400 metri (Adriatic Intermediate Water, AIW).

Quest'ultima è la massa responsabile della ventilazione dell'intero bacino Orientale (escludendo l'Egeo) ad una profondità compresa fra i 200 ed i 450 metri ed è caratterizzata da una bassa temperatura, comportandosi analogamente all'EMDW attuale; essa scorre ciclonicamente lungo il margine occidentale dello Ionio e poi nel Bacino Levantino.

Le sue caratteristiche sono analoghe a quelle di un'ipotetica massa intermediaprofonda che si sarebbe formata nel Mediterraneo Orientale (Eastern Mediterranean deep Intermediate Water, EMdIP) durante la deposizione del sapropel, in risposta a maggiori apporti fluviali ed a condizioni climatiche più umide, come ipotizzato da Rohling (1994).

La MAW fluisce nel Mediterraneo in quantità inferiore, come dimostrano i valori del flusso al Canale di Sicilia che risultano più bassi ed allo stesso tempo non si verifica alcuna inversione di circolazione in prossimità dello Stretto di Gibilterra, nonostante una sensibile diminuzione della circolazione antiestuarina.

Durante l'Optimum Climaticum, rispetto ad oggi, abbiamo una diminuzione del livello del mare di circa 20-25 metri, associata allo scioglimento dei ghiacci, inoltre nella paleosimulazione la densità delle masse d'acqua risulta diversamente stratificata rispetto alle condizioni odierne; attualmente il picnoclino è situato alla base della zona eufotica, a circa 120-140 metri nel Bacino Ionico e 200 m in quello Levantino, mentre nella simulazione per l'Optimum Climaticum si trova a profondità non superiori ai 50-80 metri, all'interno della zona eufotica.

Questo risulta in accordo con le ricostruzioni paloceanografiche, basate sui record micropaleontologici, effettuate prima da Rohling e Gieskes (1989) e poi da Castradori (1993).

La *Figura 1.2* presenta un confronto schematico fra i due sistemi di circolazione, quella simulata per l'Optimum Climaticum e quella attuale (riprodotta utilizzando il modello di Myers et al., 1998), mostrando come non ci siano differenze sostanziali nelle strutture della circolazione, quanto piuttosto nell'estensione verticale delle celle termoaline.

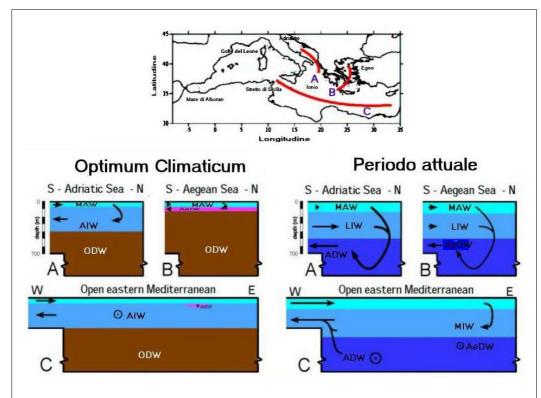


Figura 1.2: Rappresentazione schematica delle circolazioni simulate da Myers et al.(1998) per il periodo attuale e per l'Optimum Climaticum lungo le sezioni A, B, C.

MAW: Modified Atlantic Water; LIW: Levantine Intermediate Water; AeDW: Aegean Deep Water; ODW: Old Deep Water; AeIW: Aegean Intermediate Water (Bianchi, 2003)

# 1.2 Il sapropel: definizione e tipi

Il termine sapropel deriva dal greco *sapros* (decomposto) e *pelos* (fango) e si riferisce ad uno strato di sedimento di origine marina, dello spessore di almeno 1 centimetro e contenente una concentrazione di carbonio organico superiore al 2% del peso totale (Kidd et al., 1978); il termine sapropelitico, invece, indica una concentrazione di carbonio organico compresa tra lo 0.5 e il 2% in peso.

La definizione quantitativa di sapropel venne introdotta da Kidd (1978), descrivendo le carote estratte durante il Deep Sea Drilling Program (il primo importante progetto di perforazione ed estrazione di lunghe sequenze sedimentarie effettuato con successo nel Mediterraneo), ma il sapropel venne rinvenuto per la prima volta nei campioni estratti durante la Sweedish Deep Expedition, tra il 1947

e il 1948, e successivamente descritto da Kullenberg (1952) e da Olausson (1961).

La definizione di Kidd non permette di identificare come sapropel sedimenti che sono incorsi in un impoverimento del contenuto di carbonio organico a seguito di processi post-deposizionali, per questo motivo ci si riferisce anche ad una definizione meno restrittiva, proposta da Hilgen (1991), che indica più generalmente come sapropel tutti gli strati sedimentari di colore scuro frequentemente laminati.

I sapropel sono stati rinvenuti nelle sequenze sedimentarie di tutto il Mediterraneo Orientale ed in alcune parti di quello occidentale, generalmente a profondità superiori ai 2000 m, intercalati a fanghi emipelagici; durante gli ultimi 400000 anni nel bacino Mediterraneo si sono depositati 12 orizzonti di sapropel e le analisi eseguite su di essi mostrano come questi si siano depositati in condizioni climatiche globali e locali molto diverse: S7, S5, S1, - stadi interglaciali, localmente caldi e umidi; S8, S6, S2 - stadi glaciali, freddi e secchi; S4, S3 - periodi interstadiali, con intense precipitazioni e clima Mediterraneo semi-arido.

Le caratteristiche che risultano comuni a questi sedimenti sono: la colorazione scura, dal marrone-grigio al nero, l'abbondanza di fossili di microrganismi e di alghe unicellulari planctoniche, unita all'assenza di fossili bentici, una concentrazione sopra la media di pirite, bario e zolfo ed una laminazione più o meno evidente, a seconda del grado di bioturbazione a cui sono stati sottoposti nel periodo successivo alla loro deposizione.

Nelle lunghe sequenze di sapropel recuperate durante le campagne effettuate nel Mediterraneo quelli più antichi vengono fatti risalire al Miocene Medio, mentre la maggior parte al Pleistocene; i carotaggi hanno evidenziato come più di 80 sapropel si siano depositati durante il Pliocene ed il Pleistocene su tutta l'area mediterranea, molti di essi in maniera sincrona in entrambi i bacini (Emeis et al., 1996). Lo spessore delle sequenze risulta estremamente variabile a seconda delle condizioni in cui si sono depositati (anche superiore ai 4 metri in zone profonde, generalmente compreso fra i 2 ed i 25 centimetri in quelle di alto batimetrico), infatti la sedimentazione nel Mediterraneo è caratterizzata da una variabilità spaziale e temporale, risentendo soprattutto della conformazione del bacino, dell'attività tettonica, della batimetria e dell'influenza continentale.

La prima forma di classificazione e nomenclatura specifica per i sapropel, venne introdotta nel 1947 da McCoy, che basandosi su dati micropaleontologici e sedimentologici ha identificato il sapropel più recente come S1, datandolo tra 12000 e 6000 anni fa, ed il più antico come S12 datandolo a circa 400000 anni fa. Il presente lavoro prende in esame il sapropel di formazione più recente, l'S1.

Il lavoro di un gruppo di ricercatori di Utrecht (Hilgen et al, 1993; Lourens et al., 1996) ha introdotto un'alternativa alla nomenclatura proposta da McCoy, considerata poco flessibile, basandosi sul perfezionamento di una scala temporale astronomica riscontrata nei sedimenti marini; secondo questo criterio 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, parametro a cui la deposizione dei sapropel risulta strettamente legata.

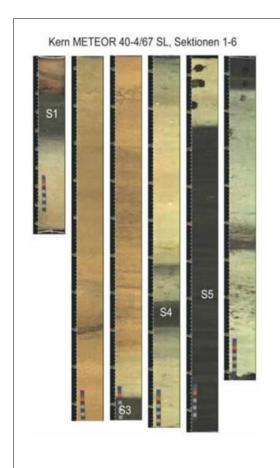


Figura 1.3: Sezione di una carota prelevata nel Mediterraneo. Indicati i sapropel presenti. (Giacomazzi, 2009)

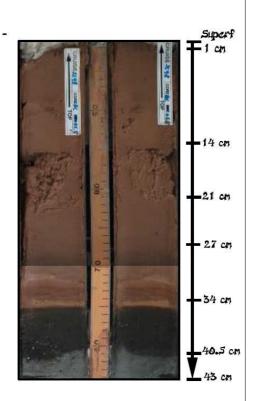


Figura 1.4: Carota della campagna SAP-SINAPSI (1998). Prelevata a 3224 m. (Ricci, 1999)

#### 1.2.1 Ciclicità nelle sequenze di sapropel

Le analisi condotte sui sedimenti marini depositati negli ultimi 782000 anni hanno evidenziato come il forzante orbitale possa esercitare una forma di controllo sulla sedimentazione (Cramp e O'Sullivan, 1999).

Le variazioni cicliche dell'orbita terrestre, come descritto da Milankovitch (1930), sono caratterizzate da frequenze specifiche e possono essere di tre tipi:

- cambiamento dell'eccentricità dell'orbita di rivoluzione attorno al sole
- variazione dell'obliquità dell'asse di rotazione terrestre
- precessione degli equinozi.

Le variabili che influenzano in maniera determinante il clima, agendo sull'entità e sulla distribuzione dell'insolazione (radiazione solare incidente) sulla Terra, sono l'obliquità dell'asse terrestre e la precessione degli equinozi (Van Santvoort et al., 1997); inoltre è possibile stabilire una relazione fra il regime climatico a scala globale, quello idrografico registrato nei sedimenti marini ed i cicli di Milankovitch, grazie alla periodicità del forzante orbitale d'insolazione.

Rossignol-Strick (1983) propose per prima la teoria secondo la quale la deposizione dei sapropel poteva essere correlata con le variazioni nel ciclo di precessione orbitale, stabilendo un legame fra le variazioni nell'insolazione e la circolazione monsonica nell'emisfero boreale; infatti un minimo nel ciclo di precessione (l'ultimo risale a 11000 anni fa, quando iniziò a depositarsi l'S1) durante un massimo di eccentricità, determina una maggiore insolazione estiva ed una minore invernale, aumentando il contrasto termico stagionale e quello terramare, intensificando la circolazione monsonica nel periodo estivo.

Secondo l'ipotesi di Rossignol-Strick, tale cambiamento avrebbe intensificato le precipitazioni sul Mediterraneo e l'Africa equatoriale, aumentando l'input di acqua dolce dai fiumi nel bacino mediterraneo, modificandone il bilancio idrico; questo processo potrebbe aver innescato la deposizione dei sapropel mediterranei.

Sono stati determinati due parametri per descrivere l'insolazione:

**I**<sub>T</sub>: insolazione in corrispondenza del Tropico del Cancro, espressa in Langleys al giorno (1 Ly= 1 cal cm<sup>-2</sup>);

**G:** gradiente dell'insolazione tra il Tropico del Cancro (I<sub>T</sub>) e l'Equatore (I<sub>E</sub>)

$$G = I_T - I_E$$

Sommando questi due parametri si ottiene l'indice monsonico d'insolazione (M):

$$M = I_T + G = I_T + (I_T - I_E)$$

Le variazioni di questo indice, per gli ultimi 465000 anni, sono state espresse come deviazioni al tempo t dal valore registrato nel 1950 d.C. ed indicate con:

$$\Delta \mathbf{M} = \mathbf{M}^{t} - \mathbf{M}^{1950}$$

Ogni volta che l'indice monsonico supera un determinato valore soglia i sapropel si depositano, mentre ciò non avviene al di fuori di tali periodi (*Figura 1.6*).

Anche studi più recenti di modellistica climatica hanno confermato la relazione tra il forzante orbitale d'insolazione, l'intensità e l'estensione della circolazione monsonica e delle precipitazioni ad essa legate (Kutzack e Liu, 1997; Tuenter et al., 2003).

Il legame fra cicli orbitali e sequenze di sapropel è mostrato dalla Figura 1.5.

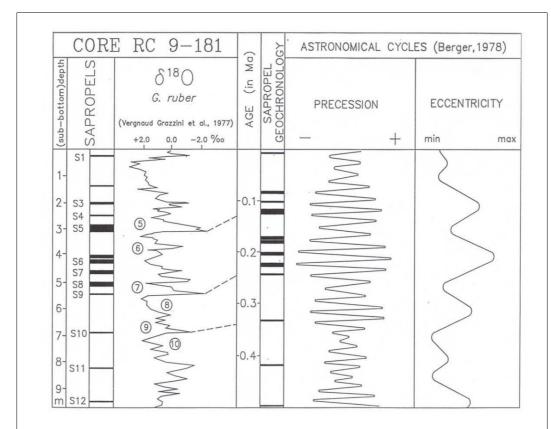


Figura 1.5: Correlazione fra i cicli orbitali di precessione ed eccentricità ed una sequenza di sapropel dell'alto Pleistocene, del Mediterraneo Orientale

(Vergnaud-Grazzini et al., 1977; Berger, 1978)

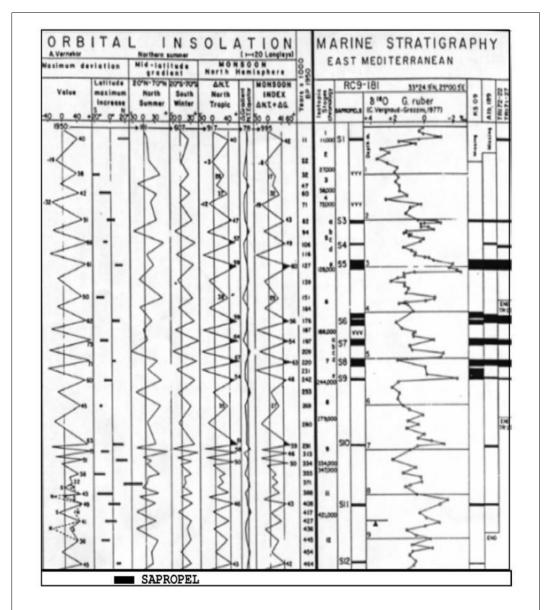


Figura 1.6: Correlazioni fra l'indice monsonico d'insolazione orbitale ed i sapropel contenuti in carote estratte nel Mediterraneo Orientale, a profondità comprese fra 2000 e 3000 m

(Rossignol-Strick, 1985)

# 1.2.2 Ipotesi sulle cause di deposizione

Per spiegare la formazione dei sapropel sono state proposte numerose teorie, tuttavia non si è ancora giunti ad un'interpretazione univoca del fenomeno.

La quantità di carbonio organico contenuta nei sedimenti è determinata dal

bilancio tra flusso di materia organica all'interfaccia acqua-sedimento e la conseguente ossidazione operata dai batteri bentici, utilizzando l'ossigeno delle acque interstiziali presenti nei sedimenti (Canfield, 1994; De Lange et al., 1999).

La preservazione del carbonio organico dei sedimenti viene attribuita a due possibili cause, che possono anche essere concomitanti, e cioè elevata produttività primaria ed anossia.

Si definisce anossica una massa d'acqua con concentrazioni di ossigeno disciolto minori dello 0.1 per mille (viene detta ossica quando la concentrazione dell'ossigeno è maggiore del 5 per mille, mentre è ipossica per valori intermedi) ed in tali condizioni l'attività della fauna bentonica e pelagica viene inibita, con una riduzione della capacità di rimineralizzazione della sostanza organica, che invece si accumula e viene preservata nei sedimenti.

Nel Mediterraneo il trasferimento dell'ossigeno dalle acque superficiali alle masse d'acqua profonde si verifica durante la formazione delle acque dense e viene consumato nei processi di rimineralizzazione della materia organica, soprattutto ad opera dell'attività batterica.

Perché si instaurino condizioni di anossia è necessario che si verifichi un'interruzione, o comunque una diminuzione, dei processi di ventilazione all'interno della colonna d'acqua, oppure che si presenti un incremento della produzione primaria nella zona eufotica.

Queste ultime e le altre ipotesi avanzate per spiegare la deposizione dei sapropel, possono essere riassunte con la formulazione di due modelli di ecosistema, riassunti schematicamente nella *Figura 1.7*:

 Modello della stagnazione: una progressiva stratificazione della colonna d'acqua avrebbe causato anossia sul fondo, promuovendo la conservazione del carbonio organico nei sedimenti, altrimenti soggetto alla sintesi da parte dei batteri.

La formazione di uno strato superficiale con salinità ridotta, causato dall'aumento di input di acqua dolce, sarebbe stato tale da modificare la circolazione termoalina del Mediterraneo orientale, ostacolando la formazione della EMDW e causando la scarsa ventilazione delle acque

profonde.

Quindi, sul fondo si sarebbe giunti a condizioni anossiche gradualmente, tali da inibire la rimineralizzazione della materia organica da parte dei batteri aerobi, che in questo modo si sarebbe accumulata e preservata nei sedimenti.

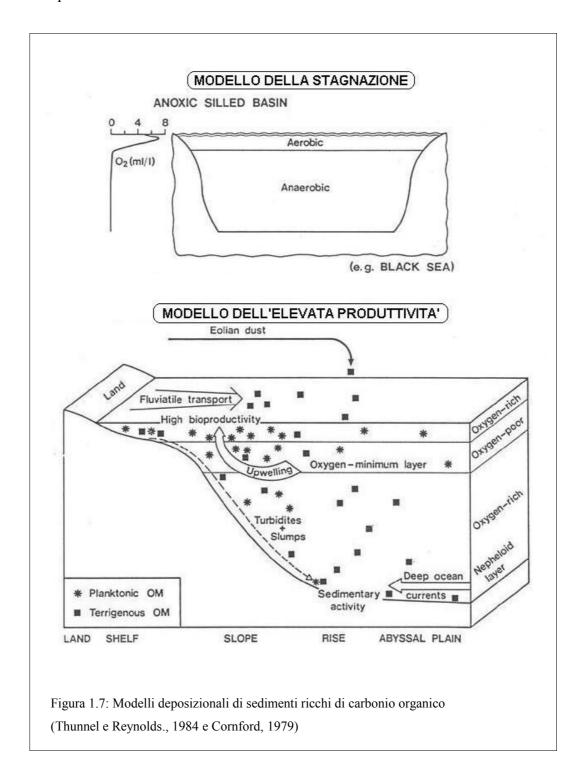
 Modello dell'elevata produttività: un aumento della disponibilità di nutrienti nella zona fotica avrebbe determinato l'aumento di flussi di materia organica verso il fondo, dove il carbonio organico viene sepolto e preservato nei sedimenti.

Questa visione non presuppone cambiamenti significativi nella circolazione termoalina e nel processo di rimineralizzazione da parte dei batteri, ipotizza semplicemente un aumento significativo della produttività primaria e dei successivi flussi di materiale organico.

Entrambi i modelli sono supportati dalle diverse caratteristiche rinvenute nei sedimenti, infatti studi successivi hanno suggerito che le due dinamiche si sarebbero verificate unitamente durante la deposizione del sapropel, in seguito alle modificate condizioni climatiche ed oceanografiche del Mediterraneo Orientale (Rohling e Gieskes, 1989; Howell e Thunnell, 1992; Rohling, 1994; Strohle e Krom, 1997; Emeis et al., 2000; Warning e Brumsack, 2000).

In particolare, il periodo della formazione dei sapropel coincide con alcune variazioni nell'intensità dei monsoni africani: durante un minimo nel ciclo di precessione, con un massimo di insolazione estiva nell'emisfero boreale, l'intensificarsi delle precipitazioni nell'Africa settentrionale avrebbe portato l'aumento di input di acqua dolce nel Mediterraneo. Questi, combinati con la discesa del nutriclino nella zona fotica, avrebbero intensificato la produttività primaria, con un conseguente flusso di materia organica verso il fondo, la quale si sarebbe conservata nei sedimenti a causa delle condizioni anossiche presenti, che non avrebbero permesso la decomposizione da parte della fauna batterica.

Numerosi interrogativi sulle esatte dinamiche degli eventi di deposizione dei sapropel rimangono ancora aperti, nonostante il numero di informazioni raccolte sul campo ed anche tramite la modellistica numerica, sia davvero considerevole; ad esempio non è del tutto chiaro di quale entità sarebbe dovuto essere l'incremento nella produzione primaria, quali sarebbero state le cause che avrebbero indotto questo aumento e precisamente in quale zona della colonna d'acqua si sarebbe verificato.



#### 1.2.3 Il sapropel S1

Il sapropel S1 è quello di formazione più recente, depositato fra i 9800 ed i 5700 anni fa (De Lange et al., 1999), durante la prima metà dell'Olocene (periodo successivo all'ultimo massimo glaciale, copre gli ultimi 11500 anni) nel periodo chiamato Optimum Climaticum, così chiamato in quanto caratterizzato dal miglioramento del clima globale. Invece il periodo successivo, il tardo Olocene, portò ad un raffreddamento globale, con eventi di instabilità sia nell'area mediterranea che in quella atlantica (Sbaffi et al., 2003).

La presenza di sapropel S1 è stata registrata in tutta l'area del Mediterraneo Orientale, mentre nella parte occidentale del bacino solamente in un sito all'interno del Mare di Alboran e le ipotesi sulle cause di deposizione sono le stesse avanzate per gli altri sapropel, come precedentemente descritto. Infatti durante l'Optimum Climaticum si sarebbe intensificata l'influenza dei monsoni, determinando un maggior afflusso di acqua dolce nel Mediterraneo, inibendo il processo di formazione delle acque dense e determinando l'anossia del fondale (Passier et al., 1998; Emeis et al., 1996); inoltre, durante tale periodo si sarebbe verificato un aumento della produzione primaria nella zona eufotica, anche se non ne è ancora stata determinata l'esatta entità (De Lange et al., 1999).

Come gli altri sapropel, l'S1 è caratterizzato da una colorazione scura, tendente al nero; giace al di sopra di uno strato grigio scuro chiamato "proto-sapropel" che nella sua parte inferiore sfuma verso un grigio più chiaro, per poi tendere nuovamente al marrone chiaro.

E' possibile datare con precisione la base del sapropel, concomitante all'inizio della deposizione, che con le analisi effettuate tramite il C<sup>14</sup> è stata fatta risalire fra gli 8000 ed i 9000 anni fa ed è avvenuta prima a minori profondità, proseguendo poi verso quelle maggiori (Stohle e Krom, 1997). Risulta, invece, incerta la durata dell'intervallo di sedimentazione dell'S1, a causa dell'impossibilità di datare il tetto del sapropel, essendo la sua posizione soggetta ad un abbassamento, in seguito ai processi di ossidazione post-deposizionale a carico della sostanza organica. La fine della deposizione, comunque, viene associata al picco superiore nella concentrazione del manganese, all'interno dello strato detto "Manganese Marker

Bed", la cui data di formazione è generalmente posta intorno ai 5000 anni.

Il sapropel S1 è caratterizzato da una frazione di carbonio organico variabile fra l'1% ed il 3.4%; uno studio effettuato su campioni provenienti dal Mediterraneo Orientale, indica come tale contenuto dipenda soprattutto dalla profondità alla quale è avvenuta la deposizione: a profondità maggiori, in condizioni di anossia o ipossia della colonna d'acqua, risulterebbe favorita la preservazione della materia organica e quindi un maggior contenuto di carbonio organico nei sedimenti.

Non sono state rilevate, invece, correlazioni evidenti né con lo spessore dell'orizzonte sapropelitico (variabile fra 0.5 e 25 cm), né con l'ubicazione geografica (Murat e Got, 2000). In questo studio si ipotizza, inoltre, la formazione di una zona di minima concentrazione di ossigeno nel Mediterraneo Orientale, in corrispondenza della deposizione dell'S1, che si sarebbe prima formata ad una profondità di circa 500 m e sarebbe poi avanzata verso il fondo, ad una velocità di circa 500 m ogni 100 anni.



Figura 1.8: Campione di sedimento in cui è visibile uno strato di sapropel S1 (grigio scuro) che giace al di sopra del "proto-sapropel" (grigio chiaro).

(Netherlands Organization for Scientific Research (NWO))

#### 1.2.4 Le simulazioni di Bianchi et al. (2006)

All'interno del lavoro svolto da Bianchi et al. (2006), è stato implementato un modello numerico unidimensionale che accoppia la fisica della colonna d'acqua a una rappresentazione numerica dell'ecosistema; lo scopo principale di questo studio era quello di verificare tramite simulazioni numeriche le ipotesi teoriche relative alla deposizione del sapropel S1.

L'implementazione è stata effettuata, basandosi sulle simulazioni di Myers et al., in una specifica zona del Mediterraneo Orientale (mostrata nella *Figura 1.9*), nelle condizioni idrologiche attuali ed in quelle ipotizzate per l'Optimum Climaticum, periodo durante il quale è avvenuta la deposizione del sapropel S1.

Questo modello è in grado di simulare i cicli biogeochimici dell'ecosistema marino per tempi dell'ordine delle migliaia di anni, sia nelle condizioni odierne, sia in quelle dell'Optimum Climaticum e permette un confronto dei risultati della paleosimulazione con quelli della situazione attuale, per evidenziare le differenze strutturali dell'ecosistema. Inoltre, è possibile studiare l'evoluzione di alcuni dei parametri chiave per la deposizione e la preservazione del sapropel S1, fra i quali la concentrazione di ossigeno nella colonna d'acqua.

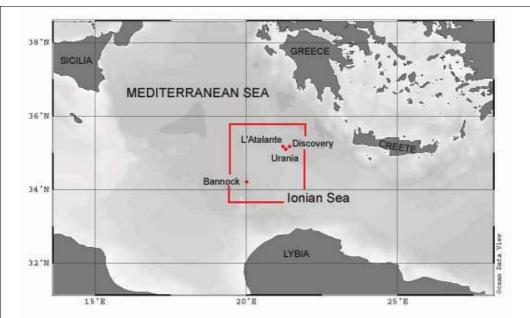


Figura 1.9: Localizzazione dei quattro bacini anossici profondi (coordinate dei bacini: L'Atalante 35.18 N 21.41 E, Discovery 35.17 N 21.41 E, Urania 35.14 N 21.31 E, Bannock 34.17 N 20.00 E)

## 1.3 L'importanza delle velocità di sedimentazione

La velocità di sedimentazione (*sinking velocity*) del detrito organico particolato prodotto nella zona eufotica, è un importante elemento della dinamica dell'ecosistema marino pelagico. Il flusso di materiale organico particolato è legato all'entità della produttività primaria, dalla quale dipendono anche lo sviluppo ed il mantenimento del massimo sottosuperficiale di clorofilla (Hodges e Rudnick, 2004).

Essa riveste una notevole importanza nel determinare la scala temporale di sviluppo e mantenimento delle condizioni anossiche all'interno della colonna d'acqua, essendo inversamente proporzionale all'intervallo temporale tra l'instaurarsi dell'anossia al di sotto della zona ventilata ed il suo arrivo all'interfaccia acqua-sedimento.

Un'elevata velocità di sedimentazione del detrito determina una breve residenza all'interno della zona ventilata, al di sotto della quale giunge quindi una maggiore quantità di particolato organico, che fa aumentare i tassi di rimineralizzazione e di consumo di ossigeno.

Risulta evidente che non tutte le particelle avranno la stessa velocità di discesa lungo la colonna d'acqua, essa dipende infatti dalle loro dimensioni. Questa dipendenza è definita dalla legge di Stokes, che verrà trattata più dettagliatamente alla fine di questo paragrafo.

Nelle simulazioni di Bianchi et al. (2006), che riproducono le condizioni attuali e quelle per l'Optimum Climaticum, il parametro relativo alla sinking velocity è stato fissato ad un valore costante di 1.5 metri al giorno per tutto il particolato organico, il che in alcuni casi costituisce una sottostima, ma è importante tenere presente che la velocità di sedimentazione scelta deve essere rappresentativa di un ampio spettro di particelle, a partire dai resti di pico-nano-e microfitoplancton, passando per le diatomee, fino ad arrivare ai gusci ed ai fecal pellets generati dal mesozooplancton.

All'interno dello stesso lavoro sono stati effettuati anche alcuni esperimenti per testare la sensitività del modello alle velocità di sedimentazione e sono stati analizzati, in quanto considerati attendibili, solo i risultati ottenuti aumentando la

velocità di non più di un ordine di grandezza (fino a 10 metri al giorno); quelli ottenuti con velocità superiori ai 100 metri al giorno sono stati considerati scarsamente realistici.

Altri studi, però, considerano rilevante l'influenza di particelle con velocità di sedimentazione elevata, fino a 200 metri al giorno (Stratford et al., 2000).

Valori così elevati sono stati confermati anche da studi recenti (Patara et al., 2009), che riportano sinking velocities comprese fra i 100 ed i 200 metri al giorno, per alcune componenti del detrito, come ad esempio le coccosfere dei coccolitoforidi o i fecal pellets prodotti da alcuni organismi zooplanctonici.

#### 1.3.1 Le simulazioni di Patara et al. (2009)

Per quanto riguarda le elevate velocità di sedimentazione, è stato preso in considerazione, in particolare, il lavoro di Patara et al. (2009), che aveva lo scopo di studiare la correlazione tra i flussi di particolato profondi e le velocità verticali, nei bacini profondi del Mediterraneo Orientale.

I dati relativi ai flussi di particolato nei bacini anossici profondi del Mar Ionio, sono stati raccolti nel periodo compreso fra novembre del 1999 e maggio del 2001, con l'ausilio di trappole di sedimentazione posizionate alle profondità di 500 e 2800 metri nei bacini Urania e Bannock (*Figura 1.9*).

Le velocità verticali sono state calcolate dal modellodi circolazione generale OPA (Océan Parallélisé; Madec et al., 1998).

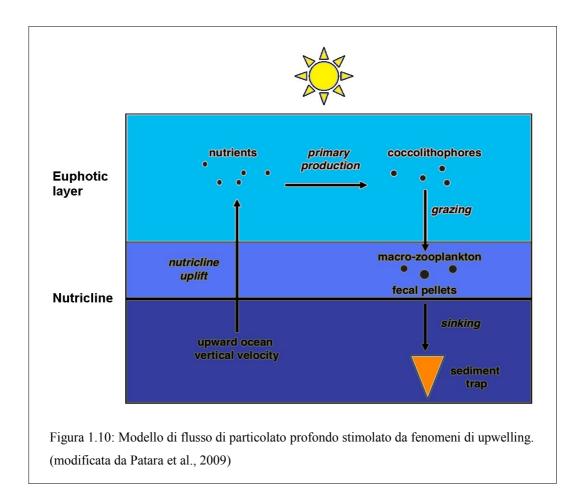
Questo studio ha mostrato che le velocità ascensionali (*upwelling*) negli strati sottosuperficiali hanno una correlazione positiva con i flussi profondi di particolato.

Tale effetto non è ovviamente di tipo diretto, ma sono proprio i fenomeni di upwelling ad innescare un aumento della disponibilità di nutrienti negli strati superiori dell'oceano, che stimola produzione primaria e, successivamente secondaria, producendo materiale particolato che si deposita con un'elevata velocità di sedimentazione.

Il meccanismo di sedimentazione ipotizzato, schematizzato nella *Figura 1.10*, sarebbe di questo tipo: la presenza di velocità verticali dirette verso l'alto alla base

della zona eufotica, produrrebbe uno spostamento verso l'alto del nutriclino; quindi gli organismi fitoplanctonici trarrebbero vantaggio delle condizioni di elevata disponibilità di nutrienti, aumentando la produzione primaria che a andrebbe poi a stimolare la predazione. Il detrito organico sedimenterebbe lungo la colonna d'acqua con sinking velocities elevate e verrebbe poi catturato dalle trappole di sedimentazione.

Tale meccanismo di aumento dei flussi di particolato, innescato da fenomeni di upwelling, sembrerebbe avere una scala temporale di alcune settimane.



Tassi di sedimentazione così elevati possono essere scatenati da diversi fattori, non solo dall'aumento della produzione primaria con conseguente discesa verso il fondo di grandi quantità di fecal pellets prodotti dal macrozooplancton, ma anche da intensi eventi di Saharan dust (apporto eolico di sabbie ad elevato contenuto di nutrienti, di origine Sahariana), in grado di fertilizzare gli strati superiori

dell'oceano.

In entrambi i casi si riscontra un aumento della disponibilità di nutrienti nella zona eufotica, a cui fa seguito un elevato tasso di sedimentazione, il che costituisce l'evidenza dell'efficienza della pompa biologica dei bacini profondi del Mediterraneo Orientale nel sequestrare carbonio organico dagli strati superficiali.

In seguito alle misurazioni effettuate in entrambe le stazioni, calcolando le velocità di sedimentazione a seconda del materiale raccolto nelle trappole poste alle due diverse profondità, è stato osservato che in corrispondenza di periodi caratterizzati da velocità verticali dirette verso l'alto, si hanno elevati flussi di materiale organico; quando invece le velocità verticali sono dirette verso il basso, i flussi di particolato sono scarsi. Non appare evidente alcuna correlazione con i flussi di materiale quando le velocità verticali dell'oceano sono prossime allo zero.

#### 1.4 Obiettivi della tesi

L'obiettivo principale di questa tesi è quello di utilizzare e modificare un modello numerico unidimensionale, in grado di simulare l'ecosistema e fornire una rappresentazione numerica che permetta di verificare le ipotesi teoriche sulla deposizione del sapropel S1.

Questo lavoro si propone anche di migliorare le caratteristiche di tale modello precedentemente implementato, ponendo particolare attenzione ai recenti studi effettuati sulle velocità di sedimentazione del materiale organico, in modo da poterle applicare alle nuove simulazioni.

Sono state, inoltre, apportate alcune migliorie al codice per adeguarlo alle macchine utilizzate, e correzioni e specifiche laddove fossero necessarie.

Gli scopi di questa tesi possono essere così riassunti:

- Simulare lo sviluppo di condizioni anossiche nei bacini profondi del Mediterraneo Orientale, secondo le condizioni proposte nella versione originale del modello, riproducendo alcuni esperimenti precedentemente eseguiti, per testare l'attuale affidabilità del modello e la riproducibilità dei risultati.
- Testare la sensitività del modello alla velocità di sedimentazione del detrito organico particolato, variando le velocità secondo i risultati proposti in recenti studi condotti nei bacini anossici profondi del Mediterraneo Orientale.
- Studiare la sensitività della dinamica dell'ossigeno disciolto nella colonna d'acqua, ai processi bentici di rimineralizzazione della sostanza organica nei sedimenti.

## **CAPITOLO 2**

# MATERIALI E METODI

# Legge di Stokes: calcolo delle dimensioni del particolato

Allo scopo di verificare la consistenza fra le elevate velocità di sedimentazione osservate da Patara et al. (2009) e le dimensioni del particolato, è stato effettuato un ulteriore controllo, basato sull'applicazione della legge di Stokes, che data la velocità di sedimentazione di una particella di cui non sono noti né la natura né le dimensioni, permette di determinare il raggio equivalente di una sfera di quarzo (utilizzata come campione di riferimento, essendo nota la densità del minerale) che sedimenterebbe con la stessa velocità della particella considerata.

In particolare, la legge afferma che una sfera che cade per gravità all'interno di un fluido raggiunge una velocità costante quando la resistenza opposta dalla viscosità del fluido è esattamente bilanciata dalla spinta gravitazionale; tale velocità viene definita "di regime" e risulta essere proporzionale al quadrato del raggio della sfera.

La velocità di regime (v) della sfera è data dalla formula:

$$v = \frac{2}{9} \frac{(\rho_s - \rho_f)}{\eta} g r^2$$
 (2.1)

In cui:

 $v = \text{velocità di sedimentazione } [\text{m/s}^{-1}]$ 

 $\rho_s$  = densità del quarzo [kg m<sup>-3</sup>]  $\rightarrow \rho_s$  = 2650 kg m<sup>-3</sup>

 $\rho_f$  = densità del fluido [kg m<sup>-3</sup>]

 $\eta$  = viscosità molecolare del fluido [Pa·s]  $\rightarrow$  [kg m<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup>]

 $g = \text{costante gravitazionale} \quad [\text{m s}^{-2}] \rightarrow g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$ 

r = raggio della particella [m]

Nel nostro caso il fluido considerato è l'acqua di mare, che è caratterizzata da:

$$\rho_f = 1025 \text{ kg/m}^{-3}$$

$$\eta = 8.94 \cdot 10^{-4} \text{ Pa} \cdot \text{s}$$

Dalla 1.1 si può, quindi, ricavare il valore del dimetro equivalente (d):

$$d = 2\left(3\sqrt{\frac{v\eta}{2g(\rho_s - \rho_f)}}\right) \tag{2.2}$$

A questo punto, andando a sostituire nella 2.2 si possono calcolare le dimensioni dei diametri equivalenti, imponendo come velocità di sedimentazione quelle proposte in letteratura. Prendendo in esame in particolare tre fra i valori di velocità proposti da Patara et al. (2009), è possibile eseguire un ulteriore controllo, basandosi su dati sperimentali tabulati (Poppe et al., 2000) (*Tabella 2.1*).

V Velocità di sedimentazione (m/day)	D <sub>S</sub> Diametro dalla legge di Stokes (mm)	D <sub>T</sub> Diametro dai dati tabulati (mm)	$ \frac{\textbf{Differenza \%}}{\left(\frac{D_T - D_S}{D_T}\right)} $
100	0.034	0.038	≅ 10%
140	0.040	0.043	≅ 7%
200	0.048	0.053	≅ 10%

 $D_s$ : diametri precedentemente calcolati attraverso la legge di Stokes

 $D_T$ : diametri riportati nella tabella di Poppe et al., 2000

V: velocità scelte nel range di settling velocities proposte da Patara et al., 2009

Tabella 2.1 Confronto fra i diametri calcolati e quelli tabulati

Si evidenzia una buona corrispondenza fra i dati tabulati e quelli precedentemente calcolati, con differenze comprese fra circa 0,003 e 0,005 millimetri, dovute alle approssimazioni e soprattutto al fatto che i test di laboratorio vengano condotti utilizzando acqua distillata, mentre i calcoli qui presentati sono stati eseguiti assumendo come valori di  $\rho$  e  $\eta$  del fluido, quelli caratteristici dell'acqua di mare. Le dimensioni dei diametri equivalenti, sia calcolati sia tabulati., corrispondono a particelle appartenenti alla classe dei silt (compresi fra  $1 \div 256$  ed  $1 \div 16$  di

millimetro), il che è ragionevole in relazione al materiale trovato nelle trappole di sedimentazione.

Occorre però ricordare che sia i diametri calcolati, sia quelli tabulati, sono soltanto diametri equivalenti, relativi ad un materiale inorganico, ossia un minerale con densità nota; variando la densità del materiale e applicando la stessa formula con le stesse velocità di sedimentazione, ovviamente si otterrebbero diametri di diverse dimensioni.

#### 2.1 Il modello numerico

Non sempre è possibile verificare sperimentalmente le ipotesi relative alla dinamica dell' ecosistema marino, per questo motivo si fa ricorso a dei modelli numerici che possano simulare situazioni altrimenti non riproducibili e che permettano di verificare le ipotesi teoriche formulate.

Il modello utilizzato in questa tesi è costituito dall'accoppiamento della versione unidimensionale del Princeton Ocean Model, POM (Blumberg e Mellor, 1987), che simula la componente fisica dell'ecosistema marino, e l'European Regional Seas Ecosystem Model, ERSEM (Baretta et al., 1995, Baretta-Bekker et al. 1995), che riproduce la componente biogeochimica.

Un modello accoppiato di questo tipo è stato utilizzato in precedenza per simulare le condizioni attuali in alcune parti del Mediterraneo (Allen et al., 1998, 2000; Vichi et al., 2003).

POM viene eseguito in modalità "diagnostica", ossia i profili verticali di temperatura e salinità vengono imposti a priori , basandosi sulle simulazioni di Myers et al. (1998) ed il modello di chiusura della turbolenza utilizzato è quello proposto da Mellor e Yamada (1982), che consente di esprimere i flussi turbolenti del secondo ordine in funzione dei gradienti delle variabili medie.

Vengono calcolati in maniera prognostica solo i coefficienti di diffusione turbolenta necessari a calcolare il trasporto verticale delle variabili pelagiche.

Nei paragrafi successivi verrà analizzata più nel dettaglio la parametrizzazione di alcuni dei processi non risolti esplicitamente dal modello unidimensionale ed in generale, per una trattazione più specifica del modello di ecosistema utilizzato, è

possibile riferirsi a Bianchi (2003).

All'interno del modello è necessario impostare: una griglia verticale, condizioni iniziali che definiscano lo stato delle variabili al tempo zero lungo tutto il profilo della colonna d'acqua e condizioni al contorno, che costituiscano i forzanti imposti alla superficie al tempo zero e per tutta la durata della simulazione.

Si può immaginare il modello come una continua interazione di flussi di materia ed energia attraverso tre comparti legati fra loro: fisico, pelagico e bentico.

Lo scambio di variabili tra i modelli POM ed ERSEM avviene ad ogni passo temporale di integrazione di POM; le variabili fornite al modello ecologico sono la temperatura, utilizzata per simulare la risposta ambientale dei differenti gruppi funzionali ed i coefficienti di diffusione verticale necessari a calcolare il trasporto turbolento delle variabili di stato.

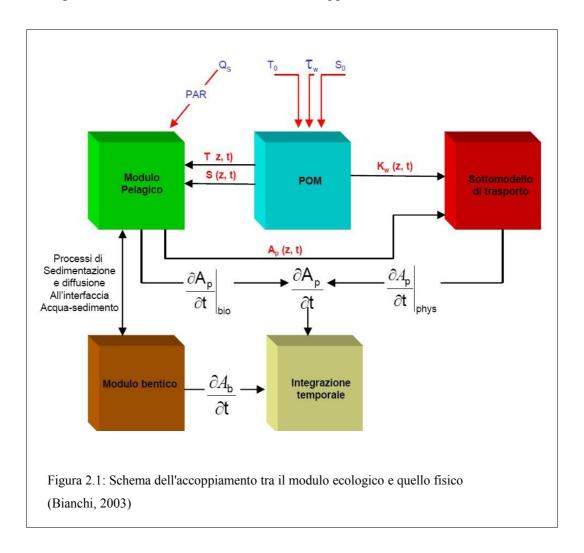
Il passo temporale di integrazione del modello è quello richiesto da POM, ma vi è la possibilità di accorciarlo quando il modello ecologico lo richiede. Infatti le scale temporali che caratterizzano l'evoluzione del sistema fisico non sono necessariamente le stesse del sistema biogeochimico e questo dev'essere tenuto presente al momento di risolvere numericamente le equazioni alle differenze finite che simulano i diversi processi.

ABBREVIAZIONE	PROCESSO	
gpp	Produzione primaria lorda	
rsp	Respirazione	
exu	Essudazione	
lys	Lisi cellulare	
prd	Predazione	
upt	Uptake	
diff	Diffusione	
nit	Nitrificazione	

Tabella 2.2 Lista dei processi biogeochimici e delle abbreviazioni utilizzate nel testo

Inoltre è necessario notare che la versione del modello utilizzata non presenta alcun feedback dalla componente ecologica a quella fisica, quale potrebbe essere ad esempio l'effetto del materiale biogenico sospeso, in grado di alterare la penetrazione della radiazione solare con la profondità.

La Figura 2.2 descrive schematicamente l'accoppiamento dei due modelli.



L'evoluzione temporale di una generica variabile biogeochimica A può essere espressa nel modo seguente (in termini di concentrazione):

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \frac{\partial A}{\partial t} \bigg|_{phys} + \frac{\partial A}{\partial t} \bigg|_{bio} \tag{2.3}$$

In cui:

$$\frac{\partial A}{\partial t}\Big|_{phys} = -(w_u + w_{sink}) \frac{\partial A}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_H \frac{\partial A}{\partial z} \right]$$
 è il tasso di cambiamento

dovuto ai processi fisici, come l'avvezione verticale e la diffusione verticale turbolenta.

 $\frac{\partial A}{\partial t}\Big|_{bio}$  è il tasso di cambiamento dovuto ai processi biogeochimici, che comprendono produzione primaria, respirazione, predazione, escrezione, essudazione, assorbimento di nutrienti e lisi cellulare.

Ad esempio, il tasso di variazione del contenuto di carbonio di un generico gruppo di fitoplancton può essere espresso come la somma di diversi termini, che rappresentano i contributi di ogni singolo processo:

$$\frac{\partial P_c}{\partial t}\bigg|_{bio} = \frac{\partial P_c}{\partial t}\bigg|_{O^{(3)}}^{gpp} - \frac{\partial P_c}{\partial t}\bigg|_{O^{(3)}}^{rsp} - \frac{\partial P_c}{\partial t}\bigg|_{R_c^{(i)}}^{exu} - \frac{\partial P_c}{\partial t}\bigg|_{R_c^{(i)}}^{lys} - \frac{\partial P_c}{\partial t}\bigg|_{R_c^{(i)}}^{lys} - \sum_j \frac{\partial P_c}{\partial t}\bigg|_{Z_c^{(j)}}^{prd}$$
(2.4)

Nella 2.4 ogni apice rappresenta il processo descritto (esplicitati nella *Tabella 2.2*) ed i pedici i gruppi funzionali relativi (descritti nella *Tabella 2.3* e *2.4*).

Per una trattazione specifica delle equazioni biogeochimiche di ERSEM è possibile riferirsi a Vichi et al., (2003).

		Modulo pelagico	
Simbolo	Componenti	Descrizione	Unità di misura
N <sup>(1)</sup>	P	Fosfati	mmol P m <sup>-3</sup>
$N^{(3)}$	N	Nitrati	mmol N m <sup>-3</sup>
$N^{(4)}$	N	Ammonio	n .
$N^{(5)}$	Si	Silicati	mmol Si m <sup>-3</sup>
P <sup>(1)</sup>	C,N,P,Si,Fe,Chl	Diatomee	mg C m <sup>-3</sup> / mmol N,P,Si m <sup>-3</sup>
$P^{(2)}$	C,N,P,Fe,Chl	Flagellati autotrofi	mg C m $^{-3}$ / mmol N,P m $^{-3}$
$P^{(3)}$	C,N,P,Fe,Chl	Picofitoplancton	n .
$B^{(1)}$	C,N,P	Batteri pelagici	II.
$Z^{(4)}$	C,N,P	Mesozooplancton onnivoro	mg C m <sup>-3</sup>
$\mathbf{Z}^{(5)}$	C,N,P	Microzooplancton	mg C m $^{-3}$ / mmol N,P m $^{-3}$
$Z^{(6)}$	C,N,P	Flagellati eterotrofi	n
R <sup>(1)</sup>	C,N,P	Detrito organico disciolto	"
$R^{(6)}$	C,N,P,Si,Fe	Detrito organico particolato	n
$O^{(2)}$	О	Ossigeno disciolto	mmol O <sub>2</sub> m <sup>-3</sup>
$O^{(3)}$	C	Anidride carbonica	mg C m <sup>-3</sup>

Tabella 2.3 Variabili di stato del modulo pelagico e rispettive unità di misura

		Modulo bentico	
Simbolo	Componenti	Descrizione	Unità di misura
K <sup>(1)</sup>	P	Fosfati	mmol P m <sup>-2</sup>
$K^{(3)}$	N	Nitrati	mmol N m <sup>-2</sup>
$K^{(4)}$	N	Ammonio	"
$K^{(5)}$	Si	Silicati	mmol Si m <sup>-2</sup>
H <sup>(1)</sup>	C,N,P	Batteri bentici	mg C m <sup>-2</sup> / mmol N,P m
Q <sup>(1)</sup>	C,N,P	Sostanza organica disciolta nello strato anossico	"
Q <sup>(6)</sup>	C,N,P,Si,Fe	Detrito organico particolato nei sedimenti	
G <sup>(2)</sup>	О	Ossigeno disciolto nello strato ossico	mmol O <sub>2</sub> m <sup>-2</sup>
$G^{(3)}$	C	Anidride carbonica disciolta nei sedimenti	mg C m <sup>-2</sup>

Tabella 2.4 Variabili di stato del modulo bentico e rispettive unità di misura

#### 2.1.1 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 Bousinnesq; queste equazioni, che prendono il nome di equazioni primitive, mettono in relazione reciproca le variabili di stato del fluido oceanico rotante e sono in grado 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.

Il modulo fisico monodimensionale nelle equazioni primitive considera come variabili indipendenti soltanto la coordinata verticale sigma ed il tempo; quindi le velocità orizzontali sono puramente inerziali e di Ekman e dipendono dal passo temporale e dai forzanti.

Temperatura e salinità sono controllate dalle equazioni di diffusione e da un'equazione di stato semplificata (Mellor, 1989); il mixing turbolento per il momento e per i traccianti è descritto dallo schema di chiusura della turbolenza di secondo ordine di Mellor e Yamada (1982).

Il modulo físico, oltre a generare i profili verticali di temperatura, salinità, velocità ed i coefficienti diffusivi per la parte biogeochimica, fornisce anche i valori della radiazione solare incidente per calcolare sulla superficie la radiazione fotosinteticamente attiva (PAR: photosynthetically active radiation), per la parte biochimica del modello.

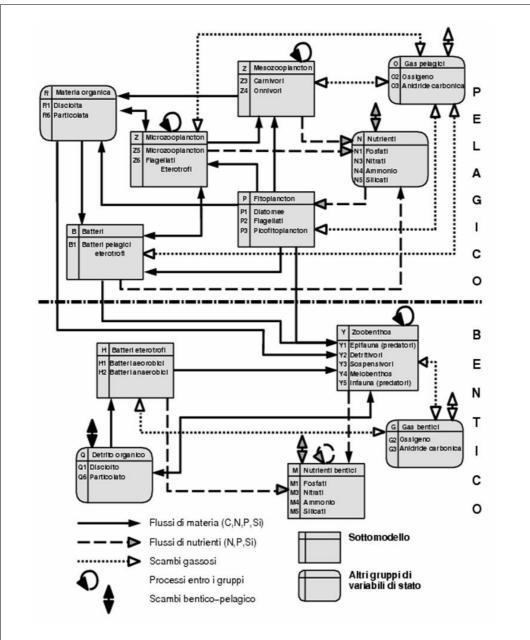


Figura 2.2: Diagramma di flusso dei processi del modello ERSEM e dei gruppi funzionali coinvolti. Accoppiamento del modulo pelagico con quello bentico.

(Baretta et al. 1995, modificata da Vichi et al., 1998.).

#### 2.1.2 Il modulo pelagico

ERSEM è un generico modello di ecosistema basato sulla biomassa, formato da diversi componenti che descrivono i processi biogeochimici che avvengono nella colonna d'acqua e nel sedimento; il modulo pelagico 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; i tassi di input e di output della sostanza organica disciolta e del detrito particolato sono una conseguenza diretta dei processi di produzione e consumo legati alla dinamica dei diversi gruppi funzionali.

Il modulo pelagico è accoppiato a quello fisico, descritto nella sezione precedente, che gli fornisce le condizioni fisiche ed i coefficienti di diffusione turbolenta che controllano i processi di trasporto verticale delle variabili di stato; i moduli di ERSEM sono costituiti da un set di equazioni differenziali alle derivate parziali approssimate da equazioni alle differenze finite, che simulano dinamicamente i cicli del carbonio organico, dell'ossigeno, dell'anidride carbonica e dei macronutrienti (nitrati, fosfati, e silicati) attraverso i diversi comparti dell'ecosistema marino.

Le variabili di stato biologiche (riassunte nella *Tabella 2.2*) sono riunite in gruppi funzionali, i quali rispondono alle caratteristiche ecologiche del livello trofico corrispondente; i gruppi funzionali possono essere distinti ulteriormente in produttori primari fitoplanctonici ed in organismi del microbial loop (zooplancton e batteri) e sono formati da diverse classi di organismi. Il fitoplancton, ad esempio, è costituito da diatomee, le quali necessitano del silicio come nutriente essenziale, da flagellati, la cui elevata mobilità viene simulata attraverso un maggiore tasso di attività respiratoria, e da picofitoplancton.

Ciascun gruppo funzionale rappresenta un insieme di differenti specie, che non sono necessariamente legate fra loro da un'affinità filogenetica, quanto piuttosto da un analogo comportamento ecologico e trofico; i gruppi, pur non essendo internamente divisi in classi di taglia, hanno un'implicita connotazione dimensionale, poiché il comportamento e le caratteristiche di ciascun gruppo sono correlati alle dimensioni degli organismi che lo compongono.

Ogni gruppo è descritto attraverso il contenuto di carbonio, fosforo, azoto e silicio, espresso come concentrazione nella colonna d'acqua, in mg m<sup>-3</sup> per il carbonio e in mmol m<sup>-3</sup> per gli altri nutrienti; i processi tipici di ogni organismo quali nutrizione, assimilazione, respirazione ed escrezione, vengono parametrizzati tramite specifiche costanti che quantificano i tassi di scambio nell'unità di tempo giornaliera, derivati dalla lettratura o da osservazioni di laboratorio (Vichi et al., 1998).

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.

I gruppi funzionali del fitoplancton sono:

- diatomee: alghe unicellulari di diametro sferico equivalente (EDS) compreso tra 20 e 200 mµ, protette da un frustulo siliceo e predate da micro e mesozooplancton;
- nanoflagellati autotrofi: cellule eucariote di EDS compreso tra 2 e 20 mμ, caratterizzate da elevata mobilità, come dinoflagellati di piccole dimensioni e altri flagellati microplanctonici autotrofi, predati da nanoflagellati eterotrofi, micro e mesozooplancton;
- picofitoplancton: picoalghe raggruppate nella classe dimensionale di ESD compreso fra 0.2 e 2 mµ, predate dai nanoflagellati eterotrofi 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.

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: comprende organismi di diametro sferico equivalente superiore ai 200 mµ circa, costituito principalmente da crostacei copepodi;
- microzooplancton: costituito da organismi planctonici di EDS compreso tra 20 e 200 m $\mu$ ;

 flagellati eterotrofi: costituito da protozoi di EDS compreso tra 2 e 20 mμ in grado di predare il picofitoplancton e dei batteri.

A differenza dei gruppi microplanctonici, il mesozooplancton è caratterizzato da rapporti interni di nutrienti costanti, la cui dinamica è quindi strettamente accoppiata a quella del carbonio; 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.

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

Nella formulazione del modello si assume che i batteri abbiano un'elevata efficienza nell'assimilare la sostanza organica disciolta, che viene caratterizzata da un tempo di ricambio talmente basso da renderne impossibile l'accumulo nella colonna d'acqua, rendendoli in grado di competere con i produttori primari nell'assunzione dei nutrienti in soluzione.

I batteri pelagici sono, quindi, gli unici organismi rappresentati da ERSEM in grado di assimilare il detrito organico ed il carbonio disciolto.

Una visione più chiara delle dinamiche batteriche e del consumo di ossigeno, può essere fornita dall'equazione 2.5, in cui  $B_c$  è il tasso di cambiamento temporale del contenuto di carbonio presente nei batteri, dovuto all'assorbimento delle sorgenti di detrito disciolto e particolato e alla respirazione:

$$\frac{\partial B_c}{\partial t}\Big|_{bio} = \frac{\partial B_c}{\partial t}\Big|_{R_o^6}^{upt} - \frac{\partial B_c}{\partial t}\Big|_{O^{(3)}}^{rsp} - \sum_{k=5,6} \frac{\partial B_c}{\partial t}\Big|_{Z_o^{(k)}}^{prd}$$
(2.5)

L'assorbimento di carbonio è dato da:

$$\left. \frac{\partial B_c}{\partial t} \right|^{upt} = min \left( G^{env}, G^{subs} \right) \tag{2.6}$$

In cui:

 $G^{subs}$  = potenziale di assorbimento dovuto alla disponibilità di detrito sia disciolto che particolato;

 $G^{env}$  = potenziale di assorbimento permesso dalle condizioni ambientali, calcolato come  $G^{env} = f_{O^{(2)}} f^T r_0 B_c$ 

 $r_0=$  massimo potenziale di assorbimento di carbonio come frazione della biomassa, modulato da fattori regolatori che sono funzione di temperatura ( $f^T$ ) e concentrazione dell'ossigeno  $(f_{O^{(2)}})$ .

 $f_{{\scriptscriptstyle{O^{(2)}}}}$  è parametrizzata secondo la formulazione di Michaelis-Menten, come:

$$f_{O^{(2)}} = \frac{(O_2)}{(O_2 + h_R^o)}$$
 , dove la concentrazione dell'ossigeno disciolto  $O_{(2)}$  viene

considerata e  $h_B^o$  è la concentrazione di ossigeno alla quale le funzionalità metaboliche risultano dimezzate.

 $f^T$  è scritta in forma esponenziale come  $f^T = Q_{10}^{\frac{T-10}{10}}$  dove  $Q_{10}$  è il coefficiente di temperatura caratteristico dei batteri e T è la temperatura in °C.

Il carbonio organico disciolto viene prodotto nei processi di lisi, di essudazione e di escrezione dal fitoplancton, dallo zooplancton e dai batteri ed è interamente utilizzato da questi ultimi come substrato di crescita; il particolato organico 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, esso può accumularsi nella colonna d'acqua ed è caratterizzato, all'interno del modello, da una velocità di sedimentazione di 1.5 metri al giorno, rappresentando il fondamentale collegamento tra il modulo pelagico e quello bentico.

#### 2.1.3 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. Tale modulo è strettamente accoppiato a quello pelagico, di cui costituisce un'efficace condizione al contorno.

Il detrito particolato, 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 è uno strato in cui avvengono processi di natura esclusivamente anerobica, in assenza di nitrati e di ossigeno.

Come quello 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 anerobiche, e capaci di condurre efficacemente i processi di rimineralizzazione del detrito organico.

La dinamica di questi due gruppi batterici è descritta da un'equazione analoga a quella relativa ai batteri pelagici (2.5), l'unica differenza è che non compare il termine di predazione, poiché i batteri bentici non sono preda di nessun altro organismo.

$$\frac{\partial H_c}{\partial t}\bigg|_{bio} = \frac{\partial H_c}{\partial t}\bigg|_{\mathcal{Q}_c^6}^{upt} - \frac{\partial H_c}{\partial t}\bigg|_{\mathcal{G}^{(3)}}^{rsp} \tag{2.6}$$

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.

Il modulo bentico considera solamente la diffusione dei nutrienti e dei gas disciolti dall'acqua interstiziale del sedimento alla colonna d'acqua sovrastante ed

è in questo modo disaccoppiato dal modello fisico, inoltre non viene simulata la risospensione del materiale particolato per effetto della turbolenza e dello stress sul fondo (Zavatarelli et al., 2000).

#### 2.1.4 La dinamica dell'ossigeno

In questo lavoro viene prestata particolare attenzione all'evoluzione della concentrazione di ossigeno disciolto nella colonna d'acqua e nei sedimenti.

Le seguenti equazioni descrivono in maniera più specifica la dinamica dell'ossigeno sia nel compartimento pelagico che in quello bentico.

$$\frac{\partial O^{(2)}}{\partial t}\Big|_{bio} = \Omega_c^0 \sum_{x=1}^3 \left( \frac{\partial P_c^{(x)}}{\partial t} \Big|_{O^{(3)}}^{gpp} - \frac{\partial P_c^{(x)}}{\partial t} \Big|_{O^{(3)}}^{rsp} \right) - \Omega_c^0 f_B^0 \frac{\partial B_c}{\partial t} \Big|_{O^{(3)}}^{rsp} - \Omega_c^0 \sum_{x=4}^6 \left. \frac{\partial Z_c^{(x)}}{\partial t} \Big|_{O^{(3)}}^{rsp} - \Omega_n^0 \frac{\partial N^{(4)}}{\partial t} \Big|_{N^{(3)}}^{nit} \right) \tag{2.7}$$

La 2.7 è l'equazione relativa al modulo pelagico, in cui  $O^{(2)}$  è la concentrazione di ossigeno disciolto nella colonna d'acqua,  $\Omega_c^0$  è il parametro di conversione da carbonio ad ossigeno e  $f_B^0$  parametrizza la dipendenza dall'ossigeno.

$$\frac{\partial G^{(2)}}{\partial t}\bigg|_{hio} = \frac{\partial G^{(2)}}{\partial t}\bigg|_{\Omega^{(2)}}^{diff} - \Omega_c^0 \frac{\partial H_C^{(1)}}{\partial t}\bigg|_{G^{(3)}}^{rsp} - \Omega_n^0 \frac{\partial K^{(4)}}{\partial t}\bigg|_{K^{(3)}}^{nit}$$
(2.8)

La 2.8 è l'equazione relativa al modulo bentico, dove  $G^{(2)}$  è la concentrazione di ossigeno disciolto nello strato ossico e  $\Omega_c^0$  è il paramentro di conversione da azoto ad ossigeno.

#### 2.1.5 Processi parametrizzati dal modello unidimensionale

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

Quella che segue è la descrizione della parametrizzazione più dettagliata di due fenomeni che non possono essere risolti dal modello e che quindi vengono calcolati in maniera prognostica: le velocità verticali per le componenti disciolte (upwelling di mare aperto) e l'avvezione laterale di ossigeno.

Il regime di venti a cui è soggetto il bacino Ionico, e quindi anche l'area di implementazione del modello, è in grado di determinare fenomeni di upwelling in mare aperto tramite il processo noto come Ekman pumping, descritto dalla seguente equazione (Pond and Pickard, 1983):

$$w_u = \hat{k} \ \vec{\nabla} \times \left( \frac{\hat{\tau_w}}{\rho f} \right) \tag{2.9}$$

In cui  $w_u$  è la velocità di upwelling,  $\tau_w$  lo stress del vento alla superficie,  $\rho$  la densità dell'acqua di mare ed f il parametro di Coriolis.

L'ordine di grandezza della velocità di upwelling  $(w_{max})$  può essere stimata mediante un'analisi di scala dell'equazione precedente:

$$w_{max} = O[w_u] = \frac{\tau_0}{L\rho_0 f_0}$$
 (2.10)

In cui:

 $\tau_0 = 1$  dyn m<sup>-2</sup>, ordine di grandezza dello stress del vento alla superficie

 $\rho_0 = 1$  g cm<sup>-3</sup>, ordine di grandezza della densità

 $f_0 = 10^{-4} \text{s}^{-1}$ , ordine di grandezza del parametro di Coriolis per l'area considerata

L = 500 Km, scala orizzontale per il bacino Ionico.

Sostituendo questi valori nell'equazione 2.10, si ottiene l'ordine di grandezza di  $w_{max}$ , pari a  $10^{-4}$  cm s<sup>-1</sup>. Tale valore può essere considerato una stima del limite superiore della velocità di upwelling indotta dal vento; conoscendo il segno del rotore dello stress del vento nell'area di studio (Pinardi e Navarra, 1993), possiamo assumere  $w_{max}$  come positivo e definire quindi il processo di upwelling.

All'interno del modello è stata introdotta una velocità verticale per le componenti disciolte, variabile con la profondità e con il periodo dell'anno.

Il valore massimo è stato scelto pari alla metà del limite superiore  $w_{max}$  e viene raggiunto nei mesi invernali, quando è maggiore lo stress del vento alla superficie, come indicato dalle osservazioni; durante il periodo estivo questo valore viene ridotto di un fattore 10. La figura seguente (*Figura 2.3*).mostra i profili di velocità di upwelling durante il massimo invernale ed il minimo estivo.

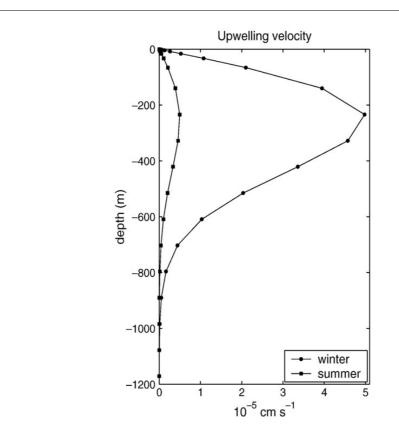


Figura 2.3: Profili verticali delle velocità di upwelling in inverno ed in estate. (Bianchi et al., 2006)

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 superficiali e per avvezione di masse d'acqua dense formate in aree specifiche di convezione profonda.

Per simulare gli apporti laterali di ossigeno dovuti all'avvezione orizzontale, nel modello è stato introdotto un termine di rilassamento nell'equazione prognostica per l'ossigeno disciolto di ERSEM.

$$\frac{\partial O^{(2)}}{\partial t} = \frac{\partial O^{(2)}}{\partial t} \bigg|_{phys} + \frac{\partial O^{(2)}}{\partial t} \bigg|_{bio} + \frac{\partial O^{(2)}}{\partial t} \bigg|_{relax}$$
 (2.11)

Con il termine di rilassamento così parametrizzato:

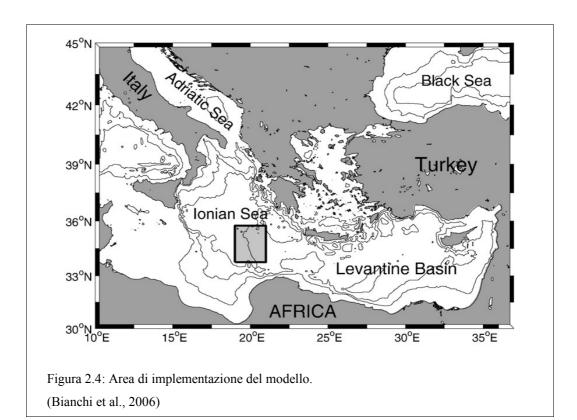
$$\frac{\partial O^{(2)}(t)}{\partial t}\Big|_{relax} = -r[O^{(2)}(t) - O^{(2)}_{init}]$$
 dove  $O^{(2)}_{init}$  è il profilo iniziale dell'ossigeno

ed r è il coefficiente di rilassamento, il cui inverso rappresenta la scala temporale del processo di avvezione dell'ossigeno ed è posto uguale a 30 giorni.

L'effetto dell'equazione è quello di mantenere la concentrazione di ossigeno in prossimità dei valori osservati espressi dalla condizione iniziale. La correzione al profilo dell'ossigeno viene applicata lungo tutta la colonna d'acqua per le simulazioni odierne, per riprodurre i processi di avvezione di masse d'acqua ossigenate che si osservano attualmente nel Mediterraneo Orientale, mentre per le simulazioni dell'Optimum Climaticum la riventilazione si estende dalla superficie fino alla profondità di 500 metri, in accordo coi risultati di Myers et al. (1998), per simulare la mancata formazione di acque dense ossigenate.

### 2.1.6 L'area di implementazione del modello

L'area di implementazione scelta per il modello unidimensionale è quella dei bacini anossici profondi del Mar Ionio- Atalante, Discovery, Urania e Bannock - compresa tra i 33.75° e i 35.75° di latitudine Nord e i 19° e i 21° di longitudine Est (*Figura 1.9* e *Figura 2.4*).



Quest'area è stata oggetto di una campagna oceanografica nel 1998, nell'ambito del progetto SAP-SINAPSI, volta a definire il grado di accoppiamento benticopelagico in siti anossici e a studiare le dinamiche del Mediterraneo Orientale durante l'Optimum Climaticum, attraverso la caratterizzazione dei processi biogeochimici nella colonna d'acqua e nei sedimenti (Ricci, 1999). 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); inoltre tale zona è stata oggetto di un precedente lavoro di tesi che ha fornito una caratterizzazione preliminare degli aspetti oceanografici, geochimici ed ecologici (Ricci, 1999).

La zona dei bacini anossici è caratterizzata da un fondale con profondità massima media di 3046 metri, per questo il modello è stato implementato con una risoluzione verticale costituita da 40 livelli verticali, che si estendono dalla superficie al fondo, situato a 3046 m di profondità; i livelli hanno una distribuzione logaritmica nei primi 140 metri e costante al di sotto, per risolvere con maggiore dettaglio la dinamica della zona superficiale, sede dei processi di rimescolamento turbolento e di produzione primaria.

Il passo temporale d'integrazione del modello è di 1728 secondi.

## **CAPITOLO 3**

## **RISULTATI**

## 3.1 Riproduzione di simulazioni precedenti

Allo scopo di verificare l'affidabilità del modello di ecosistema, per poterlo utilizzare per nuovi esperimenti, e per acquisire confidenza con la sua struttura e con il codice informatico, sono state ripetute alcune importanti simulazioni precedentemente eseguite nel lavoro di Bianchi et al., (2006).

E' stato necessario apportare alcune modifiche formali al codice per adeguarlo alle macchine utilizzate, prima di poter avviare una simulazione e riprodurre graficamente i dati di output generati, il che avviene tramite il software di elaborazione MATLAB.

Innanzi tutto sono stati impostati i primi sei principali esperimenti, necessari per valutare il diverso ruolo delle condizioni fisiche e dell'apporto di nutrienti sull'ecosistema e quindi per evidenziare le differenze tra le condizioni attuali e quelle dell'Optimum Climaticum.

Concentrazione dei nutrienti superficiali (mmol m -3)						
Config.	Fosfati	Nitrati	Silicati	Ammonio		
Low		Nessuna concentrazione imposta a priori				
1	0.03	0.48	0.45	0.021		
2	0.04	0.64	0.60	0.021		

Tabella 3.1 Condizioni al contorno per i nutrienti nelle diverse configurazioni del modello

Tre di queste simulazioni sono state condotte imponendo come condizioni fisiche quelle attuali e inserendo valori progressivamente crescenti (a partire da zero) di concentrazione dei nutrienti superficiali: *NowLow*, *Now1* e *Now2*; gli altri tre

esperimenti sono stati effettuati imponendo le condizioni fisiche tipiche dell'Olocene, con le stesse imposizioni crescenti della concentrazione di nutrienti dei primi tre esperimenti: *HoloLow*, *Holo1* e *Holo2*.

Le concentrazioni imposte per i nutrienti sono quelle riportate nella *Tabella 3.1* e tali valori sono consistenti con quelli osservati attualmente nelle zone del Medio Adriatico (Zavatarelli et al., 1998), assumendo che le relative proporzioni siano quelle indicate dai rapporti di Redfield (Redfield et al., 1963).

In entrambi i casi la concentrazione dell'ammonio è stata mantenuta pari al valore delle osservazioni dell'area di studio.

Gli esperimenti *NowLow* e *HoloLow* non presentano alcun apporto di nutrienti in superficie e riproducono un ecosistema tipico di zone di mare aperto fortemente oligotrofiche, mentre nelle altre quattro simulazioni l'imposizione di diverse condizioni al contorno per le concentrazioni dei nutrienti, riproduce i differenti apporti fluviali.

L'esperimento *NowLow* può essere considerato un esperimento di controllo, condotto con gli attuali forzanti fisici, quali lo stress del vento e la ventilazione laterale, utilizzato per valutare l'efficacia del modello nel riprodurre le condizioni biogeochimiche odierne dell'ecosistema dello Ionio.

Per coerenza con le condizioni iniziali, tutte le simulazioni vengono fatte partire dal mese di luglio, infatti la colonna d'acqua è stata inizializzata con misure di nutrienti ed ossigeno disciolto relativi al mese di luglio, osservati nella zona del bacino Bannock (Bregant et al., 1990).

Il tempo di integrazione per tutte le simulazioni effettuate è stato fissato a 2000 anni, perché ritenuto sufficiente a riprodurre nelle caratteristiche biogeochimiche della colonna d'acqua, i cambiamenti ritenuti significativi da un punto di vista paleoceanografico.

Nella *Figura 3.1* viene riportata l'evoluzione temporale della concentrazione di ossigeno disciolto nella colonna d'acqua, ottenuta dagli esperimenti *NowLow* e *HoloLow*.

Entrambi gli esperimenti coprono l'arco temporale di integrazione che va da 0 a 2000 anni di simulazione e l'estensione verticale comprende l'intera colonna d'acqua, dalla superficie al fondo.

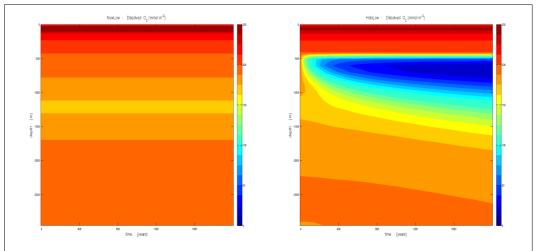


Figura 3.1: Andamento della concentrazione di ossigeno disciolto nella colonna d'acqua (mmol m<sup>-3</sup>) per i 2000 anni di integrazione degli esperimenti NowLow e HoloLow

Le due simulazioni non mostrano differenze marcate dal punto di vista della struttura dell'ecosistema, infatti non avendo alcun input di nutrienti superficiali imposto a priori, entrambe riproducono le tipiche caratteristiche delle odierne zone oligotrofiche, in cui la produttività raggiunge i suoi massimi durante l'estate e si stabilizza su valori molto bassi durante l'autunno e l'inverno (Bianchi, 2003).

La concentrazione di ossigeno lungo la colonna d'acqua dipende dall'interazione fra l'input di nutrienti superficiali, l'avvezione verticale, quella orizzontale e la diffusione, la produzione primaria e la respirazione dei batteri (bentici e pelagici); nell'esperimento *NowLow* si può notare come l'andamento della concentrazione di ossigeno sia sostanzialmente uniforme per tutta la durata dell'integrazione, infatti la riventilazione della colonna d'acqua, non permette il completo consumo dell'ossigeno da parte della componente batterica, che lo utilizza per la rimineralizzazione del detrito.

Si individuano maggiori concentrazioni, con valori fino a 250 mmol m<sup>-3</sup>, in prossimità della superficie, dove avvengono sia gli scambi con l'atmosfera, sia i processi di produzione dei produttori primari.

L'esperimento *HoloLow* presenta condizioni simili a quello *NowLow* nei primi 500 metri di integrazione, mentre al di sotto di tale profondità la stagnazione delle masse d'acqua profonde, presente durante l'Optimum Climaticum, viene simulata dal modello eliminando il processo parametrizzato di ventilazione laterale.

Proprio al di sotto della zona di riventilazione, si nota la formazione e l'espansione (fra i 500 e gli 800 metri di profondità) di una zona di minima concentrazione di ossigeno disciolto, dovuta al consumo di ossigeno operato dai processi batterici di rimineralizzazione del detrito organico particolato.

Questa struttura non definisce vere e proprie condizioni di anossia, ma una condizione ipossica, in quanto la concentrazione dell'ossigeno disciolto non scende mai sotto il valore di 100 mmol m<sup>-3</sup>.

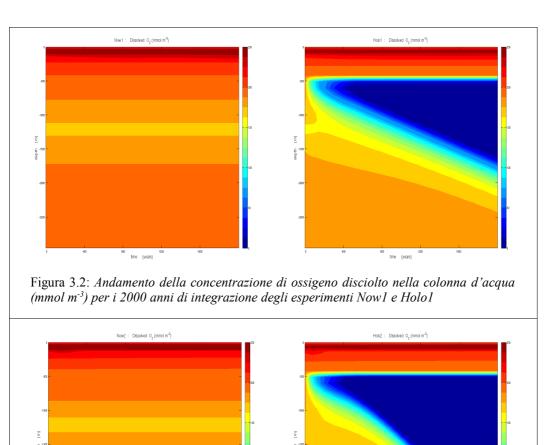


Figura 3.3: Andamento della concentrazione di ossigeno disciolto nella colonna d'acqua (mmol m<sup>-3</sup>) per i 2000 anni di integrazione degli esperimenti Now2 e Holo2

In tutte le simulazioni caratterizzate dall'imposizione di un input di nutrienti in superficie (*Now1*, *Holo1*, *Now2*, *Holo2*), l'ecosistema viene forzato da condizioni

superficiali di nutrienti diverse da quelle che attualmente caratterizzano il Mediterraneo Orientale.

Negli esperimenti *Now1* e *Now2* (*Figura 3.2* e *3.3*) non si notano differenze rilevanti rispetto alla simulazione *NowLow*, infatti anch'essi sono caratterizzati dal mantenimento della concentrazione di ossigeno disciolto, che per tutta la durata della simulazione rimane sostanzialmente uniforme lungo tutta la colonna d'acqua. Quindi anche con un aumento dell'input di nutrienti in superficie la colonna d'acqua, essendo riventilata dagli apporti laterali, non presenta fenomeni di anossia o ipossia causati dall'attività batterica.

Gli esperimenti *Holo1* e *Holo2*, invece, mostrano la formazione e l'espansione verso il fondo di una una zona di minime concentrazioni di ossigeno, con valori al di sotto della concentrazione di soglia di 4.5 mmol m<sup>-3</sup>, assunta come limite superiore per la definizione di condizioni di anossia (Cramp, O'Sullivan, 1999).

L'anossia si sviluppa in primo luogo immediatamente al di sotto della zona ventilata, fra i 500 ed i 600 metri di profondità, dopo circa 400 anni dall'inizio della simulazione per quanto riguarda l'esperimento *Holo1* e circa 300 anni in quello *Holo2*.

Successivamente lo strato anossico si espande per diffusione verso il fondo, con un fronte che si sposta ad una velocità dipendente dalla quantità di particolato organico che sedimenta al di fuori della zona eufotica e ventilata; nel caso di *Holo1* tale velocità è di circa 70 metri ogni 100 anni e per *Holo2* di circa 120 metri ogni 100 anni.

Fino ad una profondità di circa 1000 metri, la zona anossica si espande in maniera simile in entrambi gli esperimenti; da quella profondità in poi, invece, assume una ripidità decisamente maggiore nell'esperimento *Holo2*., in cui dopo 2000 anni di integrazione giunge fino al fondo, mentre nell'esperimento *Holo1* alla fine della simulazione l'anossia raggiunge solo i 1600 metri di profondità.

E' importante notare che in nessuna delle simulazioni fin qui descritte, si sviluppano zone anossiche in prossimità del fondale.

Questo tipo di dinamica dell'evoluzione delle condizioni di anossia è la stessa descritta da Strohle e Krom (1997), la cui ipotesi afferma che la capacità dei batteri pelagici di consumare ossigeno per la decomposizione del detrito organico,

che viene prodotto negli strati superficiali e poi sedimenta lungo la colonna d'acqua, è fondamentale nel controllo del meccanismo top-down di consumo dell'ossigeno. Il processo batterico di rimineralizzazione è così efficiente che tutto il detrito viene completamente consumato mentre asedimenta lungo la colonna d'acqua, determinando la formazione di un minimo nella concentrazione di ossigeno al di sotto della zona riventilata, dove si instaurano le condizioni anossiche; la presenza di anossia negli strati profondi assume un ruolo centrale nella segregazione di sostanza organica nei sedimenti, infatti solo in presenza di queste condizioni sul fondale oceanico il detrito si può depositare all'interfaccia acqua-sedimento e successivamente essere segregato e, in condizioni anossiche, preservato.

In nessuna delle sei simulazioni alla fine dei 2000 anni di integrazione si osserva deposizione di carbonio all'interfaccia acqua-sedimento, infatti i flussi di sedimentazione di sostanza organica all'interfaccia acqua-sedimento sono prossimi allo zero per tutta la durata delle simulazioni (come illustrato nella *Figura 3.4*).

I minimi valori di deposizione di detrito organico sono dovuti al fatto che quest'ultimo viene completamente rimineralizzato lungo la colonna d'acqua, secondo la dinamica precedentemente descritta.

Fa in parte eccezione solo l'esperimento *Holo2*, che alla fine della simulazione è caratterizzato dall'arrivo del fronte anossico all'interfaccia acqua-sedimento e che quindi presenta un flusso di carbonio verso il fondo a partire dai 2000 anni in poi.

# 3.2 Esperimenti di sensitività alle velocità di sedimentazione

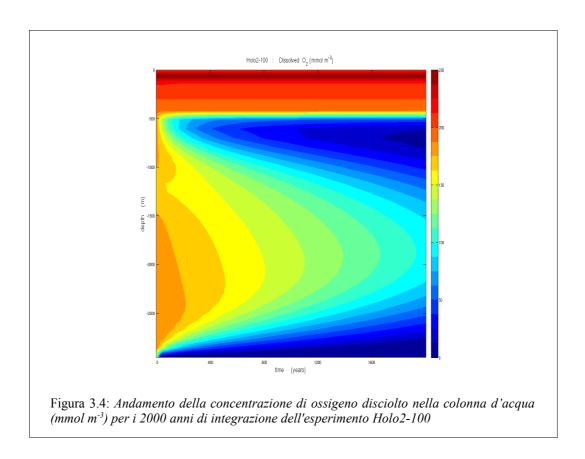
Utilizzando le stesse condizioni iniziali ed al contorno dell'esperimento *Holo2*, sono state effettuate alcune simulazioni imponendo al detrito organico una velocità di sedimentazione molto più elevata rispetto ai sei precedenti esperimenti, ritenendo la settling velocity di 1.5 metri al giorno insufficiente per simulare la situazione che ha portato alla deposizione del sapropel S1, come spiegato nel capitolo precedente.

Sono state prese in esame le tre velocità di sedimentazione riportate nella Tabella

2.1 (100, 140 e 200 m al giorno), considerate rappresentative del range di velocità elevate proposte da Patara et al. (2009), che, come precedentemente dimostrato, sono consistenti con i fenomeni che caratterizzano i bacini ionici profondi.

Nuovi esperimenti (stesse condizioni per i nutrienti superficiali dell'esperimento Holo2)				
Esperimento	Velocità di sedimentazione			
Holo2-100	100 m day <sup>-1</sup>			
Holo2-140	140 m day <sup>-1</sup>			
Holo2-200	200 m day <sup>-1</sup>			
Holo2-200-NoBact (disattivata l'attività dei batteri bentici)	200 m day <sup>-1</sup>			

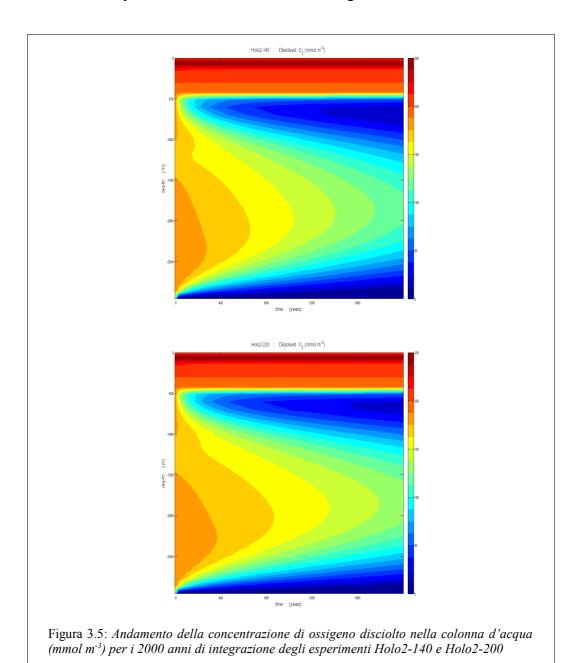
Tabella 3.2 Esperimenti effettuati con le diverse settling velocities



La *Figura 1.4* mostra come l'introduzione di una settling velocity di 100 metri al giorno modifichi non tanto lo sviluppo della zona anossica al di sotto della zona riventilata, quanto la sua evoluzione.

Rispetto alle sei simulazioni precedenti, in questo caso la zona di minimo di

ossigeno si espande verso il fondo più lentamente, ma si sviluppa quasi subito, dopo pochissimi anni dall'inizio dell'integrazione, una zona anossica in prossimità del fondale. Lo strato anossico è inizialmente limitato alla porzione di colonna d'acqua immediatamente prospiciente il fondale, ma poi si espande per diffusione anche negli strati superiori; la zona al di sotto dei 500 metri di profondità non presenta anossia vera e propria, ma solo condizioni ipossiche, per oltre 1000 anni. La *Figura 1.5* mostra i risultati degli altri due esperimenti di sensitività condotti, con velocità rispettivamente di 140 e 200 metri al giorno.



Come nella figura precedente, si nota un immediato sviluppo di una zona con condizioni di anossia all'interfaccia acqua-sedimento e di una zona anossica a partire dalla base dello strato ventilato, la cui velocità di espansione verso il fondo è inversamente proporzionale al valore di velocità di sedimentazione imposto al detrito organico.

La colonna d'acqua risulta, quindi, abbastanza ossigenata per la maggior parte della durata della simulazione. Ciò è dovuto al fatto che il tempo di permanenza del detrito organico nella colonna d'acqua (a causa della velocità di sedimentazione) è tale da non permettere ai batteri pelagici una completa rimineralizzazione. Questo determina la deposizione del detrito nel comparto bentico, dove i batteri lo rimineralizzano, consumando ossigeno.

#### 3.2.1 Sensitività dell'ossigeno disciolto ai processi bentici

La presenza di settling velocities elevate, causando una sedimentazione molto veloce del particolato e facendolo giungere sul fondo, innesca un aumento della segregazione nei sedimenti.

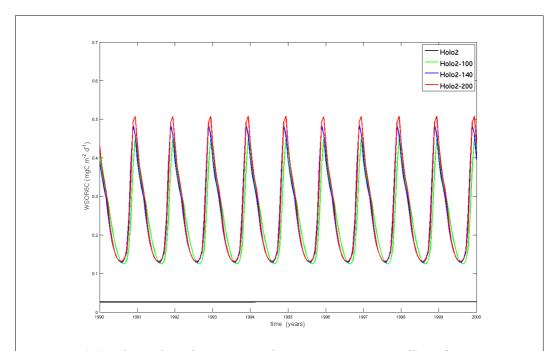


Figura 3.6: Flussi di sedimentazione di sostanza organica all'interfaccia acquasedimento. Confronto fra l'esperimento Holo2 ed i tre con settling velocities elevate. Vengono riprodotti solo gli ultimi 10 anni di integrazione.

Il progressivo aumento dei flussi di sedimentazione di sostanza organica all'interfaccia acqua-sedimento, è descritto nella *Figura 3.6*.

I flussi di sedimentazione nei tre esperimenti con le velocità di sedimentazione elevate sono decisamente più rilevanti rispetto a quello dell'esperimento *Holo2*, con valori leggermente crescenti nei picchi all'aumentare della settling velocity, che arrivano fino a circa 0.5 mgC m<sup>-2</sup> al giorno per l'esperimento *Holo2-200*.

Rispetto alla linearità del flusso costante nell'esperimento *Holo2*, si nota un andamento pulsante dei flussi nelle altre tre simulazioni; le pulsazioni hanno una ricorrenza annuale e corrispondono all'aumento di produzione di detrito organico successivo alle fioriture fitoplanctoniche superficiali.

Un'ultima simulazione è stata condotta per verificare se il fenomeno dello sviluppo dello strato anossico sul fondo potesse dipendere solo dai processi bentici. Quindi all'interno del modello sono stati eliminati i batteri bentici, lasciando attivi soltanto quelli pelagici, ed utilizzando come condizioni iniziali ed al contorno quelle dell'esperimento *Holo2-200*, applicando quindi una velocità di sedimentazione del particolato di 200 metri al giorno.

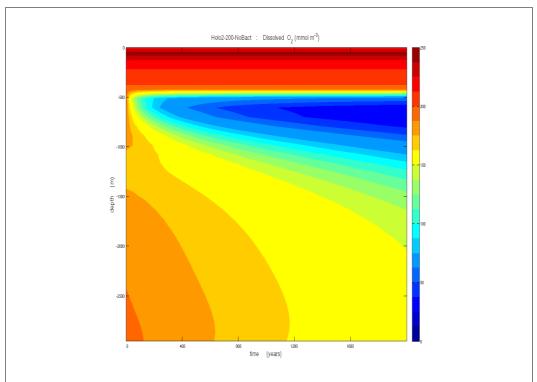


Figura 3.7: Andamento della concentrazione di ossigeno disciolto nella colonna d'acqua (mmol m<sup>-3</sup>) per i 2000 anni di integrazione dell'esperimento Holo2-200-NoBact

Nella *Figura 3.7* fino ad una profondità di circa 1500 metri si nota lo stesso andamento del profilo della concentrazione di ossigeno disciolto ottenuto nell'esperimento *Holo2-200*, con il consueto sviluppo del minimo di ossigeno al di sotto della zona riventilata, a causa dell'elevato consumo di ossigeno da parte dei batteri pelagici durante i processi di rimineralizzazione del detrito. Al di sotto dei 1500 metri la concentrazione dell'ossigeno diminuisce progressivamente, ma senza mai scendere al di sotto di concentrazioni superiori a 100 mmol m<sup>-3</sup>.

Di fondamentale importanza è il fatto che, a differenza dell'altro esperimento (*Holo2-200*), non si registri alcuna formazione di anossia sul fondo.

Questo significa che lo sviluppo della zona anossica in prossimità del fondale ha come principale causa l'attività dei batteri bentici, impegnati nella rimineralizzazione di tutto il materiale particolato che viene deposto nei sedimenti. Tale strato anossico non è, quindi, dipendente dalle attività dei batteri pelagici, che a causa dell'elevata velocità di sedimentazione non hanno il tempo necessario per attaccare il detrito organico e rimineralizzarlo.

Questi esperimenti di sensitività del modello alle sinking velocities confermano quanto la velocità di sedimentazione del detrito organico sia un parametro importante nel determinare la scala temporale di sviluppo e di evoluzione delle condizioni di anossia della colonna d'acqua.

### **CAPITOLO 4**

## CONCLUSIONI

In questo lavoro si è cercato di valutare, mediante l'utilizzo di un modello numerico di ecosistema, il ruolo della velocità di sedimentazione nei processi che hanno portato alla deposizione e alla preservazione della sostanza organica nel sapropel S1.

In seguito ai cambiamenti climatici in corrispondenza dell'ultimo massimo di insolazione orbitale, si sarebbe registrato un aumento degli apporti fluviali nel Mediterraneo, aumentando il flusso di nutrienti superficiali e favorendo quindi la produttività primaria, ed allo stesso tempo una modifica della circolazione del bacino, inibendo la formazione di acque dense e favorendo l'insorgere di condizioni anossiche negli strati profondi; tutto questo avrebbe portato alla deposizione del sapropel durante l'Optimum Climaticum.

Come ipotizzato anche da uno studio precedente (Bianchi et al., 2006), che è stato il punto di partenza per questo lavoro, si ritiene che cambiando le condizioni fisiche di ventilazione della colonna d'acqua e contemporaneamente aumentando i nutrienti superficiali (e quindi la produzione primaria), i batteri abbiano giocato un ruolo fondamentale sulla dinamica del consumo della materia organica al di sotto la zona eufotica ed abbiano prodotto l'anossia. Però, a parità di produzione primaria, la mancanza di un efficiente meccanismo fisico di trasporto del detrito verso il fondo (situato ad oltre 3000 metri di distanza dalla superficie) non permetterebbe l'inclusione di materiale organico nei sedimenti, perché il detrito verrebbe interamente rimineralizzato all'interno della colonna d'acqua.

Infatti, con valori minimi di velocità di sedimentazione del particolato, l'attività dei batteri pelagici è tale da operare una pressoché completa rimineralizzazione del detrito nella colonna d'acqua. In questo caso le condizioni di iniziale ipossia e successiva anossia, si instaurano solo al di sotto della zona riventilata.

Elevate velocità di sedimentazione del detrito organico, consistenti con quelle

effettivamente osservate sperimentalmente da Patara et al. (2009), determinano una redistribuzione dei nutrienti nella zona eufotica ed un riassestamento della struttura dell'ecosistema; di conseguenza la settling velocity influenza anche le dinamiche della diffusione dell'anossia e la sedimentazione profonda, nonché l'inclusione di materiale organico nei sedimenti.

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

- Adattamento del codice del modello di ecosistema, già implementato per effettuare simulazioni di della durata di migliaia di anni sia nelle condizioni attuali, sia in quelle ipotizzate per l'Optimum Climaticum., reso nuovamente utilizzabile per nuovi esperimenti.
- Determinazione di un nuovo range di velocità di sedimentazione da applicare al detrito organico, per simulare scenari più realistici, in grado di riprodurre le condizioni tipiche del periodo durante il quale si sarebbe depositato il sapropel S1.

L'analisi degli esperimenti di sensitività del modello alle velocità di sedimentazione e quelli di sensitività dell'ossigeno disciolto ai processi bentici, hanno portato alle seguenti conclusioni:

- Velocità di sedimentazione di 1.5 metri al giorno sono insufficienti a rappresentare i processi di trasporto a cui il detrito organico è sottoposto; anche se devono rappresentare un ampio range di particelle è necessario che queste vengano aumentate, fino a due ordini di grandezza superiori.
- Sinking velocities elevate innescano lo sviluppo e l'espansione di un fronte anossico a partire dal fondo, oltre alle condizioni ipossiche ed anossiche presenti al di sotto della zona ventilata.
- Lo sviluppo di anossia dal fondo è generata soltanto dall'attività dei batteri bentici.
- Sedimentando con alte velocità, il materiale organico non viene rimineralizzato dai batteri pelagici nella colonna d'acqua e giunge fino al fondo, dove viene in parte consumato dai processi bentici ed in parte incluso nei sedimenti.

Possibili sviluppi futuri di questo lavoro potrebbero essere:

- Divisione del particolato organico in due classi di dimensioni, a cui attribuire diverse velocità di sedimentazione, più lente (1.5 metri al giorno) per le classi minori e più veloci (100 metri al giorno) per quelle maggiori.
- Studio dettagliato della componente bentica e dei processi di accumulo e rimineralizzazione del carbonio organico nel sedimento, con particolare attenzione alla sensitività del modello al *benthic return*, ossia la quantità di materiale organico che viene rimineralizzato nei sedimenti e rimesso in circolo nella colonna d'acqua.
- Diversa modulazione per i due gruppi di batteri bentici e migliore calibrazione dell'attività batterica in condizioni anossiche.
- Parametrizzazione di alcuni gruppi importanti dal punto di vista paleoceanografico, come ad esempio i coccolitoforidi.

## **BIBLIOGRAFIA**

- [1] ADANI, M. (2008) Reanalysis Techniques for the numerical modelling of the Mediterranean Sea Circulation. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Bologna, Facoltà di Scienze Fisiche Matematiche e Naturali. 140 pp.
- [2] 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.
- [3] 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.
- [4] BARETTA, J.W., EBENHÖH, W., RUARDIJ, P., (1995) The European Regional Ecosystem Model, a complex marine ecosystem model. Netherlands Journal of Sea Research 33,363-379.
- [5] BARETTA-BEKKER, J.O., BARETTA, J.W., EBENHÖH, W. (1997) Microbial dynamics in the marine ecosystem model ERSEM II with decoupled carbon assimilation and nutrient uptake. J. Sea Res. 38, 195-211.
- [6] BERGER, A. L. (1978) Long Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. Journal of the Atmospheric Sciences, Volume 35 (12), 2362-2367.
- [7] BIANCHI, D. (2003) Studio Paleoceanografico del Mar Mediterraneo: il caso del sapropel S1. Tesi di laurea, Università degli Studi di Bologna, Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali. 140 pp.
- [8] BIANCHI, D., ZAVATARELLI, M., PINARDI, N., CAPOZZI, R., CAPOTONDI, L., Corselli C., MASINA S. (2006) Simulations of ecosystem response during the sapropel S1 deposition event.,

- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 235, pp. 265–287.
- [9] 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, PO<sub>4</sub>, SiO<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub>. Mar. Chem, 35-62.
- [10]BLUMBERG, 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.
- [11]CANFIELD, D.E. (1994) Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments. Chem. Geol. 114, 315-329.
- [12]CASTRADORI, D. (1993) Calcareous nannofossils and the origin of eastern Mediterranean sapropels. Palaeoceanography 10, 291-300.
- [13]CORNFORD, C., (1979) Organic deposition at a continental rise: organic geochemical interpretation and synthesis at DSDP Site 397, Eastern North Atlantic. In von Rad, U., Ryan, W.B.F., et al., Init.Repts. DSDP, 47 (Pt. 1): Washington (U.S. Govt. Printing Office), 503-510.
- [14]CRAMP, A., O'SULLIVAN G. (1999) Neogene sapropel in the Mediterranean: a review. Mar. Geol. 153, 11-28.
- [15]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.
- [16]DEMIROV, E., PINARDI, N. (2002) Simulation of the Mediterranean Sea circulation from 1979 to 1993: Part I. The interannual variability, J. Mar. Syst., 33, 23–50.
- [17]EMEIS, K.C. AND SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1996) -

- Paleoceanography and sapropel introduction. Proc. Ocean Drilling Program, Init. Rep. 160, 21-28.
- [18]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.
- [19] GIACOMAZZI, G. (2008) Studio multidisciplinare dell'ultimo evento interglaciale e della formazione del sapropel S5 (124000 119000 anni fa). Tesi di laurea, Università degli Studi di Bologna, Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali.
- [20]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.
- [21]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.
- [22] HODGES, B.A., RUDNICK, D.L., (2004) Simple models of steady deep maxima in chlorophyll and biomass. Deep-Sea Research I 51, 999–1015.
- [23]HOWELL, M.W., THUNNELL, R.C., (1992).— Organic carbon accumulation in Bannock Basin: evaluating the role of productivity in the formation of eastern Mediterranean sapropels. Marine Geology 103, 461–471.
- [24]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.
- [25]KULLEMBERG, B. (1952) On the salinity of the water contained in marine sediments. Goteborgs K. Vetenskaps. Vitt-Sambal. Handl. 6, 3-7.

- [26]KUTZACK, J.E., LIU, Z. (1997) Responce of African monsoon in orbital forcing and feedbacks in the middle Holocene, Science (1997) 440-453.
- [27]LOURENS, L.J.A., ATONARAKU, F.J., HILGEN, F.J., VAN HOOF, A.A.M., VERGNAUD-GRAZZINI, C., ZACHARIASSE, W.J. (1996) Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale. Palaeoceanography 11, 391-431.
- [28]MADEC, G., DELECLUSE, P., IMBARD, M., L'EVY, C. (1998) OPA version 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual, Technical Report, Note 11, LODYC/IPSL, Paris, France, 91 pp.
- [29]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.
- [30]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.
- [31]MILANKOVITCH, M., (1930) Mathematische Klimahere und astronomische Theorie der Klimascwankungen. In: Koppen, W, Geiger, R. (eds), Handbuch der Klimaologie 1 (a). Borntraeger, Berlin, 176 pp.
- [32]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.
- [33]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.
- [34]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.
- [35]OLAUSSON, E. (1961) Studies of deep sea cores. Rep. Swed. Deep-Sea Exped. 1947-1948 8 (6), 336-391.
- [36]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.
- [37]PATARA, L., N. PINARDI, C. CORSELLI, E. MALINVERNO, M. TONANI, R., SANTOLERI, S. MASINA (2009) Particle fluxes in the deep Eastern Mediterranean basins: the role of ocean vertical velocities, Biogeosciences, 6, 333-348.
- [38]PINARDI, N., NAVARRA, A., (1993) Baroclinic wind adjustment processes in the Mediterranean Sea. Deep-Sea Research Part II 40, 1299–1326.
- [39]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.
- [40]POND, S., PICKARD G. L. (1983) Introductory Dynamical Oceanography, 2nd ed., Pergamon, New York, 379 pp.
- [41]POPPE, L.J., ELIASON, A.H., FREDERICKS, J.J., RENDIGS, R.R., BLACKWOOD, D.,POLLONI, C.F. (2000b) Grain size analysis of marine sediments: methodology and data processing, in: Poppe, L.J., and Polloni, C.F. (editors) USGS East-Coast Sediment Analysis: Procedures, Database, and Georeferenced Displays, U.S. Geological Survey Open-File Report 00-358, Chapter 1. CD-ROM
- [42]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.

- [43]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 Matematiche, Fisiche e Naturali. 121 pp.
- [44]ROHLING, E.J., GIESKES, W.W.C. (1989) Late Quaternary changes in Mediterranean Intermediate Water density and formation rate. Palaeoceanography 4, 531-545.
- [45]ROHLING, E.J., (1994) Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. Mar. Geol. 122, 1-28.
- [46]ROSSIGNOL-STRICK, M. (1983) African moonsoons, an immediate clmate response to orbil insolation. Nature 304, 46-49.
- [47]ROSSIGNOL-STRICK, M. (1985) Mediterranean Quaternary sapropels: an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. Paleeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 49. 237-265.
- [48]SBAFFI L., WEZEL F.C., CURZI, G., ZOPPI, U. (2004) Millenial to centennial-scale palaeoclimatic variations during Termination I and the Holocene in the central Mediterranean Sea. Global and Planetary Change. Global and Planetary Change 40: 201-217.
- [49]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.
- [50]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.
- [51]THUNNELL, R.C., REYNOLDS, L.A. (1984) Sedimentation of Planktonic Foraminifera: Seasonal Changes in Species Flux in the Panama Basin, Micropaleontology, Vol. 30, No. 3, pp. 243-262

- [52]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
- [53]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 Mediterranean sediments. Palaeoceanography, 12, 773-786.
- [54] VERGANUD-GRAZZINI C., RYAN W.B.F., CITA M.B. (1977) Stable isotopic fractionation, climate change and episodic stagnation in the Eastern Mediterraean during the Late Quaternary. Mar. Micropaleontol., 2: 353–370.
- [55]VICHI, M., ODDO, P., ZAVATARELLI, M., COLUCCELLI, A., COPPINI, G., CELIO, M., FONDA UMANI, S., PINARDI, N., (2003).— Calibration and validation of a one-dimensional complex marine biogeochemical flux model in different areas of the northern Adriatic shelf. Annales Geophysicae 21, 413–436.
- [56]VICHI, M., PINARDI, N., ZAVATARELLI, M., MATTEUCCI, G., MARCACCIO, M., BERGAMINI, M.C., FRASCARI, F. (1998) – Onedimensional ecosystem model tests in the Po Prodelta area (Northern Adriatic Sea). Environmental Modelling and Software 13, 471-481.
- [57]WARNING, B., BRUMSACK, H.J. (2000) Trace-metals signature of eastern Mediterranean sapropels. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 158, 293-309.
- [58]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.