



**Dipartimento di Scienze Biologiche ed Ecologiche (DEB)
Università della Tuscia di Viterbo**

**Dottorato di Ricerca in
Ecologia e Gestione delle Risorse Biologiche
XXIV Ciclo**

**Influenza dei processi dinamici marini
sulla distribuzione della produzione primaria
fitoplanctonica nel Mar di Sardegna**

Settore scientifico disciplinare – BIO/07

Coordinatore:

Dott.ssa Roberta Cimmaruta

Tutor :

Prof. Marco Marcelli

Dottorando:

Dott. Simone Bonamano

*A tutti coloro che hanno creduto
e credono ancora in me.*

INDICE

1. PREMESSA	1
2. OGGETTO E SCOPO	3
 <u>PARTE I : INTRODUZIONE</u>	
3. LA PRODUZIONE PRIMARIA	5
3.1 La fotosintesi e le curve PI	6
3.2 I fattori che influenzano la produzione primaria	18
3.2.1 La luce	18
3.2.2 I nutrienti	26
3.2.3 L'efficienza fotosintetica	28
4. I METODI DI STIMA DELLA PRODUZIONE PRIMARIA	30
4.1 Metodi di stima diretti	30
4.1.1 Metodo dell'ossigeno	30
4.1.2 Metodo del radiocarbonio	31
4.2 Metodi di stima indiretti	32
4.2.1 La fluorescenza attiva	34
4.2.2 Modelli biottici	35
4.2.2.1 Modello di Morel	38
5. LE SCALE SPAZIALI E TEMPORALI	48
5.1 Il ruolo del remote sensing	51
5.2 Il ruolo delle indagini in situ	56

5.2.1 L'innovazione tecnologica marina	62
5.3 Il ruolo della modellistica numerica	66
 <u>PARTE II : AREA DI STUDIO</u>	
6. AREA DI STUDIO	69
6.1 La circolazione del Bacino Algero-Provenzale	69
6.1.1 Bacino Algerino	70
6.1.2 Bacino Ligure-Provenzale	71
7. LE CAMPAGNE DI MISURA SVOLTE	73
7.1 La crociera MedGOOS4	74
7.2 La crociera MedGOOS5	76
7.3 La crociera MedGOOS6	78
7.4 La crociera MedGOOS7	79
8. OSSERVAZIONI SATELLITARI NEL MEDITERRANEO OCCIDENTALE	82
8.1 La distribuzione dei dati MADT	82
8.1.1 Stima del parametro Okubo-Weiss	95
8.2 La distribuzione dei dati di temperatura	101
8.3 La distribuzione dei dati di clorofilla-a	106
9. SIMULAZIONI NUMERICHE NEL MEDITERRANEO OCCIDENTALE	112
9.1 La distribuzione delle correnti marine	115
9.2 La distribuzione della temperatura	119
9.3 La distribuzione della salinità	124

PARTE III : MATERIALI E METODI

10. ACQUISIZIONE, ANALISI E RAPPRESENTAZIONE DEI DATI IN SITU	130
10.1 Le variabili fisiche	130
10.1.1 Strumentazione utilizzata	130
10.1.2 Tecniche di analisi dei dati raccolti	132
10.2 Le variabili bio-ottiche	135
10.2.1 Strumentazione utilizzata	135
10.2.2 Tecniche di analisi dei dati raccolti	140
10.3 Le attività di laboratorio	141
10.3.1 Spettrofotometria	141
10.4 Il metodo di rappresentazione dei dati	143
10.4.1 Variografia	143
11. DESCRIZIONE DEL MODELLO UTILIZZATO	147
11.1 Modello di PAR	148
11.2 Modello della foto-fisiologia del fitoplancton marino	152
11.3 Calcolo della produzione primaria	154

PARTE IV : RISULTATI, DISCUSSIONI E CONCLUSIONI

12. RISULTATI DEL MODELLO UTILIZZATO	158
12.1 Calibrazione della PAR	158
12.2 Confronto della produzione primaria con il modello di Morel	161
12.3 Distribuzione della produzione primaria giornaliera nelle crociere MegGOOS	164

13. RISULTATI DELLE INTERAZIONI FISICHE-BIOLOGICHE	169
13.1 MedGOOS4	169
13.2 MedGOOS5	172
13.3 MedGOOS6	174
13.4 MedGOOS7	176
 14. DISCUSSIONI E CONCLUSIONI	 178
 BIBLIOGRAFIA	 183
 ALLEGATO TECNICO	

1. PREMESSA

Gli oceani, ricoprendo circa il 70% della superficie terrestre, svolgono un ruolo chiave nella regolazione della concentrazione della CO₂ atmosferica, attraverso un processo definito “pompa biologica”. Tale processo consiste nello sprofondamento di una parte della sostanza organica prodotta negli strati superficiali, nelle acque oceaniche profonde (Lalli & Parsons, 1997).

La capacità degli oceani di assorbire CO₂ atmosferica è dovuta alle lunghe scale temporali necessarie per il completo ricircolo delle masse d'acqua (Rahmstorf, 2006), facendo sì che le masse d'acqua profonde intrappolino per millenni la parte dei composti organici prodotti. La quantificazione e la comprensione del flusso di carbonio negli oceani attraverso la misura della produzione primaria marina e la comprensione dei meccanismi è di cruciale importanza per la stima della disponibilità mondiale di carbonio.

Le comunità fitoplanctoniche, attraverso il processo di fotosintesi, sono i produttori primari principali negli ambienti oceanici. I fattori principali che determinano la distribuzione, e che limitano la crescita, delle masse fitoplanctoniche, sono la disponibilità di luce e di nutrienti (Parsons et al., 1983); a loro volta tali fattori dipendono da processi fisici con diverse scale spaziali e temporali, quali la circolazione generale degli oceani, la formazione delle acque profonde, la dinamica dello strato mescolato, gli *upwelling*, la deposizione del pulviscolo atmosferico ed i cicli solari.

Come si riporta in diversi studi negli ultimi due decenni, il mar Mediterraneo è una regione oceanica in cui le scale spaziali e temporali intermedie (mesoscala) giocano un ruolo chiave nel determinare le caratteristiche della circolazione a scala di bacino, nella distribuzione delle masse d'acqua ed anche della “funzionalità ecosistemica”. L'esigenza dei ricercatori è di utilizzare un approccio multidisciplinare nello studio delle strutture e dei processi a mesoscala.

Quasi tutte le immagini satellitari dell'altezza della superficie marina, della temperatura superficiale del mare o del colore dell'oceano, mettono in evidenza la presenza di strutture a mesoscala quali meandri, filamenti e vortici. I vortici sono sistemi di bassa o alta pressione, associati alla circolazione delle masse d'acqua ciclonica o anticiclonica. Così come accade per i vortici atmosferici, i vortici delle masse d'acqua si formano per la presenza di instabilità barocline di fronti a maggiore scala spaziale. I movimenti a mesoscala traggono la loro energia cinetica dalle riserve di energia potenziale disponibile. Un input addizionale di energia cinetica può derivare dal

flusso orizzontale delle correnti con una scala spaziale maggiore, attraverso le instabilità barotropiche. Come risultato della conversione dell'energia potenziale disponibile, gli spettri dei movimenti orizzontali delle masse d'acqua, mostrano un picco di energia cinetica proprio nel range della mesoscala.

Per la loro analogia con i sistemi di circolazione atmosferica, i fenomeni a mesoscala degli oceani, sono occasionalmente chiamati sinottici (e.g. Kamenkovich et al., 1986). Il range della dimensione orizzontale della mesoscala si estende da pochi chilometri a poche centinaia di chilometri.

Gli eventi di upwelling e downwelling possono essere sufficientemente intensi (decine di metri al giorno) e prolungati nel tempo (diversi giorni) da influenzare i processi biologici. La produzione primaria, derivante dai processi fotosintetici degli organismi vegetali planctonici, può essere influenzata, ad esempio, dallo spostamento delle cellule fitoplanctoniche lungo profili verticali di luce, o dal flusso verticali di nutrienti.

Lewis (2002) ha riassunto 50 anni di ricerche per esaminare e spiegare la relazione tra le scale della variabilità biologica e i meccanismi fisici dell'oceano aperto (LeBlanc et al., 2004; Strass, 1992; Steemann Nielsen, 1952).

I produttori primari e i consumatori primari hanno cicli vitali molto brevi (giorni), che coincidono con la scala temporale dei fronti e dei vortici a mesoscala. Questo suggerisce che gli organismi planctonici possono avere un facile o un difficile adattamento associato con un sistema ciclonico o anticiclonico. L'intensità dei movimenti verticali associata con l'instabilità baroclina influenza la dinamica delle popolazioni fitoplanctoniche, sia per la crescita del fitoplancton sia per la pressione predatoria esercitata dallo zooplancton..

Un problema ricorrente nello studio dei processi oceanografici a mesoscala è la difficoltà di adattare le esigenze del campionamento del programma multidisciplinare in un'unica coerente strategia di osservazione del fenomeno. Gli oceanografi fisici solitamente eseguono profili lungo la colonna d'acqua con sonde CTD, in modo da ricoprire con le misure un'area tridimensionale, all'interno della quale si sviluppa un processo a mesoscala, in un tempo compatibile con la durata del processo stesso. In ogni caso, le classiche tecniche per determinare le proprietà chimiche e biologiche dell'area risultano essere troppo lunghe ed, in molte occasioni, forniscono dati in cui l'effetto della variabilità spaziale e temporale del processo o della struttura, essendo in rapida evoluzione, non possono essere discriminati.

L'utilizzo dell'informazione telerilevata, lo sviluppo di nuovi sensori e di piattaforme di misura, e la possibilità di utilizzare modelli numerici e tecniche di elaborazione dei dati, stanno effettivamente rendendo possibile la costruzione di una strategia coerente per lo studio di fenomeni a mesoscala.

I modelli per la stima della fissazione giornaliera di carbonio da parte del fitoplancton, sono basati su relazioni ideali tra la fotosintesi netta e l'irradianza, o su misure di produzione primaria netta. La fotosintesi netta è stimata sulla base dell'evoluzione di O_2 o sull'assorbimento di ^{14}C (Dring and Jewson 1982; Geider and Osborne 1992), misurati durante periodi brevi di incubazione (< 2 h) in condizione di range di intensità luminosa costanti. La relazione fotosintesi-irradianza (curva PI), analizzata attraverso queste misure, può essere usata per stimare la produzione primaria netta attraverso il calcolo di tassi di fotosintesi che variano al variare dell'irradianza. La produzione primaria netta può, inoltre, essere stimata direttamente attraverso dei modelli numerici basati sulla misura del ^{14}C assorbito in 24 h di incubazione in condizione di irradianza variabile.

Per definizione, la produzione primaria netta è la quantità di carbonio fissato, attraverso la fotosintesi, disponibile per i consumatori primari e, in quanto tale, è rilevante per affrontare le problematiche ambientali che vanno dal trasferimento dell'energia attraverso i livelli trofici, all'influenza dei processi biologici sul ciclo del carbonio (Lindeman 1942). Data l'importanza della tematica, sono stati proposti diversi modelli numerici per la stima della produzione primaria; purtroppo ciò ha portato alla difficoltà di trovare similitudini importanti o differenze significative tra i modelli proposti, a causa dell'elevata diversità nella nomenclatura delle variabili utilizzate (Behrenfeld and Falkowski, 1997).

Nel presente lavoro per determinare la produzione primaria verrà utilizzato un nuovo modello bio-ottico che, a differenza di quelli messi a punto da Platt e Morel, tiene conto della parte del popolamento fitoplanctonico fotosinteticamente attivo.

2. OGGETTO E SCOPO

Lo scopo dello studio è quello di analizzare, in quattro diversi periodi di tempo compresi tra il 2002 e il 2004, l'effetto dei fenomeni oceanografici sulla distribuzione delle variabili biologiche, con particolare attenzione alla produzione primaria fitoplanctonica.

Per identificare i principali processi dinamici che caratterizzano il Mediterraneo occidentale

(WMED) ed in particolare il bacino del Mar di Sardegna, il quale costituisce l'area di studio, viene utilizzato un approccio multidisciplinare basato su dati satellitari, su profili verticali di variabili fisiche, chimiche e biologiche acquisite in situ e su simulazioni numeriche.

Il lavoro si articola quindi in diverse fasi in cui la prima prevede lo studio dell'andamento del livello medio del mare, delle correnti marine e della distribuzione di temperatura e salinità nel WMED finalizzata a definire la presenza di Algerian Eddies (AE, Millot, 1999), indotti dall'instabilità della corrente algerina, e la posizione del North Balearic Front (NBF, Millot, 1999), nella parte a Nord del Bacino Algero-Provenzale. Per analizzare l'effetto verticale delle suddette strutture sulla distribuzione di densità e biomassa fitoplanctonica vengono utilizzati i dati raccolti in situ attraverso quattro crociere oceanografiche (MedGOOS4, MedGOOS5, MedGOOS6 e MedGOOS7) svolte rispettivamente a Maggio 2002, Novembre 2002, Marzo-Aprile 2003 e Gennaio 2004. Durante tali campagne sono state acquisite le principali variabili fisiche attraverso il CTD e le variabili bio-ottiche per mezzo della sonda PrimProd in più di 300 stazioni di misura nel Mar di Sardegna. Nella seconda parte è stata calcolata la produzione primaria fitoplanctonica attraverso il nuovo modello biotico PhytoVFP che apporta delle modifiche sostanziali rispetto la precedente versione (Marcelli et al, 1997). La PAR viene calcolata integrando le 61 lunghezze d'onda in cui è suddiviso l'intero spettro (400-700 nm) ed introducendo la funzione di trasmittanza nuvolosa (Alados et al, 2000) per stimare il contributo delle nuvole alte, medie e basse. Per calcolare il tasso fotosintetico viene utilizzata la formulazione di Platt che tiene conto del parametro di fotoinibizione β . Al fine di validare il nuovo modello PhytoVFP è stato necessario inizialmente confrontare l'andamento verticale della PAR teorica con i profili di luce acquisiti dalla sonda PrimProd, successivamente la produzione primaria risultante è stata messa in relazione con quella calcolata dal modello di Morel.

3. LA PRODUZIONE PRIMARIA

Per produzione primaria si intende la quantità di tessuti vegetali prodotti nell'unità di volume e nell'unità di tempo, convertendo materia inorganica in composti organici, attraverso il processo di fotosintesi.

Disponendo di un adeguato numero di campioni lungo la colonna d'acqua, rappresentativi della zona eufotica, è possibile integrare i valori di produzione relativi alle singole quote per ottenere la produttività primaria in termini di quantità di carbonio assimilato nella colonna d'acqua, sotto un metro quadrato di superficie al giorno [$\mu\text{g C/m}^2/\text{giorno}$] (Saggiomo et al.1998).

Nella provincia oceanica, che comprende la zona di indagine, i principali produttori primari sono le alghe planctoniche, meglio conosciute come “fitoplancton”. Il fitoplancton è costituito dall'insieme degli organismi che incapaci di vincere con movimenti propri, i moti del mare, vengono passivamente trasportati dalle correnti. “La produzione fotosintetica” è alla base della maggior parte della produzione marina e per tale ragione le viene attribuito il termine di “primaria”; esiste infatti un tipo differente di produzione, a carico di batteri nitrificanti capaci di ridurre il carbonio inorganico attraverso meccanismi chemiosintetici, ma la loro attività in ambiente pelagico è minima (<1%) rispetto a quella del fitoplancton (Lalli, Parson 1997 ;Falkowski, Raven 1997). La produzione primaria ad opera del fitoplancton viene anche detta produzione fotoautotrofa perché si realizza mediante l'utilizzo di energia solare e di ossido di carbonio. Tutti gli organismi richiedono infatti, per il loro metabolismo, una fonte di energia ed una fonte di carbonio. Si individuano così quattro tipi metabolici: fotoautotrofi, chemioautotrofi, fotoeterotrofi e chemioeterotrofi.

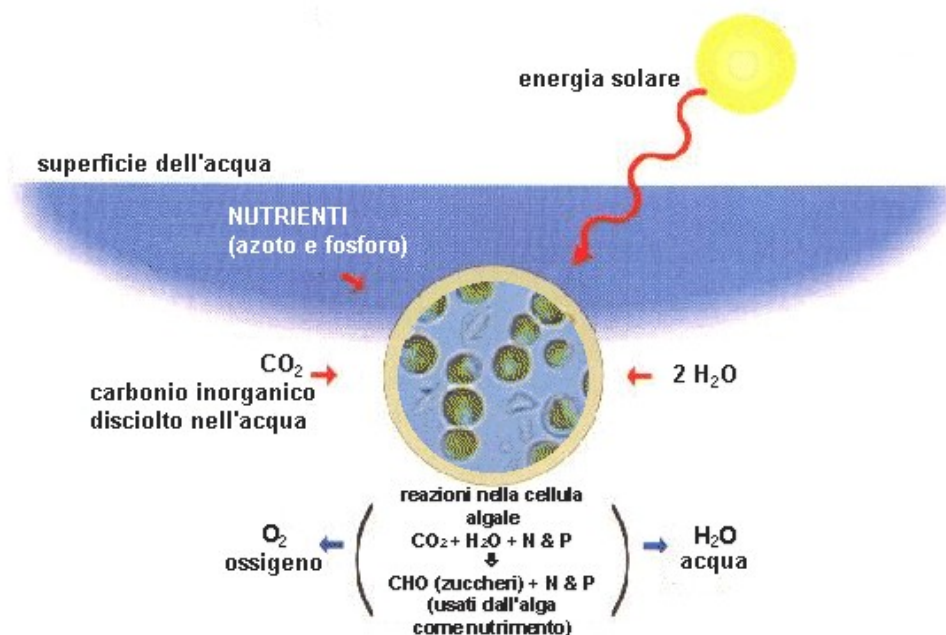


Figura 3.1: Attività fitoplanctonica in ambiente marino.

Prima di passare in rassegna i fattori che maggiormente influenzano lo sviluppo del fitoplancton (la luce, la temperatura, la concentrazione di nutrienti e l'efficienza fotosintetica), verrà discussa in maniera dettagliata la fotosintesi ed i processi ad essa associati.

3.1 La fotosintesi e le curve PI

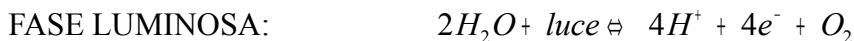
La fotosintesi è un processo di ossidoriduzione che, sfruttando l'energia trasportata dai fotoni, comporta il passaggio di elettroni dall'acqua all'anidride carbonica (CO₂) al fine di sintetizzare composti organici (zuccheri) necessari alla vita degli organismi. L'energia luminosa è indispensabile in quanto, durante il processo fotosintetico fornisce l'energia per il trasporto degli elettroni, i quali vengono trasferiti contro un gradiente di potenziale di circa 1200 mV.

Nel nostro studio ci occuperemo di organismi che realizzano una fotosintesi ossigenica, ovvero con liberazione di O₂ quale prodotto di scarto della reazione.

La reazione generale può essere sintetizzata nel modo seguente:



e ulteriormente suddivisa nelle due fasi fondamentali di questo processo:



Di queste due fasi, quelle che interessa maggiormente questo studio è la fase luminosa, fondamentalmente dipendente dal campo di luce subacqueo.

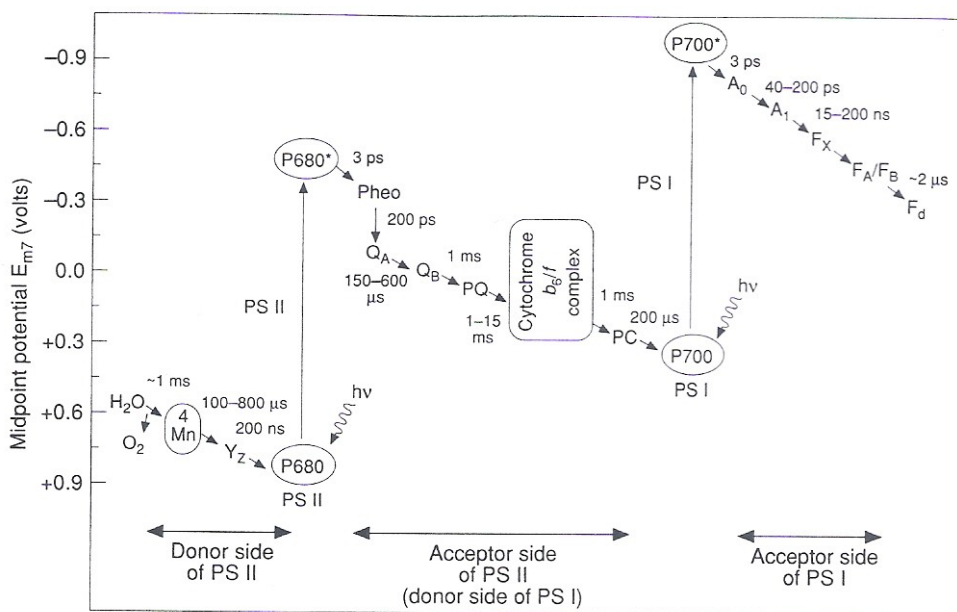


Figura 3.2: Schema a Z del trasporto fotosintetico degli elettroni

Le reazioni luminose della fotosintesi coinvolgono due fotosistemi, Fotosistema I (PS I) e Fotosistema II (PS II). Ciascuno dei due fotosistemi possiede un proprio complesso di pigmenti: il PS II comprende praticamente tutti i pigmenti accessori, la maggior parte, se non tutta la clorofilla b, diverse forme di clorofilla a ed una molecola di clorofilla a che funziona da trappola per l'energia e costituisce il centro di reazione del fotosistema (questa molecola è definita P680 perché il suo massimo assorbimento è a 680 nm); il PS I comprende invece piccole o nulle quantità di clorofilla b, quattro forme di clorofilla a che si trovano anche nel PS II, una clorofilla a con il massimo di assorbimento a 700 nm e la molecola trappola del centro di reazione chiamata P700.

La capacità di una cellula fitoplanctonica di effettuare fotosintesi dipende dal tasso di cattura dei quanta del campo di luce, dunque lo spettro di assorbimento può darci delle informazioni utili. Lo spettro di assorbimento dei tilacoidi è determinato dal particolare tipo e quantità di clorofilla (o di pigmenti accessori) presente nelle o sulle membrane. Questo è vero in parte, in quanto in realtà lo spettro di assorbanza in vivo è determinato, oltre che dalla composizione dei pigmenti, anche dalla dimensione e dalla forma dei cloroplasti. Non è comunque possibile determinare direttamente lo spettro di assorbanza di un singolo tilacoide, di solito si procede disperdendo i cloroplasti con la distruzione fisica, da parte di detergenti, riducendoli in particelle così piccole che l'effetto della dimensione e della forma sullo spettro è eliminata: lo spettro di queste preparazioni sono una ragionevole approssimazione dello spettro di assorbanza in situ dei tilacoidi. Questo è dovuto al fatto che le molecole dei pigmenti sono contenute in "pacchetti" discreti (cloroplasti, cellule, colonie di cellule) causando una riduzione nell'efficacia con cui la luce viene catturata dal campo dominante, il cosiddetto "package effect" (Kirk 1992). Se consideriamo una particella illuminata da un flusso parallelo di luce monocromatica, questa sarà in grado di assorbire una porzione sA della luce nell'unità di area del fascio, dove s è l'area della particella proiettata nella direzione del fascio [m^2] ed A è l'absorptance della particella, ovvero la frazione di luce incidente assorbita. sA ha le dimensioni di area ed è definita come la sezione trasversale di assorbimento. La somma delle sezioni trasversali di assorbimento di tutte le particelle presenti nel mezzo, dà una misura del coefficiente di assorbimento (α) che sarà:

$$\alpha = \sum_{j=1}^N s_j A_j = N \overline{sA}$$

Dove:

j è la j -esima particella;

N è il numero di particelle presenti nel mezzo;

$\overline{sA}$ è la sezione trasversale di assorbimento media.

Da questa grandezza è possibile ottenere la capacità di cattura della luce da parte del fitoplancton. Nel caso del fitoplancton, infatti, il tasso di assorbimento da parte di una singola cellula o (colonia di cellule) dei quanta di luce di una data lunghezza d'onda proveniente da una certa direzione, è uguale al prodotto dell'irradianza in quella direzione per l'area della sezione

trasversale (nella direzione specificata) delle cellule (o colonie) e per l'absorptance delle particelle nel loro particolare orientamento rispetto al flusso di luce (Kirk 1992):

$$E(\lambda, \theta, \Phi) \cdot sp(\theta, \Phi) \cdot Ap(\lambda, \theta, \Phi)$$

dove:

- E è l'irradianza in funzione della lunghezza d'onda λ , della direzione del flusso θ e del flusso radiante Φ ;
- sp è l'area della particella p proiettata nella direzione del fascio in funzione della direzione del flusso θ e del flusso radiante Φ ;
- Ap è l'absorptance della particella p in funzione della lunghezza d'onda λ , della direzione del flusso θ e del flusso radiante Φ .

Finché le cellule (o colonie) sono orientate casualmente, ognuna avrà una diversa area proiettata e una diversa absorptance rispetto al flusso di luce nella direzione specificata. Ne consegue che, dato l'orientamento casuale delle cellule, si può utilizzare una sezione trasversale media di assorbimento senza riguardo alla distribuzione angolare del campo di luce subacqueo (Kirk 1992):

$$E(\lambda, \theta, \Phi) \cdot \overline{s_p A_p}$$

dove $\overline{s_p A_p}$ è la sezione trasversale media di assorbimento.

La fluorescenza è un fenomeno che si verifica quando un elettrone eccitato da una sorgente luminosa allo stato E1 passa ad uno stato a più bassa energia, E0, senza variazione della direzione dello spin elettronico e riemette il surplus di energia sotto forma di luce.

Così, l'assorbimento ottico e lo spettro di fluorescenza sono quantitativamente misurati dallo stato eccitato degli elettroni e dal gap energetico tra questi stati (Clayton, 1980)

Nel caso del fitoplancton la fluorescenza è dovuto all'eccitazione della molecola di clorofilla.

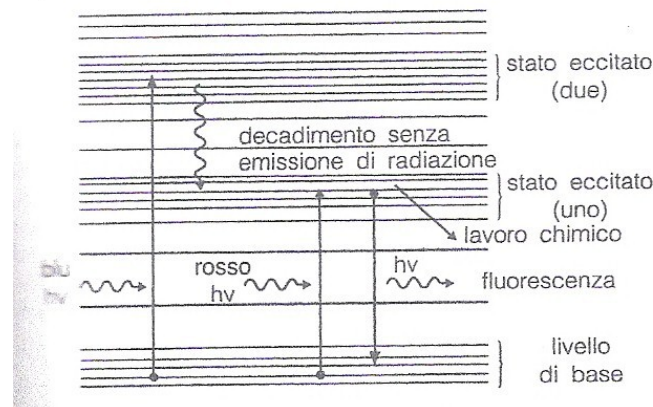


Figura 3.3: Eccitazione della clorofilla e fenomeni conseguenti.

Le linee parallele, in fig. 3.3, rappresentano gli orbitali elettronici e i sottolivelli vibrazionali e rotazionali. L'assorbimento di un fotone blu induce lo spostamento di un elettrone dal livello di base allo stato eccitato due dal quale l'elettrone ricade rapidamente, senza emissione di radiazione, sullo stato eccitato uno. L'assorbimento di un fotone rosso induce lo spostamento di un elettrone sullo stato eccitato uno che è sufficientemente stabile e consente la conversione dell'energia luminosa in energia chimica. Se la clorofilla è isolata (ad es. in solventi organici) l'elettrone decade dallo stato eccitato uno e viene emessa luce di fluorescenza. Nell'apparato fotosintetico intatto la perdita per fluorescenza è molto piccola.

Una molecola eccitata perde l'energia di eccitazione in tempi molto brevi in uno dei seguenti modi: 1) sotto forma di calore; 2) in parte come calore e in parte riemettendo un fotone a lunghezza d'onda maggiore di quella del fotone assorbito (si parla di fluorescenza se l'emissione avviene nel giro di un milionesimo di secondo dopo l'assorbimento, di fosforescenza se l'emissione avviene in un tempo più lungo, da un milionesimo di secondo a qualche secondo; 3) cedendo l'energia assorbita ad un sistema che permette la formazione di legami chimici, come accade nella fotosintesi.

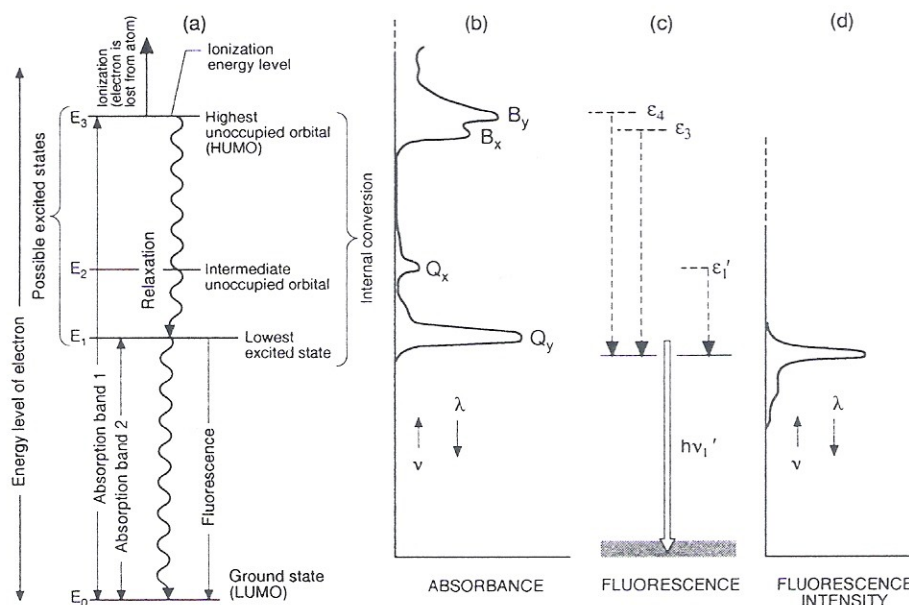


Figura 3.4: Diagramma dei livelli energetici.

Il fenomeno della fluorescenza, come detto, è molto limitato in quanto l'energia che dovrebbe essere rilasciata per fluorescenza viene usata più o meno istantaneamente per eccitare una molecola adiacente. L'efficienza del processo dipende dalla distanza tra le molecole di pigmento. E' invece maggiormente visibile quando le cellule sono esposte ad un'eccessiva irradianza (fenomeno della fotoinibizione): è un meccanismo per evitare danni all'apparato fotosintetico, dissipando l'energia in eccesso sotto forma appunto di fluorescenza.

La produzione fotosintetica è una misura dell'attività fotosintetica, in termini di diossido di carbonio fissato o ossigeno rilasciato, ed è funzione della velocità con cui le cellule fitoplanctoniche catturano i fotoni di luce. Tale velocità è determinata dalle proprietà di assorbimento della luce dalla biomassa fitoplanctonica e dall'intensità e qualità spettrale del campo di luce. La produzione fotosintetica non è però semplicemente proporzionale alla velocità di cattura dei fotoni; l'efficienza con cui l'apparato fotosintetico utilizza l'energia assorbita per fissare la CO_2 , varia da una cellula all'altra ed in una stessa dipende dallo stato fisiologico (Kirk 1992).

La produzione fotosintetica si esprime come unità di biomassa, PB (produzione fotosintetica specifica), in $\mu\text{moli di } CO_2 \text{ o } O_2 \text{ o mg di C, per mg di chl-a nel tempo}$. La produzione fotosintetica totale considera anche le perdite di CO_2 dovute alla respirazione, a differenza di quella netta che non le considera. I fisiologi vegetali definiscono la produzione fotosintetica totale, P_g , in funzione

della velocità luce-dipendente del flusso di elettroni dall'acqua all'accettore terminale di elettroni (CO_2), in assenza di perdite respiratorie; P_g risulta essere direttamente proporzionale alla produzione totale di ossigeno. La produzione fotosintetica totale tiene conto di tutto il carbonio ridotto fotosinteticamente, sia che il carbonio organico diventi parte dell'organismo, sia che venga escreto o secreto nell'ambiente come carbonio organico o CO_2 .

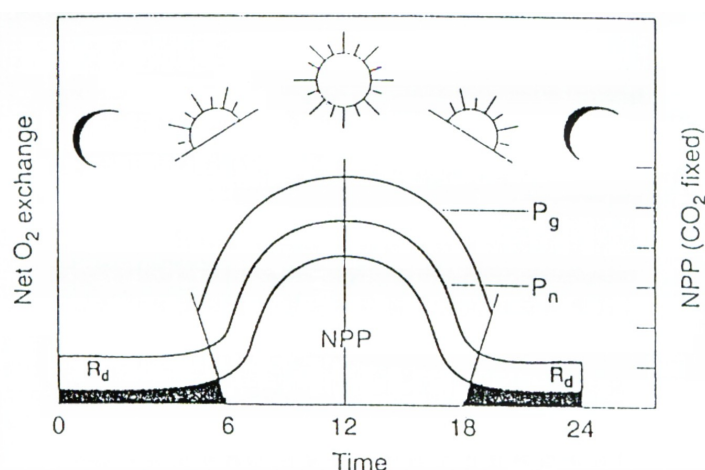


Figura 3.5: Diagramma schematico che mostra le differenze tra la fotosintesi totale (P_g) la fotosintesi netta (P_n) e la produttività primaria netta (NPP) nell'arco delle 24 ore.

Le perdite respiratorie negli organismi fotosintetici, R_p , possono essere definite dalla velocità del flusso di elettroni dal carbonio organico all'ossigeno, con la concomitante produzione di CO_2 . Tale definizione include tutti i processi metabolici che contribuiscono all'ossidazione del carbonio organico a CO_2 , inclusa la fotorespirazione. Le perdite respiratorie alla luce, R_l , riducono il valore della produzione fotosintetica totale e la differenza tra P_g ed R_l è chiamata produzione fotosintetica netta, P_n . La produzione primaria totale è identica alla produzione fotosintetica totale. La produzione primaria netta corrisponde alla produzione fotosintetica netta meno le perdite respiratorie al buio dovute agli organismi fotoautotrofi, R_d .

La produzione fotosintetica netta rappresenta la produzione netta di carbonio organico alla luce. La produzione primaria netta, include il periodo al buio con associate le perdite di carbonio dovute alla respirazione.

Negli ambienti acquatici naturali, è praticamente impossibile ottenere misure dirette di produzione primaria netta, poiché è difficile determinare il contributo della respirazione algale alle perdite respiratorie totali, che includono quelle di miriadi di eterotrofi e riflettono perciò la

respirazione totale della comunità R_c (Falkowski, Raven, 1997; Platt 1985).

La risposta dinamica della produzione fotosintetica alla variazione della radiazione solare è rappresentata dalle curve P/I (fotosintesi/irradianza). Sull'ascissa della curva P/I è riportata l'irradianza E_d [$\mu E\ m^{-2}\ s^{-1}$], e in ordinata la produzione fotosintetica per unità di biomassa PB (da notare che E_d sta per irradianza discendente; si tratta di una irradianza vettoriale).

La curva P/I può essere divisa in tre regioni distinte: una regione a luce limitata, una a luce saturata e la regione fotoinibita.

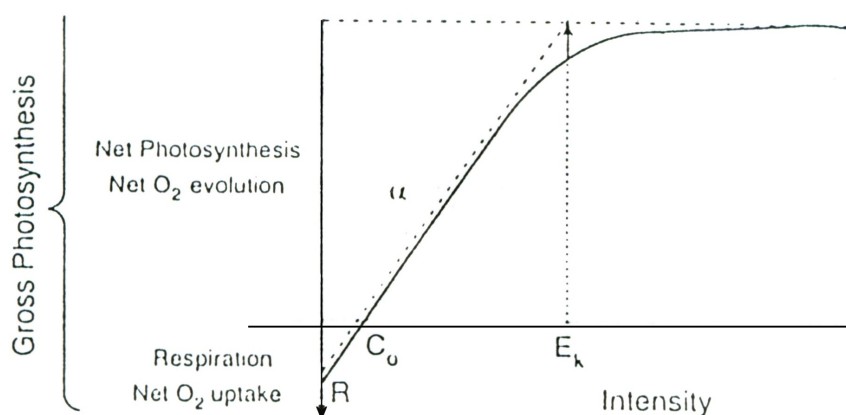


Figura 3.6: Tipica curva P/I che può essere derivata da misure di scambio netto di ossigeno tra gli organismi ed il mezzo acquatico.

Nella regione a luce limitata la produzione fotosintetica risulta in generale, direttamente proporzionale all'irradianza. Al buio, non avviene fotosintesi e si verifica un netto consumo di ossigeno e liberazione di anidride carbonica dovuto alla respirazione. Per valori di E_d superiori allo zero, inizia la produzione fotosintetica di ossigeno ed il consumo di CO_2 . A questi livelli veramente bassi di irradianza, spesso sperimentalmente non risolti, la velocità di produzione dell'ossigeno è qualche volta minore di quella che ci si aspetterebbe da una estrapolazione condotta su alti valori di irradianza. Tale deviazione dalla linearità è nota come stato "S" ed è dovuto ad un ulteriore consumo di ossigeno nei tilacoidi a causa di un processo detto "cloro-respirazione", che avviene specialmente nei cianobatteri, dove il metabolismo fotosintetico e respiratorio sostengono i comuni trasportatori di elettroni come il plastochinone. L'irradianza alla quale la fotosintesi bilancia la respirazione individua il "punto di compensazione", indicato con E_c . L'iniziale pendenza della curva P/I e cioè il rapporto tra tasso fotosintetico e irradianza (ci troviamo in una regione della curva approssimata ad una funzione lineare) è indicata con il simbolo α e può essere normalizzata

alla biomassa di clorofilla e denotata come α^B . L'unità di misura è in ossigeno liberato o in CO_2 fissata per unità di clorofilla e può essere così intesa come una misura dell'efficienza con cui la biomassa utilizza la luce a bassa intensità. In generale risponde a variazioni fisiologiche nella biochimica fotosintetica della cellula (reazioni luce-dipendenti).

Per le popolazioni fitoplanctoniche naturali abbiamo:

$$\alpha^B = n \cdot \sigma_{PSII}$$

dove α^B risulta direttamente proporzionale all'assorbimento effettivo della sezione trasversale di PSII e al numero, n , di unità fotosintetiche; non è una misura diretta dalla massima resa quantica Φ^B , come invece si conclude se consideriamo alghe macrofite o piante superiori.

Con l'aumento di irradianza si raggiunge il valore massimo di produzione fotosintetica specifica, P_B^{MAX} , a volte indicato come "capacità fotosintetica", (fig.3.6) che rimane costante entro un particolare range di valori. Ci troviamo ora nella regione della curva a luce saturata in cui cioè la velocità di assorbimento dei fotoni eccede quella di trasporto degli elettroni dall'acqua alla CO_2 . In questo caso α^B diventa funzione del tempo e risulta indipendente sia dall'assorbimento ottico che effettivo, della sezione trasversale dell'apparato fotosintetico. Conseguentemente, P_B^{MAX} non può essere derivato dalla conoscenza del valore di luce assorbita ma sarà uguale al numero, n , di unità fotosintetiche, per la loro massima velocità di turnover, $1/\tau$:

$$P_B^{MAX} = n \cdot (1/\tau)$$

Il tempo di turnover, $1/\tau$, rappresenta la velocità massima alla quale gli elettroni vengono estratti dall'acqua nel PSII, passano la catena di trasporto arrivando al PSI, e successivamente riducono la CO_2 o qualche altro accettore terminale come NO_3^- o SO_4^{2-} .

P_B^{MAX} reagisce alle variazioni dei parametri ambientali, come la concentrazione dei nutrienti e la temperatura, che influenzano le reazioni al buio della fotosintesi (MacCaull, Platt 1977). Poiché le varie specie di fitoplancton rispondono in maniera diversa ai cambiamenti di intensità luminosa, i mutamenti delle condizioni ambientali favoriranno l'una o l'altra specie in tempi differenti, portando ad una successione nella distribuzione quali e quantitativa di specie nella comunità.

L'intersezione tra α e P_B^{MAX} individua sulla curva un punto astratto, spesso indicato come “parametro luce saturante”, che corrisponde al valore di irradianza E_K e rappresenta l'optimum della curva P/I. A livelli di irradianza minori di E_K , la velocità di assorbimento dei fotoni è minore di $1/\tau$ e la resa quantica della fotosintesi è più alta, ma la produzione fotosintetica non è quella massima. A livelli di irradianza maggiori di E_K , la velocità di assorbimento dei fotoni supera $1/\tau$ poiché, alcuni fotoni vengono utilizzati per la fotosintesi, mentre l'energia dei fotoni addizionali assorbiti viene eventualmente dissipata come calore.

La resa quantica diminuisce ma nulla viene guadagnato incrementando l'assorbimento luminoso, se non aumentiamo simultaneamente $1/\tau$.

E_K può essere definito come:

$$E_K = P_B^{MAX} / \alpha$$

Sostituendo per α e P_B^{MAX} otteniamo:

$$E_K = 1 / (\sigma_{PSII} \cdot \tau)$$

Risolvendo rispetto ad $1/\tau$ si ha:

$$E_K \cdot \sigma_{PSII} = 1 / \tau$$

La parte sinistra dell'equazione descrive la produzione fotochimica per livelli di irradianza E_K , mentre la parte destra è la massima velocità fotosintetica di trasporto degli elettroni. Questi due processi si equivalgono solo ad un valore di irradianza che è appunto E_K il che implica che l'optimum di produzione fotosintetica è raggiunto ad E_K anche se la resa quantica a tale livello di irradianza non è massima.

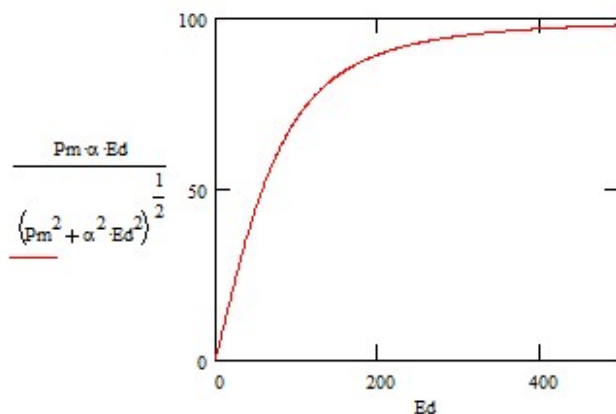
Nella regione della curva fotoinibita, appena l'irradianza incrementa oltre il range di valori che sostengono P_B^{MAX} , si ha una riduzione nella produzione fotosintetica che dipende, sia dall'intensità della luce incidente che dalla durata dell'esposizione ed è causata da un processo noto come fotoinibizione. Ad esempio, l'intensità luminosa che si riscontra durante le giornate soleggiate negli

strati d'acqua superficiali, rientra nel range che può produrre fotoinibizione. Essa determina una modificazione di P_B^{MAX} causata sia da una riduzione del numero di unità fotosintetiche, per la degradazione delle proteine del PSII, che da un aumento del tempo di turnover. Sia l'induzione che il recupero della fotoinibizione, sono una funzione non lineare nel tempo. Il recupero si ottiene nell'intervallo di diverse ore ed è correlato alla sintesi di una particolare proteina del PSII. L'esposizione a livelli sopraottimali di irradianza non è determinata solamente dalla radiazione solare ma anche dal coefficiente di attenuazione verticale e dalla velocità di miscelazione dello strato d'acqua, che influisce sui movimenti e quindi sulla distribuzione verticale del fitoplancton (Falkowsky, Raven 1997).

Per ogni popolazione fitoplanctonica, la curva PvsEd esibisce una pendenza iniziale abbastanza ben definita e un massimo asintoticamente approssimato al valore di P; essendo i valori di α e P_m caratteristici per ogni popolazione fitoplanctonica, il tasso di fotosintesi, P, può essere ragionevolmente espresso con una funzione di α , P_m e di Ed:

$$P = f(\alpha, P_m, Ed)$$

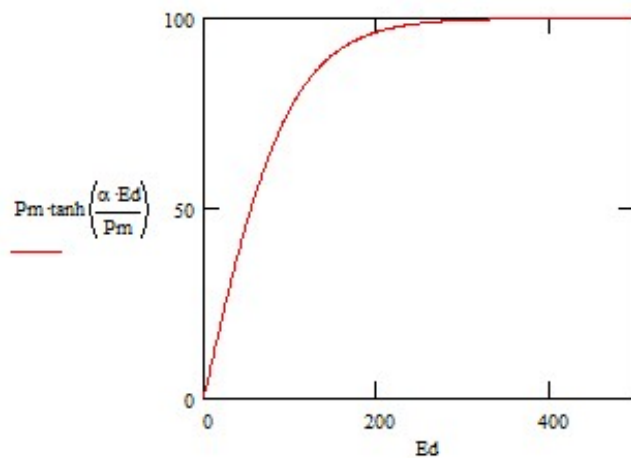
Jassby e Platt hanno testato 8 differenti espressioni proposte in tempi diversi ed hanno riscontrato che le due che meglio si adattavano erano quelle di Smith e di Jassby-Platt:



Smith (1936)

$$P := \frac{P_m \alpha \cdot Ed}{(P_m^2 + \alpha^2 \cdot Ed^2)^{\frac{1}{2}}}$$

Figura 3.7: Rappresentazione della curva PvsE secondo l'equazione di Smith (1936)



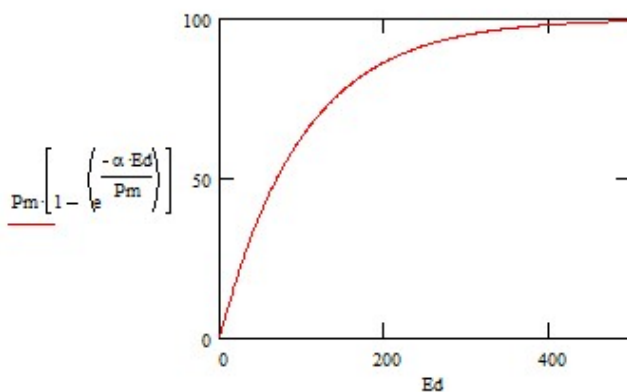
Jassby e Platt (1976)

$$P := P_m \tanh\left(\frac{\alpha \cdot E_d}{P_m}\right)$$

Figura 3.8: Rappresentazione della curva PvsE secondo l'equazione di Jassby e Platt (1976)

L'ultima espressione è risultata essere la più adatta tra le due. Queste due espressioni per la fotosintesi P sono state scelte semplicemente sulla base del miglior adattamento alle osservazioni: sono basate dunque su assunzioni circa il meccanismo della fotosintesi.

Esiste una terza equazione proposta originalmente da Webb, Newton e Starr nel 1974 per descrivere la fotosintesi delle specie arboree e di cui Peterson e altri, nel 1987, hanno trovato una descrizione soddisfacente della curva PvsEd in un ampio intervallo di sistemi fitoplanctonici:



Peterson et al. (1987)

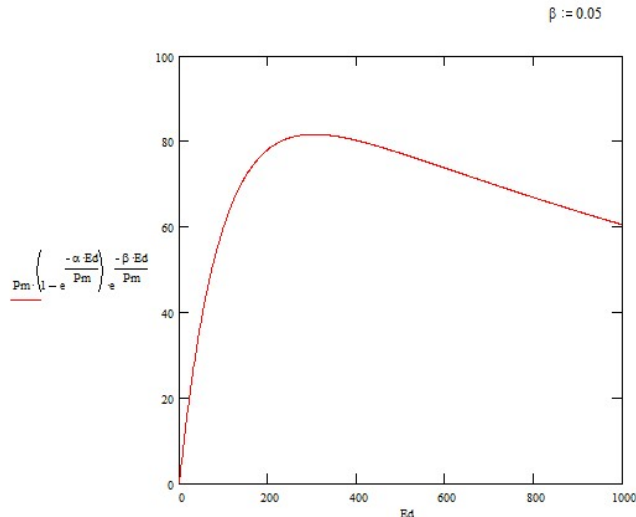
$$P := P_m \left[1 - \exp\left(-\frac{\alpha \cdot E_d}{P_m}\right) \right]$$

Figura 3.9: Rappresentazione della curva PvsE secondo l'equazione di Peterson et al. (1987)

Queste equazioni comunque riescono a descrivere solo la fase luce-limitata e quella luce-saturata della curva PvsEd.

Un'elaborazione successiva dell'ultima equazione, eseguita da Platt e altri nel 1980, tramite

l'inserimento di un ulteriore termine di fotoinibizione, è stata in grado di dare una rappresentazione più completa di questa curva. Il parametro β descrive l'intensità a cui ha inizio la fotoinibizione.



Platt (1980)

$$P := P_m \left(1 - e^{\frac{-\alpha \cdot E_d}{P_m}} \right) e^{\frac{-\beta \cdot E_d}{P_m}}$$

Figura 3.10: Rappresentazione della curva PvsE comprendente la fase fotoinibita secondo l'equazione di Platt (1980).

3.2 I fattori che influenzano la produzione primaria

La produzione primaria fitoplanctonica risulta influenzata in modo più o meno significativo dalle caratteristiche dell'ambiente marino. I fattori che maggiormente determinano lo sviluppo del fitoplancton sono senz'altro la luce, la temperatura, la concentrazione di nutrienti e la capacità degli organismi fare fotosintesi.

3.2.1 La luce

La radiazione solare è la principale fonte di energia, da essa dipendono praticamente tutte le specie viventi. Tale energia grazie agli organismi fotoautotrofi viene trasformata in energia chimica, utilizzabile da tutti gli altri livelli trofici. In realtà, solo una banda piuttosto ristretta dell'intero spettro elettromagnetico solare è utilizzabile da parte degli organismi, quella serie di lunghezze d'onda che rientrano nello spettro del visibile e che noi identifichiamo comunemente come luce.

La luce, penetrando nella colonna d'acqua, subisce notevoli variazioni sia quantitative che qualitative, soprattutto nei primi 200m di profondità. Influenzando notevolmente l'aspetto e la

distribuzione delle popolazioni algali che colonizzano maggiormente la zona eufotica, la luce è un fattore limitante soprattutto per gli organismi marini fotoautotrofi, ma anche per la vita acquatica.

L'energia solare che raggiunge la superficie degli oceani è composta da tre principali componenti spettrali: 1) vicino ultravioletto, con lunghezze d'onda comprese tra 290 e 380 nm; 2) luce visibile, con lunghezze d'onda che vanno da 380 a 760 nm; 3) infrarosso, le cui lunghezze d'onda vanno da 760 a 3000 nm. La luce utilizzata per la fotosintesi dalle alghe è quella compresa tra 400 e 700 nm.

L'energia solare viene misurata utilizzando, spesso confondendole, tre distinte grandezze che caratterizzano il campo radiante: l'irradianza, che riguarda la ricezione della radiazione da parte delle superfici e rappresenta la quantità di flusso energetico che colpisce l'unità di area (W/m^2); l'intensità, che riguarda l'emissione della radiazione da parte delle sorgenti e la radianza, che collega le prime due, relativa all'intensità delle superfici emittenti per come appaiono da quella ricevente (Innamorati 1990).

In questo modo misuriamo la luce in termini di energia. Ma l'energia radiante presenta una duplice natura sia ondulatoria che corpuscolare, e tale natura corpuscolare è rivelata dalla sua propagazione per quanti o fotoni, cioè pacchetti discreti di energia, ciascuno caratterizzato da una lunghezza d'onda specifica. Possiamo infine scegliere di prendere in considerazione il numero dei quanta per unità di area, per unità di tempo [$\mu\text{E}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$], l'Einstein equivale ad una mole di fotoni] poiché le reazioni fitochimiche della fotosintesi dipendono dal numero dei quanta assorbiti. Questa misura rappresenta la cosiddetta densità di flusso fotonico.

La quantità di luce solare che arriva alla parte più superficiale dell'atmosfera terrestre, misurata da satelliti spaziali è di: 1373 W/m^2 ed è nota come costante solare. Si tratta di una radiazione elettromagnetica che si propaga come un'onda tramite particelle senza massa (fotoni). L'energia dei fotoni è direttamente proporzionale alla frequenza dell'onda secondo la relazione:

$$\varepsilon = h \cdot \nu$$

dove h è la costante di proporzionalità, detta costante di Planck, ν è la frequenza, inversamente proporzionale alla lunghezza d'onda λ . Le radiazioni a lunghezza d'onda più corta, dunque sono anche quelle a più alta energia.

L'energia solare emessa ha una particolare composizione spettrale e una forma caratteristica: cresce rapidamente dalle corte lunghezze d'onda fino ad arrivare ad un picco nella zona del visibile per poi diminuire dolcemente verso lunghezze d'onda maggiori (fig.3.11).

Durante l'attraversamento dell'atmosfera la radiazione solare subisce fenomeni di assorbimento, provocato dalle molecole d'aria e dalle particelle di polvere, e scattering, causato da vapore acqueo, ossigeno, ozono e anidride carbonica presenti nell'atmosfera, (fenomeno che impedisce la propagazione verticale dei fotoni ma ne intensifica l'attenuazione) così che nelle regioni tropicali assistiamo ad un'attenuazione della costante solare di circa il 30%; nelle regioni temperate, caratterizzate da maggiore nuvolosità, ne arriva meno del 50%. Di questa radiazione solare solo il 38% si trova nel range 400-770 nm, ovvero nell'intervallo direttamente utilizzabile per la fotosintesi noto come PAR (Photosynthetically Active Radiation). La PAR indica la quantità di radiazione luminosa disponibile per la fotosintesi, all'interno del range spettrale che va dai 350 ai 700 nm (Jitts et al.1976).

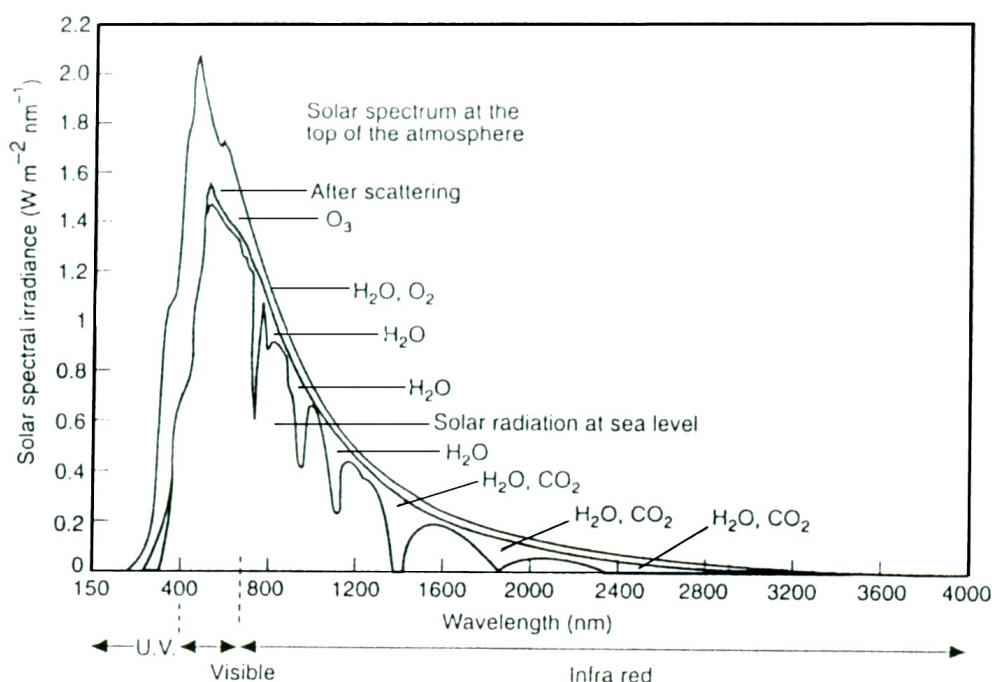


Figura 3.11: Spettro della radiazione solare misurata nell'alta atmosfera, dopo il fenomeno di scattering e alla superficie del mare

Non tutti i fotoni disponibili vengono però assorbiti dai pigmenti algali, per tale motivo viene definita la PUR (Photosynthetically Usable Radiation), come la frazione di PAR che viene

effettivamente assorbita dalle alghe. Solo una parte dell'energia assorbita (PUR) è realmente utilizzata nel processo fotosintetico e trasformata in energia chimica. La quantità di energia radiante convertita in energia chimica e immagazzinata sotto forma di materia organica, costituisce la PSR (Photosynthetically Stored Radiation). In media circa lo 0.13-0.16% della PAR incidente sulla superficie degli oceani viene convertita in energia chimica (Falkowski, Raven 1997).

L'ovvia relazione tra queste tre quantità è la seguente:

$$PAR > PUR > PSR$$

Come abbiamo visto nel caso dell'atmosfera, la radiazione elettromagnetica che interagisce con le particelle, di qualsivoglia natura, dalle molecole gassose dell'atmosfera ai costituenti (biologici o meno) dell'acqua di mare, può seguire due tipi di processi fisici: l'assorbimento e la diffusione.

Per quanto riguarda il primo fenomeno, l'acqua stessa assorbe la luce nella zona del rosso (sopra 700 nm) e dell'infrarosso: la luce di 750 nm penetra solo fino a 5- 6m. Il secondo fenomeno, la diffusione, ha luogo, invece, quando il percorso di un fotone è deviato a causa dell'eterogeneità del mezzo in cui avviene la propagazione, costituito tanto dall'aerosol atmosferico come dalle cellule di fitoplancton che popolano gli oceani di tutto il mondo. Studi quantitativi sulla trasmissione della luce hanno portato un autore, Jerlov, a classificare le acque calcolando l'indice di attenuazione verticale della luce che le attraversa. L'oceano è stato così suddiviso in due categorie principali: acque costiere verdi e acque oceaniche blu; ulteriori suddivisioni hanno portato ad individuare 5 tipi di acque oceaniche e 9 tipi di acque costiere. Questa classificazione è ormai superata ed è stato proposto un nuovo tipo di classificazione basato sul coefficiente di estinzione verticale della luce a 500m.

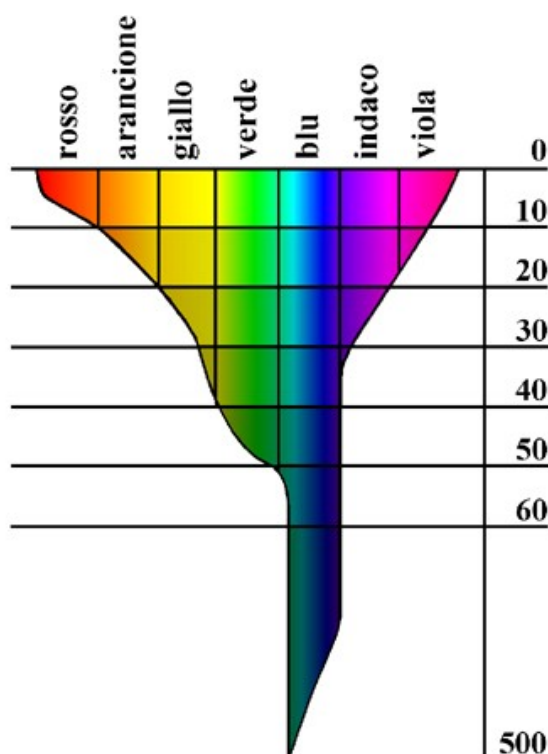


Figura 3.12: Penetrazione della luce (visibile) in funzione della profondità.

Tra le proprietà ottiche dell'acqua di mare il “coefficiente di assorbimento spettrale” ed il “coefficiente di scattering” sono le proprietà intrinseche più importanti nel mezzo acquatico. Intrinseche perché dipendono esclusivamente dalla composizione del mezzo e non dalla copertura, altezza del sole o qualsiasi altro fattore ambientale. Le componenti che assorbono la luce nel sistema acquatico sono quattro: l'acqua stessa, la sostanza gialla disciolta, il fitoplancton ed il materiale particolato non vivente meglio noto come tripton. La sostanza gialla è costituita da detriti organici di colore giallo-marrone (sostanze umiche) che derivano dalla decomposizione del materiale organico ad opera dei batteri. L'acqua pura assorbe fortemente nella regione del rosso alla fine della banda del visibile, poco nella regione del blu, anche se c'è una lenta risalita del coefficiente di assorbimento nell'ultravioletto e presenta numerose intense bande di assorbimento nell'infrarosso. E' a questo alto picco di assorbimento nel rosso che le acque oceaniche devono il loro colore blu. Per quanto riguarda la sostanza gialla il coefficiente di assorbimento presenta un picco verso le lunghezze d'onda più corte dello spettro e quindi contribuisce in modo rilevante all'assorbimento di luce blu. Lo spettro di assorbimento del fitoplancton è molto variabile a seconda della composizione specifica dei pigmenti e della concentrazione per unità di volume. L'andamento

del coefficiente di assorbimento del particolato non vivente sembra essere lo stesso del fitoplancton da cui deriva. Ad ogni lunghezza d'onda, il mezzo acquatico ha quindi un "coefficiente di assorbimento totale" che deriva da quello costante dell'acqua più quelli variabili delle altre tre componenti.

Del "coefficiente di scattering totale" è responsabile soprattutto il particolato vivente (fitoplancton) e non-vivente: l'acqua pura, in teoria, contribuisce molto poco. Mentre però lo scattering dovuto al particolato è concentrato verso il basso, infatti solo il 2% della luce viene scatterato ad angoli superiori di 90°, l'acqua diffonde una piccola ma costante quantità di luce sia in avanti che indietro. Pur influenzando quindi molto poco il coefficiente di scattering totale, che è la somma dello scattering in tutte le direzioni, determina più dell'1% della retrodiffusione.

Il fenomeno dello scattering crea così ad ogni profondità un flusso di luce diretta verso l'alto (upwelling) ed uno generalmente minore diretto verso il basso (downwelling) che però, ad alti rapporti di scattering e assorbimento può portare un contributo significativo alla luce totale disponibile per la fotosintesi. Lo scattering causato dalle varie particelle, inoltre, non varia con la lunghezza d'onda, mentre quello dell'acqua pura sì, ed incrementa in misura inversamente proporzionale a λ^4 , essendo così più intenso nella regione del blu che del "far red" dello spettro.

Ad ogni profondità, il flusso di upwelling può essere considerato come una frazione di quello di downwelling alla medesima profondità, poiché quest'ultimo viene diffuso, penetrando verso l'alto, da ogni punto inferiore, andando a costituire il nuovo flusso di upwelling a quella data profondità prima di essere assorbito o nuovamente diffuso verso il basso.

Come risultato dei meccanismi di scattering e assorbimento, l'irradianza diretta verso il basso del campo di luce, E_d , diminuisce con la profondità in maniera approssimativamente esponenziale, secondo la relazione:

$$E_d(z) = E_d(0) \cdot e^{-k \cdot z}$$

dove $E_d(z)$ e $E_d(0)$ sono rispettivamente i valori di irradianza discendente a z m di profondità e immediatamente sotto la superficie; mentre K_d è il "coefficiente di attenuazione verticale" per l'irradianza discendente.

Il coefficiente di attenuazione verticale corrisponde alla somma dei coefficienti di assorbimento e di scattering. L'azione di attenuazione è determinata dal primo, in modo ovvio, sottraendo i fotoni

di luce; dal secondo, rendendo il campo di luce più diffuso, incrementando il cammino dei fotoni per unità di profondità oltre che rimuovendoli dal raggio discendente diffondendoli verso l'alto. La percentuale d'irradianza discendente dalla PAR segna il limite della zona eufotica. Questa zona rappresenta la porzione della colonna d'acqua all'interno della quale si ha una netta produzione fotosintetica. La base della zona eufotica è la profondità di compensazione, definita come la profondità alla quale le perdite dovute alla respirazione fitoplanctonica bilanciano la produzione fotosintetica totale. La profondità media di compensazione è per convenzione considerata quella alla quale E_d (PAR) corrisponde all'1% del valore subsuperficiale (Falkowsky, Raven 1997). La profondità della zona eufotica può variare da 40-50 m in acque torbide, fino a 100 e più metri alle latitudini più basse, dove le acque sono particolarmente chiare. Al di sotto della zona eufotica, fino ai 200 m circa, si ha la zona disfotica con limitata penetrazione di luce che non consente lo sviluppo di vita vegetale. Sotto i 200 m si estende la zona afotica, priva di luce o con luce scarsissima anche se nelle acque tropicali una piccola quantità di luce penetra fino ai 1200 m, con oscurità completa permanente al di sotto di questa profondità, se si eccettuano fenomeni di luminosità di origine biologica (bioluminescenza) prodotta da numerosi animali.

Prima di introdursi nel campo di luce, bisogna introdurre un'ulteriore grandezza, l'irradianza scalare $[E_0]$, essa equivale al flusso radiante totale per m^2 proveniente da tutte le direzioni in un dato punto del mezzo. Le cellule fitoplanctoniche non hanno una direzione privilegiata di ricezione e tutti i fotoni che possono essere utilizzati per la fotosintesi sono assorbiti senza considerare la direzione dalla quale provengono. L'informazione dell'irradianza scalare è da preferire a dati di semplice irradianza vettoriale. Nonostante tale evidenza il parametro più comunemente misurato è l'irradianza discendente E_d , anche a causa di problemi tecnici per la misura di E_0 , soprattutto nel caso di lavori di routine. L'irradianza scalare include i flussi di luce di upwelling e downwelling, rappresentando tutte le direzioni angolari, quindi in ogni dato punto del mezzo i valori di E_0 saranno sempre più alti dei valori di E_d . Maggiore diviene il rapporto tra scattering ed assorbimento, più diffuso sarà il campo di luce nell'acqua, e più grande la differenza tra le due. Se vogliamo determinare la quantità di luce disponibile per la fotosintesi ad una data profondità, una misura di E_d ne è una sottostima, particolarmente in acque torbide. D'altra parte, i valori del coefficiente di attenuazione verticale K_d , per l'irradianza discendente, sono molto vicini a quelli del coefficiente di attenuazione verticale K_0 , relativo all'irradianza scalare, dato che il rapporto K_d/K_0 , varia in un range molto piccolo, K_d può essere perciò preso come stima ragionevole del valore di

K_0 è utilizzato per prevedere l'attenuazione dell'irradianza scalare con la profondità.

Il campo di luce immediatamente sotto la superficie, a parte le perdite dovute alla riflessione, ha essenzialmente la stessa composizione spettrale e la stessa energia di quello appena sopra la superficie. Circa la metà di questa energia è costituita dalla radiazione infrarossa che viene assorbita dalle molecole d'acqua nei primi 50 cm; il calore solare che deriva dalla radiazione infrarossa rimane così intrappolato in questo strato superficiale per alcune ore, influenzando in modo rilevante il comportamento idrodinamico della massa d'acqua. Oltre tale profondità è possibile quindi considerare solamente la banda che si estende dal vicino ultravioletto alla zona del far-red, poco oltre i 700 nm. Dell'energia radiante rimasta, circa un terzo appartiene alla banda visibile dell'arancione-rosso tra 600 e 700 nm e viene assorbita sempre dall'acqua, non in modo così intenso come l'infrarosso, ma abbastanza fortemente da assicurare la sua completa rimozione già nei primi 10 metri. Perciò quasi due terzi del flusso solare totale che penetra nell'oceano vengono assorbiti nei primi 10 metri d'acqua: l'assorbimento di questa energia radiante combinato con le turbolenze indotte dal vento, dà origine a strati d'acqua superiori, caldi e miscelati, l'esistenza dei quali ha importanti implicazioni nel funzionamento dell'intero ecosistema oceanico, specialmente per la produzione primaria fitoplanctonica. La distribuzione spettrale del campo di luce al di sotto dei 15 m è ristretta alla banda blu-verde, tra i 400 ed i 500 nm, con un evidente picco nella regione del blu a 440-490 nm. L'acqua assorbe debolmente in questa regione spettrale, nondimeno tutta l'energia alla fine verrà assorbita trasportando verso i livelli più bassi dello strato eufotico l'energia termica contenuta nei fotoni.

La velocità di attenuazione relativa alle diverse lunghezze d'onda è influenzata dallo spettro di assorbimento del mezzo acquatico. In acque oceaniche non produttive, dove l'acqua è il principale componente assorbente, la luce blu e verde penetrano entrambe in profondità, mentre la luce rossa, che l'acqua assorbe fortemente, si attenua con rapidità. Nelle zone produttive delle regioni oceaniche di upwelling, la luce blu è attenuata più intensamente rispetto alla verde a causa dell'assorbimento da parte dei pigmenti fitoplanctonici, ma non tanto quanto quella rossa. Nelle aree costiere che contengono più sostanza gialla e fitoplancton rispetto alle acque oceaniche, la banda verde è ancora quella più penetrante. Solo nelle acque costiere più torbide, influenzate dagli apporti fluviali, la luce blu è attenuata fortemente come la luce rossa.

Dal momento che, le cellule fitoplanctoniche devono raccogliere efficacemente la luce in accordo con le caratteristiche di assorbimento della massa d'acqua in cui si trovano, possiedono una

composizione di pigmenti diversa a seconda delle lunghezze d'onda con cui più spesso sono in contatto. Questo è il motivo per cui, ad esempio, dinoflagellati e diatomee investono molta energia per produrre complessi specializzati proteine-carotenoidi, che assorbono soprattutto nella regione blu-verde, come fanno anche le ficobiliproteine delle cianofite.

3.2.2 I nutrienti

La crescita e l'attività fotosintetica del fitoplancton dipendono anche dalla disponibilità dei nutrienti, è quindi ragionevole aspettarsi che la capacità di fotosintesi rifletta lo stato nutrizionale del fitoplancton.

Nell'ambiente acquatico l'ossidazione dei nutrienti organici nella loro forma inorganica avviene al di sotto della zona eufotica, dove invece il processo di assimilazione dei fotoautotrofi non si può realizzare perché l'unica fonte naturale di radiazione fotosinteticamente attiva (PAR), è il sole. Ne deduciamo che i gradienti di luce e di nutrienti si sviluppano in senso opposto.

Tutte le forze di natura fisica nell'ecosistema marino giocano un ruolo fondamentale nel trasporto verticale dei nutrienti inorganici dagli strati d'acqua più profondi dell'oceano. Variazioni termocline negli strati superficiali possono produrre dei gradienti verticali di densità che ritardano la risalita dei nutrienti solubili. Per tale ragione i nutrienti vengono consumati dagli organismi fotoautotrofi ad una velocità superiore a quella che regola il meccanismo di turnover.

La circolazione nei maggiori bacini oceanici è caratterizzata da strutture fisiche note come "gyres", che ruotano in senso orario nel Nord Atlantico e Pacifico ed in senso antiorario nell'emisfero meridionale. Il loro caratteristico movimento rotatorio è dovuto all'effetto Coriolis il quale non è altro che il risultato di due moti esistenti: il moto di acqua o aria, modificato dal moto di rotazione del pianeta Terra. L'effetto Coriolis è così debole che si può notare solo in masse enormi di liquido o gas, come gli oceani e l'atmosfera terrestre, dove influenza le correnti ed i venti in modo molto significativo. Le gyres vengono originate da flussi di calore diretti verso i poli: calore trasportato dall'atmosfera e dagli oceani sotto forma di venti e di correnti. L'azione del vento è tale da creare una zona di depressione che, per il principio di continuità dei fluidi, richiama acqua dagli strati più profondi, con l'instaurarsi delle correnti di risalita dette, "correnti di upwelling". I fenomeni di upwelling nascono nelle zone equatoriali, dove, gli alisei settentrionali si combinano con quelli meridionali e spingono intensamente le acque, allontanandole dai continenti. Se, al

contrario, l'azione del vento sulla superficie del mare determina un accumulo d'acqua, per ristabilire le condizioni di equilibrio di massa, si ha in risposta una "corrente di downwelling" che determina la migrazione di masse d'acqua verso le aree di deficit, imponendo una circolazione discendente in corrispondenza della zona di accumulo delle masse d'acqua (Mann, Lazier 1991).

La zona eufotica può beneficiare di due importanti sorgenti di nutrienti: la prima consiste nella rimineralizzazione delle forme organiche tramite l'attività di decomposizione batterica (microbial loop); la seconda è nota come "nuova produzione" (Dugdale, Wilkerson 1998) si riferisce alla produzione primaria basata su nutrienti derivanti da apporti continentali di fiumi ed estuari e dai processi di azotofissazione.

L'acqua di mare è una soluzione molto complessa, in equilibrio dinamico: nuovi materiali giungono continuamente al mare a causa dell'erosione e degradazione delle rocce continentali ed in piccola parte dagli spazi cosmici. Altro materiale viene eliminato dalla soluzione, depositandosi e accumulandosi sui fondi marini. Gli organismi contribuiscono a questi processi accumulando ed espellendo determinati materiali.

In mare aperto la proporzione degli ioni principali rimane costante, ma vi possono essere notevoli variazioni per alcuni ioni che, pur trovandosi in tracce, assumono spesso una fondamentale importanza biologica. Sostanze sottoposte a notevoli variazioni sono i nitrati, i fosfati, il ferro, il manganese, il silicio. Particolare importanza biologica assumono l'azoto e il fosforo. L'azoto è presente nell'acqua di mare soprattutto come nitrati, ma anche come nitriti ed ammoniaca, prodotti da attività biologiche negli strati più superficiali e sul fondo. Il fosforo è presente quasi sempre sotto forma di ioni ortofosforici e in parte come fosforo organico. L'azoto e il fosforo sono elementi limitanti in quanto la loro quantità nell'acqua marina regola la produttività primaria: essi vengono anche chiamati nutrienti. Esiste una stretta relazione tra la composizione chimica degli oceani e quella degli organismi fitoplanctonici esemplificata dal cosiddetto "rapporto Redfield" (dal chimico marino Alfred Redfield che lo elaborò), che considera la proporzione degli elementi più abbondanti, 106 C : 16 N : 1 P (per atomi). Tale proporzione è giudicata rappresentativa della composizione media degli elementi del fitoplancton marino rispecchiando anche la loro composizione biochimica.

Dei nutrienti essenziali richiesti per la crescita del fitoplancton, alcuni sono chiamati "macronutrienti" perché la loro concentrazione nell'acqua di mare è dell'ordine delle micromoli e sono azoto, fosforo e zolfo; contrapposti si hanno elementi in tracce, come ferro e zinco, detti "micronutrienti" perché la loro concentrazione è dell'ordine delle nano moli. Calcio, potassio,

magnesio, sodio etc. si trovano in mare in concentrazioni non limitanti. Azoto, fosforo, ferro e per le diatomee e i silicoflagellati, il silicio, rappresentano invece le risorse inorganiche essenziali e limitanti per la crescita.

Oltre alle sostanze inorganiche, esistono alghe che necessitano per la crescita di un apporto esterno di sostanze organiche, in particolare vitamine (biotina, tiamina e B12). Esse vengono sintetizzate da batteri e sono presenti in tracce [ng/l], costituendo così un altro fattore limitante per la crescita.

Il concetto originale di “limite” in ecologia venne introdotto da Von Liebig nel 1840 ed era relativo alla “capacità di resa di un gruppo”, mentre Blackman nel 1905 si riferisce al controllo che un elemento limitante, ha sulla velocità di un processo, come ad esempio la velocità di crescita specifica o la fotosintesi. Questi due tipi di limitazioni sono concettualmente distinte, ma l’una non esclude l’altra nei sistemi biologici (Cullen et al.1992). E’ possibile in generale definire un fattore limitante come quel substrato, la cui disponibilità è, fra tutte quelle richieste, la più bassa in relazione alla domanda.

3.2.3 L'efficienza fotosintetica

Per efficienza fotosintetica si intende la capacità (o l’efficienza) con la quale l’energia luminosa assorbita dai pigmenti dei cloroplasti del fitoplancton è convertita in energia chimica.

Il limite più grande all’efficienza è imposto dalla natura dei processi chimici e fisici che avvengono nella fotosintesi. Per convertire una mole di CO_2 nel suo carboidrato equivalente, solo il 25% dell’energia della luce assorbita e consegnata ai centri di reazione è convertita in energia chimica come carboidrato. Questa è la massima efficienza possibile, che nelle piante acquatiche scende al 18% (Kirk 1992).

L’efficienza di conversione, o resa quantica, raggiunta da una popolazione fitoplanctonica, può essere determinata da misure del tasso fotosintetico e di irradianza, tenendo conto inoltre della variazione spettrale del campo di luce e dell’absorption da parte della biomassa.

Un altro modo per esprimere l’efficienza fotosintetica è l’efficienza quantica, definita dal numero di molecole di CO_2 fissate nella biomassa per quanti di luce assorbiti. Dati i quanti di luce richiesti per fissare la CO_2 , imposti dal meccanismo fotosintetico (2 fotoni per trasferire un atomo di H dall’acqua alla catena di trasporto degli elettroni fino al NADP; la riduzione di una molecola di

CO₂ a livello di carboidrato richiede 4 atomi di H e quindi 8 fotoni) ne consegue che l'efficienza quantica non può essere mai più grande di 0.125 e, per l'accrescimento delle cellule sotto condizioni ideali, è improbabile che ecceda lo 0.1 (Kirk 1992).

L'efficienza quantica ottenuta da una pianta acquatica è una funzione dell'intensità di luce a cui è esposta. Questo è evidente dalla variazione del tasso fotosintetico specifico con l'irradianza (curva PvsEd) che viene descritta nel paragrafo successivo. Così ad ogni punto nella curva PvsEd, il valore di P/Ed è proporzionale all'efficienza quantica. Per un moderato aumento dell'intensità luminosa si ha un corrispondente incremento del tasso di fotosintesi, visibile nella regione lineare iniziale della curva PvsEd (fase luce-limitata). Quando il rapporto P/Ed diventa costante e raggiunge il suo valore più alto, le piante hanno compiuto la loro più alta efficienza di conversione ed efficienza quantica. Se le caratteristiche di absorption delle piante sono note, allora questo massimo valore può essere utilizzato per calcolare Φ_m , ovvero l'efficienza quantica massima. Come la luce incidente aumenta, il tasso di absorption di quanta raggiunge il punto al quale l'energia di eccitazione comincia ad arrivare ai centri di reazione velocemente ed è utilizzata dai componenti di trasferimento degli elettroni e/o dagli enzimi di fissazione della CO₂. A questo stadio una parte dei quanta assorbiti sono utilizzati per la fotosintesi e una parte viene dissipata, solitamente come calore. Per questo motivo, un ulteriore incremento di Ed è accompagnato da minori incrementi di P, cioè la pendenza della curva P vs Ed diminuisce progressivamente.

Dalla fine della regione lineare attraverso la regione luce-saturata, il tasso fotosintetico non aumenta più in proporzione all'irradianza, mentre l'efficienza quantica e l'efficienza fotosintetica subiscono una progressiva diminuzione dei valori (Kirk, 1992).

4. I METODI DI STIMA DELLA PRODUZIONE PRIMARIA

4.1 Metodi di stima diretti

4.1.1 Metodo dell'ossigeno

Il processo fotosintetico comporta come prodotto finale l'ossigeno molecolare, pertanto negli anni venti di utilizzare la presenza di questo gas per derivare una misura della produzione primaria dei campioni. I ricercatori Gaarder e Gran nel 1927 utilizzarono la titolazione iodimetrica di Winkler per misurare la quantità di ossigeno disciolto nell'acqua. Questa tecnica consiste nella titolazione di una soluzione di ioduro di potassio con una soluzione di tiosolfato di sodio a titolo noto.

Le operazioni consistono nel prendere una bottiglia di volume noto e con chiusura ermetica dove si immette manganese bivalente e ioduro di potassio entrambi in eccesso. Il manganese precipita consumando tutto l'ossigeno (la soluzione diviene acida) e in seguito reagisce con lo ioduro di potassio che libera iodio elementare. Quindi lo iodio elementare libero è quantitativamente uguale all'ossigeno che era disciolto nell'acqua del campione. Lo iodio viene titolato con una soluzione di tiosolfato di sodio utilizzando salda d'amido come indicatore. Il punto di viraggio viene stabilito dall'operatore nel momento in cui la soluzione diventa perfettamente trasparente. Ovviamente questo costituisce una sorgente d'errore poiché oltre all'abilità dell'operatore bisogna tener presente le variazioni assolute di concentrazione dell'ossigeno sono molto basse rispetto alle elevate concentrazioni del gas nell'ambiente. Si è tentato di aggirare questi ostacoli determinando il punto di viraggio con metodi potenziometrici amperometrici o fotochimici, che oltre a garantire una maggiore precisione possono essere anche automatizzati, anche se con un sensibile aumento dei costi. Un altro problema riguardante questo procedimento è che una parte dello iodio può andare persa per volatilizzazione durante il trasferimento dalla bottiglia alla beuta dove si effettua la titolazione.

Il metodo dell'ossigeno anche se eseguito con la massima accuratezza comporta comunque un errore del 20% circa, il che ne restringe l'uso ad acque mesoeutrofiche.

A favore di questo metodo giocano comunque la rapidità di esecuzione (circa cinque minuti a campione per un operatore esperto) e soprattutto la possibilità di distinguere la produzione primaria

totale e quella netta. In particolare misure di scambio netto di ossigeno possono essere utilizzate per stimare le perdite respiratorie al buio dell'intera comunità planctonica, cosa non fattibile con la tecnica del radiocarbonio.

4.1.2 Metodo del radiocarbonio

Nel 1952 Steeman Nielsen introdusse il metodo del C14, un isotopo radioattivo del carbonio. Questo elemento viene introdotto nel campione di acqua di mare come bicarbonato o carbonato; l'acqua a sua volta viene divisa in due bottiglie simili in tutto e per tutto, tranne per il fatto che una è oscurata e non consente il passaggio della luce mentre l'altra è trasparente. Queste bottiglie vengono incubate per un periodo di tempo stabilito in maniera da far compiere alle alghe il processo fotosintetico, e quindi l'assimilazione del carbonio. Nella bottiglia chiara la fotosintesi procede di pari passo con la respirazione, mentre nella bottiglia scura solo i processi catabolici hanno luogo. Il prelievo del carbonio è un indice della produzione primaria e il calcolo che viene effettuato nella stima finale tiene conto anche del fatto che il C14 viene prelevato più lentamente del C12. Il prelievo nella bottiglia scura dovrebbe costituire un sorta di valore "bianco" di taratura (all'interno della bottiglia dovrebbero procedere solo i processi respiratori) così ci si attende di trovare un valore per la bottiglia scura minore del 10% del valore della bottiglia chiara. Quando questa percentuale è maggiore l'affidabilità del valore della bottiglia luminosa è bassa.

L'attività del radioisotopo viene rilevata con uno scintillatore dopo la filtrazione dei campioni, e la produzione primaria (in $\text{mgC}/(\text{m}^3 \cdot \text{h})$) si calcola con la formula:

$$PP = (R_t - R_d) \times W \times \frac{1}{R \times N}$$

Dove R è la radioattività totale del campione, R_t e R_d sono rispettivamente le radioattività della bottiglia chiara e di quella scura e W è il peso totale di tutte le forme di diossido di carbonio presenti nel campione, determinato tramite misure di salinità.

La tecnica del radiocarbonio presenta diversi vantaggi, primo fra tutti quello della precisione, l'errore può stimarsi intorno al 5%. Inoltre le procedure sono relativamente semplici da seguire e può essere impiegato sia in acque oligotrofiche che in acque eutrofiche.

In effetti questo è il metodo più ampiamente utilizzato in oceanografia, ma non è privo di svantaggi e vi sono importanti considerazioni per ritenere che in diversi casi la procedura possa portare ad un valore sottostimato della produzione primaria.

Poiché vengono utilizzate bottiglie di vetro di dimensioni limitate con periodi di incubazione molto lunghi, potrebbero verificarsi dei cambiamenti importanti nella porzione di ecosistema racchiuso, per esempio potrebbero essere rilasciate sostanze tossiche adsorbite sul vetro stesso. Tra l'altro non è facile discriminare le porzioni di carbonio che seguono vie diverse all'interno del ciclo.

Quando l'incubazione è troppo lunga rispetto alla velocità di tutti i processi implicati, il C^{14} può essere disperso non solo nel pool delle alghe, ma anche nei detriti, nei batteri, nei protozoi e nei composti organici essudati dalle cellule (non separati durante la filtrazione) prima della fine dell'incubazione, non dando quindi una indicazione della reale produzione primaria. Dovrebbe inoltre essere ricordato che la velocità di assorbimento del marcatore potrebbe non essere lineare durante l'incubazione, e che maggiore è la velocità di crescita dell'organismo, più rapidamente viene raggiunto l'equilibrio tra i pool marcati (organico ed inorganico).

Per ovviare tutti questi problemi si è tentato di ottimizzare i tempi di incubazione, di utilizzare bottiglie nuove sigillate o pulite con particolari accorgimenti per evitare contaminazioni dei campioni, e soluzioni di C^{14} purissime (Gieskes and Kraay 1982). Inoltre è stata sviluppata una tecnica da Schindler e al. (1972) che permette di eliminare le limitazioni derivanti dalla filtrazione, anche se ancora non è impiegata spesso per via di valutazioni controverse sulla effettiva utilità del metodo.

4.2. Metodi di stima indiretti

Una misura indiretta della produzione primaria si può anche ottenere tramite una stima della concentrazione dei pigmenti fotosintetici contenuti negli organismi vegetali.

La concentrazione dei pigmenti viene spesso dedotta da misure di laboratorio dopo l'estrazione dei pigmenti dai campioni prelevati sul campo; le metodologie applicate si basano su tecniche di fluorescenza, spettrofotometria e cromatografia liquida ad alta risoluzione (HPLC).

Tuttavia i risultati più promettenti ed affascinanti sono oggi rappresentati dalle procedure che permettono di rilevare i pigmenti clorofilliani direttamente in vivo, consentendo seppur con minore precisione una analisi più ampia e continua nel tempo della biomassa fitoplanctonica.

Le tecniche basate sull'uso della fluorescenza attiva saranno l'oggetto del prossimo capitolo, mentre sembra opportuno ora dare alcune notizie sulla rilevazione remota.

Quando la luce attraversa un corpo d'acqua per effetto dello scattering una parte viene riflessa verso l'alto. La luce che emerge dalla superficie degli oceani porta con sé una serie di informazioni circa le proprietà ottiche significative del mezzo.

L'interesse suscitato dalle tecniche indirette è legato al fatto che un sensore remoto studiato per captare quella parte di luce che viene riflessa verso l'alto, può essere posizionato tanto su un aereo quanto su un satellite rendendo quindi possibili osservazioni sinottiche su ampia scala con spese e tempi molto più bassi rispetto alle tecniche tradizionali. Molti lavori hanno dimostrato che è possibile dedurre la concentrazione della clorofilla dalla composizione spettrale della luce retrodiffusa, le cui caratteristiche sono influenzate anche dalla quantità di materiali sospesi nella colonna d'acqua.

In effetti un oceano composto solo di acqua pura restituirebbe solo luce di colore blu in quanto le molecole d'acqua assorbono tutte le altre bande della radiazione luminosa. In realtà sedimenti, batteri e fitoplancton in particolare diminuiscono molto la proporzione di luce blu che emerge dalla superficie; così si osserva che le zone altamente produttive appaiono caratterizzate da un colore verde, retrodiffuso dalle clorofille. Anche le regioni del rosso e del rosso lontano vengono analizzate dai sensori per calcolare gli effetti di scattering e assorbimento che la luce emergente dagli oceani subisce quando attraversa l'atmosfera.

Basandosi su questi concetti brevemente esposti è stato realizzato in passato il progetto Coastal Zone Color Scanner (CZCS) in cui un sensore remoto è stato posizionato sul satellite NASA Nimbus-7. Il sistema ha operato per otto anni consecutivi raccogliendo dal 1978 al 1986 oltre 65000 immagini, ognuna con un'area di 2.200X800 chilometri.

I dati ottenuti sono tuttora in corso di elaborazione e sono ormai divenuti una parte essenziale di moltissimi lavori di oceanografia biologica.

La direzione attuale degli sforzi scientifici è quella di ottenere stime di produzione primaria totale a partire da dati satellitari. Questo implica la conoscenza approfondita delle relazioni fotosintesi-irradianza delle comunità fitoplanctoniche naturali e come tali relazioni siano influenzate dalle variazioni ambientali (Platt, 1985).

Le limitazioni principali per i dati satellitari sono legate soprattutto alla grande variabilità dei parametri fisiologici ed anche alla mancanza di informazioni sulla scala spaziale verticale della

colonna d'acqua. Infatti la profondità che può essere indagata con un rilevamento satellitare non copre tutta la zona eufotica ma solo una porzione superficiale corrispondente a circa il 20%, poiché è da qui che si originano i flussi radianti emergenti. Al contrario la massima concentrazione di clorofilla si rinviene generalmente nella parte più bassa della zona eufotica, quindi fuori la portata del sensore. Si tenta di ovviare a questa mancanza con numerose osservazioni in situ che restituiscono profili tipici delle aree di studio che possono poi essere integrati nei modelli. Un'altra applicazione dei sensori remoti si ottiene con tecniche basate sui laser portati a bordo di navi.

La tecnologia LIDAR (light detection and ranging) consiste di un fluorosensore a raggi UV (335 nm) che genera e riceve il raggio laser una parte del quale torna allo strumento come fluorescenza indotta. Pertanto tali metodologie possono essere ascritte tra le tecniche attive.

Le stime si basano sull'ipotesi di una correlazione tra l'intensità di luce emessa a determinate lunghezze d'onda dai bersagli eccitati e la concentrazione delle molecole cromofore contenute nei bersagli stessi.

La rilevazione del segnale dipende dai parametri di eccitazione del laser, dal coefficiente di estinzione ottico del mezzo attraversato e dalle proprietà ottiche delle molecole cromofore considerate.

4.2.1 La fluorescenza attiva

Come abbiamo visto parlando del processo di fotosintesi le molecole dei pigmenti fotosintetici quando assorbono la radiazione luminosa riemettono una parte dell'energia che hanno assorbito come fluorescenza. Tale emissione di luce (seppure non percepibile ad occhio nudo) può essere rilevata con dei fotomoltiplicatori e fornire numerose informazioni sul processo fotochimico.

La fluorescenza stimolata dalla luce solare risulta in questo poco utile per una serie di limitazioni, legate per esempio alla difficoltà (almeno teoriche) di derivare una sicura relazione Produzione –Irradianza, mentre negli ultimi anni ha assunto sempre maggiore importanza l'utilizzo di tecniche di fluorescenza attiva che consistono nell'eccitare le molecole di pigmento del campione con emissioni di luce monocromatica artificiale.

Alle temperature fisiologiche la fluorescenza deriva quasi interamente dal PS II, il quale deve avere il suo centro di reazione allo stato aperto per poter utilizzare l'energia di eccitazione raccolta dal sistema antenna. Se il centro di reazione è chiuso l'energia di eccitazione ha la possibilità di

essere riemessa come fluorescenza o di essere dissipata con sistemi non radiativi.

La tecnica Pump and Probe consiste nel fornire un flash di luce debole (PROBE) per sondare la resa in fluorescenza del campione, successivamente viene fornito un flash molto intenso (PUMP) che satura il PS II e porta il centro di reazione allo stato chiuso causando una temporanea riduzione dell'accettore di elettroni Qa. In seguito viene fornito un flash di entità minore (PROBE) che stimola la fluorescenza del campione; questo flash misura il cambiamento nella resa quantica e viene pertanto chiamato flash di sondaggio.

Regolando l'intensità del flash pump o il ritardo tra questo ed il secondo flash probe, il fluorimetro può misurare diversi parametri del processo fotochimico e può anche fornire una valutazione del numero di centri di reazione funzionali del PS II.

4.2.2 Modelli biottici

I modelli empirici di produzione fitoplanctonica sono un importante strumento nell'oceanografia biologica. Essi forniscono stime di produzione ragionevolmente accurate sulla base di variabili ampiamente disponibili, laddove le misure dirette sono costose e difficili da effettuare con routine.

Sebbene molti modelli empirici condividono caratteristiche comuni, quali formulazioni matematiche o variabili indipendenti, ognuno di loro è stato ottimizzato rispetto a un particolare set di dati o ad un particolare ambiente.

La maggior parte dei modelli sono lineari, poiché assumono che la produzione primaria sia una funzione lineare sia di poche variabili indipendenti che di una singola variabile composta.

Il primo modello empirico è stato probabilmente quello che Ryther e Yentsch (1957) hanno applicato ai loro dati così come ai dati di Riley (1939,1956) e Conover (1956). Loro hanno descritto la velocità fotosintetica alla saturazione luminosa, $p(\text{sat.})$, come una funzione della concentrazione di clorofilla (3.7 gC fissati per ora per grammo di chl) ed hanno trovato un buon accordo tra la produzione prevista e quella osservata. Hanno anche tenuto in considerazione la fotosintesi relativa (R , calcolata come una funzione dell'irradianza superficiale) e l'estinzione della luce (k). Nel più semplice caso, cioè quando il fitoplancton era omogeneamente distribuito lungo la profondità, il modello aveva la seguente formulazione:

$$PP = \frac{R}{k} \times p(sat)$$

dove PP è la produzione primaria del fitoplancton.

Modelli empirici più recenti che si focalizzano su dati oceanici spaziano da formulazioni molto semplici, basate solamente sulla concentrazione di clorofilla (es. Smith e altri 1982), ad approcci più complessi, con regressioni multiple (Eppley e altri 1985).

Molti di questi modelli sono specificamente dedicati allo sfruttamento dei dati di biomassa fitoplanctonica derivati da immagini satellitari (es. Lorenzen 1970).

Negli estuari e nei sistemi costieri le relazioni tra la produzione fitoplanctonica e i fattori ambientali sono probabilmente più semplici. La produzione primaria, per esempio, è generalmente indipendente dalla concentrazione dei nutrienti inorganici che raramente sono limitanti per la crescita.

Inoltre la colonna d'acqua è spesso ben mescolata e la biomassa fitoplanctonica è omogeneamente distribuita lungo la profondità.

In queste situazioni la biomassa media e la disponibilità di luce sono i fattori più rilevanti che controllano la produzione fitoplanctonica e possono facilmente essere utilizzati per costruire modelli empirici. Un esempio di questo tipo di modelli empirici, semplice ed efficace, è quello proposto da Cole e Cloern (1984), che è basato sull'assunzione che la produzione primaria fitoplanctonica sia direttamente proporzionale alla biomassa fitoplanctonica, all'irradianza superficiale e alla profondità della zona fotica:

$$PP = a + b \times (B \times Z_p \times I_0)$$

dove PP è la produzione primaria fitoplanctonica, B è la biomassa fitoplanctonica, Z_p è la profondità della zona fotica, I_0 è l'irradianza superficiale ed a e b sono l'intercetta e l'inclinazione della retta ottenuta attraverso la regressione lineare.

Questo modello è stato applicato a differenti estuari (Cole e Cloern 1987) e mesocosmi (Keller 1988). In altri casi la formulazione del modello era formalmente differente, quando l'inverso del coefficiente di estinzione della luce ($k-1$) è stato usato al posto di Z_p (Pennock e Sharp 1986).

Alcuni tentativi di migliorare le performance dei modelli empirici sono stati fatti aggiungendo

un maggiore dettaglio alla loro formulazione (es. Balch e altri 1989). Comunque tali modelli semi-analitici non hanno mostrato un miglioramento significativo rispetto a quelli empirici più semplici. I risultati di questi modelli empirici hanno bisogno di essere validati attraverso dei set di dati acquisiti sia tramite misure strumentali in situ che tramite remote sensing.

Più recentemente Platt (1995) ha sviluppato un modello di produzione primaria basato sui seguenti moduli:

1. modulo per la stima dei parametri utilizzato per estrarre i profili verticali di alcune variabili come la biomassa clorofilliana, $B(z)$, e quelli che variano con l'intensità luminosa come α^B , P_m^b ;
2. modulo per il calcolo dell'irradianza superficiale introducendo la posizione e la data come input; tale modulo calcola l'ora dell'alba e del tramonto, l'irradianza a mezzogiorno e l'irradianza totale nel tempo alla superficie del mare;
3. modulo per la stima del coefficiente di attenuazione medio in ogni intervallo di profondità;
4. computazione biomassa superficiale (B_0) da dati relativi ai satelliti che operano nel visibile;
5. modulo per il calcolo della produzione in funzione della profondità e del tempo ($P_{z,t}$) a partire da soluzioni analitiche (non spettrali), assumendo la concentrazione di biomassa costante con la profondità, il valore dei parametri fotosintetici α^B e P_m^b , la data e la posizione geografica;
6. modulo per il calcolo della produzione giornaliera ed integrata nella profondità attraverso integrazioni numeriche delle equazioni spettrali, a partire dal profilo verticale di biomassa e dai parametri della curva P-I.

Wozniack et al (2000), hanno messo a punto un modello che definisce la capacità di assorbimento spettrale del fitoplancton tenendo conto della composizione pigmentaria, delle variazioni di assorbimento risultanti da processi di *foto-acclimatation* e *cromatic-acclimatation* e del *package effect*.

Tale modello è una sintesi di modelli precedenti e si basa sulle seguenti generalizzazioni statistiche:

1. relazioni statistiche tra vari gruppi di concentrazioni pigmentarie e le proprietà del campo di luce nel mare (descritte da Majchrowski & Ostrowska);
2. un modello di assorbimento della luce da parte del fitoplancton capace di determinare relazioni matematiche tra coefficienti di assorbimento spettrale dei diversi gruppi pigmenti

- fotoprotetti e fotosintetici e la loro concentrazione nell'acqua di mare (Woźniak et al. 1999);
3. modelli biotici di propagazione della luce nelle acque oceaniche di Caso 1 e nelle acque baltiche di Caso 2 (Woźniak et al. 1992a, b, 1995a,b).

Questo modello generalizzato stima i coefficienti di assorbimento della luce da parte del fitoplancton in vivo che vengono determinati dai profili di irradianza e di concentrazione della biomassa fitoplanctonica i quali costituiscono i principali dati di input del modello.

L'ultimo modello biotico di stima della produzione primaria (Morel, 1991), che è stato in questo lavoro messo a confronto con il modello PhytoVFP, viene ampiamente descritto nel paragrafo successivo.

4.2.2.1 Modello di Morel

Il modello sviluppato da André Morel si basa sull'osservazione che la relazione tra l'energia disponibile per la fotosintesi alla superficie dell'oceano e l'energia immagazzinata dalla fotosintesi algale, quando normalizzata alla biomassa clorofilliana contenuta nella colonna d'acqua dimostra una certa stabilità. Questo significa che nonostante la grande varietà di condizioni trofiche ed ambientali che possiamo trovare negli oceani, la reazione ora citata e indicata con il termine Ψ^* si comporterà probabilmente come una “costante” ecologica e biochimica. Risulta di grande utilità disporre di un simile strumento quando si vogliono trasformare ad esempio mappe di biomassa (ottenute attraverso tecnologie di remote sensing) in mappe di produzione primaria.

L'analisi utilizzata per comprendere le dinamiche di questo fattore chiave richiede l'utilizzo di equazioni che descrivono il tasso di crescita locale ed istantaneo del fitoplancton; equazioni che dovranno essere integrate contemporaneamente rispetto alla lunghezza d'onda, alla profondità e al tempo. La costruzione del modello, il cui nucleo saranno tali equazioni, richiede inoltre l'esecuzione di alcune operazioni di seguito elencate:

1. calcolo tramite una equazione dell'energia utile per la fotosintesi che giunge alla superficie dell'oceano in base all'altezza del sole nei vari giorni, alle latitudine e alle condizioni atmosferiche;
2. discriminazione della frazione di energia luminosa persa per riflessione all'interfaccia aria-acqua;
3. definizione di come la radiazione si propaga attraverso la colonna d'acqua per un dato

- profilo verticale di pigmento;
4. definizione della parte di energia assorbita dalle cellule algali all'interno della colonna produttiva;
 5. definizione della frazione di energia assorbita immagazzinata sotto forma di carbonio organico.

Iniziamo con il ricordare che l'energia fotosinteticamente immagazzinata nella colonna produttiva durante l'arco di una giornata è indicata con il termine $\overline{PSR}$ ed è per definizione proporzionale all'energia fotosinteticamente disponibile alla superficie $PAR(0^+)$ e alla biomassa algale, indicata come $\langle Chl \rangle_{TOT}$:

$$\overline{PSR} = \overline{PAR(0^+)} \times \langle Chl \rangle_{tot} \Psi^*$$

con PSR e PAR espressi in Joule/m² giorno.

Il fattore Ψ^* viene espresso in m² (gChl)⁻¹ e deve essere considerato come una sezione trasversale della fotosintesi per unità di pigmento clorofilliano.

Un'equazione di questo tipo non avrebbe molto valore se il parametro Ψ^* fosse molto variabile. Nei suoi studi Morel (1978) ha dimostrato che Ψ^* varia di ± 50 % intorno ad un valore medio di 0.07 m² (gChl)⁻¹ nonostante la varietà di situazioni ambientali considerate.

In altre parole questo significa che il 7 % della radiazione visibile che giunge alla superficie degli oceani viene immagazzinata tramite fotosintesi quando nello strato superiore illuminato dell'oceano è presente 1 mg di chl/ m². Ricordando che ogni grammo di carbonio fissato equivale a 39 KJ si può convertire il valore di Ψ^* nel cosiddetto coefficiente di utilizzazione della luce Ψ ed ottenere una equazione per la produzione come la seguente:

$$P = \overline{PAR(0^+)} \times \langle Chl \rangle_{tot} \Psi$$

dove la PAR è espressa in termini di Einstein/m² ed il valore P ha unità gC/m² giorno.

La validità un simile approccio "globale e biogeochimico" è stata dimostrata da diversi studi che hanno confermato una notevole ed interessante costanza dell'indice Ψ .

Lo scopo di costruire un modello per queste relazioni è pertanto quello di interpretare la

costanza dei parametri e di spiegare la loro variabilità in relazione ai fenomeni che influenzano le risposte fisiologiche del plancton, in maniera di disporre di un potente strumento per lo studio dei cicli biogeochimici alla scala globale ora resa accessibile all'utilizzo dei satelliti.

Alla profondità z la produzione locale ed istantanea può essere definita come una funzione dell'energia radiante disponibile, cioè la $PAR(z,t)$, quindi possiamo scrivere:

$$\frac{dC(z,t)}{dt} = \mu_c \times C(z) = 12 \times PAR(z,t) \times a^* \times Chl(z) \times \phi_\mu$$

dove $C(z)$ e $Chl(z)$ sono rispettivamente le concentrazioni di carbonio e clorofilla locali in g/m^3 , μ_c è il tasso di crescita netto rispetto a C , e a^* è la sezione trasversale di assorbimento per unità di clorofilla secondo l'attuale composizione spettrale. Il prodotto $a^*(Chl) PAR$ rappresenta l'energia assorbita dalle alghe, indicata anche come ARA.

Il simbolo ϕ_μ rappresenta una resa che esprime l'efficienza nella trasformazione dell'energia catturata in carbonio. Questa non è però coincidente con la resa quantica della fotosintesi poiché una parte del carbonio assimilato è perso per i processi della respirazione o dell'escrezione; quindi il valore di questa resa è inferiore a quello della resa quantica.

Il fattore 12 è inserito per esigenze dimensionali, in quanto ϕ_μ è espresso in moli di carbonio per moli di quanti assorbiti. E' comunque possibile convertire la fissazione di carbonio nelle corrispondenti unità energetiche ($PSR(z,t)$) e quindi si ottiene:

$$PSR(z,t) = 12 \times PAR(z,t) \times a^* \times Chl(z) \times \Phi_\mu$$

Il nuovo simbolo introdotto Φ_μ è una resa adimensionale che indica il rapporto tra energia immagazzinata ed energia assorbita e si ottiene con un fattore di conversione:

$$\Phi_\mu = 1.943 \times \phi_\mu$$

L'equazione 1 non è altro che il risultato dell'integrazione della 4 nel tempo e lungo la profondità. Un procedimento simile porta all'equazione 2 partendo dalla 3. Queste equazioni però non sono ancora nella forma completa in quanto è omessa la dipendenza spettrale di molte

grandezze in esse contenute.

Aggiungendo quindi una integrazione per la lunghezza d'onda si ottiene l'equazione che è in grado di descrivere la produzione primaria giornaliera realizzata nella colonna d'acqua.

$$P = \iiint PAR(\lambda, z, t) \times a^*(\lambda) \times Chl(z) \times \phi_{\mu}(\lambda, z, t) d\lambda dz dt$$

In questa equazione le integrazioni si estendono dalla superficie alla profondità D dello strato produttivo, da zero alla lunghezza del giorno L e tra le lunghezze d'onda λ_1 λ_2 (generalmente tra 400 e 700 nm). Il valore di produzione che si ottiene può essere direttamente trasformato nel corrispondente valore di energia immagazzinata come abbiamo visto precedentemente utilizzando la conversione di 39 Kj/gC.

Quando l'equazione 5 viene risolta e si calcola il valore PSR si può allora derivare facilmente il valore del parametro Ψ^* :

$$\Psi^* = \frac{PSR}{PAR(0)} \times \langle Chl \rangle_{tot}$$

dove $\langle Chl \rangle_{TOT}$ è ottenuta integrando i pigmenti fotosintetici lungo la colonna produttiva e la $PAR(0)$ è ottenuta integrando l'irradianza discendente lungo il tempo (durata del giorno) e la lunghezza d'onda (λ_1 - λ_2).

Anche se nell'equazione 5 è stato utilizzato il valore della PAR si ritiene più esatto sostituire questo termine con il valore di PUR, che ha tutti gli effetti rappresenta la frazione di energia radiante di lunghezza d'onda tale da poter essere realmente captata dalle alghe.

Operare questa sostituzione non è difficile in quanto la PUR viene definita da variabili già esaminate ed analizzate e come si può vedere è anch'essa un parametro dipendente dal tempo, dalla profondità e dalla lunghezza d'onda:

$$PUR = (a_{max}^*)^{-1} \times \int PAR(\lambda) \times a^*(\lambda) d\lambda$$

a_{max}^* è il massimo valore che a^* raggiunge nel campo delle lunghezze d'onda dove si effettua

l'integrazione.

Una parte dell'equazione 5 definisce quella che viene indicata come ARA e che rappresenta la radiazione assorbita dalle alghe:

$$ARA = PAR(\lambda, z, t) \times a^*(\lambda) \times Chl(z)$$

Ancora una volta la triplice integrazione di questa quantità ci restituisce l'energia assorbita dalle cellule algali nella colonna d'acqua durante l'intera giornata, si può allora scrivere in analogia con l'equazione 1:

$$ARA = PAR(0^+) \times \langle Chl(z) \rangle_{tot} \times A^*$$

dove A^* espresso in $m^2 (gChl)^{-1}$ è una sezione trasversale di assorbimento “media” per unità di clorofilla-a, ed è valida per l'intera colonna produttiva, l'intero periodo di luce e l'intero spettro di fotosintesi.

Dividendo l'equazione 9 per l'equazione 1 si ottiene un indice adimensionale che esprime la resa “media” della conversione globale dell'energia assorbita in energia immagazzinata nella colonna produttiva del giorno in questione. E' pertanto una media nel tempo e nella profondità del valore che nell'equazione 4 è stato definito su una base locale ed istantanea.

$$\Phi^* = \Psi^* / A^*$$

Resta ancora da definire la variazione della PAR sopra e sotto la superficie, ossia come l'irradianza discendente si propaga lungo la colonna d'acqua e rimane da descrivere l'andamento della resa quantica per la crescita in funzione dell'irradianza.

Per definire in maniera attendibile la quantità di radiazione che giunge alla superficie dell'oceano è necessario calcolare l'altezza del sole come una funzione del luogo, dell'ora e della lunghezza del giorno. Morel ha utilizzato per questa schematizzazione i dati ed i modelli elaborati da Neckel e Labs (1984) e Spencer (1971).

Inoltre per calcolare la radiazione solare diretta e quella diffusa dal cielo viene applicato un modello radiativo derivato da Tantrè, Herman, Deschamps e De Leffe (1979).

Le condizioni atmosferiche sono state simulate utilizzando profili standard di temperatura ed ozono, così come i valori definiti di vapore d'acqua e visibilità. Tutti questi fattori devono essere considerati in quanto ognuno di essi interagisce con la radiazione che si propaga attraverso l'atmosfera, pertanto la scelta di tali parametri può influenzare notevolmente i risultati che il modello restituisce.

Per quanto riguarda la trasmissione all'interfaccia aria-acqua, questa è stata calcolata separatamente per l'irradianza diffusa e quella diretta, utilizzando due coefficienti diversi di riflettanza. Per la componente diffusa (indicata come $E_{sky}(\lambda)$) e per quella diretta ($E_{sun}(\lambda)$) vengono utilizzate riflettanze che dipendono dall'altezza del sole sull'orizzonte. Per completare l'analisi vengono anche considerati i valori di riflessione in funzione della forza del vento, dato che in presenza di onde il coefficiente di Fresnell, valido per l'oceano perfettamente calmo, viene alterato. I dati relativi all'effetto del vento sono stati presi da Austin (1974).

Infine la $PAR(0^+)$, cioè la radiazione appena al di sopra della superficie del mare, è ottenuta integrando l'irradianza totale rispetto alla lunghezza d'onda ed al tempo:

$$E_{tot}(\lambda, t) = E_{sky}(\lambda, t) + E_{sun}(\lambda, t)$$

Considerando in seguito il passaggio della radiazione attraverso l'interfaccia, si è visto che almeno in prima approssimazione i valori spettrali di irradianza totale (diretta+diffusa) sono praticamente rappresentati da funzioni lineari di $(\cos\theta)^{-1}$, indipendentemente dalla penetrazione della luce in atmosfera. L'angolo θ rappresenta l'altezza del sole sull'orizzonte ed è 0 quando il sole è allo zenit (massima altezza) mentre aumenta quando il sole si avvicina all'orizzonte.

La propagazione dell'irradianza discendente nella colonna d'acqua viene stimata, per un dato profilo verticale di clorofilla, una definita profondità della zona eufotica a mezzogiorno (t_0), in base alla relazione di Lambert:

$$E_d(\lambda, Z_n + dZ, t_0) = E_d(\lambda, Z_n, t_0) \times e^{-K_n(\lambda) dZ}$$

Il coefficiente di attenuazione spettrale $K_n(\lambda)$ dipende dalla concentrazione di clorofilla all'interno dello strato che si estende dalla profondità Z alla profondità $Z+dZ$; e viene ottenuto con la seguente formula:

$$K_n(\lambda) = K_w(\lambda) + \chi(\lambda) \times (Chl)_n^{e(\lambda)}$$

dove $K_w(\lambda)$ rappresenta l'influenza dell'acqua pura, il fattore $\chi(\lambda)$ e l'esponente sono ottenuti tramite un'analisi per regressione. Da sottolineare che questa equazione ha validità solo nelle acque dove nulla, tranne le alghe e le sostanze ad esse associate, può influenzare le proprietà ottiche dell'acqua; tale condizione viene indicata come *Case I water*.

C'è anche da evidenziare che esiste una leggera differenza tra irradianza discendente e irradianza scalare. In linea teorica questa sarebbe descritta dal prodotto tra il coefficiente di assorbimento delle alghe (a) e l'irradianza scalare:

$$aE_s = K_d E_d \left[1 - R \left(\frac{K_u}{K_d} \right) \right]$$

poiché K_d e K_u non differiscono molto e la riflettanza R è abbastanza piccola, si può esprimere il prodotto come:

$$aE_s = K_d E_d$$

Il problema che resta ancora aperto però è quale frazione del coefficiente K_d rappresenta l'assorbimento delle alghe. Questo però può essere derivato da una regressione del valore K_d sulla concentrazione di clorofilla, ma nell'ambiente naturale non sono solo le alghe ad interagire con la luce ma ad esse sarà inevitabilmente associato del detrito ed altre sostanze, quindi il valore ottenuto per regressione da dati di campo dovrà comprendere necessariamente questa frazione.

Per un'analisi più approfondita del modello di Morel viene seguito il lavoro di Kirk (1984) che ha dimostrato la validità di una espressione che lega il valore di K_d attraverso la zona eufotica alle caratteristiche ottiche del mezzo, cioè ai coefficienti di assorbimento e scattering dell'acqua, nonché al coseno medio dell'irradianza discendente appena sotto la superficie.

Il lavoro di Kirk ha in effetti fornito un'approssimazione globale utilizzabile per tutta la colonna produttiva, dove i coefficienti di assorbimento e scattering possono essere interpretati in funzione

del contenuto di pigmento clorofilliano, oltre che alle lunghezze d'onda.

Tornando alla definizione di irradianza ricordiamo che il rapporto E_s/E_d spesso indicato come $g(\lambda, t, Chl)$ viene utilizzato come fattore di correzione geometrica per trasformare i rilevamenti di irradianza discendente in irradianza scalare.

Inoltre per definizione del valore di K_d viene utilizzata l'approssimazione di considerare un valore medio di concentrazione di clorofilla all'interno della zona eufotica.

Il comportamento della PAR e della PUR viene così descritto dalle seguenti equazioni:

$$E_s = PAR(\lambda, Z, t) = E_d(\lambda, Z, t) \times g(\lambda, t, Chl)$$

$$PUR(\lambda, Z, t) = E_d(\lambda, Z, t) \times g(\lambda, t, Chl) \times a^*(\lambda) \times (a_{\max}^*)^{-1}$$

Una volta definita la PUR possiamo elaborare anche il parametro ϕ_μ , cioè la resa quantica per la crescita come funzione della radiazione utilizzabile totale integrando l'equazione precedente nel dominio compreso tra i 400 e i 700 nm. Si è osservato che questa resa varia raggiungendo il suo massimo quando i valori di irradianza sono molto bassi e diminuisce quando il livello di luce cresce. L'andamento di ϕ_μ viene rappresentato con un parametro adimensionale x definito come:

$$x = \frac{PUR}{KPUR}$$

che rappresenta il rapporto della PUR reale con un certo valore normalizzato di KPUR che sarà spiegato più avanti.

Nel modello viene introdotta una funzione $f(x)$ che vale 1 quando $x=0$ e decresce monotonamente al crescere di x , tendendo a 0 per $x \rightarrow \infty$.

Si può allora scrivere che:

$$\phi_\mu(x) = \phi_{\mu_{\max}} \times f(x)$$

Questa formulazione viene messa in relazione con i parametri comunemente definiti dalle curve P-I (Luce-Fotosintesi). Usando il set di equazioni viste per il modello possiamo scrivere le relazioni necessarie alla definizione della fotosintesi netta P^B e del parametro α :

$$P^B = \frac{dC}{dt} \times (Chl)^{-1}$$

$$P^B = 12 \times a_{\max}^* \times PUR \times (Chl)^{-1}$$

$$P^B = 12 \times a_{\max}^* \times \phi_{\mu \max} \times KPUR \times [x \cdot f(x)]$$

$$\alpha = \frac{P^B}{PUR} \quad PUR \rightarrow 0$$

$$\alpha = 12 \times a_{\max}^* \times \phi_{\mu \max}$$

Possiamo notare che l'evoluzione della fotosintesi netta al variare della PUR è regolata dal fattore adimensionale $[x \cdot f(x)]$, mentre la grandezza P^B è regolata dai parametri fisiologici $a_{\max}^*$, $\phi_{\mu \max}$ e $KPUR$.

Il valore massimo che può essere raggiunto da P^B è semplicemente determinato dal massimo del prodotto $[x \cdot f(x)]_{\max}$.

La struttura della funzione $f(x)$ può essere derivata dai vari tipi di espressioni proposte in letteratura per le curve P^B vs I .

Tornando al fattore di normalizzazione osserviamo, che trattando con funzioni monotone, c'è un singolo valore di x tale che $f(x)=1/2$; quindi al punto $x_{1/2}$ la resa quantica sarà massima. Fisicamente questo punto corrisponde ad un dato valore di irradianza, cioè di PUR, indicato come $PUR_{1/2}$.

Possiamo definire il fattore di normalizzazione come:

$$KPUR = \frac{PUR_{1/2}}{x_{1/2}}$$

Questo fattore così definito ci fornisce un'appropriata scala di grandezza per le varie funzioni $f(x)$ disponibili. In via preliminare nel lavoro di Morel vengono prese in esame e testate quattro espressioni derivate dai lavori di:

- Michaelis-Menten-Monod
- Steele
- Webb

- Platt

Raggruppando tutti gli elementi visti fino a questo punto è ora possibile scrivere l'equazione definitiva sulla quale si basa il modello di Morel:

$$P = 12 \times a_{\max}^* \times \phi_{\mu_{\max}} \iiint \text{Chl}(z) \times \text{PUR}(\lambda, z, t) \times f[x(Z, t)] d\lambda dz dt$$

In questa espressione l'irradianza adimensionale x è una funzione della profondità e del tempo secondo la relazione:

$$x(Z, t) = K \text{PUR}^{-1} \int \text{PUR}(\lambda, z, t) d\lambda$$

e la funzione $f(x)$ può essere una delle funzioni proposte nel modello o reperite in letteratura.

La sezione trasversale per la fotosintesi per unità di pigmento integrato, Ψ^* , e l'indice di utilizzazione della luce Ψ , possono essere ottenuti combinando la produzione P con il contenuto di pigmento totale $\langle \text{Chl} \rangle_{\text{TOT}}$ e la $\text{PAR}(0^+)$.

La produzione ed il contenuto di pigmento totale può anche essere calcolato oltre la zona eufotica, poiché come abbiamo detto in precedenza questa è definita arbitrariamente e probabilmente la fotosintesi non cessa esattamente alla profondità Z_e .

5. LE SCALE SPAZIALI E TEMPORALI

La variabilità, l'abbondanza e la diversità delle popolazioni degli ecosistemi oceanici sono controllate dall'interazione di processi biologici, chimici e fisici (Rothschild, 1988).

Ciascuno di questi processi è definito da precise scale spaziali e temporali che si vanno a sovrapporre parzialmente. Per poter effettuare confronti efficaci si raffrontano le variabili dei fenomeni considerando solamente due grandezze alla volta. Per le caratteristiche dei processi stessi non si genera un errore operando in questa maniera in quanto la maggior parte dei fenomeni oceanografici presentano un'elevata variabilità lungo la verticale della colonna d'acqua mentre presentano una forte omogeneità nella dimensione orizzontale. Per poter effettuare confronti efficaci si raffrontano le variabili dei fenomeni considerando solamente due grandezze alla volta.

I processi biologici ed ecologici spesso risultano associati ai fenomeni fisici, da questi dipendono nelle loro scale spaziali e spesso a questi si associano nelle loro scale temporali.

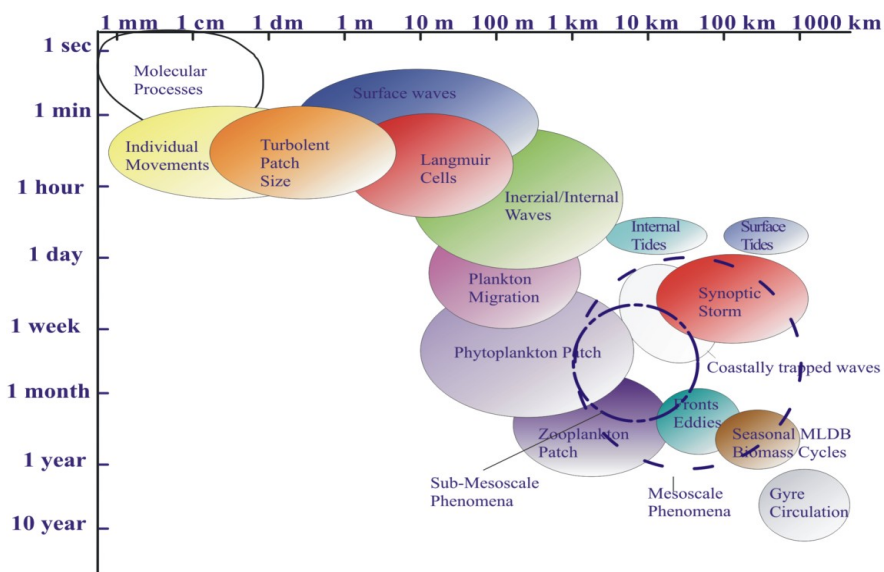


Figura 5.1: Rappresentazione dei principali fenomeni fisici e di molti processi ecologici ad essi collegati negli oceani superiori (ridisegnata da Dickey 1991). Nel Mediterraneo non sempre queste si ritrovano queste scale, spesso sono compresse.

Nella fig. 5.1 sono illustrate le scale di alcuni fenomeni fisici e di alcuni processi biologici ad essi associati. Si può osservare che anche se le aree di tali fenomeni spesso non sono coincidenti, quasi sempre però manifestano lo stesso ordine di grandezza.

E' molto facile dimostrare che i fenomeni fisici alimentano, addirittura a volte generano, e

sicuramente sempre condizionano, una serie di processi biologici; è meno comune riscontrare osservazioni sulla reciprocità spazio-temporale dei due comparti: biotico ed abiotico.

Il problema principale della ricerca oceanografica è infatti dato dal fatto che molto spesso vengono effettuati studi anche molto particolareggiati, con metodi e strumentazione adeguati ma che non tengono conto delle scale spaziali e temporali dei fenomeni che si stanno studiando.

Questo porta sovente ad interpretazioni fuorvianti oppure errate dei fenomeni che si vogliono osservare. Il non considerare infatti, nella migliore maniera, le scale temporali e spaziali dei fenomeni porta a predisporre sovente piani di indagine non calzanti oppure che portano a risultati poco significativi.

Per comprendere i processi che avvengono alle diverse scale spaziali e temporali si ha la necessità di poter comparare, nello stesso insieme spazio-temporale, i comparti biotico e abiotico, misurando sinotticamente le loro variabili descrittive e, ove possibile, i descrittori dei processi in atto. Usualmente questi processi vengono modellizzati mediante algoritmi che considerano diverse variabili facilmente misurabili e calcolano variabili che sono più rappresentative del processo stesso, ad esempio la produzione primaria. La funzionalità dei modelli dipende quindi, in larga misura, dalla disponibilità di variabili in ingresso che sono limitate da molti fattori quali le caratteristiche intrinseche della variabile che si intende misurare, oppure la loro variabilità spazio-temporale (ad es. la variazione della produzione primaria indotta da processi dinamici). In questo ultimo caso, dove risulta molto importante l'osservazione simultanea dei fenomeni fisico-chimici e biologici a meso e macro scala, la risposta tecnologica alle necessità di avere misure si è evoluta, principalmente, verso la messa a punto di strumenti e tecniche in grado di fornire dati misurati sinotticamente (Dickey, 1988).

In tale ambito particolare attenzione ha suscitato il problema delle misure delle variabili che consentono stime di produzione primaria e misure di biomassa, al fine ultimo di valutare, a scala globale, lo stato di salute e delle risorse degli oceani.

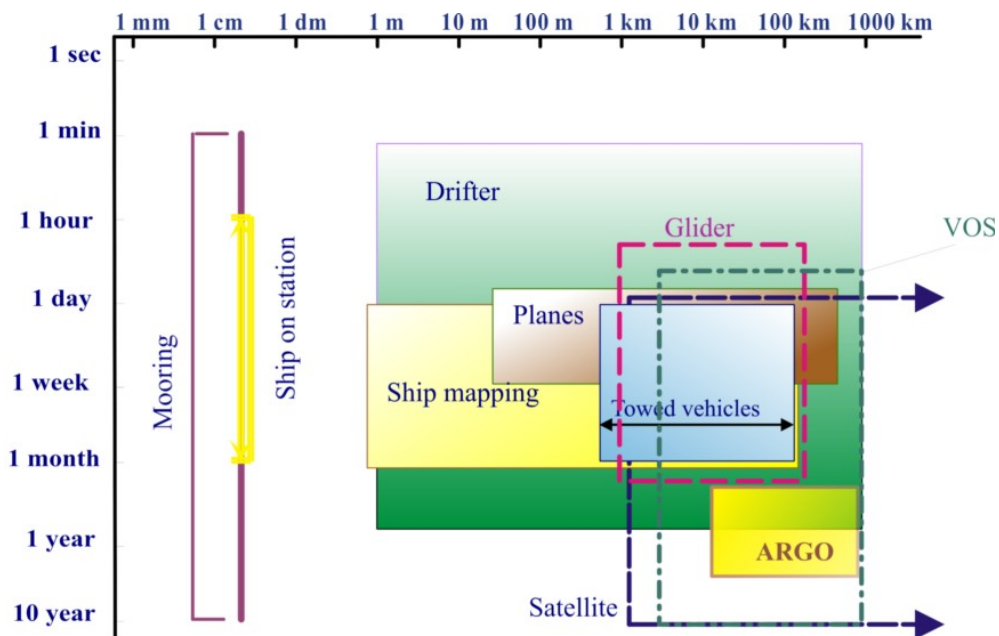


Figura 5.2 : Copertura orizzontale spaziale e temporale di alcune piattaforme (Bidigare et al. 1992).

Dalle figure 5.2 e 5.3 si riesce a vedere quali sono, nell'orizzontale e nella verticale, rispetto alle scale di tempo, le coperture operative delle varie piattaforme che si possono utilizzare in oceanografia.

Le metodologie di indagine oceanografica tradizionale e di monitoraggio dell'ambiente marino sono legate alle scale temporali dell'osservatore e quindi, a parte il satellite, caratterizzate dall'impossibilità di effettuare osservazioni sinottiche.

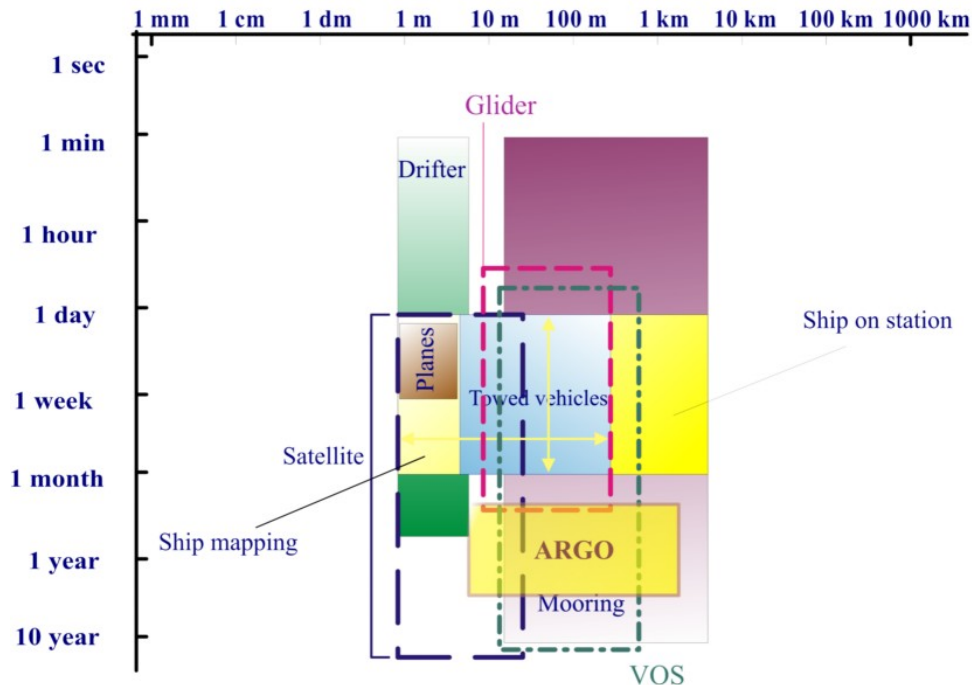


Figura 5.3 : Copertura verticale spaziale e temporale di alcune piattaforme (Bidigare et al. 1992).

5.1 Il ruolo del remote sensing

Il principio sul quale si basa il telerilevamento è la misura delle radiazioni elettromagnetiche (emesse o riflesse) da parte della superficie osservata a frequenze stabilite. I sensori satellitari possono essere di due tipi: attivi e passivi. Gli attivi creano da se le radiazioni che incidono sulla superficie terrestre e poi osservano la natura del segnale riflesso; i passivi invece misurano la riflessione (o emissione) di radiazioni di origine naturale sulla superficie terrestre a determinate lunghezze d'onda.

Tutti i corpi (ivi compresi sole e terra) emettono delle radiazioni a determinate frequenze a causa della eccitazione termica in base alla legge di Plank:

$$B(\lambda) = \frac{2 \cdot h \cdot \lambda^3}{c^2} \cdot \frac{1}{e^{h\lambda/KT} - 1}$$

dove $B(\lambda)$ è la brillantezza (o emittanza) spettrale, cioè la densità di flusso radiante per unità di

frequenza per unità di superficie alla frequenza λ , h è la costante di Plank, k la costante di Boltzmann, T la temperatura espressa in gradi Kelvin e c la velocità della luce. Poiché la temperatura del sole è molto diversa da quella della terra (circa 6000 K per il sole e circa 300 K per la terra) anche lo spettro di emissione sarà diverso (fig. 3.2). Come si può vedere dalla figura le lunghezze d'onda utilizzate per lo studio del colore del mare sono influenzate unicamente dall'emissività del sole. Purtroppo però le radiazioni elettromagnetiche durante il loro tragitto (dal sole verso il mare, e dal mare verso il sensore) interagiscono con le sostanze presenti nell'atmosfera (aria, vapore acqueo e altri aerosol) e con componenti presenti in acqua che non interessano lo studio del colore del mare.

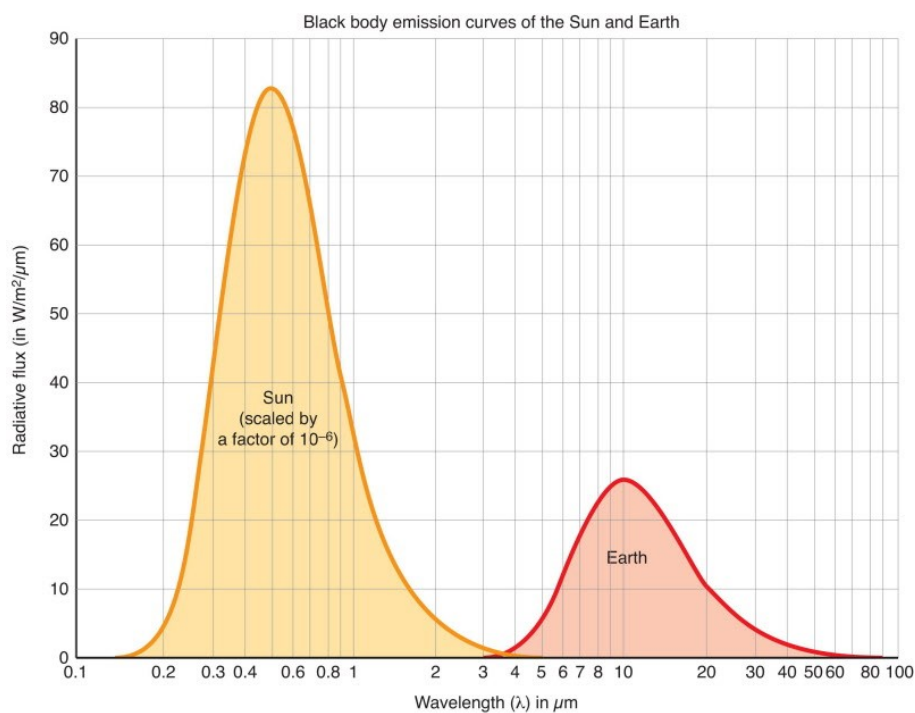


Figura 5.4: spettro di emissione del Sole e della Terra.

Una delle maggiori difficoltà nell'analisi dell'immagine satellitare del mare deriva dal fatto che il segnale proveniente dalle acque oceaniche è solo una piccola percentuale del segnale totale captato dal sensore; infatti, approssimativamente l'80-90% di tale segnale è dovuto all'interazione delle onde elettromagnetiche con i costituenti dell'atmosfera: molecole (Rayleigh) e particelle (aerosol atmosferico).

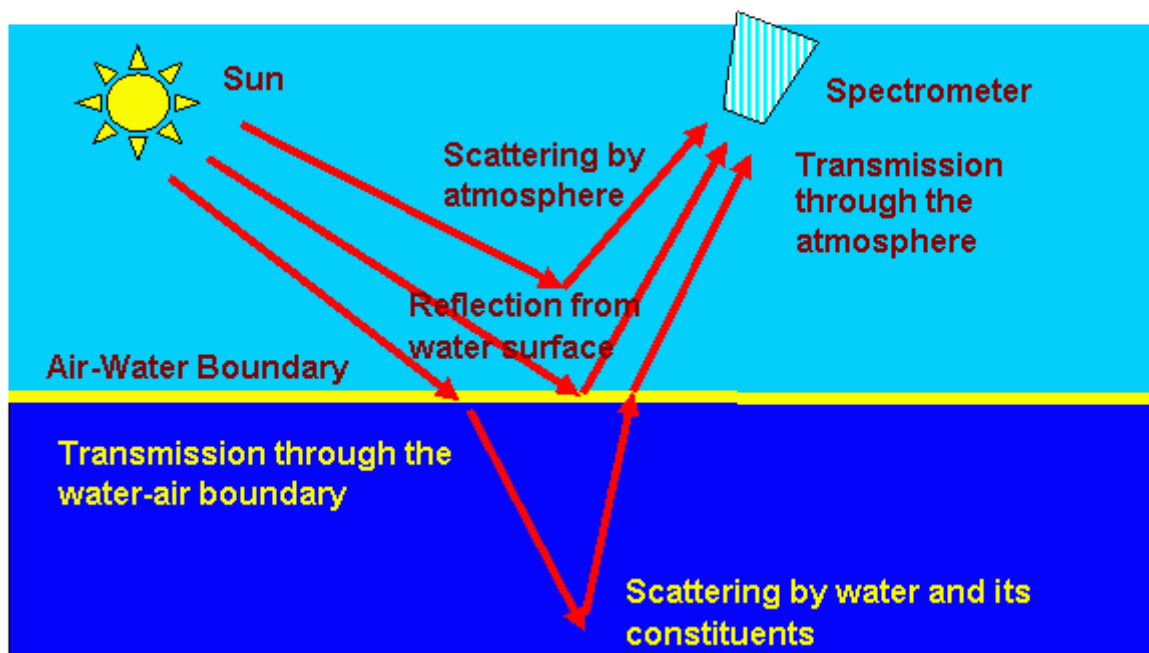


Figura 5.5: processi che influenzano il segnale che arriva al satellite.

La radianza (definita come la quantità di luce, in un cono infinitesimale ed in una determinata direzione che attraversa una superficie normale alla sua direzione di propagazione normalizzata per angolo solido, $W \text{ sr}^{-1} \text{ m}^{-2}$) ricevuta dal sensore ad una determinata banda ($L_t(\lambda)$) è quindi data dalla somma di diversi termini:

$$L(\lambda) = L_p(\lambda) + L_s(\lambda) + t(\lambda)L_w(\lambda)$$

dove L_p rappresenta quella frazione del segnale derivante dall'interazione delle onde elettromagnetiche con l'atmosfera, L_s la frazione derivante da vari fenomeni di riflessione della luce (ad esempio riflessione della luce del sole sulla superficie del mare o dalla schiuma delle onde), mentre L_w è la radiazione proveniente dall'acqua ($t(\lambda)$ rappresenta la trasmittanza diffusa dell'atmosfera).

La L_p può essere divisa in due termini:

$$L_p(\lambda) = L_r(\lambda) + L_a(\lambda)$$

dove L_r e L_a sono, rispettivamente, la frazione di segnale derivante dall'interazione dei fotoni con le molecole e con l'aerosol atmosferico. E' possibile stimare "facilmente" L_r , utilizzando la

teoria del Rayleigh (Gordon et al., 1988a), poiché la composizione dell'atmosfera, grazie ai dati ausiliari (pressione atmosferica, umidità relativa, campo dei venti, ecc.), è ben conosciuta e abbastanza omogenea. Invece, essendo la distribuzione e la composizione dell'aerosol molto variabili a seconda del luogo e delle condizioni, la stima di L_a è più complicata.

Nella bande del vicino infrarosso il contributo della L_w al segnale captato dal sensore è molto basso ed è quindi possibile calcolare il contributo atmosferico (L_p) per poi estrapolarlo alle altre bande del visibile. L'insieme di operazioni, modellizzazioni e semplificazioni per giungere alla stima di L_w dalla L_t misurata dal sensore alle varie bande prende il nome di correzione atmosferica. Ovviamente queste operazioni sono diverse a seconda della natura delle radiazioni misurate e del tipo di sensore utilizzato.

Il telerilevamento ha giocato e continua a giocare un ruolo chiave nell'osservazione dei processi fisici e biologici che avvengono nell'ambiente marino. Le immagini satellitari forniscono infatti una visione sinottica dell'area che riescono a catturare, con una risoluzione spaziale dell'ordine del chilometro ed un delta temporale di circa un giorno che permettono una corretta descrizione del fenomeno indagato (filamento, fronte, eddy, gyre, ecc). Il telerilevamento risulta quindi un eccellente mezzo per studiare la dinamica dei vortici e dei filamenti da cui possono originarsi.

Le immagini, o più propriamente le informazioni telerilevate, possono essere raccolte per costruire una serie temporale in cui viene evidenziata l'evoluzione di strutture a diverse scale spaziali e temporali che si possono formare in una determinata zona.

Con la moderna tecnologia è ora semplice ricevere informazioni telerilevate a bordo di navi oceanografiche in pochissimo tempo in modo da definire la strategia di campionamento della campagna di misura in maniera adeguata. In questo modo è possibile quindi analizzare l'impatto di un fenomeno fisico sulla dinamica e sulla distribuzione delle variabili biogeochimiche.

AVHRR

Il sensore AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) è quello maggiormente usato per ottenere la mappa relativa alla temperatura superficiale (SST, Sea Surface Temperature). La risoluzione spaziale è di circa 1 km, mentre la precisione relativa alla misura di temperatura è di circa 0.13 °C. La presenza del sensore in un gran numero di satelliti che orbitano simultaneamente intorno alla Terra, permette di avere, in uno stesso giorno, diverse immagini dell'area da indagare. Il recupero dei dati di SST è molto semplice e il processamento dei dati avviene ormai secondo una

prassi consolidata. Esistono altri sensori, molto spesso legati a quelli del visibile (ocean colour), che hanno alcune bande dedicate all'infrarosso termico come:

- ATRS (Along Track Scanning Radiometer) montato sui satelliti European ERS e ENVISAT;
- MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) a bordo dei satelliti NASA EOS Terra e Aqua.

Immagini del visibile (ocean colour)

Dopo un lungo intervallo di tempo (1986-1997) tra le ultime acquisizioni del sensore CZCS (Coastal Zone Color Scanner, 1978-1986) e le prime del sensore SeaWiFS (Seaviewing Wide Field-of-view Sensor), oggi ci sono molti sensori che, montati su diversi satelliti, orbitano simultaneamente intorno alla Terra e forniscono una serie di mappe relative alla distribuzione dei pigmenti algali, della materia organica disciolta e di quella particolata.

La risoluzione spaziale delle immagini è compresa tra 1 km e 4 km e la copertura dei satelliti nel Mar Mediterraneo consente di avere, per ogni area, dati relativi al colore con un periodo di 1-2 volte al giorno. Vista la natura della materia sospesa nella colonna d'acqua che può essere vivente o non vivente, disciolta o particolata, gli algoritmi che trasformano il dato satellitare in grandezza fisica risultano specifici per l'area da indagare e/o per il centro che processa i dati.

A causa della stretta relazione tra i fenomeni fisici e quelli biologici, la distribuzione del fitoplancton può essere utilizzata per determinare le strutture orizzontali come vortici e filamenti che caratterizzano una specifica area geografica. Molto spesso infatti le immagini del colore del mare risultano essere un tracciante migliore delle SST in quanto il segnale arriva da una profondità (optical depth) che, nel Mar Mediterraneo, varia tra 2 e 30 m in funzione della concentrazione di biomassa.

Altimetria

L'altimetria satellitare è un utile strumento che fornisce la misura della topografia della superficie marina attraverso la quale possono essere calcolate le velocità geostrofiche. Uno dei grandi vantaggi delle misure altimetriche è quello di fornire dati indipendentemente dalla copertura nuvolosa.

Le missioni TOPEX/POSEIDON e Jason1 hanno prodotto, nel Mar Mediterraneo, dati con una risoluzione spaziale molto bassa e con orbite distanti circa 240 km ripetute ogni 10 giorni.

Altri sensori altimetrici come ERS-1/2 e ENVISAT sono caratterizzati invece da un'elevata risoluzione spaziale a spese di una bassa risoluzione temporale (producono una immagine ogni 35 giorni).

Scatterometria

Gli scatterometri sono usati per stimare il campo di velocità del vento alla superficie marina che può essere usato per forzare i modelli di circolazione oceanica.

Anche i modelli di moto ondoso e quelli relativi allo scambio di gas all'interfaccia aria-mare dipendono dalla distribuzione dello stress del vento che può essere a sua volta influenzato dagli scambi di calore tra l'atmosfera e l'oceano.

Il sensore SeaWinds montato sul satellite QuikSCAT della NASA genera dati di vettori di vento ad una scala spaziale di 25 km e si basa sul principio di backscatter radar alla superficie. I dati costieri sono stati prodotti invece ad una risoluzione di 12.5 km in quasi real time al fine di supportare le necessità dell'oceanografia operativa.

Dal confronto con le osservazioni meteo installate su boe risulta che l'accuratezza della misura del vento superficiale è di 0.8 m/s per quanto riguarda l'intensità e di 5.4 ° per la direzione.

5.2 Il ruolo delle indagini in situ

Prima di elencare gli strumenti che vengono comunemente impiegati per le analisi e i campionamenti in situ, introduciamo il concetto di misura e quale è il percorso di un segnale: dal suo rilevamento ambientale alla lettura della variabile fisica.

Per misura si intende un'indicazione quantitativa di una grandezza in relazione ad una opportuna unità di misura. A tale definizione segue quella di strumento o sensore inteso come un dispositivo che trasforma la variabile fisica di interesse (misurando) in una forma che è disponibile per la registrazione (misurazione).

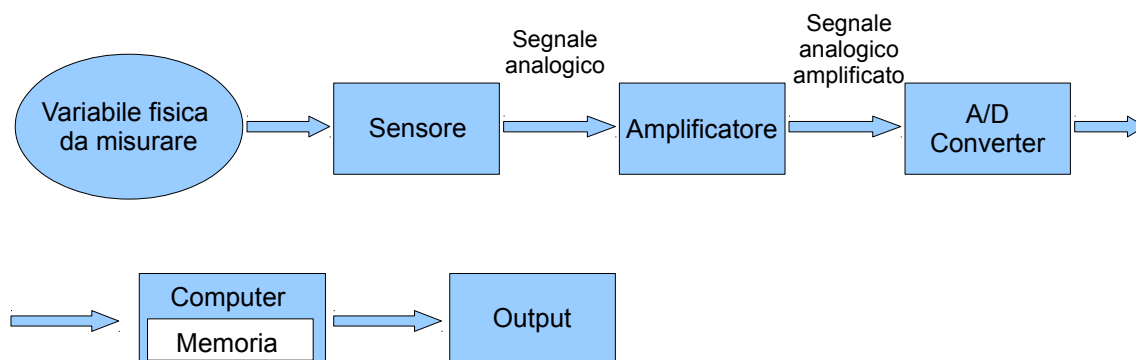


Figura 5.6: Modello semplificato di un semplice strumento o sensore.

Ogni misurazione comporta un confronto con un riferimento noto, di conseguenza non può essere considerata completa se non comprende l'indicazione della sua incertezza, o il suo grado di affidabilità.

L'incertezza deriva sia da effetti casuali, che si manifestano come variazioni di risultati ottenuti ripetendo una misurazione, sia da effetti sistematici, in un certo senso intrinseci al procedimento usato, che quindi non variano durante la misurazione ma possono comunque essere causa di errori rilevanti. Mentre gli effetti casuali e l'errore che ne deriva possono essere ridotti con l'applicazione di tecniche statistiche, gli effetti sistematici devono essere studiati e valutati in sede di misurazione e devono essere sempre indicati esplicitamente come parte del risultato.

Se l'errore casuale è piccolo la misura si dice precisa, ossia definita entro limiti ristretti: se sia l'errore casuale che quello sistematico sono piccoli allora la misura è accurata, cioè vicina al valore reale della grandezza in esame.

L'accuratezza è associata ai valori misurati ed esprime quanto una misura è vicina al valore accettato o vero. L'accuratezza non deve essere confusa con la precisione che indica quanto una misura scosta dalla media o dalla mediana di una serie di misure replicate.

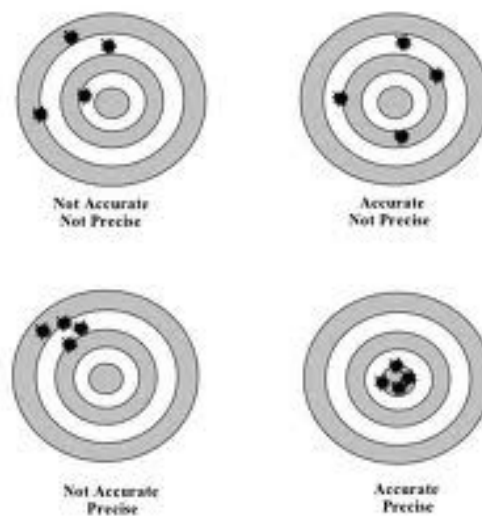


Figura 5.7: Rappresentazione dei concetti di accuratezza e precisione.

La relazione che lega il valore della variabile fisica di input con quello relativo al segnale di uscita (output) di uno specifico sensore è conosciuta come calibrazione del sensore.

La sensibilità di un dispositivo è determinata dall'inclinazione della curva di calibrazione (Fig. 5.8).

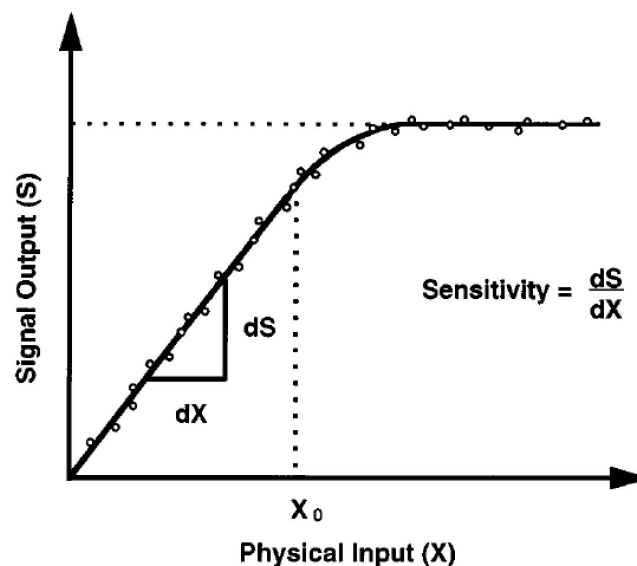


Figura 5.8: Curva di calibrazione di uno strumento o sensore.

La differenza tra il più grande e il più piccolo valore della variabile fisica che può essere

correttamente misurato da uno strumento determina il range dinamico del dispositivo.

Se l'errore sistematico può essere ridotto attraverso metodi di compensazione, altri errori come quelli dovuti ad una sorgente random (rumore) condizioneranno la precisione della misura. Il rumore può essere definito come un segnale che non porta informazioni utili e condiziona quindi la ripetibilità di una misura. Questo può essere filtrato ripetendo la misura più volte in modo che il set di dati raccolto si distribuisca secondo una Gaussiana. Il valore medio o la mediana costituirà una buona stima del valore vero.

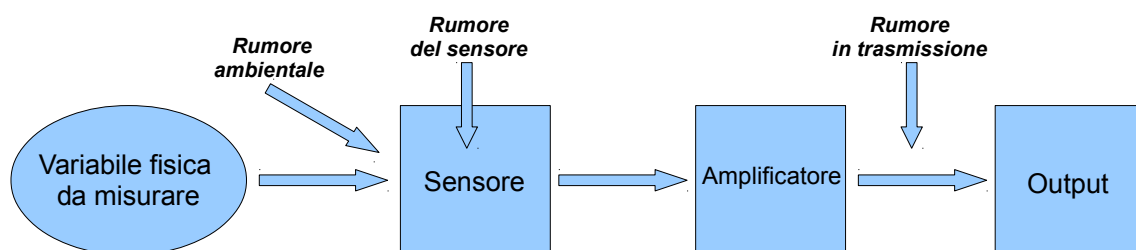


Figura 5.9: Modello semplificato di un semplice sistema di misura in cui vengono indicati le diverse tipologie di rumore.

In questo ambito è necessario definire il Signal to noise ratio (SNR) come il rapporto tra la potenza del segnale e la potenza della combinazione delle sorgenti di rumore e si misura in decibel.

I sensori possono essere classificati in base alla tecnologia e del principio fisico utilizzato (piezoelettrici, MEMS, ecc.), alla funzione svolta (di accelerazione, di pressione, ecc.), al particolare settore a cui sono destinati (sensori chimici, biosensori, ecc.), ma principalmente in funzione del loro comportamento energetico (sensori attivi e sensori passivi) e della grandezza fisica da misurare.

I sensori attivi forniscono un segnale elettrico in uscita derivato semplicemente dalla grandezza fisica in ingresso, necessitano di un amplificatore e si basano su effetti fisici come quello piezoelettrico, fotoelettrico, fotovoltaico, elettromagnetico e termoelettrico. I sensori passivi agiscono come impedenze elettriche generando una variazione nei parametri geometrici o una variazione nelle proprietà elettriche. Alcuni tipi di sensori passivi sono i fotoresistori, gli estensimetri e strain-gauge piezoresistivi, il termometro a resistenza di platino, i sensori ad effetto Hall, i sensori capacitivi, ecc.

Di seguito viene proposto uno schema esemplificativo che mette in evidenza i principali step che vanno dall'acquisizione al sistema di comunicazione del dato. Da notare che il problema principale è quello di rendere leggibile il segnale del sensore, ossia convertire il segnale da analogico a

digitale.

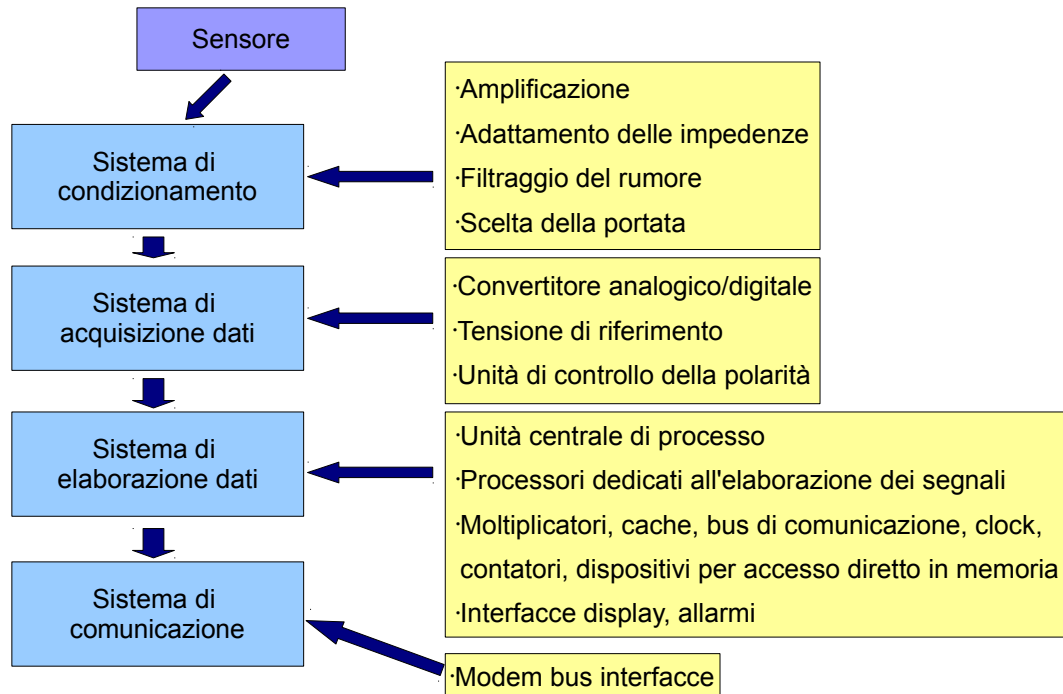


Figura 5.10: Schema semplificato relativo ai principali passaggi che percorre il segnale elettrico prima di essere letto.

I sensori vengono montati all'interno di piattaforme di misura per effettuare rilievi sulla componente abiotica e biotica dell'ecosistema marino così come riportato nello schema seguente.

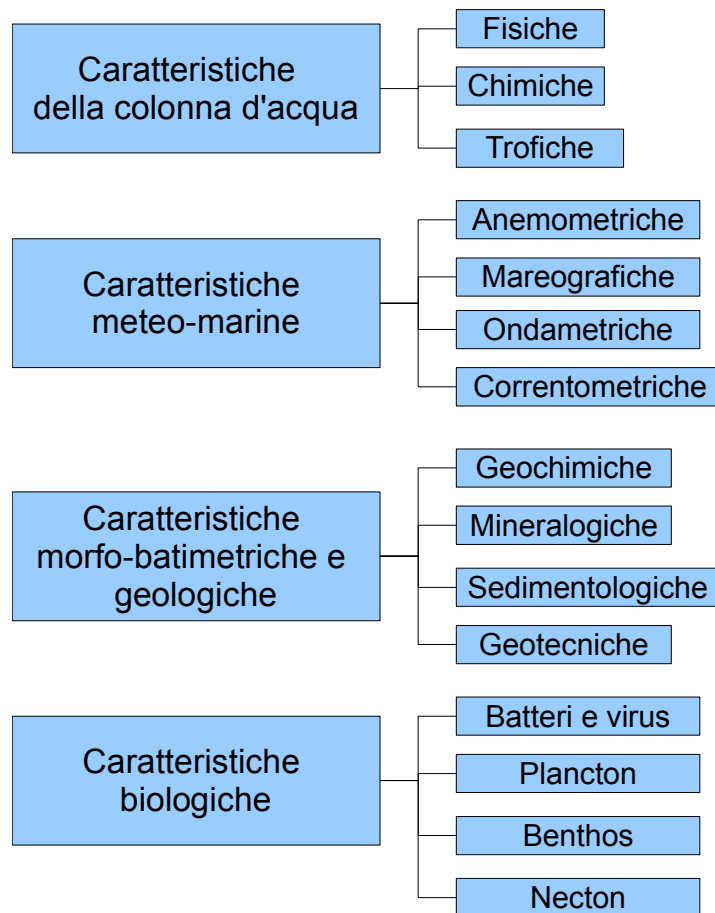


Figura 5.11: Diagramma a blocchi in cui vengono evidenziate le componenti abiotiche e biotiche dell'ecosistema marino.

Le indagini in situ legate al lavoro di questa tesi di dottorato si focalizzano sullo studio delle variabili fisiche, chimiche e trofiche della colonna d'acqua (Fig. 5.12).

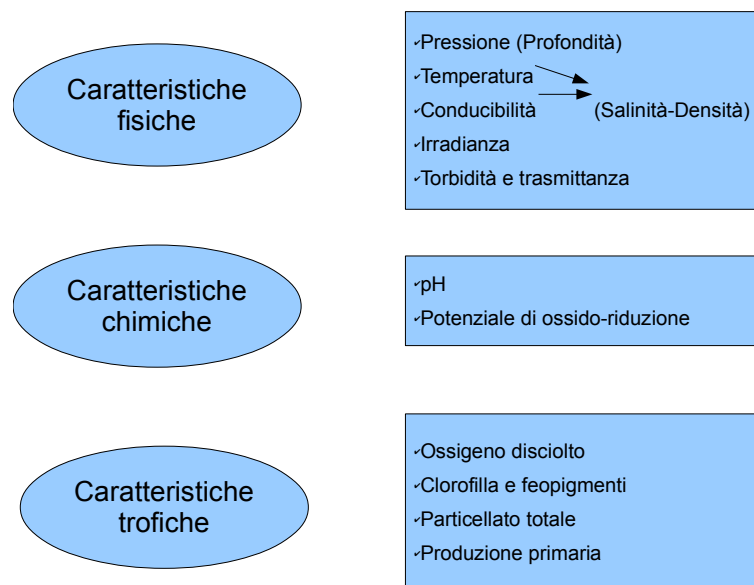


Figura 5.12: Diagramma relativo alle variabili analizzate lungo la colonna d'acqua.

I sensori comunemente impiegati per rilevare tali variabili sono:

- i sensori fisici che acquisiscono pressione, temperatura e conducibilità;
- i sensori chimici per l'analisi di pH e ossigeno disciolto;
- i sensori ottici e biotici per la misura della PAR (*Photosynthetically Available Radiation*), della trasparenza e della fluorescenza della clorofilla-a.

5.2.1 L'innovazione tecnologica marina

Gli studi oceanografici, tradizionalmente, sono limitate e strettamente dipendenti dalle scale spaziali e temporali e dallo sviluppo tecnologico dei sensori utilizzati (Dickey & Bidigare, 2005). Per lo studio dei fenomeni e dei processi oceanografici vengono utilizzati differenti metodi che restituiscono risultati diversi. Anche se alcuni metodi tradizionali sono stati migliorati e perfezionati (come, ad esempio, il *Continuous plankton Recorder*, CPR), in molti casi lo sviluppo di nuove tecnologie ha permesso un notevole avanzamento nella conoscenza dei processi e dei fenomeni, precedentemente non rilevabili, o appena intuibili.

Le osservazioni di un determinato fenomeno devono essere eseguite utilizzando il metodo più adatto allo studio dei processi e dei *trends* del fenomeno stesso. A tale scopo, la scelta delle piattaforme di misura e dei sensori, da utilizzare per lo studio di un fenomeno, deve avvenire sulla

base della scala spaziale e temporale in cui esso si verifica e tenendo conto del tipo di variabili considerate nelle indagini (Dickey & Bidigare, 2005). L'ambiente (ad esempio acque costiere, acque superficiali o acque profonde) in cui si verifica il fenomeno è fondamentale per la scelta dei metodi operativi e dei sensori utilizzati durante il campionamento. Lo studio di molte variabili fisiche, chimiche e biologiche può avvenire attraverso osservazioni puntuali, ossia attraverso l'utilizzo di strumenti ormeggiati al fondo, o attraverso boe oceanografiche e piattaforme. Inoltre possono essere eseguite indagini oceanografiche finalizzate allo studio di particolari aspetti di una certa area.

Al fine di ottimizzare i costi e di aumentare la risoluzione spaziale dei dati per la caratterizzazione della colonna d'acqua, possono essere utilizzati veicoli trainati per l'esecuzione di misure in continuo di variabili chimiche, fisiche e biologiche, sia lungo profili verticali sia su transetti orizzontali. Inoltre, a tale scopo, risulta di fondamentale importanza l'utilizzo di sonde a perdere e di navi di opportunità.

Tra i sensori e le piattaforme sviluppati negli ultimi anni in Italia, alcuni hanno trovato un largo impiego nel Mar Mediterraneo per rilevare le variabili fisiche, chimiche e biologiche dell'acqua di mare. Di seguito ne verranno descritte alcune tipologie.

SARAGO

Nel 1990, presso i Laboratori dell'ISMES, è stato progettato, con la collaborazione dell'Università degli Studi "Tor Vergata" di Roma (Italia), un veicolo subacqueo ondulante, chiamato SARAGO (Bruzzi & Marcelli, 1990) (Fig. 5.13).

Il suo utilizzo è finalizzato, principalmente, a misure quasi-sinottiche di variabili ecologiche e fisico-chimiche in ambiente marino, sia per la ricerca scientifica di base, sia per monitoraggi ambientali, sia per la valutazione delle risorse biologiche; ciò è permesso grazie all'installazione di differenti strumenti. Tali strumenti consistono in una SBE 19 CTD per la misura delle variabili fisiche, un trasduttore di pressione per il controllo della profondità operativa ed un fluorimetro a doppio impulso, chiamato PrimProd 1.11, progettato in collaborazione con l'Istituto di Biofisica dell'Università di Mosca. Con tale configurazione, il SARAGO è stato utilizzato nell'ambito del Progetto PRISMA 2 del CNR, svoltosi tra il 1995 ed il 1998, per le misure in continuo di efficienza fotosintetica e di PAR, e per eseguire stime di produzione primaria fitoplanctonica ad alta risoluzione (Piermattei et al., 2006).

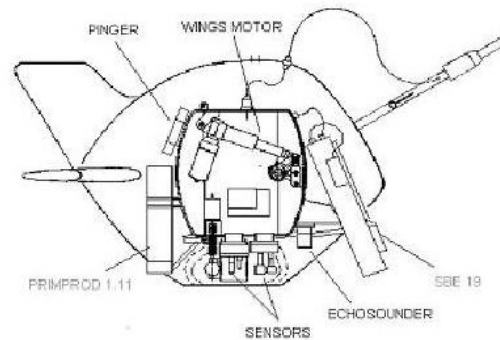
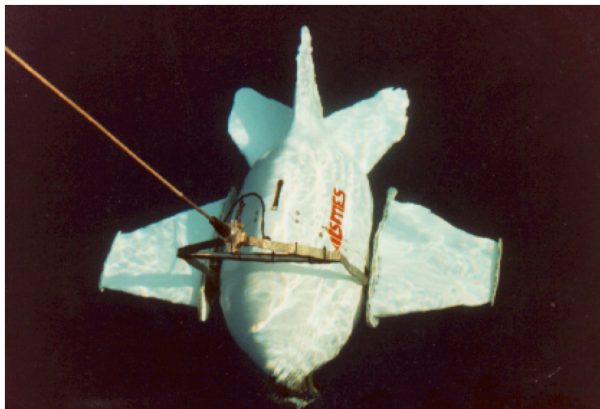


Fig. 5.13 : la piattaforma SARAGO.

La traiettoria del SARAGO viene controllata attraverso un trasduttore di pressione ed un sonar; il primo permette di controllare la profondità separatamente dai sensori di CTD, mentre il sonar funziona come controllo della traiettoria e della distanza dal fondo (nel caso in cui il SARAGO sia programmato per navigare ad una distanza fissa dal fondale) (Marcelli & Fresi, 1997).

SAVE

Il SAVE è stato progettato per eseguire profili rapidi e dettagliate per ottenere misure quasi sinottiche delle variabili fisiche e biologiche.

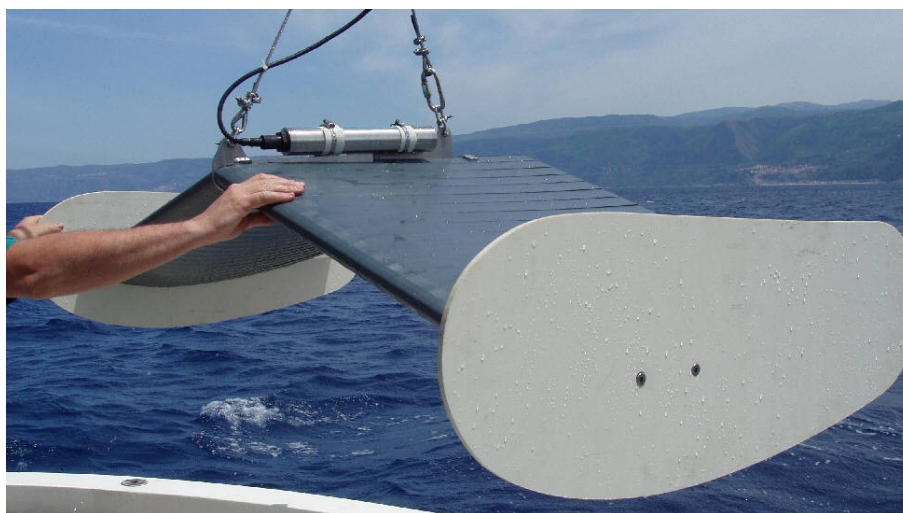


Fig. 5.14 : la piattaforma SAVE.

Tale sistema permette di eseguire caratterizzazioni dettagliate della colonna d'acqua, seguendo l'evoluzione dinamica dei fenomeni investigati. Questa piattaforma consiste di un depressore trainato da un'unità di superficie ad una profondità fissa sul fondo e da un veicolo, sulla quale sono

montati i sensori, che scorre lungo un cavo dalla superficie al depressore.

Il depressore è stato progettato per operare dalla superficie fino a profondità di circa 200 m e ad una velocità di navigazione compresa tra i 2 e gli 8 nodi. Questo modello permette di definire la configurazione di equilibrio del sistema depressore/cavo a differenti velocità di navigazione.

Allo scopo di controllare il comportamento della piattaforma durante la navigazione, il depressore ospita un trasduttore di pressione, un inclinometro biassiale ed una scheda di acquisizione dati.

TFLAP

La sonda T-FLAP (Temperature Fluorescence LAunchable Probe) (Fig. 7) è stato progettato al fine di rispondere alla richiesta di un profilatore di temperatura e fluorescenza a basso costo ed utilizzabile da navi di opportunità. Lo sviluppo del fluorimetro ha seguito il principio dell'XBT, ma, a differenza di questo, il T-FLAP è stato concepito con un sistema elettronico che può essere migliorato ed adattato a diversi canali di misura. Questa sonda è stata testata durante diverse campagne oceanografiche (Fig. 5.15).

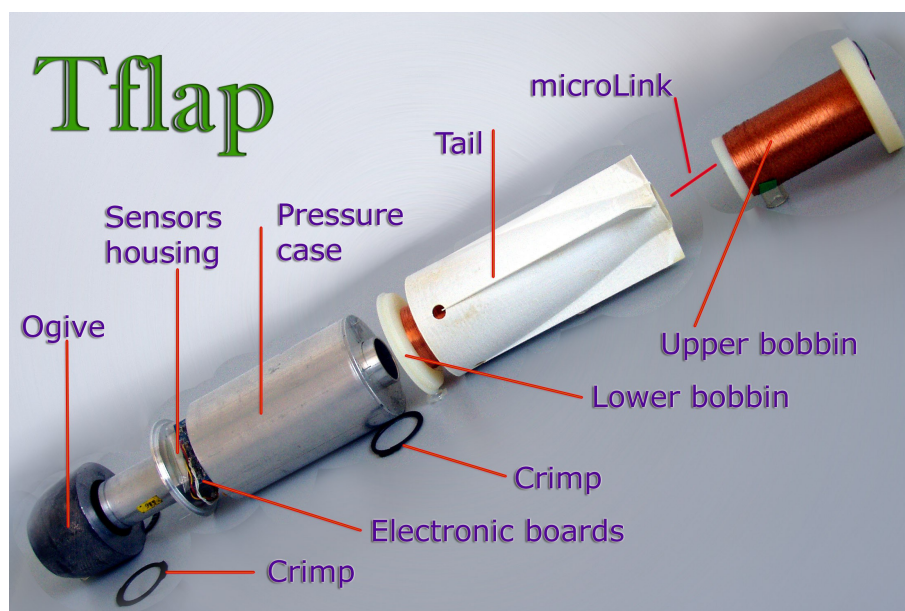


Fig. 5.15 : principali componenti della sonda T-FLAP.

La cella di misura della sonda è costituita da un tubo all'interno del quale fluisce l'acqua che entra direttamente in contatto con i sensori. Il sensore di fluorescenza è composto da una sorgente di luce (un LED blu con lunghezza d'onda compresa tra 430 nm e 470 nm) e da un fotodiodo

posizionato ortogonalmente rispetto alla sorgente di luce. Il sensore di temperatura è costituito da un bulbo di vetro di dimensioni microscopiche, con una elevata sensibilità alle variazioni di temperatura (0.01 °C).

Allo scopo di ottenere una sonda a basso costo, sono stati utilizzati componenti commerciali: un bulbo di vetro per la misura di temperatura, LED blu, un fotodiodo e filtri di vetro selettivi disponibili per la misura di fluorescenza. Il principio di misura utilizzato per valutare la biomassa fitoplanctonica è la fluorescenza attiva. Questo metodo è una stima della clorofilla *in-vivo* che può misurare direttamente la reazione biofisica del fitoplancton all'interno dell'ambiente marino; inoltre fornisce una stima in *real time* e evita un errore implicito dovuto alla manipolazione dei campioni.

5.3 Il ruolo della modellistica numerica

Sappiamo che le soluzioni analitiche delle equazioni differenziali della quantità di moto sono difficili o impossibili da determinare (Stewart R. H. ,2004). Il problema è dovuto principalmente ai termini non lineari, da cui nasce il fenomeno della turbolenza, e alla necessità di disporre di una dettagliata linea di costa e morfologia dei fondali. Anche l'approccio operativo risulta avere dei limiti nella caratterizzazione delle correnti oceanografiche. I satelliti possono osservare soltanto alcuni processi che avvengono sulla superficie dei mari registrando misure con un intervallo di tempo di alcuni giorni. Le navi raccolgono dati anche in profondità ma rilevano il fenomeno d'indagine in modo puntuale nello spazio e nel tempo. I modelli numerici superano in parte questi limiti in quanto forniscono un punto di vista globale e sinottico.

I modelli matematici che simulano le correnti oceaniche hanno infatti molti vantaggi tra cui quello di definire bacini oceanici realistici, includere la viscosità e i termini non lineari e soprattutto quello di poter fare previsioni sullo spostamento delle masse d'acqua. Inoltre, possono essere corretti attraverso l'integrazione con le misure effettuate attraverso l'utilizzo di diverse piattaforme come le navi oceanografiche, le boe fisse e derivanti e i satelliti. I modelli non sono però esenti da errori che vengono di seguito elencati.

Le equazioni discrete sono solo un'approssimazione delle equazioni differenziali continue: la discretizzazione nello spazio e nel tempo consente infatti di avere dati solo in alcuni punti del dominio (griglia di calcolo) e in precisi istanti di tempo (time step).

Il calcolo della turbolenza è difficile: per vedere l'effetto della turbolenza c'è bisogno di una

griglia di punti distanti pochi millimetri con timestep di millesecodi; in realtà, la maggior parte dei modelli ha una distanza tra i punti di calcolo di alcuni km e intervalli di tempo di decine di secondi. Questo significa che la turbolenza non può essere calcolata direttamente ed è quindi necessario che essa sia parametrizzata.

I modelli sono molto più semplici rispetto ai fenomeni reali simulati: il limite della complessità del modello risiede nella capacità di calcolo dei computer. L'oceanografo è quindi costretto ad utilizzare equazioni differenziali approssimate come quella idrostatica, quella di Boussinesq o le equazioni shallow water.

I modelli numerici sono utilizzati per molti scopi in oceanografia e possono essere suddivisi in due classi:

- mechanistic model sono modelli semplificati che vengono usati per studiare molti processi fisici come le onde planetarie, l'interazione del flusso con il fondo, la risposta degli strati superiori dell'oceano allo stress del vento;
- simulation model sono modelli molto più complessi perché vengono inclusi tutti i principali processi.

Negli ultimi anni, grazie allo sviluppo di computer con processori paralleli contenenti una grande quantità di memoria, è stato possibile ottenere griglie di calcolo con un'elevata risoluzione spaziale e temporale capaci di simulare fenomeni che avvengono a diverse scale spaziali e temporali.

Un modo per migliorare l'output dei modelli, aggiustando le soluzioni per le velocità e l'elevazione della superficie del mare, è quello di utilizzare i modelli di assimilazione che tengono conto delle misure effettuate da piattaforme di misura come satelliti, navi e boe. I possibili svantaggi sono legati al metodo di approssimazione lineare, attraverso il quale si calcolano le soluzioni, che non tiene conto delle dinamiche degli oceani, ai possibili errori nel modello e nei dati, e alla mancanza di una completa copertura dei dati sull'area oggetto di simulazione.

Per tener conto dell'interazione tra diversi sistemi ambientali si usano i modelli accoppiati; per esempio quelli di atmosfera e oceano sono usati per studiare il sistema climatico, la sua variabilità e la risposta alle forzanti esterne. L'utilizzo principale di questa tipologia di modelli è quello di studiare il cambiamento climatico dovuto all'aumento della CO₂ in atmosfera, il fenomeno del Nino e il sistema di circolazione termoalina.

Un'alternativa all'utilizzo delle osservazioni oceaniche è quello di utilizzare una gerarchia di

modelli. Lo scopo è quello di ottenere da modelli climatici e da quelli di circolazione generale le condizioni al contorno per simulare, per esempio, fenomeni oceanografici come la Corrente del Golfo.

Lo stesso tipo di approccio viene seguito per i modelli costieri che data la loro posizione rivestono grande importanza economica. Si estendono in genere dalla spiaggia alla piattaforma continentale e possono includere linee di costa e morfologia dei fondali ad alta risoluzione, il flusso dei fiumi e le forzanti atmosferiche.

La scelta di utilizzare un particolare modello dipende dai processi che devono essere simulati e dallo sforzo computazionale dovuto alla complessità delle equazioni differenziali che vengono codificate per l'implementazione numerica.

6. AREA DI STUDIO

L'area investigata in questo studio è il Mar di Sardegna che costituisce la zona orientale del Bacino Algero-Provenzale (Fig. 6.1).

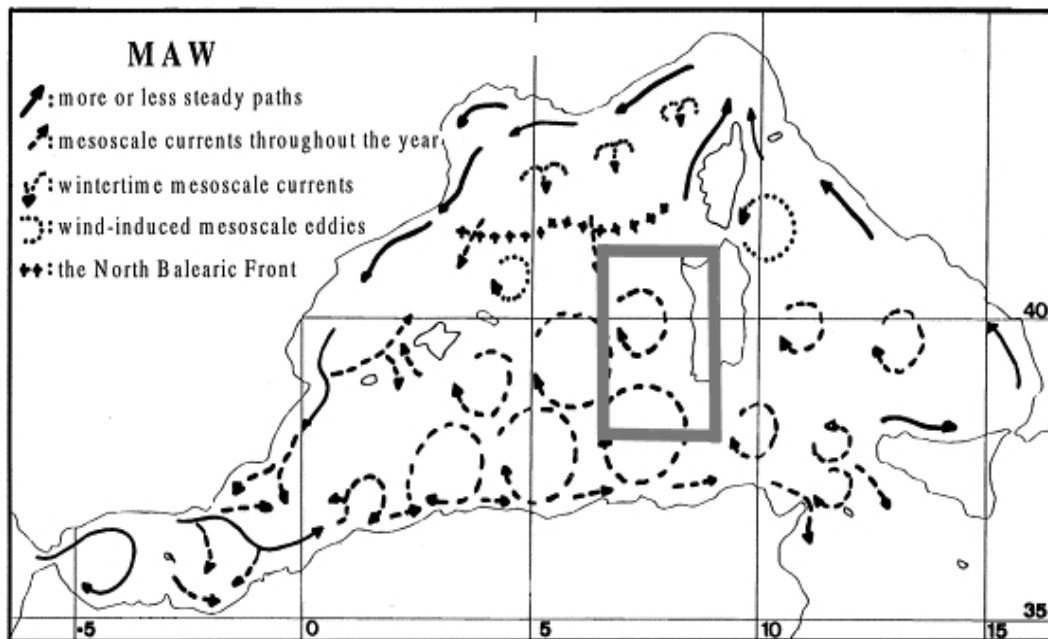


Fig 6.1 : La circolazione generale dell'Acqua Atlantica Modificata (MAW, Modified Atlantic Water) nel Mediterraneo occidentale [adattata da Millot, 1999]. Il rettangolo grigio indica il Mar di Sardegna dove sono state svolte le campagne MedGOOS oggetto del presente lavoro.

6.1 Circolazione del Bacino Algero-Provenzale

Il Bacino Algero-Provenzale (APB) rappresenta una delle aree più dinamiche dell'intero Mar Mediterraneo e per tale ragione la sua idrodinamica è stata ampiamente investigata nel passato (Vignudelli 1997; Levy et al., 1999; Millot 1999; Levy et al., 2000; Bouzianc et al., 2003; Isern-Fontanet et al., 2004). E' diviso in due parti dal Fronte Nord-Balearico (NBF, North Balearic Front) che suddivide il bacino in una zona meridionale costituita dal Bacino Algerino (AB) ed in una settentrionale che fa parte del Bacino Ligure-Provenzale.

6.1.1 Bacino Algerino

L'acqua atlantica modificata (MAW, Modified Atlantic Water) che si immette nel Mar Mediterraneo attraverso lo Stretto di Gibilterra prende il nome di Corrente Algerina (AC, Algerian Current) quando entra nel AB. Questa corrente è relativamente stretta (30-50 km) e profonda (200-400 m) fino al meridiano di 0 °E, per poi diventare, da qui in avanti, progressivamente più ampia e poco profonda. Anche se la sua instabilità può portare alla formazione di meandri di poche decine di km di lunghezza d'onda, essa scorre lungo la scarpata algerina fino al Canale di Sardegna. Molto spesso questa sua caratteristica induce la formazione di eddies costieri (con un diametro di 50-100 km), che sono ben evidenti da immagini infrarosse, da boe lagrangiane e da registrazioni in-situ di velocità delle correnti marine e di temperatura. Sulla base delle immagini satellitari, è stato ipotizzato che tra 1 e 2 °E, avviene la formazione di vortici ciclonici (con verso antiorario) e anticiclonici (con verso orario). I primi risultano superficiali e con un tempo di vita molto breve che si propagano ad una velocità di circa 3-5 km/giorno; mentre quelli anticiclonici hanno un'ampiezza considerevole e una durata di settimane o mesi, essendo associati con upwelling che non sono indotti dal vento. Tali fattori sono consistenti con alcune condizioni specifiche studiate sia con modelli numerici che con esperimenti in laboratorio. Tuttavia non tutti i vortici anticiclonici hanno una sufficiente estensione verticale capace di modificare la circolazione delle masse d'acqua, infatti tra la decina di eddies anticiclonici a mesoscala, evidenziati durante la crociera MEDIPROD-5, solo uno induceva una corrente significativa fino alla profondità di 100 m (Millot 1999). Lo spostamento lungo la scarpata continentale della AC e degli associati fenomeni a mesoscala può essere disturbato dai vortici che si trovano a largo della costa algerina (open sea eddies). In accordo con i dati satellitari relativi alla temperatura superficiale del mare (Taupier-Letage and Millot, 1988), gli “open sea eddies” interagiscono con la corrente algerina causando una deviazione del suo flusso dalla scarpata algerina verso le Isole Baleari. Tali interazioni si bloccano quando i meandri della AC che originano in seguito gli eddies costieri vengono a diretto contatto con i vortici anticiclonici di mare aperto spingendoli verso il largo. La genesi degli eddies costieri è stata seguita all'interno della campagna MEDIPROD-5 dove è stato evidenziato come nella prima fase (da 0 a 5 °E) il diametro superficiale dei vortici varia da 50 a 100 km in poche settimane, mentre successivamente (in prossimità di 8 °E) il fenomeno acquista caratteristiche barotropiche in quanto gli assi della sua parte superficiale e di quella profonda sono coincidenti. In tale contesto il nuovo eddy appare molto

più simile ad un “open sea eddy ” con un chiaro moto anticiclonico, caratterizzato da una corrente superficiale molto intensa (decine di cm/s misurata da boe lagrangiane) e da una consistente elevazione rispetto alla superficie media del mare (10-20 cm dagli altimetri TOPEX/POSEIDON e ERS1). Fuda et al. (1998) e Vignudelli (1997) dimostrarono chiaramente che gli eddies costieri seguono un circuito in cui i vortici anticiclonici si propagano verso est lungo la scarpata algerina per poi dirigersi a nord verso la Sardegna e ritornare verso ovest al centro del Bacino Algerino. In tale contesto il Canale di Sardegna gioca un ruolo fondamentale in quanto impedisce alle strutture profonde di andare verso est. L'elevato diametro (100-200 km) che raggiungono tali vortici e la loro lunga durata (diversi mesi) implica che gli eddies algerini (AE, Algerian Eddy) hanno un basso rateo di generazione, in accordo con quanto osservato nella crociera MEDIPROD-5. Il Bacino Algerino appare quindi essere una zona cuscinetto che regola l'afflusso, proveniente dallo Stretto di Gibilterra e dal Bacino Ligure-Provenzale, e il deflusso della MAW.

6.1.2 Bacino Ligure-Provenzale

I flussi di MAW ad est e ad ovest della Corsica si uniscono e formano la corrente settentrionale (NC, Northern Current) che scorre lungo la scarpata continentale italiana (dove viene chiamata Corrente Ligure), francese (con il nome di Corrente Provenzale) e spagnola (dove viene chiamata Corrente Catalana) fino al Canale di Ibiza. In accordo con diversi studi condotti a largo delle coste francesi il flusso di NC è massimo durante l'inverno mentre in estate la corrente risulta ampia e poco profonda con una bassa variabilità a mesoscala. La sua temperatura risulta condizionata dai venti nord-occidentali provenienti dal Golfo del Leone che raffreddano l'acqua in superficie e dalla bassa ventosità del Mar Balearico dovuta all'effetto sheltering dei Pirenei che determina un intenso riscaldamento dello strato superficiale. Si viene a generare quindi, in corrispondenza dell'asse dei Pirenei, un fronte termico molto intenso che generalmente non si differenzia dal Fronte Nord Balearico (NBF, North Balearic Front). Come conseguenza della sua presenza, i flussi relativamente freddi della NC scorrono in direzione perpendicolare al fronte, al di sotto dello strato caldo mescolato. In inverno la NC diventa più stretta e profonda e tende a fluire in prossimità della scarpata. Allo stesso tempo si sviluppano intensi meandri a mesoscala con lunghezze d'onda che vanno da poche decine a centinaia di km. Questi meandri hanno una velocità di fase di 10-20 km/giorno e provocano una variabilità estremamente elevata. Tale variabilità aumenta nel tardo

autunno e decresce rapidamente a fine inverno. Un trend decrescente è anche osservato dalla stagione primaverile a quella autunnale. E' stato anche confermato che un'intesa turbolenza barotropica a mesoscala si propaga lentamente verso il mare, dall'inverno alla primavera, ed induce un'elevata variabilità in mare aperto.

7. LE CAMPAGNE DI MISURA SVOLTE

Le campagne oceanografiche oggetto di questo lavoro sono state effettuate a bordo della N/O Urania, all'interno del progetto di ricerca SIMBIOS-MURST (Sistema per lo studio del Mare con Boa Integrata OffShore) finanziato dal MIUR, che comprende anche la messa a mare di boe off-shore attrezzate per la raccolta di dati meteorologici e di parametri idrologici\correntometrici.

I progetti di ricerca interessati dalle campagne sono stati sviluppati nell'ambito dei programmi internazionali EuroGOOS e MedGOOS, rispettivamente European e Mediterranean Global Ocean Observing System, ed in relazione ai progetti EC-MAST III MFSPP (Mediterranean Forecasting System Pilot Project), EC MFSTEP e EC MAMA (Mediterranean network to Access and upgrade the Monitoring and forecasting Activity). L'obiettivo principale delle campagne è stato quello di valutare la variabilità spaziale e stagionale delle masse d'acqua nel Mar Tirreno, fino al Canale di Sicilia, e nel Mar di Sardegna, fino alla zona immediatamente fuori dallo Stretto di Gibilterra nell'Oceano Atlantico. Le misure acquisite sono state inoltre utilizzate per testare i modelli numerici di circolazione e fisico-biologici.



Fig. 7.1 : Nave oceanografica Urania in cui sono state svolte le campagne MedGOOS

Le quattro crociera oceanografiche oggetto di studio comprendono:

- 1) campagna oceanografica MedGOOS4, svolta dal 10 al 23 Maggio 2002;
- 2) campagna oceanografica MedGOOS5, svolta dal 1 al 14 Novembre 2002;
- 3) campagna oceanografica MedGOOS6, svolta dal 29 Marzo 2003 al 14 Aprile 2003;
- 4) campagna oceanografica MedGOOS7, svolta dal 8 al 24 Gennaio 2004.

Nel presente lavoro vengono esaminate solamente quelle stazioni che ricadono all'interno o che si trovano in prossimità della zona di indagine.

7.1 La crociera MedGOOS4

La crociera MedGOOS4 è stata svolta a bordo della N/O URANIA (Fig. 7.1) nel Mar di Sardegna tra il 10 e il 23 Maggio 2002.

L'obiettivo della campagna di misura è stato quello di individuare i fenomeni a mesoscala e l'interazione tra questi e i processi biologici attraverso misure fisiche, chimiche e bio-ottiche, e con il prelievo di campioni d'acqua per l'analisi delle componenti biogeochimiche (ossigeno disciolto, nutrienti, sostanza organica disciolta e concentrazione di clorofilla-a) del sistema.

Nella figura 7.2 viene riportato il piano di campionamento comprendente le stazioni di misura che sono state effettuate nel Mar di Sardegna ed in parte nel Canale di Sardegna.

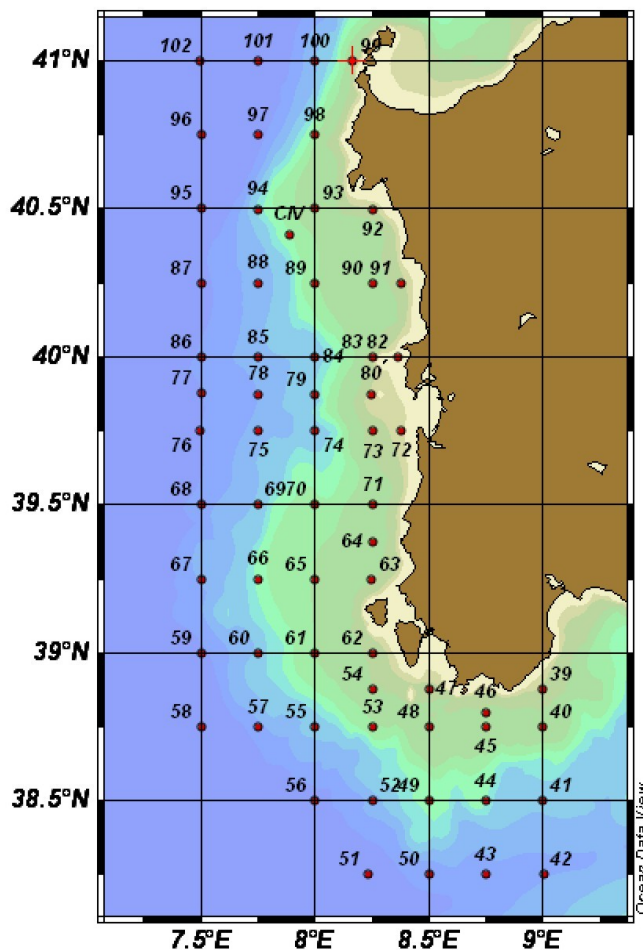


Fig. 7.2 : parte delle stazioni del piano di campionamento della campagna MedGOS4 relative al Mar di Sardegna e al Canale di Sardegna.

Durante la campagna sono state effettuate in totale 76 stazioni con la sonda CTD, in 25 delle quali sono stati effettuati profili con la sonda PrimProd 1.08. Sono stati inoltre prelevati 97 campioni di acqua con la Rosette, a diverse quote, sui quali è stata effettuata l'analisi della clorofilla con il metodo spettrofotometrico.

Nella stazione definita CIV sono stati effettuati campionamenti e misure per 24 ore (con un profilo ogni ora), al fine di valutare lungo la colonna d'acqua il ciclo giornaliero delle grandezze fisico-chimiche e quelle legate alla biomassa fitoplanctonica.

Alla campagna hanno preso parte i seguenti gruppi di ricerca:

- S2AM-CNR;
- IMC;
- Università di Firenze (UniFi);

- IOF-CNR;
- ISAC-CNR.

Il Laboratorio di Oceanologia Sperimentale e Biologia Marina dell'Università della Tuscia ha preso parte a tale campagna in associazione all'International Marine Center (IMC) di Oristano.

Compatibilmente con le esigenze dei vari gruppi di lavoro presenti a bordo si sono effettuate misure idrologiche, chimiche e la contemporanea raccolta di campioni d'acqua tramite un sistema di prelievo attrezzato con bottiglie Niskin da 10 litri. Questi campioni sono stati utilizzati per la determinazione dei parametri biologici (clorofilla e fitoplancton) e chimici (nutrienti e DOC).

A bordo è stata effettuata l'analisi di una parte dei campioni d'acqua raccolti dall'S2AM-CNR e dall'IMC mediante un multianalyzer μ Chem della Syssta.

A natante fermo, sono state effettuate delle calate dell'apparato CTD di bordo comprensivo degli strumenti: SeaBird (CTD conducibilità, temperatura, pressione), sensore Satlantic (luce) montato su sonda Idronaut e fotobatisonda Idronaut. Con tali sistemi si sono ottenuti profili verticali di temperatura, conducibilità, ossigeno disciolto e fluorescenza. Altri profili di fluorescenza paralleli sono invece stati ottenuti utilizzando le sonde Primprod 1.08.

Il posizionamento della nave è stato realizzato tramite un sistema di navigazione integrato costituito da due antenne DGPS e gestito da software della Andrews Hydrographics.

7.2 La crociera MedGOOS5

La crociera MedGOOS5 è stata svolta a bordo della N/O URANIA nel Mar di Sardegna tra il 28 ottobre ed il 18 novembre 2003. Gli obiettivi della campagna di misura rimangono gli stessi rispetto a quelli della MedGOOS4 con l'eccezione dell'area di studio che riguarda il Canale di Sardegna e la zona di mare antistante la parte sud orientale dell'isola sarda.

In basso viene riportata la figura 7.3 con il piano di campionamento.

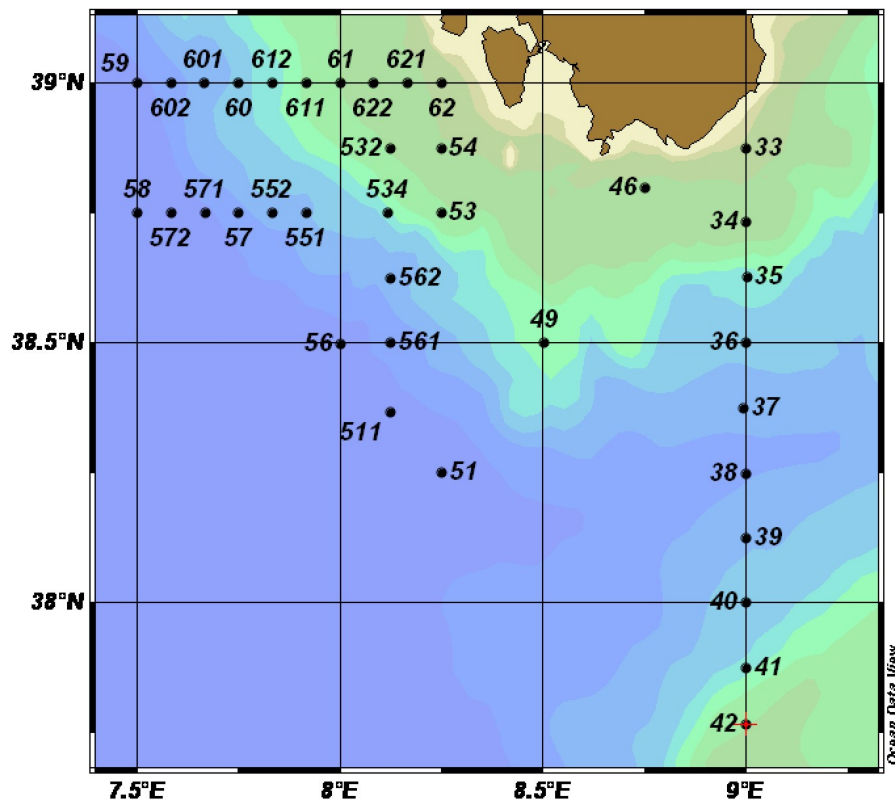


Fig. 7.3 : le stazioni del piano di campionamento della MedGOS5 relative al Mar di Sardegna e al Canale di Sardegna

Va sottolineato che a causa del maltempo non è stato possibile seguire il piano di campionamento originario, che comprendeva stazioni di misura su una serie di transetti Nord-Sud, come nella campagna MedGOOS4.

Durante la campagna sono state effettuate in totale 67 stazioni, in 38 delle quali sono stati effettuati profili con la sonda PrimProd 1.08. Sono stati inoltre prelevati 73 campioni di acqua, a diverse quote, sui quali è stata svolta l'analisi della clorofilla con il metodo spettrofotometrico.

Nella stazione definita BOA sono stati effettuati campionamenti e misure per 24 ore (un profilo per ogni ora), al fine di valutare lungo la colonna d'acqua il ciclo giornaliero delle grandezze fisico-chimiche e quelle legate alla biomassa fitoplanctonica.

Alla campagna hanno preso parte i seguenti gruppi di ricerca:

- S2AM-CNR;
- UNITUS;
- Università di Firenze (UniFi);
- IOF-CNR;

- ISAC-CNR.

Le attività effettuate a bordo sono le stesse rispetto a quelle viste per la MedGOOS4.

7.3 La crociera MedGOOS6

La crociera MedGOOS6 è stata svolta a bordo della N/O URANIA nel Mar di Sardegna tra il 29 Marzo ed il 16 Aprile 2003.

In parte gli obiettivi rimangono gli stessi di quelli analizzati per le crociere precedenti con l'estensione del monitoraggio anche per il Mar Tirreno e il Canale di Sicilia dove sono state recuperate delle catene correntometriche.

In basso viene riportata la figura in cui sono evidenziati soltanto i transetti nel Mar di Sardegna e quello posizionato nel canale omonimo.

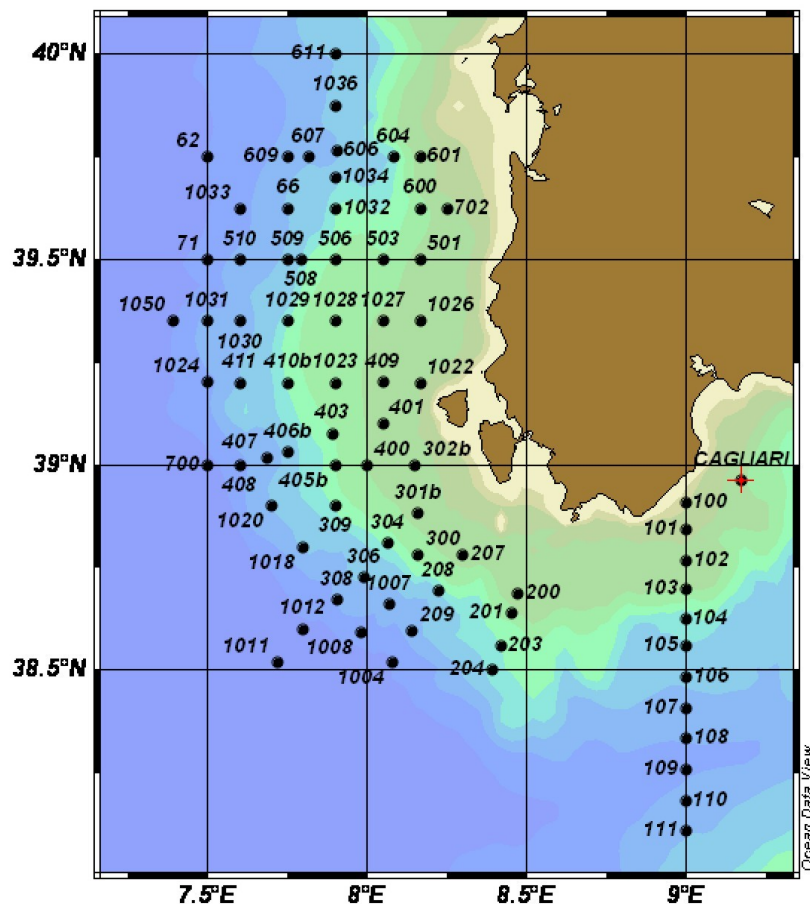


Fig. 7.4: parte delle stazioni del piano di campionamento della MedGOS6 relative al Mar di Sardegna e al Canale di Sardegna

Durante la campagna sono state effettuate in totale 70 stazioni, in 55 delle quali sono stati effettuati profili con la sonda PrimProd 1.08. Sono stati inoltre prelevati circa 80 campioni di acqua, a diverse quote, sui quali è stata effettuata l'analisi della clorofilla con il metodo spettrofotometrico.

Nella stazione definita TIR, posizionata nella zona meridionale del Mar Tirreno, sono stati effettuati campionamenti e misure ogni ora per un totale di 24 ore, al fine di valutare lungo la colonna d'acqua il ciclo giornaliero delle grandezze fisico-chimiche e quelle legate alla biomassa fitoplanctonica.

Alla campagna hanno preso parte i seguenti gruppi di ricerca:

- S2AM-CNR;
- UNITUS;
- Università di Firenze (UniFi);
- IOF-CNR;
- ISAC-CNR.

Le attività effettuate a bordo sono le stesse rispetto a quelle viste per le precedenti campagne di misura.

7.4 La crociera MedGOOS7

La crociera MedGOOS7 è stata svolta a bordo della N/O URANIA nel Mar di Sardegna tra il 8 e il 24 Gennaio 2004.

Così come della MedGOOS6 anche nel corso di questa campagna di misura sono state recuperate le catene correntometriche nel Canale di Sicilia. Gli obiettivi sono gli stessi rispetto alle precedenti crociere anche se sono state effettuate un maggior numero di stazioni nel Mar Tirreno. Per quanto riguarda il Mar di Sardegna il piano di campionamento è simile a quello della MedGOOS4 ad eccezione del Canale di Sardegna in cui non sono state effettuate stazioni di misura (Fig. 7.5).

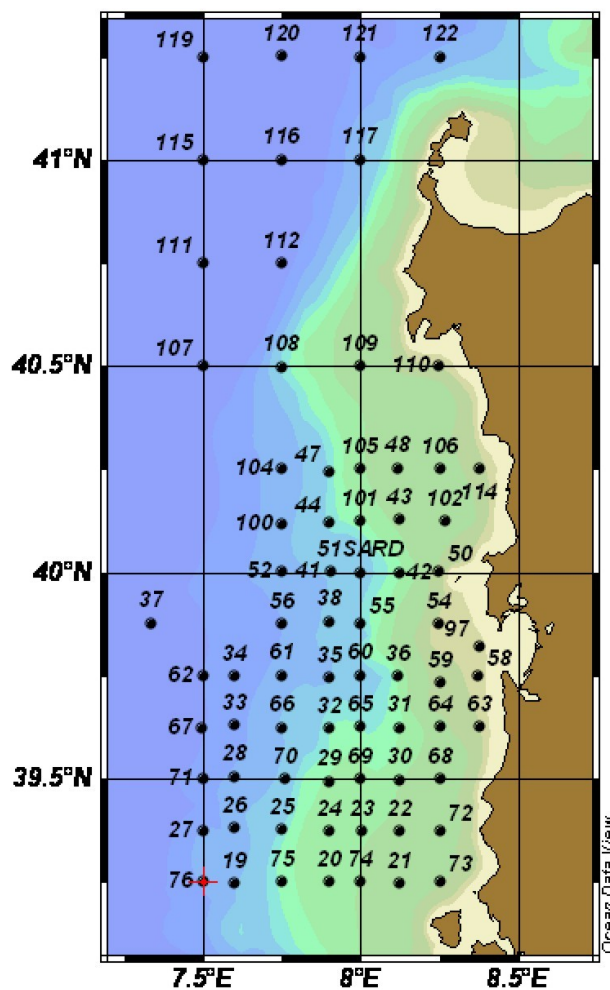


Fig. 7.5 : parte delle stazioni del piano di campionamento della MedGOS7 relative al Mar di Sardegna

Durante la campagna sono state effettuate in totale 74 stazioni, in 30 delle quali sono stati effettuati profili con la sonda PrimProd 1.08. Sono stati inoltre prelevati più di 100 campioni di acqua, a diverse quote, sui è stata svolta l'analisi della clorofilla con il metodo spettrofotometrico.

Nella stazione definita TIR, posizionata nella zona meridionale del Mar Tirreno, sono stati effettuati campionamenti e misure ogni ora per un totale di 24 ore, al fine di valutare lungo la colonna d'acqua il ciclo giornaliero delle grandezze fisico-chimiche e quelle legate alla biomassa fitoplanctonica.

Alla campagna hanno preso parte i seguenti gruppi di ricerca:

- S2AM-CNR;
- UNITUS;

- Università di Firenze (UniFi);
- IOF-CNR;
- ISAC-CNR.

Le attività effettuate a bordo sono le stesse rispetto a quelle viste per le precedenti campagne di misura.

8. OSSERVAZIONI SATELLITARI NEL MEDITERRANEO OCCIDENTALE

I dati satellitari forniscono un'opportunità di quantificare la biomassa fitoplanctonica oceanica e la produzione ad essa associata con una discreta risoluzione spaziale e temporale. La tecnica del remote sensing conferisce una visione sinottica di alcune delle variabili ambientali in grado di influenzare la produttività fitoplanctonica. (Behrenfeld et al., 2006). Wilson and Coles (2005) analizzarono la relazione a scala globale tra SST (Sea Surface Temperature), il livello dell'acqua e la clorofilla (CHL) mensile, e le osservazioni fisiche sub-superficiali come il mixed layer depth (MLD), la profondità del termoclino e quella del nutriclino. Volpe et al. (2012) si posero invece come obiettivo quello di trovare un collegamento tra i fattori biotici e abiotici che agiscono nel Mar Mediterraneo e migliorare la comprensione del funzionamento degli ecosistemi a differenti scale spaziali e temporali. Tale scopo è stato perseguito attraverso l'identificazione delle principali sorgenti di variabilità all'interno di singoli datasets satellitari (CHL, SST e livello del mare) e cercando di correlare tra loro queste informazioni.

Una parte del presente lavoro si pone come obiettivo quello di identificare, sulla base dei dati SST, CHL e di livello del mare (MADT, Mediterranean Absolute Dynamic Topography), i principali fenomeni oceanografici e i relativi processi biologici che interessano il WMED durante quattro crociere oceanografiche (MedGOOS4, MedGOOS5, MedGOOS6 e MedGOOS7).

8.1 La distribuzione dei dati MADT

Le misure relative al livello della superficie marina definiscono delle isolinee di ugual geopotenziale che forniscono un'informazione fondamentale sulla circolazione superficiale negli oceani in quanto le velocità superficiali sono stimate a partire dai gradienti di livello. Nel presente studio sono stati utilizzati i dati di livello relativi alle seguenti serie temporali:

- dal 24 Aprile 2002 al 18 Maggio 2002 (MedGOOS4);
- dal 20 Ottobre 2002 al 14 Novembre 2002 (MedGOOS5);
- dal 10 Marzo 2003 al 14 Aprile 2003 (MedGOOS6);
- dal 24 Dicembre 2003 al 24 Gennaio 2004 (MedGOOS7).

Tali dati altimetrici fanno parte dei prodotti Ssalto/DUACS, distribuiti attraverso AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data) con il supporto di CNES (Centre National d'Etudes Spatiales).

Per evitare segnali spuri dovuti ad un irregolare copertura dei dati, sono state costruite le mappe MADT (Mediterranean Absolute Dynamic Topography) ottenute da dati altimetrici acquisiti da due diversi altimetri in un dato istante di tempo. Come specificato da Rio et al. (2007) i dati MADT sono il risultato dell'anomalia del livello del mare (SLA) a cui è stata aggiunta la topografia dinamica media (MDT), in modo da ottenere lungo la verticale un'accuratezza dell'ordine di 3 cm.

Di seguito vengono riportate le mappe giornaliere di MADT e le relative correnti superficiali nel bacino Algero-Provenzale negli intervalli di tempo sopraelencati.

MedGOOS4

Al fine di osservare l'evoluzione dei principali fenomeni oceanografici, il periodo di tempo scelto comprende quello relativo allo svolgimento della crociera MedGOOS7 (11-18 Maggio 2002) e un intervallo sufficientemente lungo che precede l'inizio della campagna di misura.

Le immagini riportate in figura 8.1 evidenziano la presenza di due vortici anticiclonici nella zona a sud del bacino Algero-Provenzale segnalati da isolinee concentriche che rappresentano elevati valori altimetrici. Nella parte finale della campagna si nota una struttura a mesoscala riconducibile ad un AE di nuova formazione che si origina a causa dell'instabilità della corrente algerina. Le stesse strutture sono visibili in figura 8.2 dove si riscontra un'intensificazione della velocità del flusso in corrispondenza dei due vortici anticiclonici presenti nella parte a sud del bacino Algero-Provenzale. Negli ultimi giorni della crociera MedGOOS4 si nota un'intensificazione della corrente algerina la cui interazione con la costa può determinare la formazione di un nuovo AE.

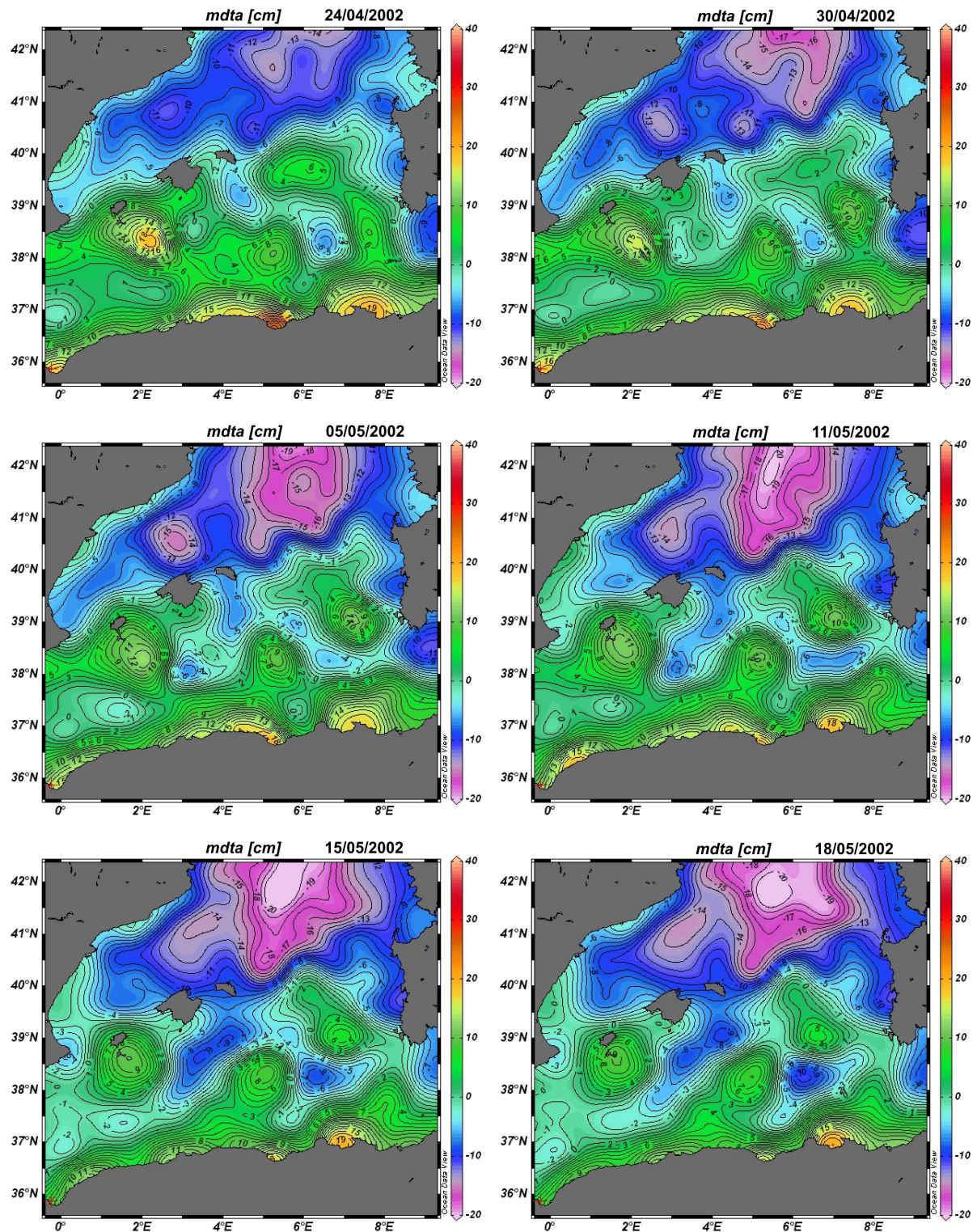


Fig. 8.1 : mappe giornaliere di MADT relative al bacino Algero-Provenzale (MedGOOS4).

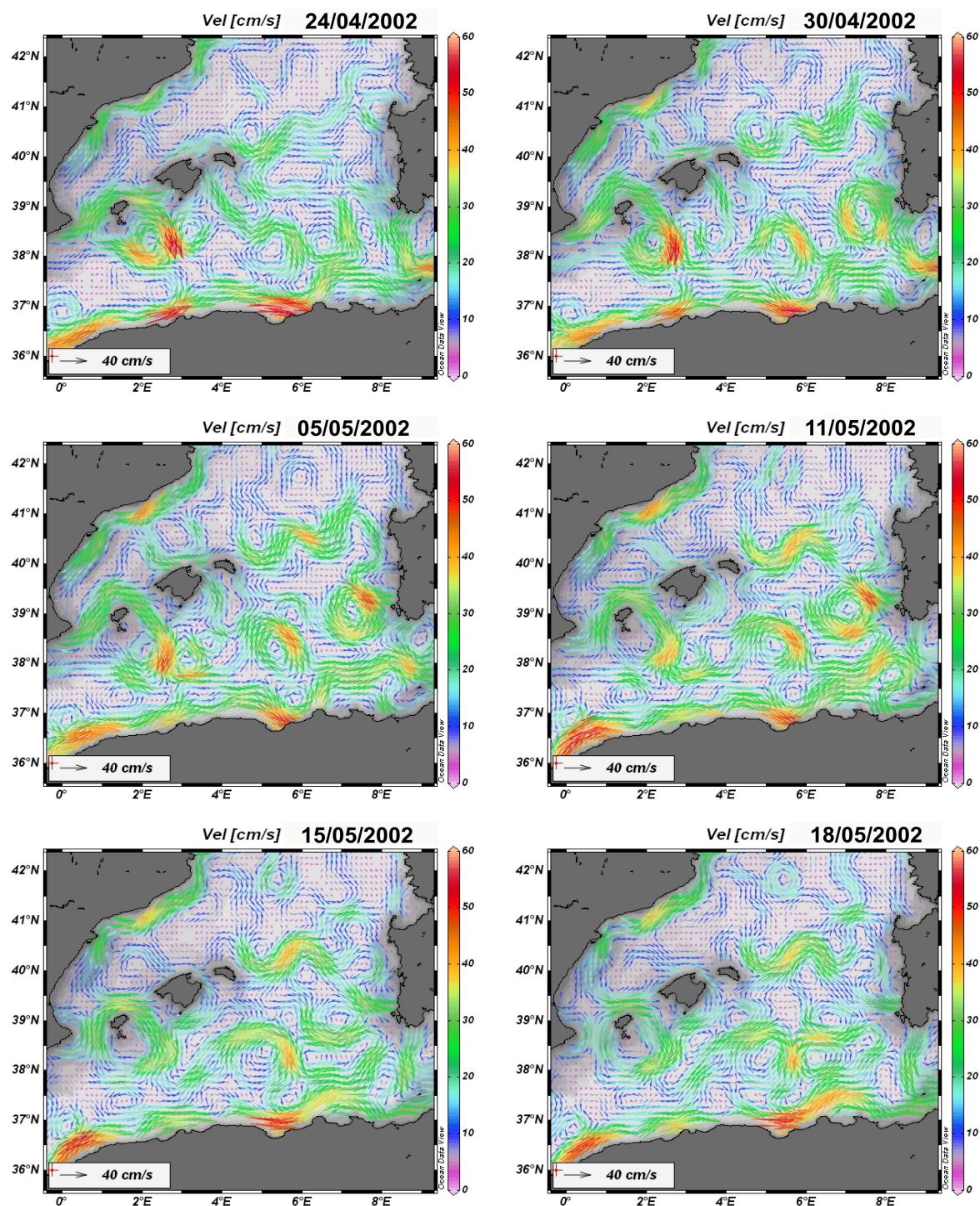


Fig. 8.2 : distribuzione del campo di velocità superficiale nel bacino Algero-Provenzale (MedGOOS4).

MedGOOS5

Al fine di osservare l'evoluzione dei principali fenomeni oceanografici, il periodo di tempo scelto comprende quello relativo allo svolgimento della crociera MedGOOS5 (6-14 Novembre 2002) e un intervallo sufficientemente lungo che precede l'inizio della campagna di misura.

Dalle immagini di figura 8.3 si può osservare come il periodo iniziale sia caratterizzato dalla presenza di una serie di vortici anticiclonici a largo delle coste algerine che si spostano, come riportato da Millot (1999), compiendo un circuito antiorario. Gli AEs presenti nella zona a largo (open sea eddies) tendono, nel corso del tempo, a perdere di intensità fino a esaurire completamente il loro effetto. Il periodo della campagna risulta caratterizzato principalmente da un solo vortice anticiclonico (coastal eddy) che si sta staccando dalle coste algerine dirigendosi verso la Sardegna. La presenza del nuovo AE viene messa in risalto dalle immagini relative alla distribuzione di corrente superficiale dove si può notare in corrispondenza della parte a nord del bordo un intensificazione del flusso.

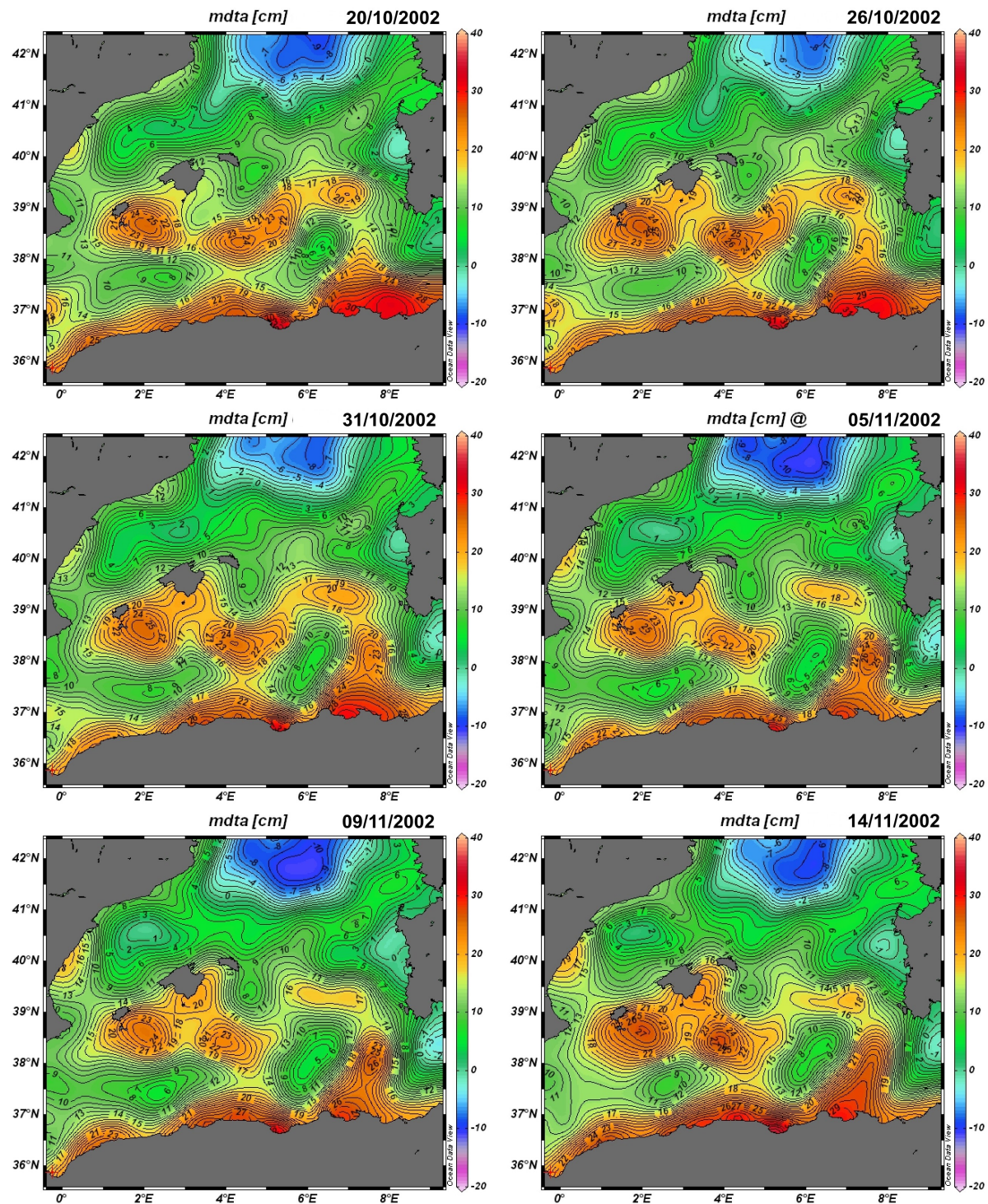


Fig. 8.3: mappe giornaliere di MADT relative al bacino Algero-Provenzale (MedGOOS5).

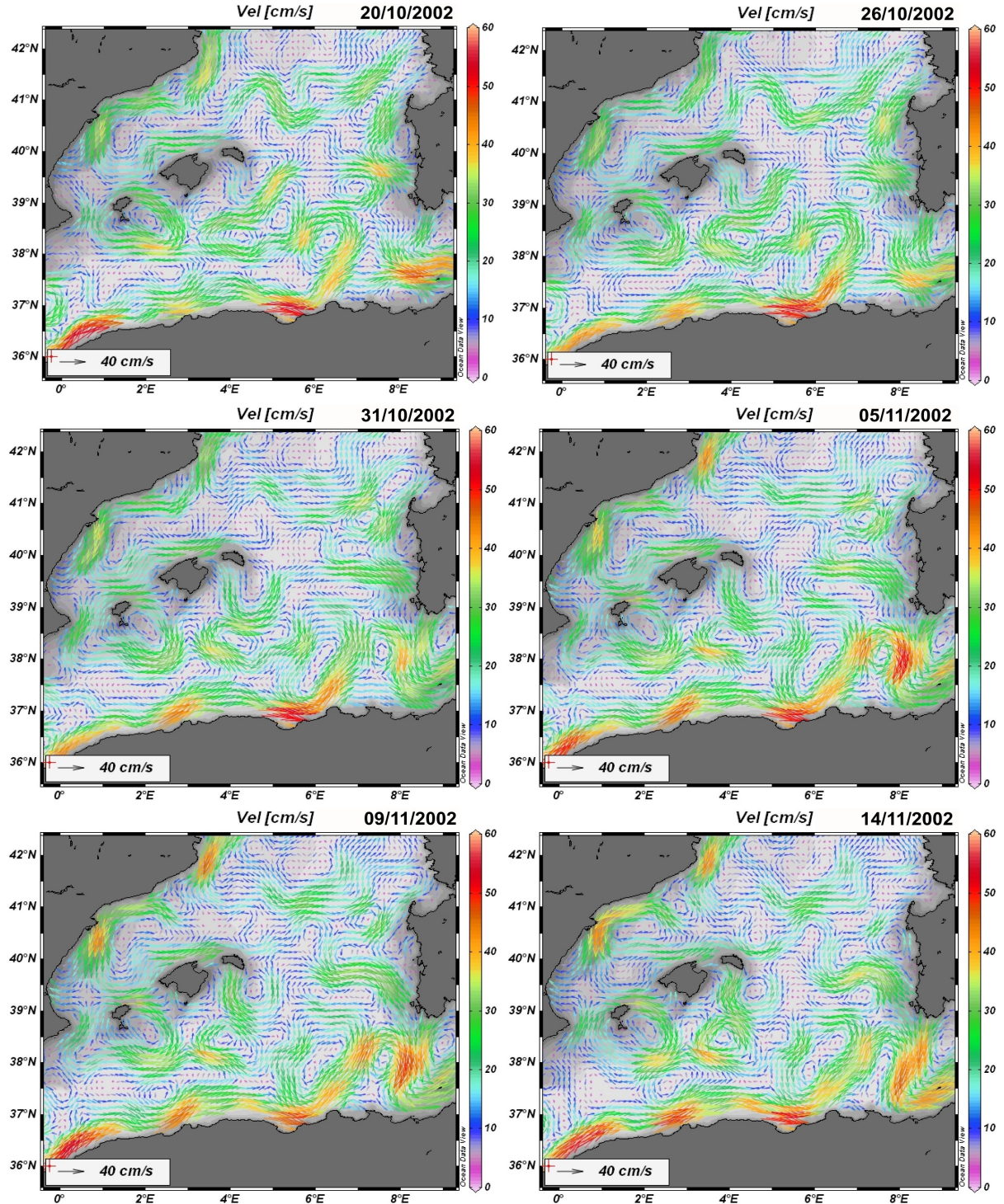


Fig. 8.4: distribuzione del campo di velocità superficiale nel bacino Algero-Provenzale (MedGOOS5).

MedGOOS6

Al fine di osservare l'evoluzione dei principali fenomeni oceanografici, il periodo di tempo scelto comprende quello relativo allo svolgimento della crociera MedGOOS6 (29 Marzo – 14 Aprile 2003) e un intervallo sufficientemente lungo che precede l'inizio della campagna di misura.

Nella prima parte del periodo di indagine (Fig. 8.5) si riscontra la presenza di un vortice ciclonico al centro del Bacino Algerino ad una latitudine di 38 °N, evidenziato da una zona con bassi valori altimetrici. A seguito di tale situazione si verifica una forte diminuzione della velocità della corrente algerina (Fig. 8.6) che aumenta di nuovo di intensità nella parte finale della campagna oceanografica inducendo la formazione di un nuovo AE il quale si sposta rapidamente verso il Mar di Sardegna.

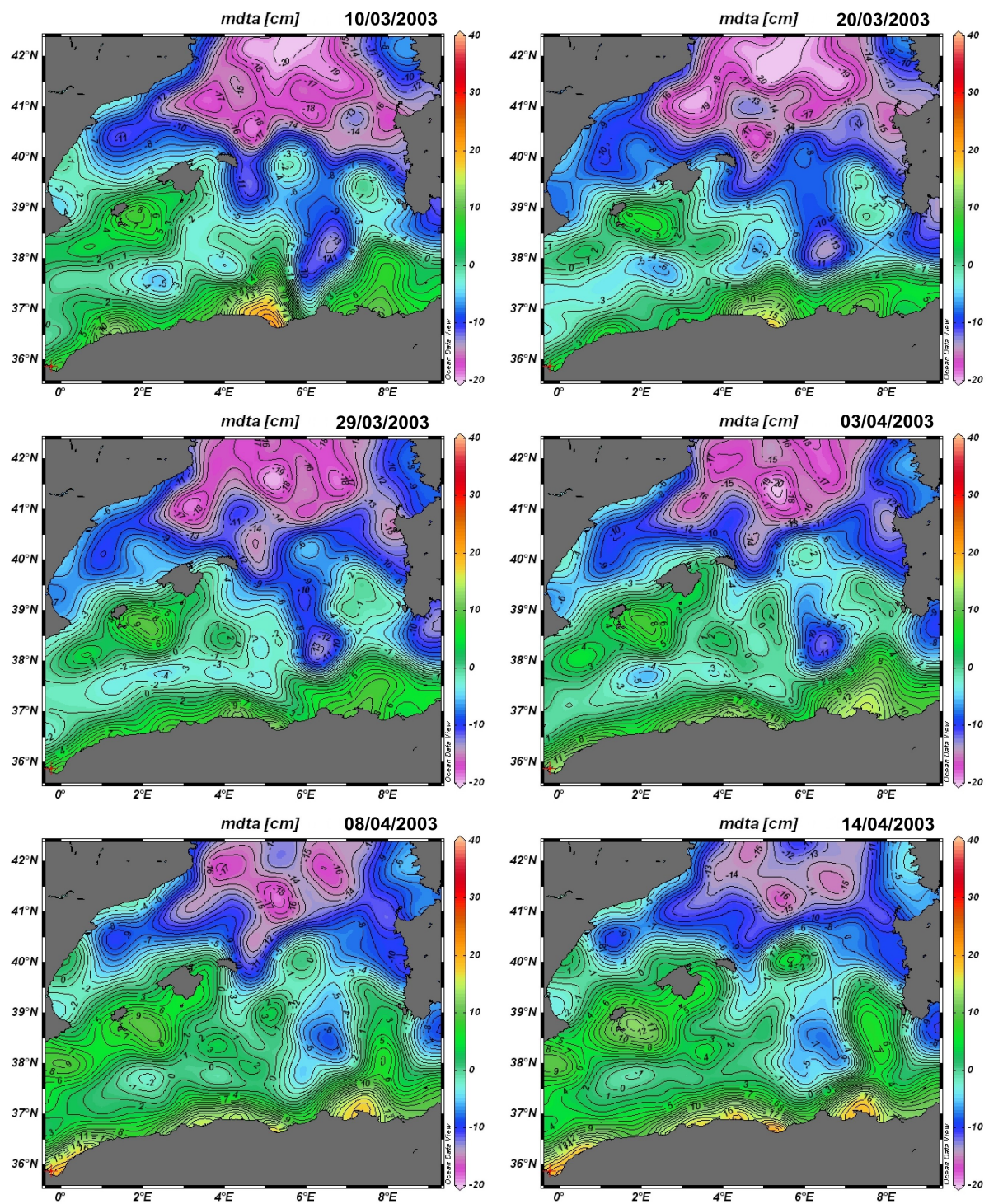


Fig. 8.5: mappe giornaliere di MADT relative al bacino Algero-Provenzale (MedGOOS6).

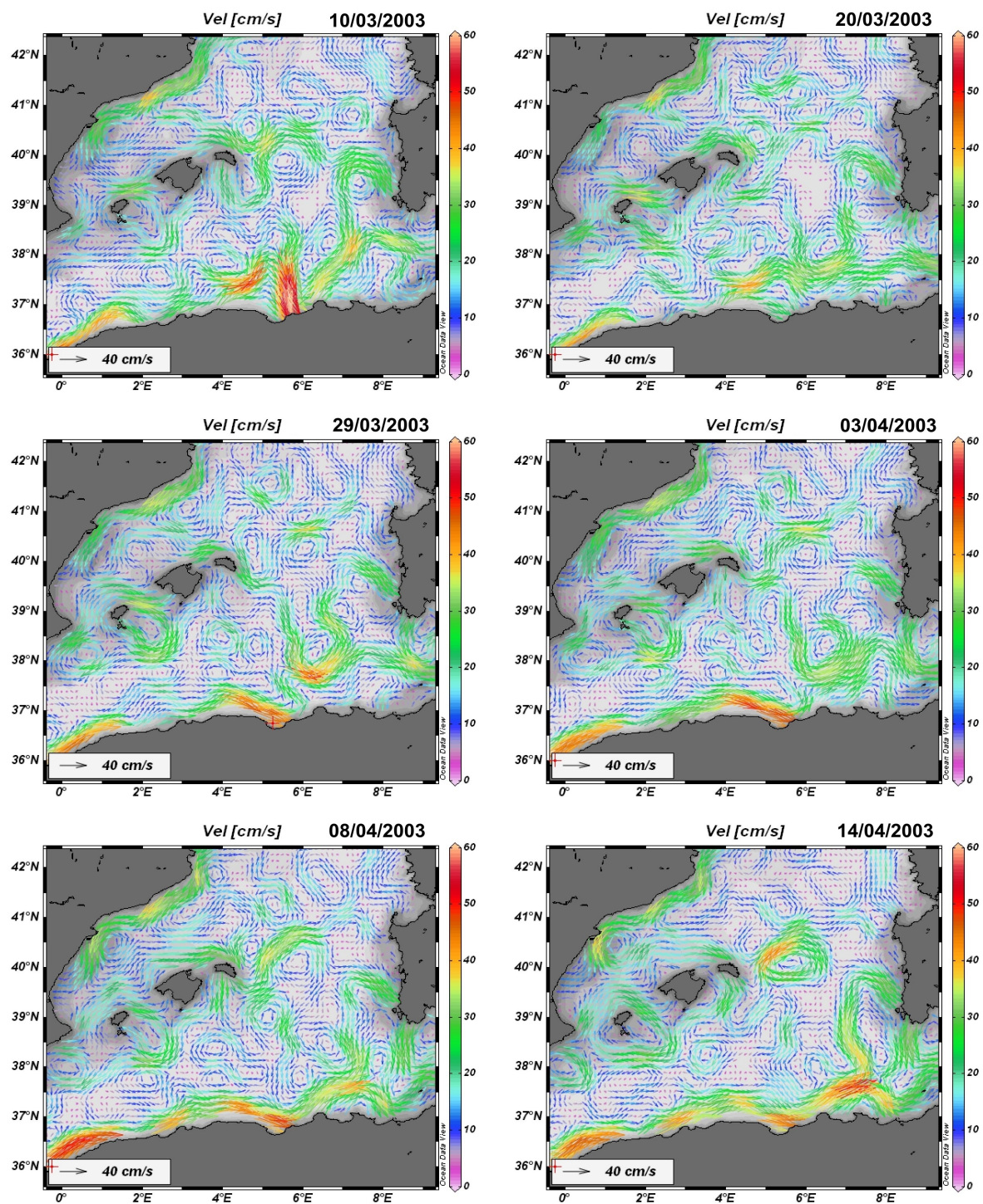


Fig. 8.6 :distribuzione del campo di velocità superficiale nel bacino Algero-Provenzale (MedGOOS6).

MedGOOS7

Al fine di osservare l'evoluzione dei principali fenomeni oceanografici, il periodo di tempo scelto comprende quello relativo allo svolgimento della crociera MedGOOS7 (8-24 Gennaio 2004) e un intervallo sufficientemente lungo che precede l'inizio della campagna di misura.

In questo caso l'elevata velocità della corrente algerina (Fig. 8.8) non sembra provocare la formazione di vortici anticiclonici di forte intensità ma favorisce la formazione di un debole AE evidenziato, ad una latitudine di 38.5 °N, da isolinee concentriche che rappresentano elevati valori altimetrici (Fig. 8.7).

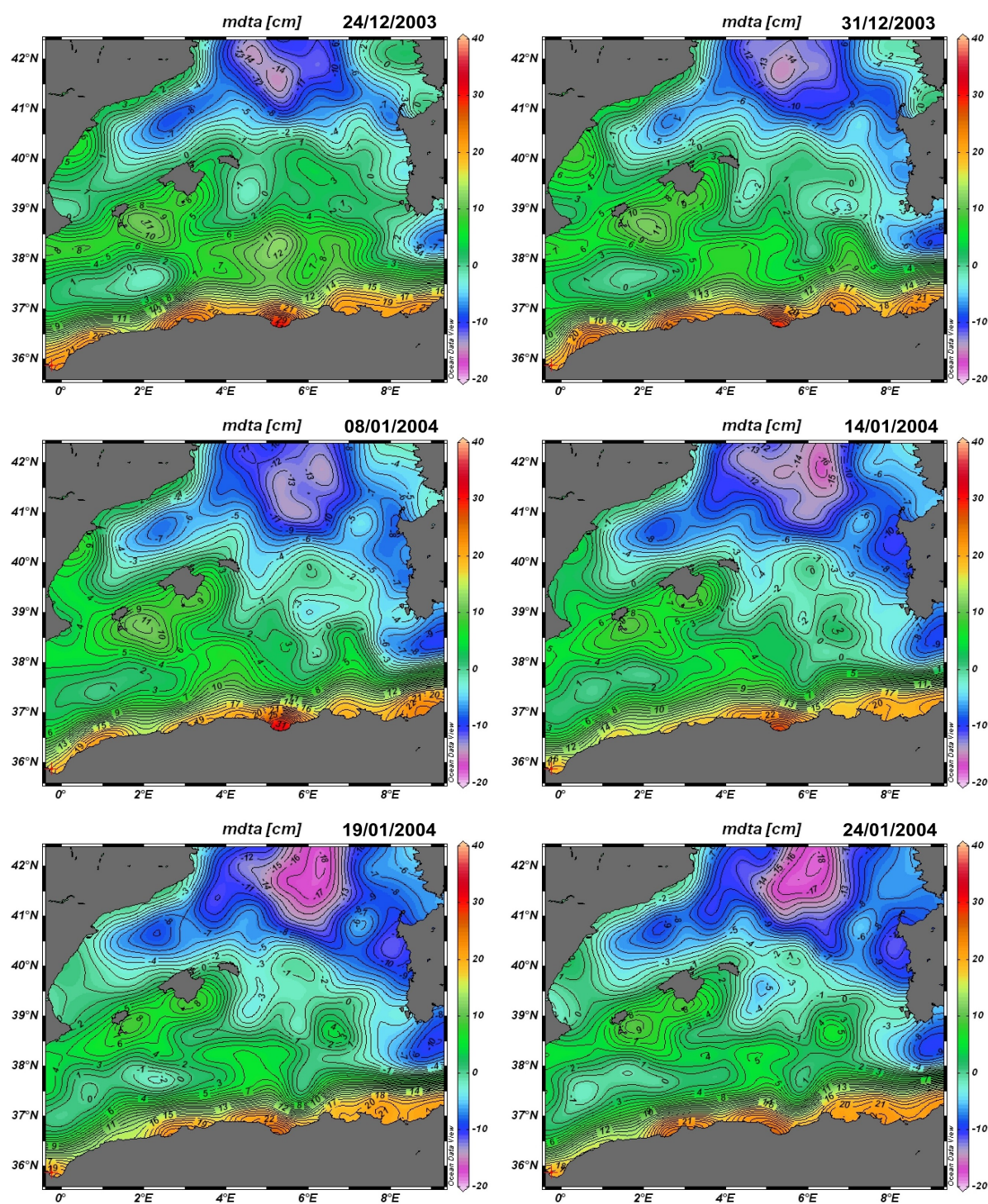


Fig. 8.7: mappe giornaliere di MADT relative al bacino Algero-Provenzale (MedGOOS7).

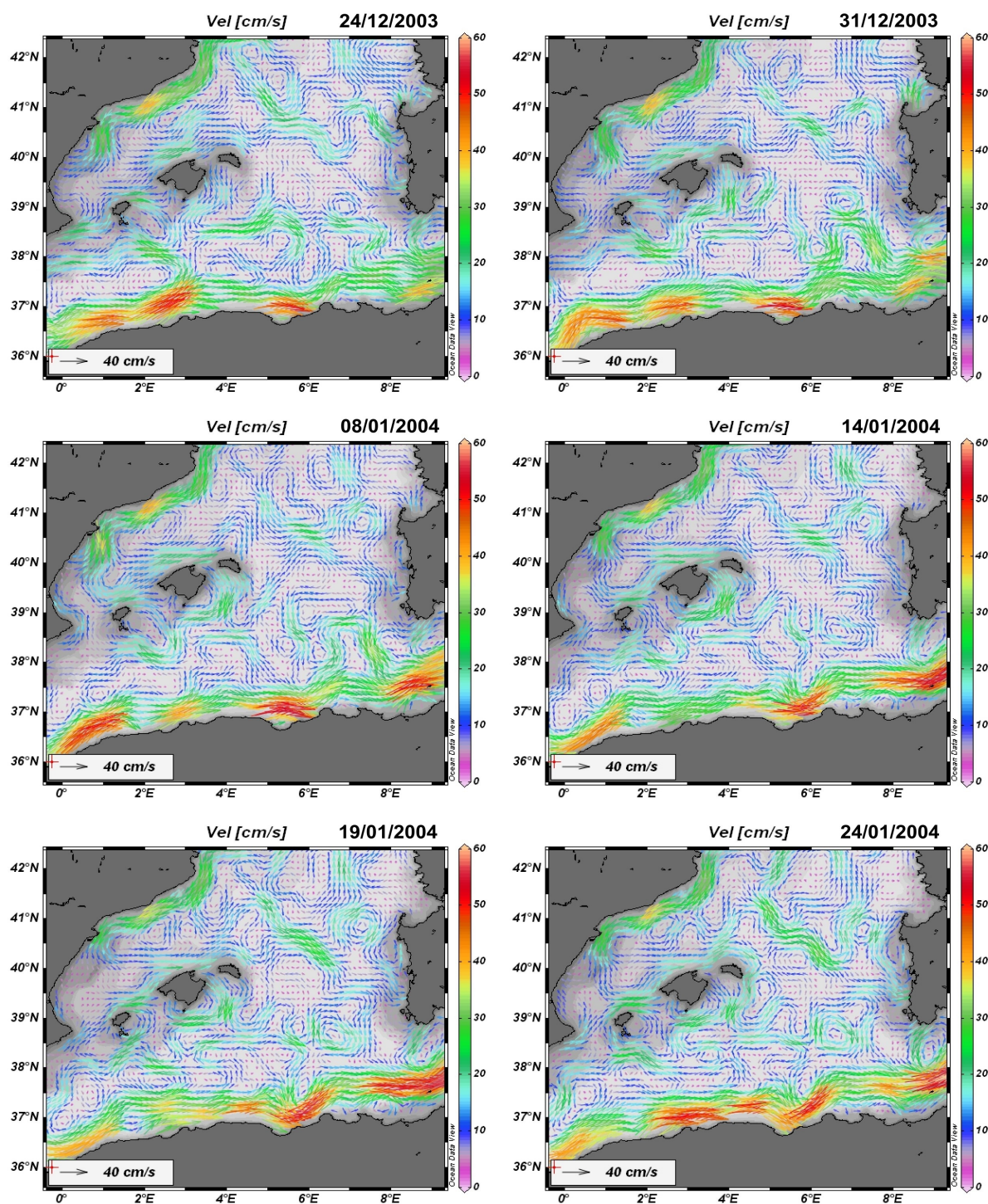


Fig. 8.8: distribuzione del campo di velocità superficiale nel bacino Algero-Provenzale (MedGOOS7).

8.1.1 Stima del parametro Okubo-Weiss

Per definire in maniera oggettiva la presenza di strutture a mesoscala nel bacino Algero-Provenzale è stato utilizzato il parametro Okubo–Weiss (OW) che permette di separare la tipologia di flusso tra regioni in cui domina l'effetto della vorticità e in quelle in cui prevale la deformazione. Questo parametro viene calcolato a partire dai campi di velocità geostrofica ottenuti dai dati di MADT (Par. 8.1). Il lavoro di Fontanet et al., (2004), dove viene utilizzato il parametro Okubo–Weiss, rivela che nel bacino Algero-Provenzale gli AE sembrano avere una regione interna dominata dalla vorticità circondata da un'area esterna in cui esiste una deformazione con una struttura temporalmente variabile e molto complicata.

Secondo Okubo (1970) la topologia delle traiettorie delle particelle e il comportamento dell'evoluzione del gradiente di vorticità è determinato dal segno di W :

$$W = s_n^2 + s_s^2 - \omega^2$$

dove s_n , s_s e ω sono rispettivamente le componenti normali e di shear della distorsione e la vorticità del flusso. Esse sono espresse come:

$$s_n = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \quad s_s = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \quad \omega = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

Il parametro W , definito come parametro di Okubo-Weiss, ci permette di separare il flusso in differenti regioni: regioni dominate dalla vorticità (dove W è negativo), zone influenzate dalla deformazione (dove W è positivo) e una area di background caratterizzata da piccoli valori positivi e negativi di W . Di seguito viene rappresentato il suddetto parametro negli stessi intervalli temporali e nella stessa area dove sono state analizzate le variazioni altimetriche e la distribuzione delle correnti marine superficiali.

Dalle immagini riportate in figura 8.9 si nota come la parte a sud del bacino sia condizionata da zone circolari caratterizzate da un parametro OW negativo (regioni in cui domina la vorticità), intervallate da aree in cui sono presenti valori che oscillano intorno allo 0 (regioni in cui domina la deformazione). In particolare, come già evidenziato dai dati altimetrici e dalla distribuzione delle

correnti superficiali, è evidente la presenza di un AE nel Bacino Algerino alla latitudine di circa 39 °N durante il periodo in cui è stata effettuata la campagna di misura MedGOOS4. La zona a nord del Bacino Algero-Provenzale (APB) risulta invece caratterizzata da bassi valori di W che evidenziano l'assenza di vortici e la dominanza di strutture meandriiformi.

Dalle immagini di figura 8.10 che rappresentano il periodo relativo alla crociera MedGOOS5 sono presenti due zone con valori negativi del parametro OW che identificano un “coastal eddy” e un “open sea eddy”. Anche in questo caso la zona settentrionale di APB è caratterizzata dalla dominanza di strutture meandriiformi in quanto è costituita da bassi valori di W .

Il periodo della MedGOOS6 (Fig. 8.11) è contraddistinto da valori bassi ed omogenei del parametro di Okubo-Weiss su tutto il bacino ad eccezione degli ultimi giorni di campionamento dove si riscontra un'area con un alto e positivo valore di W circondato da una zona dove sono presenti valori negativi. Tale situazione è dovuta all'interazione tra il vortice ciclonico presente al centro di APB e a quello anticiclonico che si sta formando a causa dell'instabilità della corrente algerina.

Dalla distribuzione del parametro di OW riportate nelle immagini di figura 8.12, che rappresentano il periodo in cui è stata effettuata la MedGOOS7, si può notare come l'intero Bacino Algero-Provenzale sia rappresentativo di un'area in cui prevalgono strutture meandriiformi. Anche in questa circostanza si riscontra, nel periodo finale della campagna oceanografica, la presenza di un coastal eddy evidenziato da valori negativi di W .

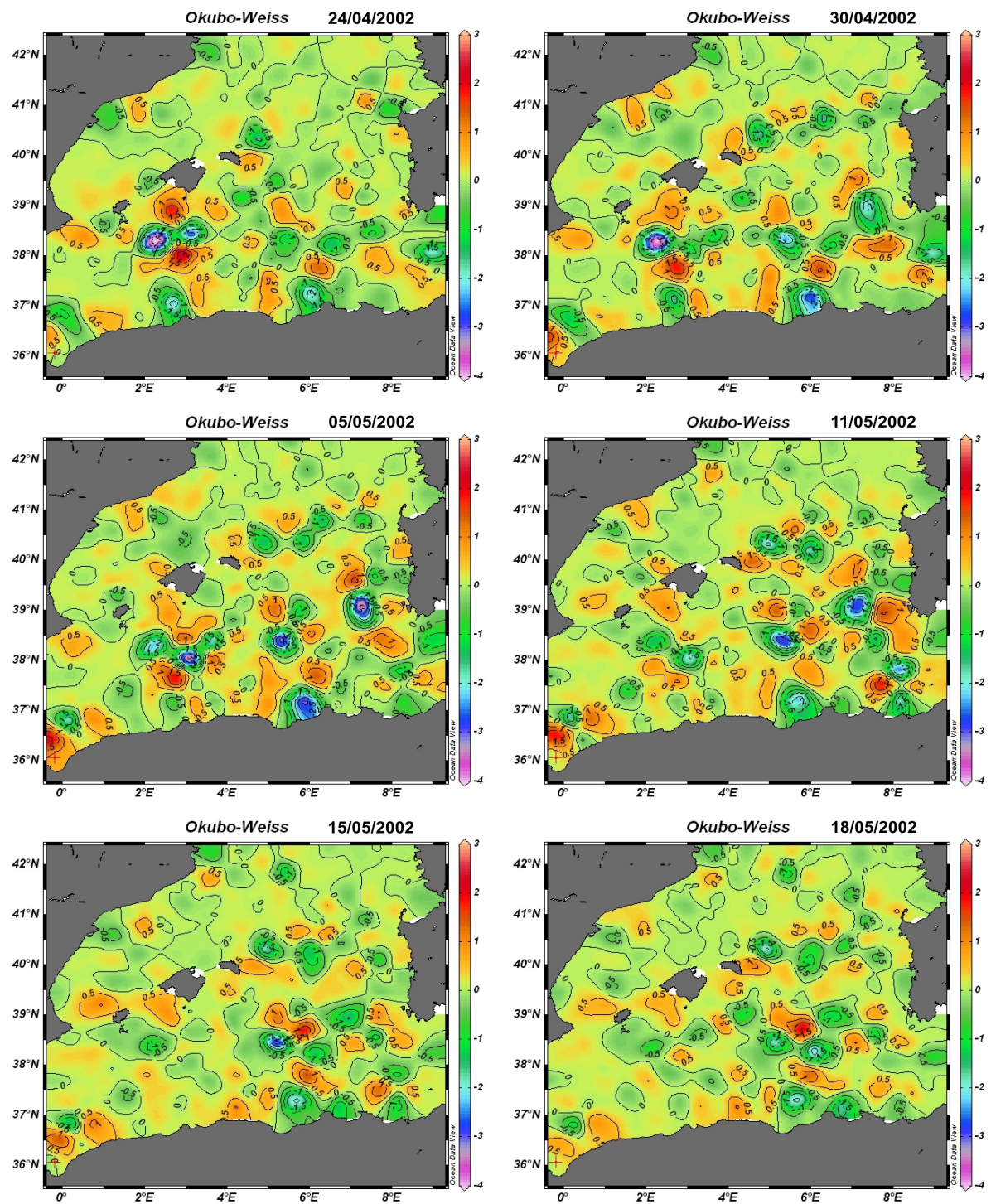


Fig. 8.9 : distribuzione nel parametro di Okubo-Weiss nel bacino Algero-Provenzale (MedGOOS4).

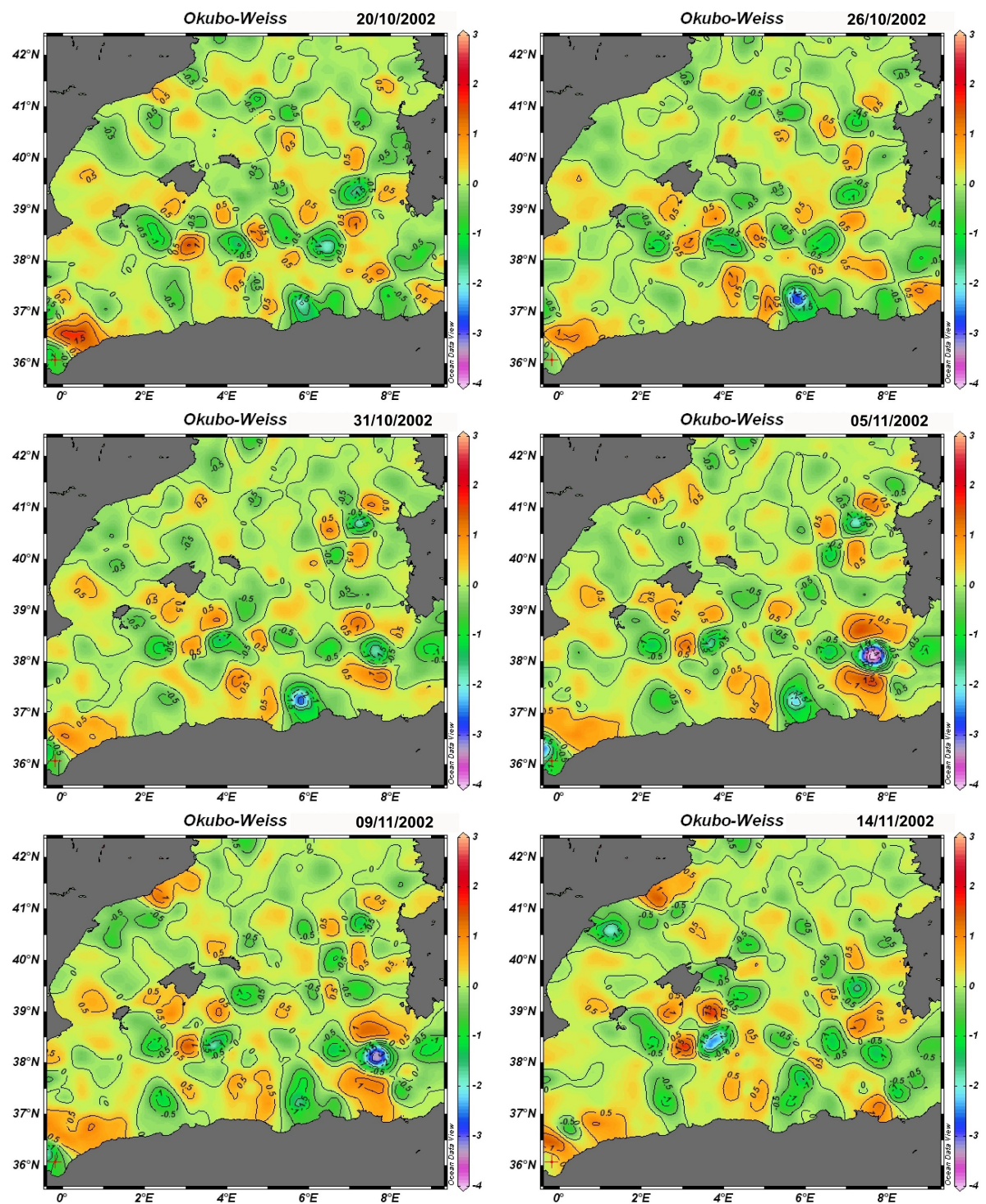


Fig. 8.10 : distribuzione nel parametro di Okubo-Weiss nel bacino Algero-Provenzale (MedGOOS5).

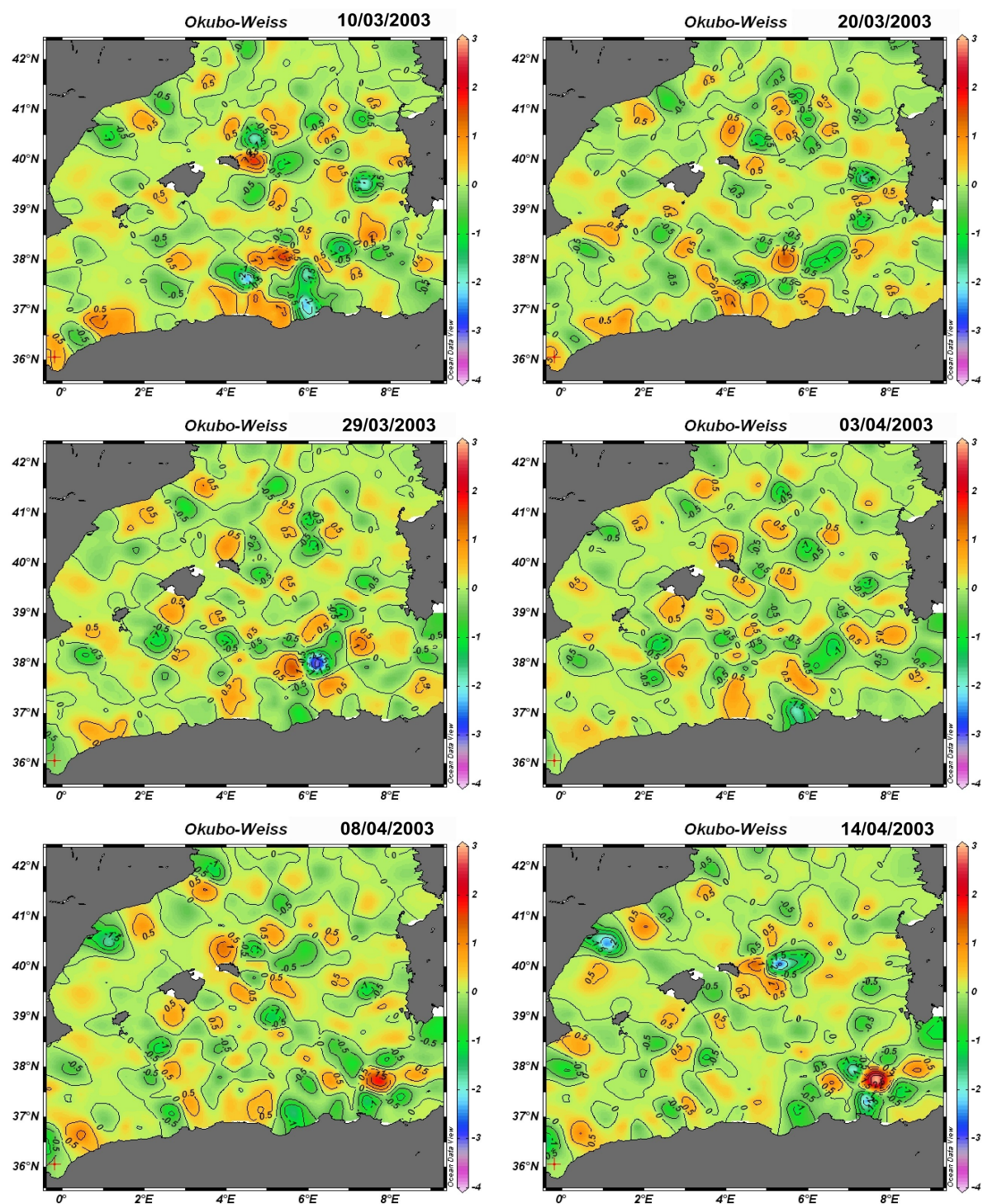


Fig. 8.11: distribuzione nel parametro di Okubo-Weiss nel bacino Algero-Provenzale (MedGOOS6).

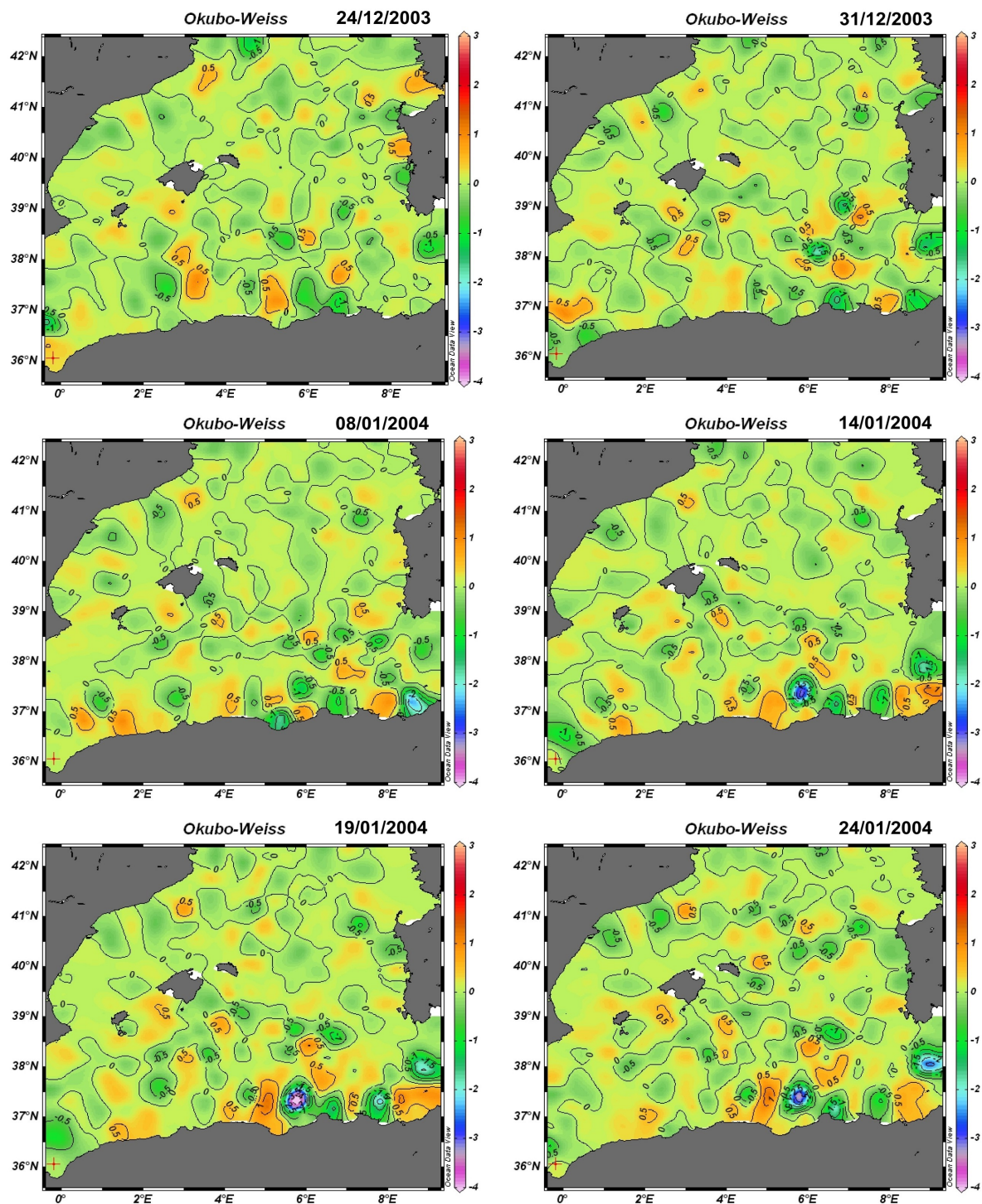


Fig. 8.12 : distribuzione nel parametro di Okubo-Weiss nel bacino Algero-Provenzale (MedGOOS7).

8.2 La distribuzione dei dati di temperatura

Il dataset SST usato in questo lavoro è stato ottenuto elaborando i dati relativi ai sensori presenti su MODIS Terra e su MODIS Aqua. Per confrontare i dati di temperatura superficiale con quelli altimetrici e di colore del mare (MDTA e CHL), sono stati considerati gli stessi intervalli di tempo e la stessa area di indagine riportati nei paragrafi precedenti (Par. 8.1 e Par. 8.1.1).

Lo spettroradiometro MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) è uno strumento chiave montato sui satelliti Terra e Aqua. L'orbita di Terra è temporizzata in modo che il satellite possa attraversare l'equatore da nord a sud durante la mattina, mentre Aqua passa da sud a nord sopra l'equatore il pomeriggio. I due satelliti ricoprono l'intera superficie terrestre con cadenza giornaliera o ogni 2 giorni, acquisendo dati in 36 bande spettrali.

Il processamento dei dati di temperatura del mare forniti dai suddetti sensori si può dividere in quattro fasi: acquisizione del dato grezzo (level 0, L0), passaggio dal dato grezzo al dato grezzo georeferenziato (level 1, L1), passaggio dal dato grezzo georeferenziato ai parametri geofisici da studiare (level 2, L2) e rimappatura di ciascun parametro geofisico sulla zona di interesse (level 3, L3). In particolare i valori di temperatura acquisiti da MODIS sono stati scaricati dal sito FTP (<ftp://g0dps01u.ecs.nasa.gov/> o <ftp://oceans.gsfc.nasa.gov/>) della NASA a livello L2 e sono stati processati attraverso il software SeaDAS 6.3 in modo da ottenere la distribuzione del parametro geofisico nell'area di interesse con 1 km di risoluzione spaziale. Inoltre per evitare l'effetto del riscaldamento diurno sulla superficie del mare sono stati utilizzati solamente i dati acquisiti durante il passaggio del satellite negli orari notturni.

In questo lavoro i dati di temperatura superficiale vengono utilizzati, non solo per identificare le strutture anticicloniche caratteristiche del Bacino Algerino, ma soprattutto per delimitare il North Balearic Front (NBF) che separa tipologie diverse di masse d'acqua (a differente temperatura, salinità e concentrazione di clorofilla-a) tra la parte a nord e quella a sud del Bacino Algero-Provenzale.

Di seguito vengono riportate per ogni intervallo di tempo, che comprende il periodo delle 4 crociere oceanografiche analizzate e un intervallo sufficientemente lungo che precede l'inizio delle stesse campagne di misura, la distribuzione di temperatura nel Bacino Algero-Provenzale.

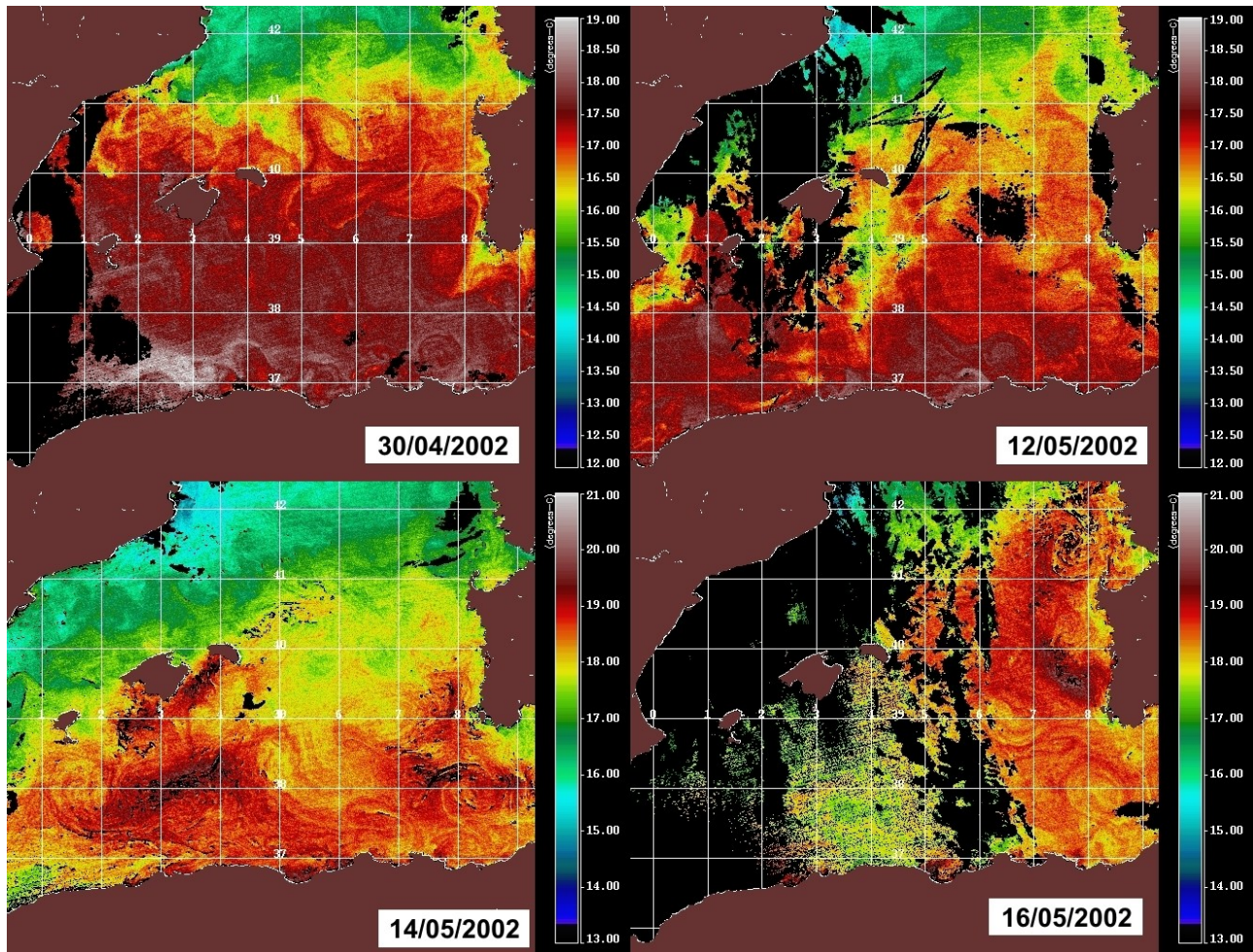


Fig. 8.13 : distribuzione di temperatura superficiale da satellite nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS4).

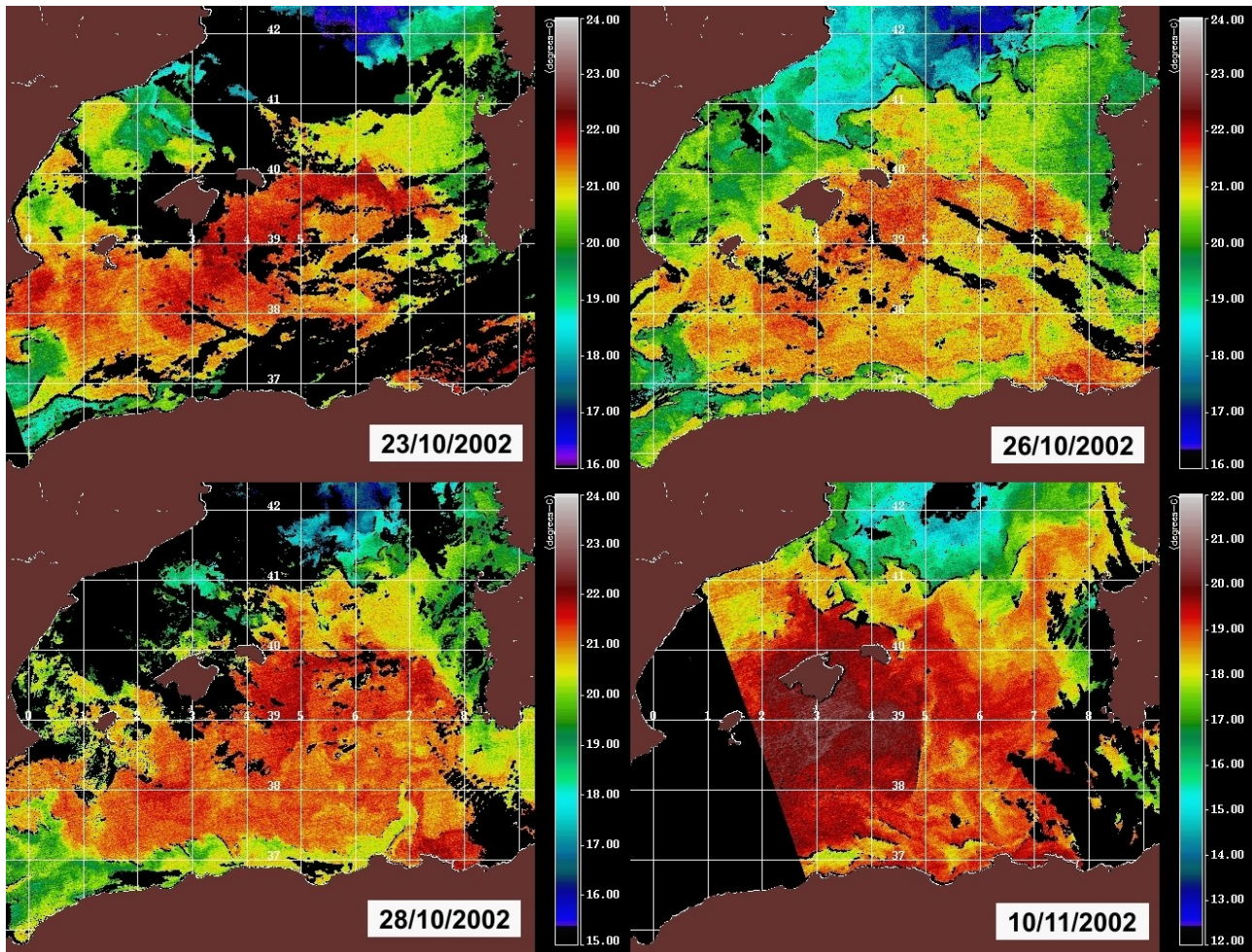


Fig. 8.14: distribuzione di temperatura superficiale da satellite nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS5).

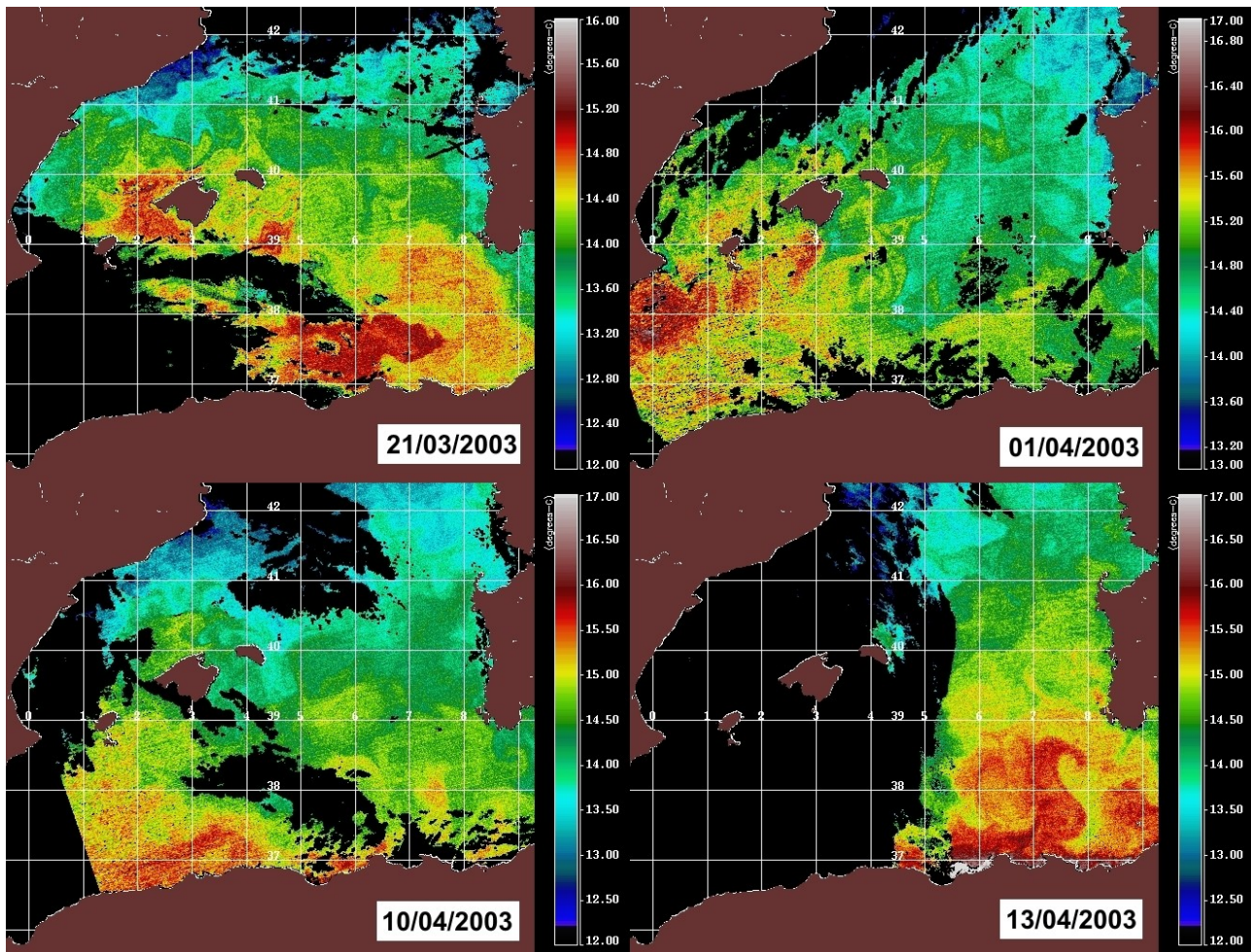


Fig. 8.15: distribuzione di temperatura superficiale da satellite nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS6).

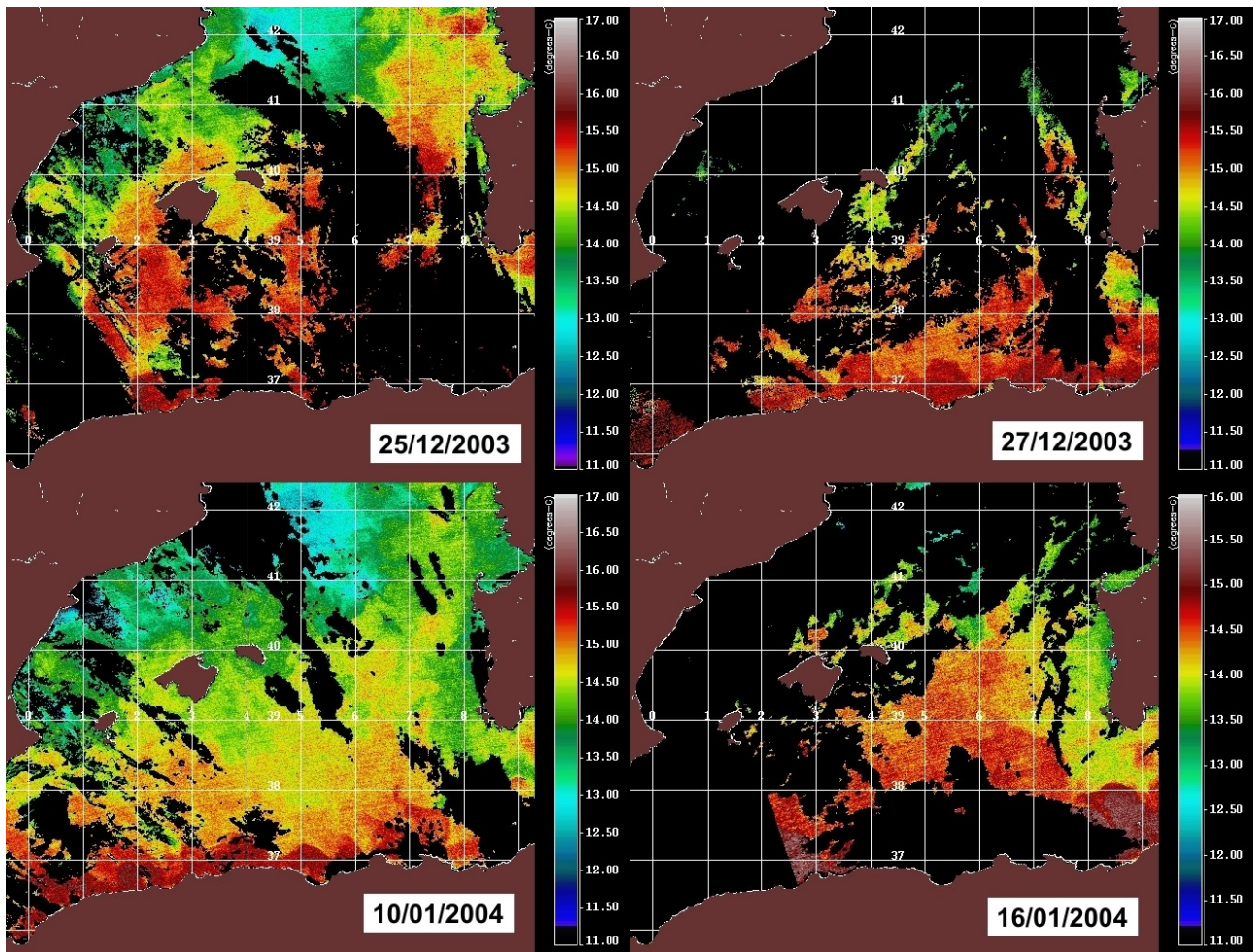


Fig. 8.16: distribuzione di temperatura superficiale da satellite nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS7).

Le immagini riportate in figura 8.13, relative alla MedGOOS4, evidenziano che la parte meridionale del bacino è caratterizzato da una serie di vortici costieri i quali sono contraddistinti da una parte centrale più calda e da una esterna più fredda. Al contrario, il vortice presente a largo ad una latitudine di 39 °N ha una temperatura minore al centro rispetto alla zona circostante in quanto durante il suo spostamento verso nord richiama masse d'acqua più fredde. Nella parte settentrionale del bacino è riscontrabile un elevato gradiente termico ad una latitudine di circa 40 °N che rappresenta il Fronte Nord Balearico (NBF).

Dalla distribuzione della temperatura superficiale registrata durante la MedGOOS5 (Fig. 8.14) non vengono messi in evidenza vortici anticiclonici nel bacino algerino. Si riscontra comunque la presenza di NBF al di sotto dei 40 °N di latitudine.

Nell'immagine relativa al 13 Aprile 2003, riportata nella figura 8.15 (MedGOOS6), viene messa in risalto l'andamento della corrente algerina rappresentata da un flusso con una temperatura elevata che in corrispondenza di 7 °E si sposta verso il largo. Nella zona settentrionale del bacino NBF si trova in corrispondenza dei 39 °N di latitudine.

A causa dell'elevata copertura nuvolosa che ha caratterizzato l'intero periodo della campagna MedGOOS7 non si rinvergono AE nel bacino algerino mentre nella zona a nord del bacino il Fronte Nord Balearico (NBF) è situato al di sotto dei 39 °N.

8.3 La distribuzione dei dati di clorofilla-a

I dati di clorofilla utilizzati in questo lavoro sono uno dei prodotti del catalogo MyOcean che racchiude un ampio dataset relativo alle osservazioni (dati satellitari e raccolti in situ), all'analisi e alla previsione (simulazioni numeriche) dei principali parametri fisici (vento, correnti marine, livello del mare, temperatura e salinità) e biogeochimici (nutrienti, luce, clorofilla, etc) in tutti le principali aree marine mondiali.

I valori di biomassa fitoplanctonica superficiale (mg/m^3), con 1 km di risoluzione spaziale, sono stati acquisiti per mezzo del satellite SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) nel Mar Mediterraneo utilizzando l'algoritmo MedOC4. MedOC4 è un algoritmo empirico messo a punto per il calcolo della clorofilla-a da Volpe et al., (2007), particolarmente adatto per le acque di Caso 1 nel Mar Mediterraneo.

Così come riportato per la temperatura superficiale nel paragrafo precedente, le immagini prodotte dall'elaborazione dei dati satellitari di clorofilla-a vengono utilizzati, non solo per identificare le strutture anticicloniche caratteristiche del Bacino Algerino, ma anche per delimitare il North Balearic Front (NBF) che separa, secondo quanto riportato nelle mappe climatologiche (Volpe et al., 2012), masse d'acqua ricche di clorofilla-a nella parte a nord da quelle con basse concentrazioni di biomassa nella zona centrale del Bacino Algero-Provenzale.

Di seguito vengono riportate per ogni intervallo di tempo, che comprende il periodo delle 4 crociere oceanografiche analizzate e un intervallo sufficientemente lungo che precede l'inizio delle

stesse campagne di misura, la distribuzione di biomassa fitoplanctonica nel bacino Algero-Provenzale.

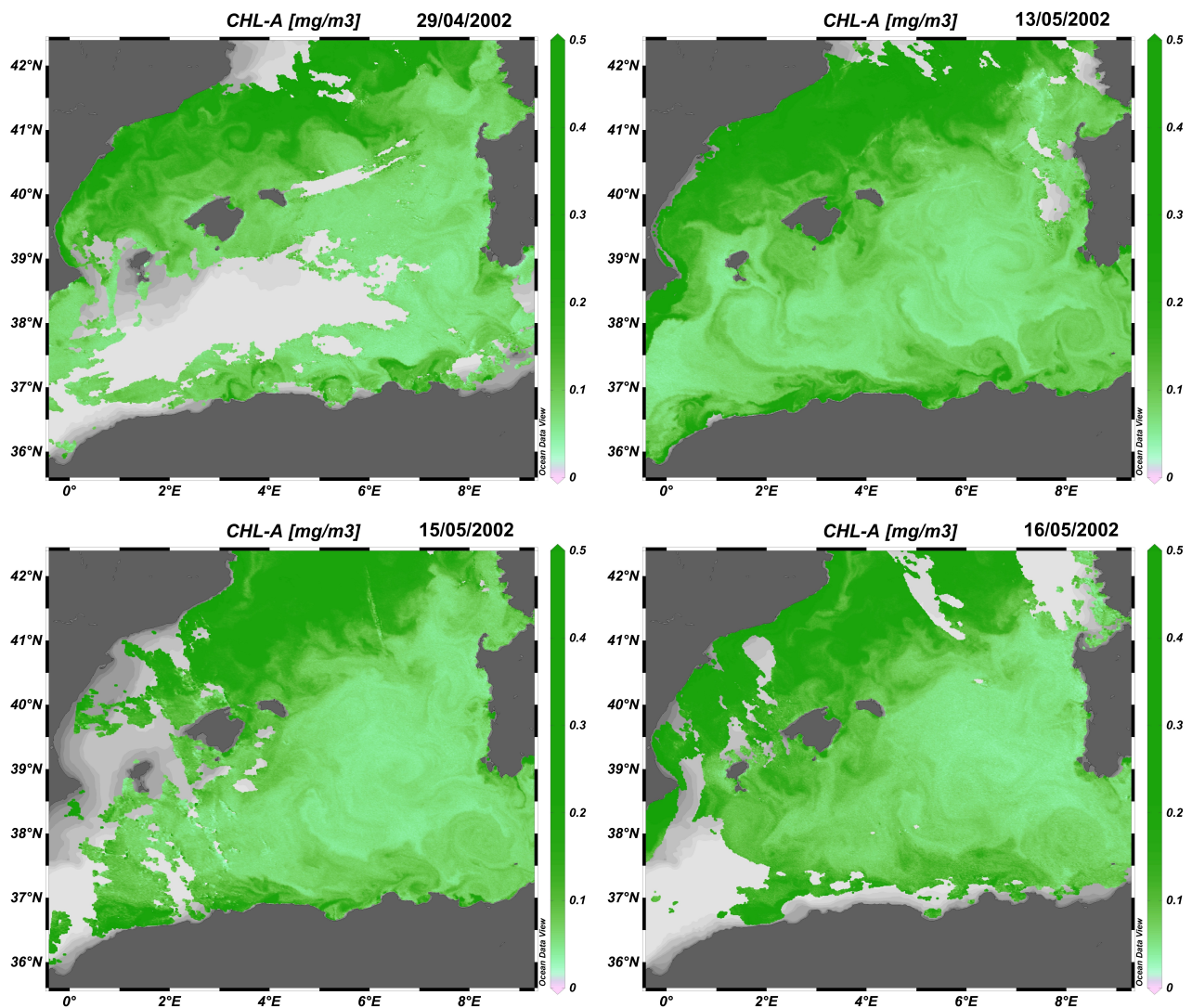


Fig. 8.17 : distribuzione della clorofilla-a superficiale da satellite nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS4).

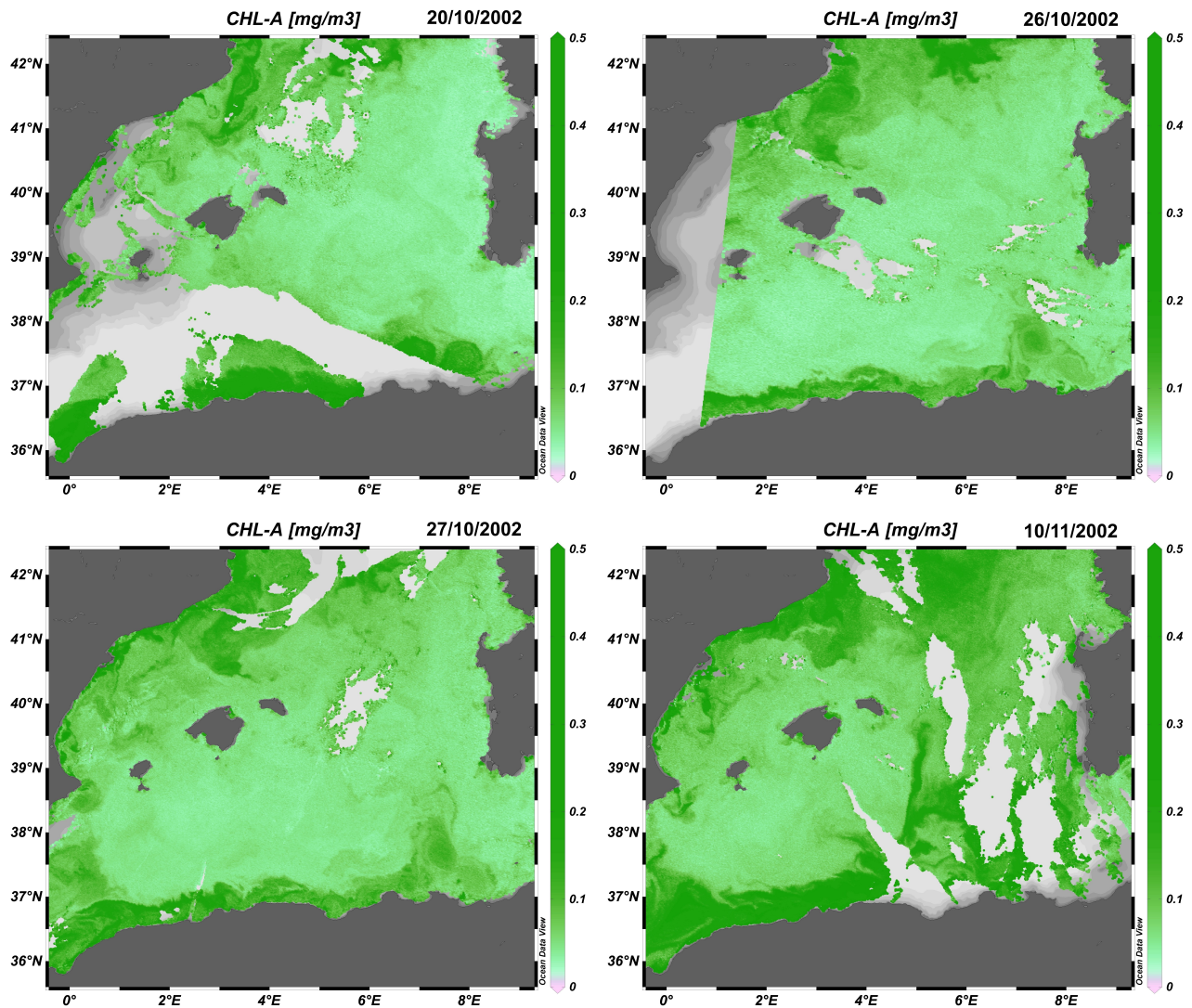


Fig. 8.18 :distribuzione della clorofilla-a superficiale da satellite nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS5).

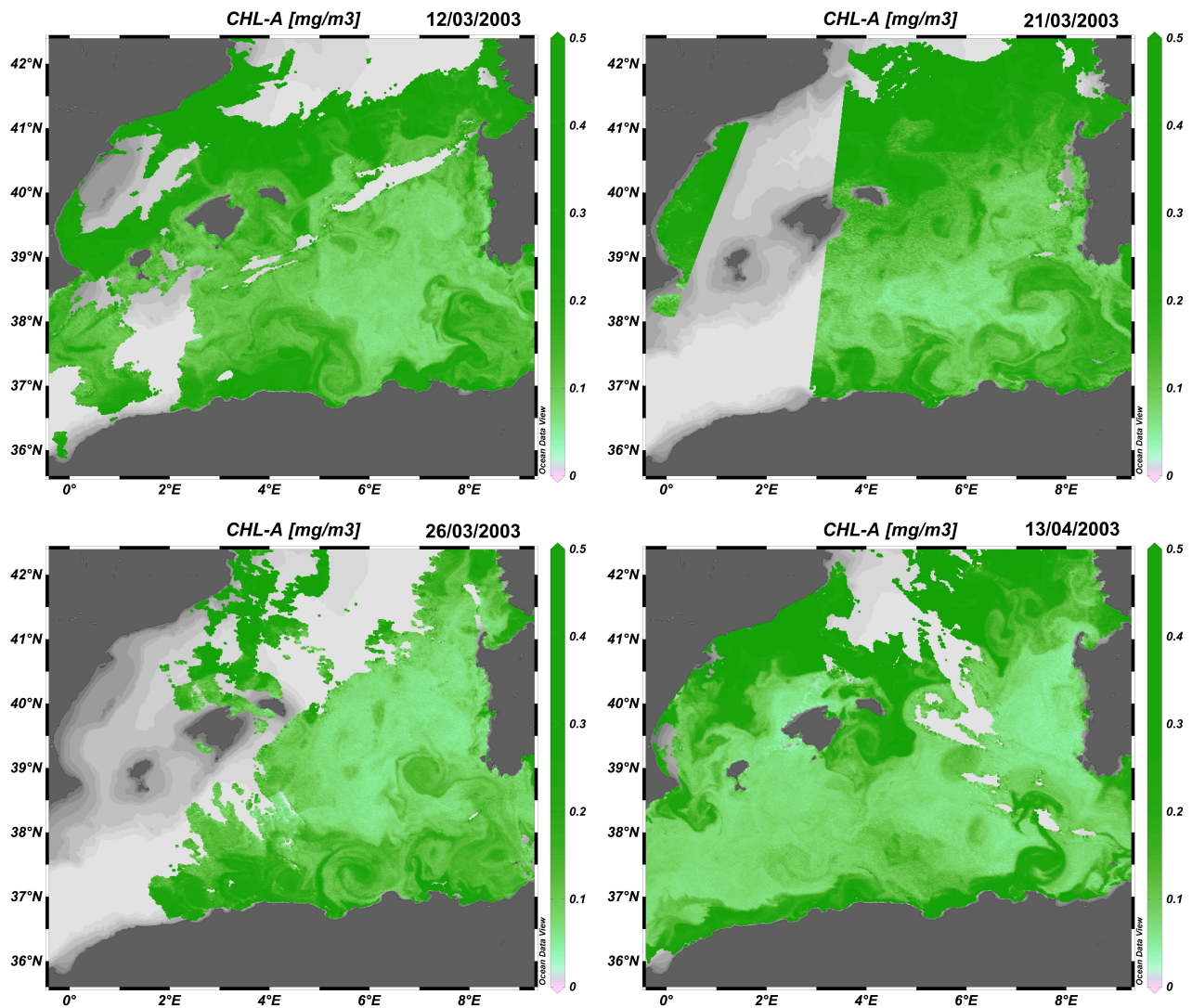


Fig. 8.19 : distribuzione della clorofilla-a superficiale da satellite nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS6).

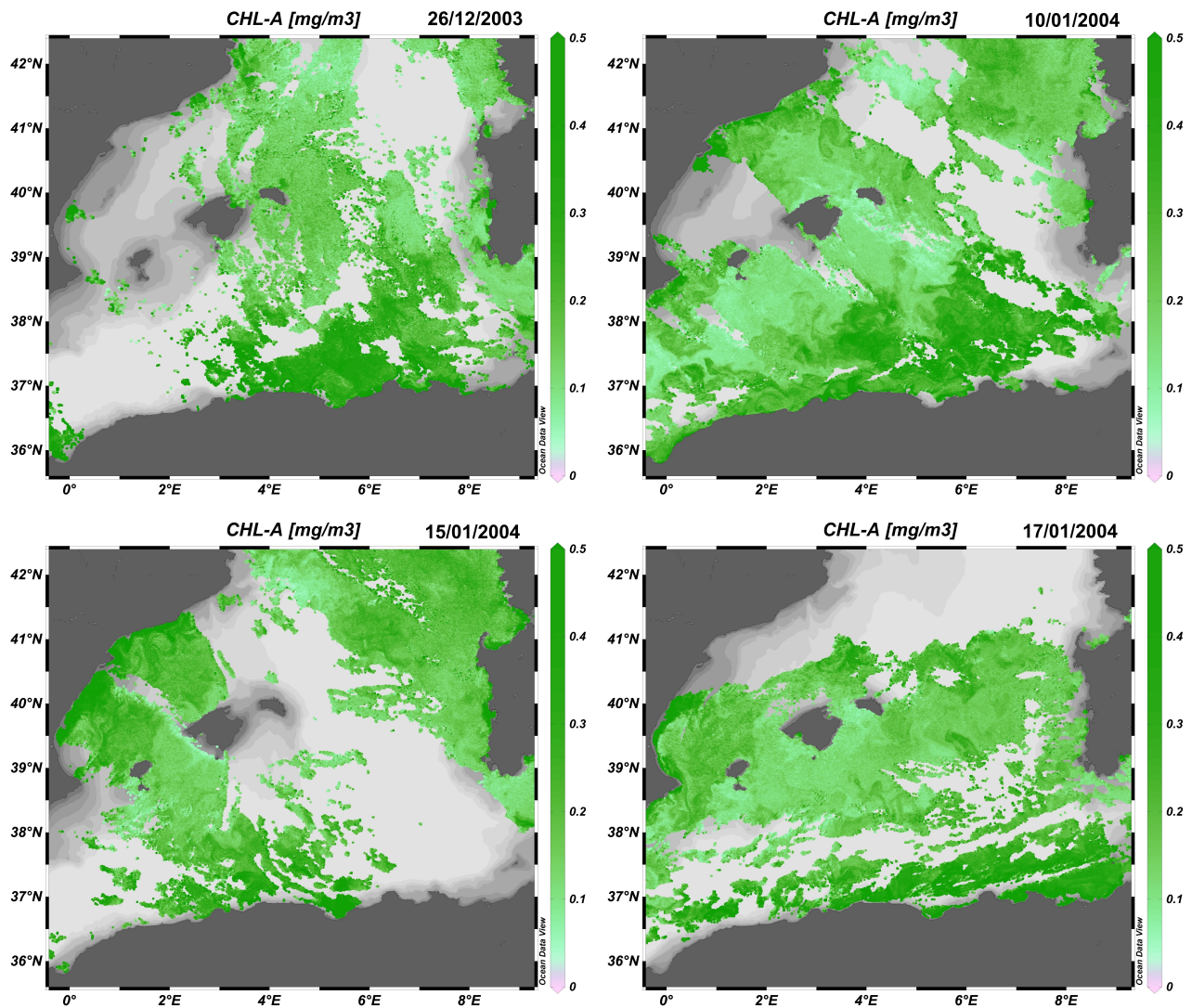


Fig. 8.20 : distribuzione della clorofilla-a superficiale da satellite nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS7).

Dalle immagini riportate in figura 8.17, relative alla crociera MedGOOS4, sono visibili eddies costieri che trasportano al loro interno masse d'acqua ricche di clorofilla-a caratteristiche della corrente algerina. Si nota inoltre un'elevata concentrazione di biomassa fitoplanctonica nella parte settentrionale del Bacino Algero-Provenzale rispetto alla zona centrale del bacino stesso che è costituito da masse d'acqua fortemente oligotrofiche. Tale area di separazione, posizionata a circa 40 °N, sembra rappresentare il Fronte Nord Balearico (NBF).

Anche durante la MedGOOS5, le immagini di figura 8.18 mettono in evidenza la presenza di vortici costieri contraddistinti al loro interno da acque ricche di clorofilla-a. In questo caso il limite del NBF è meno marcato rispetto al periodo precedentemente descritto a causa della bassa quantità di biomassa prodotta nella zona settentrionale del bacino.

Le immagini relative al periodo in cui è stata effettuata la MedGOOS6 (Fig. 8.19) mettono in evidenza la presenza di strutture meandriiformi che caratterizzano la corrente algerina. La distribuzione di clorofilla-a all'interno del Bacino Algero-Provenzale mostra zone con elevate concentrazioni dovute alle interazioni tra vortici ciclonici ed anticiclonici. In questo caso il North Balearic Front (NBF) si trova in corrispondenza dei 39 °N.

A causa dell'elevata copertura nuvolosa che caratterizza il periodo della MedGOOS7 (Fig. 8.20) non sono distinguibili le strutture a mesoscala evidenziate all'interno delle campagne precedenti.

9. SIMULAZIONI NUMERICHE NEL MEDITERRANEO OCCIDENTALE

I modelli numerici oceanografici svolgono un ruolo fondamentale nella conoscenza e nella previsione dei processi dinamici in quanto simulano correnti marine, temperatura, salinità ed altre variabili associate alla vita degli organismi marini. In questo studio vengono riportati i risultati del modello NEMO-OPA (Nucleus for European Modelling of the Ocean-Ocean Parallelise) che è stato sviluppato da Institut Pierre Simon Laplace, Laboratoire d'Océanographie DYnamic et de Climatologie di Parigi ed è stato applicato dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia di Bologna per fare previsioni sulla distribuzione delle principali variabili fisiche, chimiche e biologiche nel Mar Mediterraneo.

Il modello OPA-NEMO fa parte dei modelli di circolazione generale oceanica (OGCM) ed è stato sviluppato con l'intenzione di creare uno strumento flessibile per lo studio dell'oceano e delle sue interazioni con le altre componenti del sistema climatico terrestre (atmosfera, traccianti chimici, ecc.) all'interno di un ampio range di scale spaziali e temporali (Mendec et al., 1998).

Il modello è soggetto alle seguenti assunzioni:

1. approssimazione sferica della superficie terrestre: la forza di gravità è sempre parallela al raggio della Terra;
2. thin-shell approximation: la profondità oceanica è trascurata rispetto al raggio terrestre;
3. ipotesi di chiusura turbolenta: i processi turbolenti, che rappresentano gli effetti delle variazioni a piccola scala sulla grande scala, sono espressi in termini di fattori che agiscono a grande scala;
4. ipotesi di Boussinesq: le variazioni di densità influiscono soltanto sulla spinta di galleggiamento;
5. ipotesi idrostatica: l'equazione verticale della quantità di moto viene approssimata con l'equazione idrostatica (i processi convettivi devono essere parametrizzati);
6. ipotesi di incompressibilità: la divergenza del vettore velocità è assunta essere 0.

Tale modello è stato implementato nel bacino del Mediterraneo con una risoluzione orizzontale pari a $1/16^\circ \times 1/16^\circ$ e 72 livelli verticali non omogeneamente distribuiti (Tonani et al., 2008). La figura seguente mostra il dominio del modello e la sua batimetria.

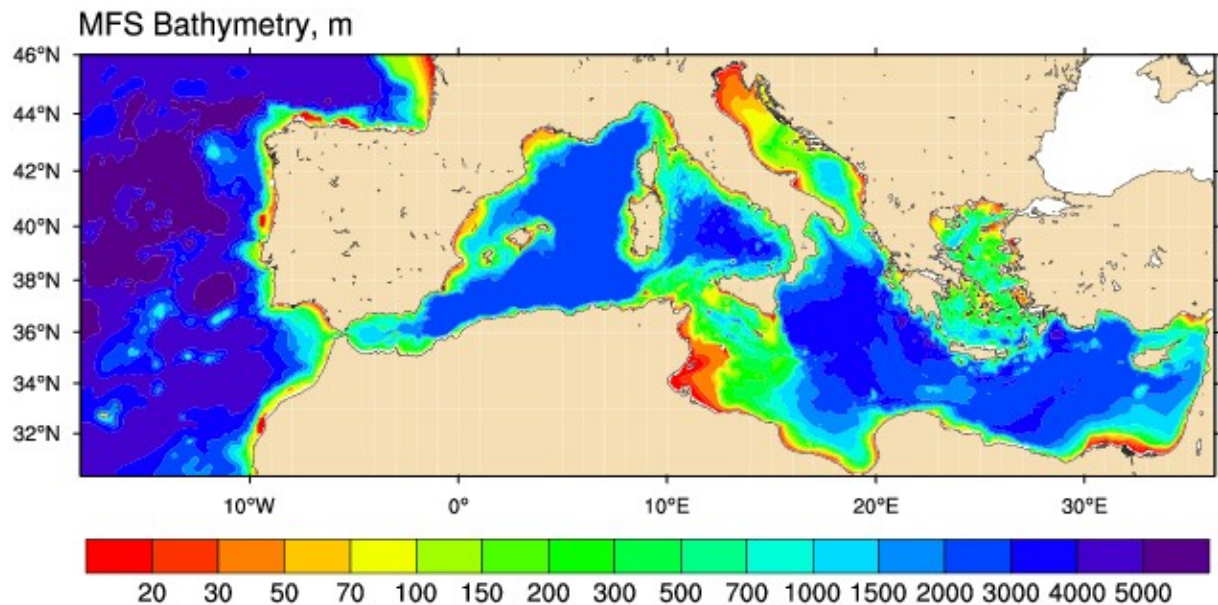


Fig. 9.1 : Batimetria del Mar Mediterraneo utilizzata dal modello OPA-NEMO

Per creare la linea di costa e la batimetria sono stati utilizzati i dati su griglia regolare del Digital Bathymetric Data Base Variable Resolution (DBDB-V). Lungo la costa croata, la batimetria è stata interpolata manualmente avvalendosi di un confronto con le carte nautiche. Il dominio del modello è chiuso e nell'Atlantico il rilassamento alla climatologia è applicato lungo una striscia al contorno. Si assume un'equazione di superficie libera implicita (Roullet ed altri, 2000) in modo da potere imporre un flusso d'acqua realistico. Per mantenere il bilancio totale dell'acqua uguale a zero su tutto il dominio, nella scatola atlantica viene imposta una correzione del flusso d'acqua (Tonani et al., 2008). Si assume che i termini di viscosità e di diffusione orizzontale siano bi-laplaciani con valori pari a 5×10^9 m/sec e a 3×10^9 m⁴/sec rispettivamente per la viscosità e la diffusione. I termini di diffusione e di viscosità verticale variano in funzione del valore del numero di Richardson. I processi di convezione verticale vengono parametrizzati facendo uso della migliorata parametrizzazione della diffusione verticale. Il modello viene integrato con un passo temporale di 600 secondi. Il flusso d'acqua è calcolato considerando una climatologia media mensile delle precipitazioni (CMAP), una climatologia mensile per la portata dei fiumi e l'evaporazione calcolata

dai dati di forzante atmosferico ECMWF con una risoluzione temporale a 6 ore. Nella scatola atlantica, vengono usati dati climatologici mensili di sforzo del vento e il flusso di calore è calcolato come rilassamento alla climatologia media mensile MEDATLAS.

Il sistema di assimilazione è lo schema 3DVAR sviluppato da Dobricic et al. (2008). La matrice di correlazione dell'errore del modello viene calcolata dalla variazione temporale dei parametri così come calcolati da una simulazione storica fatta col modello. Questa matrice quindi varia da stagione a stagione e ha valori differenti nelle 13 regioni con differenti caratteristiche fisiche in cui è stato suddiviso il Mar Mediterraneo. La topografia dinamica media usata per assimilare i dati di SLA è stata calcolata da Dobricic (2005).

I datasets assimilati includono : anomalia del livello del mare, temperatura della superficie del mare, profili di temperatura in situ da VOS XBTs, profili di temperatura e salinità in situ da boe ARGO e profili di temperatura e salinità da CTD.

Le analisi sono prodotte una volta a settimana utilizzando un ciclo di assimilazione giornaliera. Nello specifico, per produrre un'analisi, il modello viene integrato per 24 ore al termine delle quali viene fatta l'analisi assimilando tutti i dati che ricadono in quella finestra temporale (modalità filtro). Il ciclo di analisi giornaliera viene fatto una volta a settimana, ogni Martedì, al fine di produrre 13 analisi passate e l'analisi del giorno corrente.

Di seguito viene riportata la distribuzione delle correnti marine, della temperatura e della salinità che, essendo il prodotto di un modello numerico e quindi un'approssimazione della realtà, possono dare risultati in parti diversi, ma comunque complementari, rispetto a quelli ottenuti nel precedente capitolo.

9.1 La distribuzione delle correnti marine

Di seguito viene riportata la distribuzione delle correnti marine relative allo strato superficiale, a 20 m, a 50 m e a 100 m di profondità per ognuna delle quattro crociere oceanografiche analizzate in questo studio. A differenza della distribuzione delle correnti marine prodotte attraverso i dati MADT, è possibile analizzare la propagazione dell'effetto delle strutture a mesoscala presenti nella profondità.

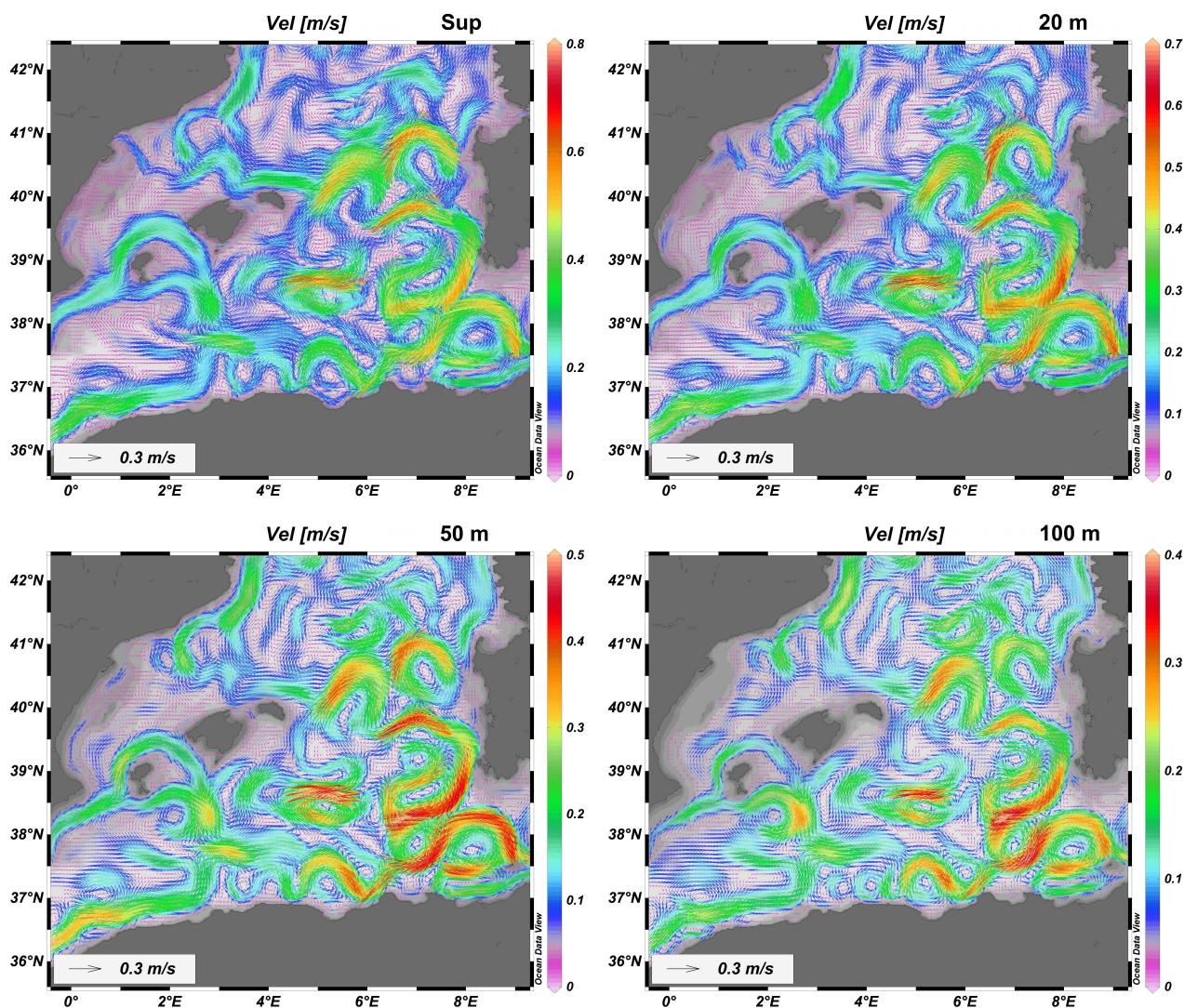


Fig. 9.2 : Distribuzione delle correnti marine superficiali, a 20 m, a 50 m e a 100 m di profondità nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS4).

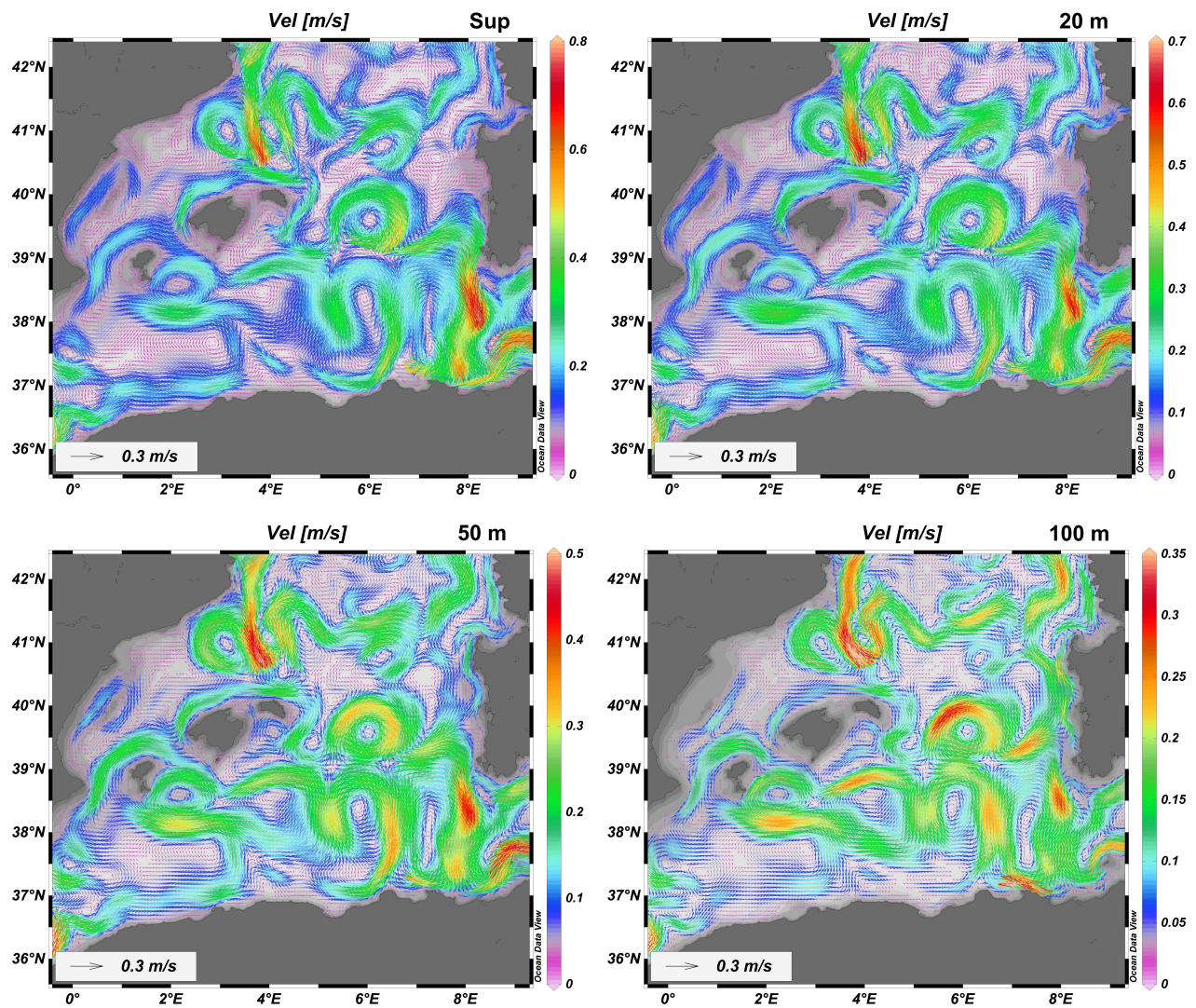


Fig. 9.3 : Distribuzione delle correnti marine superficiali, a 20 m, a 50 m e a 100 m di profondità nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS5).

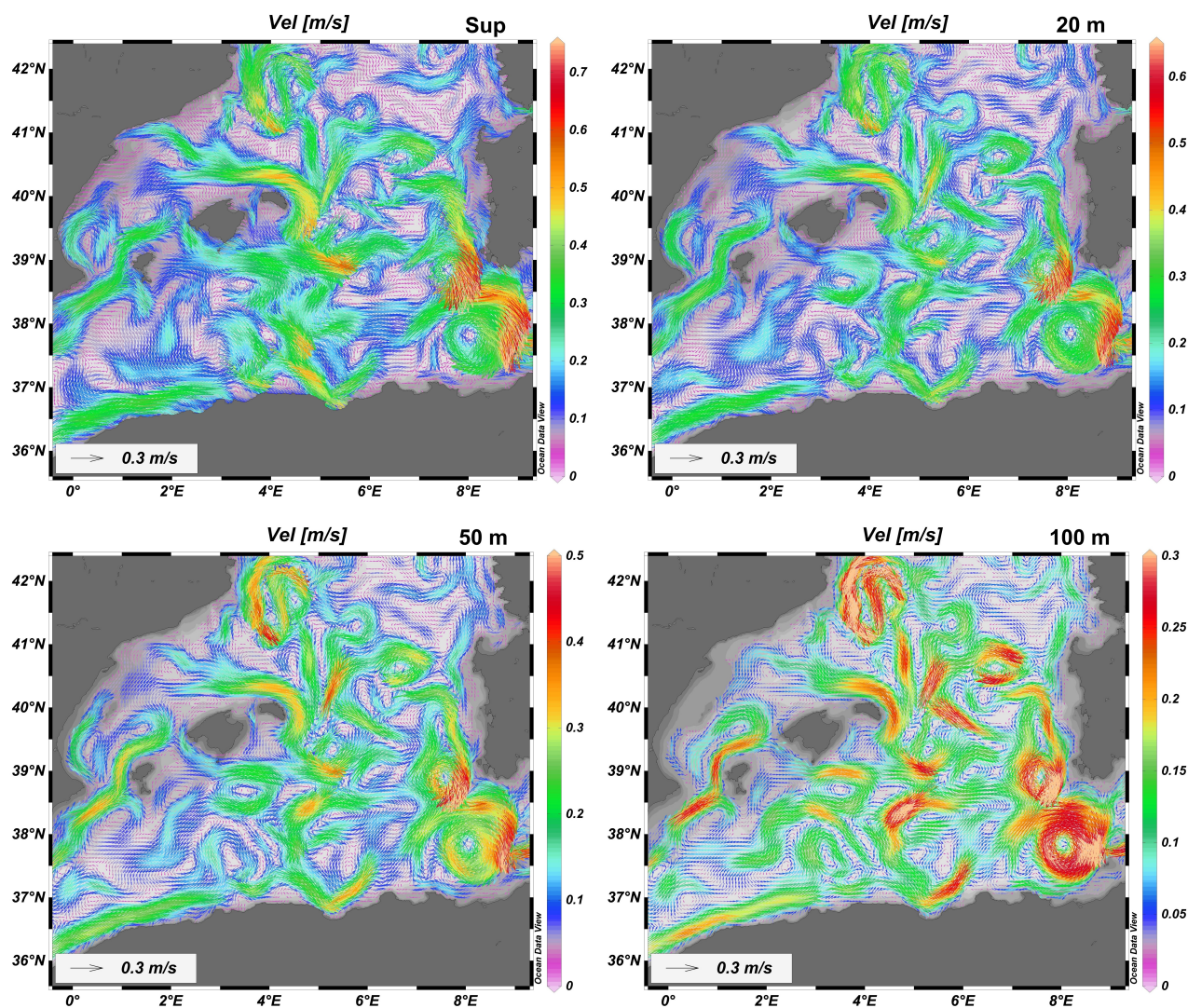


Fig. 9.4: Distribuzione delle correnti marine superficiali, a 20 m, a 50 m e a 100 m di profondità nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS6).

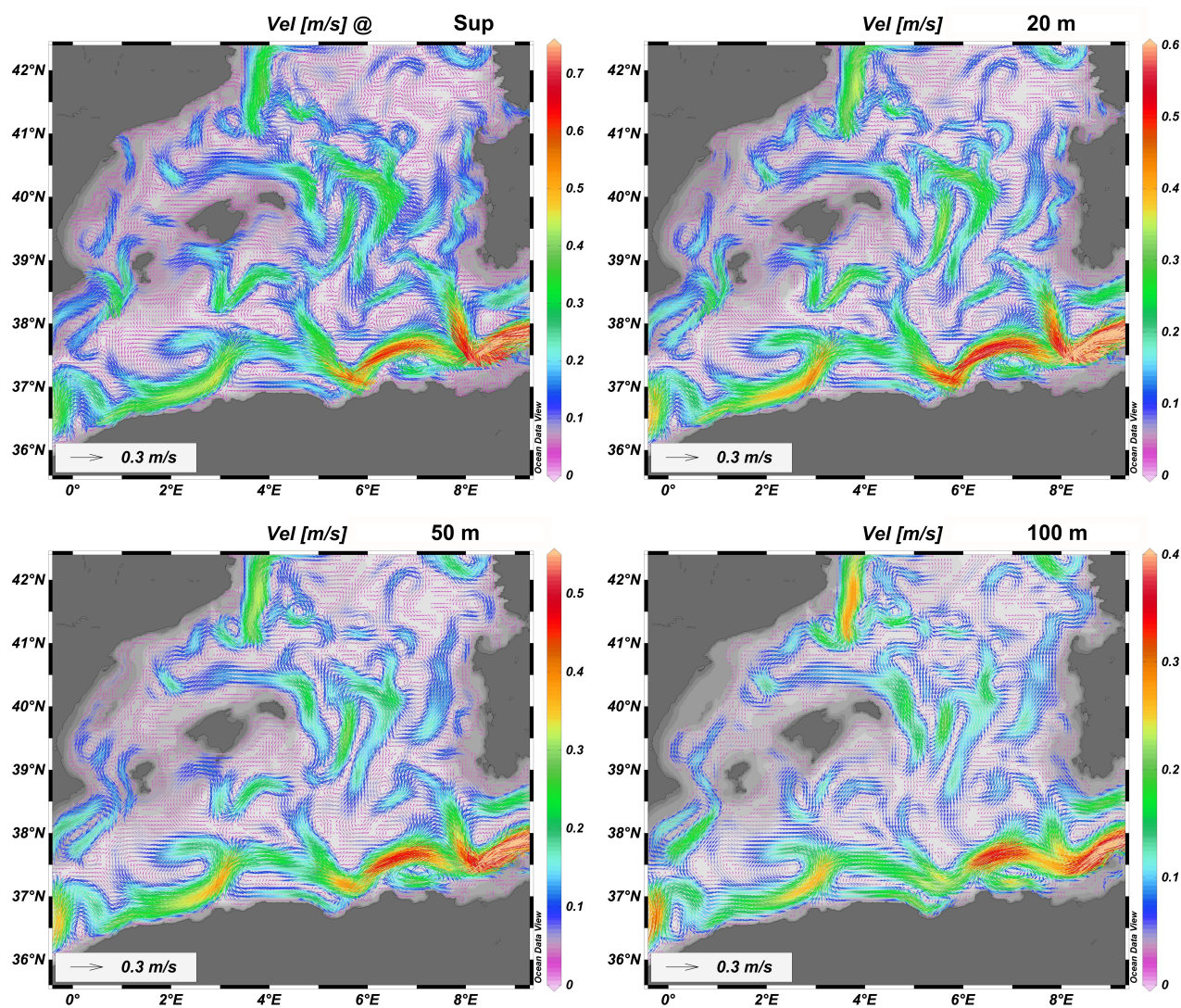


Fig. 9.5: Distribuzione delle correnti marine superficiali, a 20 m, a 50 m e a 100 m di profondità nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS7).

Come già accennato nel Capitolo 8 il periodo in cui è stata effettuata la MedGOOS4 (Fig. 9.2) è contraddistinto da una serie di vortici antiorari presenti in prossimità della costa algerina e nella zona di largo. Tale situazione è evidenziata da elevati valori di velocità ai bordi dei vortici suddetti, ben visibili al di sotto dei 50 m di profondità.

Dalle immagini riportate in figura 9.3 (MedGOOS5) si nota la presenza di un flusso di elevata intensità proveniente da nord che scorre lungo la scarpata continentale sarda limitando l'intensità della corrente algerina e la formazione dei vortici anticiclonici.

La distribuzione del campo di velocità relativa alla MedGOOS6 (Fig. 9.4) mette in luce la presenza di meandri lungo la costa africana con la formazione, in prossimità dei 7 °E, di un vortice anticiclonico che influenza anche la dinamica degli strati profondi.

Dalle immagini presenti nella figura 9.5 (MedGOOS7) si può notare come la corrente algerina è caratterizzata da un'elevata velocità che si riscontra a tutte le profondità. Tale condizione non favorisce la formazione di eddies a mesoscala all'interno del Bacino Algero-Provenzale.

9.2 La distribuzione della temperatura

Di seguito viene riportata la distribuzione della temperatura nello strato superficiale, a 20 m, a 50 m e a 100 m di profondità per ognuna delle quattro crociere oceanografiche analizzate in questo studio. Tale parametro è in grado di mettere in luce, oltre alla presenza di intense strutture a mesoscala che caratterizzano la parte meridionale del Bacino Algero-Provenzale, anche la separazione tra masse d'acqua più fredde presenti nella zona a nord da quelle più calde nella parte a sud del bacino stesso.

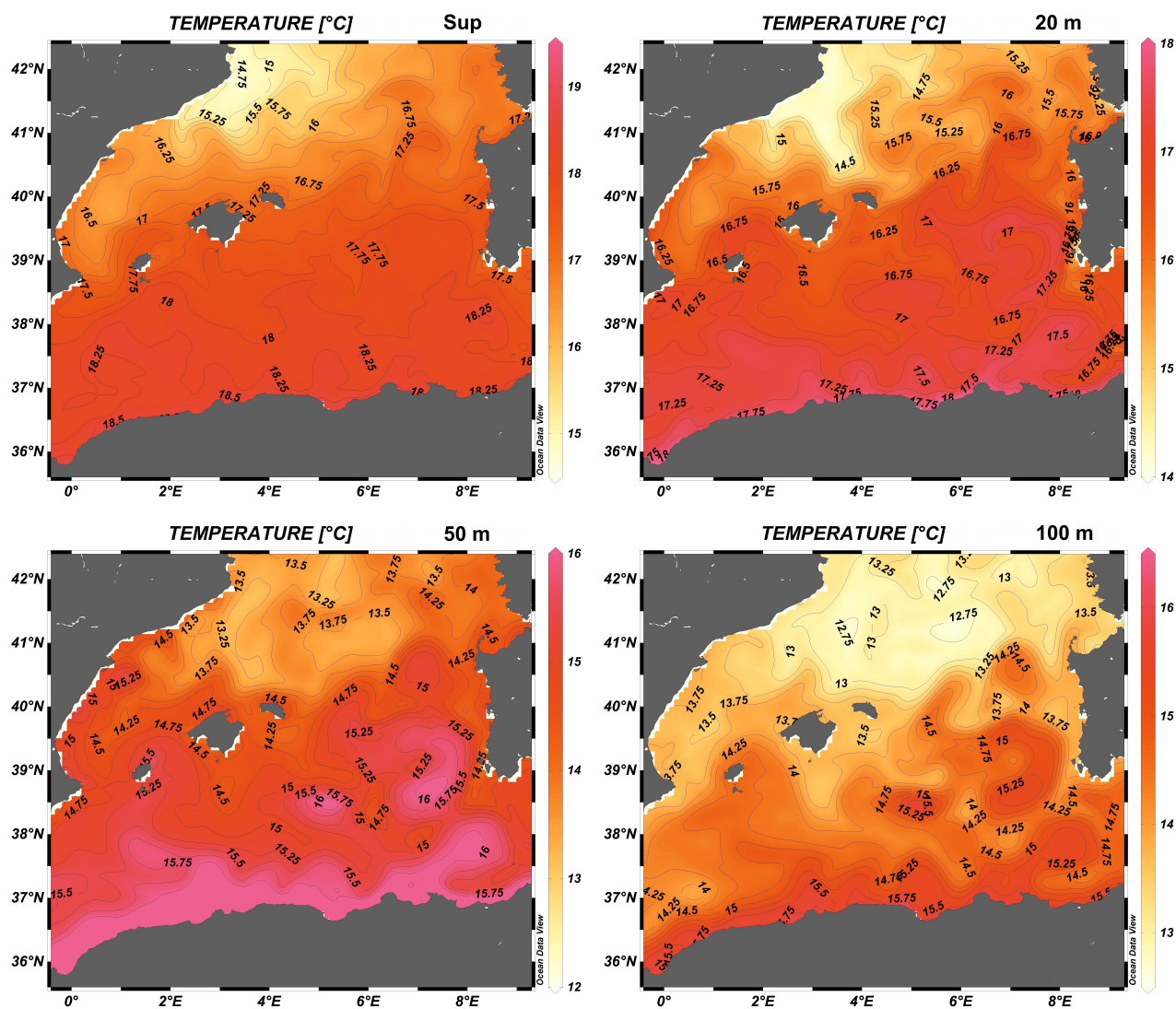


Fig. 9.6 : Distribuzione della temperatura superficiale, a 20 m, a 50 m e a 100 m di profondità nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS4).

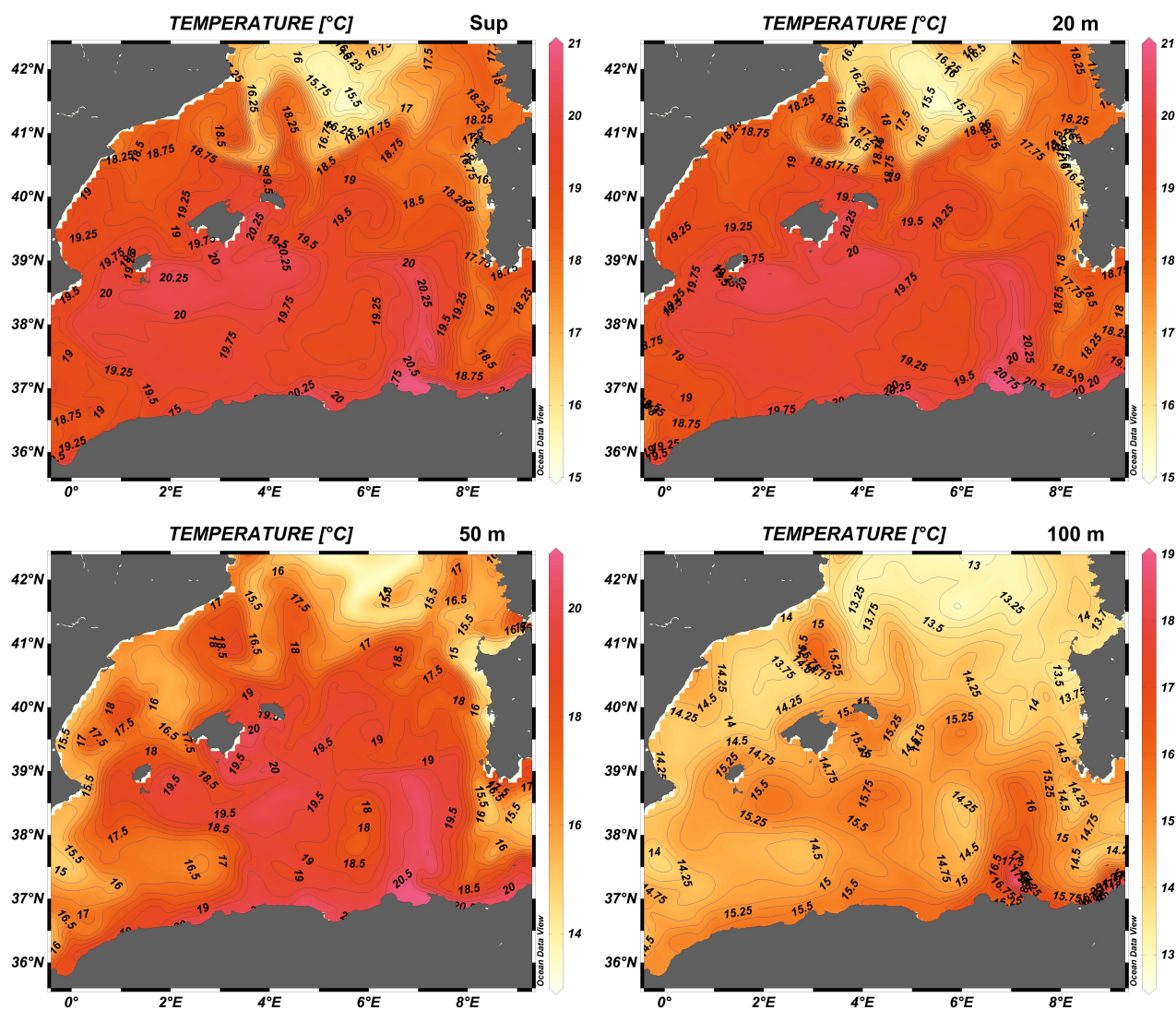


Fig. 9.7: Distribuzione della temperatura superficiale, a 20 m, a 50 m e a 100 m di profondità nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS5).

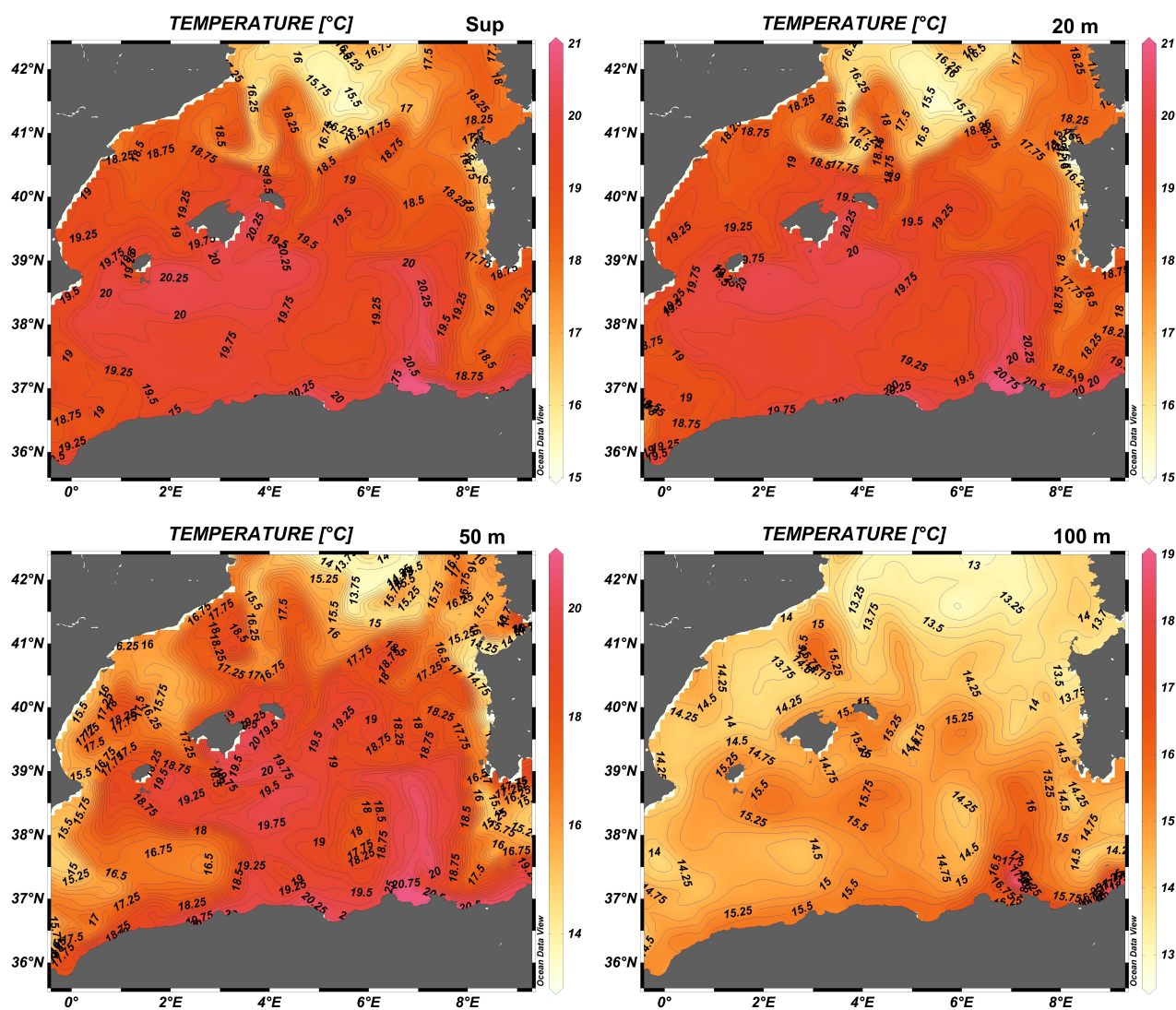


Fig. 9.8: Distribuzione della temperatura superficiale, a 20 m, a 50 m e a 100 m di profondità nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS6).

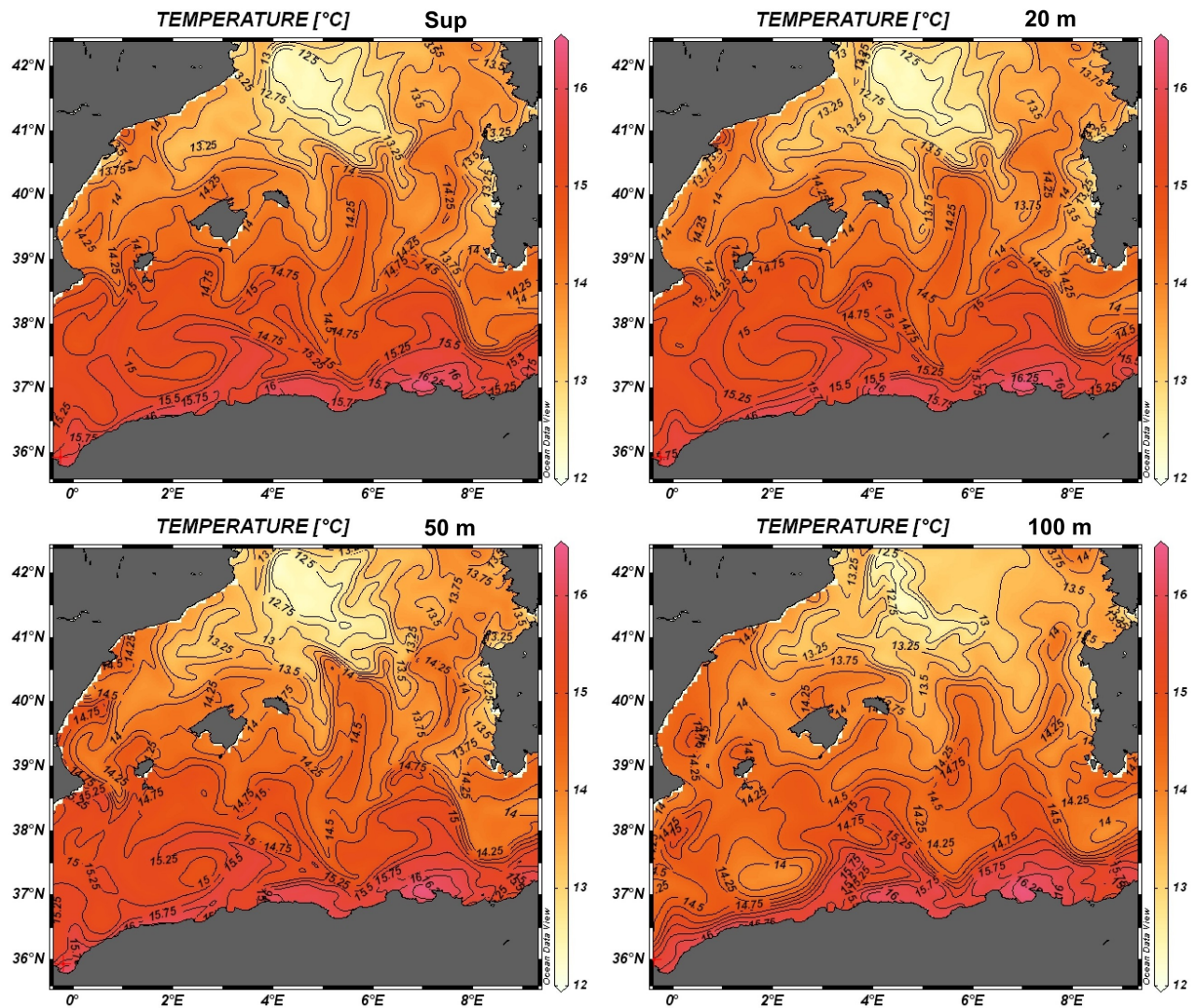


Fig. 9.9 : Distribuzione della temperatura superficiale, a 20 m, a 50 m e a 100 m di profondità nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS7).

Nelle immagini riportate nella figura 9.6, relative alla crociera MedGOOS4, si riscontra la presenza di vortici anticiclonici nel Bacino Algerino con al centro una massa d'acqua più calda, ben visibili al di sotto dei 50 m di profondità. La zona di separazione (North Balearic Front) tra la regione con bassa temperatura nella parte settentrionale del bacino e quella più calda a sud si trova a circa 40 °N.

Nel corso della MedGOOS5 (Fig. 9.7) invece non sono presenti strutture anticicloniche di rilievo all'interno del bacino algerino, ad eccezione di un eddy costiero che è messo in luce dalla presenza di una massa d'acqua più calda rispetto alla zona circostante a 100 m di profondità.

La situazione rappresentata in figura 9.8 (MedGOOS6) è molto simile a quella riscontrata nel corso della MedGOOS5 con la presenza di un vortice costiero negli strati profondi.

Dalle immagini rappresentanti la distribuzione di temperatura (figura 9.9) relative alla MedGOOS7 si nota l'assenza di vortici anticiclonici nella parte a sud del bacino dove è presente una massa d'acqua più calda in corrispondenza delle coste africane che identifica la corrente algerina. Dall'analisi del gradiente di temperatura tra la parte a nord e quella a sud del Bacino Algero-Provenzale si evince come NBF si trova al di sotto dei 39 °N di latitudine.

9.3 La distribuzione della salinità

Di seguito viene riportata la distribuzione della salinità relativa alla superficie marina e a 20 m, 50 m e 100 m di profondità per ognuna delle quattro crociere oceanografiche analizzate in questo studio. Tale parametro è in grado di discernere la presenza di vortici anticiclonici caratterizzati da una parte centrale con una bassa salinità, tipica delle acque atlantiche, e del NBF che separa la zona settentrionale del bacino più salata da quella meridionale contraddistinta da bassi valori di salinità.

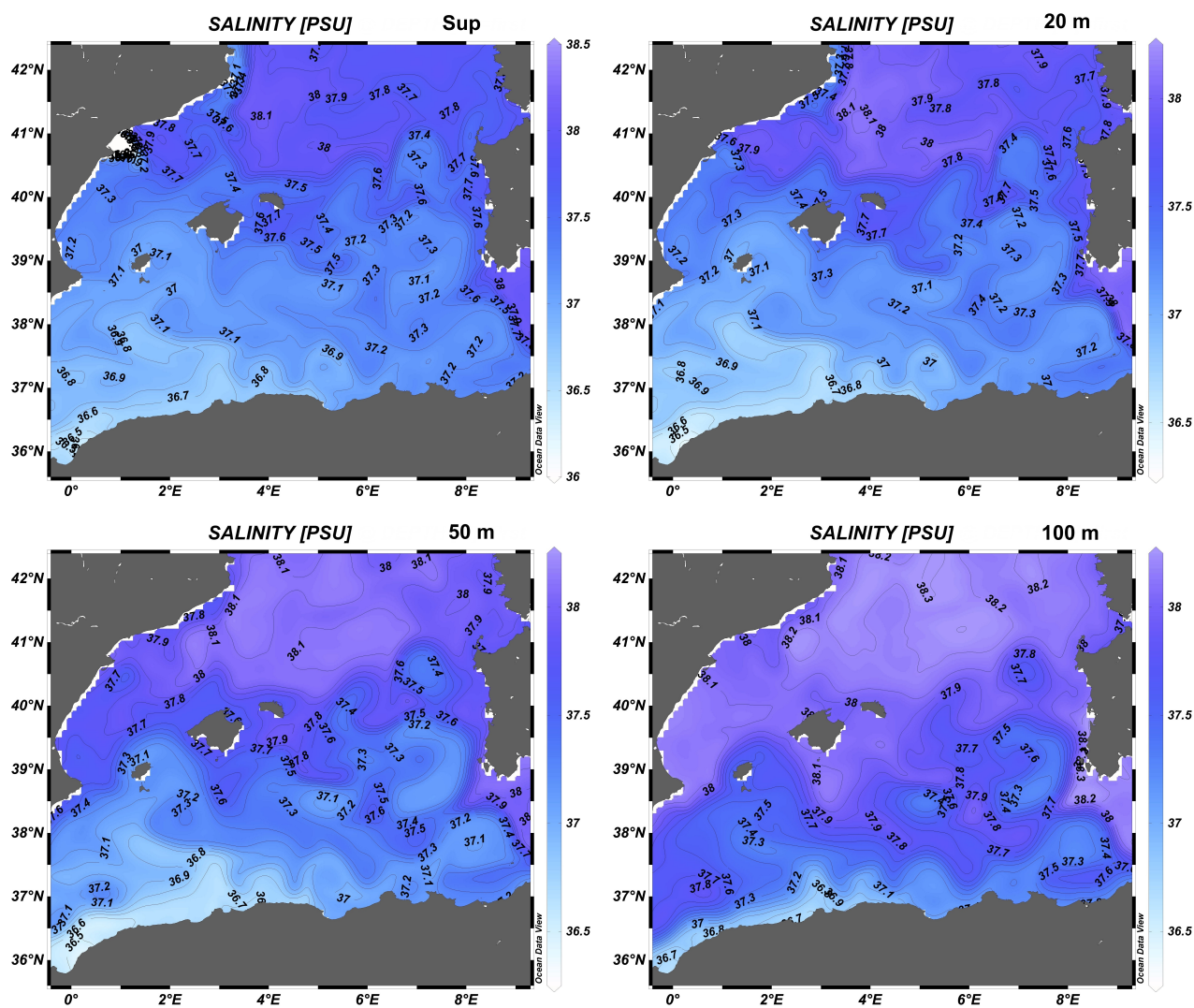


Fig. 9.10 : Distribuzione della salinità superficiale, a 20 m, a 50 m e a 100 m di profondità nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS4).

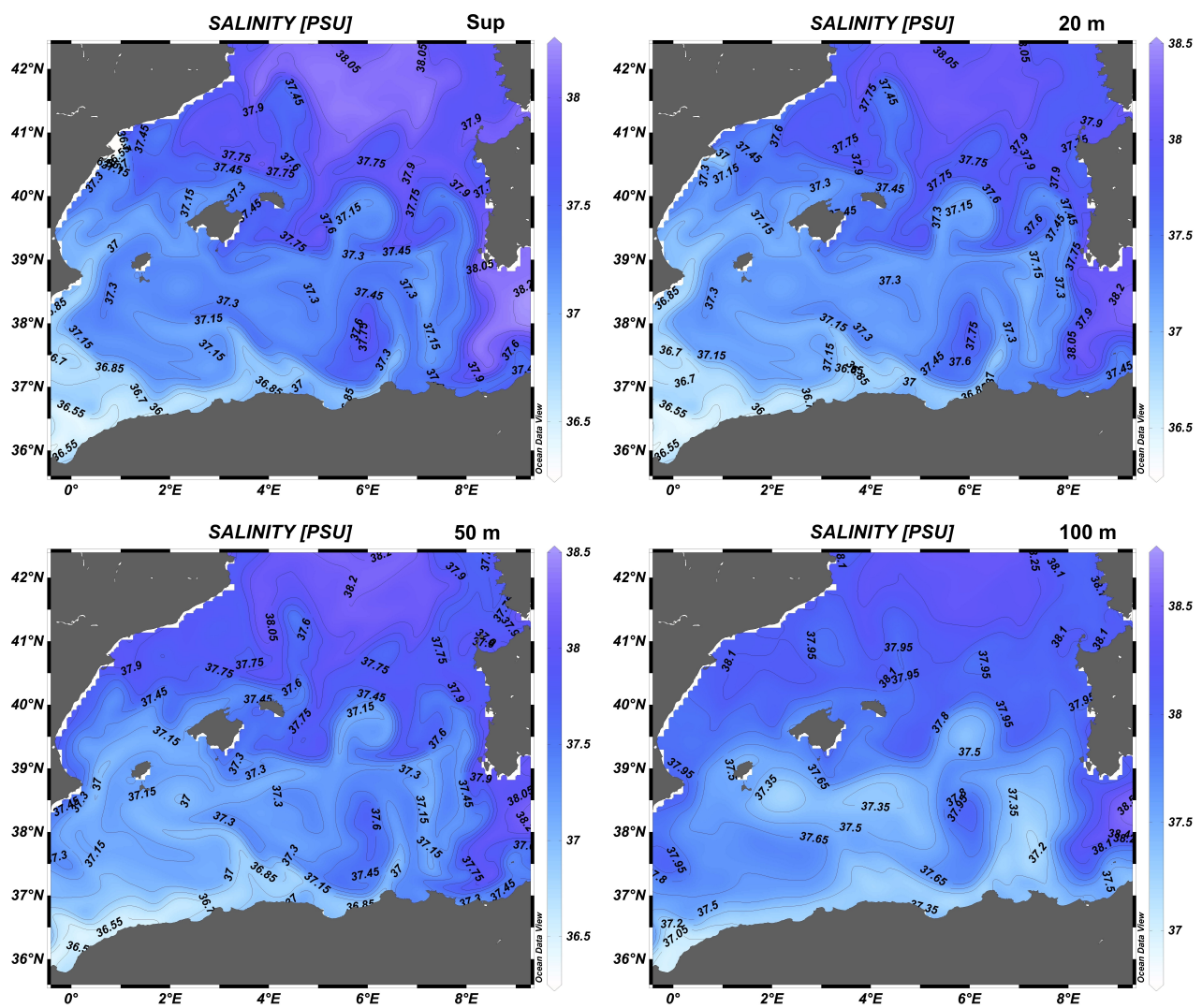


Fig. 9.11: Distribuzione della salinità superficiale, a 20 m, a 50 m e a 100 m di profondità nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS5).

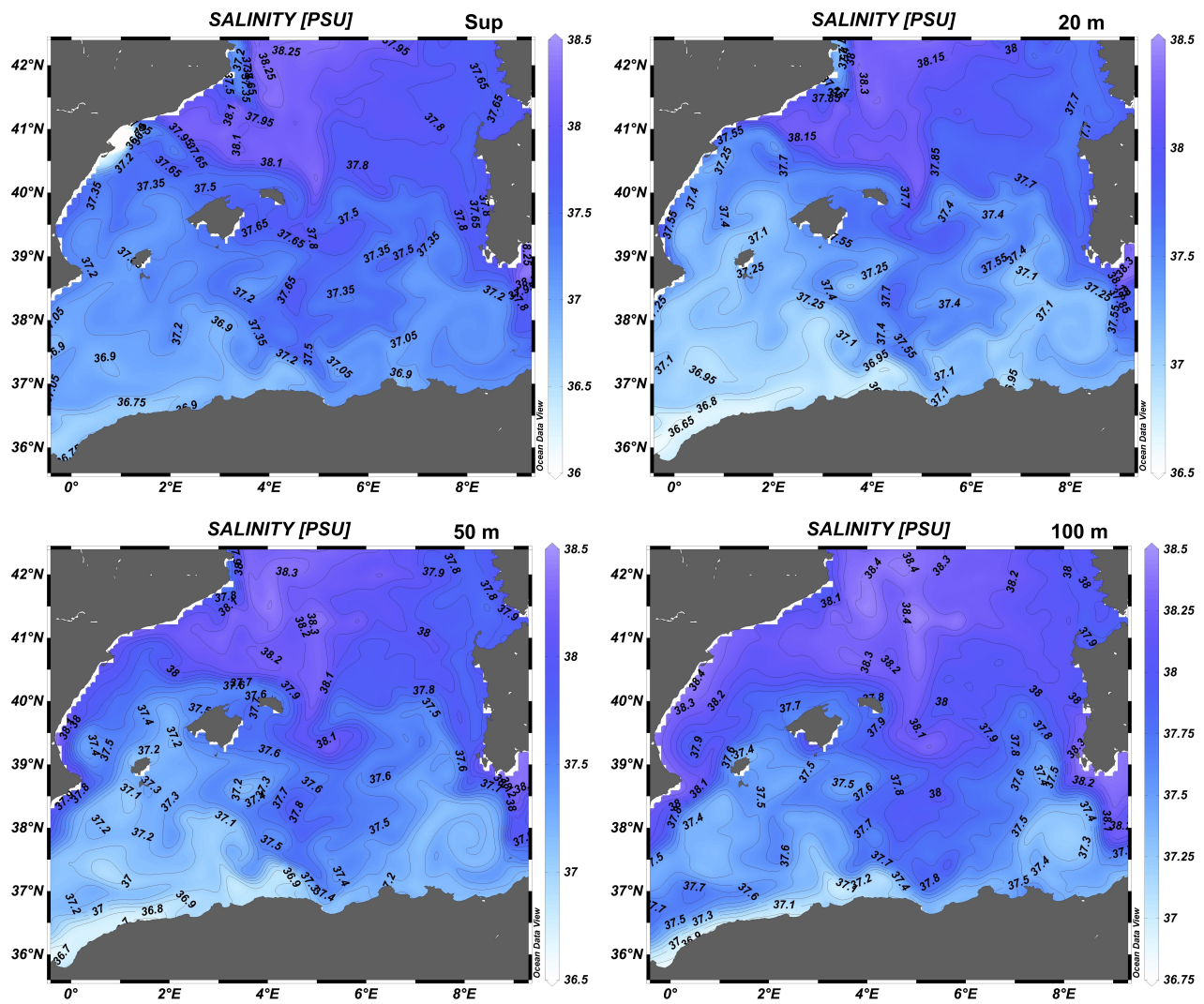


Fig. 9.12: Distribuzione della salinità superficiale, a 20 m, a 50 m e a 100 m di profondità nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS6).

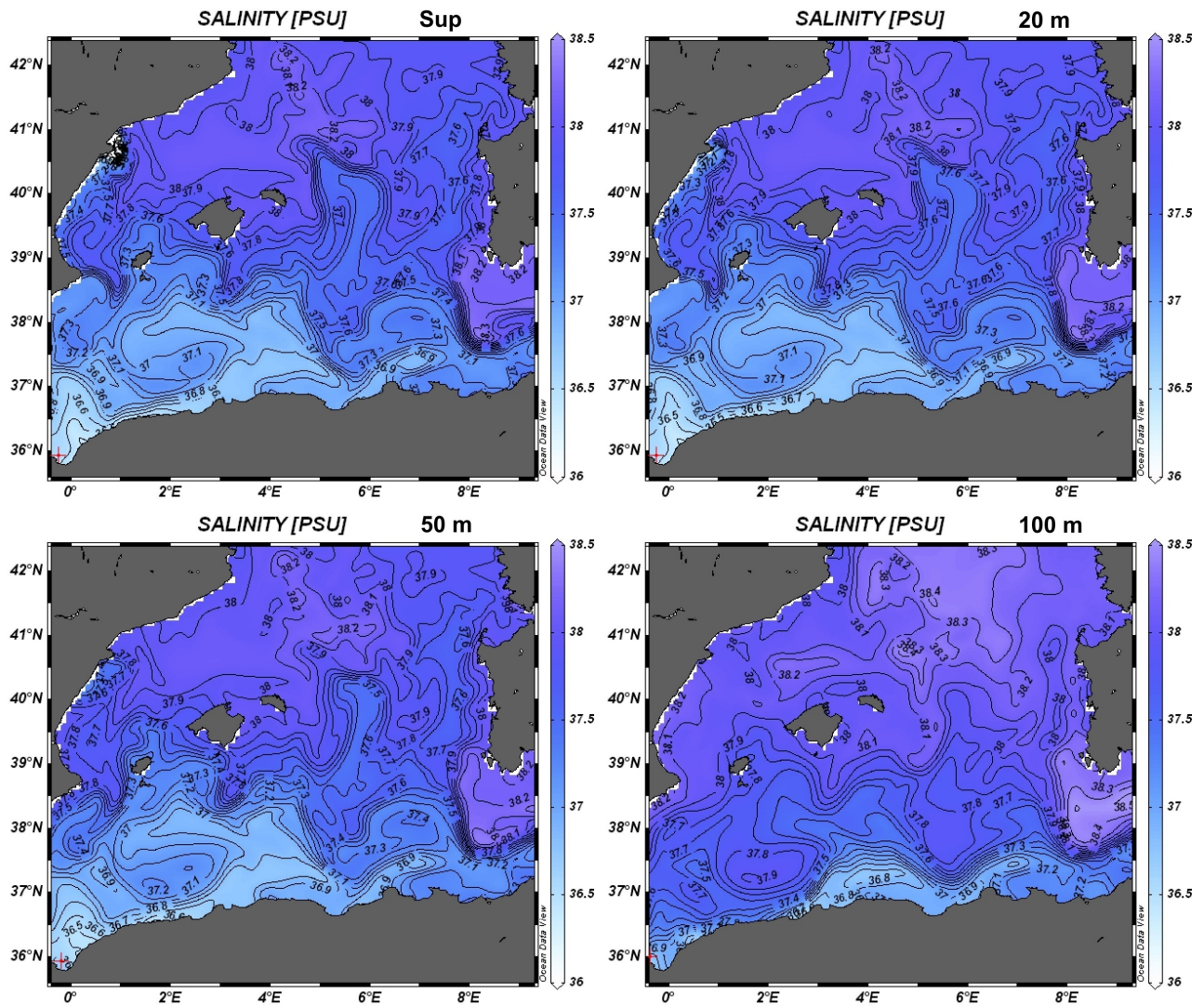


Fig. 9.13: Distribuzione della salinità superficiale, a 20 m, a 50 m e a 100 m di profondità nel Bacino Algero-Provenzale (MedGOOS7).

Dalle immagini riportate in figura 9.10, relative alla campagna MedGOOS4, è evidente il percorso della corrente algerina che è caratterizzata da masse d'acqua con bassi valori di salinità provenienti dall'Oceano Atlantico. L'instabilità della corrente genera oltre i 5 °E vortici anticiclonici contraddistinti da un nucleo interno meno salato rispetto alla zona circostante. Analizzando la distribuzione di salinità nell'intero bacino si nota la presenza di NBF a circa 40 °N.

La MedGOOS5 (Fig. 9.11) risulta caratterizzata nella parte a sud del bacino da una corrente algerina che forma meandri con un'elevata lunghezza d'onda. In questo caso il Fronte Nord Balearico si trova al di sotto dei 40 °N.

Dalle immagini riportate in figura 9.12 (MedGOOS6) si nota la presenza di un vortice anticiclonico costiero che si sta spostando verso la parte meridionale della Sardegna. Tale struttura, caratterizzata da un nucleo con una massa d'acqua a bassa salinità, risulta ben visibile al di sotto dei 20 m di profondità. Il gradiente di salinità fra la parte a sud e quella a nord del bacino si trova al di sopra dei 39 °N.

La distribuzione di salinità rilevata durante la MedGOOS7 (Fig. 9.13) mette in luce la presenza di meandri lungo la corrente algerina localizzati in particolare in corrispondenza dei 3 °E. Dalle immagini risulta evidente lo spostamento del Fronte Nord Balearico al di sotto dei 39 °N di latitudine.

10. ACQUISIZIONE, ANALISI E RAPPRESENTAZIONE DEI DATI IN SITU

Una parte rilevante del presente lavoro è consistita nell'acquisire, elaborare e rappresentare i dati relativi alle variabili fisiche, chimiche e biotiche. Nel Mar di Sardegna, all'interno delle quattro crociere oceanografiche oggetto di studio, sono state effettuate circa 280 stazioni con la sonda CTD e circa 140 punti di misura con la batisonda PrimProd 1.08. Il primo strumento ha permesso di rilevare la pressione, la temperatura, la conducibilità, la fluorescenza e l'ossigeno disciolto; mentre con la PrimProd sono stati acquisiti la PAR, la fluorescenza con i centri di reazione aperti (F0), quella con i centri di reazione chiusi (Fmax) e la temperatura. Da queste grandezze sono state calcolate altre variabili che risultano fondamentali per descrivere le masse d'acqua come la temperatura potenziale (θ), la salinità e l'anomalia di densità (σ_t e σ_θ) e una variabile che descrive lo stato del popolamento fitoplanctonico come l'efficienza fotosintetica.

Nel corso delle campagne di misura sono stati analizzati, attraverso il metodo spettrofotometrico, più di 400 campioni d'acqua prelevati con le bottiglie Niskin presenti sulla Rosette per determinare la concentrazione di pigmenti fotosintetici e accessori del fitoplancton. Tali dati sono stati utilizzati per stimare la biomassa clorofilliana attraverso misure di fluorescenza effettuate con le due sonde.

10.1 Le variabili fisiche

I profili verticali delle variabili fisiche sono stati ottenuti attraverso la sonda CTD Sea-Bird che con l'aggiunta del sensore di ossigeno disciolto e del fluorimetro ha permesso di misurare la percentuale di ossigeno e la fluorescenza della clorofilla-a. Nei paragrafi seguenti la strumentazione utilizzata e le tecniche di analisi dei dati vengono descritti in maniera più dettagliata.

10.1.1 Strumentazione utilizzata

Il CTD Sea-Bird è uno strumento che misura in continuo la pressione, la temperatura, la conducibilità e altri parametri da più di 8 sensori che possono essere facoltativamente aggiunti. Tale strumento può essere utilizzato sia in acqua di mare che in acqua dolce fino ad una profondità di

circa 10500 m. In particolare durante le quattro crociere MedGOOS svolte sono stati aggiunti il sensore di ossigeno disciolto e il fluorimetro per analizzare la distribuzione verticale della fluorescenza della clorofilla-a.

Grazie alla sua elevata frequenza di acquisizione (24 Hz) permette di studiare nel dettaglio la variazione delle variabili descrittive delle masse d'acqua.

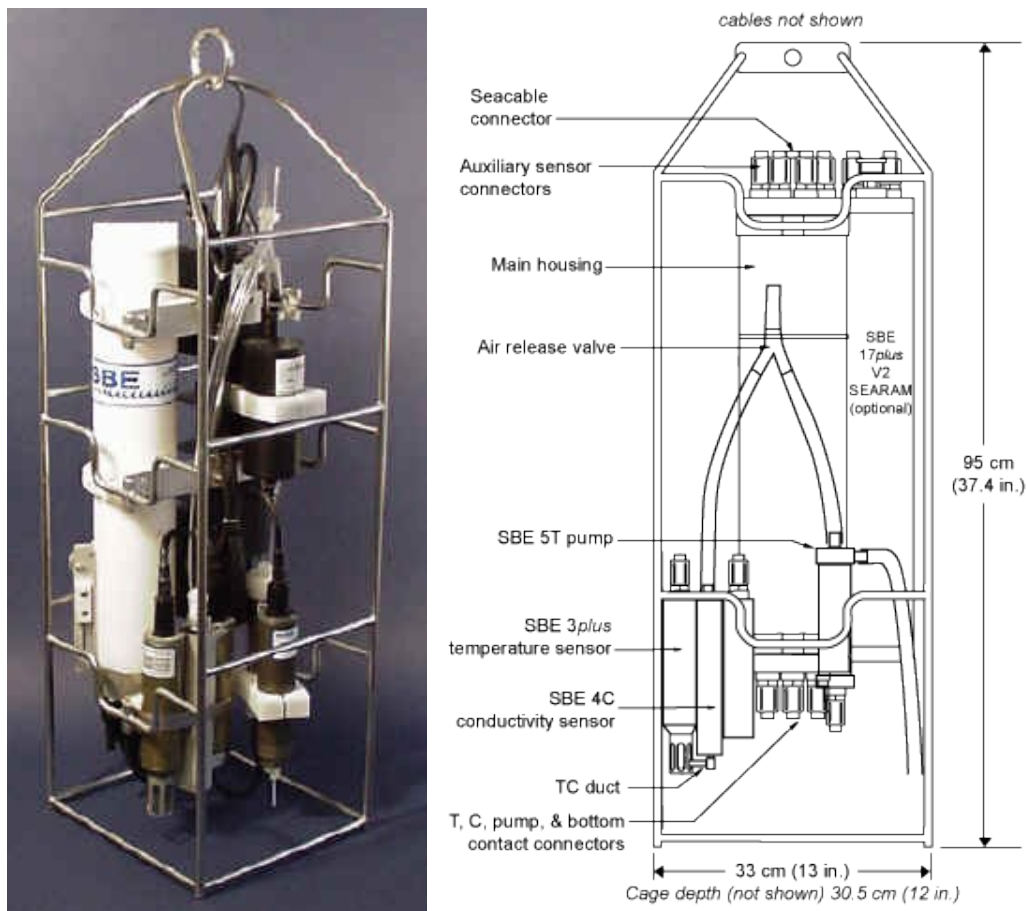


Fig. 10.1 : la sonda CTD Sea-Bird.

Come si può vedere dalla figura la sonda CTD Sea-Bird è fornita di un sistema di pompaggio attraverso il quale l'acqua viene fatta confluire con un moto laminare (senza la formazione di bolle d'aria) sulla parte sensibile del sensore che fornisce la misura della variabile in uscita.

Le principali specifiche relative ai sensori utilizzati vengono riportati nella seguente tabella.

	Temperatura (°C)	Conducibilità (S/m)	Pressione	A/D Inputs
Range di misura	-5 / +35	0 / 7	0 / 10500	0 / +5 Volts
Accuratezza iniziale	0.001	0.0003	0.015 %	0.005 Volts
Stabilità tipica	0.0002 / mese	0.0003 / mese	0.02 % / anno	0.001 volts / mese
Risoluzione a 24 Hz	0.0002	0.00004	0.001 %	0.0012 volts
Tempo di risposta	0.065 sec	0.065 sec	0.015 sec	5.5 Hz 2-pole Butterworth Low Pass Filter
Sensori ausiliari	Potenza disponibile per i sensori ausiliari : 1 amp a +14.3 volts			
Materiale dell'involucro	Fino a 6800 m in alluminio Fino a 110500 m in titanio			
Peso	Con l'involucro in alluminio : in aria pesa 25 kg, in acqua pesa 16 kg Con l'involucro in titanio : in aria pesa 29 kg, in acqua pesa 20 kg			

Tab. 10.1 : specifiche tecniche dei sensori della sonda CTD Sea-Bird

Il segnale registrato dai sensori viene trasferito ad una deck unit che decodifica il flusso dei dati seriali convertendoli in un formato (IEEE-488 o RS-232) che può essere letto dal pc attraverso il software Seasoft. Questo consiste in un programma modulare per la comunicazione strumentale e il recupero dei dati, acquisisce e visualizza dati in real-time, ed inoltre processa e grafica le variabili rilevate. Attraverso il software possono essere calcolati una serie di parametri relativi all'acqua di mare attraverso le equazioni UNESCO; esso inoltre supporta decine di sensori ausiliari ed è capace di esportare i grafici in differenti tipi di formati.

10.1.2 Tecniche di analisi dei dati raccolti

Nella prima fase i dati acquisiti sono stati elaborati attraverso il software SBE Data Processing (Fig. 10.2) che consente, attraverso delle routine, di convertire, editare, processare e visualizzare attraverso grafici bidimensionali le misure effettuate dagli strumenti Sea-Bird.



Fig. 10.2 : interfaccia del software SBE Data Processing

In particolare per i dati relativi alla campagne di misura MedGOOS sono state utilizzate le seguenti funzioni:

1. “Data Conversion”: converte i dati da esadecimali in formato ASCII;
2. “Align CTD”: allinea i dati rispetto alla pressione;
3. “Filter”: usa un low pass filter per smutare i dati che variano rapidamente;
4. “Cell Thermal Mass”: rimuove i valori di conducibilità che sono influenzati da elevati gradienti di temperatura.

Nella seconda fase è stato utilizzato il software MathCAD attraverso il quale i dati analizzati con il precedente programma sono stati sottoposti ai processi di “smoothing”, di interpolazione lungo la profondità ed è stata calcolata una nuova variabile che tiene conto della stabilità della colonna d'acqua: la frequenza di Brunt-Vaisala.

Il processo di “smoothing” è basato sulla funzione di KERNEL, che opera in conformità ad una modale gaussiana applicata in ogni punto di misura.

L'espressione utilizzata è la seguente:

$$S(x, y, bw) = \frac{\sum_{i=0}^n K\left(\frac{x_i - x_j}{bw}\right) \cdot y_i}{\sum_{i=0}^n K\left(\frac{x_i - x_j}{bw}\right)}$$

dove:

$S(j,bw)$ = funzione di smoothing basata sulla funzione di Kernel

x,y = vettori di dati della stessa lunghezza

bw = ampiezza della finestra di smoothing (stabilisce il numero di dati che contribuiscono alla mediana in ogni punto del vettore).

Lo smoothing dei dati viene eseguito su tutte le variabili ed è possibile scegliere per ognuna di esse differenti valori di ampiezza nel numero di dati che contribuiscono alla media in ogni punto del vettore (tramite il parametro bw).

Successivamente a questa operazione è stata utilizzata la funzione di interpolazione polinomiale che consente di assegnare alle variabili campionate un intervallo regolare lungo l'asse z ($\Delta z = 10$ cm). E' necessario definire preventivamente l'intervallo di profondità su cui deve essere applicata la funzione che, nel nostro caso, comprende il valore di z più vicino alla superficie del mare in cui è stata effettuata il primo rilevamento e la profondità di 500 m.

La scelta di un intervallo di profondità così ristretto è stata presa in modo da analizzare in maniera dettagliata la stabilità della colonna d'acqua attraverso il parametro che esprime la frequenza di Brunt-Vaisala.

La frequenza di Brunt-Vaisala (N), o frequenza di galleggiamento, è una frequenza angolare alla quale una particella spostata verticalmente può oscillare all'interno di un ambiente staticamente stabile. E' data da:

$$N = \frac{\sqrt{\frac{g}{\rho} \times \frac{d\sigma_t}{dz}}}{2\pi}$$

dove g è l'accelerazione di gravità, ρ è la densità dell'acqua di mare e σ_t è l'anomalia di densità che dipende dalle variazioni di temperatura. Alti valori di N si trovano di solito in corrispondenza della zona di pycnoclino dove il gradiente di densità verticale è maggiore. Tale zona corrisponde spesso con il termocline dove le variazioni di densità sono determinate principalmente da variazioni di temperatura, o con l'alocline soprattutto delle zone costiere dove la variazione di densità dipende dalle variazioni di salinità.

10.2 Le variabili bio-ottiche

Le variabili biottiche come la fluorescenza con i centri di reazione aperti (F_0), quella con i centri di reazione chiusi (F_{max}), l'efficienza fotosintetica che viene derivata dai due precedenti parametri, la radiazione fotosinteticamente attiva (PAR) e la temperatura sono state acquisite attraverso la sonda PrimProd 1.08. Nei paragrafi successivi viene descritto in maniera dettagliata lo strumento utilizzato e il metodo “Pump and Probe”, nonché la tecnica con cui sono stati analizzati i dati raccolti.

10.2.1 Strumentazione utilizzata

La PrimProd 1.08 è una sonda che ospita sensori per la misura di temperatura, pressione, irradianza ed un fluorimetro a doppio impulso che rileva biomassa ed attività fotosintetica del fitoplancton in situ. Queste misure consentono di ottenere una stima della produttività primaria degli ecosistemi pelagici nella colonna d'acqua.

Lo schema della sonda a immersione è riportato in Fig. 10.3. La sonda è composta di una parte cilindrica interna (1), su cui è montato il sistema ottico dell'apparecchio, e da un corpo ermetico sferico (2), che ha una giunzione nella regione equatoriale (è smontabile), collegata con i volani (3) sotto e sopra. Questa costruzione permette l'ermeticità da un lato e l'apertura facilitata dell'apparecchio dall'altro.

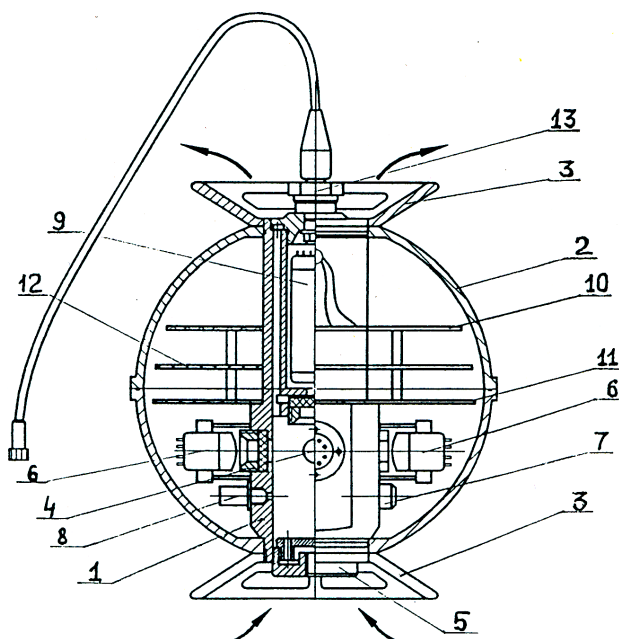


Fig.10.3 : Sezione della sonda Primprod 1.08

LEGENDA

1. Involucro cilindrico esterno	8. Sensore della temperatura
2. Corpo sferico esterno	9. Fotomoltiplicatore
3. Flange di serraggio	10. Scheda di controllo dei sensori
4. Cella fluorimetrica	11. Scheda di controllo dell'alimentazione
5. Tappo della cella	12. Scheda di interfacciamento
6. Lampade	13. Connettore ermetico
7. Sensore della pressione	

Nell'emisfero inferiore sono presenti: la cella di misurazione del fluorimetro (4), che è chiusa inferiormente da un coperchio che impedisce il passaggio della luce (5), quattro sorgenti di impulsi luminosi (6) con sistemi di messa a fuoco nel centro della cella di misurazione, i trasduttori di temperatura (7) e profondità (pressione) (8). Nell'emisfero superiore sono presenti: il moltiplicatore fotoelettronico (9) per la registrazione dei segnali di fluorescenza, il supporto dei trasduttori (10), i blocchi di alimentazione FEU e elettronica (11), ed anche l'interfaccia di controllo e trasferimento dei dati (12). Tutti i supporti sono collegati fra loro con le giunzioni dei cavi. Nella parte superiore dell'apparecchio c'è una giunzione ermetica (13) per allacciare il cavo ed il trasduttore

dell'illuminazione subacqueo.

Il Fluorimetro è comandato da un computer IBM-compatibile e fornisce procedure di raccolta e lavorazione dei dati, programmate dall'utente. Il Fluorimetro utilizza il principio "pompate e sondare (pump and probe)" per la determinazione delle caratteristiche dei centri di reazione fotosintetica (Falkowsky e Kolber 1993).

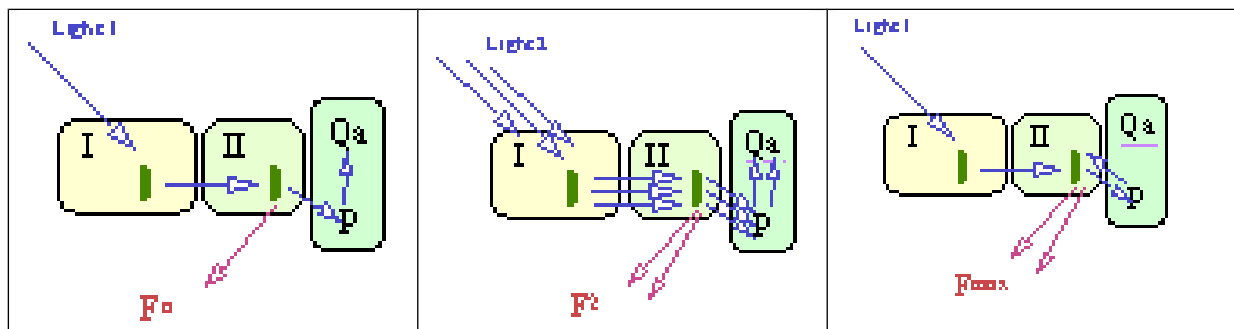


Fig 10.4. Durante un primo impulso debole (1a) viene misurata la fluorescenza F_0 con i centri di reazione del fitoplancton in uno stato attivo (aperti). Un secondo intenso flash di pompaggio (1b) induce i centri ad uno stato chiuso (inattivo). Viene infine effettuato un terzo flash della stessa intensità del primo impulso (1c), che succede immediatamente dopo al secondo flash, prima che i centri di reazione ritornino allo stato iniziale. L'intensità della fluorescenza F_m sarà la massima possibile in quanto non vi può essere (per il secondo forte flash) trasformazione di energia luminosa in energia chimica.

Lo schema con cui si succedono gli impulsi con cui viene misurata la fluorescenza variabile viene rappresentato nella figura 10.5.

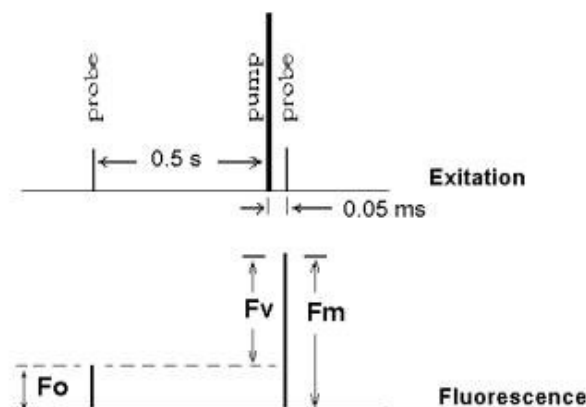


Fig. 10.5: Misurazione della fluorescenza della clorofilla-a nel regime Primprod.

L'acqua nella cella di misurazione viene illuminata da due sorgenti d'impulso luminoso: sondaggio e pompaggio.

Ogni ciclo di misurazione consiste in una successione di tre impulsi: sondaggio - pompaggio - sondaggio. Durante il primo impulso di sondaggio viene determinata l'intensità di fluorescenza della clorofilla con i centri di reazione aperti (F_0). Dopo un determinato intervallo si ha un forte impulso di pompaggio di intensità saturante, che trasforma tutti i centri di reazione in stato chiuso, seguito da un secondo impulso di sondaggio che consente la misura dell'intensità massima di fluorescenza (F_{max}).

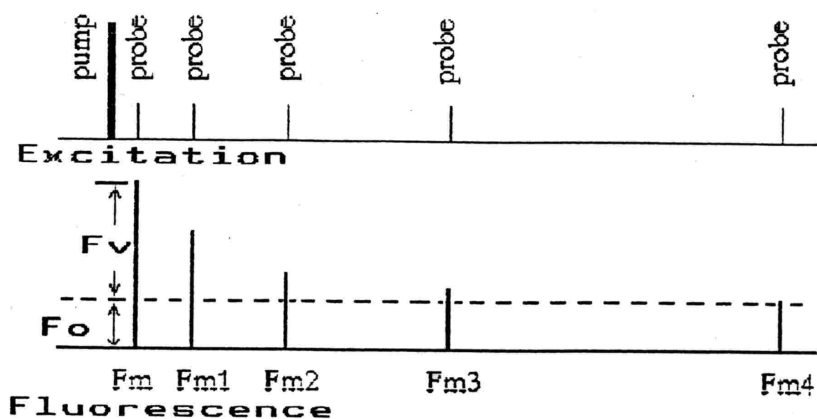


Fig. 10.6 : Misurazione della durata del ciclo dei centri di reazione della fotosintesi

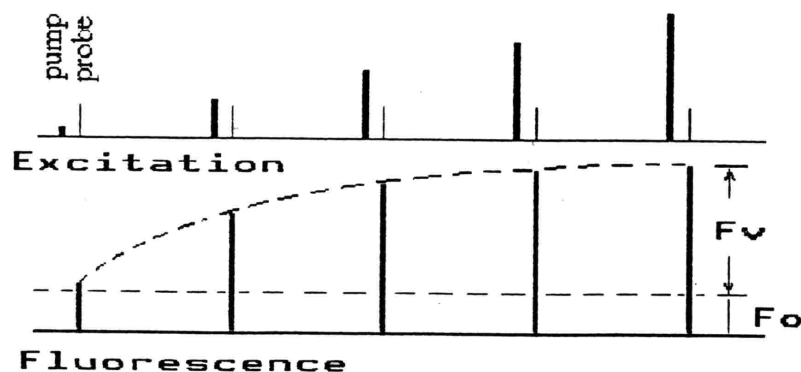


Fig. 10.7: Misurazione di saturazione della fluorescenza variabile con la luce.

In questo modo, in ogni ciclo di misurazione vengono determinati i valori F_0 e F_{max} . Dal valore di F_0 , con l'aiuto dei coefficienti di calibrazione, viene determinata la concentrazione del fitoplancton, e l'efficacia della ripartizione delle cariche del centro di reazione è determinata come rapporto F_v/F_{max} , dove $F_v = F_{max} - F_0$.

Nella seguente tabella vengono definite le caratteristiche tecniche della sonda PrimProd 1.08.

CARATTERISTICHE TECNICHE

PRIMPROD 1.08

<i>Parametro misurabile:</i>	<i>Range.</i>
Concentrazione di fitoplancton	0.03 - 50 mg Chl m ⁻³ ($0.02 \pm 10\%$)
Efficienza fotosintetica	0 - 1.0 rel. un. (0.05)
Irradianza subacquea (PAR)	0.03-1000 mE m ⁻² s ⁻¹ ($0.02 \pm 10\%$)
Temperatura	0 - +30 °C (0.1 °C)
Profondità	0 - 200 m ($0.5 \text{ m} \pm 10\%$)
<i>Fluorimetro:</i>	<i>Range</i>
Probe flash (energia/durata)	0.01 J / 0.01 ms
Flash attinico saturante (energia/durata)	0.01 - 1 J / 0.01 ms
Intervallo di tempo tra i flash saturante e probe	0.05 - 1.0 ms
Campo spettrale dei flash saturante e probe	400 - 550 nm
Campo spettrale della fluorescenza registrata	> 680 nm

10.2.2 Tecniche di analisi dei dati raccolti

La sonda Primprod 1.08 acquisisce i dati seguendo il profilo verticale lungo la colonna d'acqua ad intervalli regolari di un secondo. Ad ogni calata i valori di fluorescenza (F_{max} , F_0 , F_v), temperatura, e irradianza registrati, vengono filtrati per eliminare il rumore di fondo utilizzando il sistema di filtraggio di media mobile del programma Ball 11.

Nella seconda fase è stato utilizzato il software MathCAD attraverso il quale i dati analizzati con il precedente programma sono stati sottoposti ai processi di “smoothing”, di interpolazione lungo la profondità ed sono stati calcolati, a partire da valori di fluorescenza massima, i profili di biomassa fitoplanctonica.

Dallo studio visivo delle rappresentazioni bidimensionali per la migliore interpolazione dei valori, è stata scelta per la filtrazione, la funzione di “Kernell” (ksmooth) che opera sulla base di una modale gaussiana applicata in ogni punto di misura. Inoltre prima di effettuare lo smoothing sui valori di fluorescenza saturata e fluorescenza non saturata, viene applicata l'operazione di “sostituzione”. La suddetta funzione elimina il rumore di fondo scala che si registra quando non vi è biomassa misurabile nella colonna d'acqua. In questo caso i valori di tensione di uscita del fotomoltiplicatore, trovandosi entrambi a fondo scala, possono far risultare un F_v negativo che deve essere chiaramente eliminato dal calcolo.

Successivamente a questa operazione è stata effettuata, come per l'analisi dati del CTD, una interpolazione polinomiale al fine di assegnare a tutte le variabili campionate un intervallo regolare lungo l'asse z. Allo scopo di unire il dataset relativo alle variabili chimico-fisiche con quello delle variabili biotiche è stato scelto lo stesso intervallo utilizzato per i dati della sonda CTD (pari a 10 cm).

Infine i profili di biomassa fitoplanctonica sono stati calcolati a partire dalla relazione lineare che permette di legare la concentrazione di clorofilla-a al segnale di fluorescenza massima che si misura con la sonda Primprod. Attraverso l'analisi spettrofotometrica (trattata nel prossimo paragrafo), effettuata su più di 400 campioni di clorofilla, è stato possibile ricavare con precisione tale relazione.

10.3 Le analisi di laboratorio

Al fine di ottenere una calibrazione della fluorescenza della clorofilla-a acquisita con la sonda Primprod 1.08 e con il fluorimetro del CTD, si è proceduto anche alla raccolta di campioni d'acqua, su cui effettuare in laboratorio l'analisi della concentrazione di clorofilla per derivare una stima della biomassa fotoautotrofa.

La scelta delle profondità di prelievo è stata effettuata di volta in volta seguendo il profilo in tempo reale della strumentazione di bordo e si è optato per il campionamento a profondità in cui il segnale di fluorescenza mostrasse un accettabile livello di intensità e stabilità. La necessità di effettuare prelievi in acque pelagiche ha guidato la scelta delle stazioni.

10.3.1 Spettrofotometria

Come prima operazione è necessario solubilizzare i filtri conservati in acetone, mediante l'uso di un pestello di vetro smerigliato riponendoli successivamente in una provetta da centrifuga da 10 ml, infine aggiungere acetone neutro al 90% sino al volume prestabilito.

L'estrazione dei pigmenti viene completata mantenendo l'estratto al buio per 12 ore, in frigo a 4°C. Dopo l'estrazione i campioni vengono messi a centrifugare per 15 minuti a 4000 giri/min, in modo da separare i resti del filtro dall'estratto; questa operazione viene effettuata due volte per eliminare ogni possibile interferenza dovuta a resti di filtro; alla fine di ciascuna centrifuga il sopranatante viene prelevato con delle apposite pipette e, al termine della seconda, viene utilizzato per riempire le celle dello spettrofotometro e procedere così alla lettura dei valori di assorbanza.

Il metodo si basa sull'assunto che il picco massimo di assorbimento della clorofilla si trovi a 664 nm. Prima di ogni lettura vengono scelte le 5 lunghezze d'onda utili, in modo da ottenere misure che ci permettano, attraverso formule matematiche integrate al metodo, di ottenere valori di: concentrazioni della clorofilla a e dei feopigmenti assumendo che il rapporto tra i loro coefficienti di assorbimento specifico sia uguale a quello tra clorofilla a e feofitina (Lorenzen, 1967).

$$Chla(\mu g / dm^3) = 26.7 \times [A(665o) - A(665a)] \times V \times 10^3 / (CO \times V)$$

$$Feopigmenti(\mu g / dm^3) = 26.7 \times [1.7 \times A(665o) - A(665a)] \times v \times 10^3 / (CO \times V)$$

In cui:

A(665o) = assorbanza netta del campione nella cella i-esima a 665 nm prima dell'acidificazione;

A(665a) = assorbanza netta del campione nella cella i-esima a 665 nm dopo l'acidificazione;

CO = cammino ottico della celletta (cm);

v = volume dell'estratto (cm³);

V = volume di campione filtrato (cm³).

La procedura prevede l'aggiunta di 50 mm³ di HCl (0.66mol/dm³) per ogni 5cm³ di estratto direttamente nella cella dello Spettrofotometro. La celletta va agitata ed occorre attendere 30-60 secondi prima di ripetere le letture. In questo modo tutta la clorofilla a si è trasformata in feofitina (Nova Thalassia, UNESCO).

Di seguito viene riportata a titolo di esempio una retta di regressione i cui coefficienti sono stati utilizzati per calcolare la biomassa fitoplanctonica a partire dalla fluorescenza misurata con la sonda Primprod e con il fluorimetro del CTD.

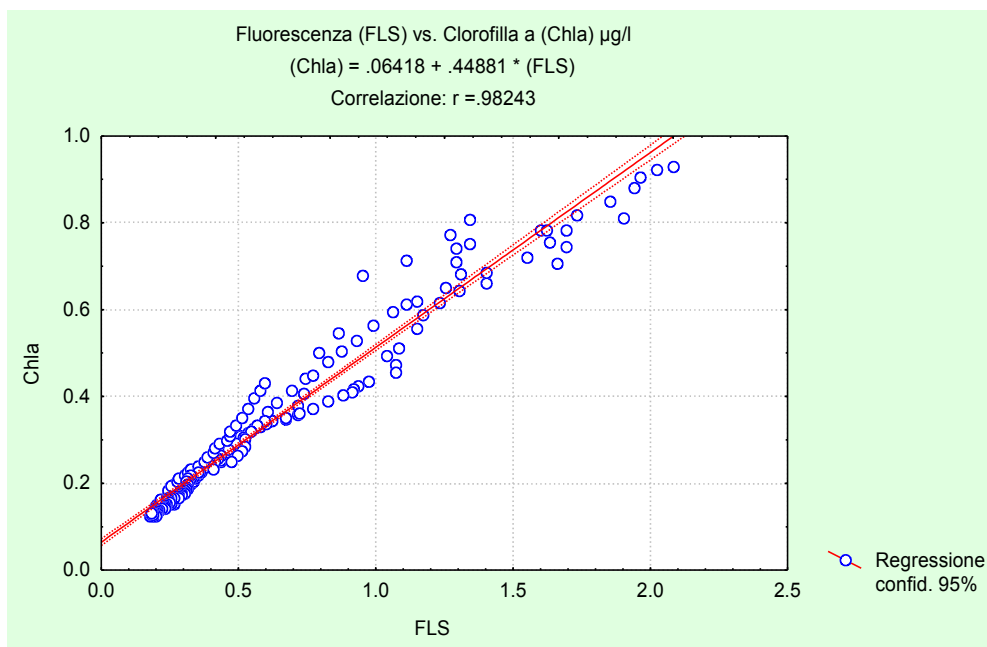


Fig. 10.8 : retta di calibrazione ottenuta confrontando i dati di fluorescenza misurati dalla sonda PrimProd con quelli di concentrazione di clorofilla-a relative ai campioni d'acqua raccolti durante le crociere MedGOOS

10.4 Il metodo di rappresentazione dei dati

Per caratterizzare i fenomeni presenti nell'area di studio si è eseguita una rappresentazione delle variabili fisiche e biotiche tramite l'uso del programma SURFER 9.

Tramite la tecnica di Kriging (Davis et al., 1978) sono state ricostruite mappe di distribuzione orizzontale e verticale relative a differenti variabili. Tale tecnica assegna un peso ai punti della griglia che l'utente ha precedentemente creato cercando di esprimere il trend della variabile da analizzare basandosi su un appropriato modello di variogramma.

10.4.1 Variografia

Negli ultimi anni il mondo scientifico ha mostrato un notevole interesse nell'applicazione delle tecniche geostatistiche per lo studio dei fenomeni ambientali.

Le tecniche geostatistiche sono state concepite negli anni '70 per la necessità di rappresentare e modellizzare l'eterogeneità interna dei giacimenti minerari e petroliferi.

I risultati di queste tecniche oltre a rappresentare elementi oggettivi di interpretazione e comprensione dei fenomeni hanno trovato applicazione nella messa appunto di sistemi di supporto alle decisioni e nella progettazione e gestione dei sistemi di monitoraggio.

Oggi queste tecniche si applicano con successo anche a studi di carattere ambientale, idrogeologico, agrario e in tutti quei casi dove la variabilità spaziale ed il componente temporale sono fondamentali.

Il primo passo per comprendere i processi ecologici è quello di identificare degli schemi o dei trend. I fenomeni ecologici possono essere caratterizzati da diversi processi che agiscono su di loro anche a diversi livelli spaziali o temporali:

- Trend su macroscala
- Patch, gradienti e andamenti su mesoscala o su scala locale
- Andamenti random su scala locale o su microscala

Questi fattori non sono necessariamente lineari o additivi e questo contribuisce ad un certo grado di dipendenza spaziale nei dati.

Le tecniche statistiche ordinarie non tengono conto della locazione spaziale dei dati per cui due

set di dati possono esibire virtualmente caratteristiche quasi identiche quali media, deviazione standard, etc., tuttavia le due serie di dati possono differire molto nella continuità spaziale che li caratterizza, cioè uno dei due set di dati potrebbe apparire con una maggiore dispersione nello spazio oppure presentare delle zone (o patch) di uniformità più estese rispetto all'altro, presentando quindi una “variabilità” che non viene rilevata dai comuni indici statistici.

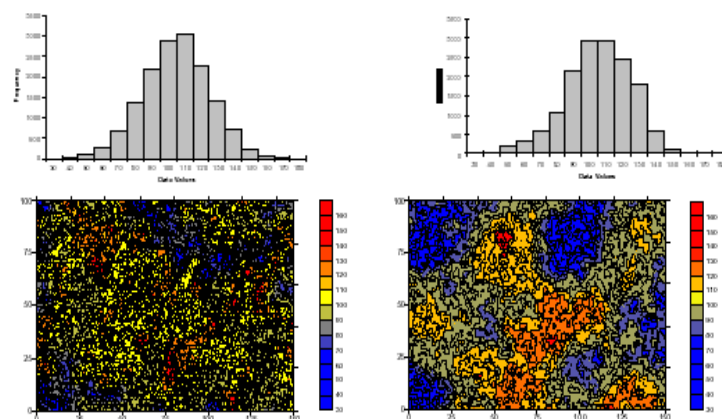


Fig. 10.9 :due set di dati possono apparire uguali nelle normali statistiche ma presentare sostanziali differenze nelle loro caratteristiche spaziali

Lo strumento di base delle tecniche geostatistiche è il Variogramma, una rappresentazione della semivarianza che permette di ottenere informazioni sulla continuità spaziale di un set di dati.

L'espressione matematica della semivarianza è:

$$\gamma(h) = 0.5 \times E \left[Z(x+h) - Z(x) \right]^2$$

La lettera γ indica la funzione della semivarianza, mentre $Z(x)$ indica il valore che la variabile in esame assume nel punto x . La lettera E indica che il valore della semivarianza è in realtà un valore “atteso”.

E' importante notare che il valore della semivarianza (o più brevemente varianza) è una funzione della distanza che separa i punti nello spazio, cioè h .

X ed $x+h$ si riferiscono ad un generico spazio n -dimensionale, per esempio in un piano $n = 2$ quindi x rappresenta il punto (x,y) ed h sarà un vettore quindi il variogramma è una funzione del modulo del vettore e del suo orientamento.

Per punti posti alla distanza $h = 0$ la funzione è nulla poiché si confrontano valori sullo lo stesso

punto e non vi sono differenze. Al crescere di h invece la semivarianza cresce indicando quanto i valori della variabile $Z(x)$ sono differenti a distanza crescente.

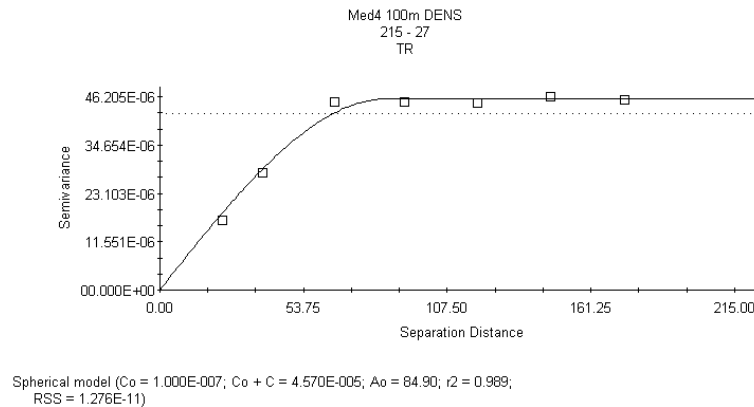


Fig. 10.10: esempio di semivariogramma sperimentale a cui dati è stato adattato un modello sferico

Quando si cambia l'angolo (o l'orientamento del vettore) nello spazio, l'andamento del variogramma cambia e rivela differenti caratteristiche dei dati chiamate isotropie.

Il calcolo dei variogrammi sperimentali viene realizzato applicando la seguente formula:

$$\gamma^*(h) = \frac{\left\{ \sum_{N(h)} [Z(x_i + h) - Z(x_i)]^2 \right\}}{2 \times N(h)}$$

Il quadrato delle differenze viene calcolato per tutte le possibili coppie di punti che distano tra di loro esattamente h (chiamata spesso distanza LAG). Ognuno dei punti che compaiono sul variogramma quindi è il risultato di molti valori ottenuti dalla formula precedente.

Nel caso di serie temporali la distanza LAG è l'unità di tempo.

I grafici che vengono prodotti mostrano in maniera chiara se esiste una dipendenza spaziale mettendo in evidenza l'esistenza di una struttura nei dati. Tali caratteristiche si evidenziano adattando ai dati dei modelli che seguano l'andamento dei punti.

Il più diffuso ed il più importante è senz'altro il modello sferico che si può osservare nell'immagine riportata sopra.

In questo esempio si nota che la semivarianza aumenta in maniera regolare al crescere della distanza di separazione fino a raggiungere un valore soglia (SILL) oltre il quale la semivarianza si distribuisce in maniera casuale sopra e sotto il valore di soglia.

Tale comportamento rivela l'esistenza di una qualche struttura nei dati che risultano tra loro correlati (dipendenti spazialmente) fino al punto in cui viene raggiunto il valore soglia. Dopo tale punto i dati non sono più correlati pertanto i valori differiscono tra di loro in maniera casuale e non è riconoscibile alcuna struttura. La distanza alla quale il modello si stabilizza sulla soglia è chiamata RANGE.

Il modello applicato ai dati dovrebbe passare per l'origine degli assi poiché per definizione punti alla distanza zero hanno differenza zero nei loro valori. Tuttavia va sempre considerata una componente di incertezza che causa uno scostamento del modello dall'origine (indicato come EFFETTO NUGGET). Le fonti di errore cui è soggetta l'analisi dei variogrammi sono dovute in primo luogo alle incertezze nella misura del dato. Tali incertezze possono essere stimate per esempio ripetendo le misure diverse volte per stimare l'imprecisione degli strumenti o degli operatori. Una seconda fonte di errore è legata alla risoluzione del campionamento effettuato.

Se per esempio i valori della variabile vengono misurati con una risoluzione di un valore ogni 100 metri, sarà allora impossibile rilevare anche attraverso il variogramma l'esistenza di una struttura nei dati dovuta ad un fenomeno che agisce su una distanza per esempio di 30 metri, poiché non si dispone di punti a tale distanza.

L'effetto nugget quindi fornisce importanti informazioni e soprattutto permette di stabilire se le modalità con cui si sta studiando un fenomeno corrispondono all'effettiva estensione nello spazio o nel tempo del fenomeno stesso.

Inseguito a queste caratteristiche si è ritenuto opportuno tentare un'indagine dei nostri dati con i variogrammi al fine di verificare ed eventualmente evidenziare in modo ulteriore i fenomeni a mesoscala presenti nel Mar di Sardegna.

11. DESCRIZIONE DEL MODELLO UTILIZZATO

La stima della produzione primaria (PP) si basa sul modello biottico PhytoVFP (Phytoplankton Variable Fluorescence Production) che è stato sviluppato da Marcelli et al. (1997).

Al contrario del modello di Morel o quello di Platt, utilizza i valori di efficienza fotosintetica raccolti con il metodo della fluorescenza attiva e considera il processo di fotoacclimatazione delle cellule fitoplanctoniche.

Il cuore del modello si basa sullo studio delle relazioni esistenti tra l'efficienza fotosintetica e l'irradianza ambientale cui le cellule sono sottoposte. Tali rapporti come abbiamo più volte sottolineato sono ben rappresentati dalle curve P-I attraverso le quali si può seguire come cambia la risposta degli organismi fotosintetici alla luce fornita.

Al fine di modellizzare l'effetto della fotoacclimatazione sul processo fotosintetico del fitoplancton marino è stato svolto un esperimento in laboratorio dall'Università di Firenze su popolamenti di *Skeletonema costatum* (diatomea marina). Per migliorare la stima della produzione primaria i risultati ottenuti nell'esperimento sono stati implementati nel modello PhytoVFP.

Le ipotesi fondamentali che stanno alla base del modello biottico sono le seguenti:

1. il rimescolamento della colonna d'acqua superficiale è maggiore della profondità critica, assimilabile ad una situazione di fine inverno- primavera (hp1);
2. il popolamento fitoplanctonico risulta fotoacclimatato alla PAR giornaliera media, dello stesso giorno cioè al valore di PAR detto di intensità luminosa di growth (hp2);
3. stante una condizione di foto acclimatazione media, i parametri fotosintetici (α , E_k , P_m , E_m , β) presentano una loro variazione circadiana tipica della intensità di crescita I_g (hp3);
4. si considerano le tre "tipiche" variazioni circadiane di *Skeletonema costatum* rappresentative del popolamento naturale e sono stabilite per tre livelli luminosi "medi" di foto-acclimatazione: 25, 300 e 500 $\mu E / (m^2 s)$ (hp4).

Il modello PhytoVFP è in grado di effettuare differenti stime di Produzione Primaria:

- puntuale (PPp), calcolata in funzione della profondità e del tempo;
- integrata nella profondità (PPi), ottenuta integrando i valori di PP dalla superficie alla profondità eufotica;
- integrata nella profondità e nel tempo (Ppg), calcolata lungo la colonna d'acqua e nell'arco della giornata, dall'alba al tramonto.

L'architettura del modello è sviluppata su quattro componenti principali, che sono:

- I. modello di PAR per la stima della radiazione superficiale e del suo profilo subacqueo;
- II. modello della foto-fisiologia del fitoplancton marino;
- III. algoritmo per il calcolo della Produzione Primaria Puntuale (PPp);
- IV. algoritmo per il calcolo della Produzione Primaria Integrata (PPi) nella colonna d'acqua e di quella Giornaliera (PPg).

Al fine di migliorare il calcolo della PP, una parte del presente lavoro è consistita nell'apportare alcuni sostanziali cambiamenti alla versione originaria del modello PhytoVFP. Tali modifiche riguardano:

- la PAR superficiale e subacquea che viene calcolata integrando ad ogni profondità le 61 lunghezze d'onda in cui è stato suddiviso lo spettro del visibile (bandwidth di 5 nm);
- l'attenuazione della radiazione che viene analizzata basandosi sulla copertura nuvolosa per la PAR superficiale e sul profilo di biomassa fitoplanctonica per la stima della radiazione subacquea;
- il tasso fotosintetico o funzione di produzione che viene calcolato utilizzando la formulazione di Platt la quale tiene conto del parametro di fotoinibizione.

Di seguito vengono descritte le componenti su cui si basa il modello bio-ottico PhytoVFP.

11.1 Modello di PAR

Questa componente esegue la stima della radiazione solare sulla superficie del mare (PAR) e del suo profilo lungo la colonna d'acqua integrando i parametri relativi alle 61 lunghezze d'onda in cui è stato scomposto lo spettro del visibile ($\Delta\lambda=5$ nm). Il calcolo viene eseguito tenendo conto del giorno giuliano, della latitudine e del profilo di biomassa fitoplanctonica che costituiscono i dati di input del modello.

Nella prima parte, in analogia con il modello di Morel, viene determinata la profondità della zona eufotica a partire dal profilo di PAR teorico calcolato sulla base dei seguenti parametri:

- 1) coefficienti di insolamento (diretto e diffuso) e di riflessione (diretta e diffusa):

$$es0m(\lambda, \theta) = es0mdr(\lambda, \theta) + es0mdf(\lambda, \theta)$$

dove λ indica ognuna delle lunghezze d'onda che costituiscono lo spettro, θ è coefficiente relativo all'angolo dell'altezza zenitale del sole, $es0mdr(\lambda, \theta)$ e $es0mdf(\lambda, \theta)$ sono date da:

$$es0mdr(\lambda, \theta) = esdr(\lambda, \theta) \times (1 - refdir(\theta, w)) \quad es0mdf(\lambda, \theta) = esdf(\lambda, \theta) \times (1 - refdif)$$

dove $esdr(\lambda, \theta)$ e $esdf(\lambda, \theta)$ esprimono rispettivamente i valori, per ognuna delle 61 lunghezze d'onda e per le diverse altezze del sole, dell'insolamento diretto e diffuso; $refdir(\theta, w)$ e $refdif$ sono invece rispettivamente i coefficienti di riflessione diretta e diffusa (w è l'intensità del vento).

2) l'eccentricità (ec):

$$ec = 1.00011 + 0.034221 \times \cos(xjr) + 0.00128 \times \sin(xjr) + 0.000719 \times \cos(2 \times xjr) + 0.000077 \times \sin(2 \times xjr)$$

dove xjr rappresenta il giorno giuliano (espresso in radianti).

3) l'angolo zenitale del sole ($azsun$):

$$azsun = 90 - hsun$$

dove $hsun$ è l'angolo complementare dell'altezza del sole ed è dato da

$$hsun = \sin^{-1}(\sin(lat) \times \sin(\Delta) + \cos(lat) \times \cos(\Delta))$$

dove lat è la latitudine espressa in radianti e Δ è la declinazione anch'essa espressa in radianti.

Il profilo di PAR sarà quindi calcolato attraverso una formula che fornisce il valore superficiale e un'altra che definisce la sua variazione lungo la colonna d'acqua:

$$PAR(\lambda, z = 0) = ecc \times \left[es0m(\lambda, \theta - 1) + es0m(\lambda, \theta) - es0m(\lambda, \theta - 1) \times \left(\frac{\theta - 1}{azsun} \right) \right] \times d\lambda$$

$$PAR(\lambda, z) = PAR(\lambda, z - 1) \times e^{-\int_0^z [xkw(\lambda) + xk(\lambda) \times Chl(z)^{ee(\lambda)}] d\lambda dz}$$

dove $xkw(\lambda)$, $xk(\lambda)$ e $ee(\lambda)$ rappresentano i coefficienti per il calcolo dell'attenuazione della luce e $Chl(z)$ è il profilo verticale di biomassa fitoplanctonica.

La profondità eufotica sarà quindi data dalla quota (z_e) in cui la PAR è circa 1% del valore della PAR in superficie.

$$PAR(Z = z_e) = 0.01 \times PAR(Z = 0)$$

Tale valore viene utilizzato per delimitare la colonna d'acqua lungo la quale ha luogo il processo fotosintetico ("colonna produttiva").

Sullo stesso principio utilizzato per il calcolo della profondità eufotica viene stimato il valore della radiazione superficiale che dipende, oltre dai parametri elencanti nei punti 1, 2 e 3, dalla trasmittanza nuvolosa secondo la relazione:

$$PAR(\lambda, t, z = 0) = ec \times (\Delta \lambda \times 8.35962 \times 10^{-3}) \times \int \int \left(es0mdr(\lambda, \theta(t) - 1) + es0mdr(\lambda, \theta(t)) - es0mdr(\lambda, \theta(t) - 1) \times \frac{\theta(t) - 1}{azsun(t)} \times \tau(t) \right) d\lambda dt +$$

$$+ ec \times (\Delta \lambda \times 8.35962 \times 10^{-3}) \times \int \int \left(es0mdf(\lambda, \theta(t) - 1) + es0mdf(\lambda, \theta(t)) - es0mdf(\lambda, \theta(t) - 1) \times \frac{\theta(t) - 1}{azsun(t)} \times \tau(t) \right) d\lambda dt$$

dove τ è il termine di trasmittanza nuvolosa che tiene conto della copertura nuvolosa determinata dall'effetto delle nuvole alte, medie e basse secondo l'espressione di Alados et al. (2000).

$$\tau = (1 - 0.334 \times c_l^{1.66}) \times (1 - 0.290 \times c_m^{1.65}) \times (1 - 0.104 \times c_h)$$

dove c_l , c_m e c_h indicano rispettivamente la copertura nuvolosa (espressa %) relativa alle nuvole basse, medie e alte.

I dati di copertura nuvolosa utilizzati in questo studio sono relativi al dataset ERA-Interim (Berrisford P. et al., 2011) dello European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) che costituisce un archivio di oltre 200 variabili distribuite sull'intera superficie mondiale relativi all'atmosfera e al mare.

Nell'immagine in basso viene rappresentato un profilo giornaliero di PAR relativo al 10 Aprile del 2003.

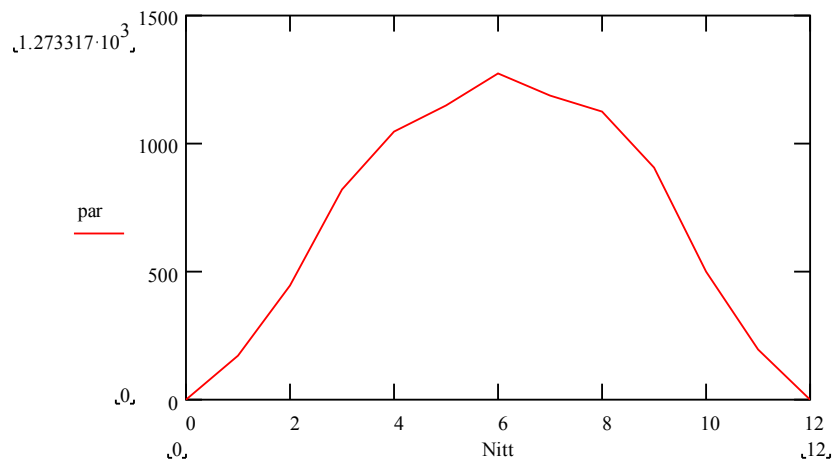


Fig. 11.1 : profilo giornaliero calcolato di PAR superficiale. Si può notare come, a causa della variazione di copertura nuvolosa durante il giorno, l'andamento della radiazione superficiale non sia simmetrico.

A partire dal valore superficiale di PAR alle diverse ore del giorno ne viene stimato il profilo che è funzione della concentrazione della biomassa fitoplanctonica e di alcuni coefficienti che influenzano la penetrazione della luce in acqua.

$$PAR(\lambda, t, z) = \iint \left[ezmdr(\lambda, t, z-1) + ezmdf(\lambda, t, z-1) \right] \times e^{-xkw(\lambda) + xk(\lambda) \times chl(z)^{ee(\lambda)}} d\lambda dt dz$$

dove $ezmdr(\lambda, t, z-1)$ e $ezmdf(\lambda, t, z-1)$ rappresentano la componente diretta e diffusa rispettivamente.

Il risultato di questa prima parte del modello viene mostrato in figura 11.2 dove è possibile vedere come la concentrazione di clorofilla-a influenzi l'andamento verticale della PAR.

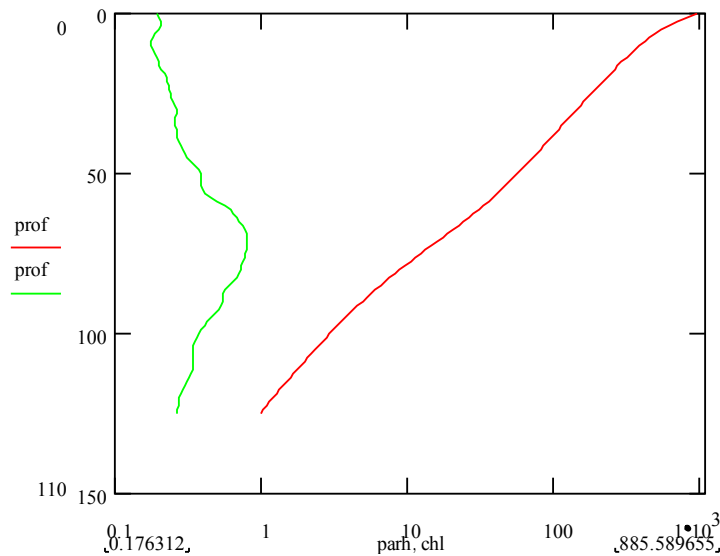


Fig. 11.2 : profilo verticale calcolato di PAR (in rosso) e quello misurato di biomassa fitoplanctonica (in verde).

E' da sottolineare come in oceano aperto il contributo dei feopigmenti all'attenuazione della luce sia trascurabile (Loughurts et al, 1995).

11.2 Modello della foto-fisiologia del fitoplancton marino

All'interno di questa componente del modello PhytoVFP viene analizzato il processo della fotoacclimatazione del fitoplancton attraverso degli esperimenti condotti in laboratorio sulla diatomea *Skeletonema costatum*. I motivi della scelta della diatomea e i risultati conseguiti in laboratorio sono riportati in dettaglio nella tesi di dottorato di Nardello (2008). Gli esperimenti eseguiti su tre popolazioni di *Skeletonema costatum*, sottoposti a differenti regimi di luce (25, 300 e 500 $\mu\text{E}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$), hanno permesso di modellizzare le variazioni nel tempo dei parametri della curva P-I (α , P_I ed E_k) attraverso l'analisi in serie di Fourier. Le variazioni temporali dei parametri fisiologici sono state quindi scomposte in armoniche semplici al fine di riprodurre il ciclo circadiano del popolamento naturale.

I risultati mettono in evidenza come il parametro α , per ognuno dei tre regimi di radiazione, può essere considerato costante.

I relativi valori sono mostrati nella seguente tabella.

Regime di Radiazione	25 μ Eistein	300 μ Eistein	500 μ Eistein
Valore medio α	0.614	0.475	0.447

Tab. 11.1 : valori di α in differenti stati di fotoacclimatazione

Per quanto riguarda invece i parametri Plateau (Pl) ed Ek, in tutti e tre i casi si è potuto riconoscere una dipendenza funzionale dal tempo.

In particolare è stato possibile distinguere le armoniche legate all'orologio biologico del popolamento, in particolare quelle a 24, 12, 6 ore sono risultate le più significative rispetto alle altre armoniche (quelle a 8 e 16 ore). L'analisi ha determinato il riconoscimento di ogni armonica ed il suo peso nei tre diversi regimi di radiazione.

Nelle figure seguenti vengono mostrati i modelli per Ek e Plateau (Pl).

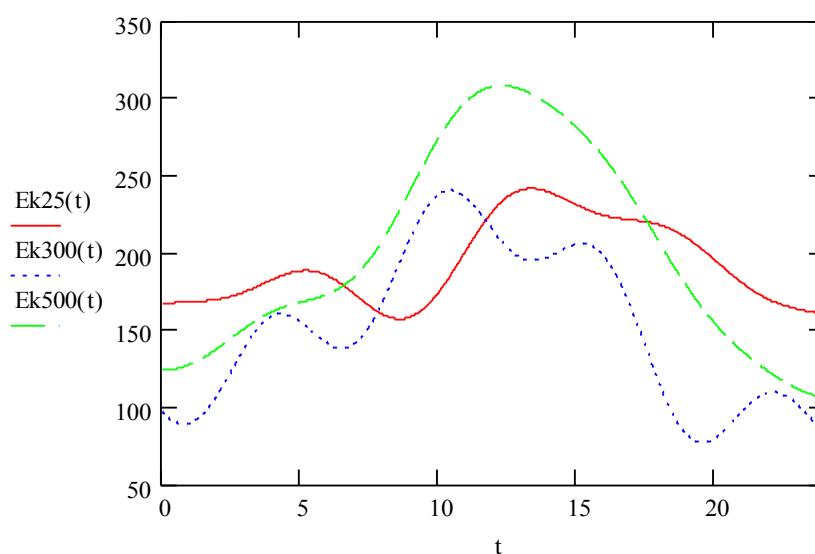


Fig. 11.3 : andamento di Ek nelle tre zone di luce in funzione dell'ora del giorno.

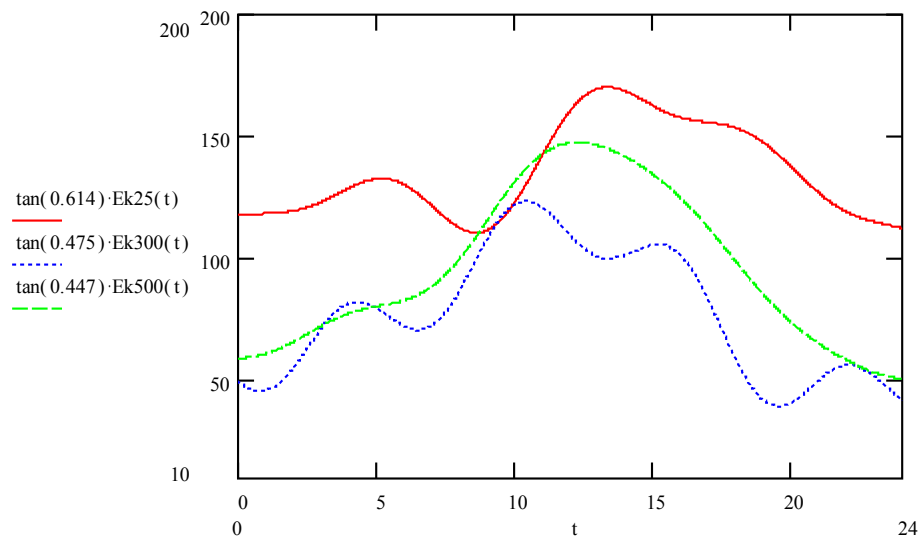


Fig. 11.4 : andamento di Pl nelle tre zone di luce in funzione dell'ora.

11.3 Calcolo della produzione primaria

Grazie al profilo di radiazione ottenuto con il modello di PAR (paragrafo 11.1) e alla stima dei parametri P-I (α , Pl ed Ek) che riproducono il ciclo giornaliero del popolamento fitoplanctonico, viene calcolata la Produzione Primaria Puntuale, quella integrata lungo la colonna d'acqua e quella Giornaliera.

A seconda del profilo di PAR medio giornaliero e dell'ora del giorno, vengono estratti i profili dei parametri di α e Pl a partire dalle loro variazioni temporali.

In funzione di tali valori e del profilo di PAR istantaneo è possibile calcolare la funzione di produzione (FP) utilizzando una delle seguenti curve:

1. curva di Michaelis-Menten-Monod;

$$FP(z) = \frac{Pl(z)}{1 + \frac{PAR(z)}{Pl(z)}}$$

2. curva di Platt

$$FP(z) = Pl(z) \times e^{\left(-\beta \times \frac{PAR(z)}{Pl(z)}\right)} \times \left[1 - e^{\left(-\alpha \times \frac{PAR(z)}{Pl(z)}\right)}\right]$$

3. curva di Steele

$$FP(z) = Pl(z) \times e^{\left(\frac{-PAR(z)}{Pl(z)} \right)}$$

4. curva di Webb

$$FP(z) = Pl(z) \times \frac{\tanh\left(\frac{PAR(z)}{Pl(z)}\right)}{\left(\frac{PAR(z)}{Pl(z)}\right)}$$

In questo lavoro è stata scelta la curva di Platt in quanto tiene conto del parametro di fotoinibizione β .

La Produzione Primaria Istantanea (PPp) sarà quindi data da:

$$PPp(t, z) = \sigma \times FP(t, z) \times Eff(z) \times Chl(z)$$

dove:

σ è il rendimento quantico fotosintetico pari 0.125 (Morel et al, 1987);

$Eff(z)$ è il profilo di efficienza fotosintetica misurata dalla sonda PrimProd;

$Chl(z)$ è il profilo di biomassa fitoplanctonica calcolata a partire dai valori di fluorescenza acquisiti dalla Primprod.

La Produzione Integrata (PPi) nella colonna d'acqua e quella Gionaliere (PPg) sono invece fornite dalle seguenti espressioni:

$$PPi(t) = \sigma \times \int FP(t, z) \times Eff(z) \times Chl(z) dz$$

$$PPg = \sigma \times \int \int FP(t, z) \times Eff(z) \times Chl(z) dt dz$$

Va inoltre sottolineato che i valori di produzione primaria puntuale calcolati con il modello PhytoVFP sono stati confrontati con quelli ottenuti attraverso il metodo del radiocarbonio. In particolare, nel lavoro di tesi di Tognotti (2008) è stata messa a confronto la produzione primaria a partire dai dati acquisiti nelle crociere SAMCA3 e SAMCA4 effettuate nel Mar Adriatico Meridionale e nel Mar Ionio.

Come si può vedere nelle figure 11.5 e 11.6, nella crociera SAMCA 3 esiste tra la variabile misurata e quella calcolata dal modello un coefficiente di correlazione pari a 0.801 quando la sezione trasversale di assorbimento ottico normalizzato per unità di clorofilla-a a^{*}_{max}=0.016 m²/mg chla (Fig. 11.5), e pari a 0.803 quando a^{*}_{max}=0.033 m²/mg chla (Fig. 11.6).

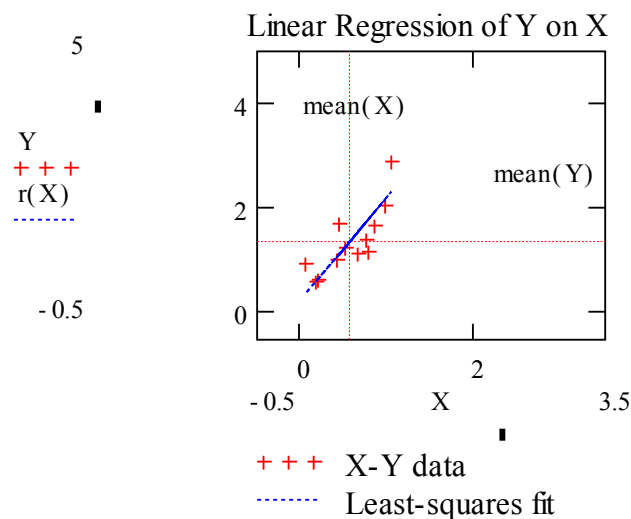


Fig. 11.5 : retta di calibrazione relativa a a^{*}_{max}=0.016 con coefficiente di correlazione pari a 0.801 (SAMCA3).

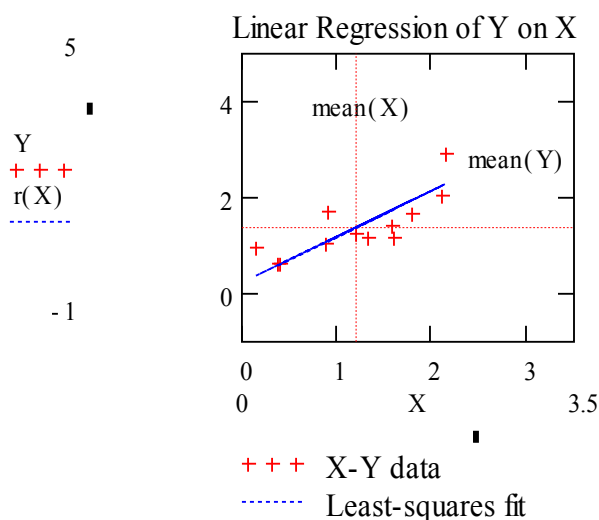


Fig. 11.6 : retta di calibrazione relativa a a^{*}_{max}=0.033 con coefficiente di correlazione pari a 0.803 (SAMCA3).

Nella SAMCA4 invece tali coefficienti sono più bassi rispetto alla campagna precedente (Fig. 11.7 e 11.8) con valori pari a 0.767 quando $a^*_{\max}=0.016 \text{ m}^2/(\text{mg chl}a)$, e pari a 0.774 quando $a^*_{\max}=0.023 \text{ m}^2/(\text{mg chl}a)$.

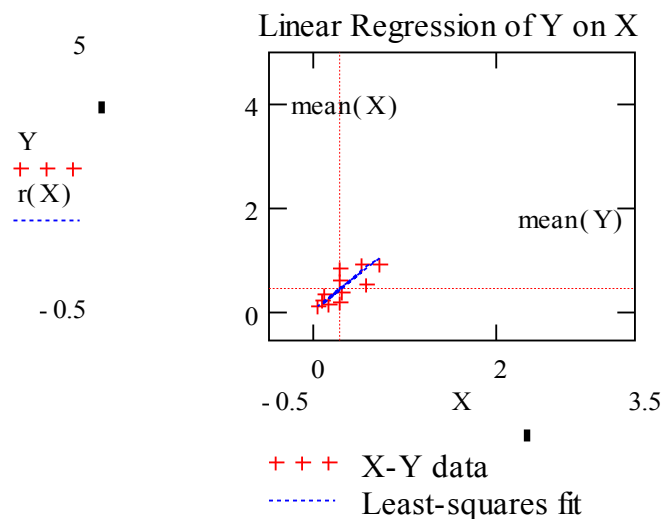


Fig. 11.7 : retta di calibrazione relativa a $a^*_{\max}=0.016$ con coefficiente di correlazione pari a 0.767 (SAMCA4).

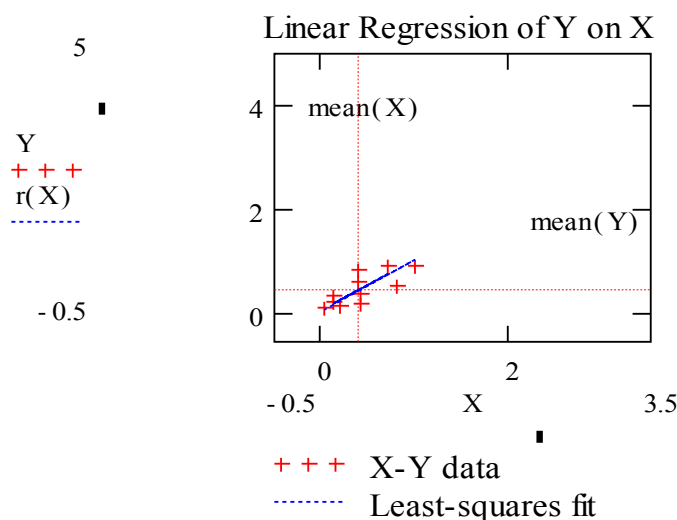


Fig. 11.8 : retta di calibrazione relativa a $a^*_{\max}=0.033$ con coefficiente di correlazione pari a 0.774 (SAMCA4).

12. RISULTATI DEL MODELLO UTILIZZATO

Il modello messo a punto in questo lavoro è stato validato e calibrato con dati raccolti in situ e con i risultati di un altro modello biotico (modello di Morel) che è stato largamente utilizzato dall'autore stesso e da altri ricercatori per stimare la produzione primaria a scala globale e nel mar Mediterraneo.

In particolare i valori superficiali di PAR acquisiti con la sonda PrimProd nel corso di diverse crociere oceanografiche sono stati utilizzati per calibrare la radiazione sulla superficie del mare. Il profilo di luce calcolato è stato invece confrontato con quello sperimentale misurato dalla stessa sonda al fine di determinare il coefficiente di determinazione e quindi l'attendibilità con cui il modello PhytoVFP simula la frazione dello spettro luminoso compresa tra 400 e 700 nm.

Infine i risultati relativi alla variazione della produzione primaria puntuale e quella giornaliera sono stati paragonati con quelli ottenuti tramite il modello di Morel utilizzando le stesse condizioni di input.

12.1 Calibrazione della PAR

Più di 300 valori di radiazione superficiale misurati con la sonda Primprod nel corso di diverse crociere oceanografiche svolte nel Mar Mediterraneo tra il 2002 e il 2006, sono stati utilizzati per calcolare dei coefficienti di correzione da applicare al calcolo della radiazione superficiale.

Al fine di ottenere una elevata correlazione tra dati sperimentali e quelli calcolati, il dataset è stato suddiviso in due parti in funzione della trasmittanza nuvolosa che è stata stimata attraverso l'espressione di Alados (par. 11.1). I risultati della regressione (Fig. 12.1 e 12.2) hanno evidenziato che esiste un'elevata correlazione tra i dati quando si ipotizza un valore limite di trasmittanza nuvolosa pari a 0.995.

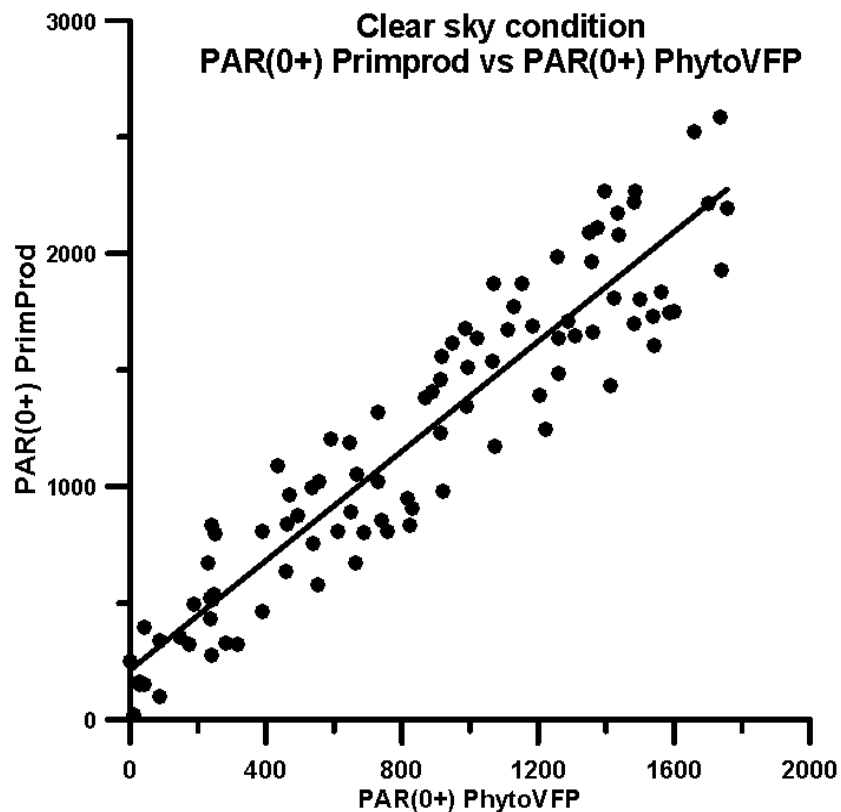


Fig. 12.1 : Confronto tra i dati misurati e quelli calcolati in assenza di nuvole.

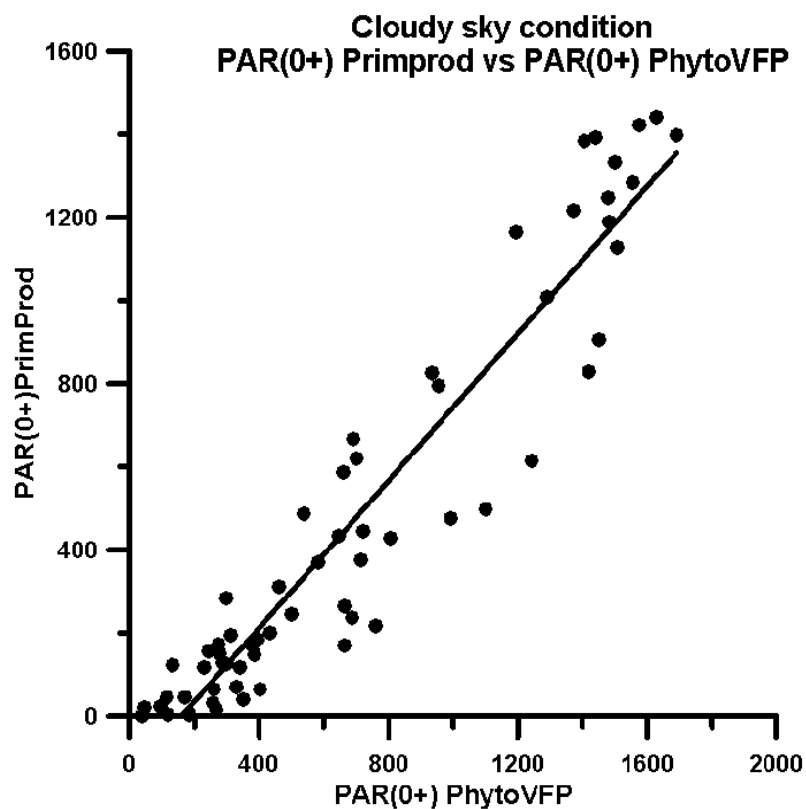


Fig. 12.2: Confronto tra i dati misurati e quelli calcolati in presenza di nuvole.

Dai valori di radiazione superficiale è stata calcolato il profilo verticale di PAR che è stato confrontato successivamente con quello misurato dalla sonda PrimProd. I grafici (Fig. 12.3) mettono in evidenza che esiste una stretta relazione tra l'andamento verticale dei dati misurati con quello relativo ai dati calcolati quando sono presenti alti livelli di radiazione (il sole si trova in prossimità dello zenit), mentre l'andamento dei profili risulta essere diverso nel ristretto periodo che segue l'alba e precede il tramonto.

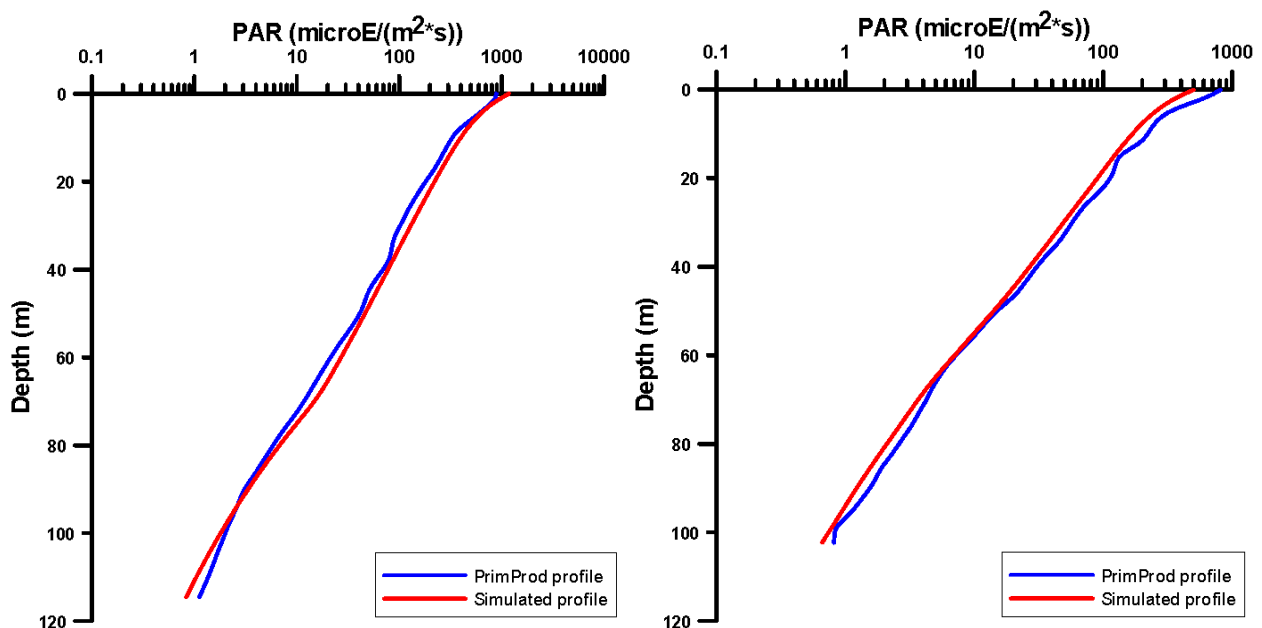


Fig. 12.3: Confronto tra l'andamento del profilo di PAR della sonda PrimProd (linea blu) con quello calcolato dal modello PhytoVFP (linea rossa) in due diverse stazioni di misura.

Il grafico di figura 12.4 mette in evidenza che i valori calcolati dal modello PhytoVFP mostrano una dipendenza lineare con i dati sperimentali mostrando con un coefficiente di determinazione, R^2 , pari a 0.86.

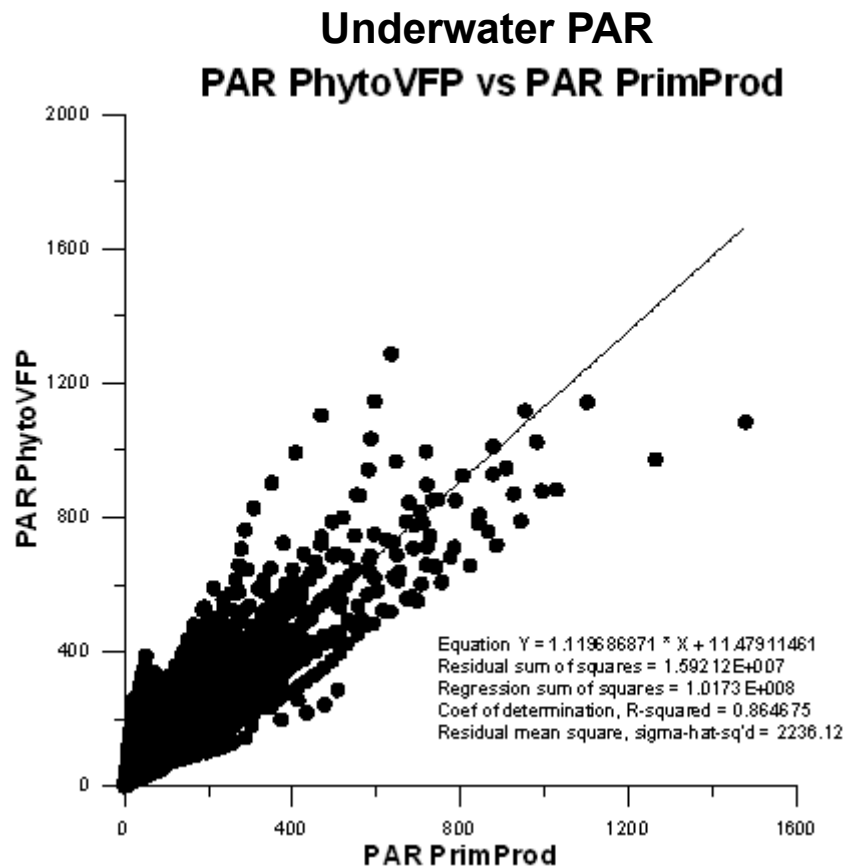


Fig. 12.4 : Confronto tra dati di PAR subacquei misurati dalla sonda PrimProd e quelli calcolati dal modello PhytoVFP.

Va inoltre notato che, essendo il coefficiente angolare della retta vicino all'unità e il valore dell'intercetta prossimo all'origine degli assi, l'attendibilità con cui il modello riproduce il profilo di luce non è solo qualitativo ma anche quantitativo.

12.2 Confronto della produzione primaria con il modello di Morel

Grazie alla stima del profilo di PAR stimato durante l'arco della giornata è stata calcolata la produzione primaria fitoplanctonica con il modello PhytoVFP e con quello di Morel. In questo modo è stato possibile effettuare un confronto su una base quantitativa mentre a livello qualitativo (andamento del profilo) ci sono delle differenze sostanziali legate ai diversi processi che entrano in gioco nelle due formulazioni e che sono state già descritte nel Capitolo 11.

In particolare il modello PhytoVFP a differenza di quello di Morel tiene conto di due fattori quali:

1. l'efficienza fotosintetica la quale esprime la frazione del popolamento in grado di produrre nuova biomassa grazie al processo fotosintetico e che viene direttamente acquisita in situ attraverso la sonda PrimProd;
2. il processo di fotoacclimatazione del fitoplancton che è stato analizzato grazie ad esperimenti in laboratorio in cui sono stati misurati i parametri della curva PI (E_k , α e P_I) relativi al ritmo circadiano di *Skeletonema costatum*.

I valori dei parametri relativi al modello di Morel (K_{PUR} , a_{max}^* e $\phi_{\mu max}$) sono stati scelti in accordo con quelli contenuti in Morel et al. (1996) per le acque oligotrofiche. Tale assunzione risulta valida per il mar Mediterraneo e in particolar modo per la parte a sud del bacino Algero-Provenzale dove, nelle quattro crociere MedGOOS oggetto di studio, il range di concentrazione della clorofilla-a varia da 0.12 a 1.25 mg/m³. Per quanto riguarda invece i dati di input del modello PhytoVFP sono stati selezionati quelli (E_k , α e P_I) relativi a un popolamento misto tra specie sciafile ed eliofile e un coefficiente di rendimento quantico fotosintetico σ pari a 0.125 in accordo con Morel et al. (1987).

Va inoltre sottolineato che in entrambi i modelli il tasso fotosintetico è stato stimato attraverso la formulazione di Platt in quanto permette di tener conto del parametro di fotoinibizione β a cui è stato assegnato un valore pari a 0.1.

Nei grafici riportati in basso viene mostrato in blu il profilo di produzione primaria fitoplanctonica espressa come mg C/(m³*h) calcolata con il modello PhytoVFP e in rosso quella stimata con il modello di Morel in due differenti stazioni.

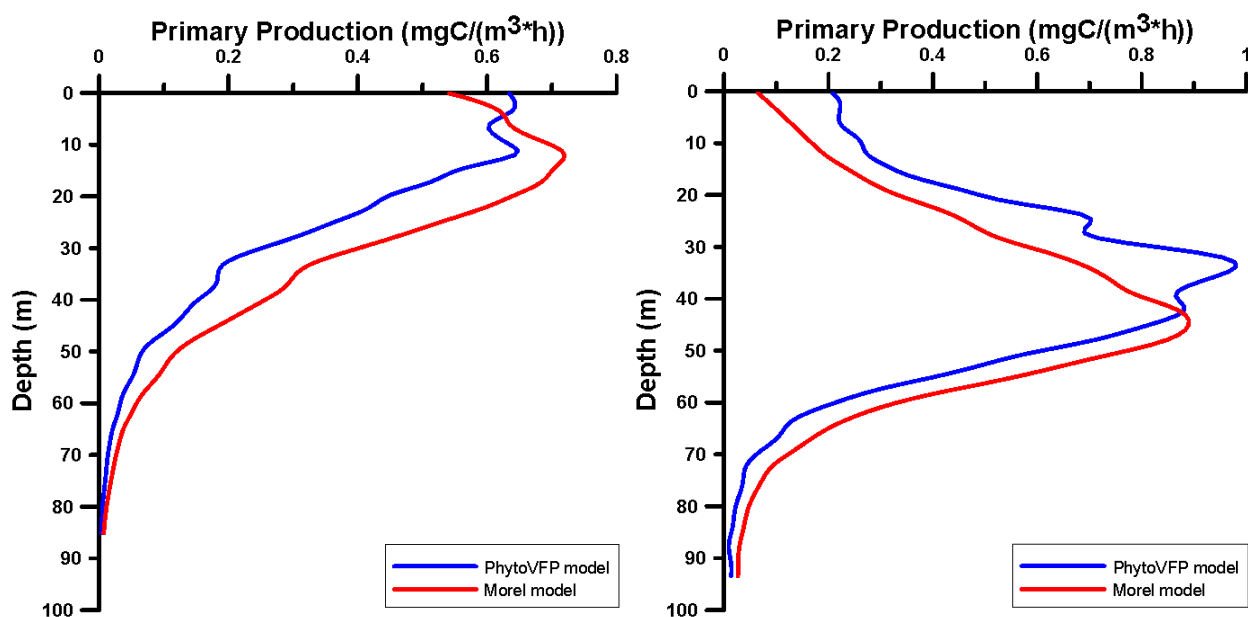


Fig.12.5 : Confronto tra l'andamento del profilo di Produzione Primaria calcolata con il modello PhytoVFP (linea blu) con quello calcolato dal modello di Morel (linea rossa) in due diverse stazioni di misura.

Dal confronto tra i profili di produzione primaria fitoplanctonica calcolata con i due modelli biotici si evince che il modello di Morel stima valori più elevati rispetto a quelli calcolati dal modello PhytoVFP ad elevate profondità. Tale situazione è dovuta in parte all'effetto dell'efficienza fotosintetica che, tenendo conto della frazione di popolamento “fotosinteticamente attivo”, determina una sottostima della produzione primaria calcolata dal modello PhytoVFP. Nei primi metri della colonna d'acqua invece la produzione primaria del PhytoVFP risulta più elevata rispetto a quella calcolata da Morel a causa dell'adattamento del fitoplancton alle alte radiazioni luminose (processo di fotoacclimatazione) di cui tiene conto il modello PhytoVFP attraverso il ciclo circadiano definito dagli esperimenti su *Skeletonema costatum*.

12.3 Distribuzione della produzione primaria giornaliera nelle crociere MedGOOS

Attraverso il modello PhytoVFP messo a punto come riportato al precedente paragrafo è stata calcolata la produzione primaria giornaliera. La stima, che è stata effettuata nell'area di campionamento relativa alle quattro crociere oceanografiche oggetto di studio, ha permesso di descrivere la variazione della suddetta variabile nell'area che comprende il Mar di Sardegna (MedGOOS4 e MedGOOS7) e il Canale di Sardegna (MedGOOS5 e MedGOOS6). Allo scopo di ottenere una rappresentazione sinottica della produzione primaria giornaliera è stato assunto che i profili di biomassa fitoplanctonica ed efficienza fotosintetica, acquisiti in ciascuna stazione, non variano nell'arco della giornata. Tale assunzione risulta valida in quanto il presente studio è rivolto all'osservazione di fenomeni a mesoscala che hanno una durata maggiore rispetto all'intervallo di tempo intercorso tra l'inizio e la fine di ogni campagna esaminata. La produzione primaria giornaliera calcolata per ogni crociera MedGOOS si riferisce al giorno intermedio del relativo periodo di misura.

Di seguito vengono analizzate le variazioni spaziali di produzione primaria giornaliera per ogni campagna di misura considerata.

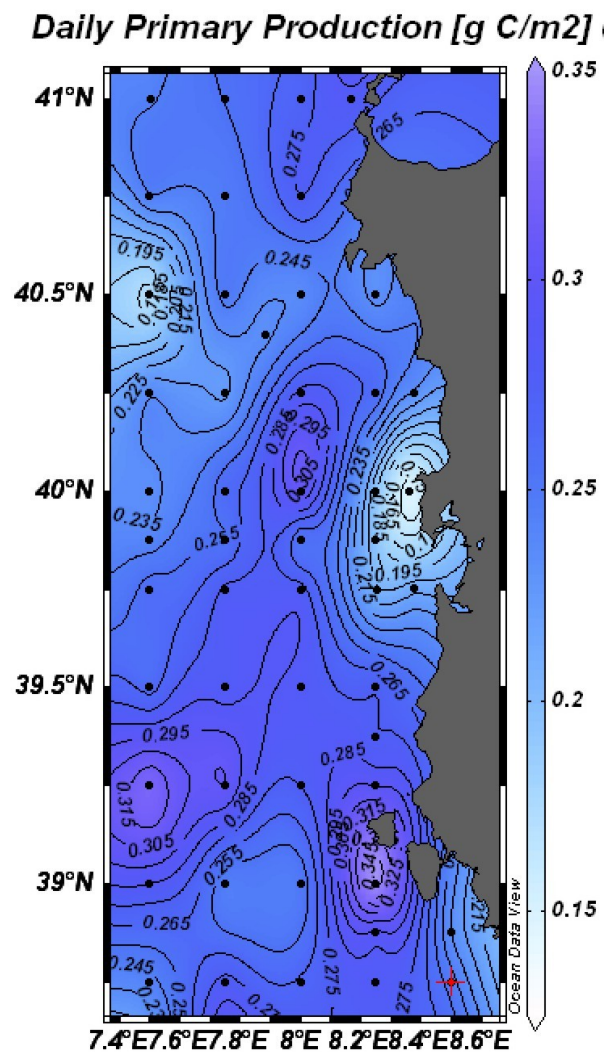


Fig. 12.6 : distribuzione della Produzione Primaria Giornaliera nel Mar di Sardegna (MedGOOS4).

I valori di produzione primaria giornaliera calcolati nella MedGOOS4 risultano i più elevati tra quelli stimati nelle quattro crociere oceanografiche considerate. Alti valori si trovano nella zona a sud del piano di campionamento e sono legati in parte alla presenza del vortice anticiclonico riscontrato dai dati MDTA nella parte meridionale del Bacino Algero-Provenzale, ed in parte ad un upwelling costiero tra l'Isola di S.Pietro e quella di S.Antioco.

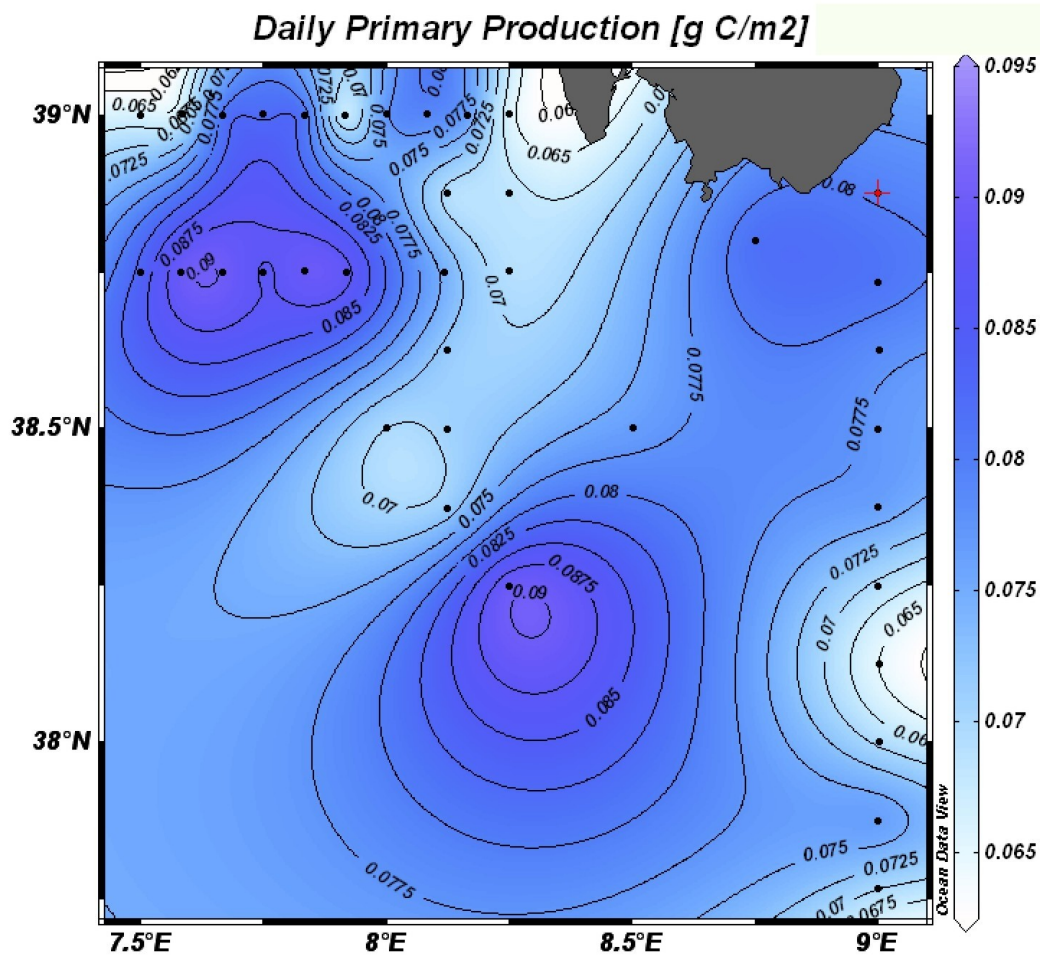


Fig. 12.7: distribuzione della Produzione Primaria Giornaliera nel Mar di Sardegna e nel Canale di Sardegna (MedGOOS5).

Durante la crociera oceanografica MedGOOS5 i valori più elevati di produzione primaria giornaliera si trovano nella parte meridionale e nella zona nord occidentale del piano di campionamento in corrispondenza dei bordi del vortice anticiclonico definito dalle osservazioni satellitari e dalle simulazioni numeriche.

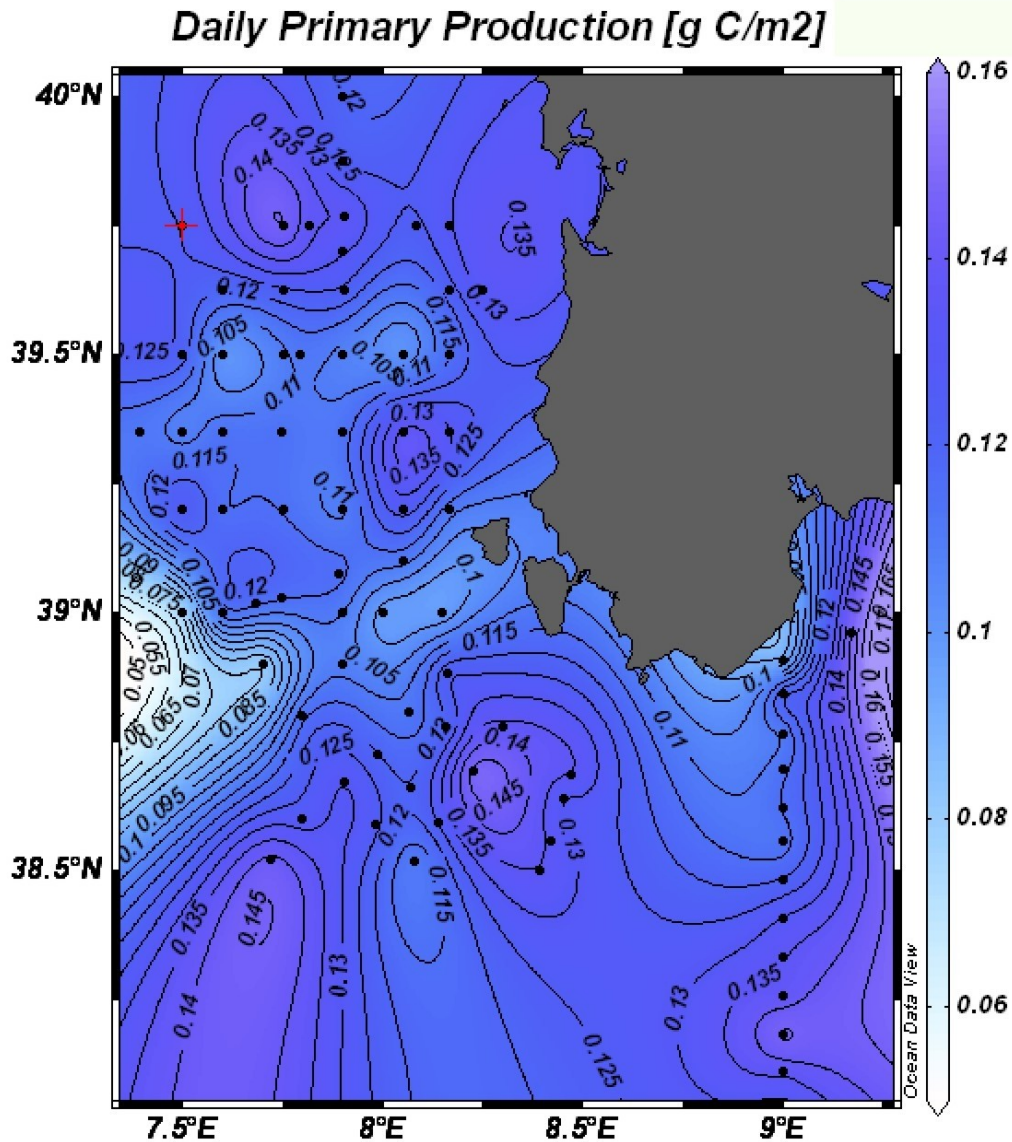


Fig. 12.8 :distribuzione della Produzione Primaria Giornaliera nel Mar di Sardegna e nel Canale di Sardegna (MedGOOS6).

In questa campagna di misura (MedGOOS6) i valori più elevati di produzione primaria fitoplanctonica si riscontrano nella parte a sud in corrispondenza del bordo del vortice anticiclonico che si sta formando a causa dell'instabilità dalla corrente algerina, e nella zona a nord dove è presente il NBF.

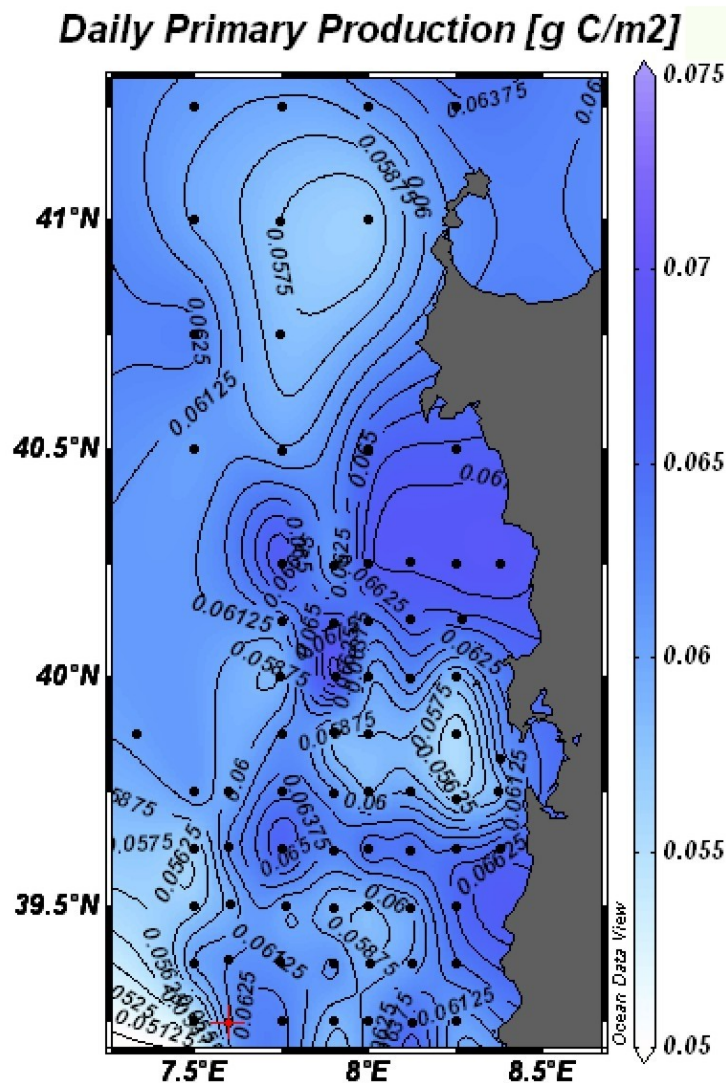


Fig. 12.11: distribuzione della Produzione Primaria Giornaliera nel Mar di Sardegna (MedGOOS7).

I bassi valori di produzione primaria giornaliera riscontrati durante la MedGOOS7 sono dovuti sia alla bassa radiazione solare, tipica del mese di Gennaio, che dall'assenza di fenomeni oceanografici ben delimitati.

13. RISULTATI DELLE INTERAZIONI FISICHE-BIOLOGICHE

Per evidenziare gli effetti delle strutture a mesoscala vengono rappresentate, per ogni crociera oceanografica oggetto di studio, delle sezioni verticali profondità-distanza relative alla densità potenziale, alla biomassa fitoplanctonica e alla produzione primaria che intercettano i vortici a mesoscala nella parte a sud e il Fronte Nord Balearico presente nella zona settentrionale del Bacino Algero-Provenzale. Al fine di scegliere, all'interno dei piani di campionamento delle quattro campagne MedGOOS, le stazioni più significative, in questo capitolo le suddette strutture dinamiche, individuate dalle immagini satellitari (Cap. 8) e attraverso le simulazioni numeriche (Cap. 9), verranno etichettate e visualizzate nelle mappe che esprimono la distribuzione dei dati altimetrici. Visto che il periodo in cui sono state svolte le crociere oceanografiche è stato sufficientemente breve da non permettere la propagazione dei processi fisici a mesoscala analizzati in questo studio e come confermato dalle diverse rappresentazioni riportate in Allegato, si assume che ogni sezione scelta per analizzare la distribuzione della densità potenziale risulta rappresentativa di tutti i transetti. Allo scopo di visualizzare sinotticamente la distribuzione verticale di produzione primaria fitoplanctonica, è stato calcolato il profilo di PAR alle ore 12 UTC relativo al giorno intermedio tra quello iniziale e finale di ogni campagna di misura ed è stato assunto, in analogia con la propagazione dei processi fisici, che biomassa fitoplanctonica ed efficienza fotosintetica, necessari per la stima della produzione primaria, non varino significativamente nel corso delle crociere oceanografiche.

13.1 MedGOOS4

Durante la MedGOOS4 sono presenti due vortici anticiclonici (M4-1 e M4-2) che caratterizzano la zona a largo mentre in prossimità della costa africana si riscontra un eddy costiero (M4-3) che si sta staccando dalla corrente algerina. La figura 13.1 mette inoltre in evidenza nella zona settentrionale del Bacino Algero-Provenzale il North Balearic Front (NBF) che staziona intorno al parallelo dei 40 °N.

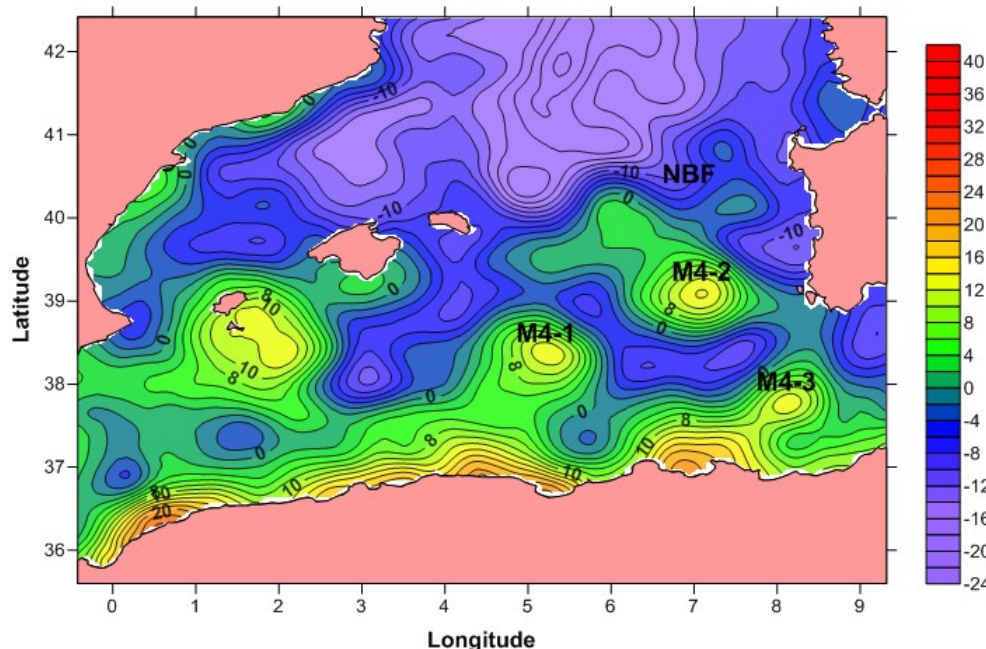


Fig. 13.1: distribuzione dei dati altimetrici (MADT) con l'indicazione dei principali processi a mesoscala durante la MedGOOS4.

Tra i possibili transetti che potevano essere rappresentati per analizzare la distribuzione delle variabili fisiche e biologiche all'interno della MedGOOS4, è stata scelta quella che intercetta NBF a nord e gli eddies anticiclonici M4-2 e M4-3 nella parte meridionale del bacino (Fig. 13.2 (a)). Tali strutture vengono riscontrate nell'andamento delle isopieche che, in corrispondenza dei vortici anticiclonici, mostrano una marcata inclinazione verso il basso (Fig. 13.2 (b)). Le concentrazioni più elevate di biomassa fitoplanctonica ($0.8-0.9 \text{ mg/m}^3$) si trovano ai bordi degli eddies e all'interno di un range di profondità che varia da 80 m al centro del bacino fino a 40 m in prossimità del Canale di Sardegna (Fig. 13.2 (c)). La produzione primaria (Fig. 13.2 (d)) ha una distribuzione analoga a quella della clorofilla-a ma con i massimi valori ($1.3-1.4 \text{ g C}/(\text{m}^3 \cdot \text{h})$) che sono spostati verso quote superiori (tra 20 m e 40 m di profondità). Va inoltre evidenziato come nella parte settentrionale del transetto l'elevata concentrazione di biomassa fitoplanctonica ($0.6-0.65 \text{ mg/m}^3$), presente tra i -60 m e i -90 m, non corrisponde ad elevati valori di produzione primaria.

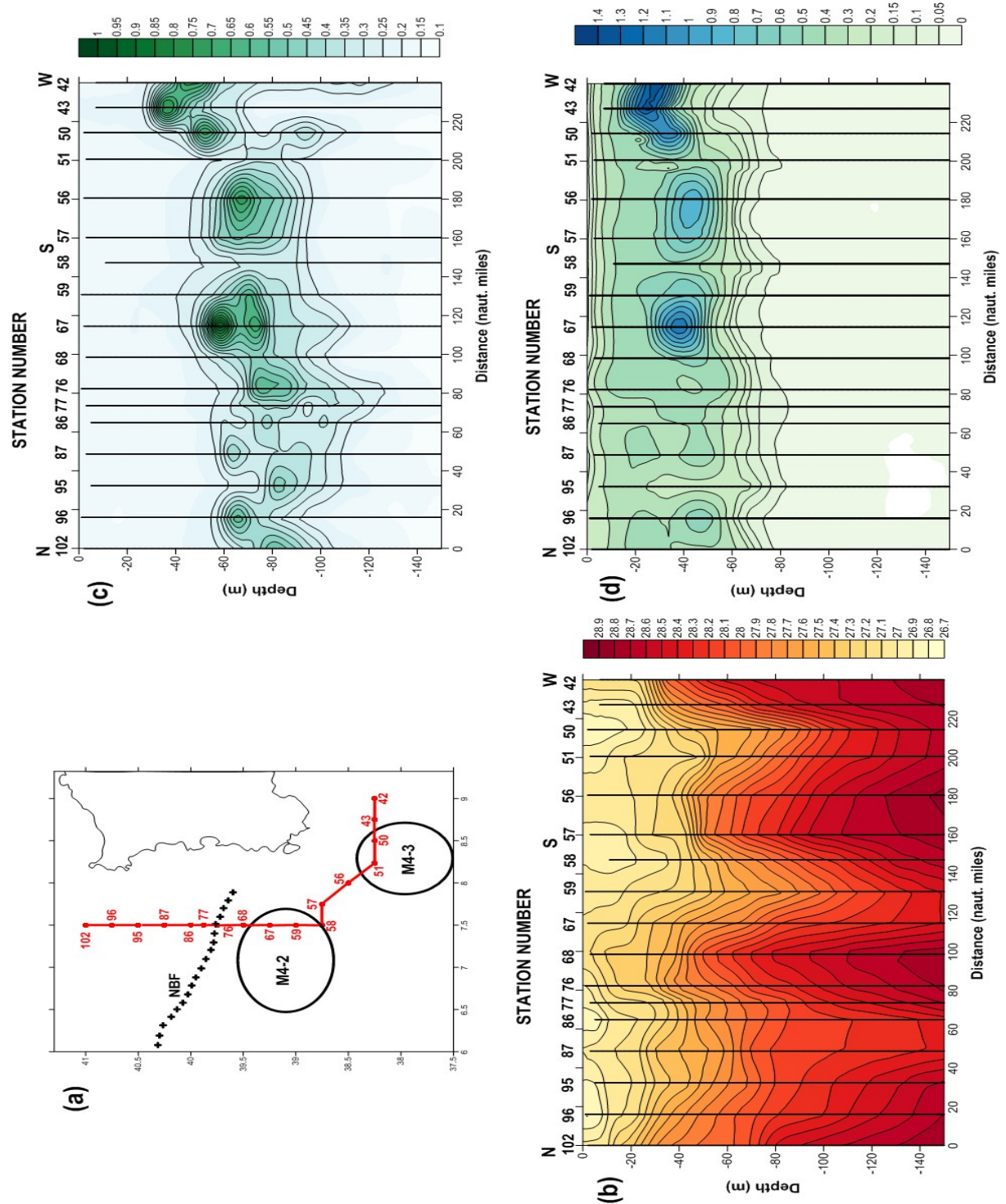


Fig. 13.2: Transecto 102-42 (MedGOOS4): (a) posizione schematica delle stazioni e delle strutture a mesoscala; (b) distribuzione della densità potenziale (kg/m^3); (c) distribuzione della clorofilla-a (mg/m^3); (d) distribuzione della produzione primaria fitoplanctonica ($\text{g C}/(\text{m}^3 \cdot \text{h})$).

13.2 MedGOOS5

La distribuzione dei dati altimetrici (Fig. 13.3) mette in luce la presenza di un vortice anticiclonico (M5-1) nella parte a sud del Bacino Algero-Provenzale che si sta dirigendo verso le coste della Sardegna sud-occidentale e la posizione di NBF al di sotto dei 40 °N.

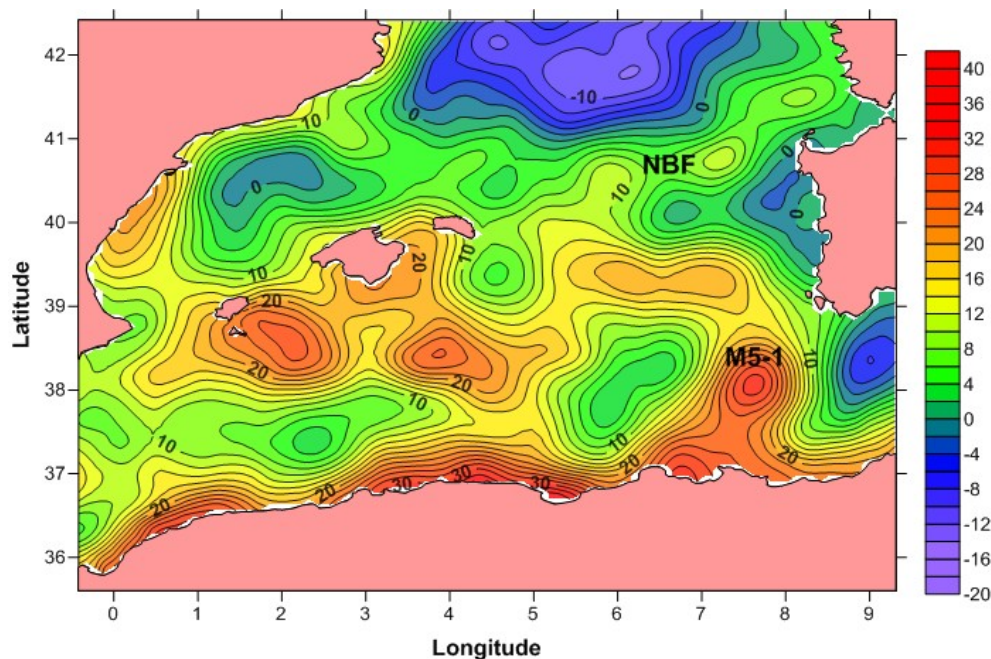


Fig. 13.3: distribuzione dei dati altimetrici (MADT) con l'indicazione dei principali processi a mesoscala durante la MedGOOS5.

Come è evidenziato dalla figura 13.4 (a) il transetto rappresentativo della MedGOOS5 è quello che si trova in corrispondenza del bordo del vortice M5-1 la cui struttura verticale viene in parte rappresentata attraverso la distribuzione della densità potenziale (Fig. 13.4 (b)). In tale figura si nota infatti come la struttura produca un effetto significativo fino a 60 m di profondità, al di sotto della quale non si riscontrano elevati gradienti orizzontali di densità. Tale situazione produce un'elevata concentrazione di clorofilla-a (0.65 mg/m^3) in corrispondenza del bordo settentrionale del vortice ad una profondità di circa 70 m e nella sua parte orientale (0.6 mg/m^3) in prossimità degli strati superficiali (13.4 (c)). Anche la distribuzione di produzione primaria evidenzia elevati valori ($0.41 \text{ g C/(m}^3\text{*h)}$) che contraddistinguono i bordi della struttura anticiclonica ubicati in corrispondenza

della superficie al di sopra dei -30 m (13.4 (d)).

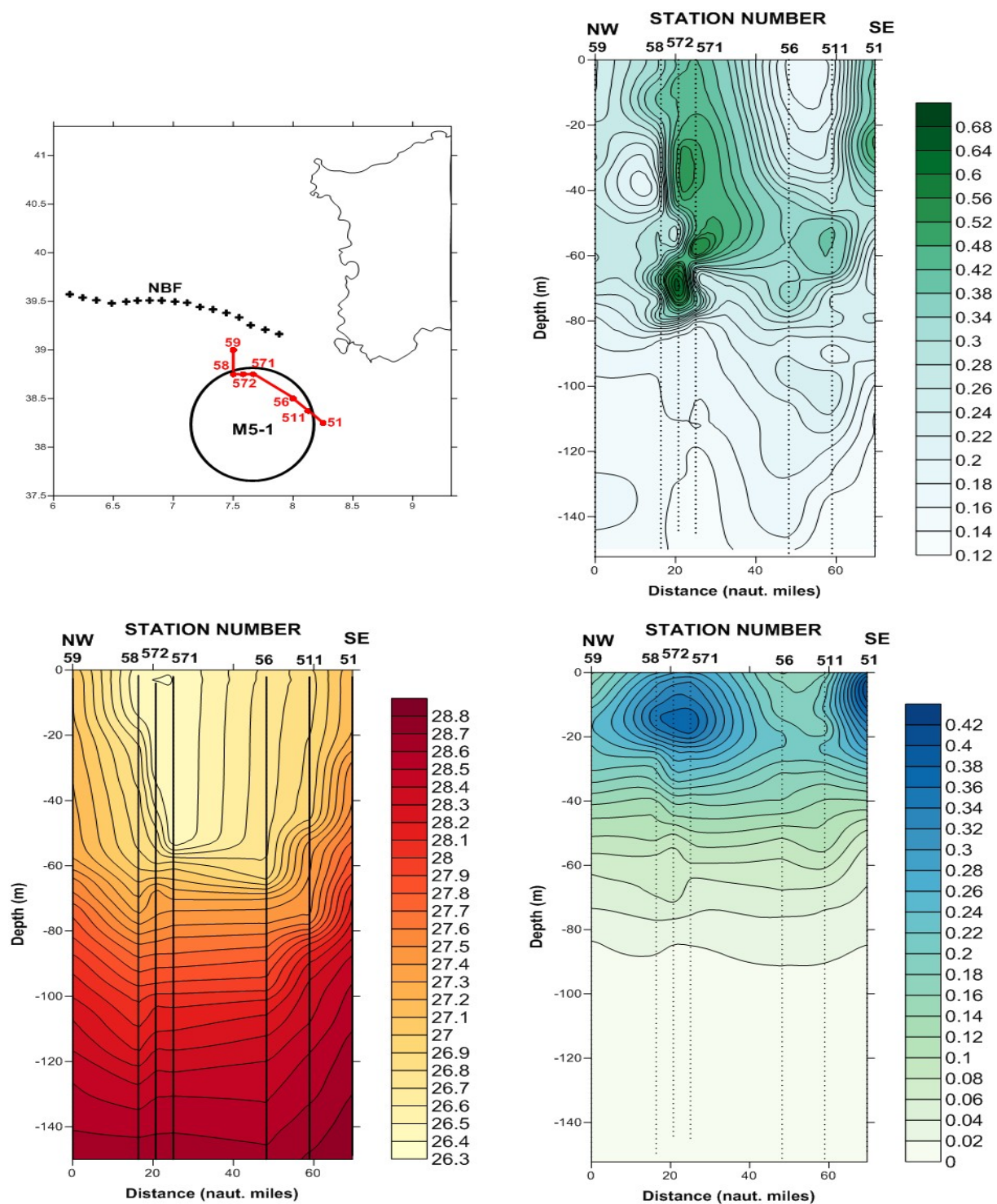


Fig. 13.4: Transecto 59-51 (MedGOOS5): (a) posizione schematica delle stazioni e delle strutture a mesoscala; (b) distribuzione della densità potenziale (kg/m^3); (c) distribuzione della clorofilla-a (mg/m^3); (d) distribuzione della produzione primaria fitoplanctonica ($\text{g C}/(\text{m}^3 \cdot \text{h})$).

13.3 MedGOOS6

Durante la campagna di misura MedGOOS6 si riscontra la presenza di due vortici: uno anticiclonico diretto verso il Mar di Sardegna (M6-2) e l'altro di natura ciclonica (M6-1) che si è formato a causa dell'instabilità del Fronte Nord Balearico (NBF) il quale, come mostrato in figura 13.5, è localizzato al di sopra dei 39 °N.

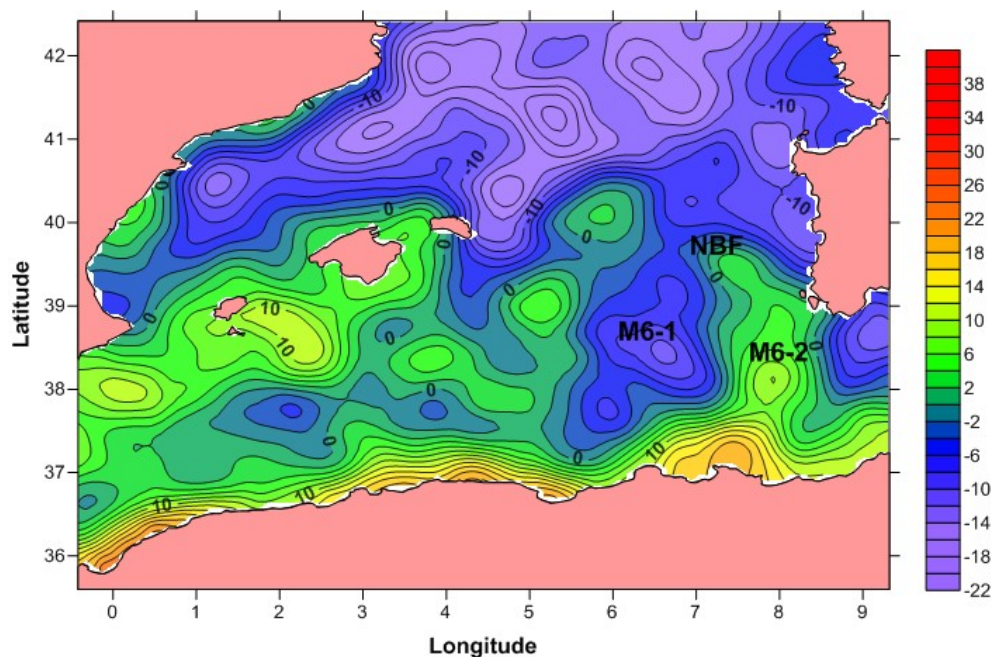


Fig. 13.5: distribuzione dei dati altimetrici (MADT) con l'indicazione dei principali processi a mesoscala durante la MedGOOS6.

In questo caso il transetto più significativo dell'intero piano di campionamento della MedGOOS6 risulta quello che intercetta a nord il NBF e nella zona meridionale del bacino Algero-Provenzale il bordo settentrionale del vortice M6-2 (Fig. 13.6(a)). La distribuzione della densità potenziale (Fig. 13.6(b)) mette in evidenza che lo strato superficiale fino a 40 m di profondità risulta ben mescolato con valori più elevati nella zona settentrionale (28.1 kg/m^3) rispetto a quella meridionale (27.65 kg/m^3). Al di sotto di tale quota e nella parte a sud del bacino la marcata inclinazione delle isopiche evidenzia l'effetto del vortice M6-2. Dall'andamento della biomassa fitoplanctonica (Fig. 13.6(c)) si riscontra la presenza del DCM (Deep Chlorophyll Maximum) tra 60 m e 80 m di profondità con concentrazioni più elevate nella parte settentrionale (0.66 mg/m^3) che in

quella meridionale (0.53 mg/m^3) del transetto. Elevati valori di produzione primaria (Fig. 13.6(d)) interessano invece l'intervallo di profondità che va da -10 m a -30 m dove, al contrario della distribuzione di clorofilla-a, sono presenti concentrazioni più elevate ($0.28 \text{ g C/(m}^3\text{*h)}$) nella zona a sud rispetto alla regione a nord del bacino ($0.22 \text{ g C/(m}^3\text{*h)}$).

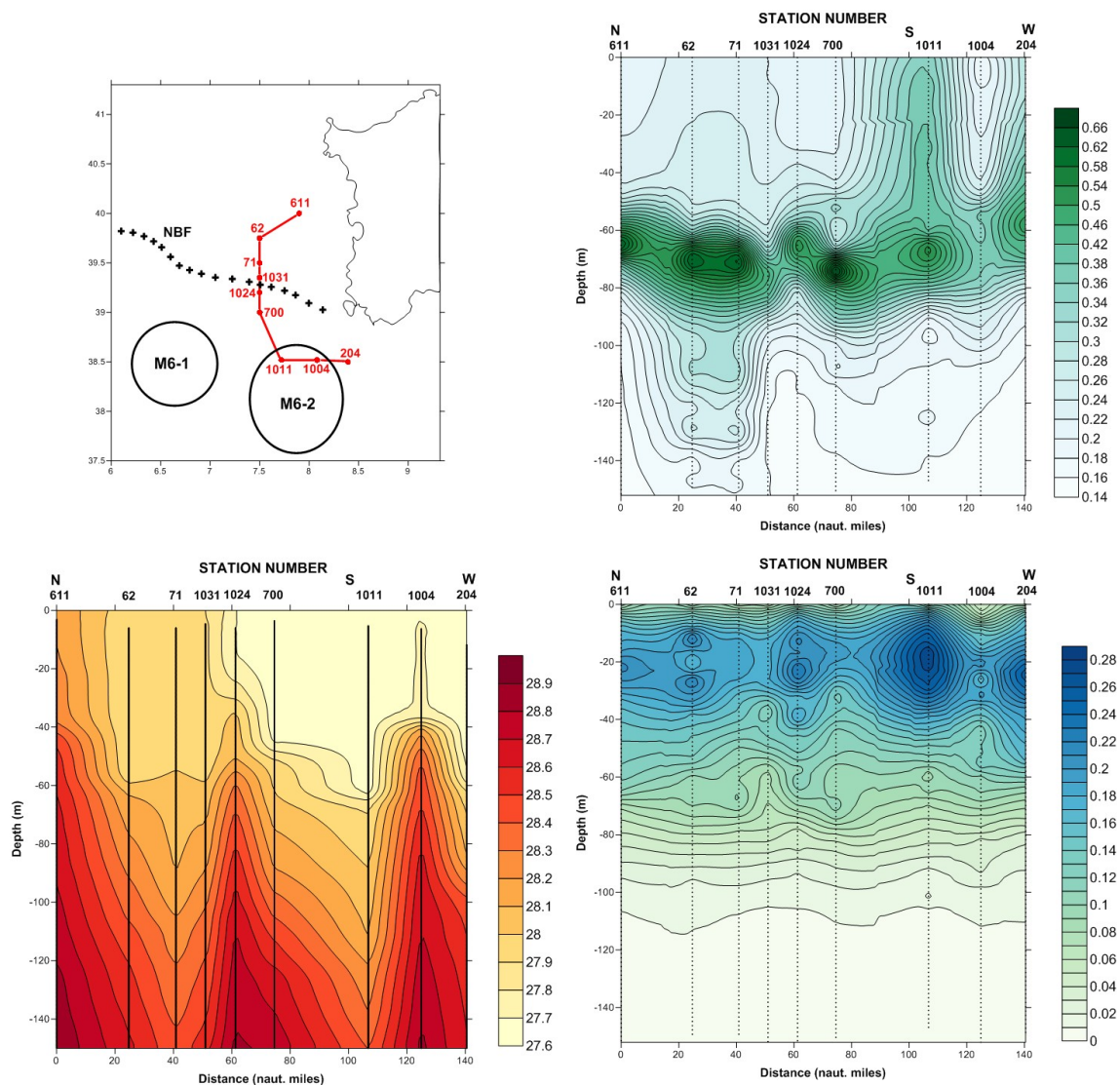


Fig. 13.6: Transetto 611-204 (MedGOOS6): (a) posizione schematica delle stazioni e delle strutture a mesoscala; (b) distribuzione della densità potenziale (kg/m^3); (c) distribuzione della clorofilla-a (mg/m^3); (d) distribuzione della produzione primaria fitoplanctonica ($\text{g C/(m}^3\text{*h)}$).

13.4 MedGOOS7

Nella figura 13.7 appare chiaramente come, durante la MedGOOS7, non si formano vortici anticiclonici nella zona meridionale del Bacino Algero-Provenzale. Il Fronte Nord Balearico è posizionato in corrispondenza dei 39 °N.

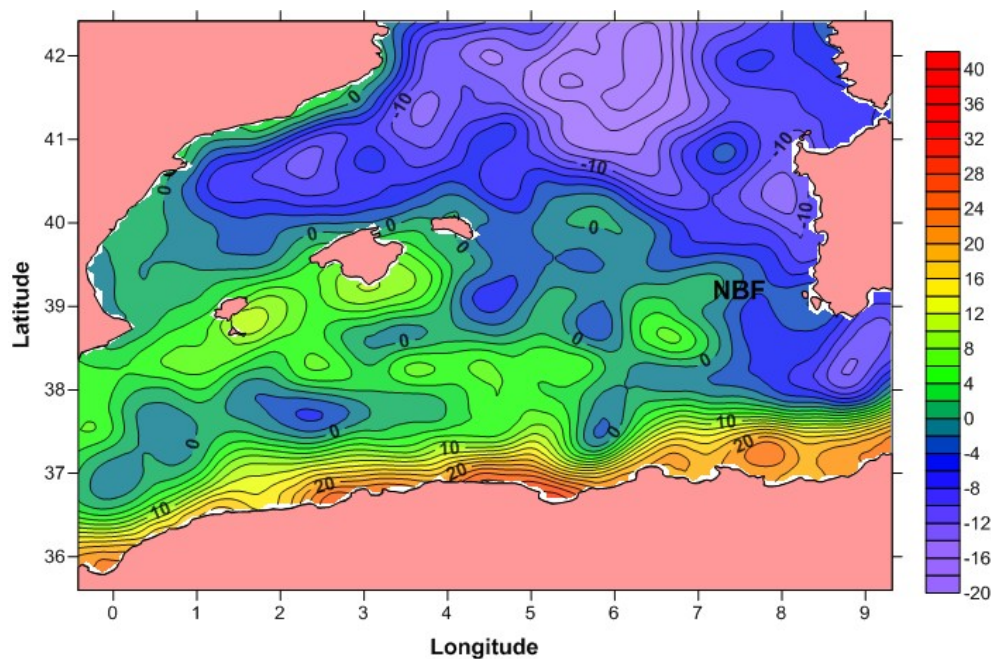


Fig. 13.7 : distribuzione dei dati altimetrici (MADT) con l'indicazione dei principali processi a mesoscala durante la MedGOOS7.

Considerando che il piano di campionamento della MedGOOS7 caratterizza la parte centro-settentrionale del Mar di Sardegna, è stato scelto il transetto che risulta più vicino al Fronte Nord Balearico (Fig.13.8(a)). Dalla distribuzione della densità potenziale (Fig.13.8(b)) si nota la presenza di uno strato mescolato con un elevato spessore (circa 70 m) all'interno del quale si hanno valori minimi in corrispondenza della stazione 107 (28.42 kg/m^3) e nella parte meridionale del transetto (28.35 kg/m^3). Biomassa fitoplanctonica (Fig.13.8(c)) e produzione primaria (Fig.13.8(d)) mostrano un andamento simile con valori massimi omogeneamente distribuiti nei primi 20 m di profondità.

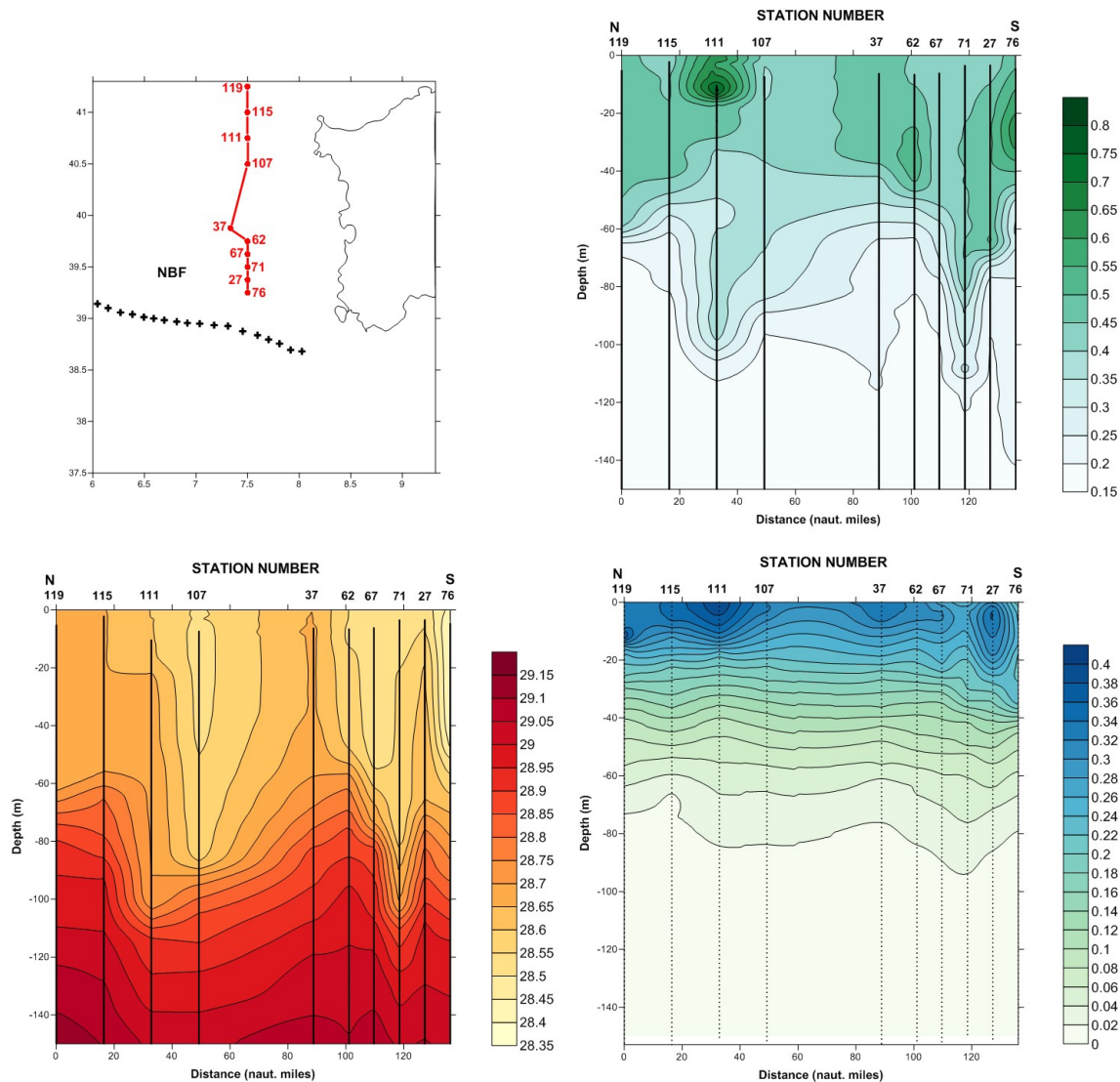


Fig. 13.8 : Transecto 119-76 (MedGOOS7): (a) posizione schematica delle stazioni e delle strutture a mesoscala; (b) distribuzione della densità potenziale (kg/m^3); (c) distribuzione della clorofilla-a (mg/m^3); (d) distribuzione della produzione primaria fitoplanctonica ($\text{g C}/(\text{m}^3 \cdot \text{h})$).

Per una migliore analisi e comprensione dell'effetto dei fenomeni a mesoscala sulla distribuzione delle variabili fisico-biologiche e per evidenziare le differenze nella variazione spazio-temporale della concentrazione di clorofilla-a e dell'efficienza fotosintetica, in Allegato vengono riportati, per ogni crociera MedGOOS, una serie di rappresentazioni delle principali variabili analizzate mediante mappe orizzontali, sezioni verticali profondità-distanza e profondità-tempo.

14. DISCUSSIONI E CONCLUSIONI

Il presente lavoro ha messo in luce che nell'area di studio i processi biologici, come la produzione primaria fitoplanctonica, vengono modulati dai fenomeni fisici a mesoscala che caratterizzano la dinamica del Mar Mediterraneo occidentale (Taupier-Letage et al., 2003). Per verificare l'ipotesi iniziale sono stati analizzati quattro distinti periodi di tempo tra la primavera del 2002 e l'inverno del 2004 in cui sono state effettuate quattro crociere oceanografiche (la MedGOOS4 a Maggio del 2002, la MedGOOS5 a Novembre dello stesso anno, la MedGOOS6 a Marzo-Aprile del 2003 e la MedGOOS5 a Gennaio del 2004) nell'area orientale del Bacino Algero-Provenzale che comprende il Mar di Sardegna e il Canale di Sardegna.

Preliminarmente all'analisi dei dati acquisiti è stata effettuata un'indagine satellitare finalizzata a localizzare i fenomeni oceanografici nei suddetti intervalli temporali analizzando una zona estesa compresa tra le Isole Baleari a ovest, la costa africana a sud, la Sardegna a est e il Golfo del Leone a nord. In particolare i dati relativi all'altezza del livello del mare (MADT, Mediterranean Absolute Dynamic Topography) e alla velocità della corrente marina sono stati utilizzati per rilevare eddies anticiclonici a mesoscala in corrispondenza delle coste algerine (Millot, 1999), mentre la distribuzione di temperatura, salinità e clorofilla-a sono servite per definire la posizione del fronte nord-balearico (NBF, North Balearic Front) che separa masse d'acqua con differenti caratteristiche fisico-biologiche fra la parte a nord e quella a sud del Bacino Algero-Provenzale.

I risultati dell'indagine hanno evidenziato durante la crociera MedGOOS4 sia influenzata da due intensi vortici anticiclonici (AE, Algerian Eddies) nella parte a sud, da un altro AE che si sta staccando dalle coste algerine e dal fronte nord-balearico che si trova in corrispondenza del parallelo dei 40 °N. Tale situazione è confermata dal parametro di Okubo-Weiss che mette in luce la presenza di due vortici a largo della costa africana e di strutture meandriiformi nella parte a nord. Anche i dati di temperatura superficiale del mare (SST) mostrano sia la presenza del fronte balearico, caratterizzato da un forte gradiente termico tra la parte a nord più fredda e quella a sud più calda, sia quella di alcuni AE con nucleo al centro di acqua calda nella zona a sud. La distribuzione di clorofilla ricavata da dati satellitari (SeaWifs) segnala la presenza di acque ricche di biomassa nella parte a nord mentre l'alta concentrazione nell'area meridionale è dovuta alla presenza di vortici che trasportano verso la Sardegna una parte della biomassa fitoplanctonica presente sulle coste africane. Tali considerazioni trovano un forte riscontro nell'analisi delle simulazioni

numeriche e nei dati rilevati durante la campagna oceanografica MedGOOS4 (11-18 Maggio 2002) dove nella parte a sud del piano di campionamento sono presenti nella zona a largo due nuclei di acqua più leggera relativi ai vortici anticiclonici M4-2 e M4-3. Il DCM (Deep Chlorophyll Maximum) si localizza ai bordi dei suddetti vortici, al di sotto dello strato mescolato che viene evidenziato dagli elevati valori della frequenza di Brunt-Vaisala. Nella parte a nord del piano di campionamento, dove dominano strutture meandriiformi che contraddistinguono NBF, si rilevano valori di biomassa più bassi e a quote inferiori rispetto alla parte meridionale del Bacino Algero-Provenzale.

Anche nella MedGOOS5 (6-14 Novembre 2002) le immagini, ricavate dall'elaborazione dei dati altimetrici e quelle relative alla successiva analisi del parametro Okubo-Weiss, mettono in risalto la formazione di un “coastal eddy” (M5-1) nella zona a sud. La genesi del vortice viene spiegata dalle distribuzioni delle correnti marine che, come evidenziato nelle immagini relative alla velocità del flusso ottenute dalle simulazioni numeriche, mette in risalto, attraverso la presenza di estesi meandri, l'instabilità baroclina della corrente algerina. Anche dalle immagini di temperatura e di clorofilla superficiale si può vedere come la parte meridionale del bacino sia caratterizzata da un flusso di acqua fredda e con elevate concentrazioni di biomassa fitoplanctonica proveniente dall'Oceano Atlantico che lambisce le coste africane fino ad arrivare all'altezza di quelle algerine dove forma AE che si dirigono verso la zona sudoccidentale della Sardegna. Il transetto effettuato in tale zona evidenzia, attraverso la distribuzione verticale di densità, come il vortice di “nuova formazione” non abbia un'elevata estensione verticale (circa 50 m di profondità). Tale struttura è comunque in grado di determinare una moderata risposta biologica in quanto, in prossimità del bordo del vortice e ad una profondità di circa 30 m, è presente la massima concentrazione di biomassa fitoplanctonica.

La sequenza di immagini ottenute attraverso l'elaborazione dei dati altimetrici e di quelli relativi alla corrente superficiale evidenzia che il Bacino Algero-Provenzale, durante la crociera oceanografica MedGOOS6 (29 Marzo- 14 Aprile 2003), è caratterizzato da un cambiamento delle condizioni dinamiche: si passa da un'assenza di AE provocata da un abbassamento del fronte nord-balearico (fino al parallelo 39 °N) con la formazione di un nucleo ciclonico nel periodo iniziale del campionamento, fino alla formazione di un nuovo “coastal eddy” verso la conclusione della campagna di misura. Tale situazione risulta confermata dall'analisi del parametro Okubo-Weiss e dai dati SST e CHL che mostrano repentini cambiamenti di temperatura e di concentrazione di

biomassa fitoplanctonica al centro del bacino Algero-Provenzale. Anche se il vortice antiorario riscontrato in questa campagna ha la stessa genesi di quello relativo alla MedGOOS5, dall'analisi della distribuzione verticale di densità M6-2 risulta avere un'estensione verticale maggiore rispetto a M5-1. La concentrazione più elevata di clorofilla-a si trova ai bordi della struttura appena al di sotto dello strato mescolato. Nella regione a nord dominata dai meandri della NBF i massimi valori di biomassa fitoplanctonica si trovano tra 60 e 80 m di profondità.

Il periodo in cui è stata svolta la MedGOOS7 (8-24 Gennaio 2004) è stato caratterizzato da condizioni meteo-marine avverse con un'elevata copertura nuvolosa che non ha permesso l'identificazione delle strutture a mesoscala attraverso le osservazioni satellitari di SST e CHL. L'individuazione di NBF è stata effettuata attraverso l'analisi di temperatura e salinità ottenute attraverso le simulazioni numeriche che hanno evidenziato come il fronte si sposti verso le basse latitudini (38-39 °N). I dati altimetrici ed in particolare la distribuzione del parametro di Okubo-Weiss mettono in evidenza che tutto in Bacino Algero-Provenzale è dominato da strutture meandriche, ad eccezione di qualche zona in corrispondenza della costa africana dove si formano AE che non superano comunque i 38 °N. La mancanza di strutture a mesoscala ben definite e l'elevata profondità del MLD (Mixed Layer Depth) tipica del periodo invernale inducono una distribuzione omogenea della biomassa fitoplanctonica con valori massimi localizzati nei primi 20 m della colonna d'acqua.

All'interno delle quattro crociere oceanografiche sono state effettuate misure di efficienza fotosintetica grazie alla sonda Primprod che utilizza il metodo "Pump and Probe". Tale grandezza permette di discriminare la biomassa fitoplanctonica totale in due componenti: la frazione "attiva", capace di produrre carbonio organico, e dalla frazione "non attiva", costituita da cellule fitoplanctoniche senescenti. Analizzando più di 100 stazioni nel corso delle quattro campagne di misura oggetto di studio è emerso che la distribuzione spaziale delle due variabili è molto differente. In alcune sezioni verticali profondità-distanza e profondità-tempo i valori più elevati di efficienza fotosintetica si trovano al di sopra del DCM. Tale disaccordo è evidenziato anche nelle mappe orizzontali dove molto spesso la posizione del massimo di biomassa fitoplanctonica si trova distante da quello di efficienza fotosintetica.

Per questo motivo un modello che calcola la produzione primaria (PP) deve tener conto della "biomassa effettivamente attiva". A tale scopo è stata sviluppata una nuova versione del modello PhytoVFP che contiene sostanziali modifiche rispetto a quella messa a punto, testata e calibrata da

Marcelli et al. (1997). La PAR viene calcolata integrando i parametri relativi alle 61 lunghezze d'onda in cui è stato suddiviso lo spettro del visibile ($\Delta\lambda = 5 \text{ nm}$) ed introducendo la funzione di trasmittanza nuvolosa (Alados et al, 2000); mentre per stimare il tasso fotosintetico viene utilizzata la formulazione di Platt che tiene conto del parametro di fotoinibizione β . Al fine di validare le modifiche apportate al modello PhytoVFP è stato necessario inizialmente confrontare l'andamento della PAR teorica con i dati di luce misurati in situ. I valori di PAR superficiale sono stati messi in relazione con quelli acquisiti dalla sonda PrimProd nel corso di diverse campagne di misura svolte nel Mar Mediterraneo tra il 2002 e il 2006. Al fine di ottenere una elevata correlazione tra dati sperimentali e quelli calcolati, l'intero dataset è stato suddiviso in due parti in funzione della copertura nuvolosa. E' risultato che in assenza di nuvole il coefficiente di determinazione è di 0.87, mentre con una trasmittanza nuvolosa inferiore a 0.995 il valore di R^2 è di circa 0.9. Una volta utilizzati i parametri delle rette di regressione per correggere l'algoritmo del modello (calibrazione), sono stati stimati i profili subacquei di PAR che confrontati con quelli acquisiti in situ hanno evidenziato l'esistenza di una stretta relazione tra l'andamento verticale dei dati misurati con quelli calcolati quando sono presenti elevati valori di radiazione, mentre l'andamento dei profili risulta essere diverso nel ristretto periodo che segue l'alba e precede il tramonto. Nonostante ciò, i valori di PAR calcolati dal modello mostrano una dipendenza lineare con i dati sperimentali con un coefficiente di determinazione pari a 0.86. A causa della mancanza di misure effettuate con il metodo del radiocarbonio durante le campagne MedGOOS, la PP calcolata con il modello PhytoVFP è stata messa in relazione con quella stimata dal modello di Morel (Morel, 1991) che è stato largamente utilizzato dall'autore stesso e da altri ricercatori per stimare la produzione primaria a scala globale e nel mar Mediterraneo. Dal confronto emerge che i valori di PP giornaliera stimati con il modello PhytoVFP risultano in accordo con quelli calcolati da Morel in acque oligotrofiche (Morel et al., 1996); mentre analizzando l'andamento verticale di PP si evince come il modello di Morel stima valori più elevati ad elevate profondità prima che il profilo raggiunga il suo valore massimo. Tale situazione è dovuta in parte all'effetto dell'efficienza fotosintetica che, tenendo conto della frazione del “popolamento fotosinteticamente attivo”, determina una sottostima della produzione primaria calcolata con il PhytoVFP rispetto a quella stimata con il modello di Morel. Nei primi metri della colonna d'acqua invece la produzione primaria del PhytoVFP risulta più elevata rispetto a quella calcolata da Morel a causa dell'adattamento del fitoplancton alle alte radiazioni luminose (processo di fotoacclimatazione) di cui tiene conto il modello PhytoVFP

attraverso il ciclo circadiano definito dagli esperimenti su *Skeletonema costatum*.

Per descrivere in maniera appropriata la risposta biologica associata ai processi dinamici marini è stata quindi utilizzata la produzione primaria fitoplanctonica in quanto tiene conto dei processi fisiologici del fitoplancton marino e della parte del popolamento fitoplanctonico che è in grado di generare nuova biomassa. In questo modo vengono evitati errori che si possono verificare quando viene utilizzata la biomassa fitoplanctonica per valutare le interazioni fisico-biologiche nelle strutture a mesoscala. Nella MedGOOS 4 e nella MedGOOS6 la discordanza, nella zona a nord del bacino, tra aree che esprimono una elevata concentrazione di clorofilla-a e bassi valori di produzione primaria, sta ad indicare che la biomassa fitoplanctonica è costituita prevalentemente da cellule senescenti le quali hanno subito un trasporto passivo ad opera delle correnti marine. L'analisi degli effetti delle strutture dinamiche a mesoscala sui processi biologici marini ha messo in luce che nelle campagne di misura dove gli AE sono stati riscontrati (MedGOOS4, MedGOOS5 e MedGOOS6), la produzione primaria fitoplanctonica ha registrato dei valori massimi in corrispondenza dei bordi di tali strutture in quanto lo strato mescolato si trova al di sopra della profondità critica (Sverdrup, 1953). Durante la MedGOOS7, invece, a causa dello spostamento verso latitudini inferiori (38-39 °N) del NBF che non ha consentito agli AEs di arrivare fino all'area di studio, la produzione primaria, così come la biomassa fitoplanctonica, risulta essere omogeneamente distribuita all'interno della zona di indagine. Tale analisi permette di concludere che nel Mar di Sardegna sono principalmente le strutture anticicloniche ad influenzare la crescita del fitoplancton e di conseguenza a regolare l'assorbimento della CO₂ atmosferica per mezzo della “biological pump”.

BIBLIOGRAFIA

Alados, I., Olmo F.J., Foyo-Moreno, I., Alados-Arboledas, L. 2000. "Estimation of photosynthetically active radiation under cloudy conditions". *Agricultural and Forest Meteorology*, 102, pp 39 -50.

Austin, R. W. 1974. "Remote sensing of spectral radiance from below the oceans surface". In: N. G. Jerlov & E. S. Nielsen (editors), *Optical Aspects of Oceanography*. Academic Press, New York, pp 317-344.

Balch, W. M. 1989. "Remote sensing of primary production II. A semi analytical algorithm based on pigments, temperature and light". *Deep Sea Research* 36(8): 1201-1217.

Behrenfeld, M. J., Falkowski, P. G. 1997a. "Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration". *Limnology and oceanography*, 42(1), 1-20.

Berrisford P, Kållberg P, Kobayashi S, Dee D, Uppala S, Simmons AJ, Poli P, Sato H. 2011. "Atmospheric conservation properties in ERA-interim". *Q J Royal Meteorol Soc* 137(659) 1381–1399.

Bidigare, R.R., Prezelin, B.B., Smith, R.C., 1992. "Bio-optical models and the problem of scaling". In: Falkowski, P.G., Woodhead, A.V., Eds *Primary Production and Biogeochemical Cycling in the Sea*, Plenum Press, New York, pp 175-212.

Bouzinac C., Font J., Johnny J. 2003. "Annual cycles of sea level and sea surface temperature in the western Mediterranean Sea". *J. Geophys Res.* 108(c3):3059.

Bruzzi, D. & Marcelli, M. 1990. "Sviluppo di una metodologia strumentale automatica per il monitoraggio dei fondali marini". *Proceedings of VI Colloquio AIOM*, pp. 79-84

Clayton, R.K. 1980 *Photosynthesis: Physical Mechanism and Chemical Patterns* (Cambridge: Cambridge University Press)

- Cole, B., Cloern, J. E. 1984. Significance of biomass and light availability to phytoplankton productivity in San Francisco Bay. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 17:15-24. Cole e Cloern.
- Conover, S. A. M. 1956. Oceanography of Long Island Sound, 1952-1954. IV. Phytoplankton. *Bull. Bingham Oceanogr. Coll.* 15: 62-112.
- Cullen, J.J., Yang, X., MacIntyre, H.L. 1992. Nutrient limitation of marine photosynthesis. In: *Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea*, 69-88. P.G. Falkowski, a.d. Woodhead, Plenum press, NY and London
- Davis, M., David, M. 1978. "Automatic kriging and contouring in the presence of trends (Universal kriging made simple)". *The Journal of Canadian Petroleum Technology*, 17(1)
- Dickey, T. D. 1988. "Recent advances and future directions in multidisciplinary in situ oceanographic measurements system", Rothschild BJ (ed) *Toward a theory on biological-physical interactions in the world ocean*. Kluwer Academic, Dordrecht, pp555-598.
- Dickey, T. D. & Bidigare, R.R. 2005. "Interdisciplinary oceanographic observations: the wave of the future". *SCI. MAR.*, 69 (Suppl. 1), pp. 23-42
- Dobricic, S., 2005. "New mean dynamic topography of the Mediterranean calculated from assimilation system diagnostics". *Geophysical Research Letters* 32, 11606.
- Dobricic, S., and Pinardi, N. 2008. "An oceanographic three dimensional variational data assimilation scheme". *Ocean Modelling* 22, pp 89-105.
- Dring, M.J., and Jewson, D.H. 1982. "What does ^{14}C uptake by phytoplankton really measure? A theoretical modelling approach". *Proc. R. Soc. Lond.* 214, pp 351-368.
- Dugdale, R. C., Wilkerson, F. P. 1998. Silicate regulation of new production in the equatorial Pacific upwelling, *Nature*, 391, 270– 273,

Eppley, R. W., Stewart, E., Abbot M. R., Heyman U. 1985. Estimating ocean primary production from satellite chlorophyll. Introduction to regional differences and statistics for the Southern California Bight. *J. Plankton Res.* 7: 567-70

Falkowski, P.G., Raven, J.A. 1997, *Aquatic Photosynthesis*, 1-375, Blackwell Science.

Fontanet, J.I., Font, J., Ladona, E.G., Emelianov, M., Millot, C., Taupier-Letage, I. 2004. "Spatial structure of anticyclonic eddies in the Algerian basin (Mediterranean Sea) analyzed using Okubo-Weiss parameter". *Deep-Sea Research.* 51. pp 3009-3028.

Fuda, J.L., Millot, C., Taupier-Letage, I., Send, U., Bocognano, J.M. 1998. "XBT section across the Western Mediterranean Sea". *Deep-Sea Res. I* 47(11): 2191-2218.

Gaarder, T., Eppley, R. W., Stewart, E., Abbot, M. R., Heyman, U. 1985. "Estimating ocean primary production from satellite chlorophyll. Introduction to regional differences and statistics for the Southern California Bight". *J. Plankton Res.* 7: 567-70, H. H. 1927. Investigations of the production of plankton in the Oslo fjord. *Rapp. P.-V. Cons. Int. Explor. Mer* 42, p. 1-48.

Gieskes, W.W. and Kraay, G.W. 1982. "State of the art in the measurement, community and species growth rates". *J. Plankton Res.* 12, pp 171-189.

Geider, R.J. and Osborne, B.A. 1992. "Algal photosynthesis". Chapman and Hall.

Innamorati, M. 1990. Misurazione dell'irradianza. In: NOVA THALASSIA- Metodi nell'ecologia del plancton marino, vol.11, pp 11-67. M. Innamorati, I. Ferrari, D. Marino, M. Ribera d'Alcalà, LINT-Trieste.

Jassby, A., Platt, T. 1976. Mathematical formulation of the relationship between photosynthesis and light for phytoplankton. *Limnol. Oceanogr.* 21: 540-547.

Jitts, H. R., Morel, A., Saijo, Y. 1976. The relation of oceanic primary production to available photosynthetic irradiance. *Aust. J. Mar. Freshwater Res.* 27: 441-454.

Kamenkovich V.M., Koshlyakov M.N. and Monin A.S. 1986. Synoptic eddies in the ocean. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 433 pp.

Keller A. A. 1988. "Estimating phytoplankton productivity from light availability and biomass in the MERL mesocosms and Narragansett Bay". *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 45: 159-168.

Kirk, J.T.O. 1994. *Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems*, Second Edition, Cambridge Univ

Kirk, J.T.O. 1992. The nature and measurement of the light environment in the ocean. In: *Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea*, pp.9-29. P.G. Falkowski, A. Woodhead, Plenum press- New York and London.

Lalli, C. M., & Parsons, T. R. 1997. *Biological oceanography, an introduction*. The Open University 314 pp.

LeBlanc K., Quiguier B., Prieur L., Claustre H., Oubelkheir K. and Bruyant F., 2004. Siliceous phytoplankton production and export related to trans-frontal dynamics of the Almeria-Oran frontal system (western Mediterranean Sea) during winter. *J. Geophys. Res.*, 109(C7): doi:10.1029/2003JC001878

Levy M., Memery L., Madec G. 1999. "The onset of the spring bloom in the MEDOC area: mesoscale spatial variability". *Deep-Sea Res I* 46 : 1137-1160.

Levy M., Memery L., Madec G. 2000. "Combined effects of mesoscale processes and atmospheric high-frequency on the spring bloom in the MEDOC area ". *Deep-Sea Res I* 47: 27-53.

Lewis M.R., 2002. Variability of plankton and plankton processes on the mesoscale. *In*: Phytoplankton Productivity: Carbon Assimilation in Marine and Freshwater Ecosystems. (P.J. le B. Williams, D.N. Thomas and C.S. Reynolds (eds.) Blackwell, London, 141-156.

Lindeman, R. 1942. "The trophic-dynamic aspect of ecology". *Ecology*, 23, pp 399-418.

Lorenzen, C.J. 1967. "Vertical distribution of chlorophyll and phaeopigments: Baja California". *Deep-Sea-Res.* 14. pp 735-745.

Lorenzen, C. J. 1970. Surface chlorophyll as an index of the depth, chlorophyll content, and primary productivity of the euphotic layer. *Limnol. Oceanogr.* 15: 479-480., C. J. (1970): Surface chlorophyll as an index of the depth, chlorophyll content, and primary productivity of the euphotic layer. *Limnol. Oceanogr.* 15: 479-480.

Maccaull, W. A., Platt, T. 1977. Diel variations in the photosynthetic parameters of coastal marine phytoplankton. *Limnol. Oceanogr.* 22: 723-731.

Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, and C. Lévy, 1998: OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual. *Note du Pôle de modélisation*, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No 11 , 91pp.

Mann, K. H. ; Lazier, J. R. N. 1996: Dynamics of Marine Ecosystems. Blackwell Scientific Publications

Majchrowski R., Ostrowska M., 2000. "Influence of photo- and chromatic acclimation on pigment composition in the sea". *Oceanologia.* 42 (2), 157–175.

Marcelli, M.; Campana, O., Di Maio A., Mangoni, O., Ribera d' Alcala, M., Saggiomo, V., Tozzi, S., Fresi, E., 1997. "Development of a new operative method to estimate primary production in the pelagic system with a quasi synoptic space time scale". Paper presented at Progress in oceanography of the Mediterranean Sea- International Conference, Rome, 17-19 Novembre 1997.

Marcelli, M. & Fresi, E. 1997. "The SARAGO: project: new undulating towed vehicle for developing, testing new technologies for marine research and environmental monitoring". *Sea Technology* pp 62-67

Millot, C. 1999. "Circulation in the Western Mediterranean Sea". *Journal of Marine System*, 20, pp 423-442.

Morel, A., Lazzara, L. and J. Gostan. 1987. "Growth rate and quantum yield time response for a diatom to changing irradiances (energy and color)". *Limnology and Oceanography*, 32, pp 1066-1084.

Morel, A. 1991. "Light and marine photosynthesis: a spectral model with geochemical and climatological implications". *Progress in Oceanography*, 26, 263-30

Morel, A., D. Antoine, M. Babin and Y. Dandonneau. 1996. "Measured and modeled primary production in the northeast Atlantic (EUMELI JGOFS program): the impact of natural variations in photosynthetic parameters on model predictive skill". *Deep Sea Research*, 43(8), 1273-1304.

Nardello I. 2008. "Bio-optical observation and modeling of marine biomass and primary production, for applications in the coastal environment." PhD Thesis, Dipartimento di Ecologia e Sviluppo Economico Sostenibile (Università degli Studi della Tuscia).

Neckel, H. & Labs, D. 1984. "The solar radiation between 3300 and 12500 Å". *Solar Physics*, 90, pp. 205-258.

Okubo, A., 1970. "Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences". *Deep-Sea Research* 17, pp 445–454.

Parsons, T., Takahashi, M., & Hargrave, B. 1983. *Biological oceanographic processes* (Third edition). Oxford, UK: Pergamon Press.

Pennock, J. R., Sharp, J. H. 1986. Phytoplankton production in the Delaware Estuary: temporal and spatial variability. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 34: 143-155.

Peterson, D. L., Spanner, M. A., Running, S. W., Teuber, K. B.. 1987. Relationship of Thematic Mapper Simulator data to leaf area index of temperate coniferous forests. *Remote Sensing of Environment* 22:323-341

Piermattei, V., Bortoluzzi, G., Cozzi, S., Di Maio, A., & Marcelli, M. (2006). “Analysis of mesoscale productivity processes in the Adriatic Sea: Comparison between data acquired by Sarago, a towed undulating vehicle, and CTD casts”. *Chemistry and Ecology* , Vol. 22, Supplement 1/ pp: 275-292

Platt, T., C. L. Gallegos, and W. G. Harrison. 1980. 'Photoinhibition of photosynthesis in natural assemblages of marine phytoplankton', *J. Mar. Res.* 38, 687-701.

Platt, T., Harrison, W. G. 1985. “Biogenic fluxes of carbon and oxygen in the ocean”. *Nature*, 318, 55–58.

Rahmstorf, S. 2006. Thermohaline ocean circulation. In *Encyclopedia of Quaternary Sciences*, edited by Elsevier, Amsterdam.

Riley, G. A. 1939. Plankton studies II. The Western North Atlantic, May – June, 1939. *J. Mar. Res.* 2. pp 145-162.

Riley, G. A. 1959. “Oceanography of Long Island Sound, 1952-1954. IX. Production and utilization of organic matter”. *Bull. Bingham Oceanogr. Coll.* 15. pp 324-334.

Rothschild, B.J. and Osborn, T.R. 1988. “Small-scale turbulence and plankton contact rates”. *Journal of Plankton Research.* 10. pp 465-474.

Roulet, G. and Madec, G. 2000. "Salt conservation, free surface, and varying levels: a new formulation for ocean general circulation models", *J. Geophys. Res.*, 105, pp 927– 942.

Ryther, J.H. e Yentsch, C.S. 1957. "The estimation of phytoplankton production in the ocean from chlorophyll and light data". *Limnol. and Oceanogr.* 2, pp 281-286.

Saggiomo V.; Carrada G.C.; Mangoni O.; Ribera d'Alcalà M.; Russo A. 1998. "Spatial and temporal variability of size fractionated biomass and primary production in the Ross Sea (Antarctica) during the austral spring and summer". *Journal Marine Systems* 17: 115-127.

Schindler, D.W. and Comita, G. W. 1972. "The dependence of primary production upon physical and chemical factors in a small senescing lake, including the effects of complete winter oxygen depletion". *Arch. Hydrobiol.* 69. pp 413–451.

Smith, E. L. 1936. Photosynthesis in relation to light and carbon dioxide. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 22: 504-511.

Smith, R. C., R. W. Eppley and K. S. Baker. 1982. "Correlation of primary production as measured aboard ship in southern California coastal waters and as estimated from satellite chlorophyll images". *Marine Biology*, 66, 281-288.

Steeman Nielsen, E. 1952. "The use of radioactive carbon (^{14}C) for measuring organic production in the sea". *J. Cons. Int. Mer. Med.* 18: 117-140.

Strass V.H., 1992. "Chlorophyll patchiness caused by mesoscale upwelling at fronts". *Deep-Sea Res.*, 39(1): 75-96.

Sverdrup H.U. 1953. "On condition for the Vernal Blooming of Phytoplankton". *Journal du Conseil.* v18. pp 287-295

Tanré, D., M. Herman, P. Y. Deschaps and A. De Leffe. 1979. "Atmospheric modelling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties". *Applied Optics*, 18, 3587-3594.

Taupier-Letage, I., Millot, C., 1986. "General hydrodynamical features in the Ligurian Sea inferred from the DYOME experiment". *Oceanol. Acta* 9 (2), 119-131.

Taupier-Letage, I., Puillat, I., Raimbault, P., & Millot, C. 2003. "Biological response to mesoscale eddies in the Algerian Basin". *Journal of Geophysical Research*, 108(C8), pp 32-45.

Tognotti, V. 2008. "Modello semiempirico per la stima della produzione primaria pelagica: verifica in due aree campione". Tesi di laurea.

Tonani M., Pinardi N., Dobricic S., Pujol I., Fratianni C. 2008. "A High Resolution Free Surface Model on the Mediterranean Sea". *Ocean Science*, 4. pp 1-14.

Vignudelli S. 1997. "Potential use of ERS and Topex/Poseidon altimeters for resolving oceanographic patterns in the Algerian Basin". *Geophys Res Lett* 24 (14): 1787-1790.

Volpe, G., Santoleri, R., Vellucci, V., Ribera d'Alcala, M., Marullo, S., & D'Ortenzio, F. 2007. "The colour of the Mediterranean Sea: Global versus regional bio-optical algorithms evaluation and implication for satellite chlorophyll estimates". *Remote Sensing of Environment*, 107, pp 625–638.

Volpe G., Nardelli B.B., Cipollini P., Santoleri R., Robinson I.S., 2012. "Seasonal to interannual phytoplankton response to physical processes in the Mediterranean Sea from satellite observations". *Remote Sensing of Environment*, 117, pp 223-235.

Webb, W.L., Newton, M., Starr, D. 1974. "Carbon dioxide exchange of *Alnus rubra*: a mathematical model". *Oecologia* 17, pp. 281-291.

Woźniak B., Dera J., Koblentz-Mishke O. I., 1992a. "Bio-optical relationships for estimating primary production in the Ocean" *Oceanologia*, 33, pp 5–38.

Woźniak B., Dera J., Koblentz-Mishke O. I., 1992b. "Modelling the relationship between primary production, optical properties, and nutrients in the sea" *Ocean Optics* 11, Proc. SPIE, 1750, pp 246–275.

Woźniak B., Dera J., Semovski S., Hapter R., Ostrowska M., Kaczmarek S. 1995a. "Algorithm for estimating primary production in the Baltic by remote sensing". *Stud. i Mater. Oceanol.*, 68, pp 91–123.

Woźniak B., Smekot-Wensierski W., Darecki M. 1995b. "Semi-empirical modelling of backscattering and light reflection coefficients in WC1 seas". *Stud. i Mater. Oceanol.*, 68, pp 61–90.

Woźniak B., Dera J., Ficek D., Majchrowski R., Kaczmarek S., Ostrowska M., Koblentz-Mishke O. I. 1999. "Modelling the influence of acclimation on the absorption properties of marine phytoplankton". *Oceanologia*, 41 (2), pp 187–210.

Wozniack B., Dera J., Ficek D., Majchrowski R., Kaczmarek S., Ostrowska M., Koblentz-Mishke O.I. 2000. "Model of the in vivo spectral absorption of algal pigments. Part 1. Mathematical apparatus". *Oceanologia*, 42 (2). pp 177-190.

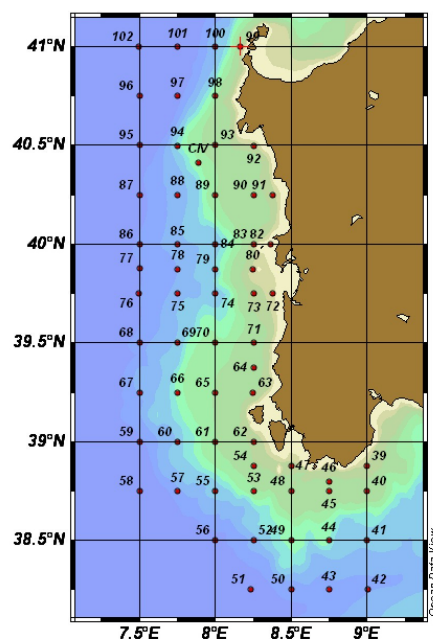
ALLEGATO TECNICO

Le variabili fisiche e biologiche acquisite durante le quattro crociere oceanografiche vengono rappresentate attraverso mappe orizzontali a determinate quote (profondità del DCM), e mediante sezioni verticali profondità-distanza e profondità-tempo (stazioni 24 ore) per analizzare la loro distribuzione spaziale e temporale. Di seguito vengono riportate, per ogni campagna di misura, i piani di campionamento con gli elaborati più rappresentativi.

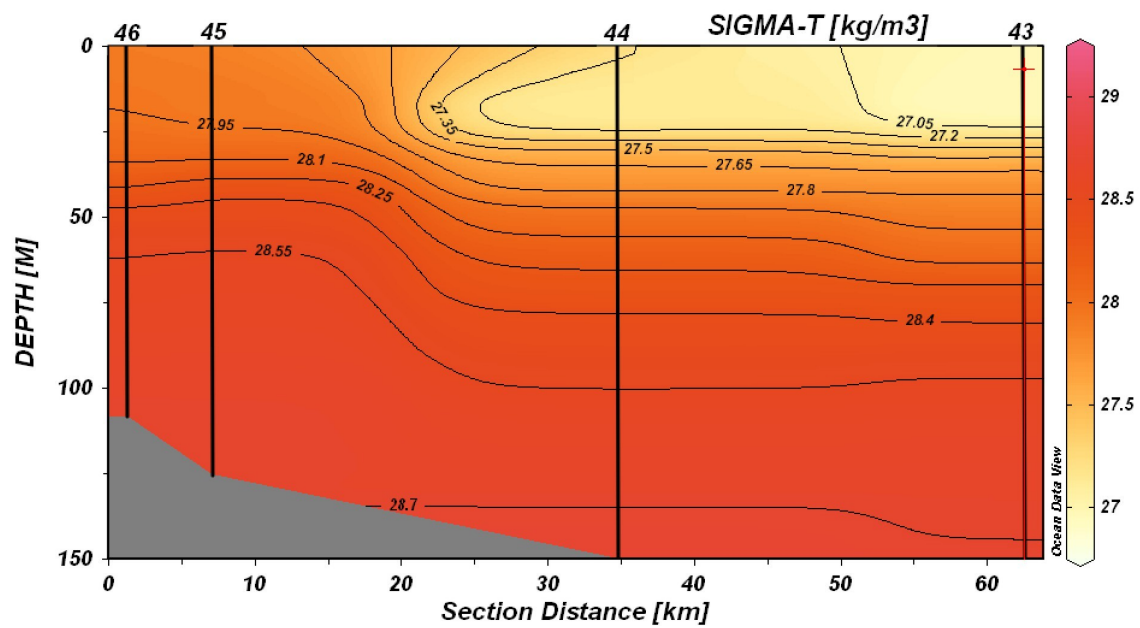
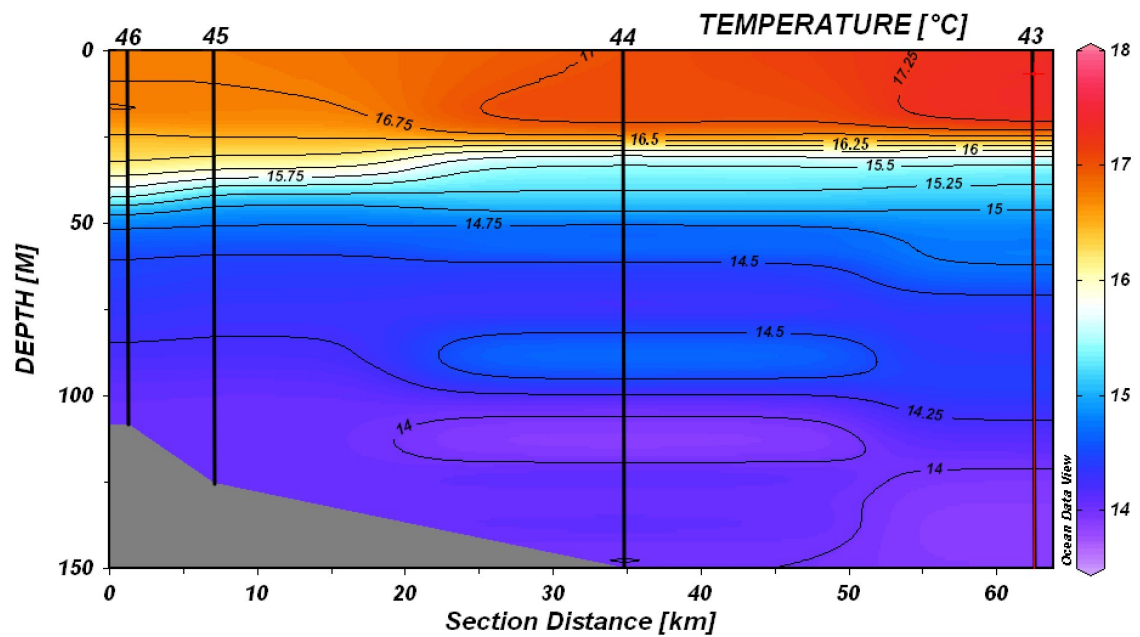
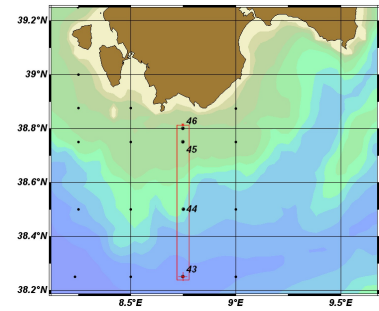
MedGOOS4

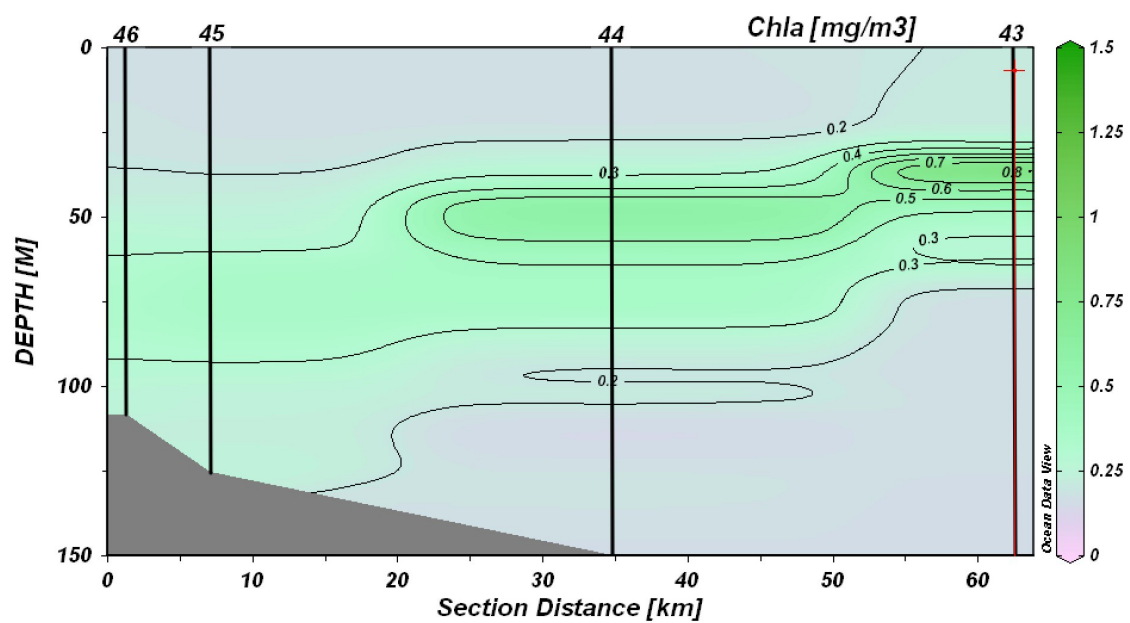
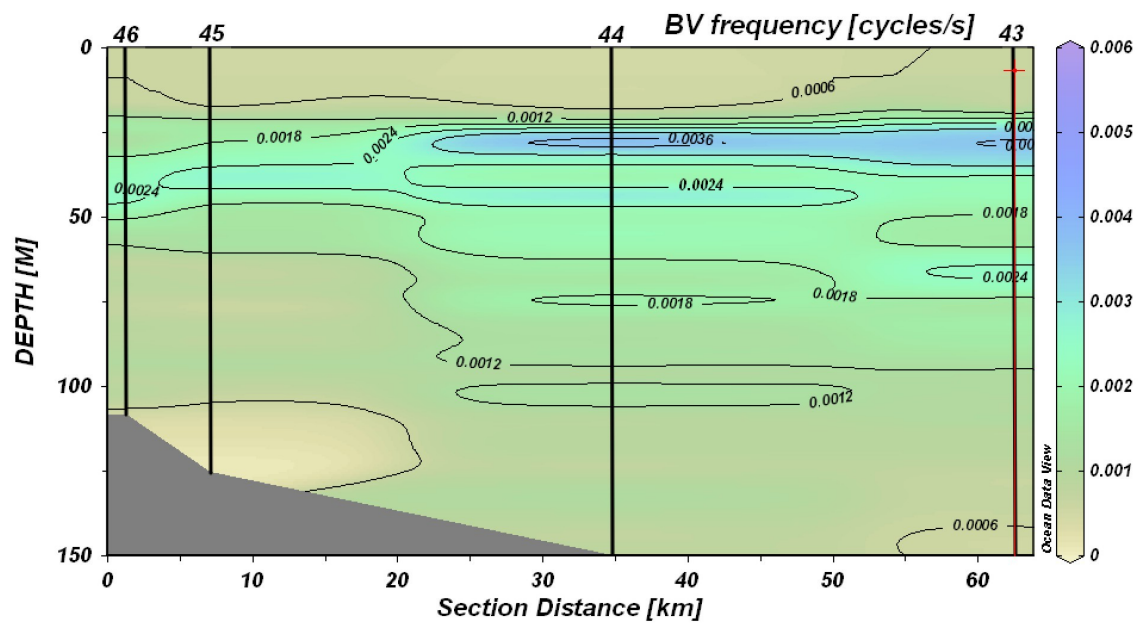
Per analizzare l'effetto dei fenomeni oceanografici sulle variabili biologiche, relativamente alle misure effettuate con la sonda CTD, vengono rappresentate le distribuzioni orizzontali e verticali della temperatura in situ, dell'anomalia di densità (σ_t), della concentrazione di clorofilla-a e della frequenza di Brunt-Vaisala che definisce la profondità dello strato mescolato. Per mettere in evidenza le differenze spaziali e temporali tra l'andamento dell'efficienza fotosintetica e quello della biomassa fitoplanctonica sono state effettuate delle mappe orizzontali, e delle sezioni verticali profondità- distanza e profondità-tempo.

Piano di campionamento eseguito con la sonda CTD

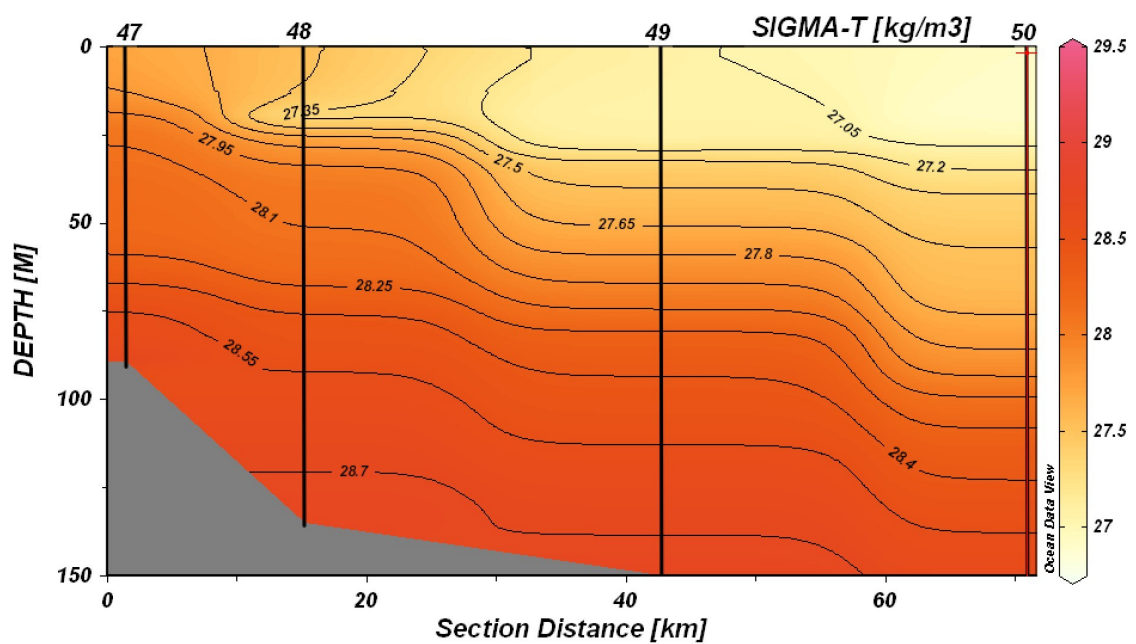
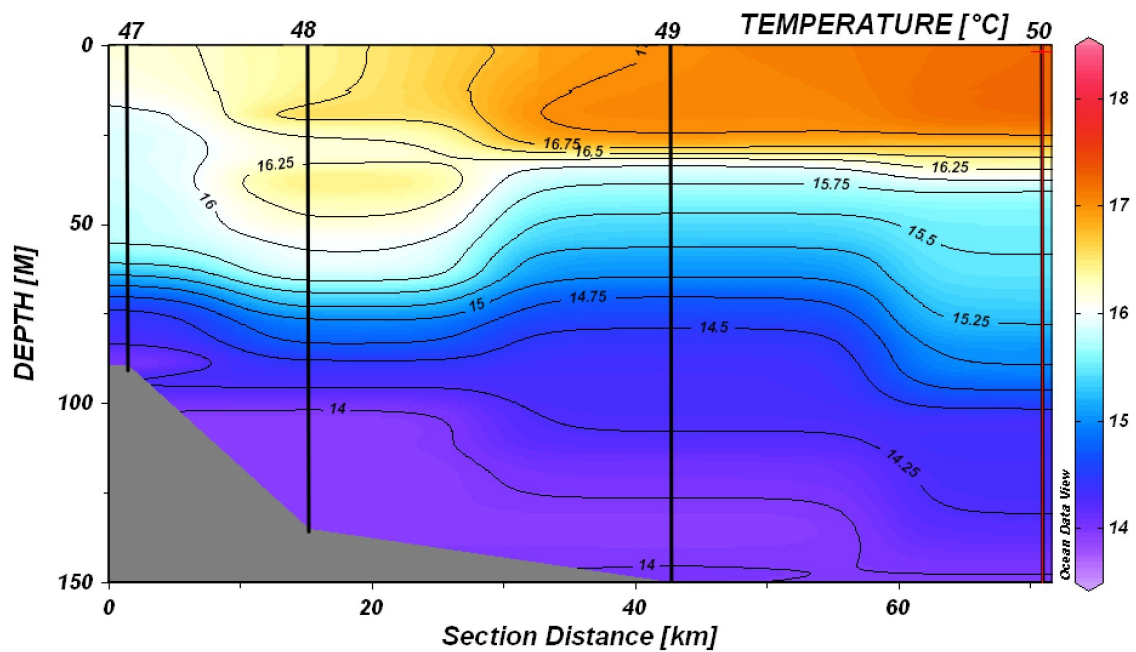
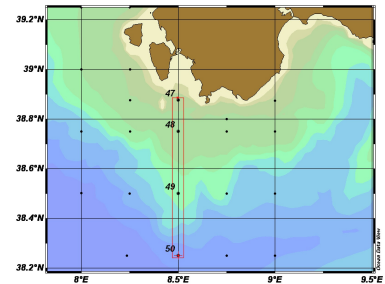


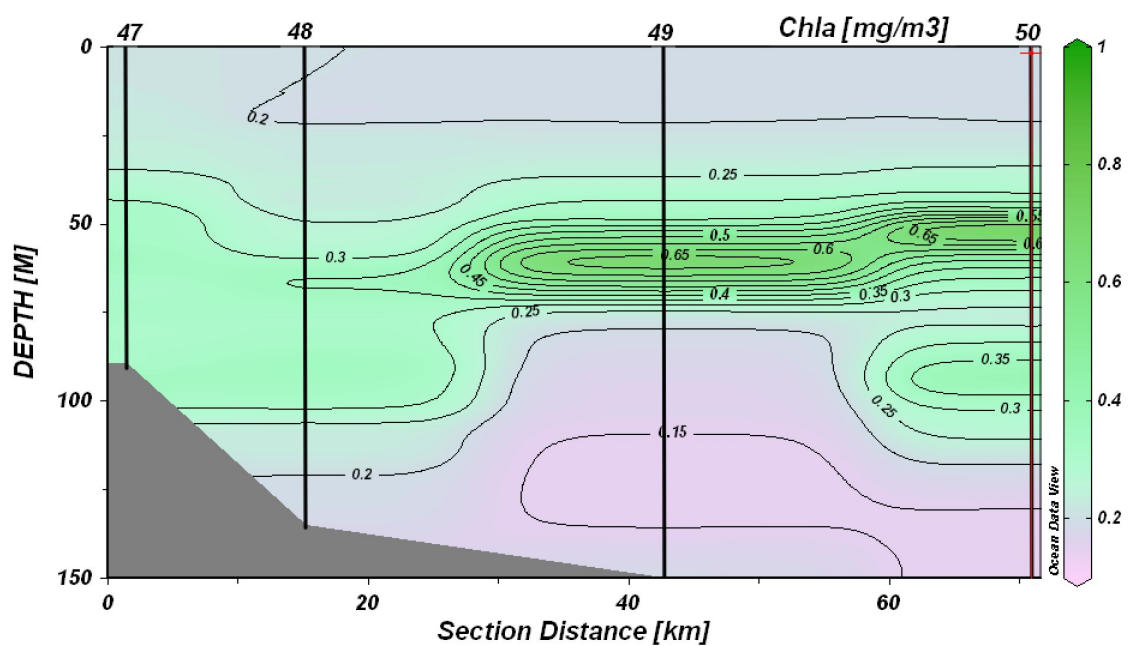
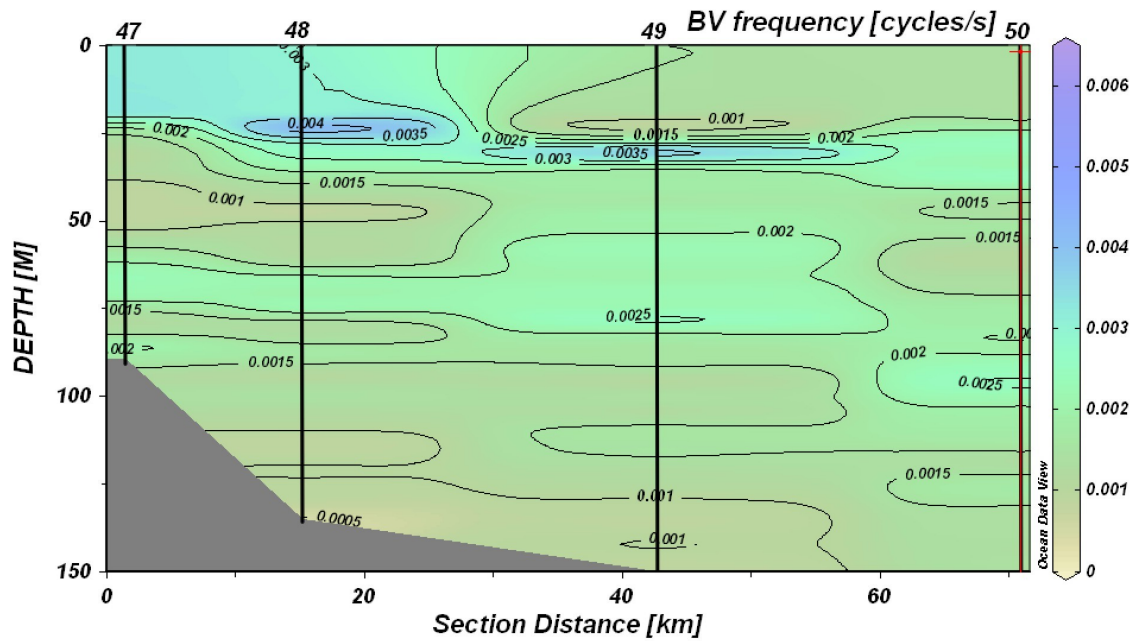
Sezione 43-46



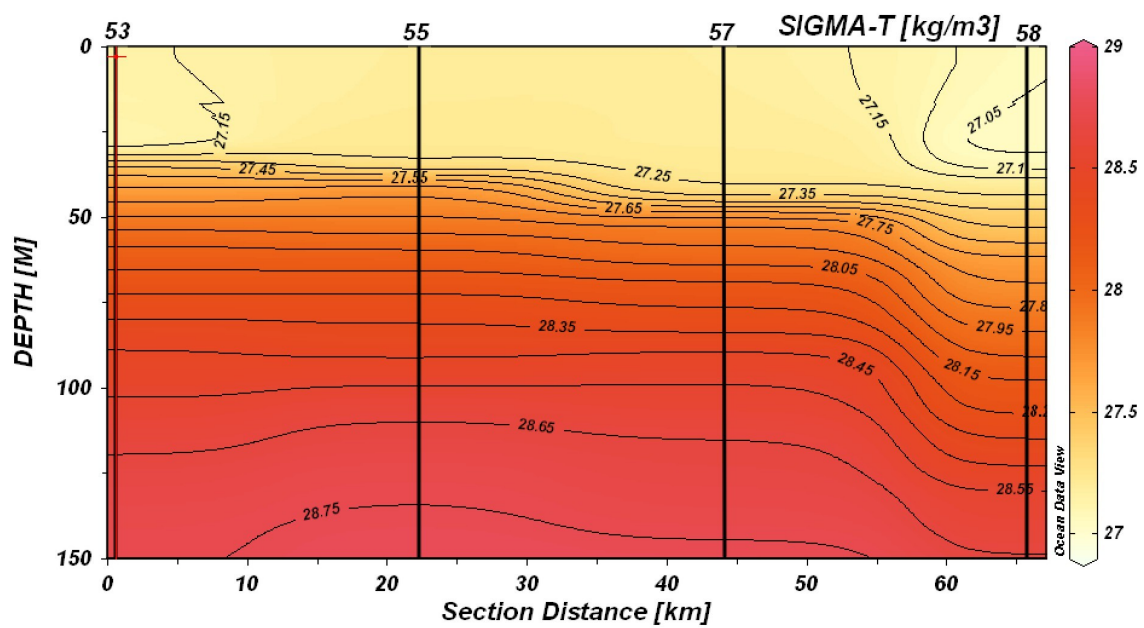
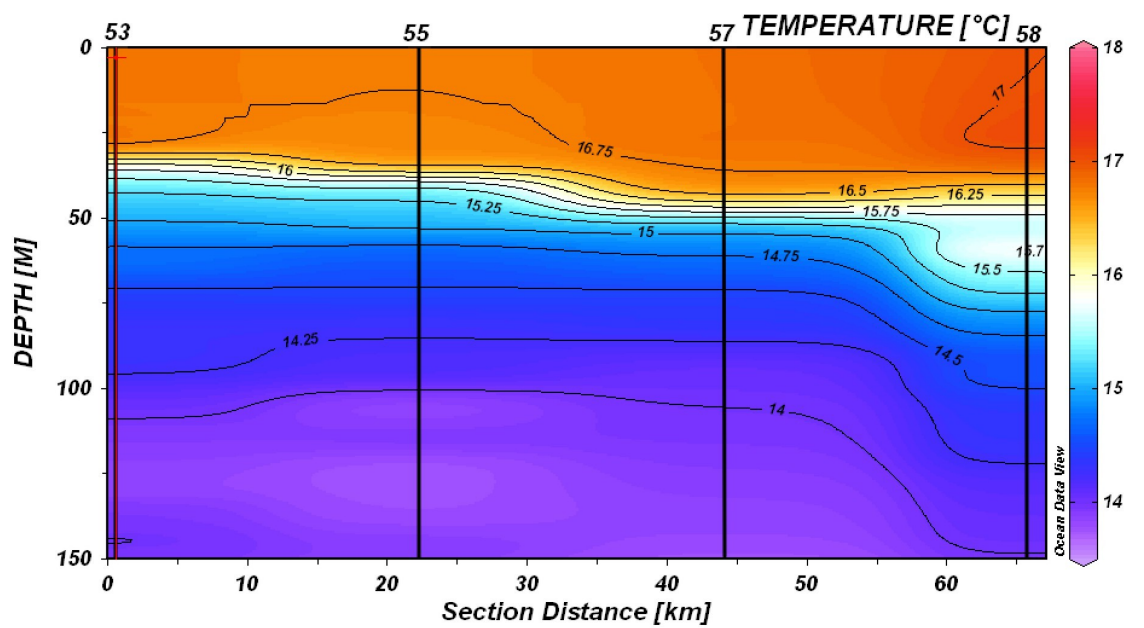
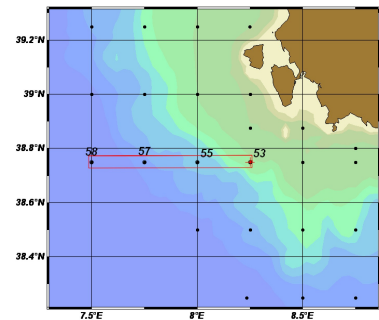


Sezione 47-50





Sezione 47-50



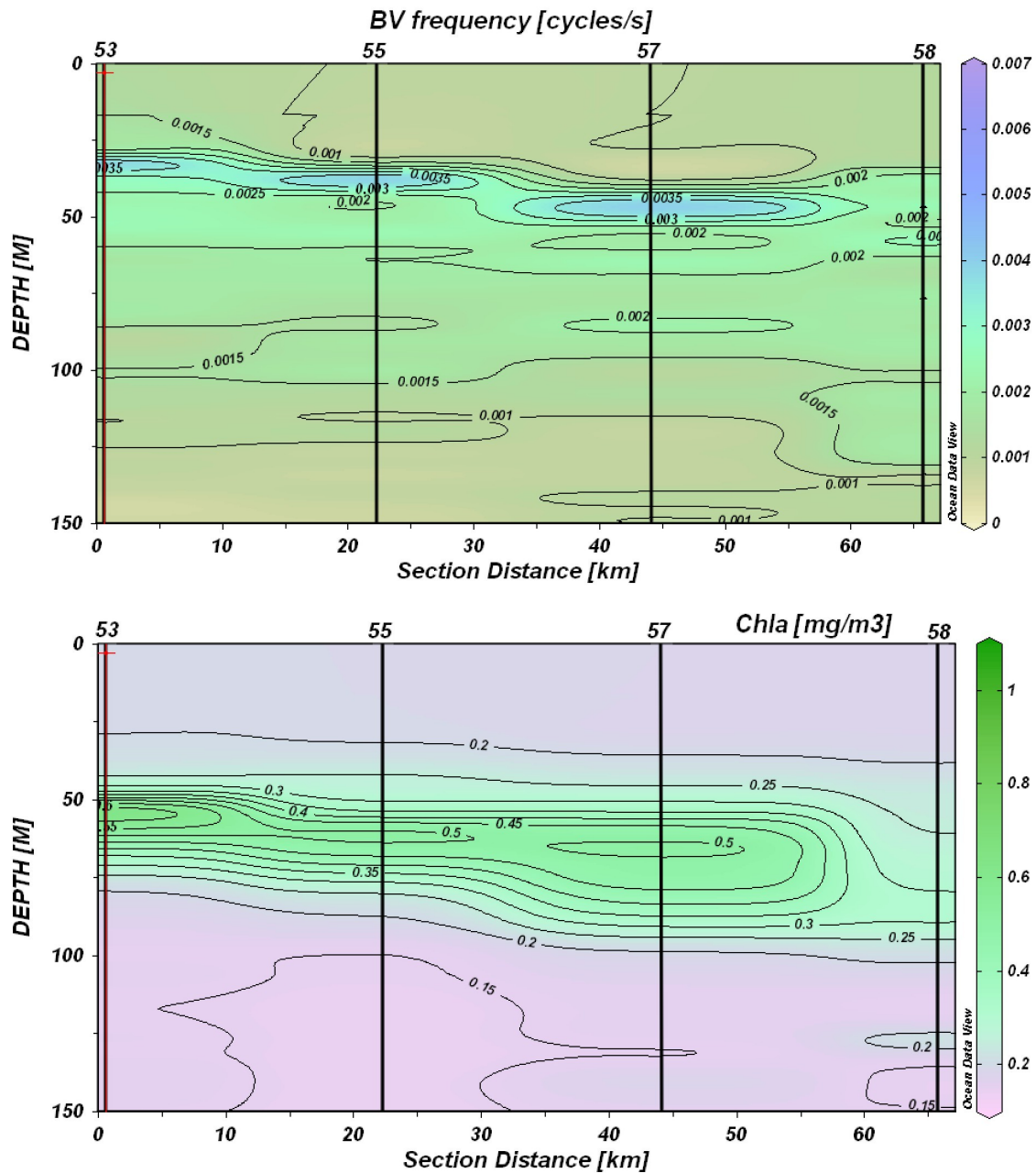
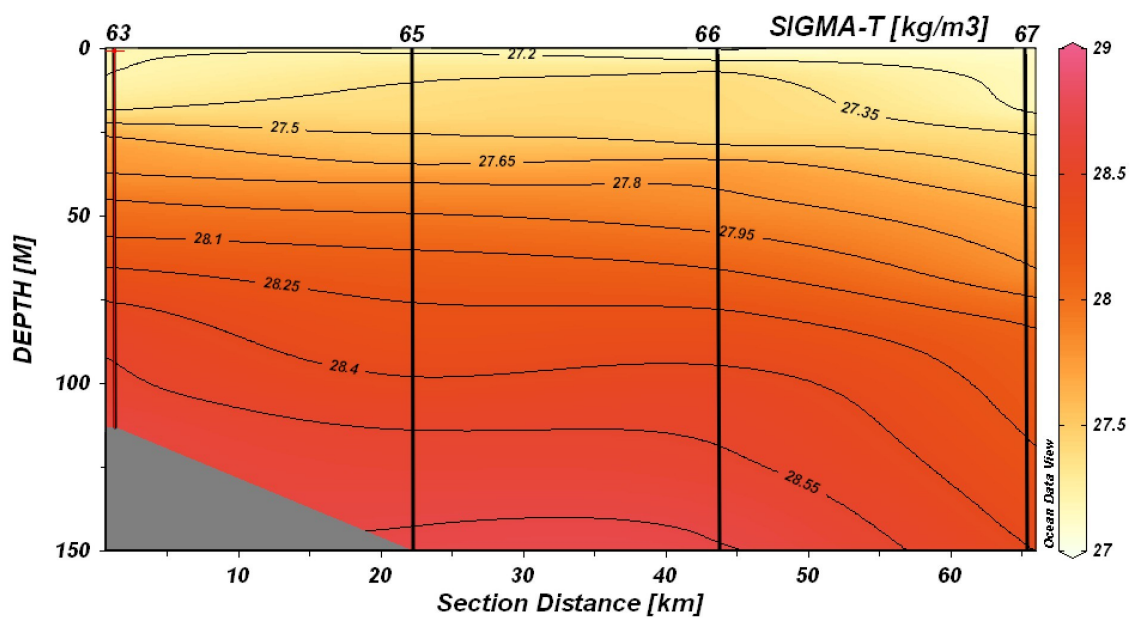
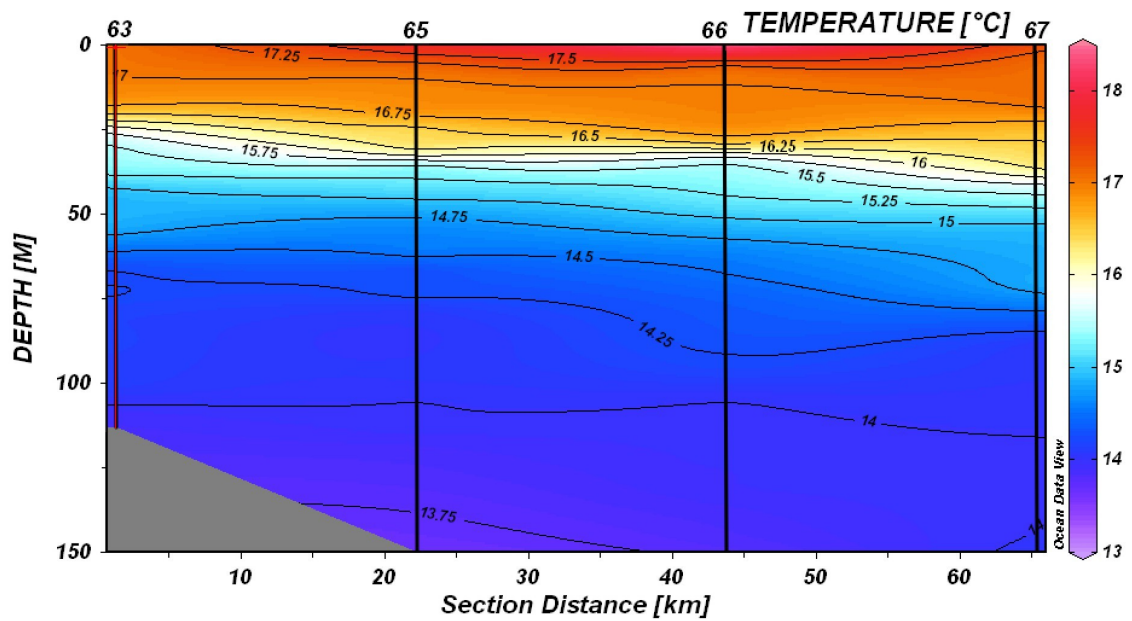
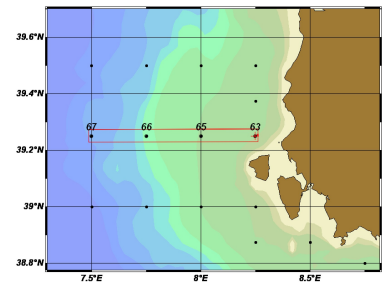
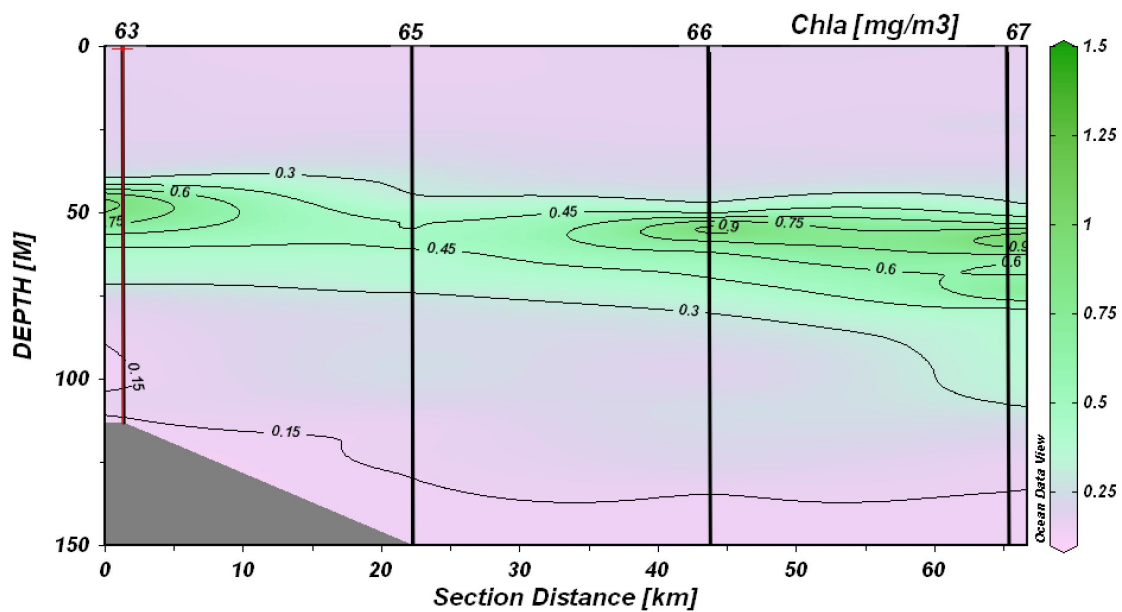
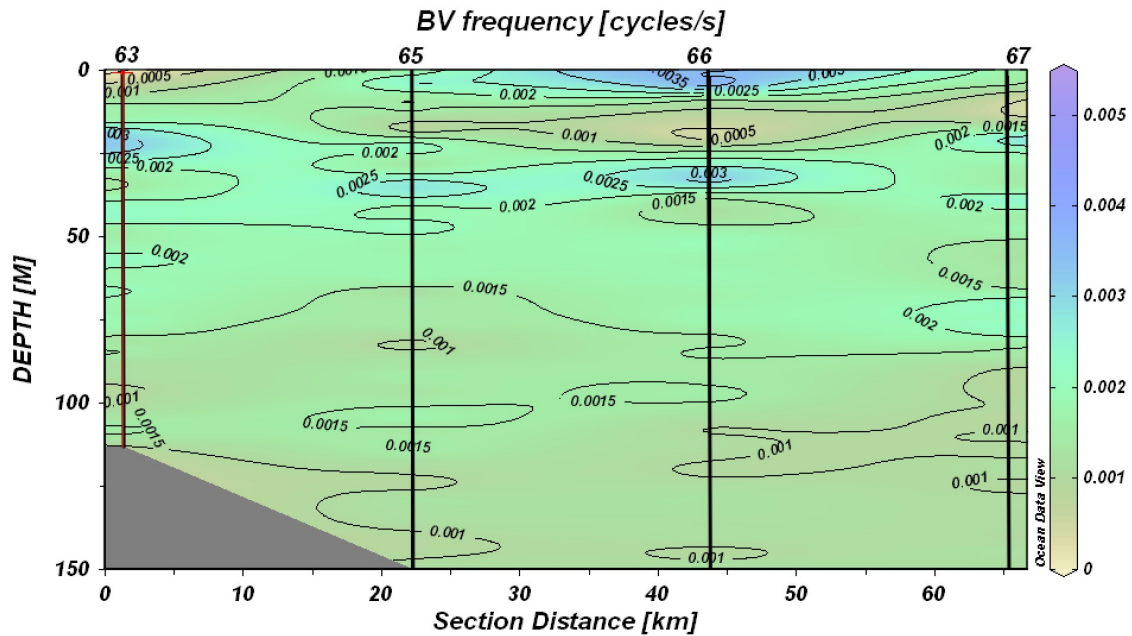


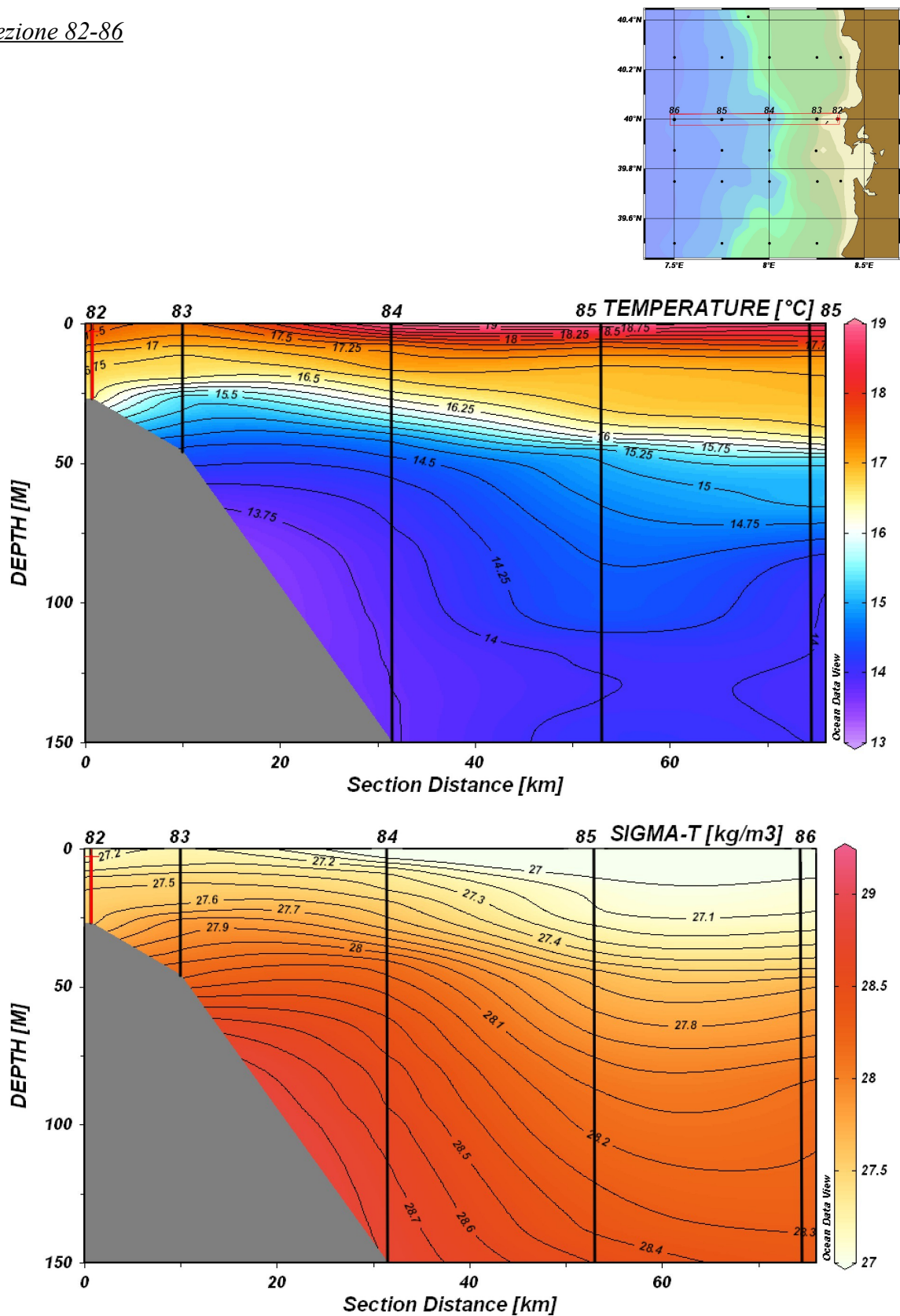
Fig.11.6

Sezione 63-67





Sezione 82-86



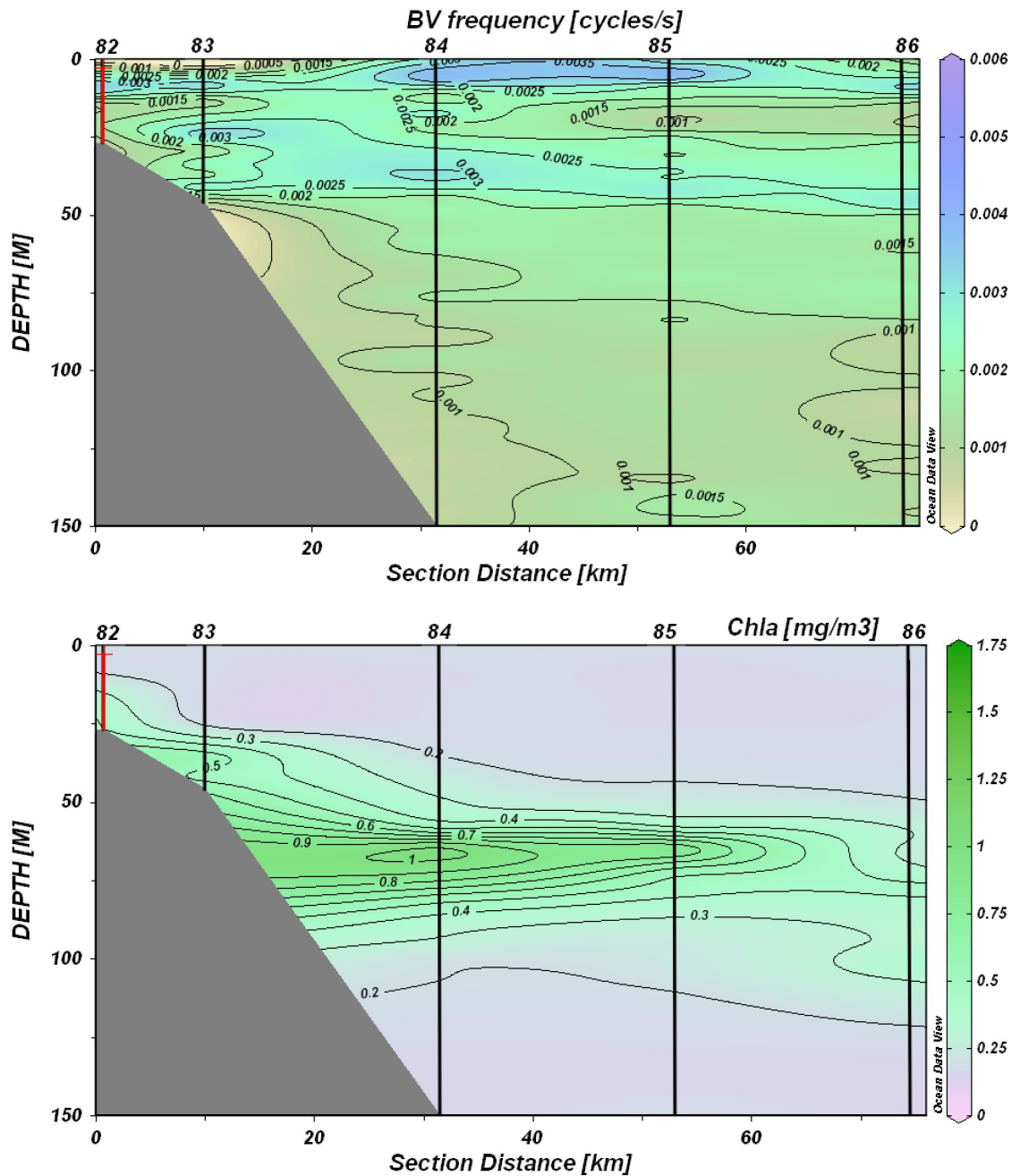
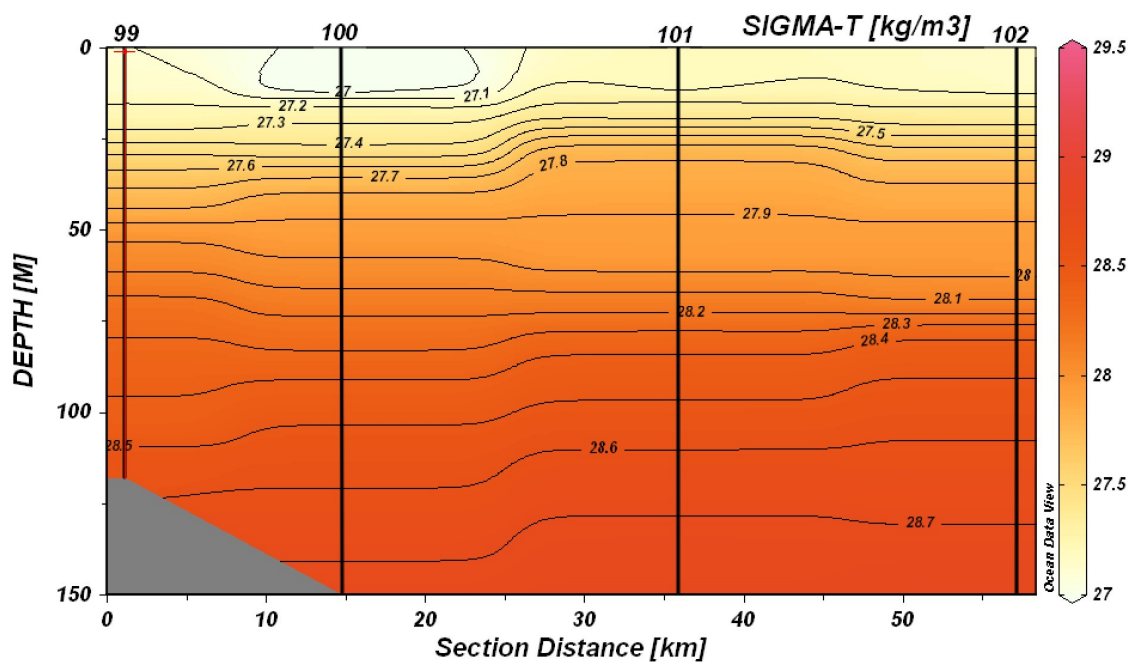
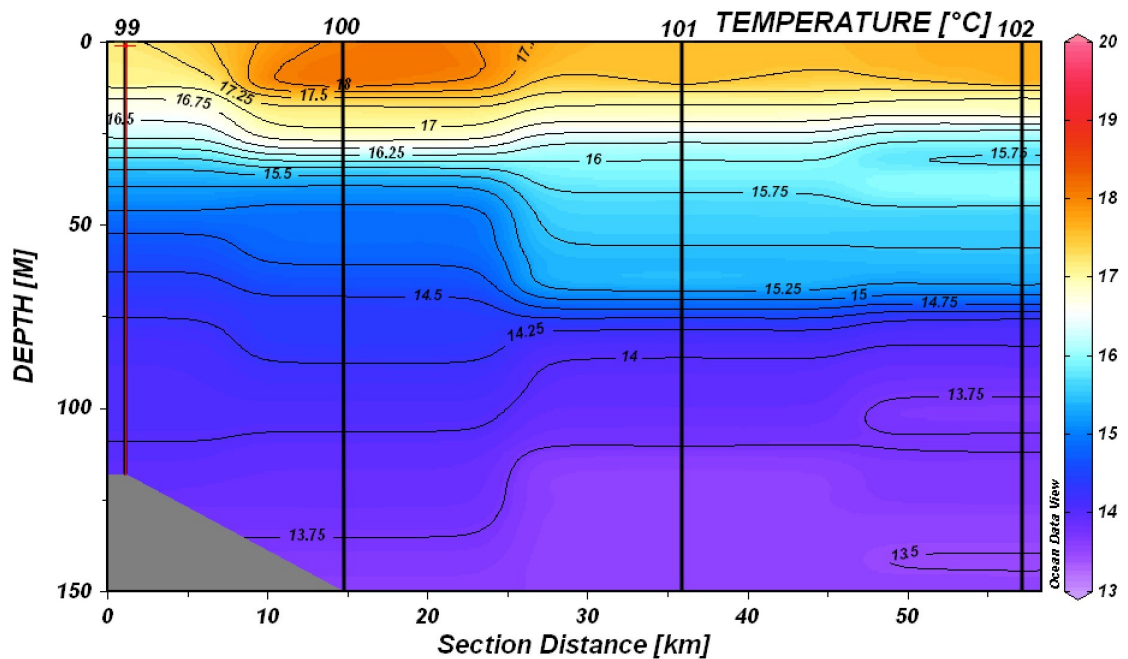
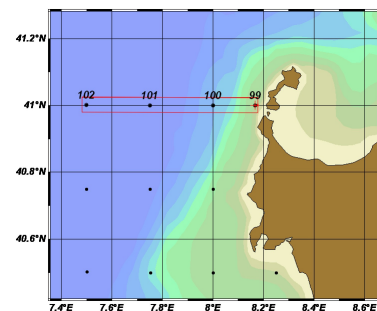


Fig.11.10

Sezione 99-102



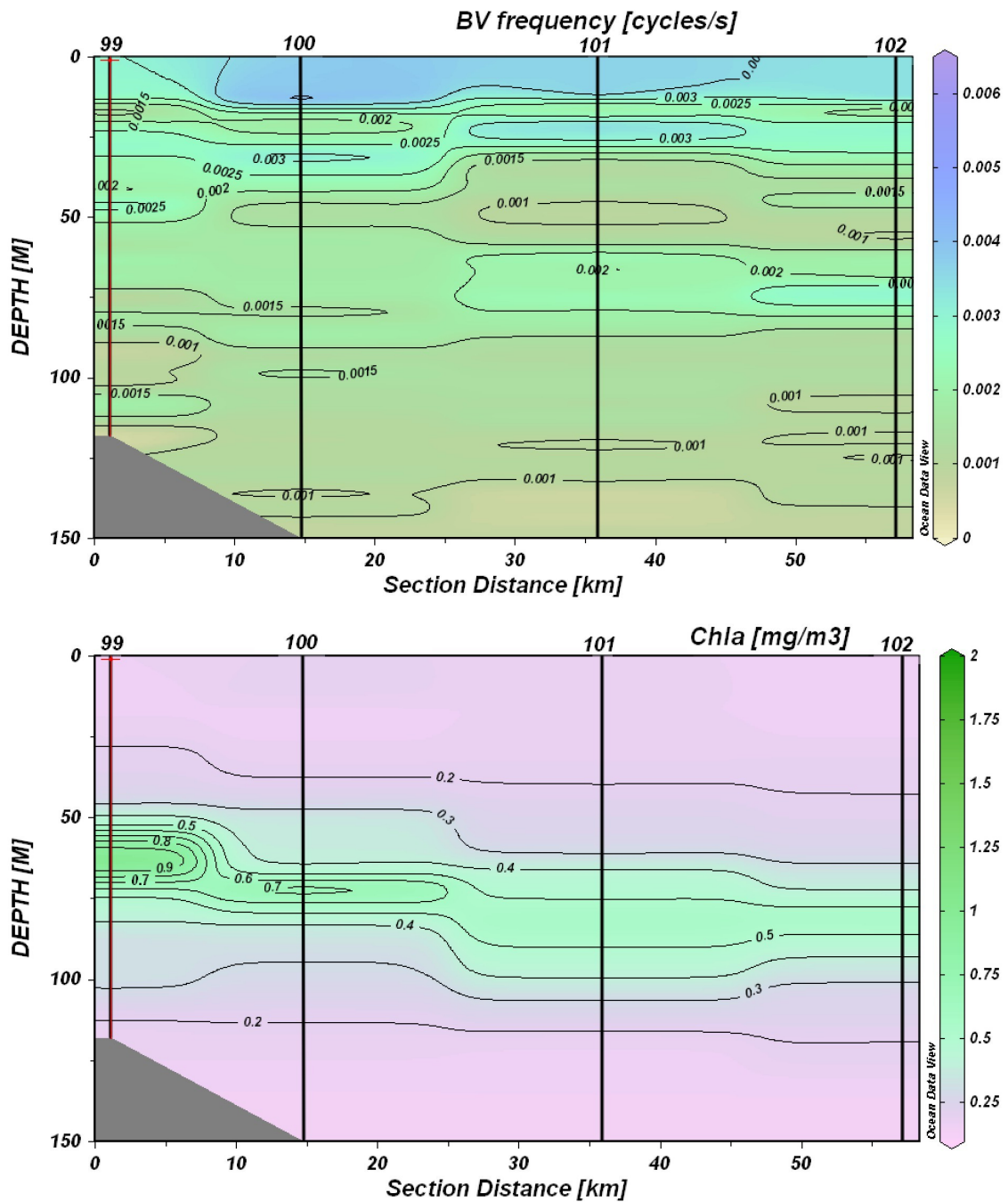
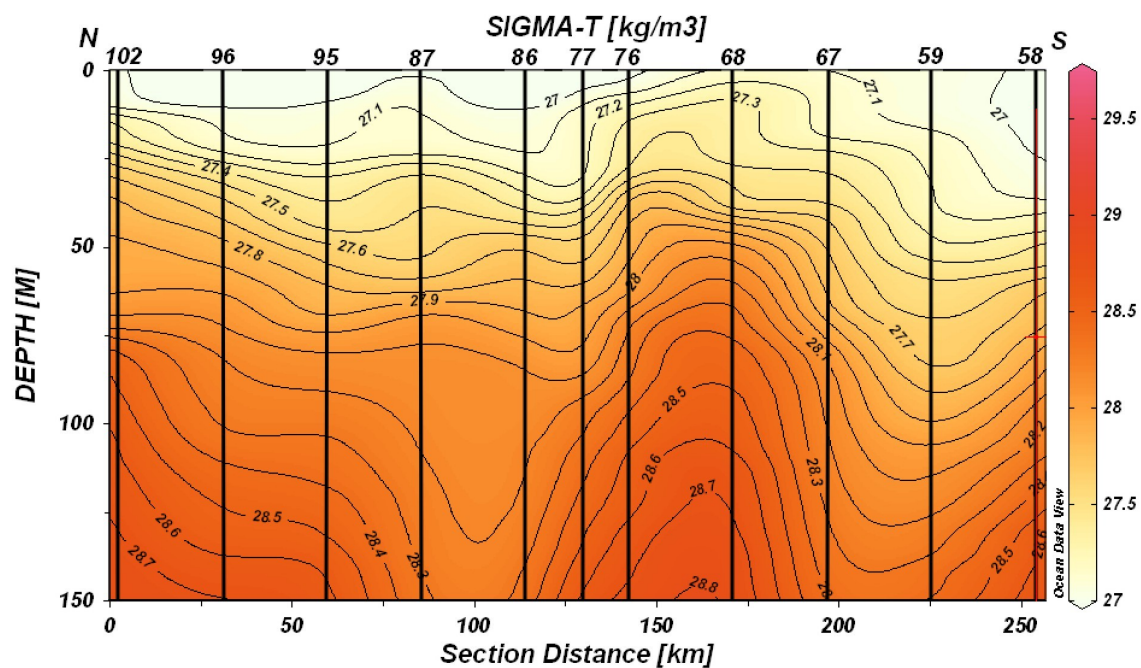
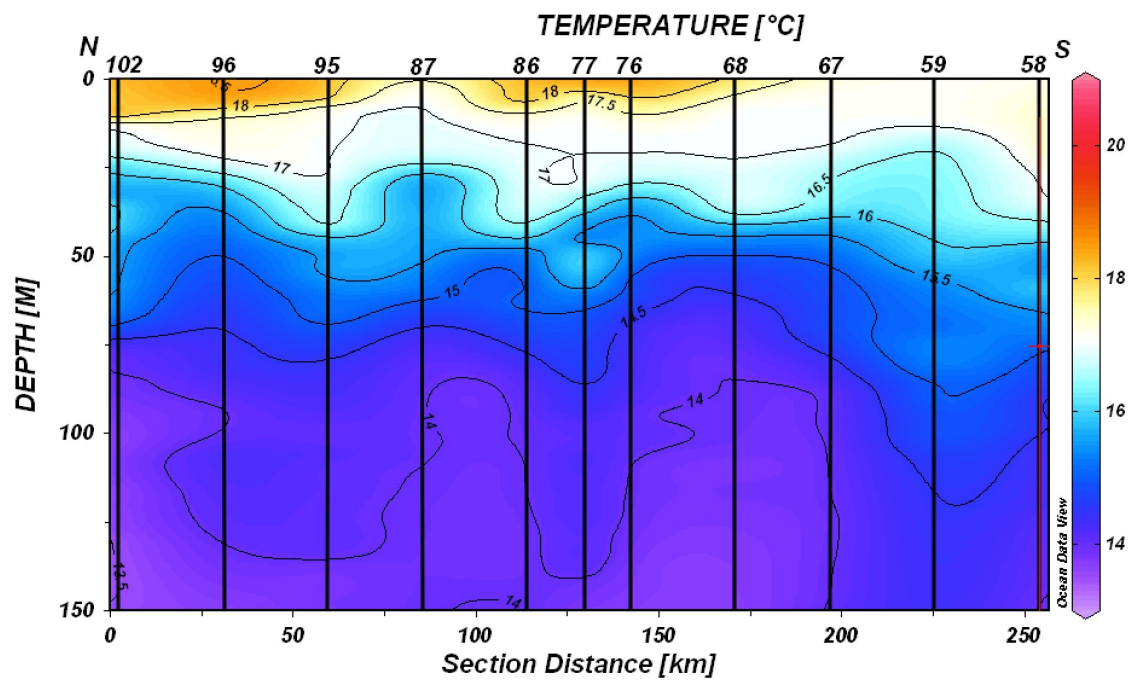
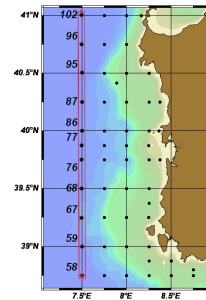


Fig.11.12

Sezione 102-58



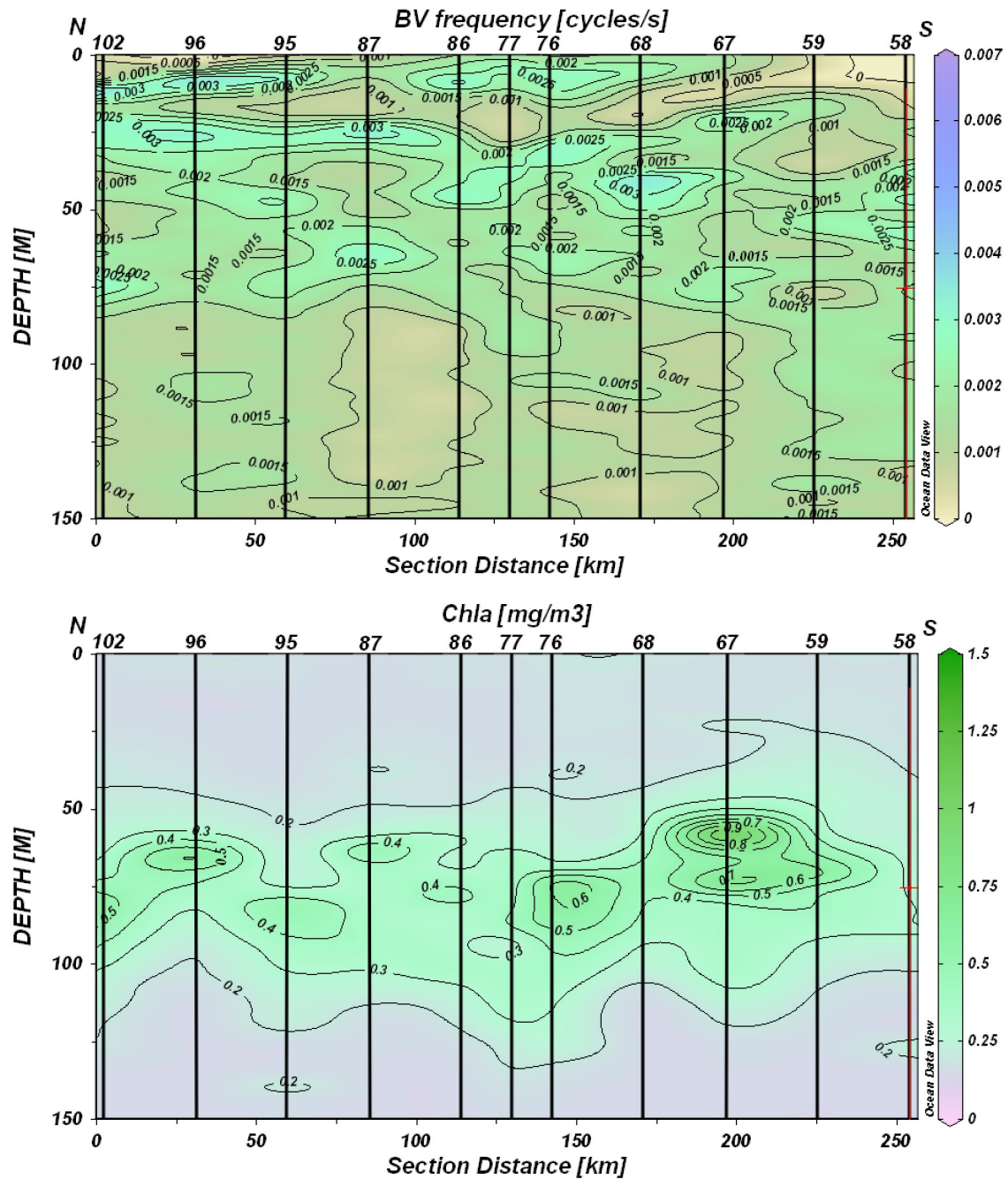
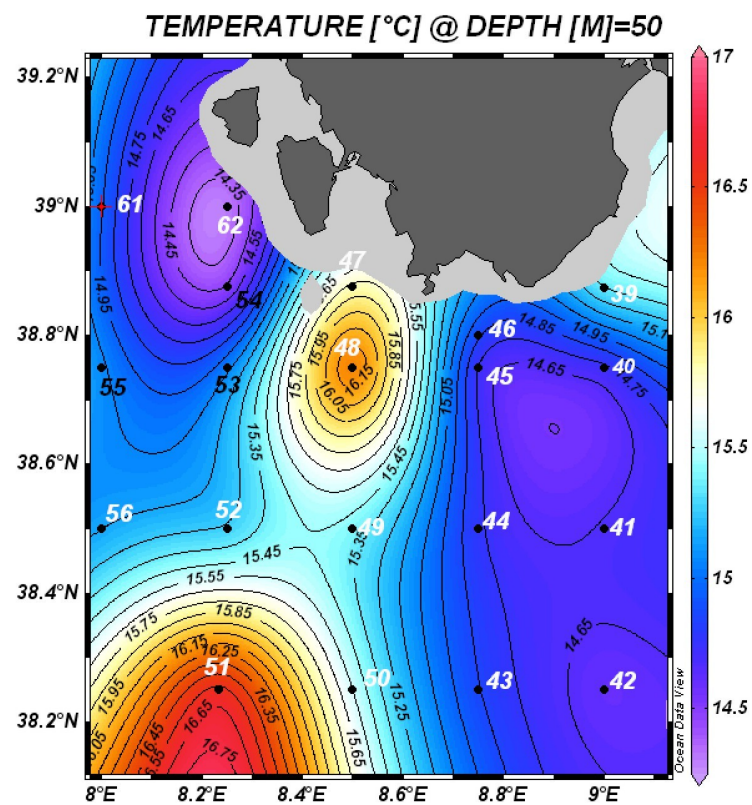
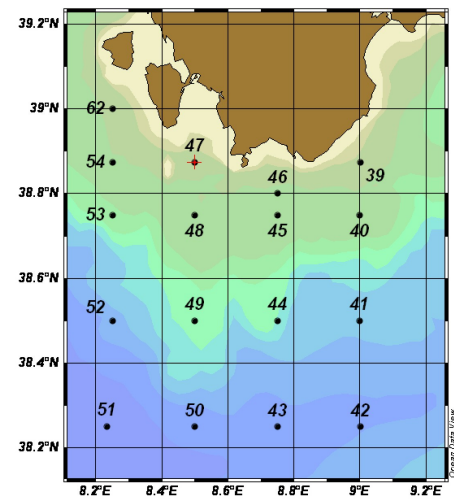
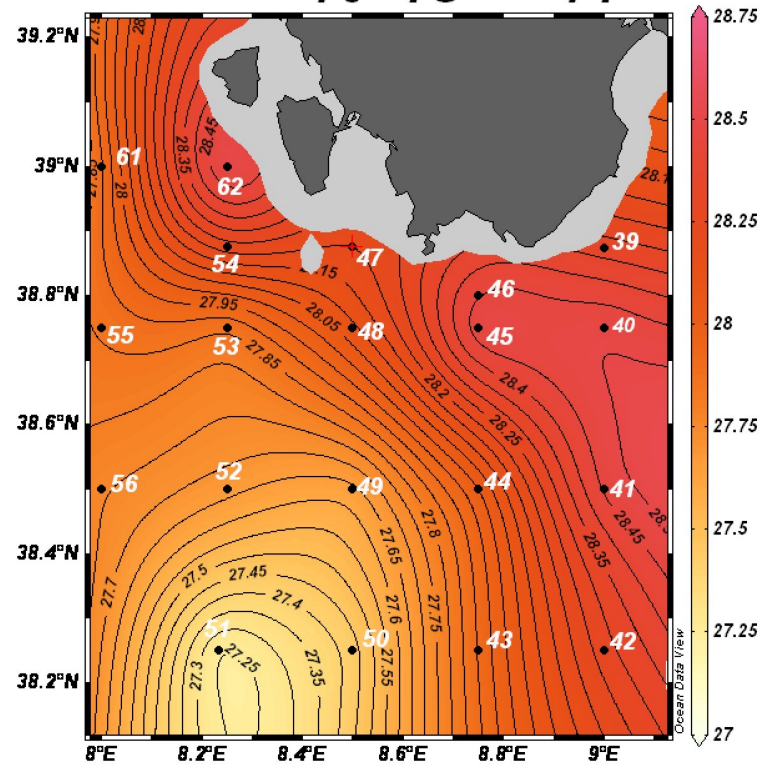


Fig.11.14

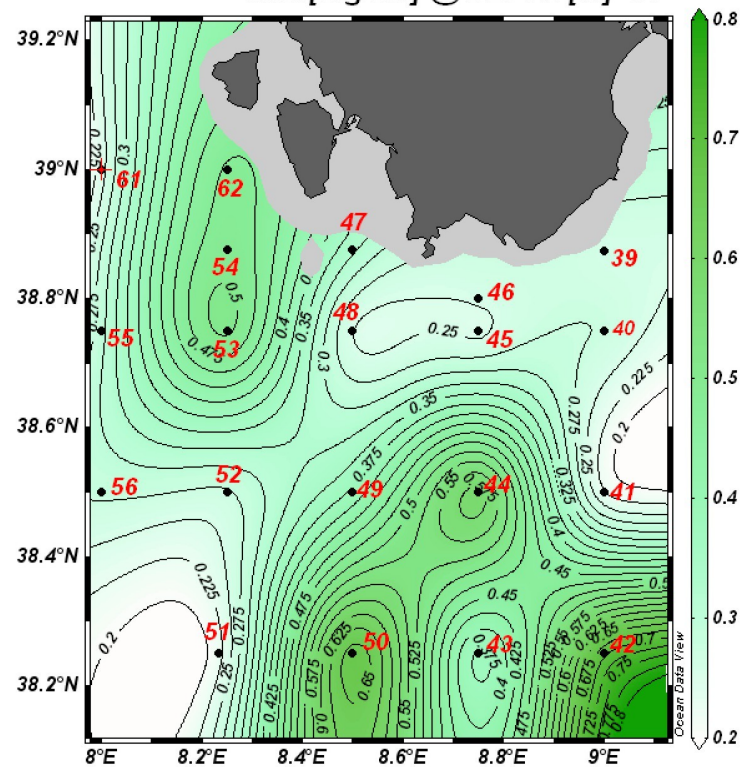
Mappa orizzontale a 50 m (Canale di Sardegna)



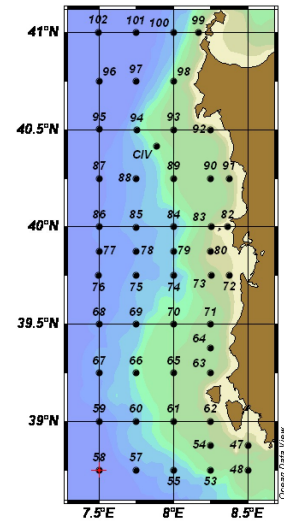
SIGMA-T [kg/m³] @ DEPTH [M]=50



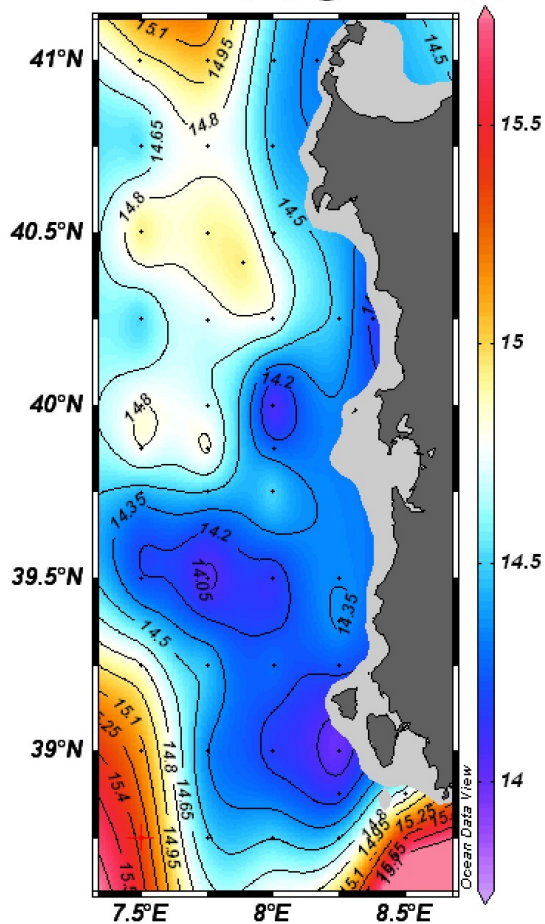
Chla [mg/m³] @ DEPTH [M]=50



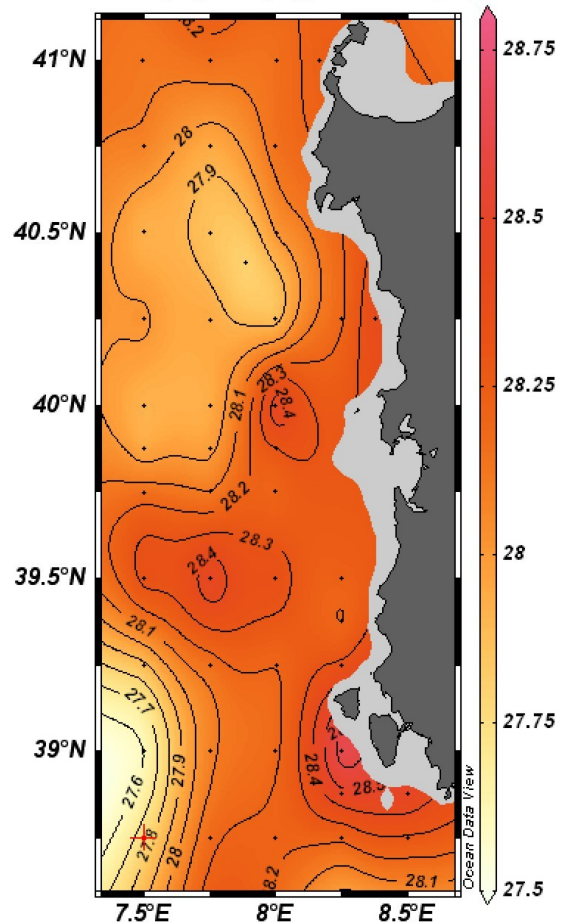
Mappa orizzontale a 70 m (Mar di Sardegna)

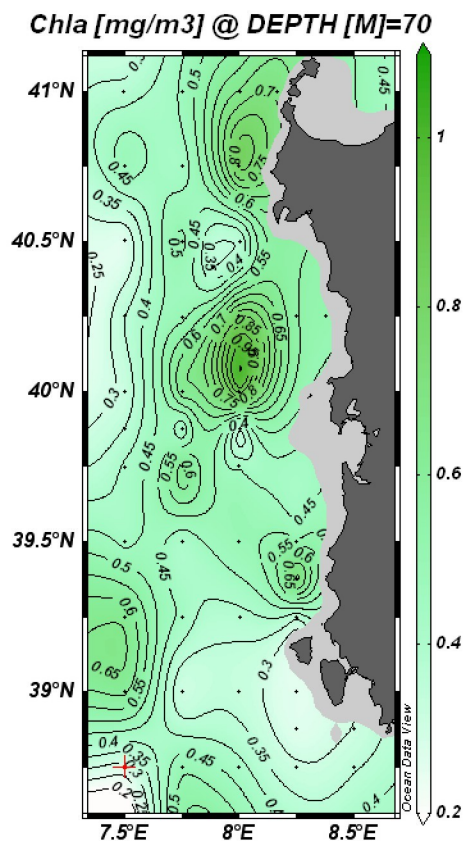


TEMPERATURE [°C] @ DEPTH [M]=70

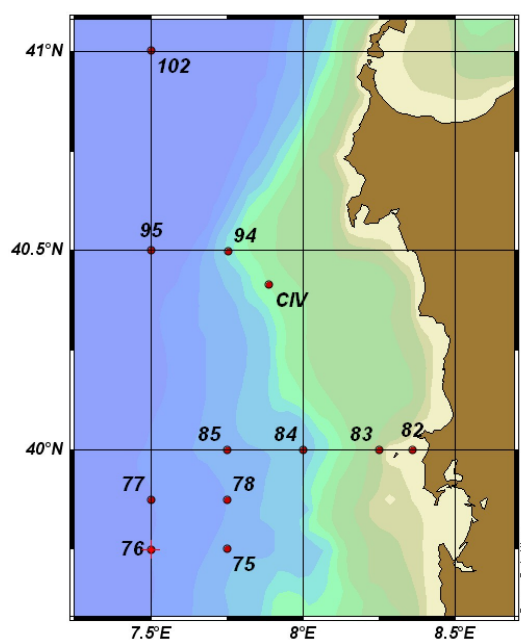


SIGMA-T [kg/m³] @ DEPTH [M]=70

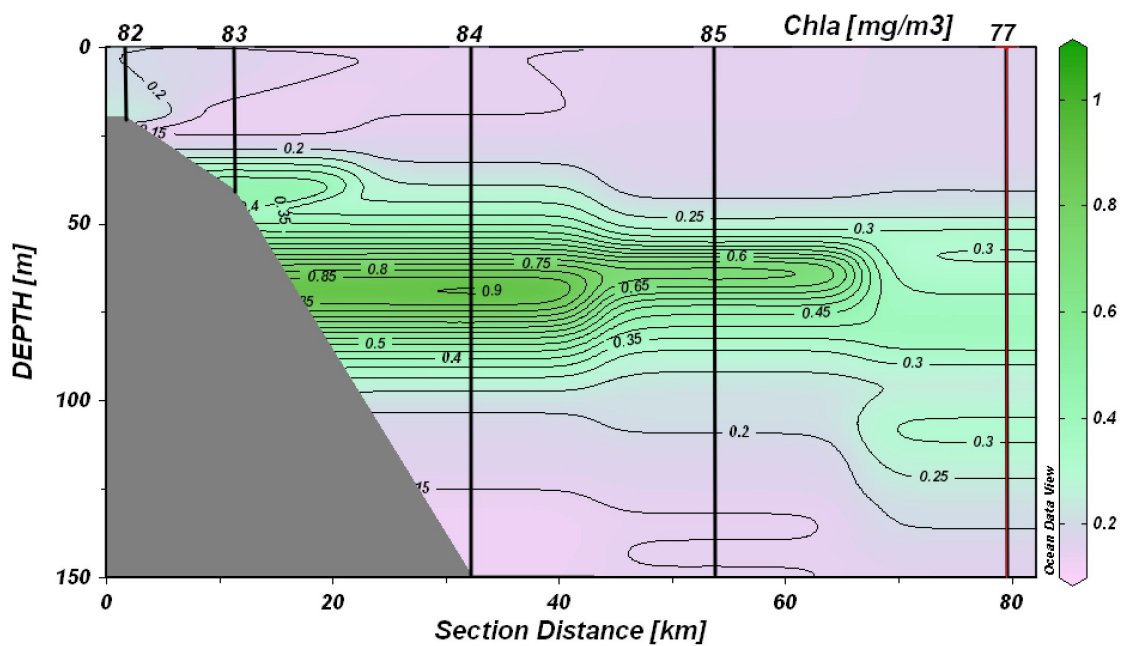
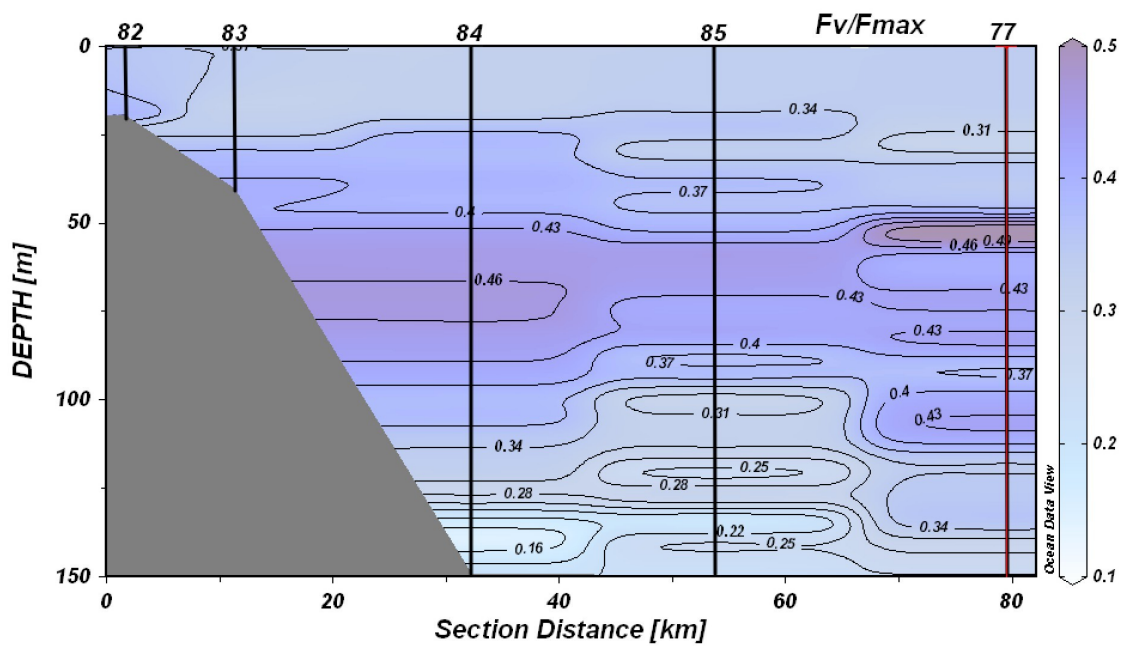
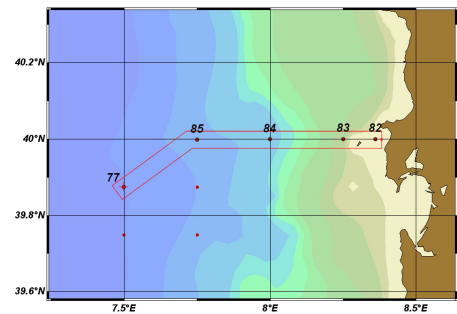




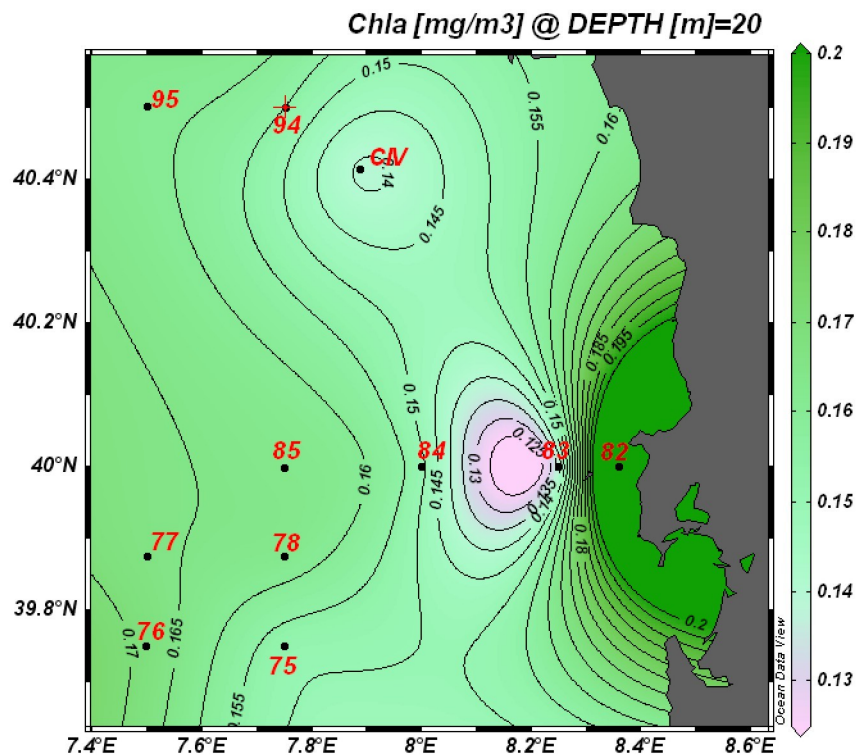
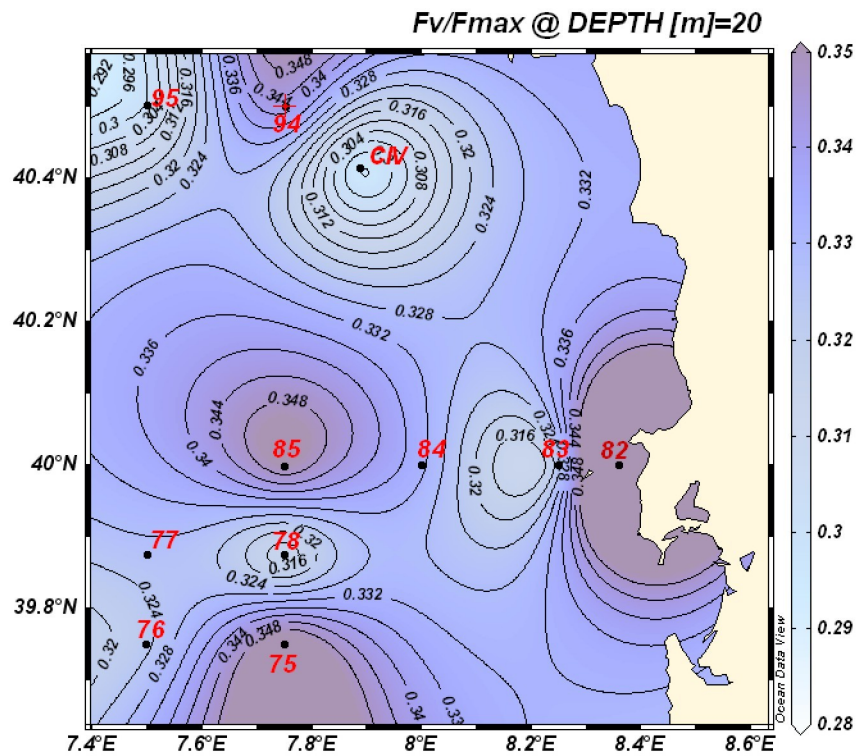
Piano di campionamento eseguito con la sonda PrimProd

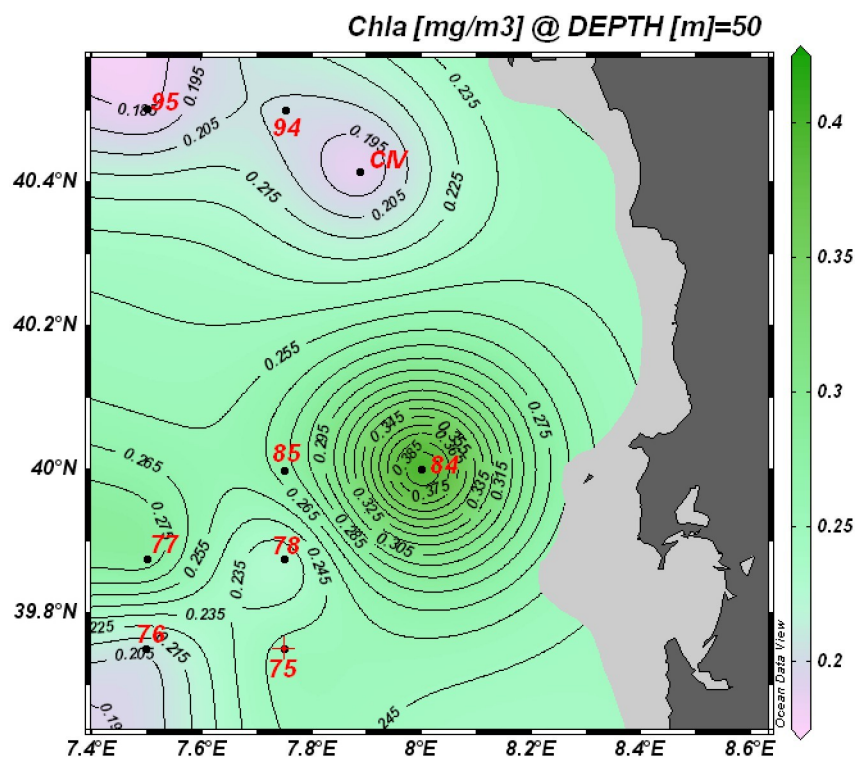
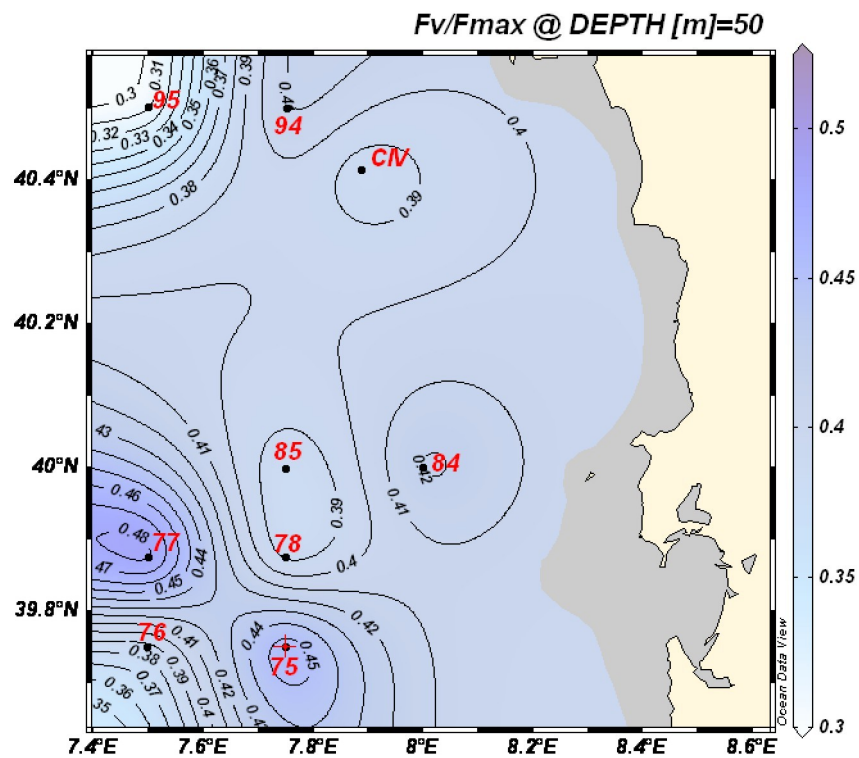


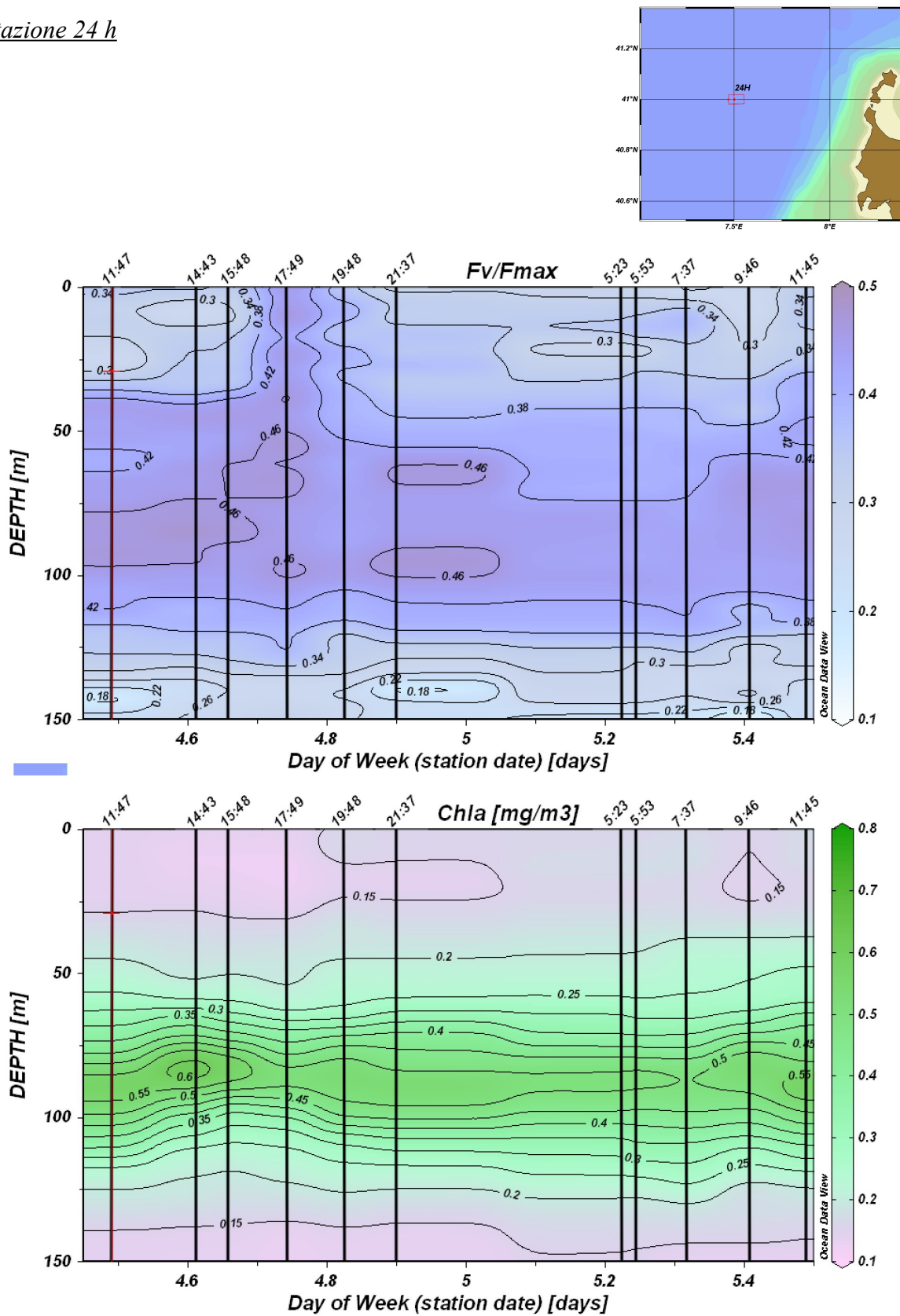
Sezione 77-82



Mappe orizzontali a -20 m e a -70 m (Mar di Sardegna)



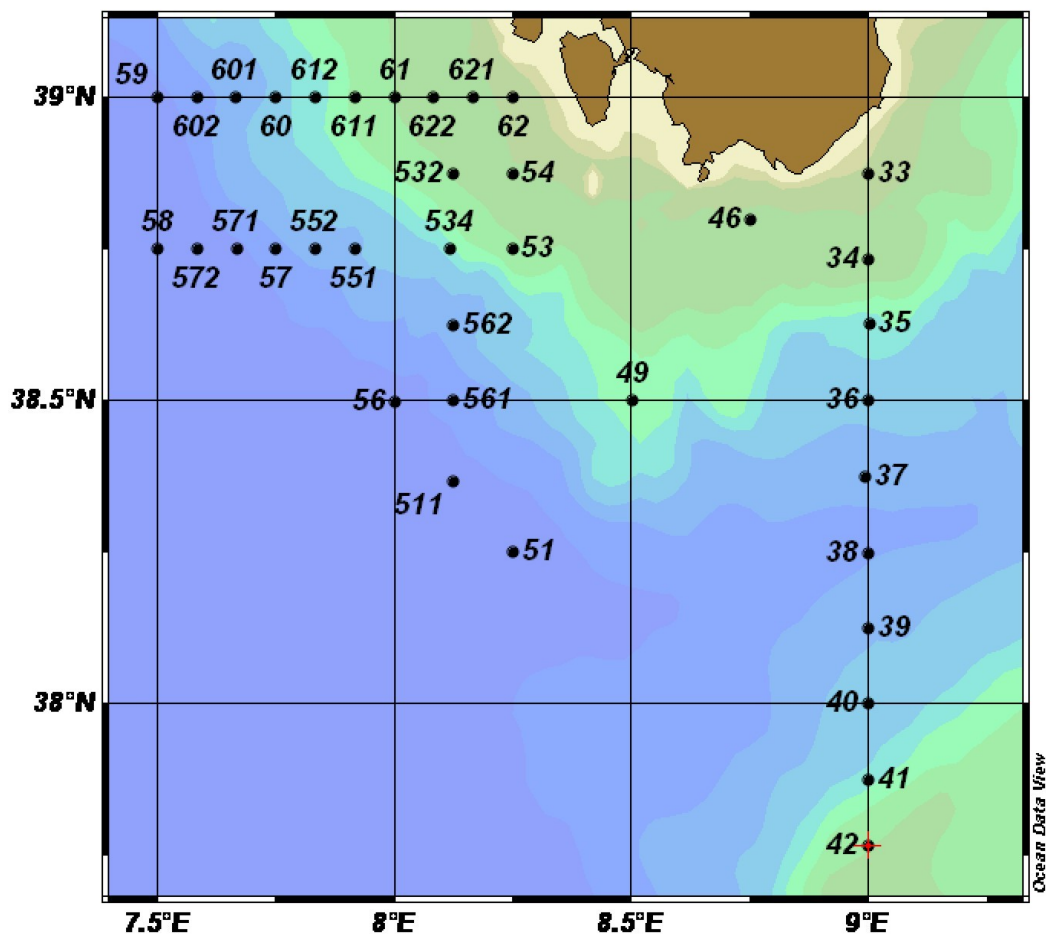


Stazione 24 h

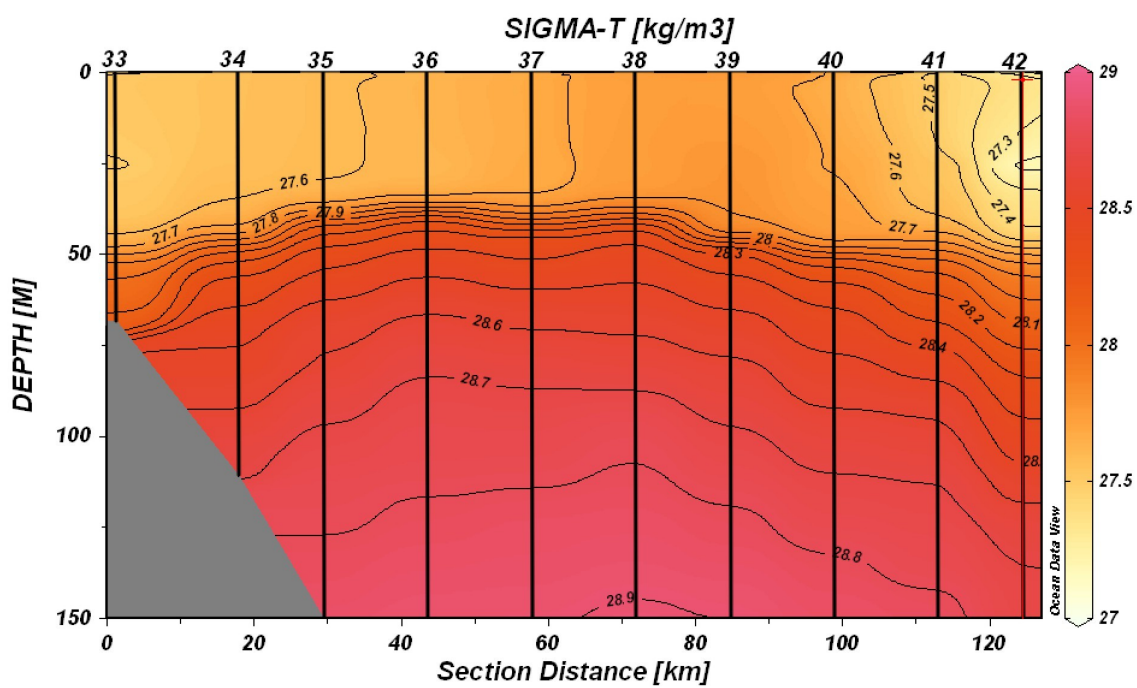
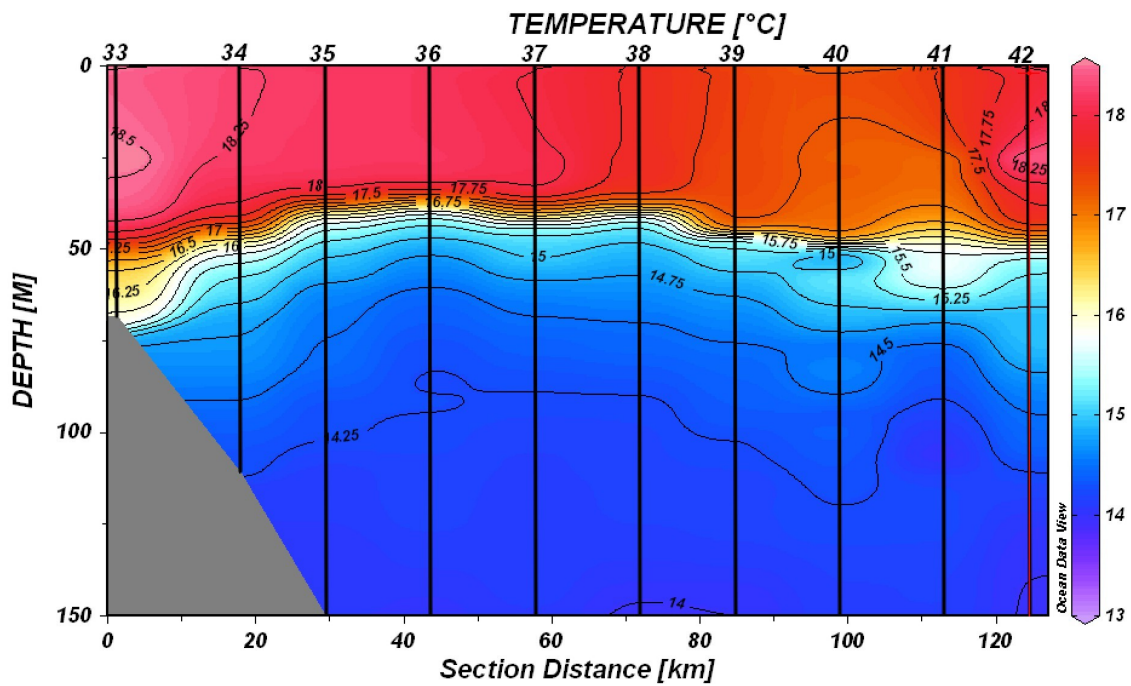
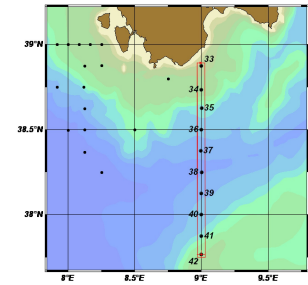
MedGOOS5

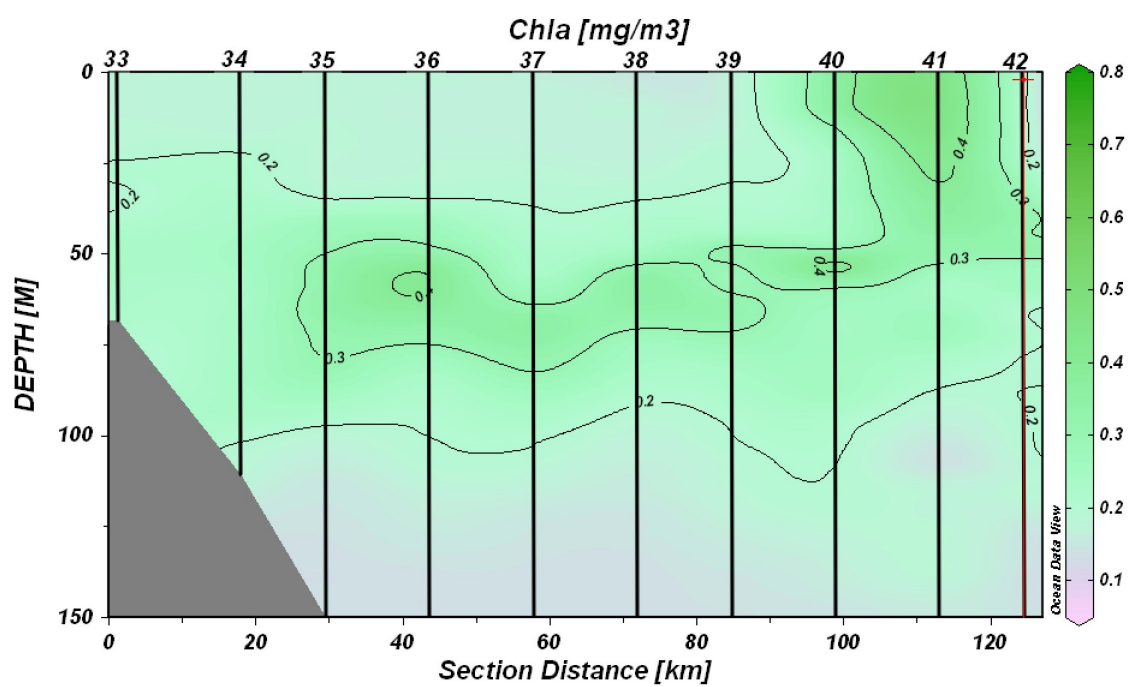
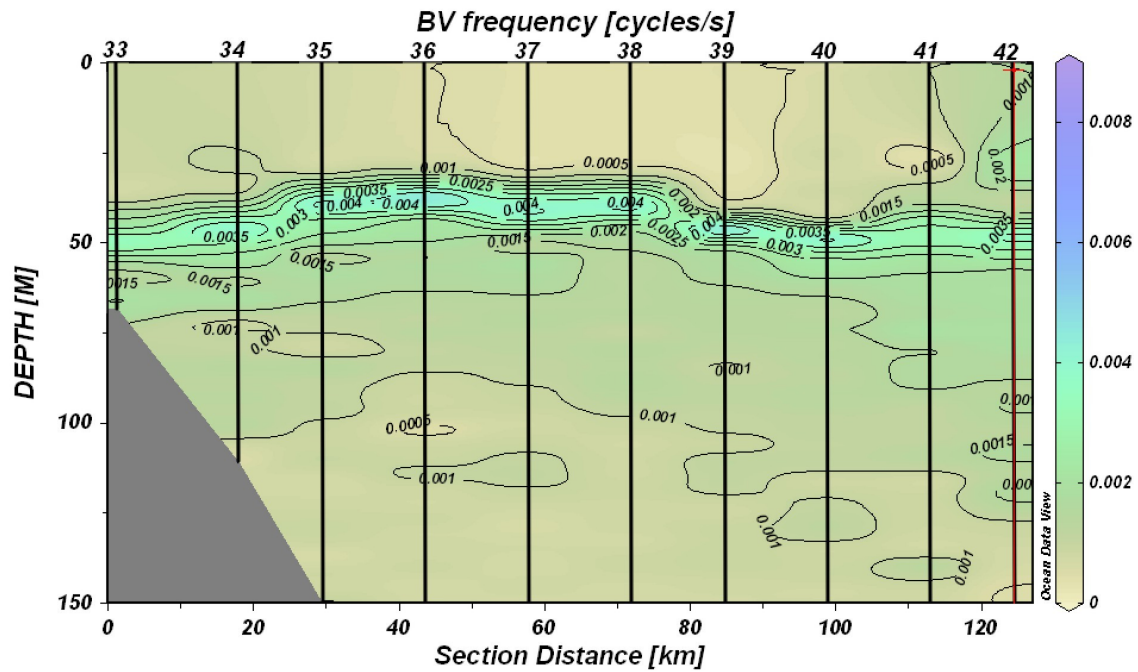
Per analizzare l'effetto dei fenomeni oceanografici sulle variabili biologiche, relativamente alle misure effettuate con la sonda CTD, vengono rappresentate le distribuzioni orizzontali e verticali della temperatura in situ, dell'anomalia di densità (σ_t), della concentrazione di clorofilla-a e della frequenza di Brunt-Vaisala che definisce la profondità dello strato mescolato. Per mettere in evidenza le differenze spaziali e temporali tra l'andamento dell'efficienza fotosintetica e quello della biomassa fitoplanctonica sono state effettuate delle mappe orizzontali, e delle sezioni verticali profondità- distanza e profondità-tempo.

Piano di campionamento eseguito con la sonda CTD

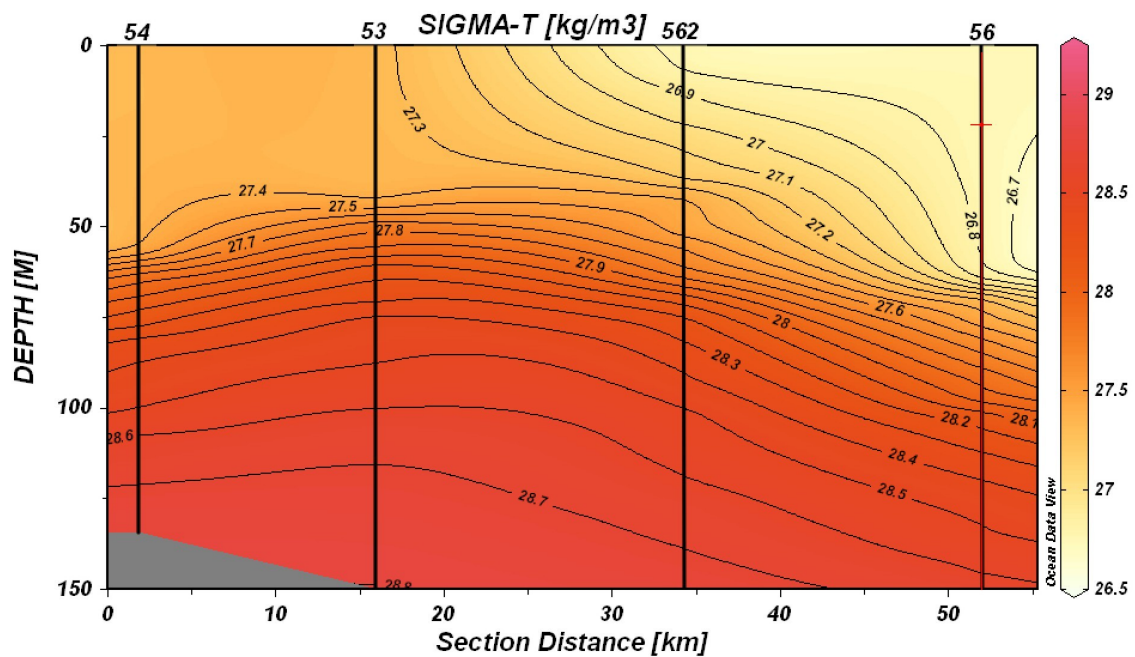
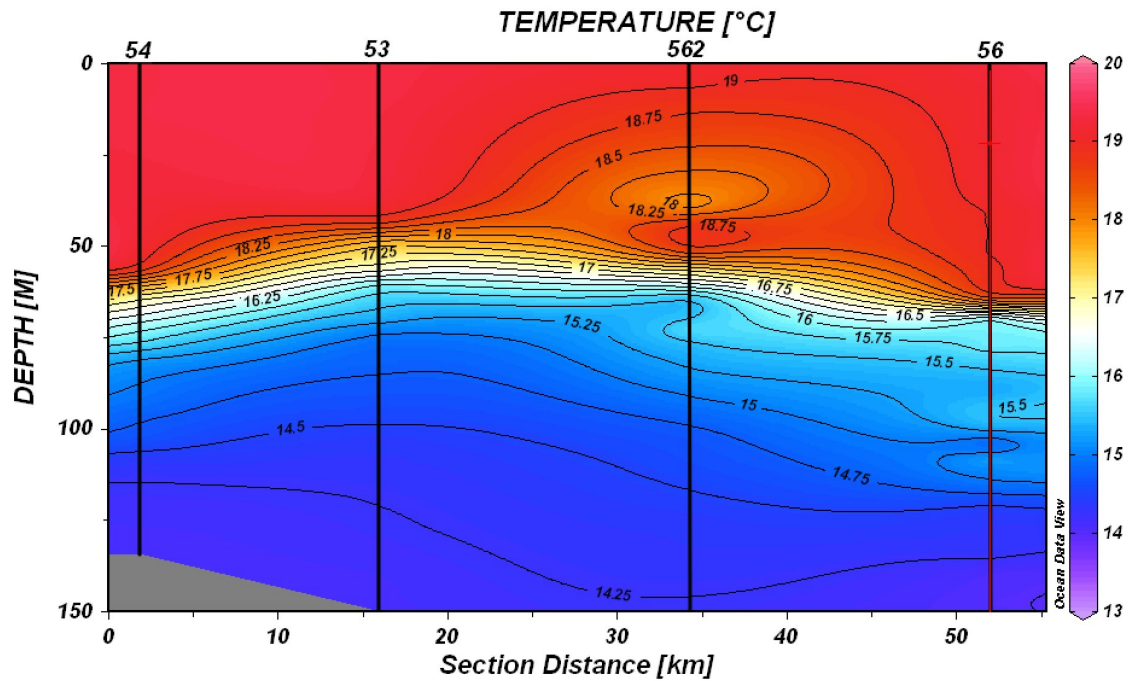
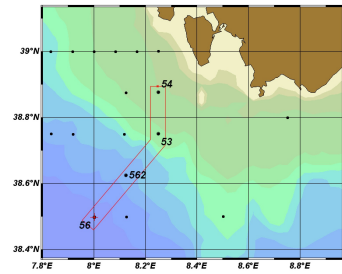


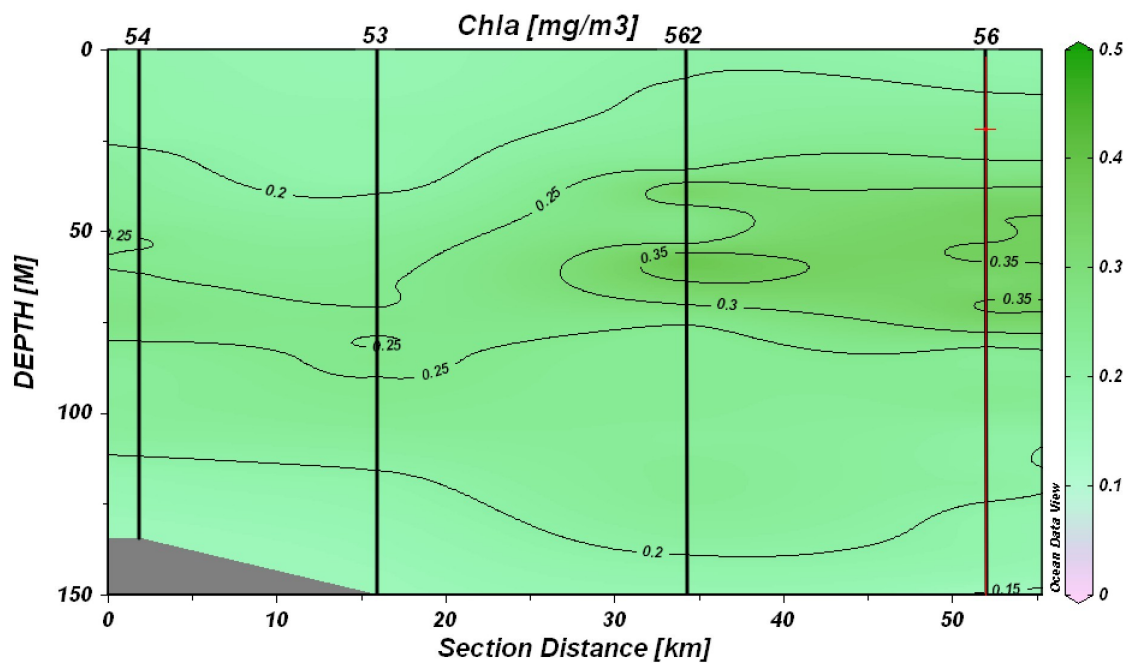
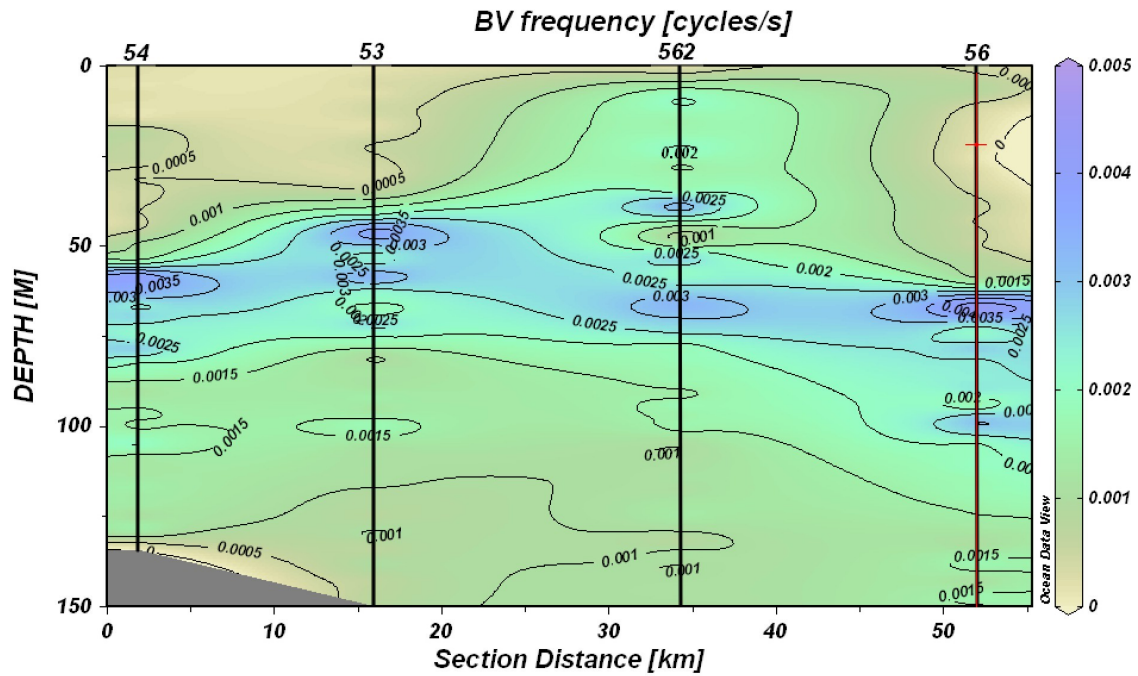
Sezione 33-42

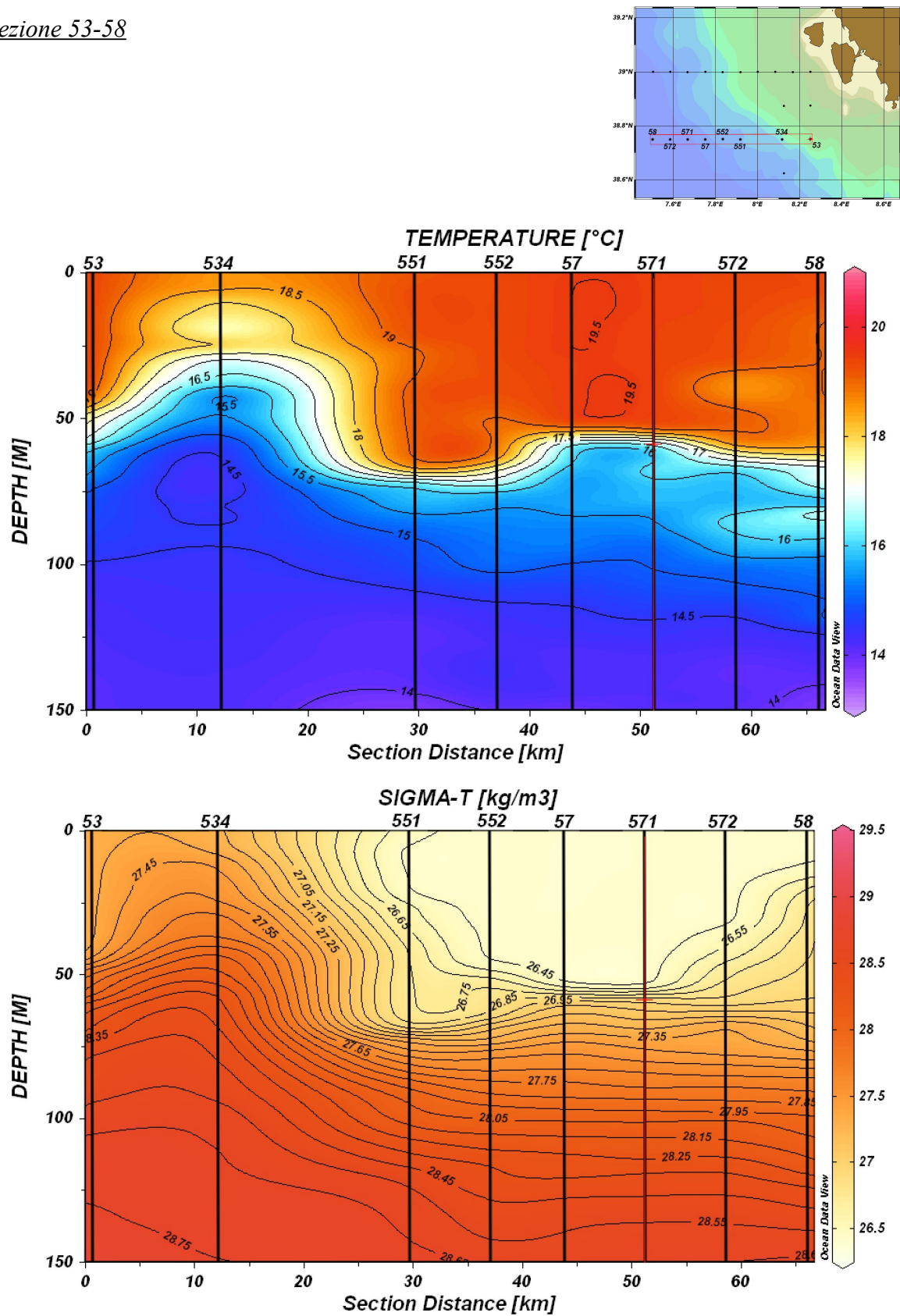


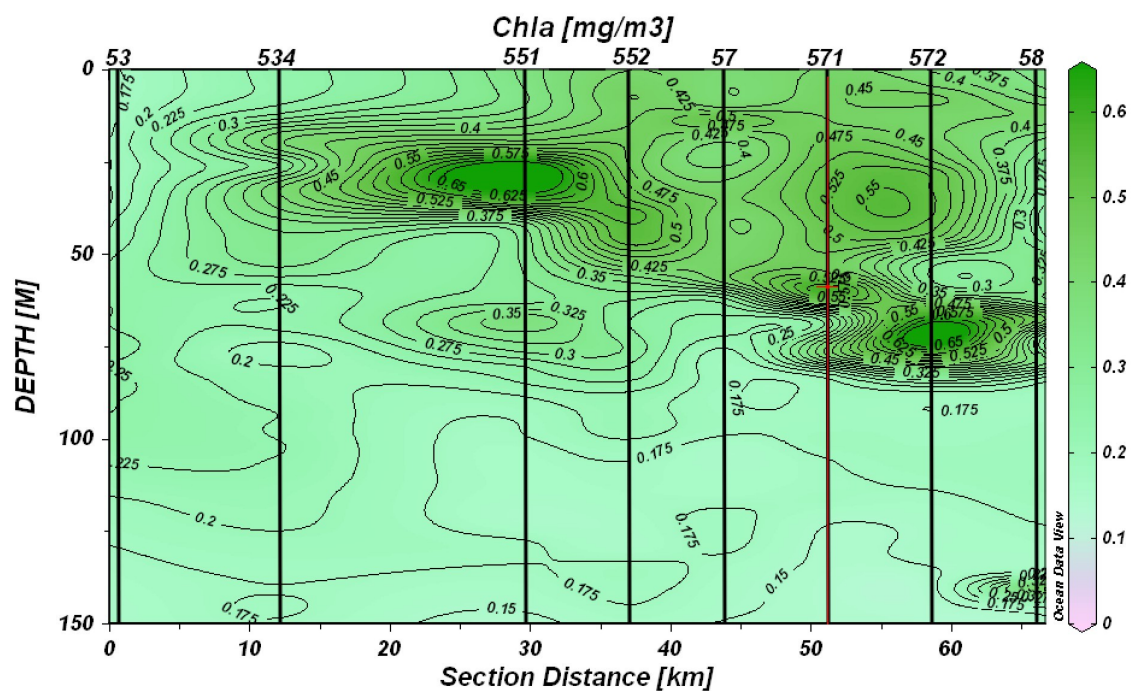
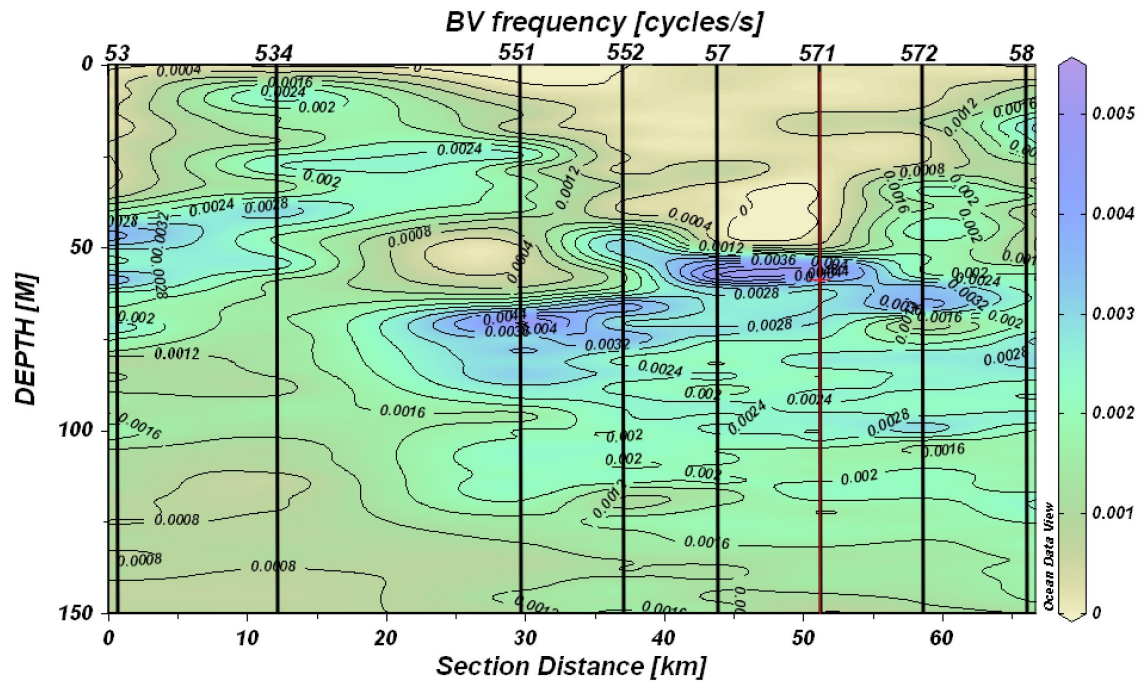


Sezione 54-56

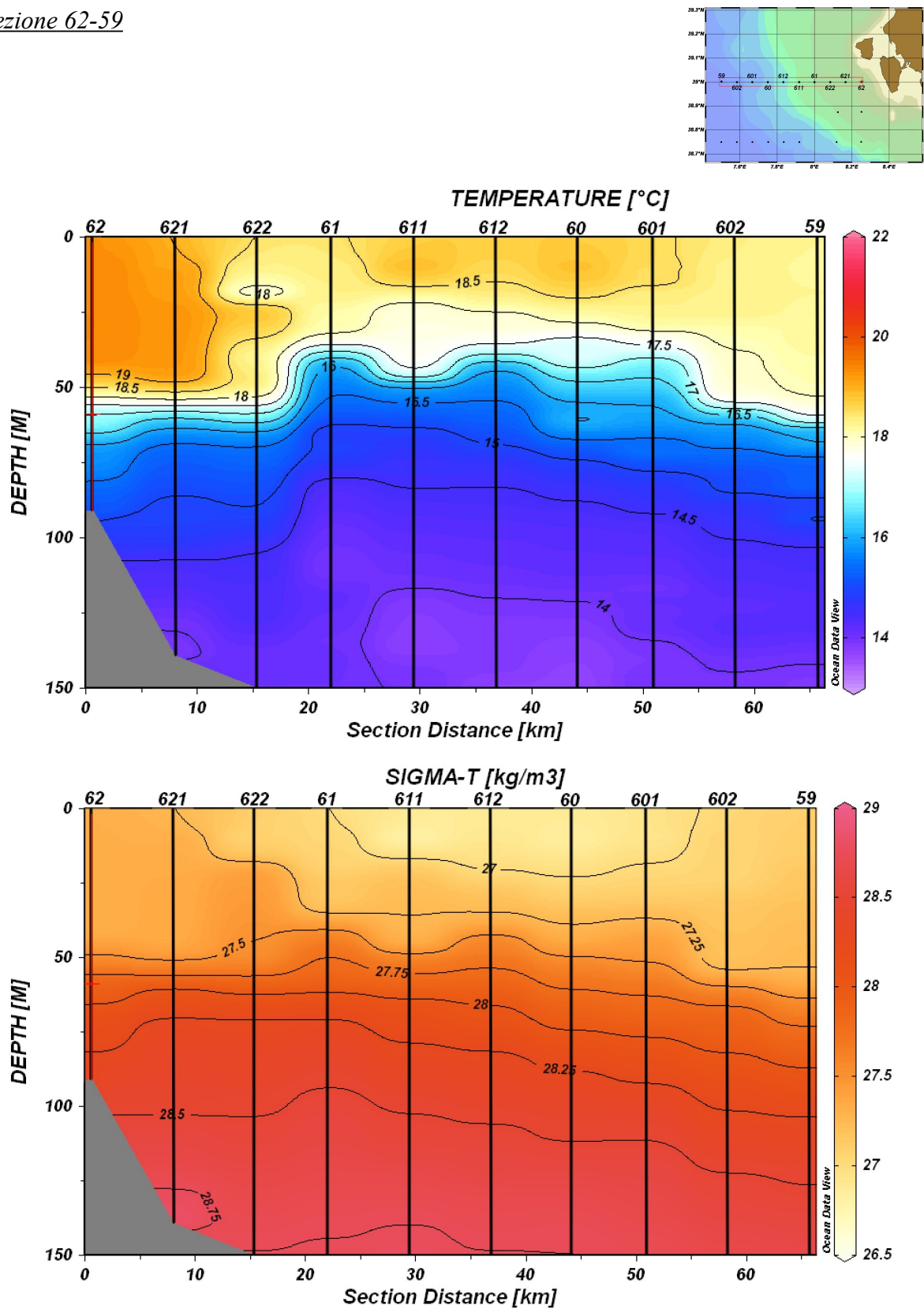


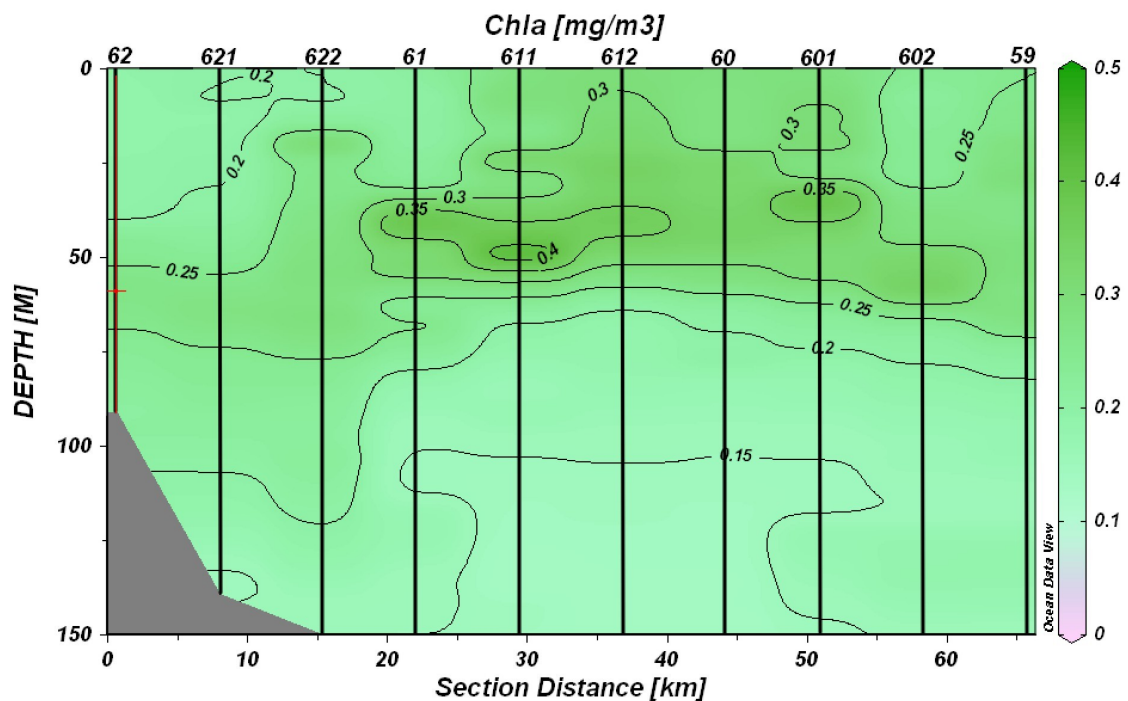
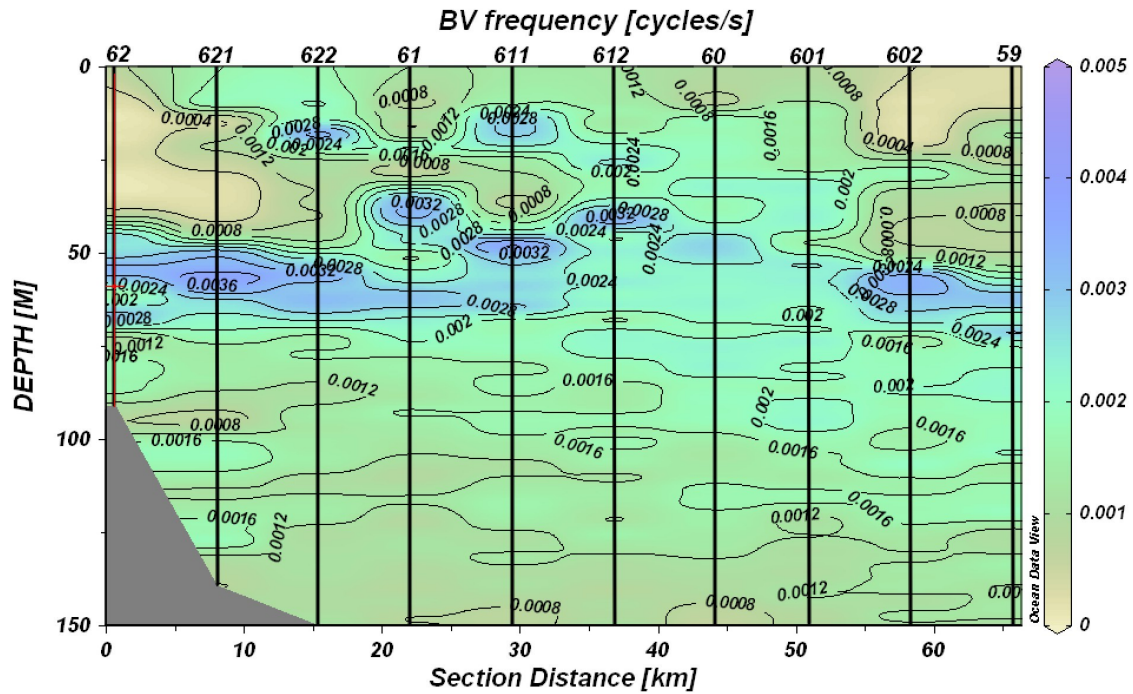


Sezione 53-58

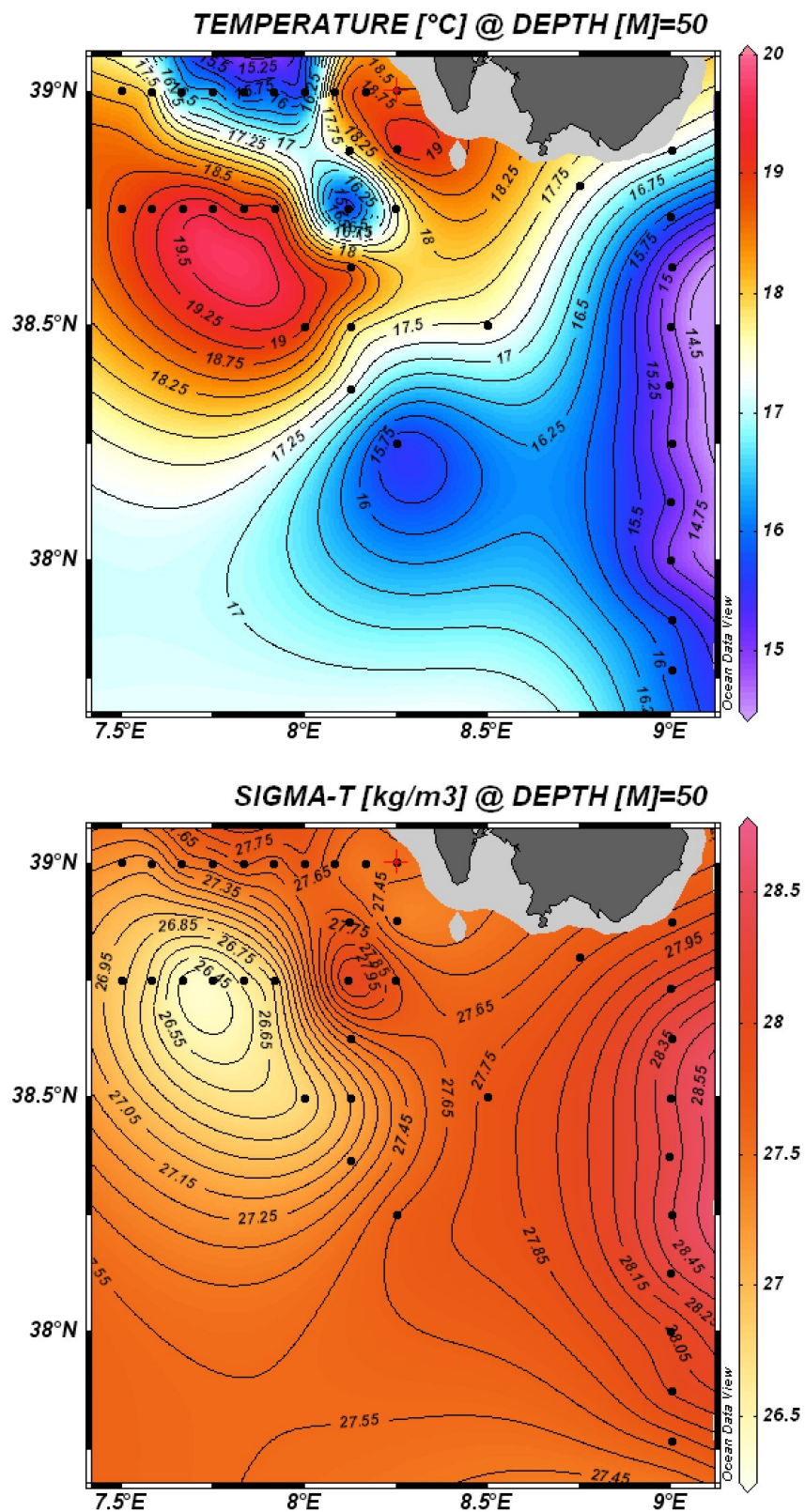


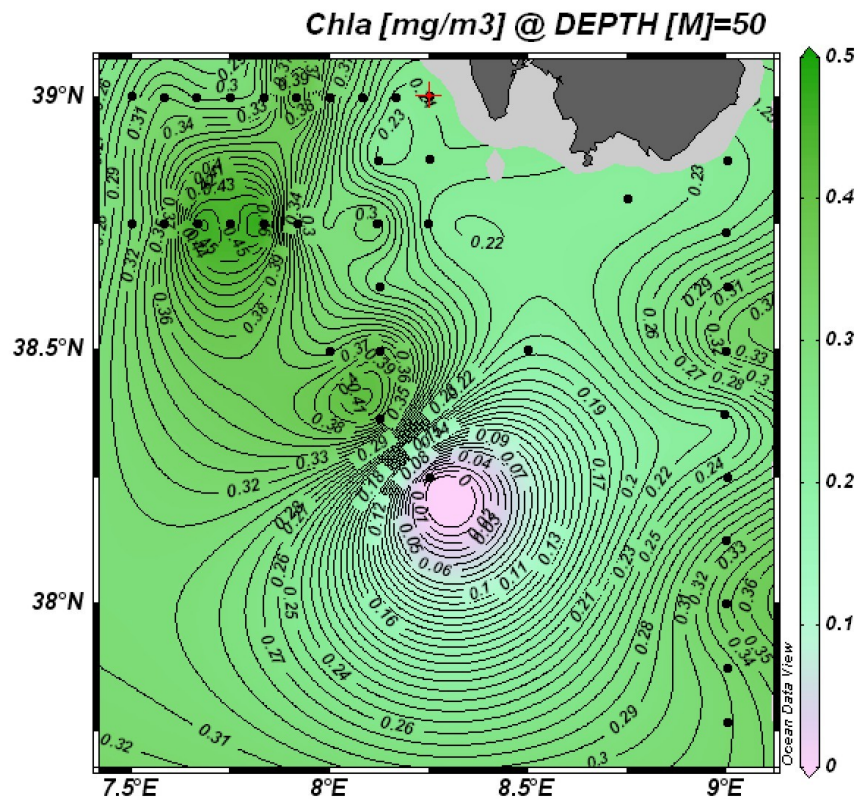
Sezione 62-59



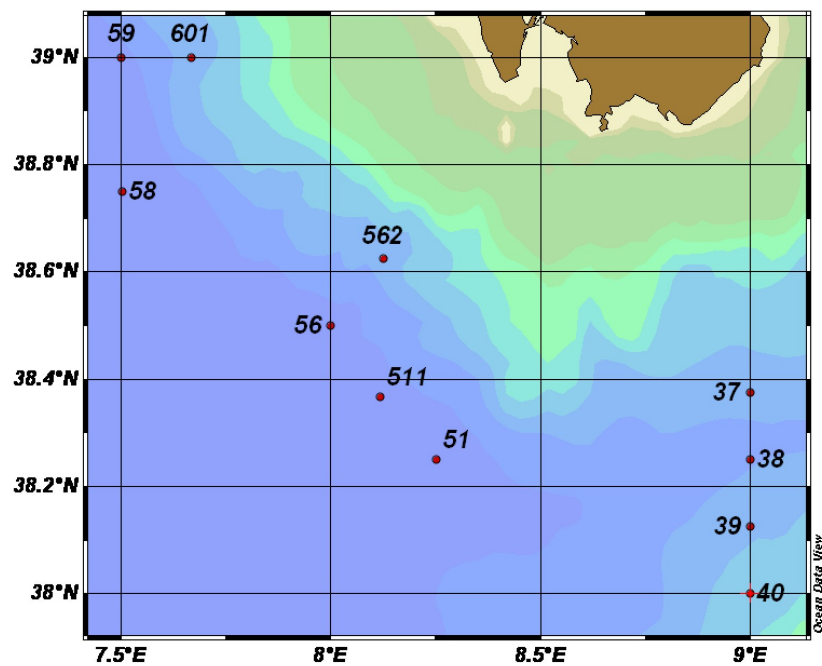


Mappa orizzontale a 50 m (Mar di Sardegna e Canale di Sardegna)

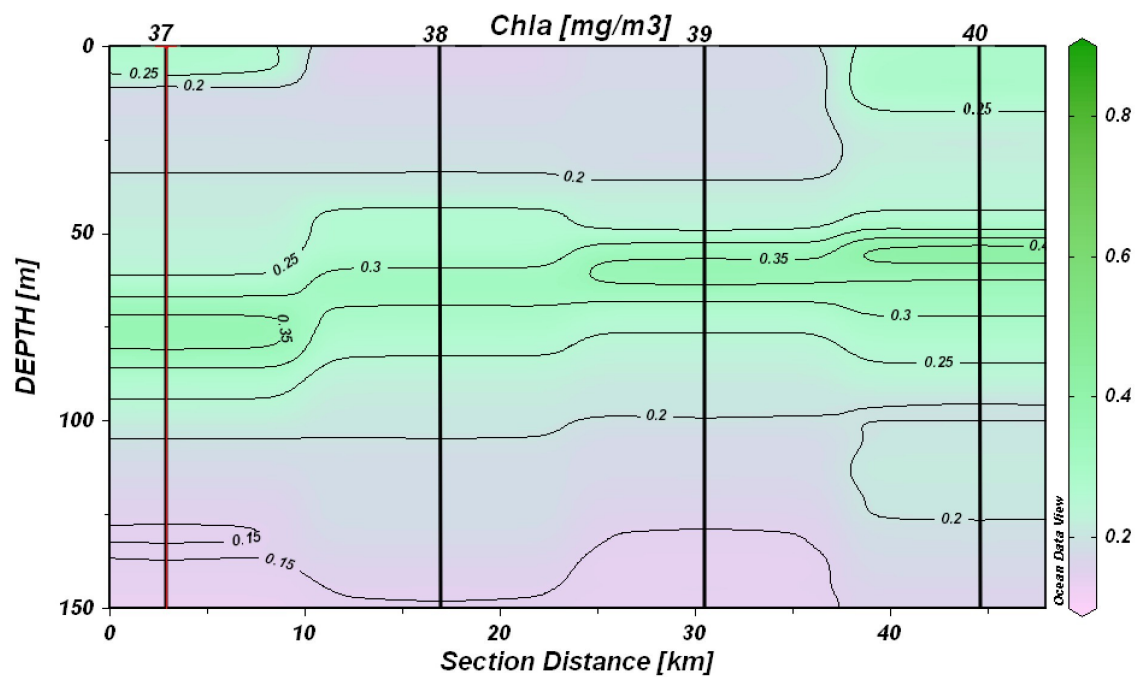
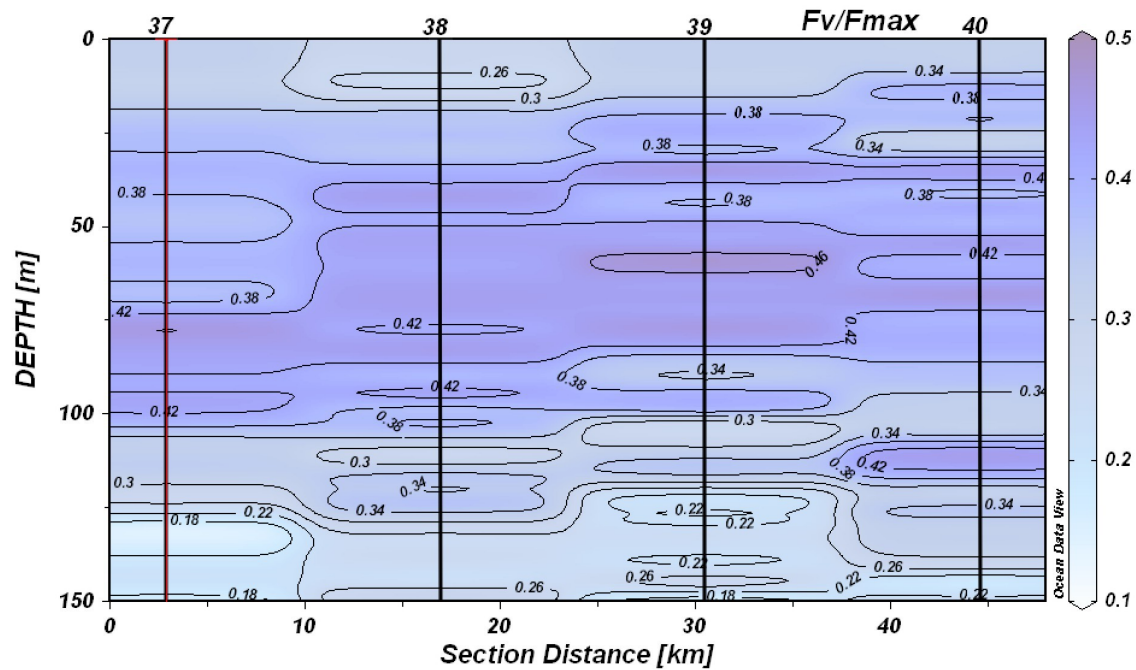
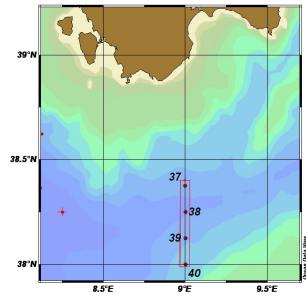




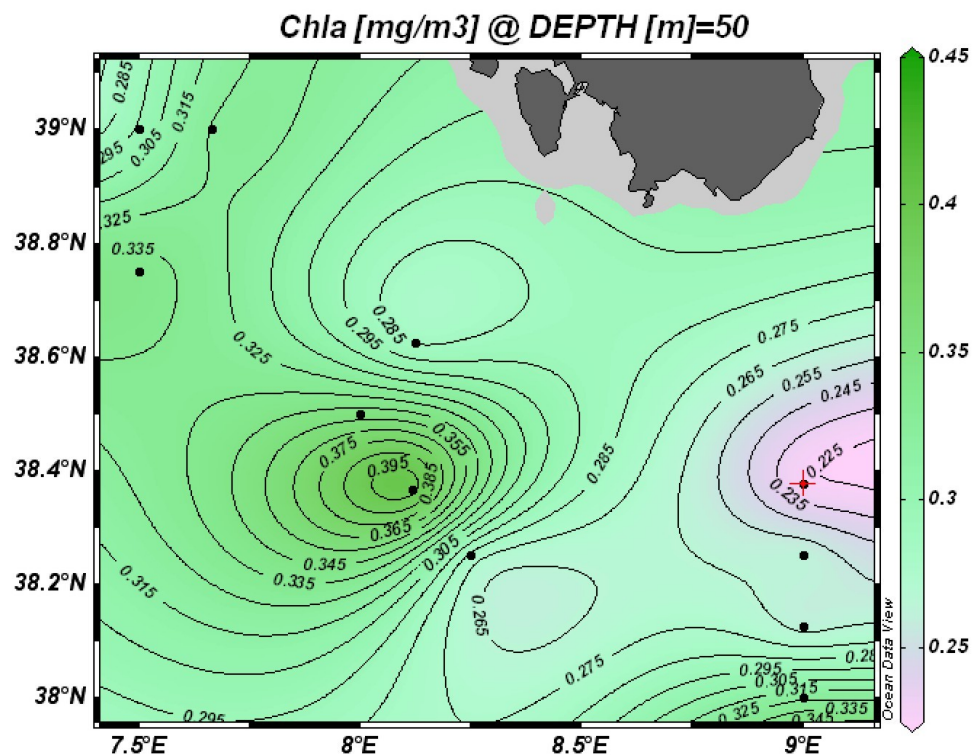
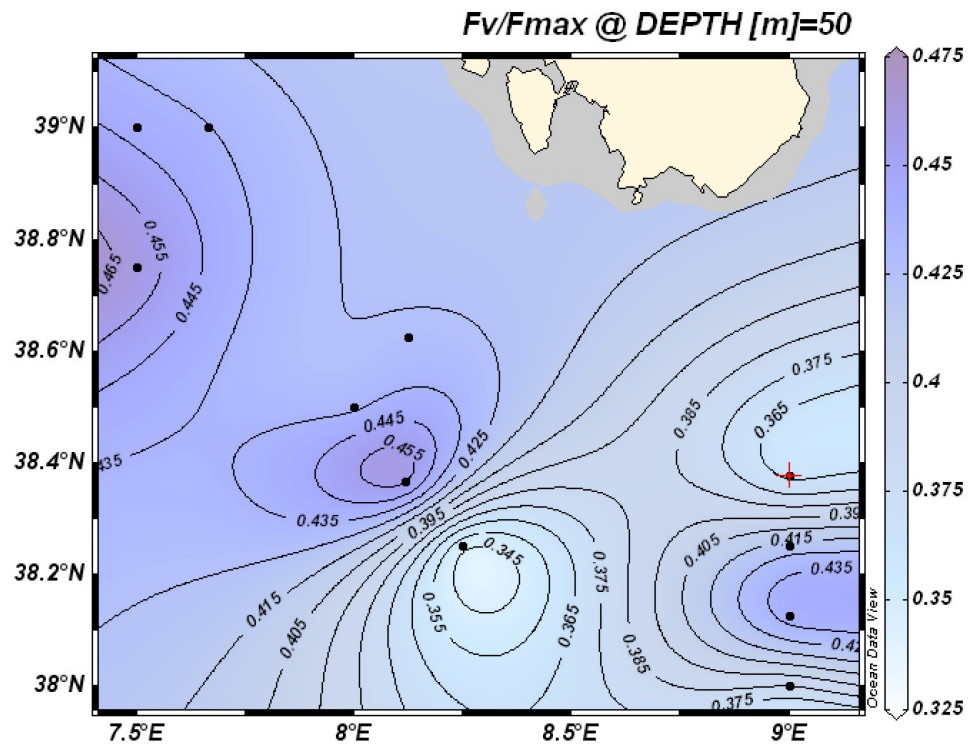
Piano di campionamento eseguito con la sonda PrimProd



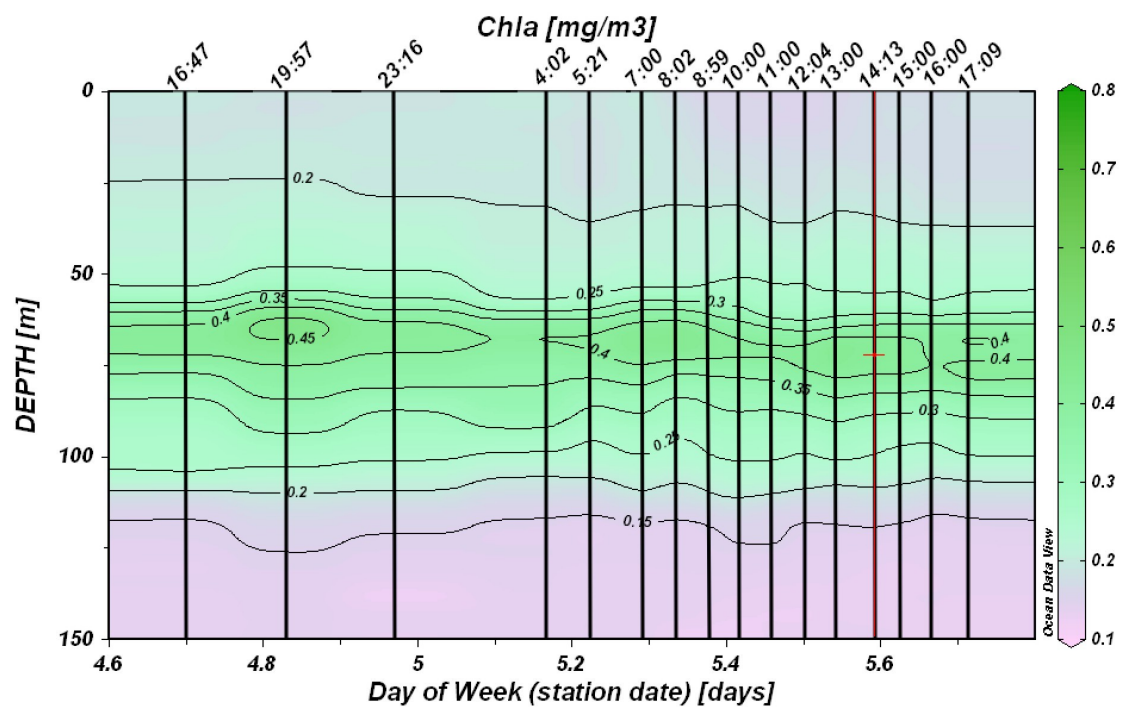
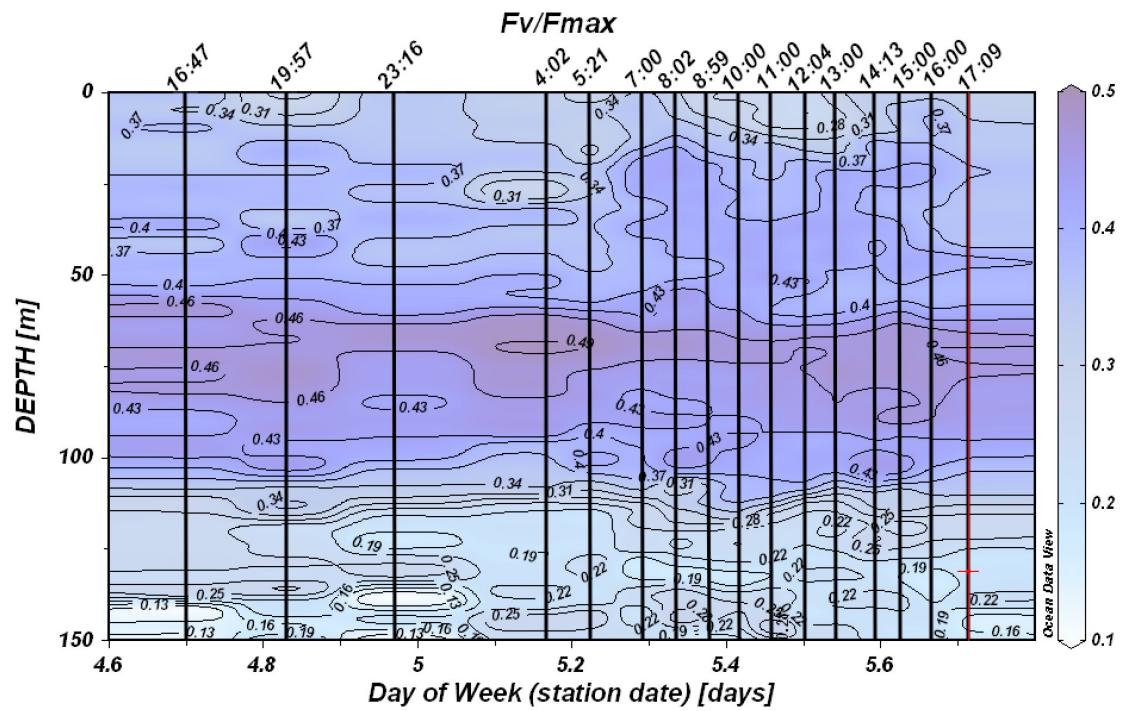
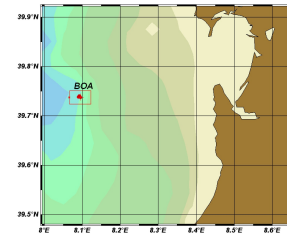
Sezione 37-40



Mappa orizzontale a 50 m (Mar di Sardegna e Canale di Sardegna)



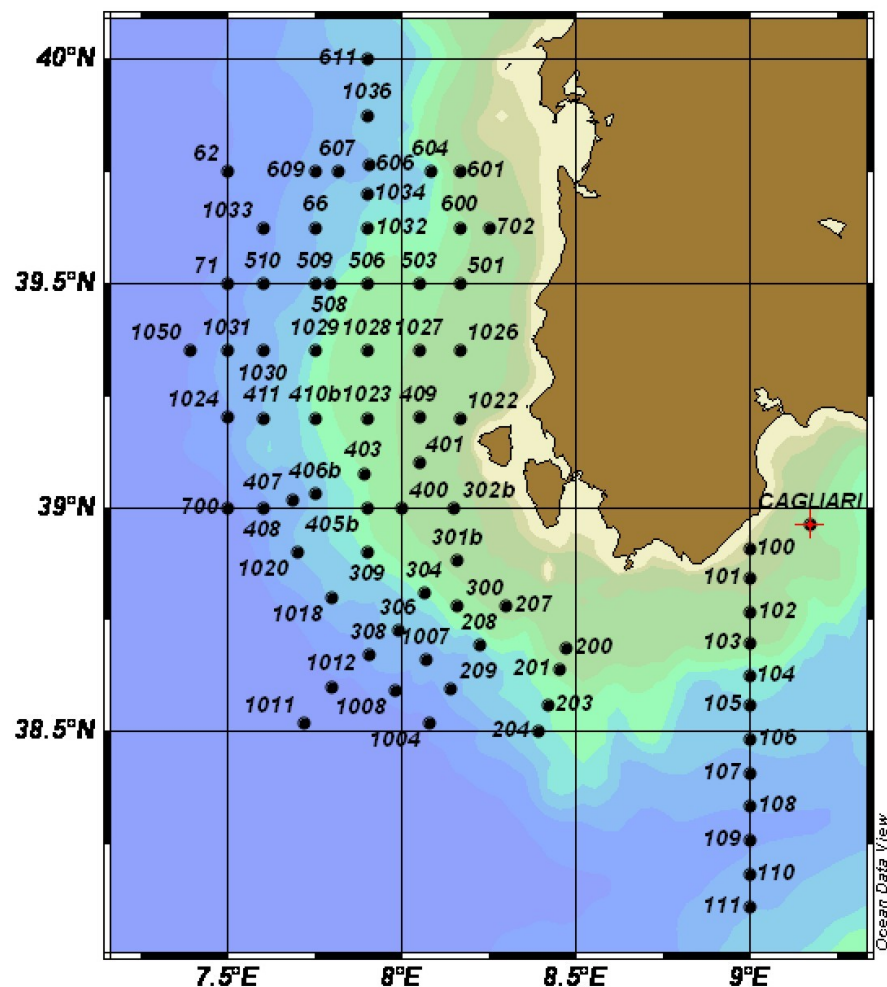
Stazione 24 h (BOA)



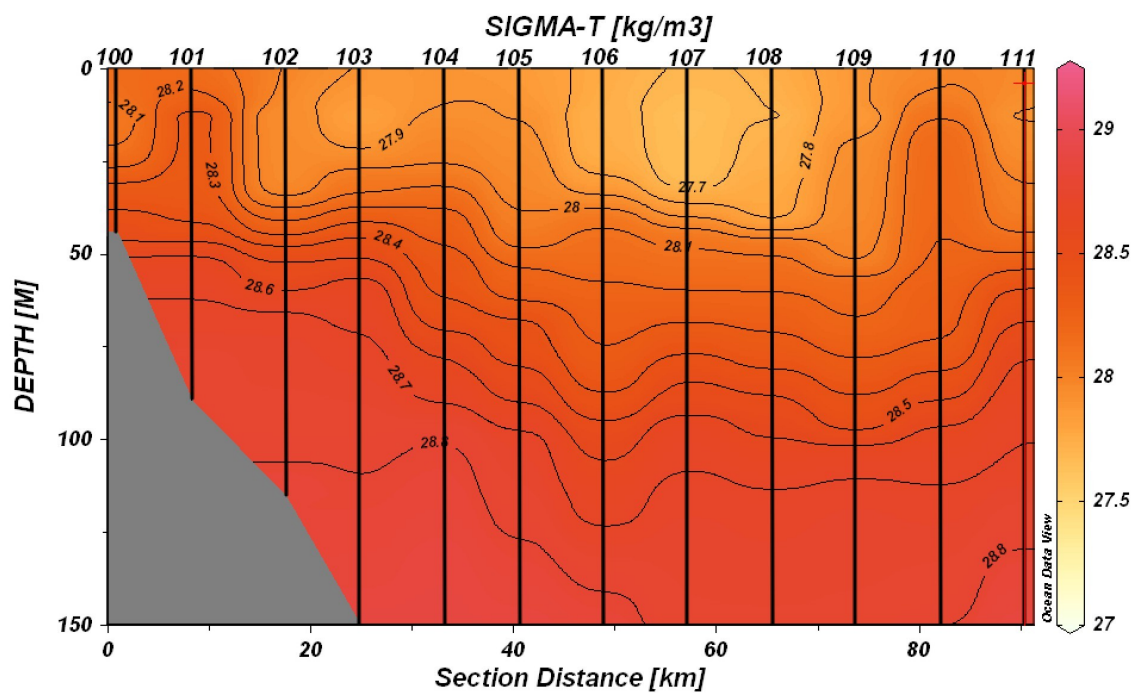
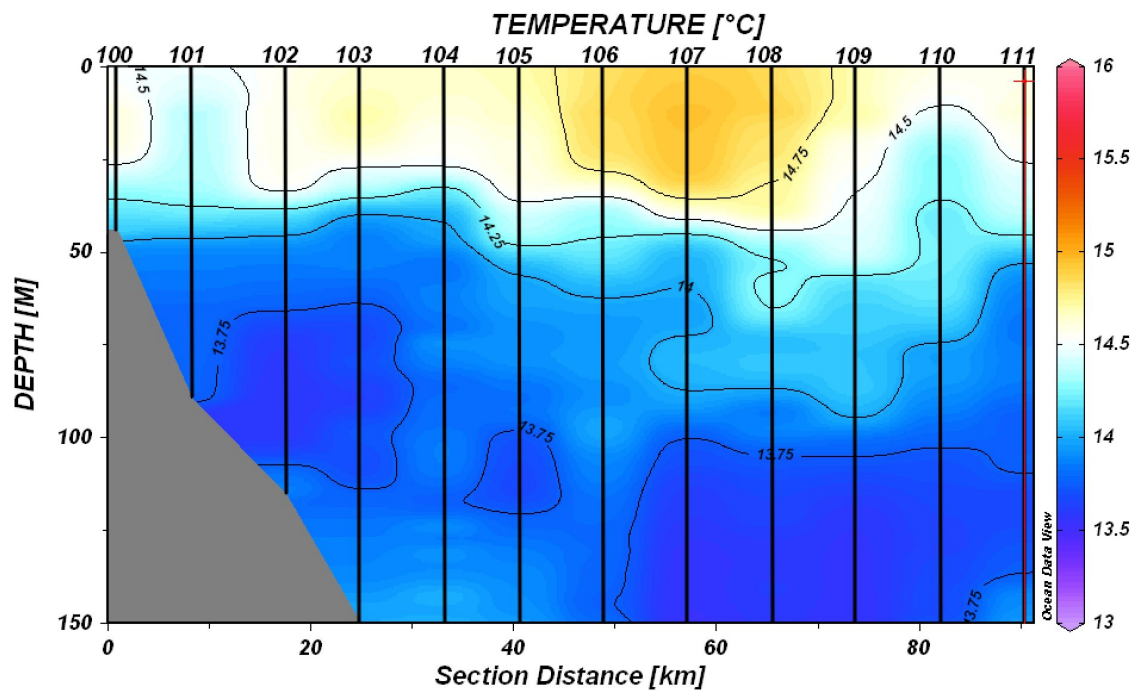
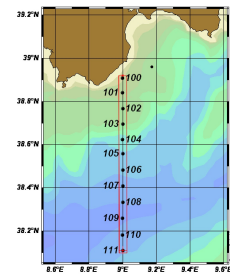
MedGOOS6

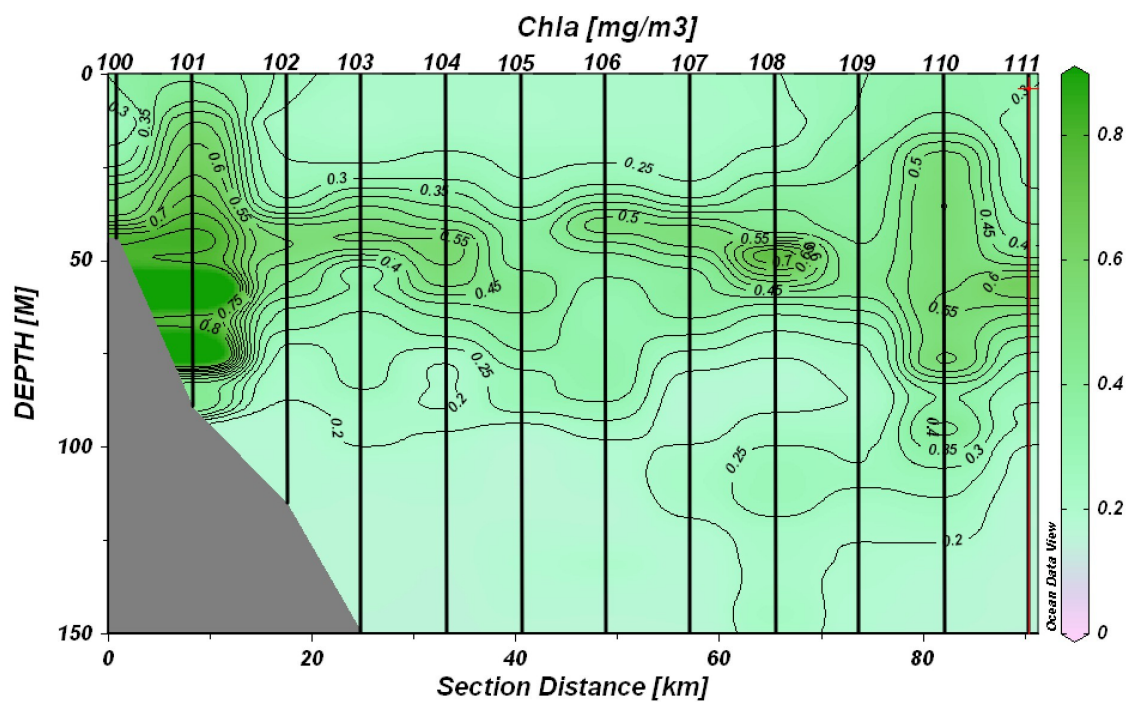
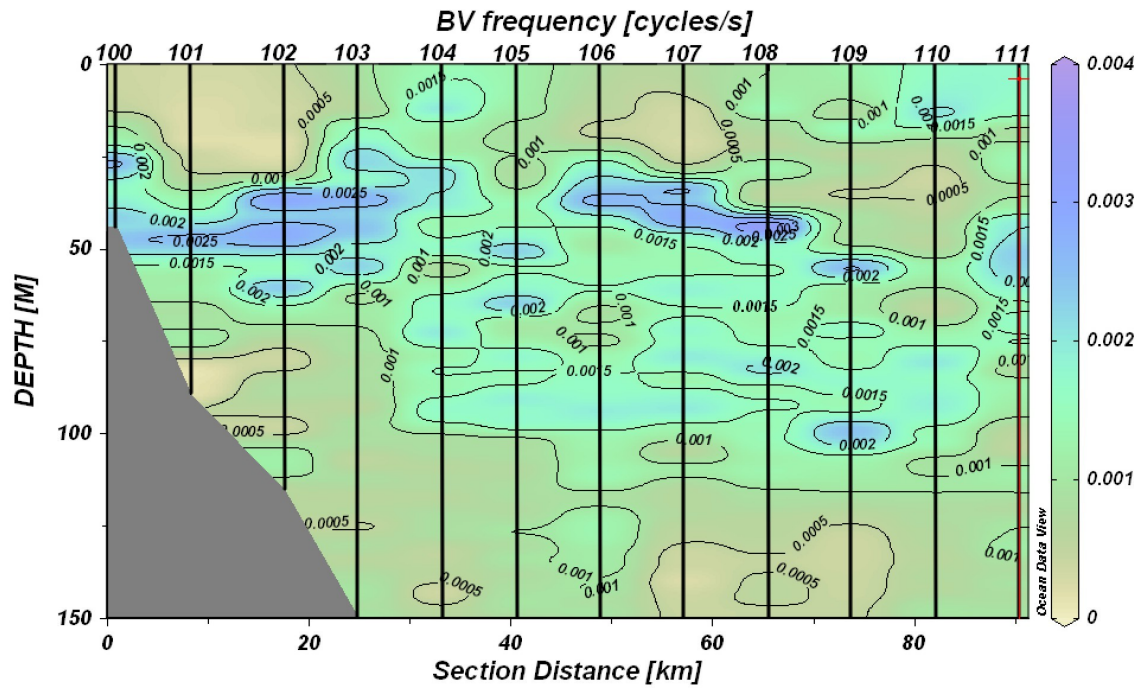
Per analizzare l'effetto dei fenomeni oceanografici sulle variabili biologiche, relativamente alle misure effettuate con la sonda CTD, vengono rappresentate le distribuzioni orizzontali e verticali della temperatura in situ, dell'anomalia di densità (σ_t), della concentrazione di clorofilla-a e della frequenza di Brunt-Vaisala che definisce la profondità dello strato mescolato. Per mettere in evidenza le differenze spaziali e temporali tra l'andamento dell'efficienza fotosintetica e quello della biomassa fitoplanctonica sono state effettuate delle mappe orizzontali, e delle sezioni verticali profondità- distanza e profondità-tempo.

Piano di campionamento eseguito con la sonda CTD

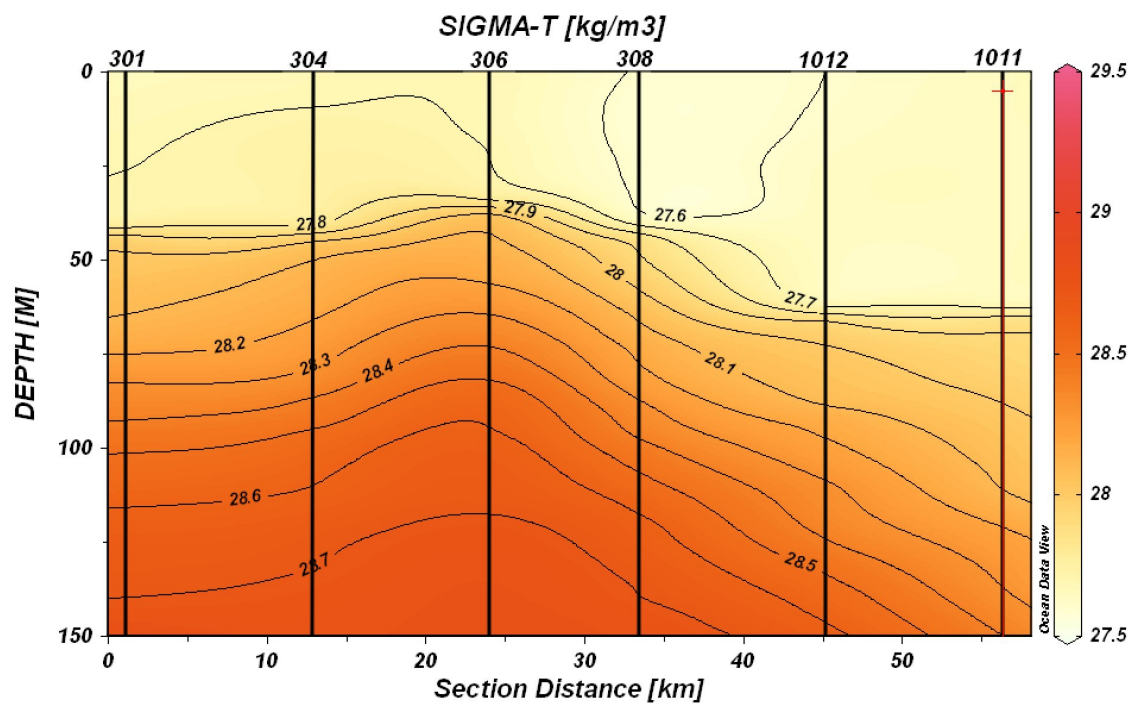
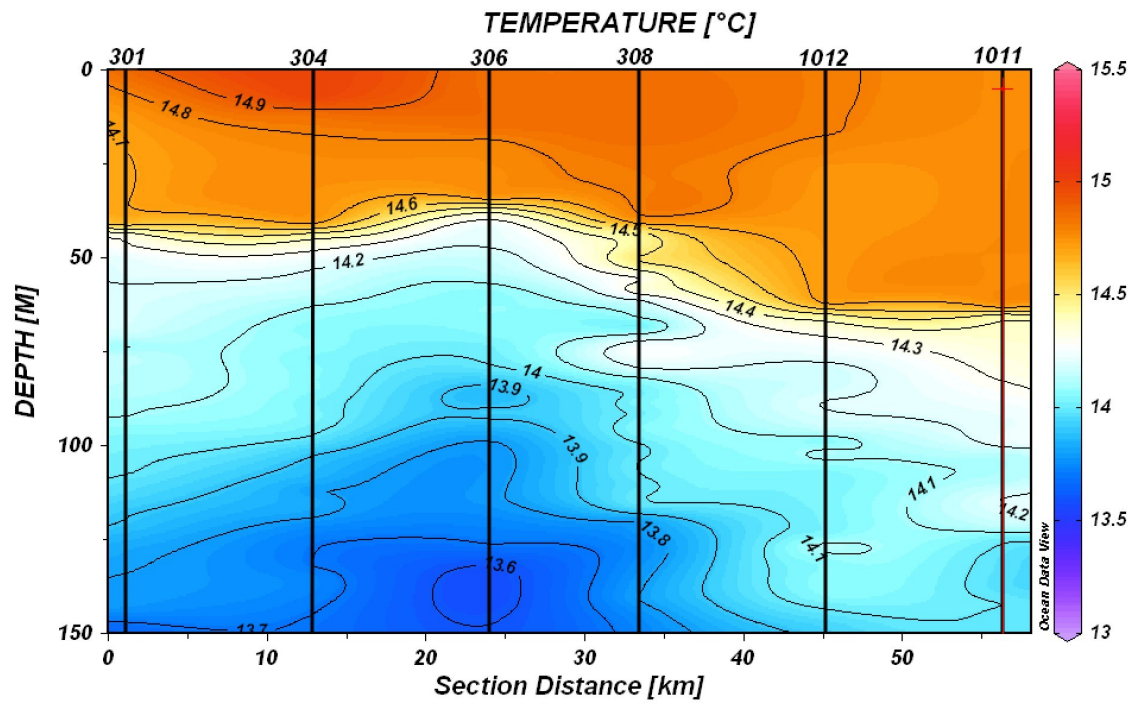
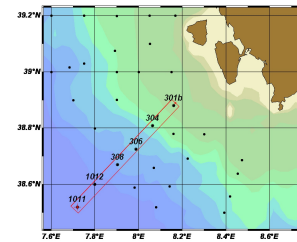


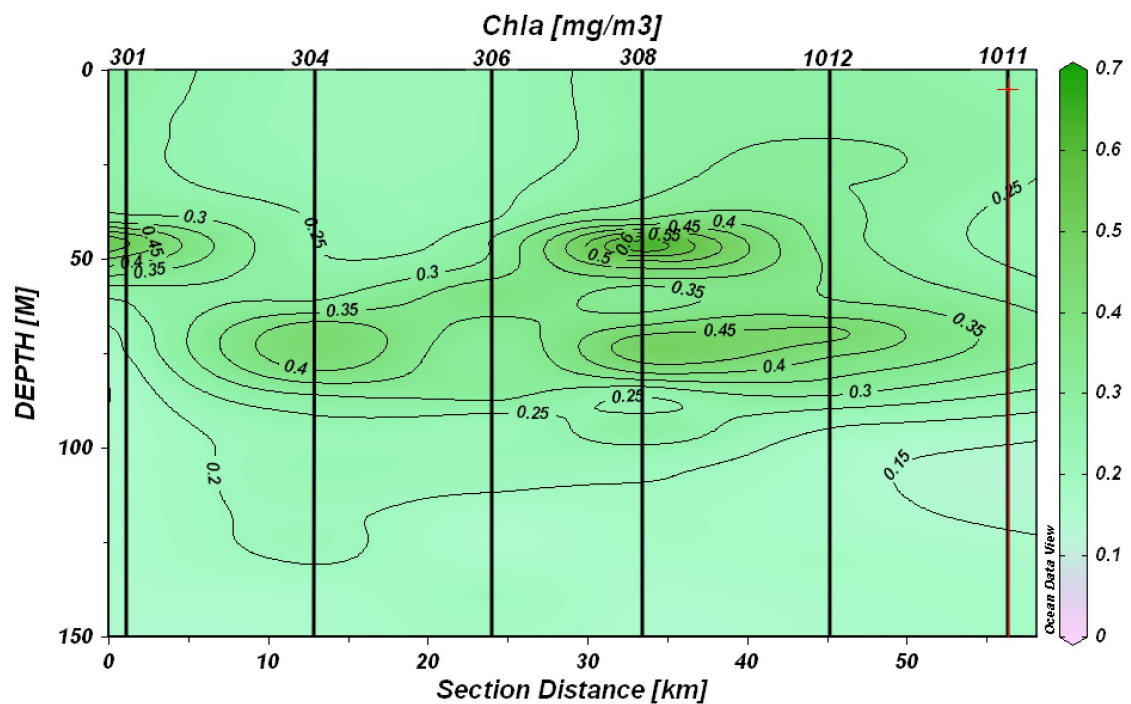
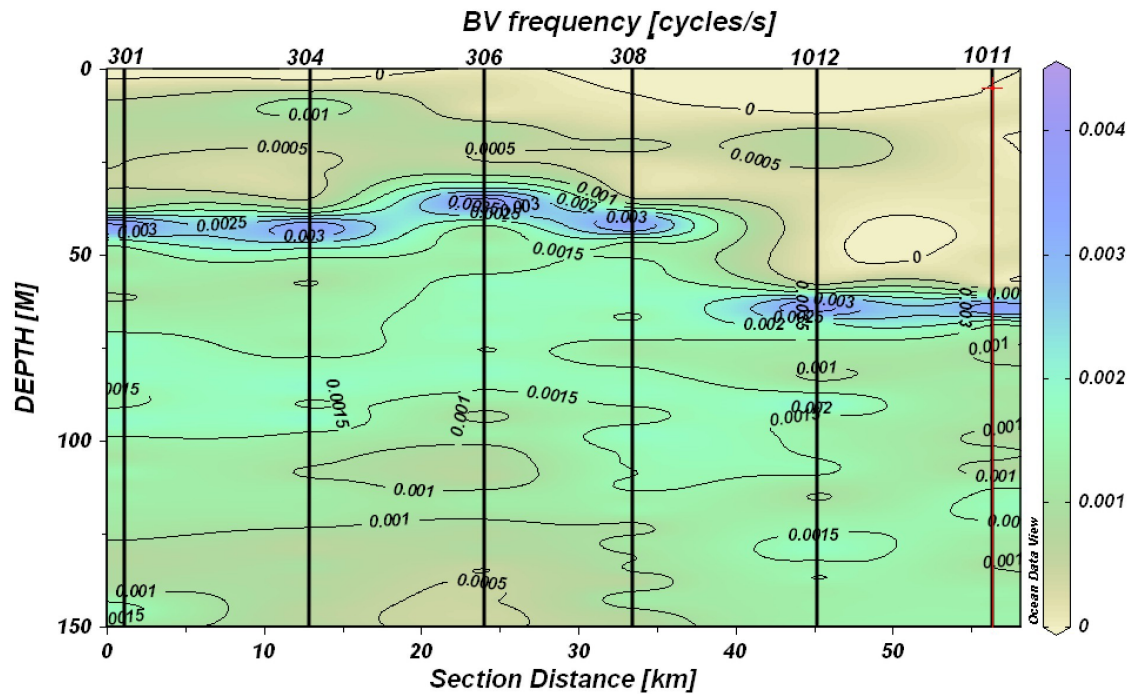
Sezione 100-111



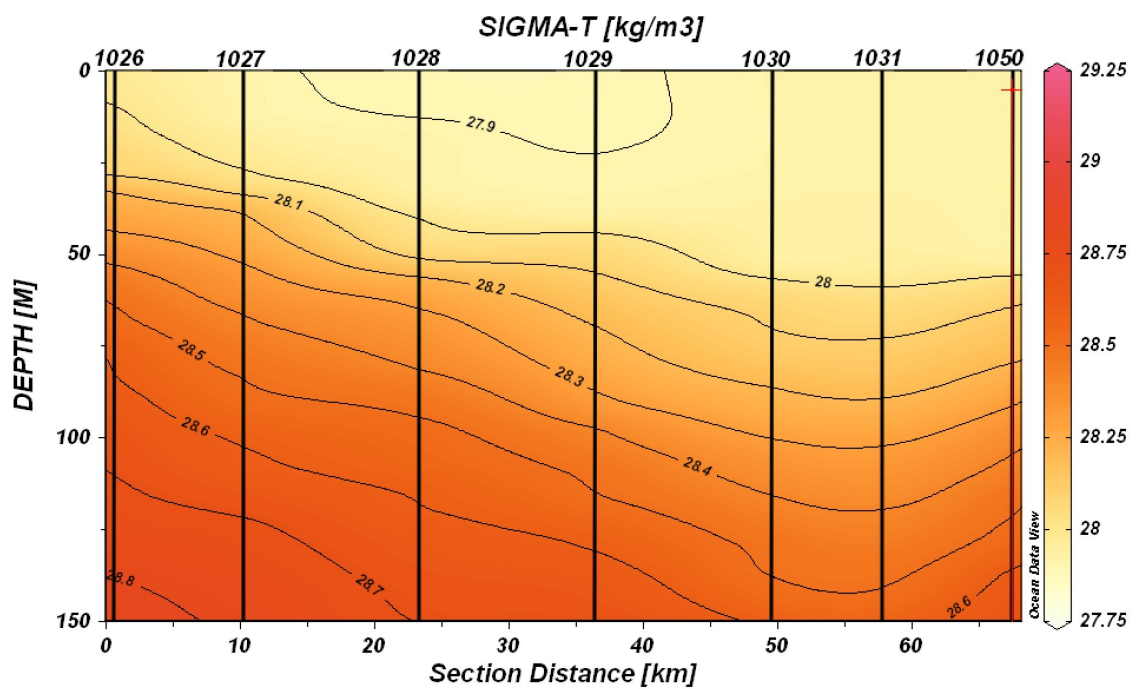
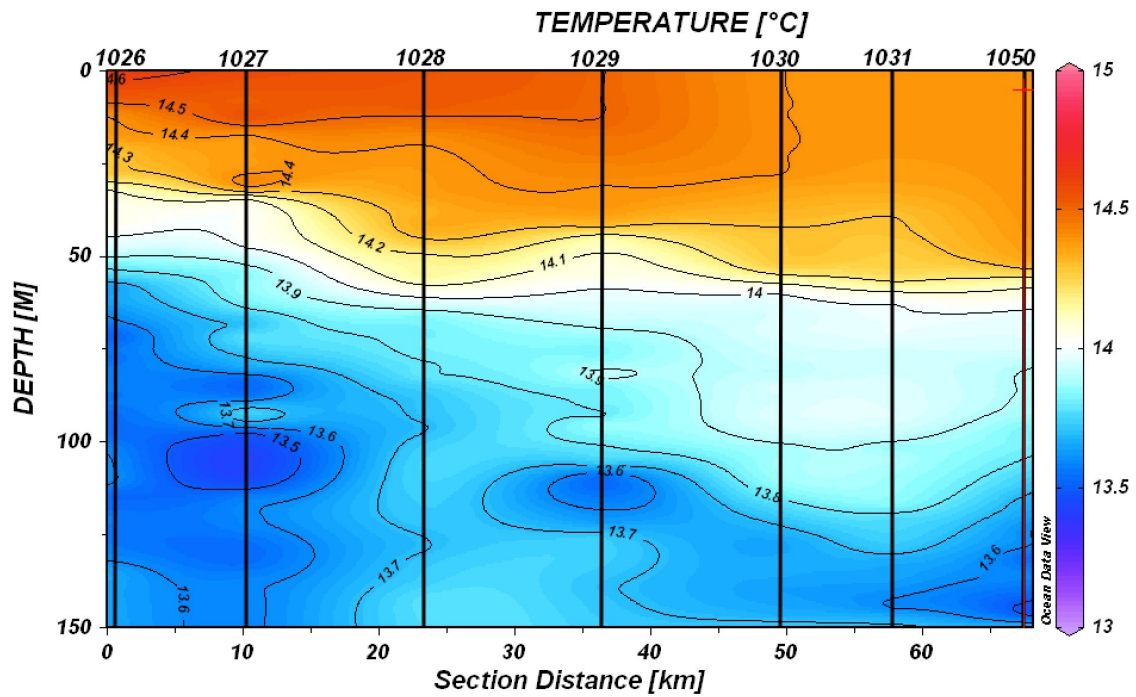
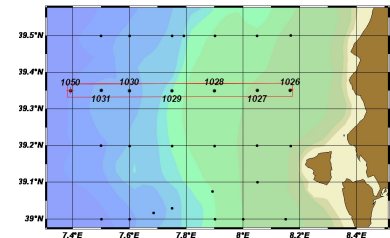


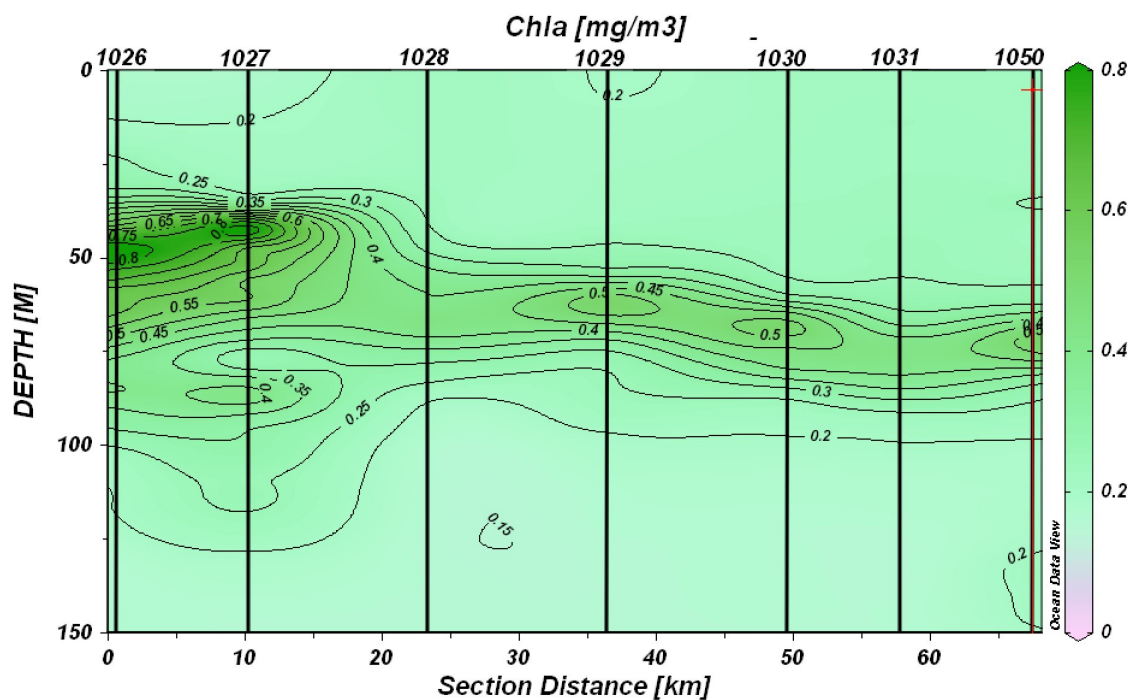
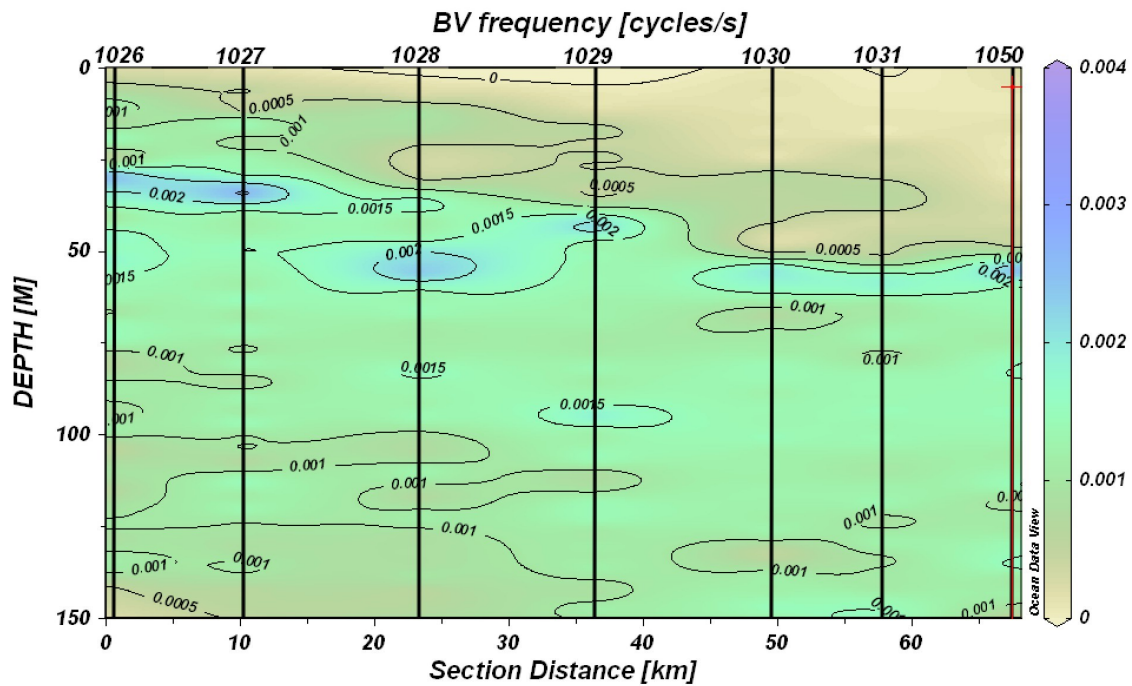
Sezione 301-1011





Sezione 1026-1050





Sezione 601-62

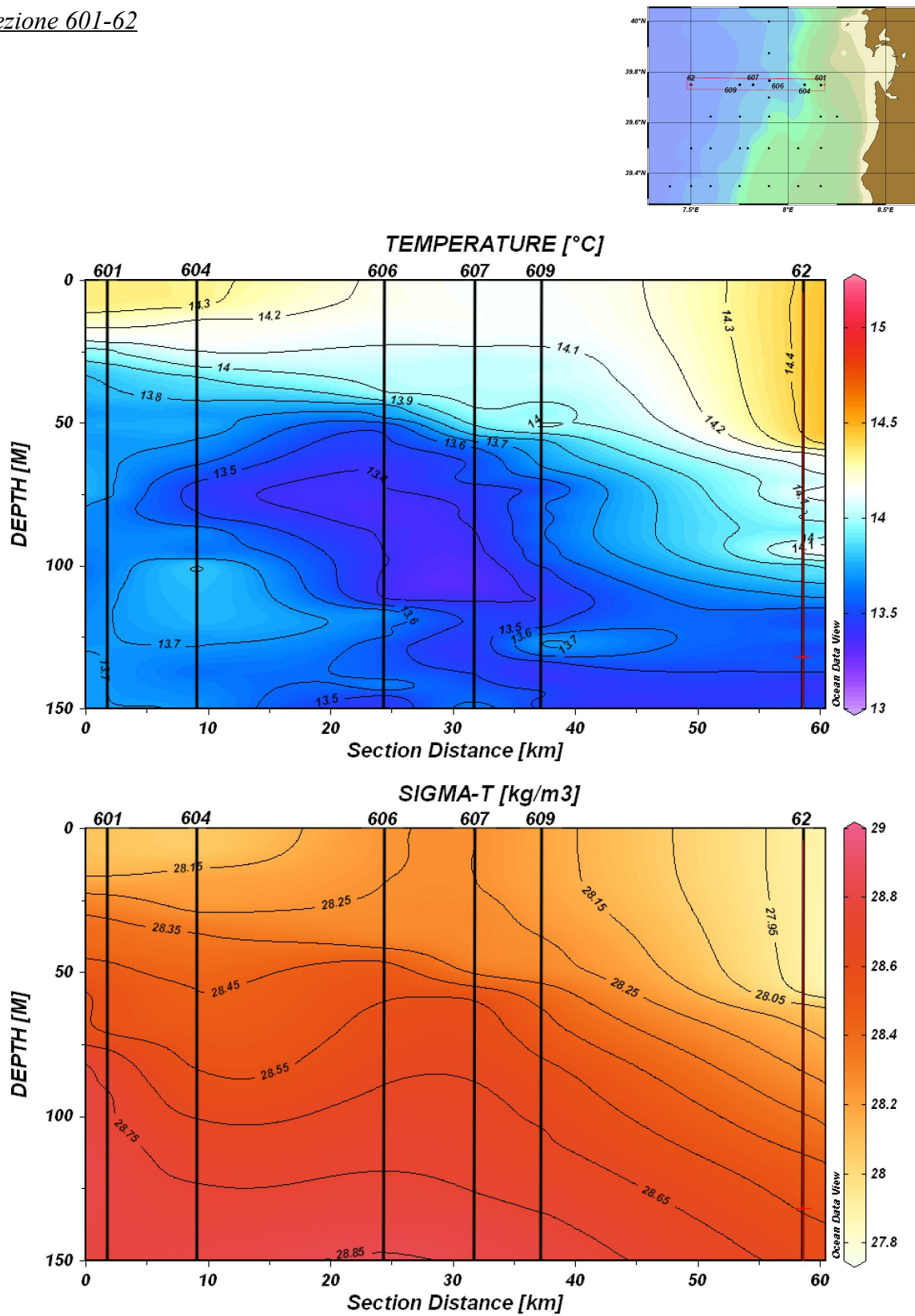
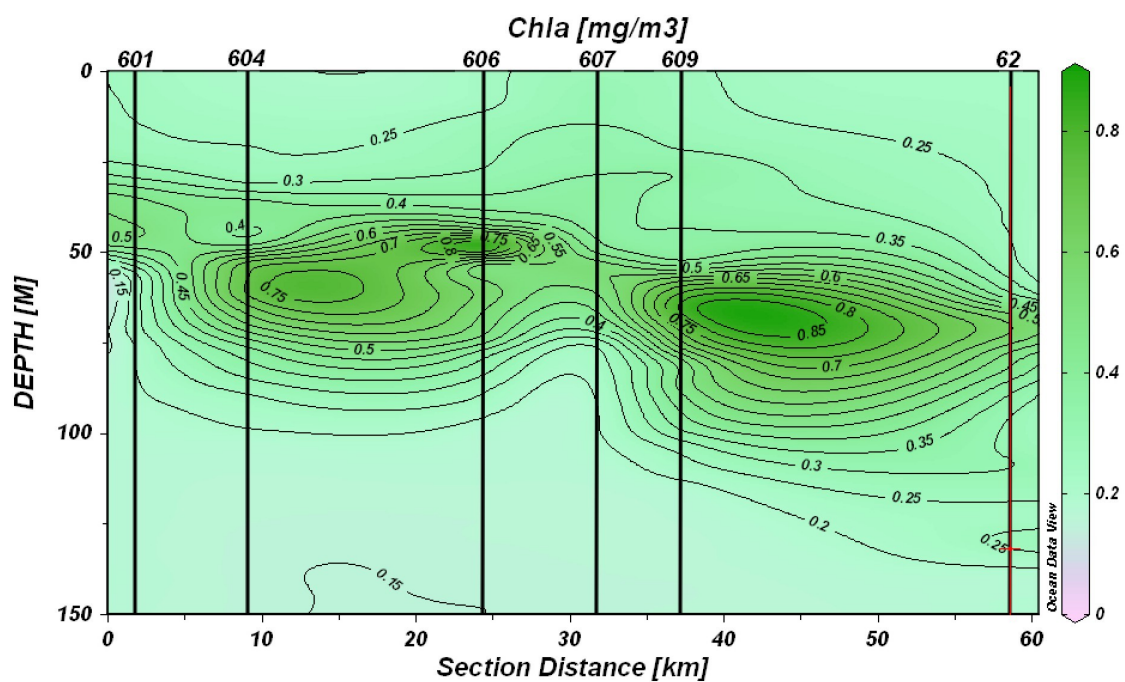
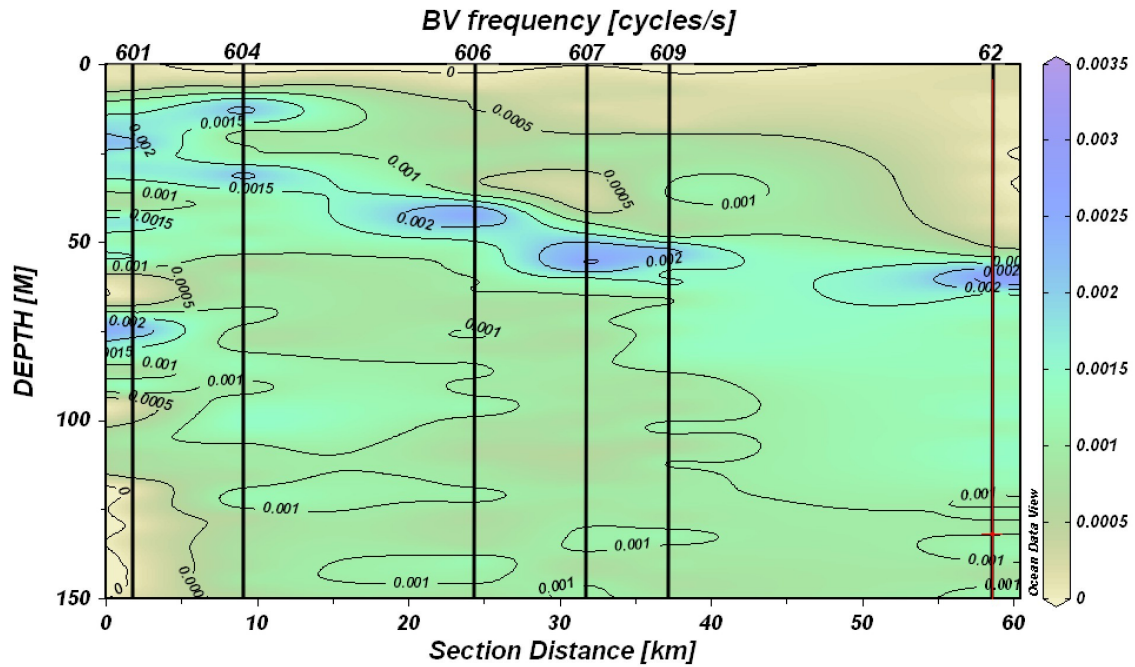
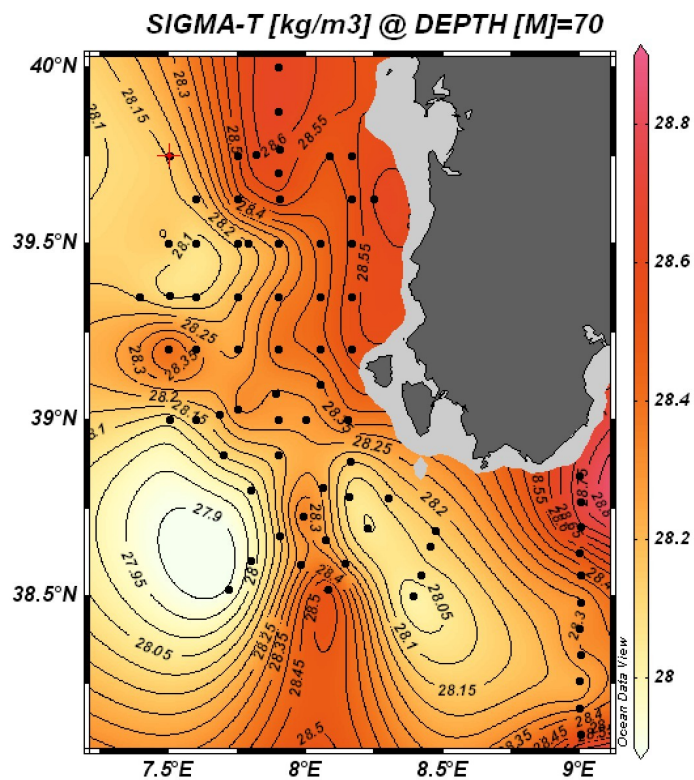
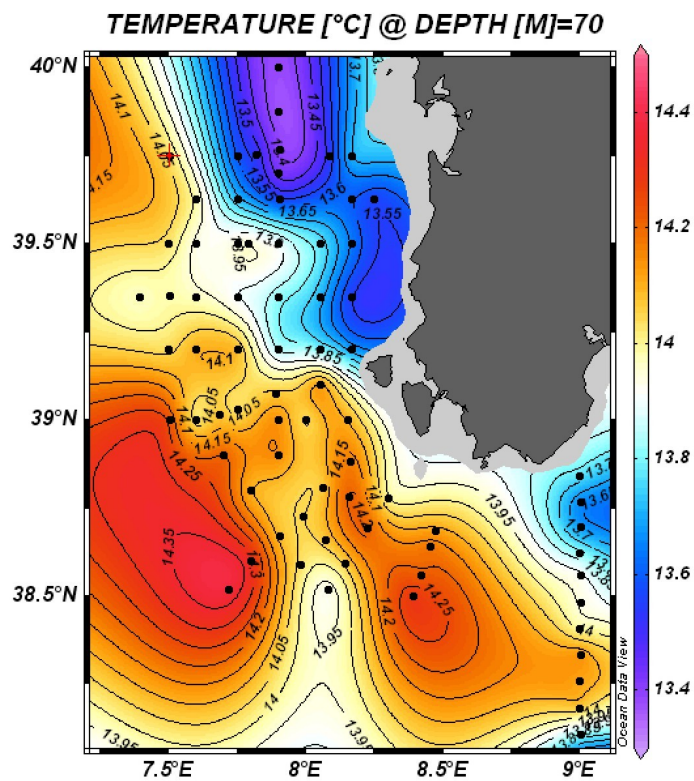
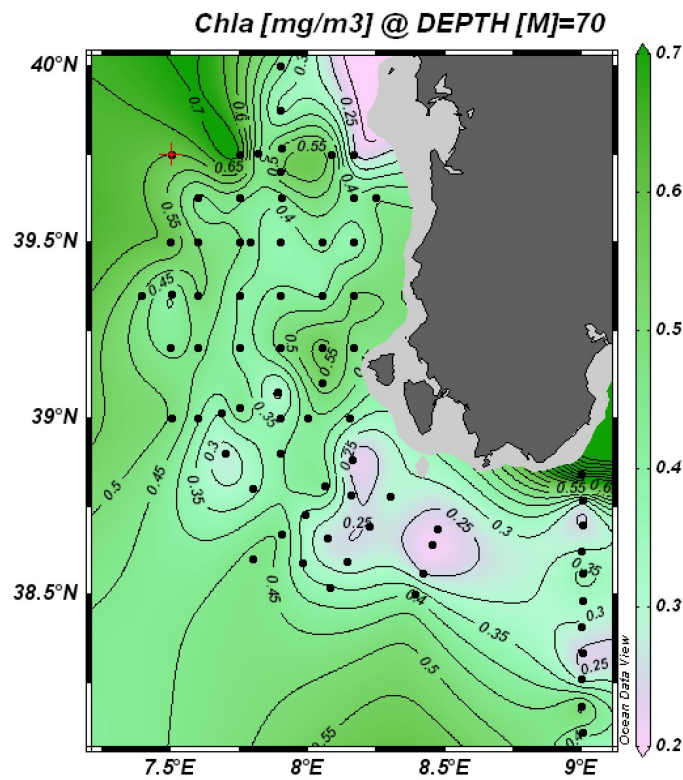


Fig.11.41

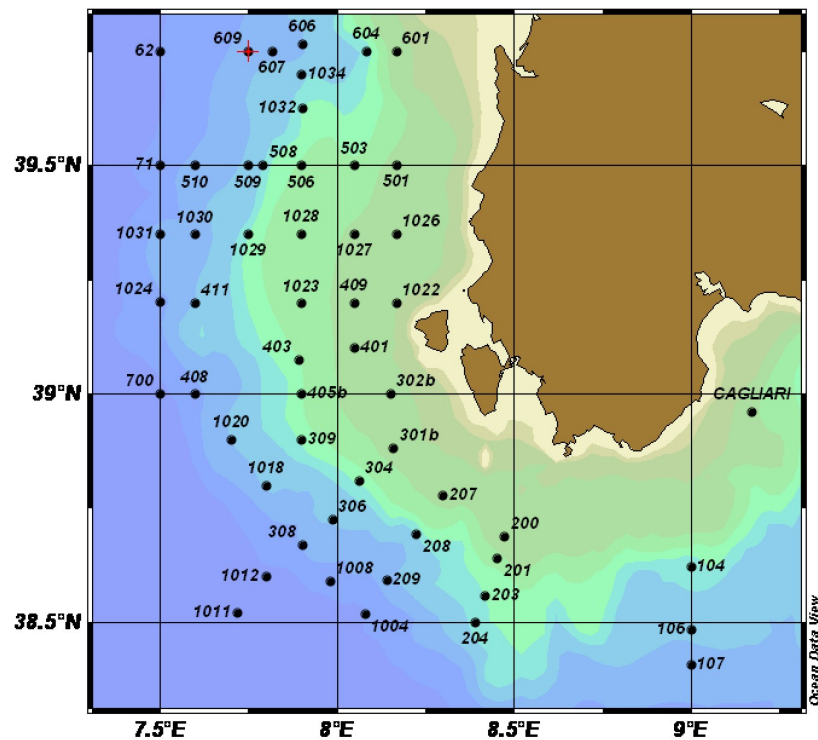


Mappa orizzontale a 70 m (Mar di Sardegna e Canale di Sardegna)

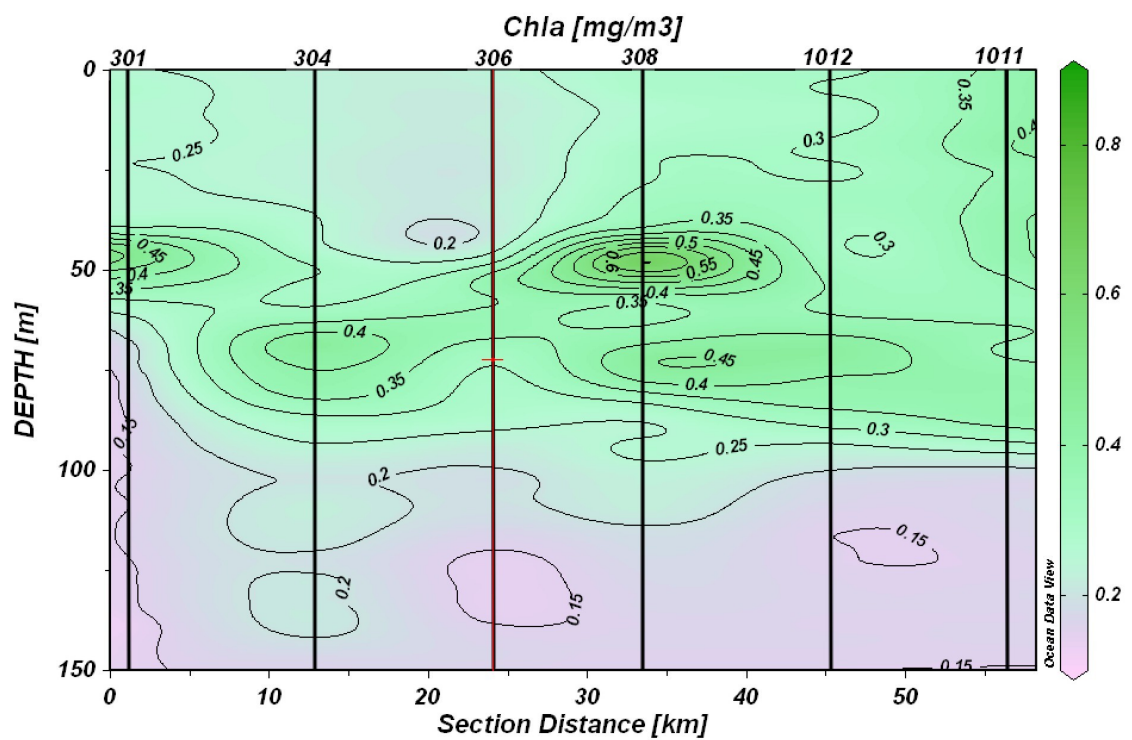
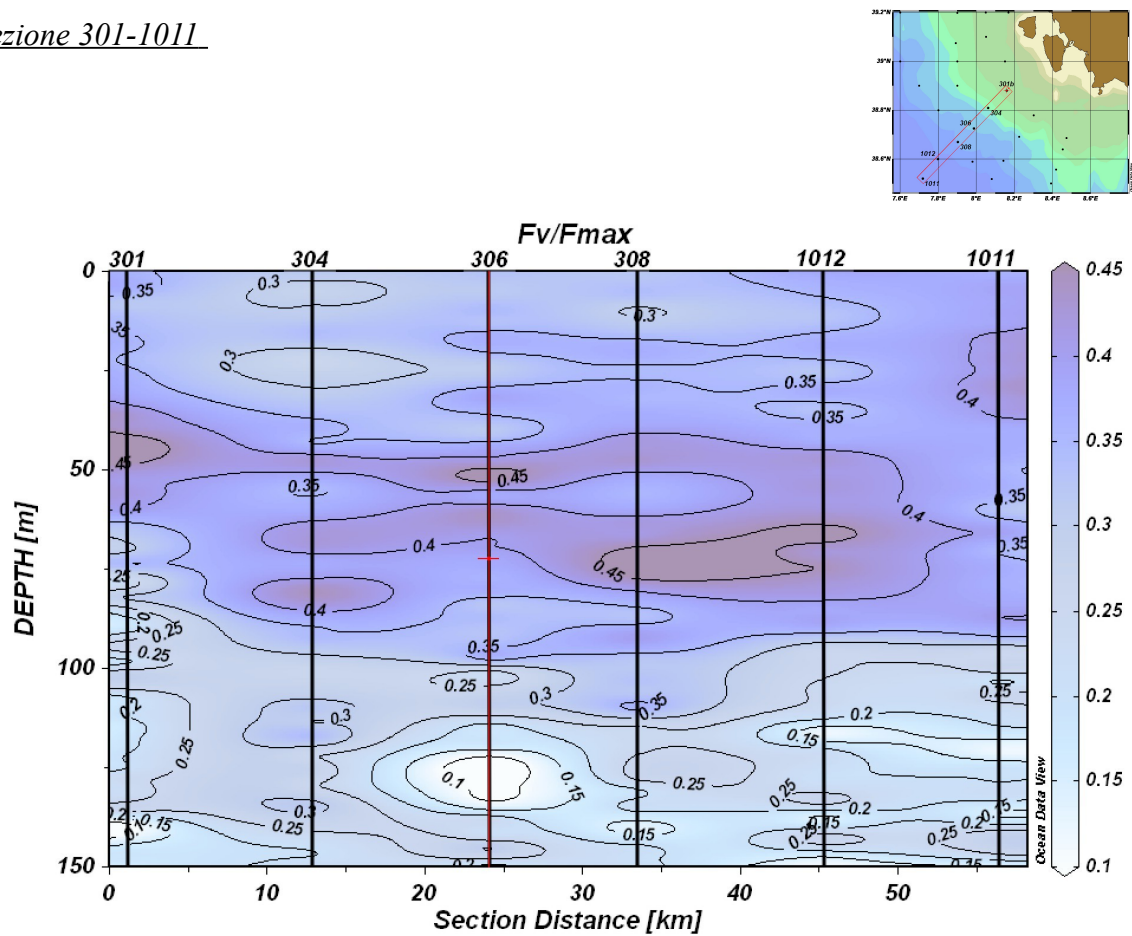




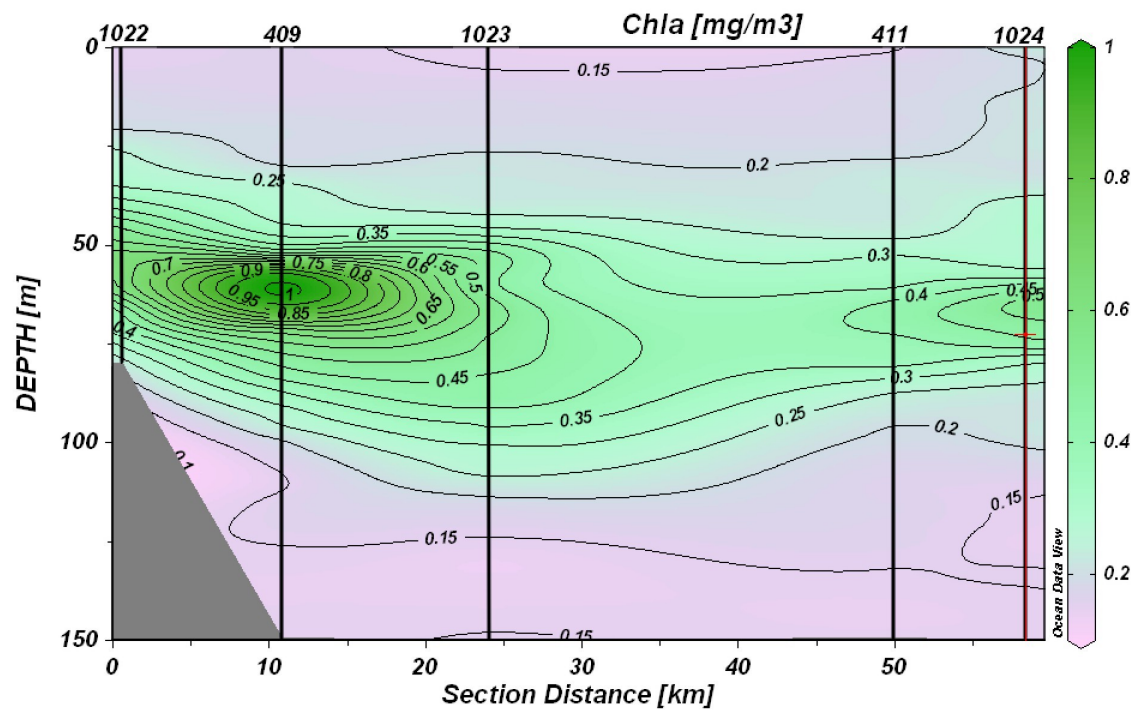
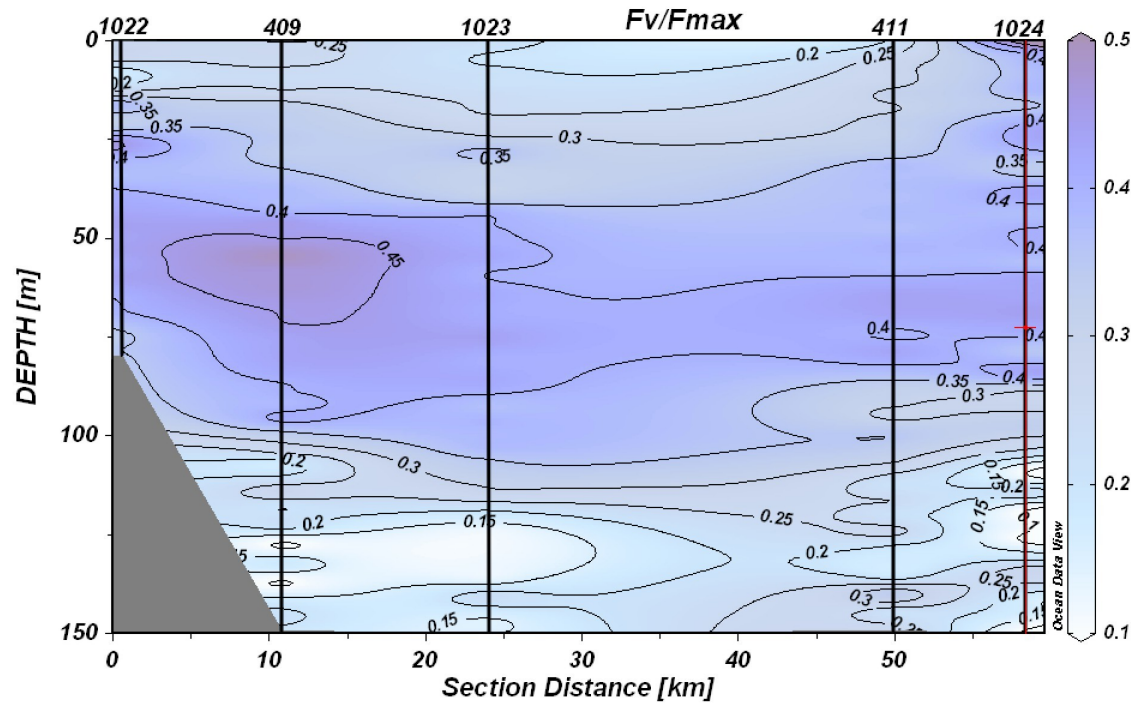
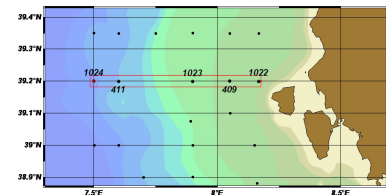
Piano di campionamento eseguito con la sonda PrimProd



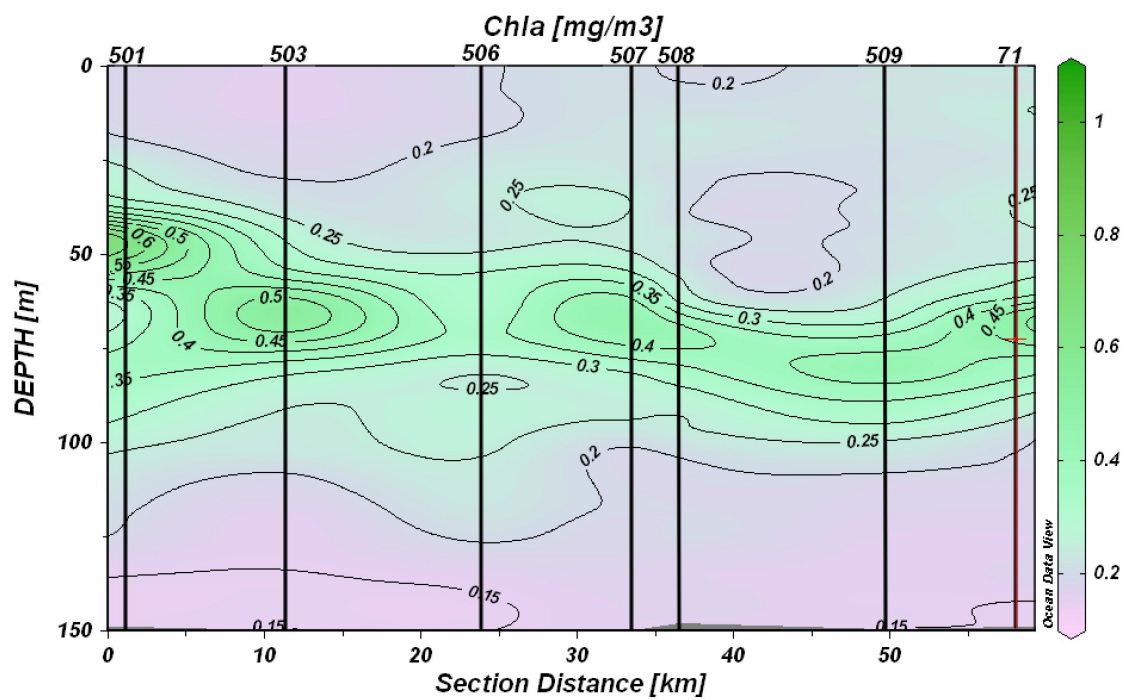
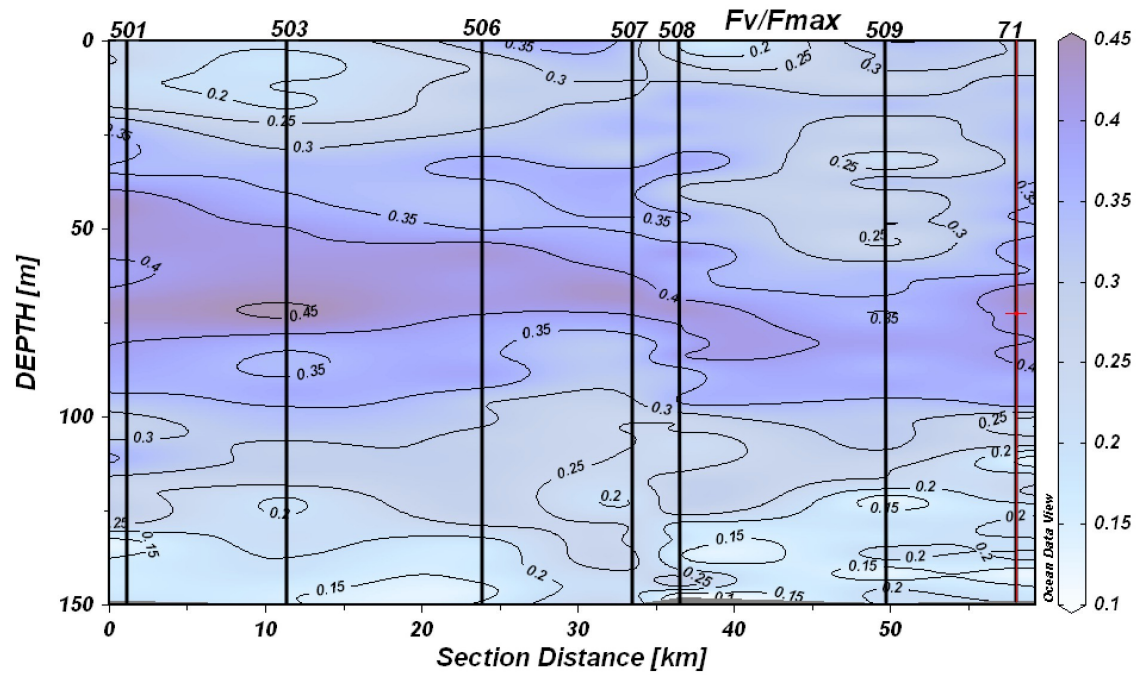
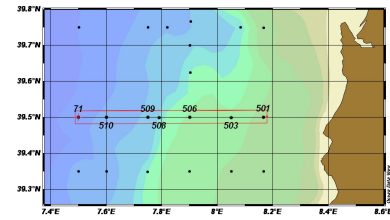
Sezione 301-1011



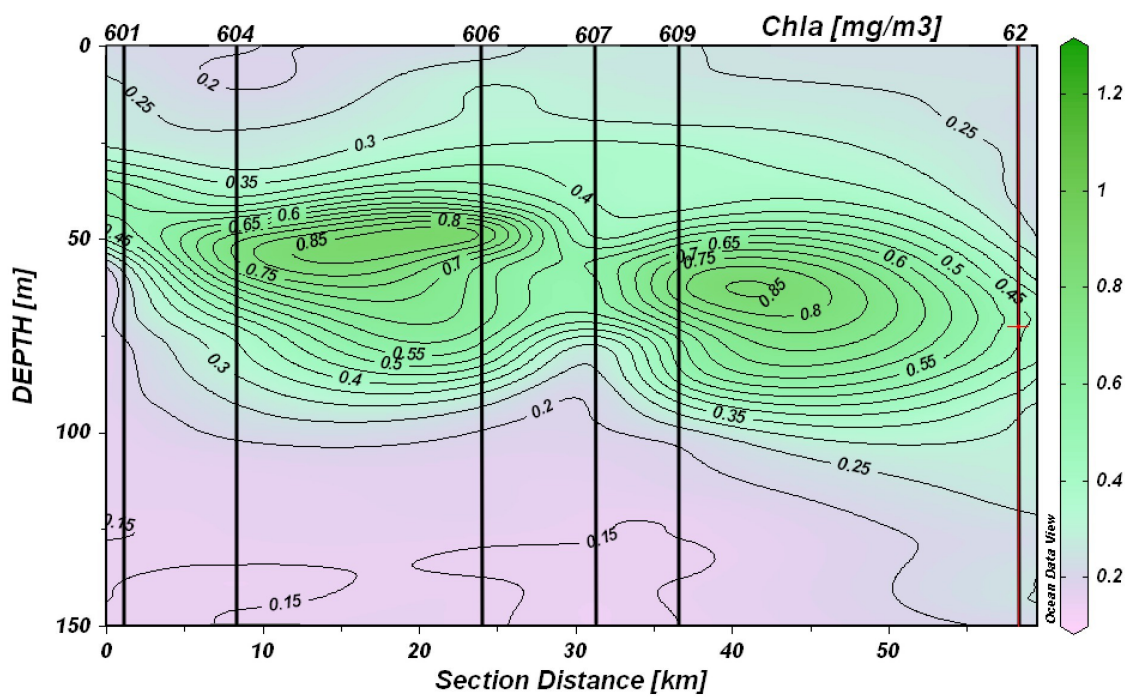
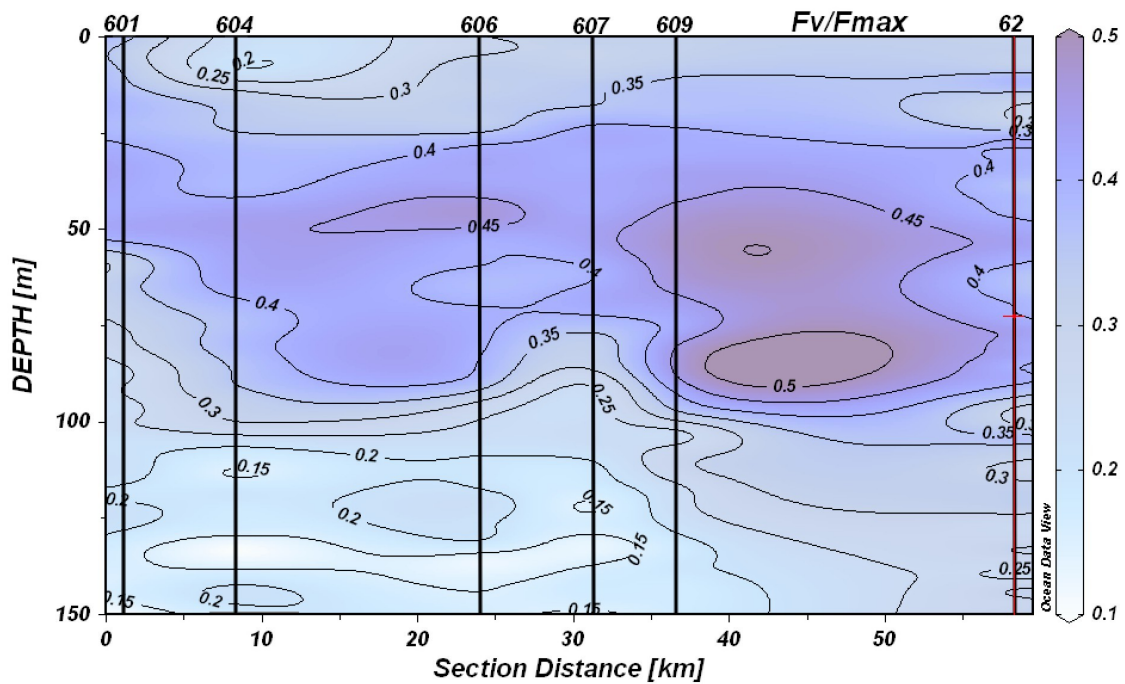
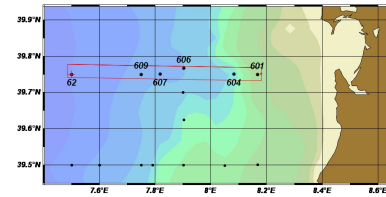
Sezione 1022-1024



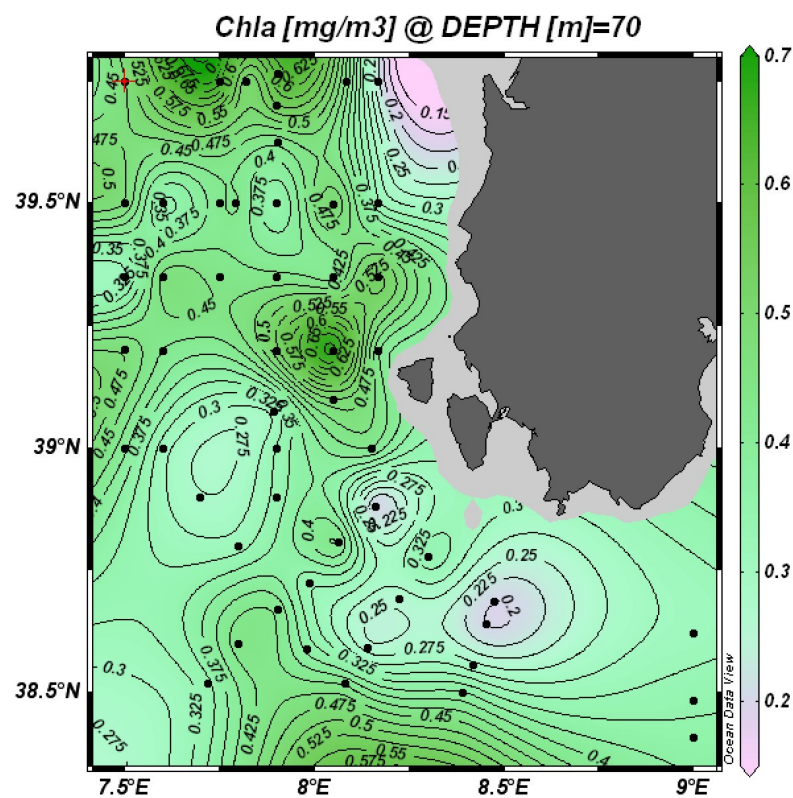
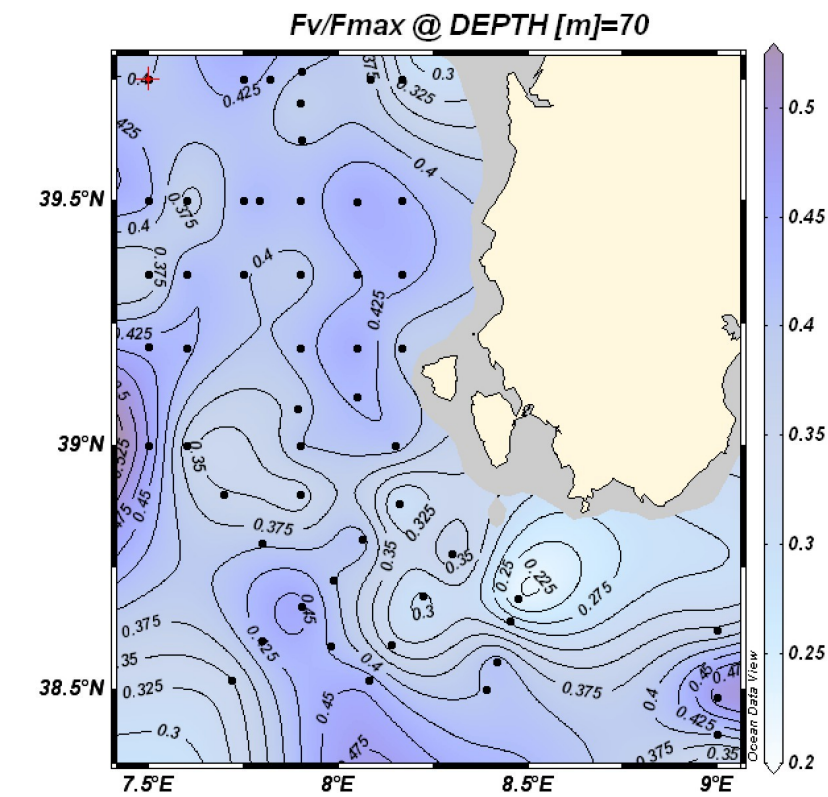
Sezione 501-71



Sezione 601-62



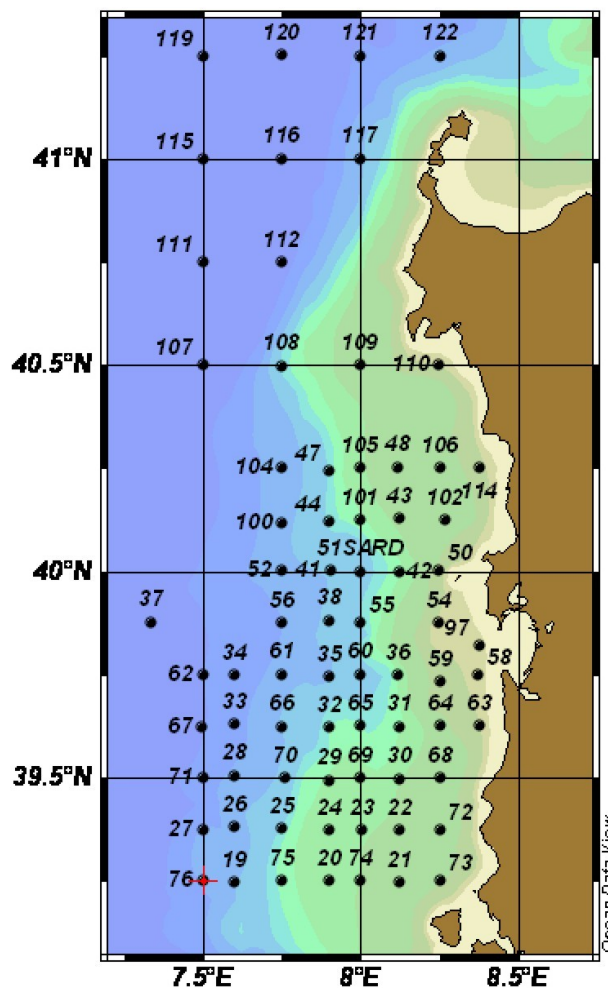
Mappa orizzontale a 70 m (Mar di Sardegna e Canale di Sardegna)



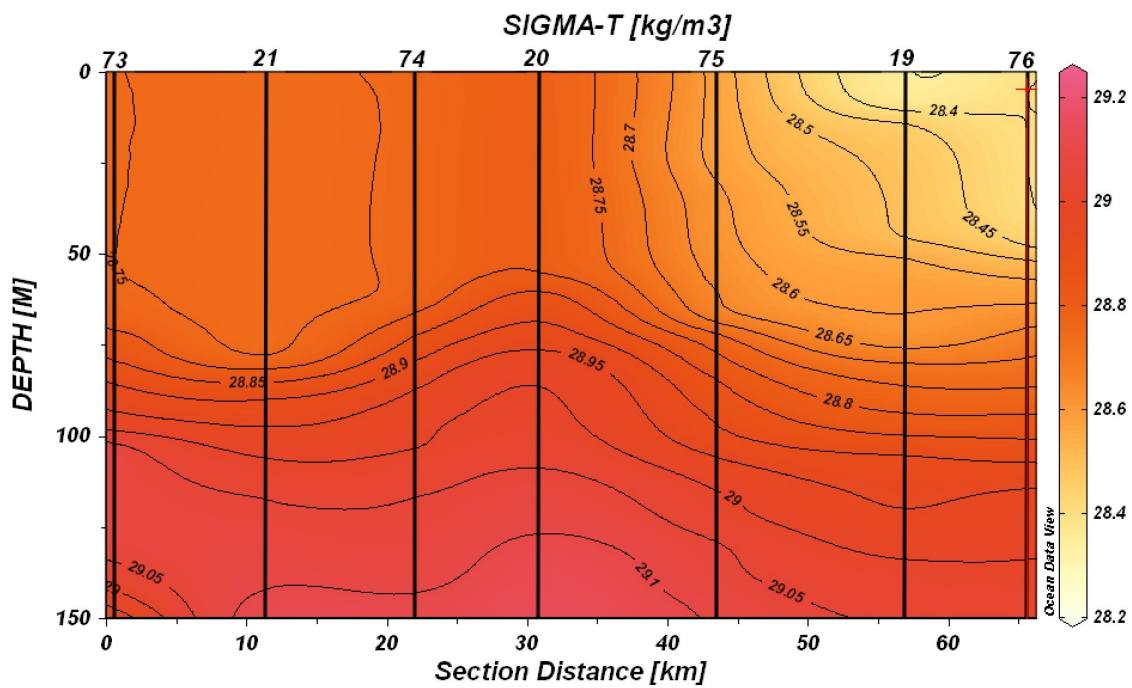
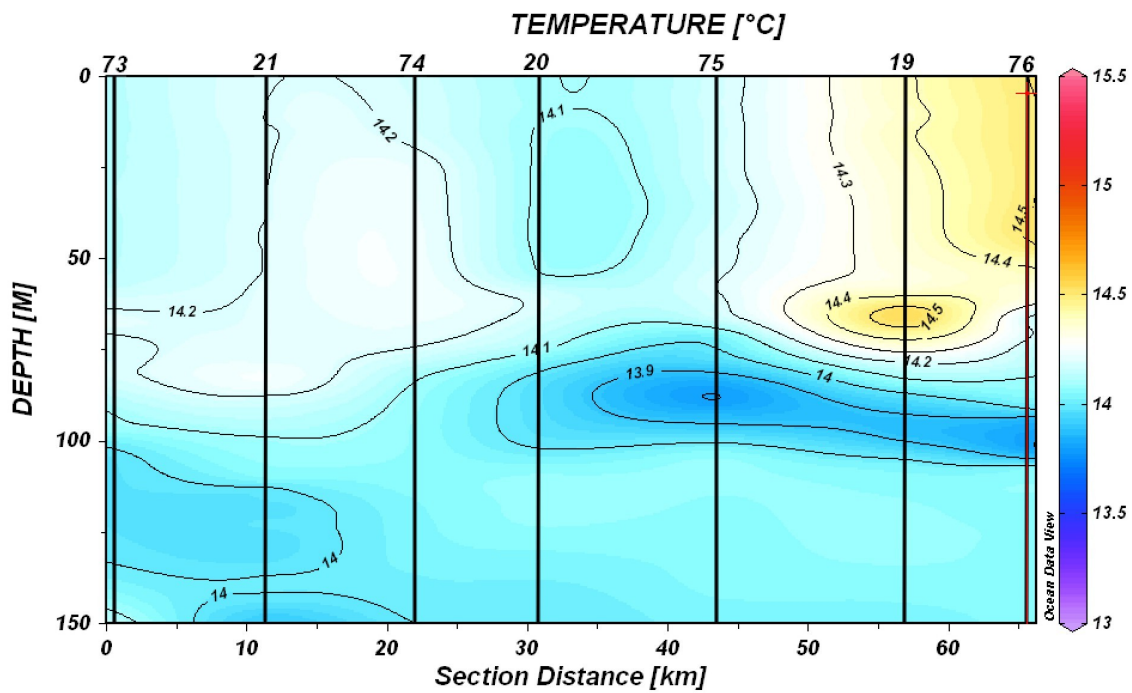
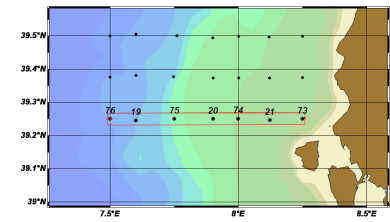
MedGOOS7

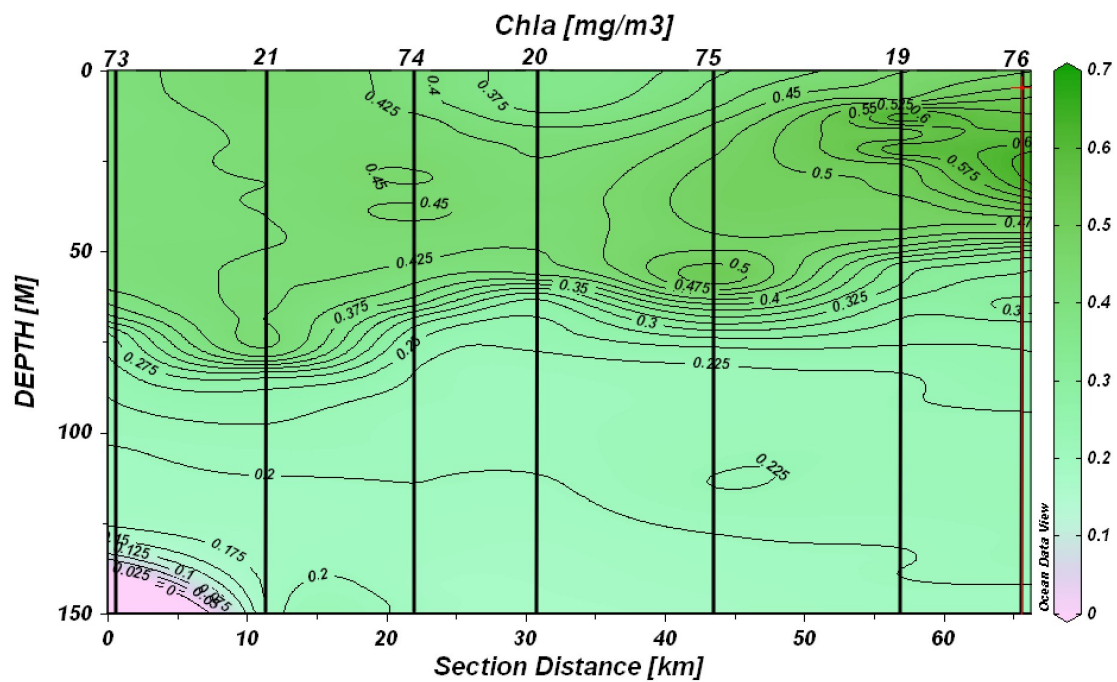
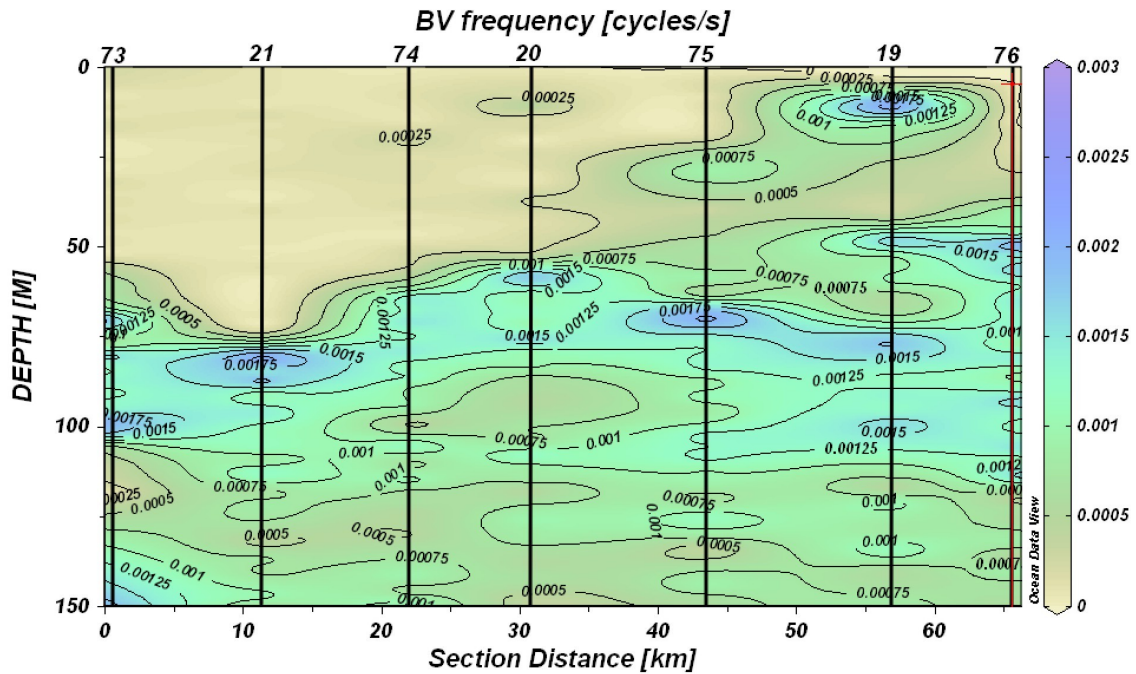
Per analizzare l'effetto dei fenomeni oceanografici sulle variabili biologiche, relativamente alle misure effettuate con la sonda CTD, vengono rappresentate le distribuzioni orizzontali e verticali della temperatura in situ, dell'anomalia di densità (σ_t), della concentrazione di clorofilla-a e della frequenza di Brunt-Vaisala che definisce la profondità dello strato mescolato. Per mettere in evidenza le differenze spaziali e temporali tra l'andamento dell'efficienza fotosintetica e quello della biomassa fitoplanctonica sono state effettuate delle mappe orizzontali, e delle sezioni verticali profondità- distanza e profondità-tempo.

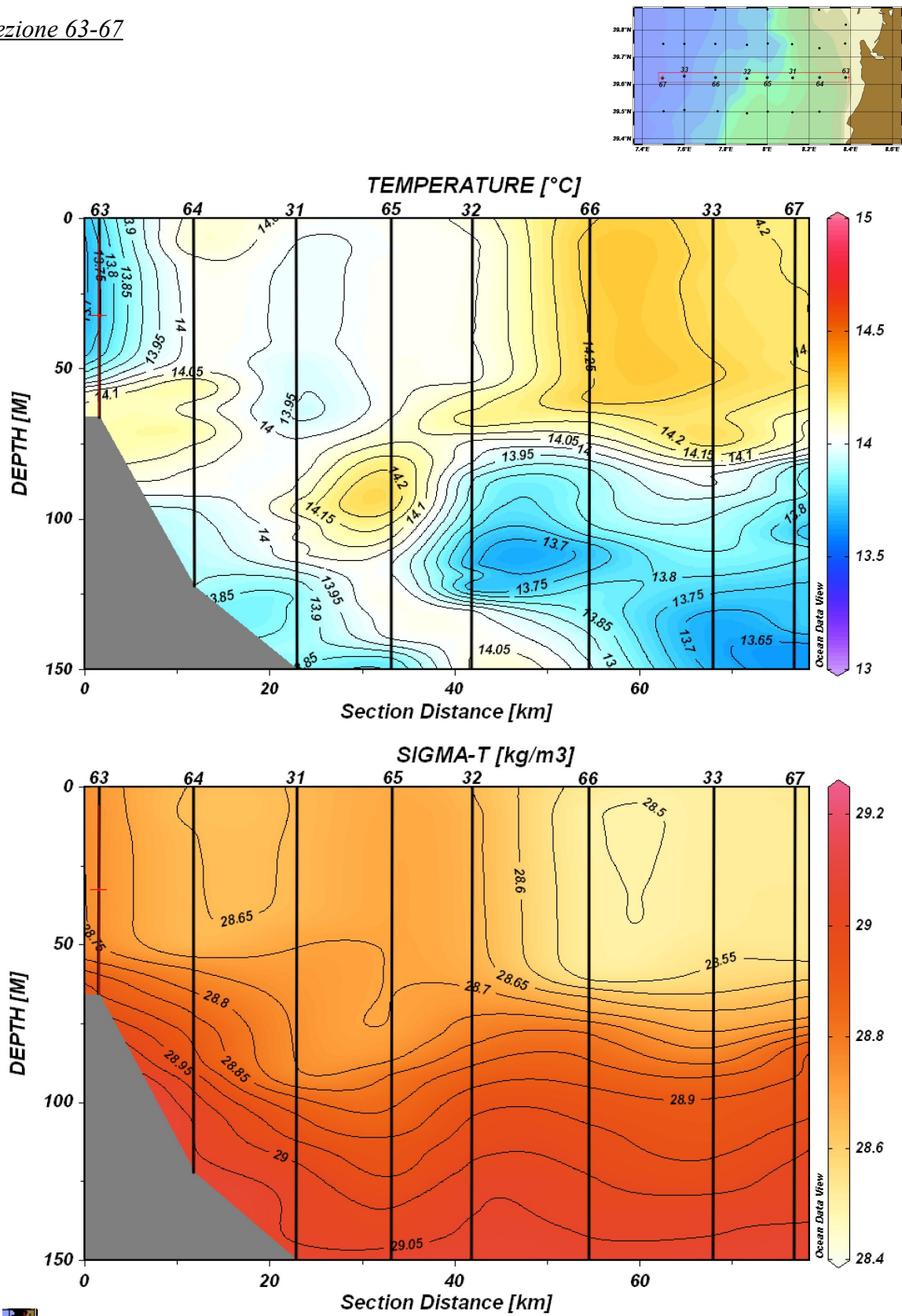
Piano di campionamento eseguito con la sonda CTD

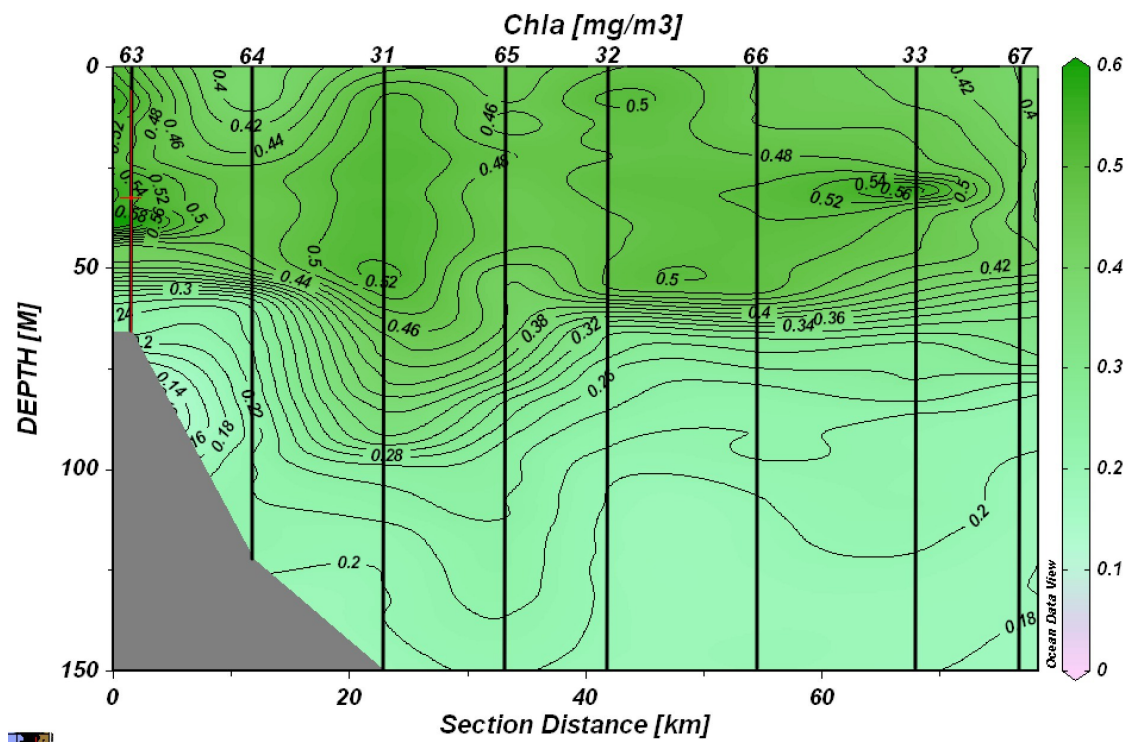
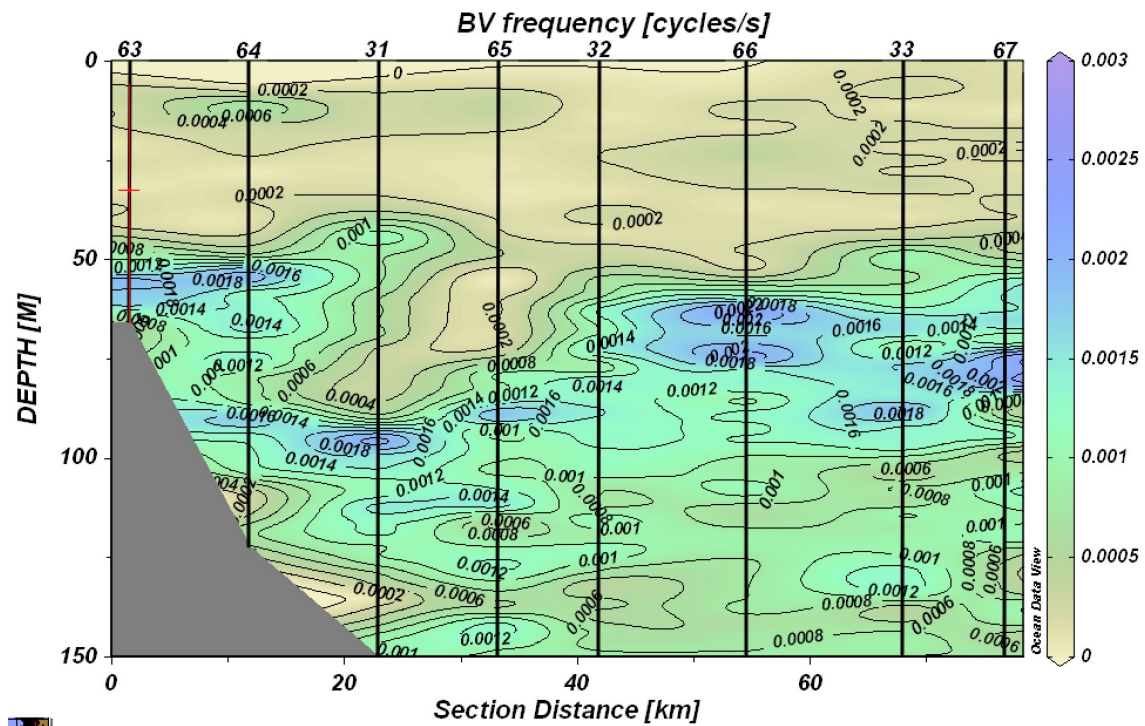


Sezione 43-46

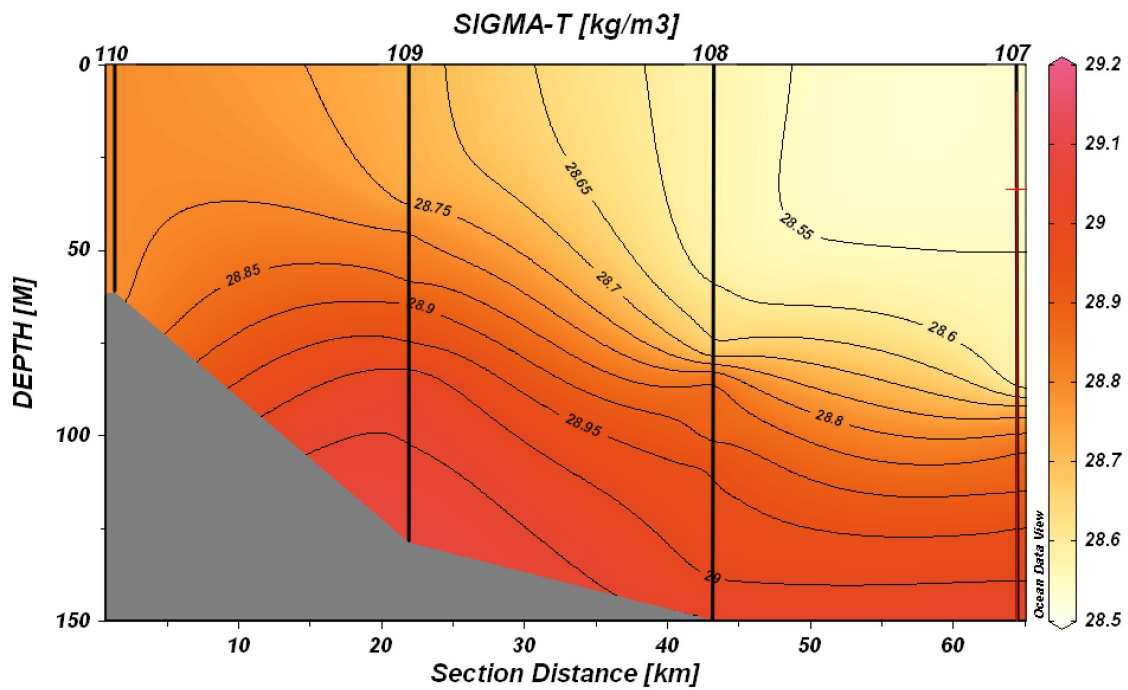
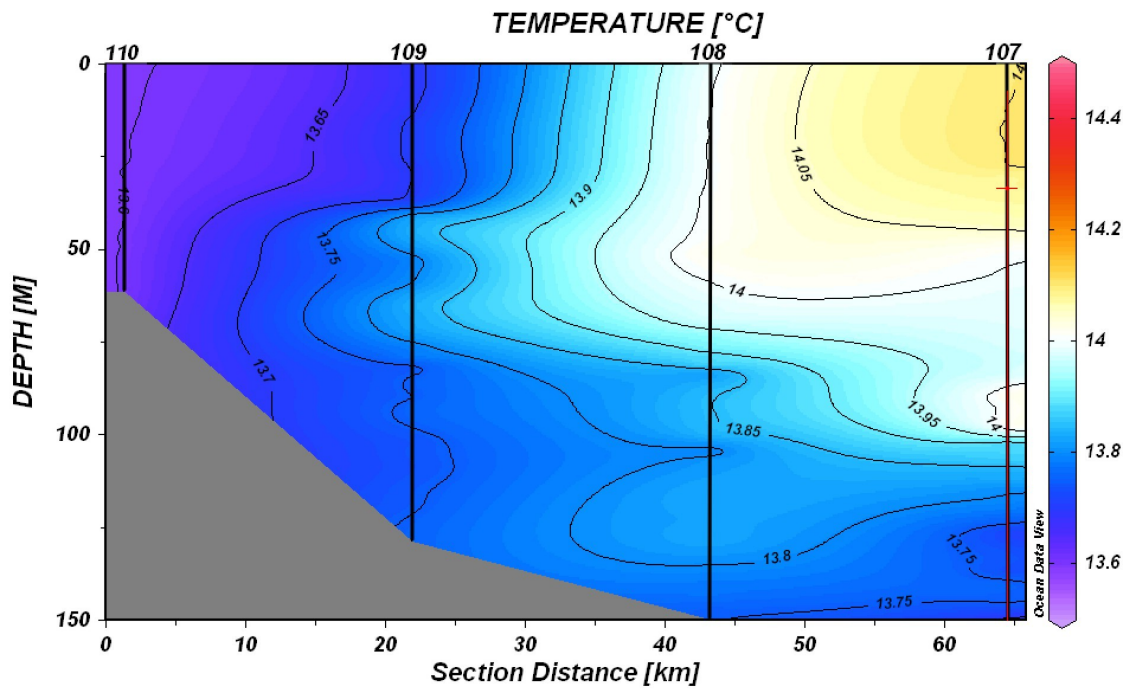
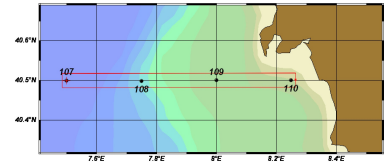


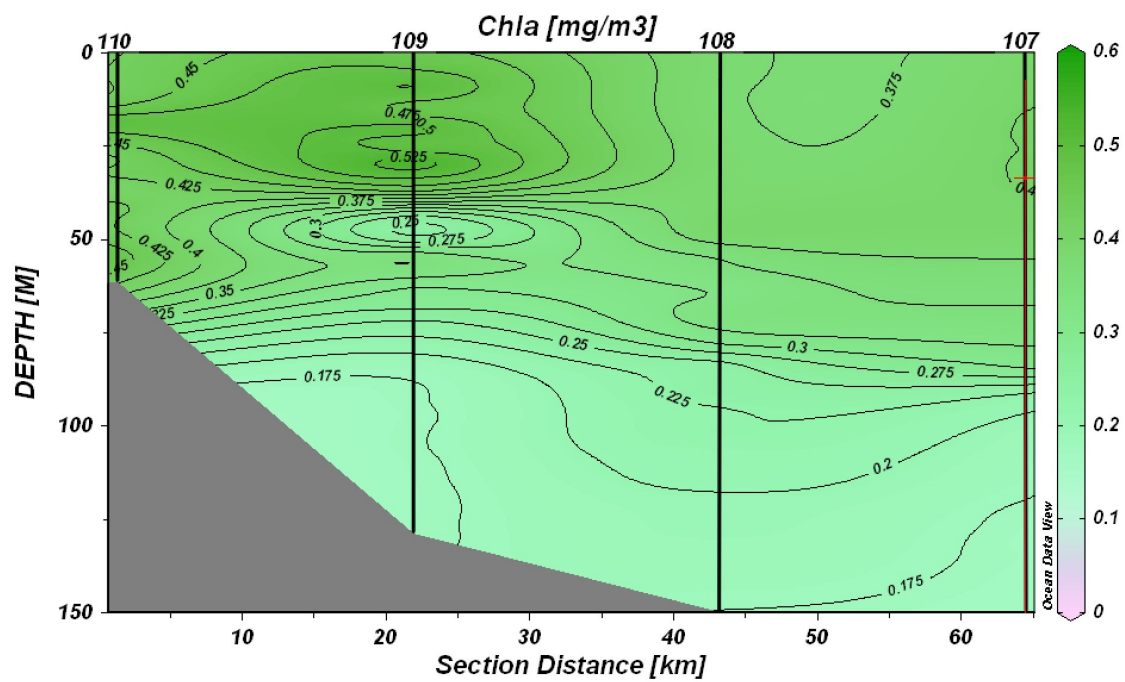
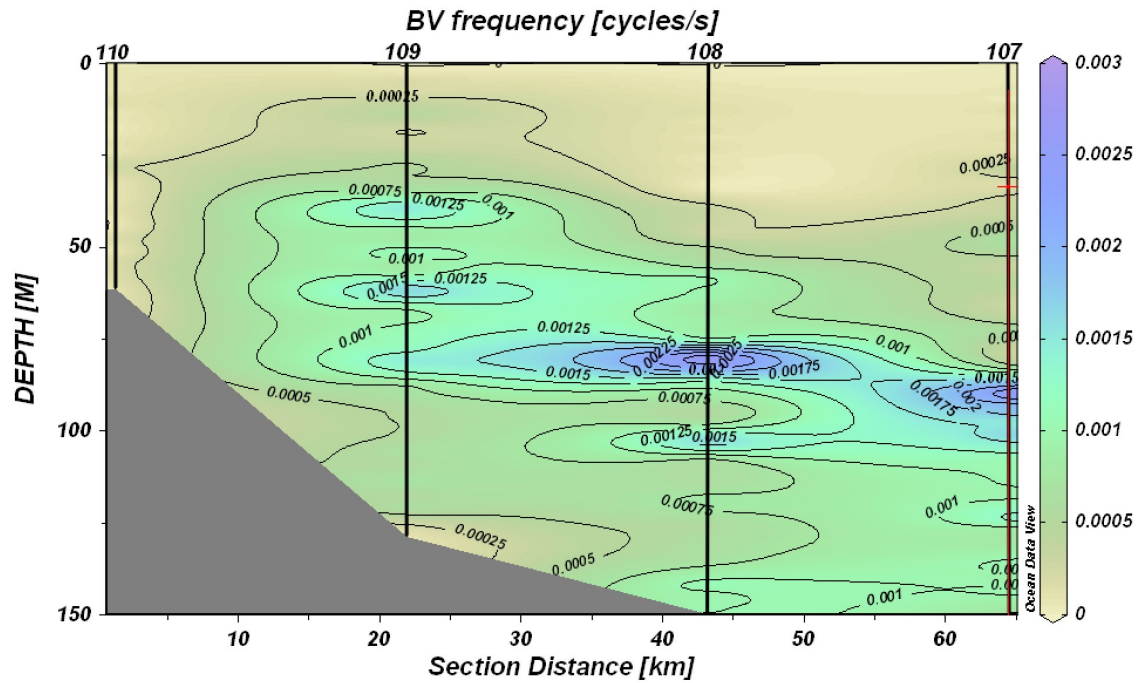


Sezione 63-67

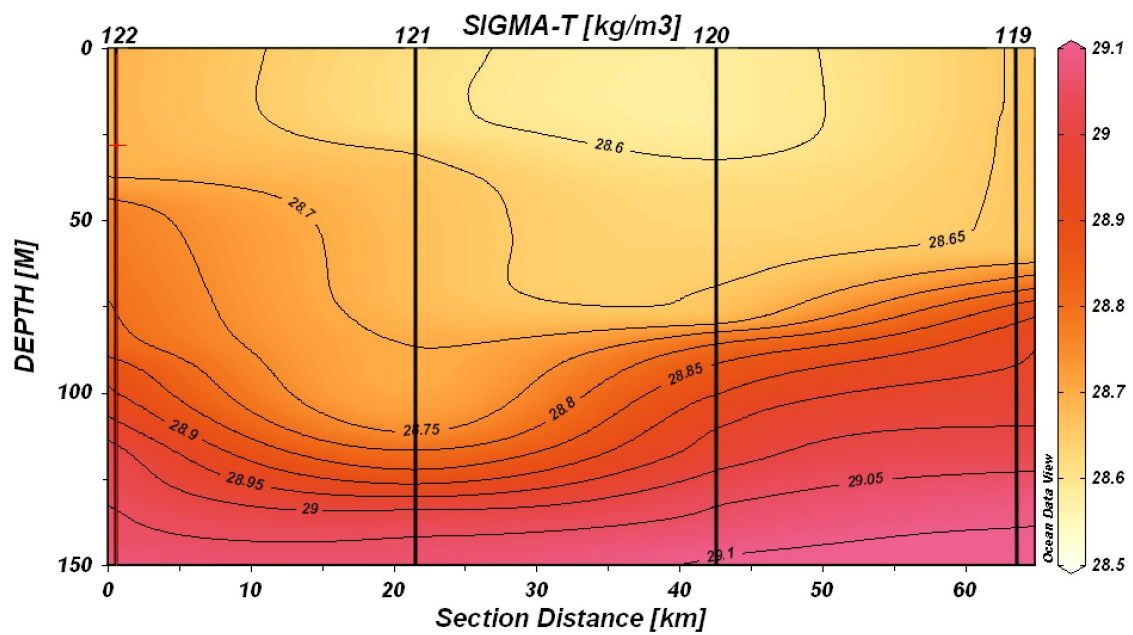
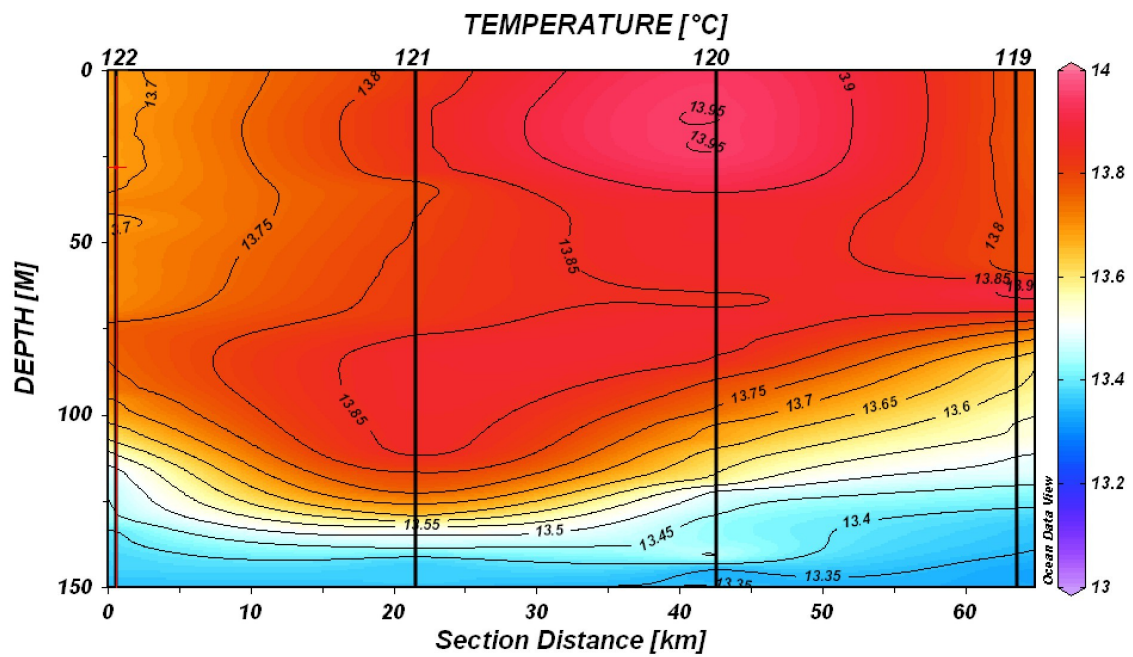
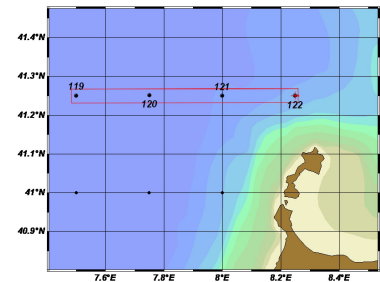


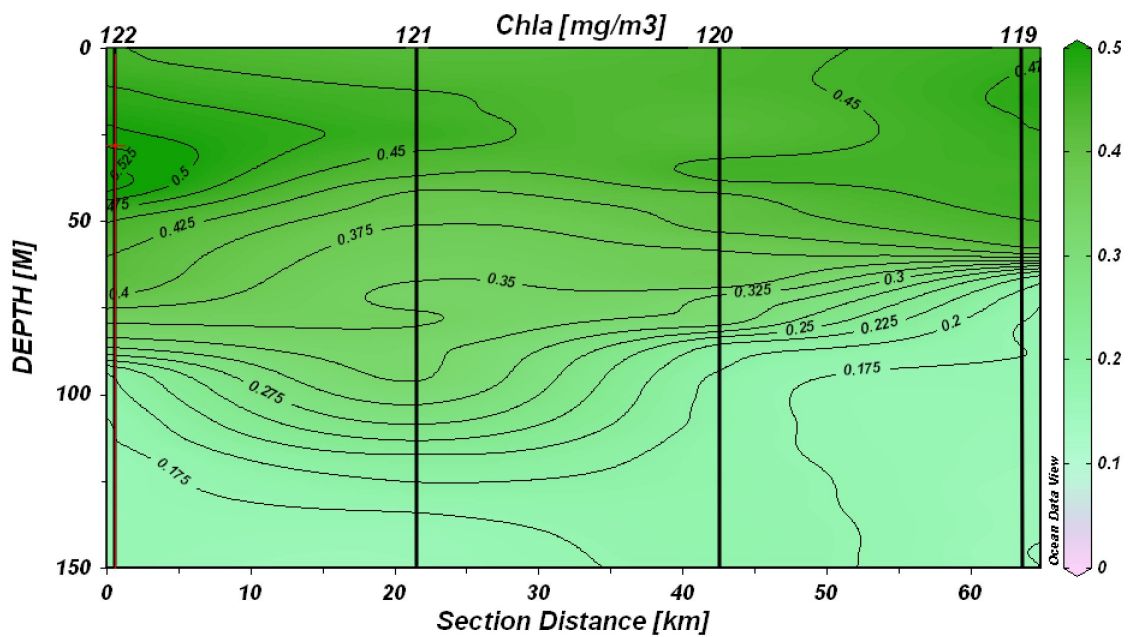
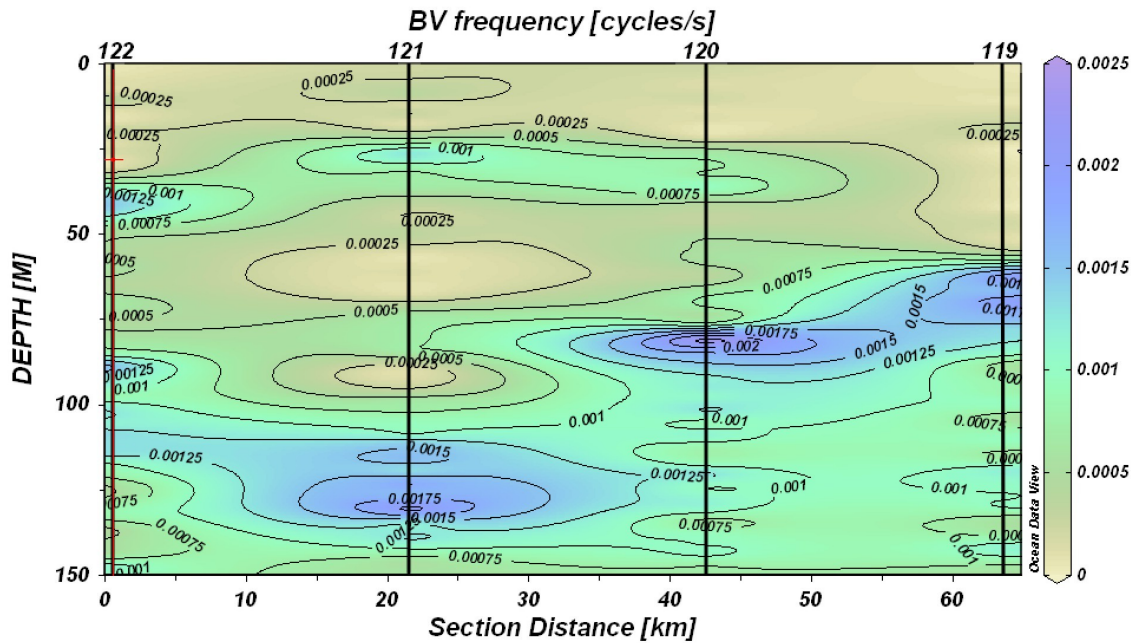
Sezione 110-107





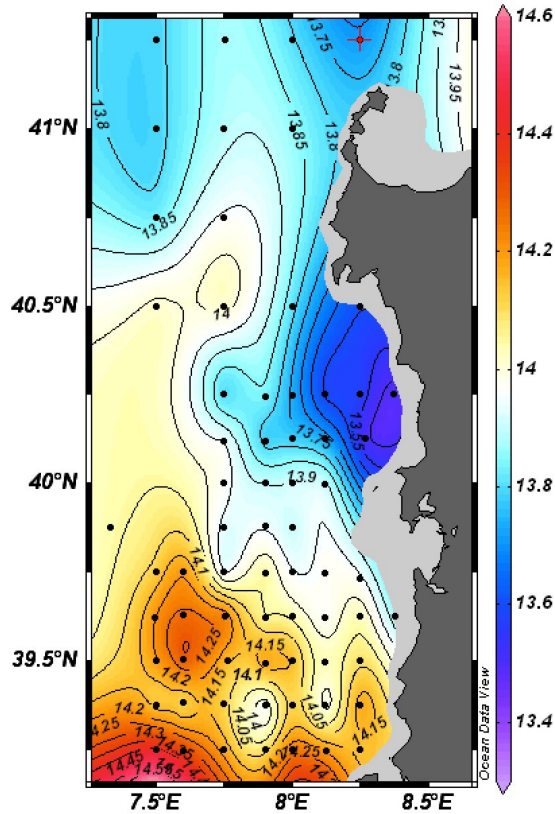
Sezione 122-119



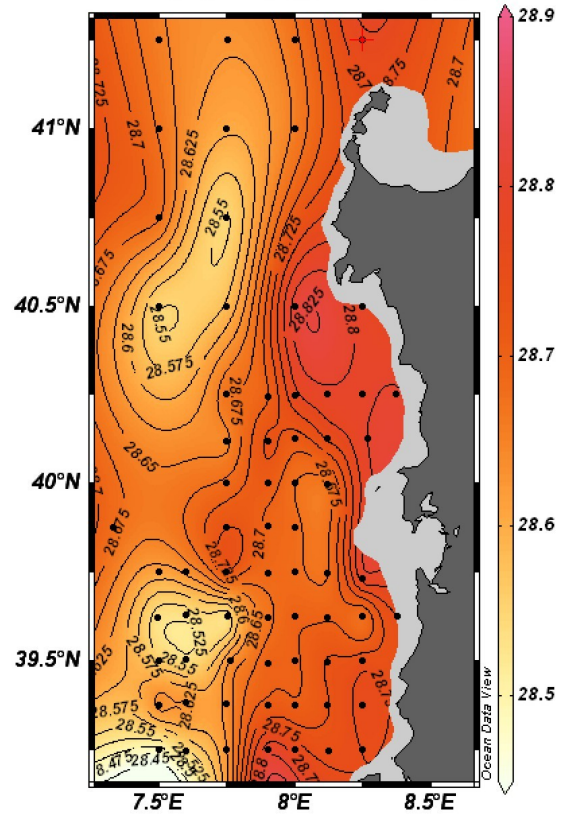


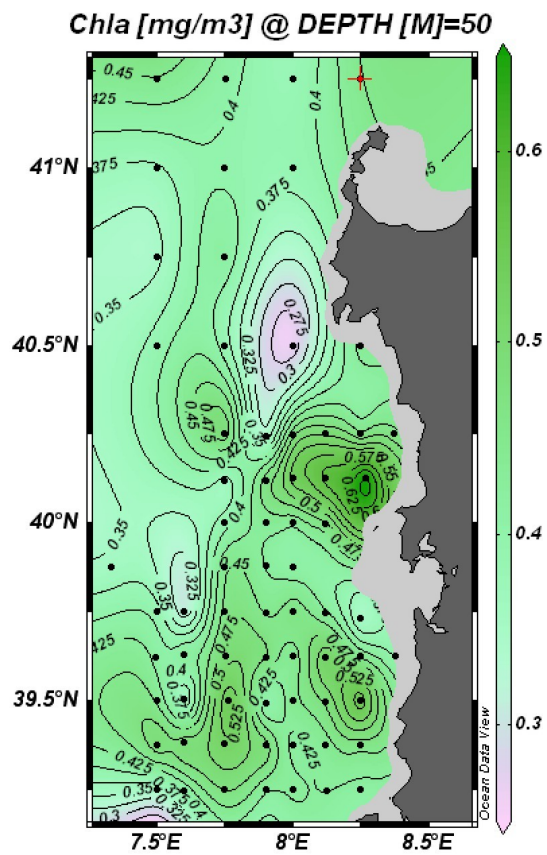
Mappa orizzontale a 50 m (Mar di Sardegna)

TEMPERATURE [°C] @ DEPTH [M]=50

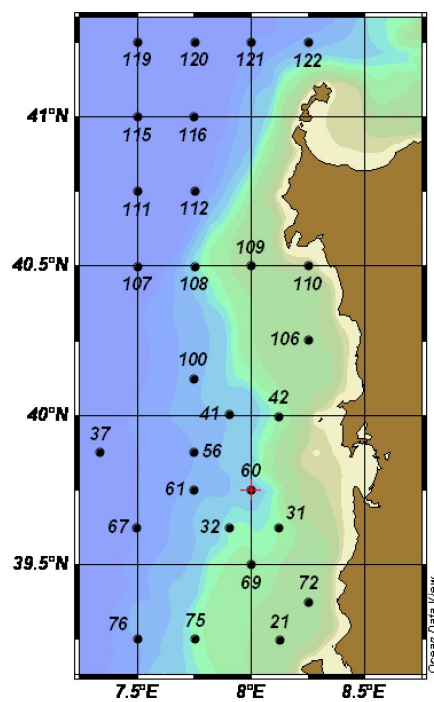


SIGMA-T [kg/m3] @ DEPTH [M]=50

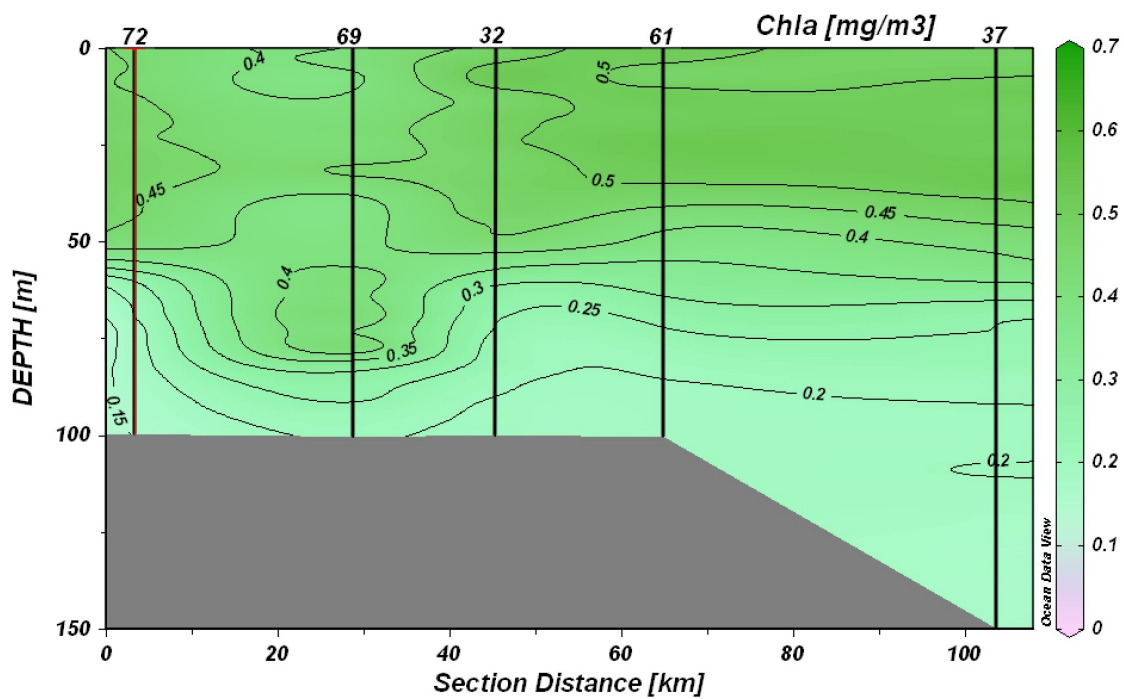
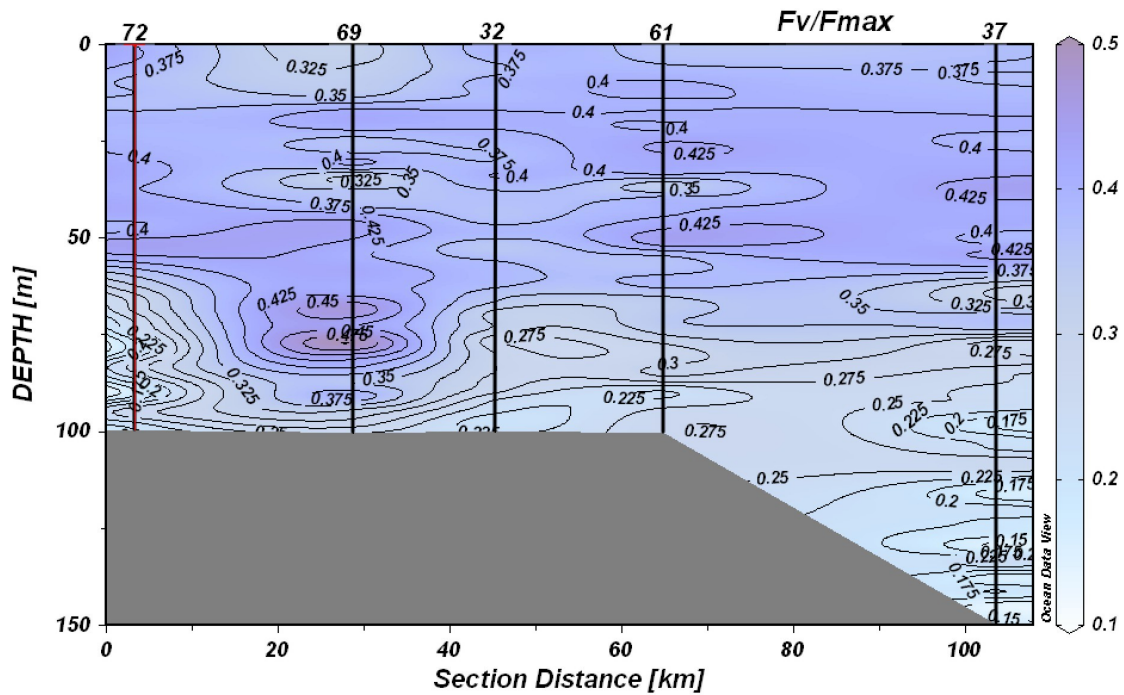
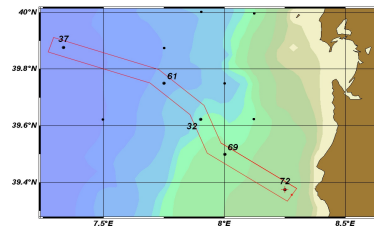


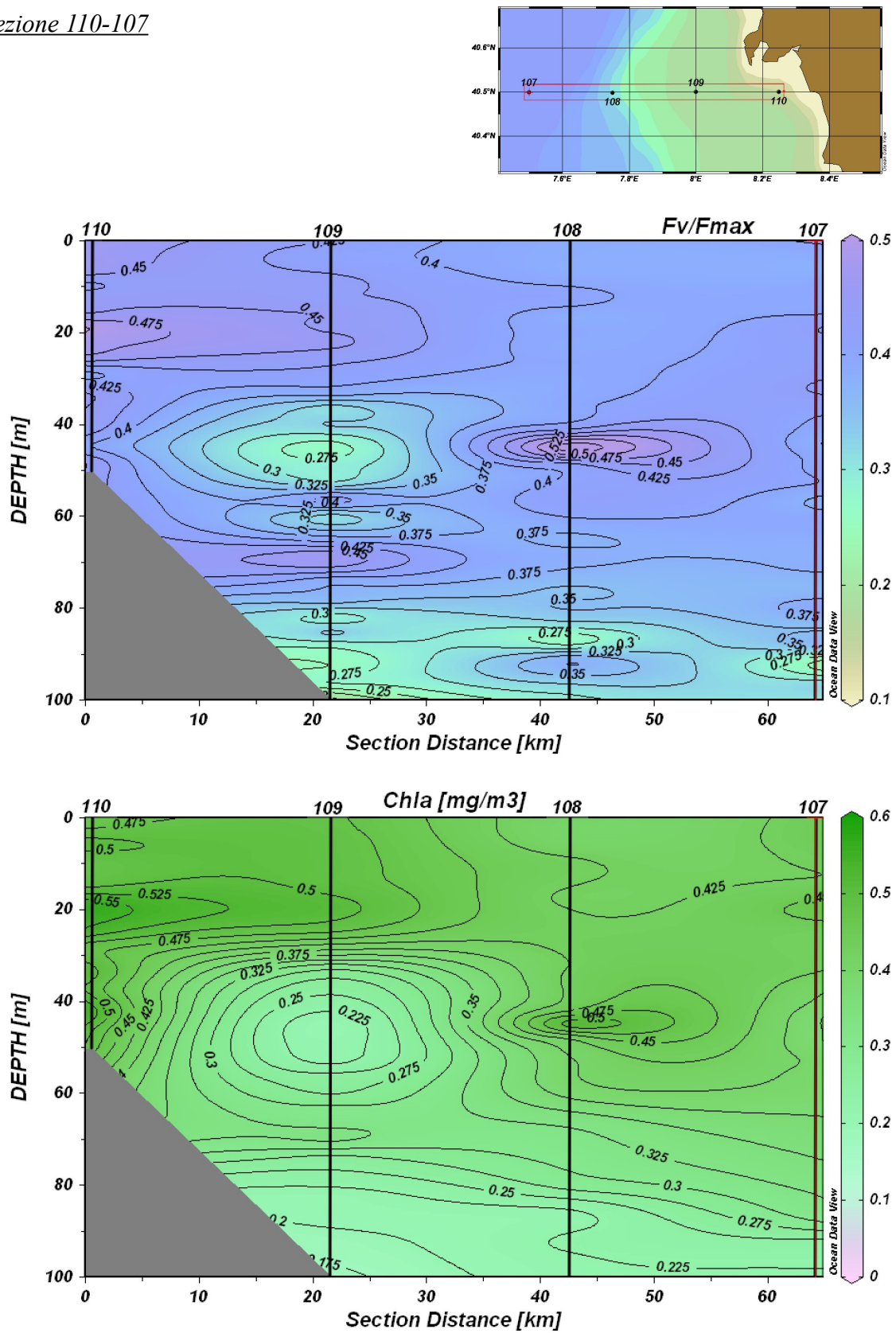


Piano di campionamento eseguito con la sonda Primprod

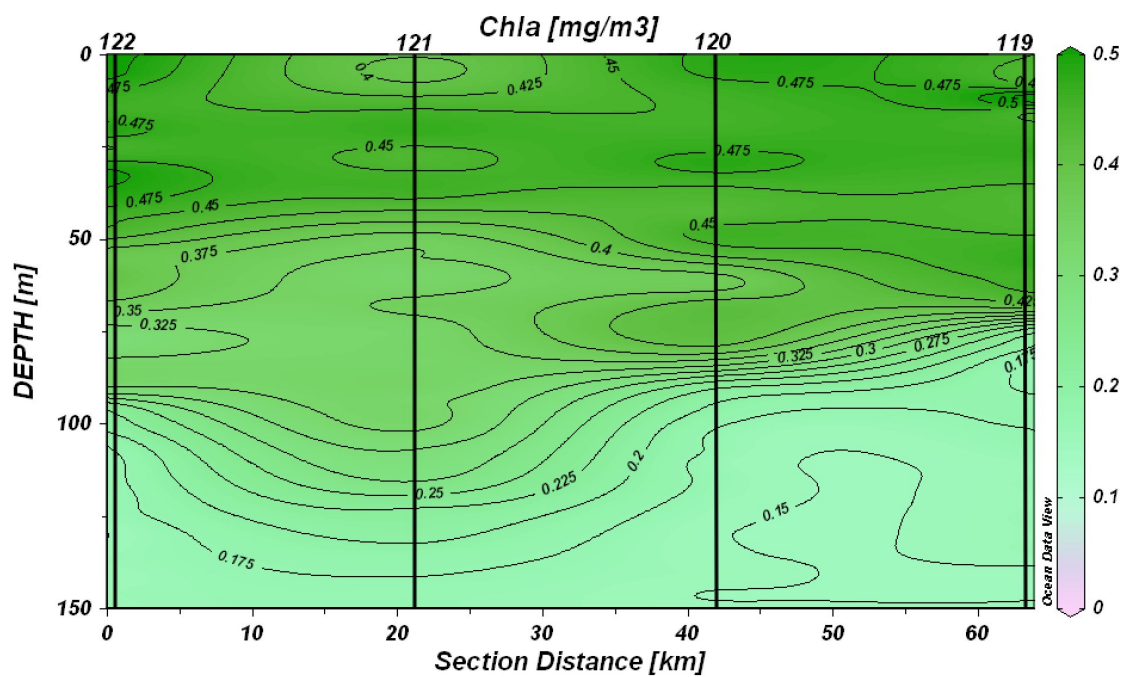
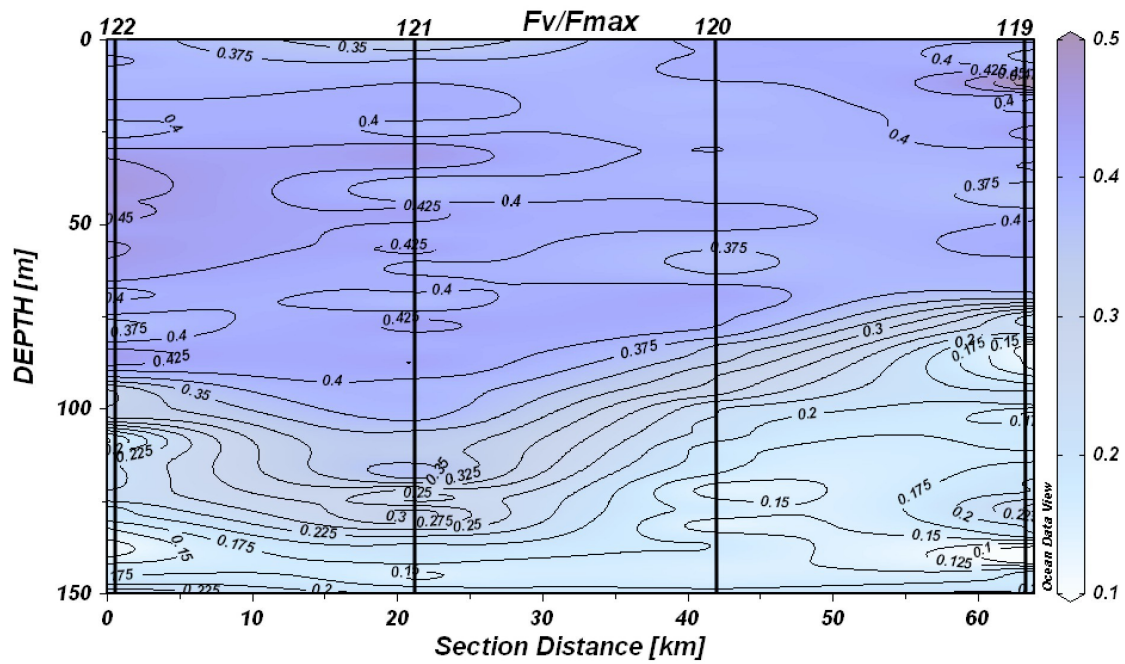
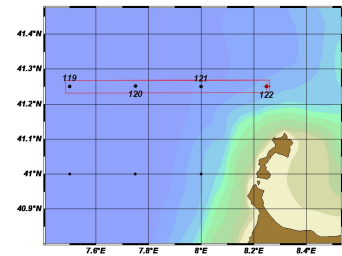


Sezione 72-37



Sezione 110-107

Sezione 122-119



Mappa orizzontale a 50 m (Mar di Sardegna)

