

ALMA MATER STUDIORUM
UNIVERSITA' DI BOLOGNA

FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE FISICHE E
NATURALI

Corso di laurea in SCIENZE AMBIENTALI

VARIABILITA' DI CAMPI
FISICI E BIO-CHIMICI NELLA
FASCIA COSTIERA
DELL'EMILIA ROMAGNA
(VOLUME I)

Tesi di laurea in OCEANOGRAFIA E METEOROLOGIA

Relatore:
Prof. *Nadia Pinardi*
Correlatori:
Dott. *Giuseppe Montanari*
Prof. *Marco Abbiati*

Presentata da:
Simona Simoncelli

Sommario e Obiettivi della Tesi

La tesi presentata è la sintesi del lavoro svolto sui dati forniti dalla *Struttura Oceanografica Daphne*, sezione operativa dell'Azienda Regionale Prevenzione e Ambiente (ARPA) dell'Emilia Romagna, provenienti dal programma di monitoraggio delle acque marine costiere. I dati elaborati si riferiscono a 34 stazioni monitorate dal battello Daphne II con frequenza settimanale per il periodo **1995-2001** e comprendono diversi parametri fisici e biochimici.

La tesi è stata suddivisa per praticità e per facilitarne la consultazione in due volumi: il **Volume I** contenente la descrizione dello studio condotto; il **Volume II** contenente gli elaborati relativi alle singole stazioni monitorate.

L'obiettivo perseguito è stato quello di indagare le scale di variabilità nel tempo e nello spazio dei parametri fisici e biochimici lungo la fascia costiera dell'Emilia Romagna attraverso l'utilizzo di diverse metodologie. In particolare sono state seguite due linee principali di sviluppo. La prima prevede l'analisi delle serie temporali dei dati eseguita in maniera puntiforme, stazione per stazione, utilizzando **metodi statistici**, finalizzata al calcolo di climatologie adeguate in prospettiva alla implementazione di procedure di controllo di qualità dei dati raccolti.

La seconda linea di sviluppo concerne l'analisi della distribuzione spaziale dei parametri in tutta l'area considerata mediante la tecnica dell'**analisi oggettiva** la quale permette l'interpolazione delle osservazioni rilevate in punti non uniformemente distribuiti, su una griglia regolare in prospettiva della assimilazione dei dati all'interno di modelli numerici di previsione sia costieri che su base regionale.

Nel capitolo 1 sono state raccolte informazioni a carattere generale relative al Mar Adriatico a partire dalla circolazione con particolari riferimenti al Bacino Settentrionale. Questo lavoro si inserisce nell'attività svolta dalla Struttura Daphne e dall'Università di Bologna all'interno del progetto **ADRICOSM**, '*ADRIatic sea integrated COastal areaS and river basin Management system pilot project*', nato in risposta alla esigenza di uno sviluppo sostenibile delle aree costiere e che ha fortemente stimolato l'ottimizzazione sia delle procedure di collezione dei dati che della rete di monitoraggio.

Nel capitolo 2 vengono descritte le caratteristiche dell'insieme dei dati e le metodologie applicate. L'analisi statistica dei dati è stata condotta stazione per

stazione e parametro per parametro partendo dal calcolo delle **climatologie** su base mensile allo scopo di catturarne la variabilità interannuale (ciclo stagionale).

Si è poi passati all'analisi (capitolo 3) delle **serie temporali**, le quali hanno consentito l'individuazione di **anomalie** rispetto al ciclo stagionale e lo studio delle tendenze evolutive in tutto il periodo preso in esame (1995-2001). La fase successiva è stata finalizzata allo studio della variabilità su scale temporali diverse da quelle interannuali attraverso il calcolo di anomalie standardizzate, impiegate successivamente per il calcolo di **coefficienti di correlazione** tra coppie di parametri. Lo **studio delle correlazioni** è stato condotto su due diverse scale temporali: quelle catturate dalle climatologie e quelle catturate dalle anomalie standardizzate. In fine vengono fatte considerazioni attinenti alla capacità delle serie temporali dei dati di risolvere le scale di variabilità temporale dei parametri presi in esame.

Nel capitolo 4 si presenta l'analisi spaziale che è stata condotta su base climatologica. Le climatologie calcolate su ciascun punto della rete osservativa sono state interpolate su una griglia di dimensioni regolari al fine di visualizzare ed analizzare la **distribuzione spaziale delle variabili**. La procedura applicata è quella dell'analisi oggettiva che ha permesso, dopo l'esecuzione di vari esperimenti, di ottenere una stima ottimale dei campi. Nella tesi sono studiate la distribuzione spaziale della **temperatura**, della **salinità** e della concentrazione di **clorofilla-a** alla superficie. La distribuzione superficiale della densità, ricavata dai dati di temperatura e salinità, ha permesso di delineare le principali caratteristiche della **circolazione superficiale media** mensile. Al fine di giustificare la scelta di alcuni parametri statistici usati nella tecnica di analisi oggettiva, nel capitolo 4 sono descritti anche gli esperimenti condotti al fine di stabilire la **risoluzione spaziale** della griglia di interpolazione rispetto al numero e la distribuzione delle stazioni del monitoraggio Daphne e di avvalorare la scelta fatta per la funzione di correlazione spaziale dei dati (**analisi di sensitività**).

Nel capitolo 5 viene fatto un breve accenno alle procedure di assimilazione dei dati all'interno di modelli numerici di simulazione in prospettiva alla assimilazione dei dati nei modelli del progetto **ADRICOSM**. Successivamente viene discussa la **metodologia OSSE** (*Observing System Simulation Experiments*) allo scopo di simulare uno schema ottimale di monitoraggio che permetta di ottenere la massima accuratezza di ricostruzione del campo attraverso lo studio dell'errore medio di interpolazione calcolato attraverso l'analisi oggettiva.

Vengono formulate ipotesi per ottenere la massima accuratezza di ricostruzione del campo per le variabili fisiche e biochimiche nel sistema costiero.

Nell'ultimo capitolo vengono riportate le conclusioni inerenti le varie fasi di studio e alcune prospettive di sviluppo.

Indice

Sommario e Obiettivi della Tesi.....	3
Indice	6
Capitolo 1	8
Introduzione.....	8
1.1 Il Mar Adriatico	8
1.1.1 La circolazione termalina.....	17
1.1.2 Circolazione guidata dal vento	19
1.1.3 Simulazioni numeriche	19
1.1.4 Il Nord Adriatico.....	22
1.2 Caratteristiche biochimiche del Mar Adriatico.....	26
1.2.1 Produzione primaria e Clorofilla- <i>a</i>	32
1.3 Problemi ambientali e di gestione delle risorse	34
1.3.1 Eutrofizzazione e anossia.....	34
1.3.2 Mucillagini.....	36
1.3.3 Ripercussioni socio-economiche	37
1.3.4 Progetti di ricerca.....	38
1.4 Struttura Oceanografica Daphne.....	41
Capitolo 2	45
Dati e Metodologie di indagine	45
2.1 I dati Daphne.....	45
2.1.1 Parametri e strumenti di misura	46
2.1.2 Analisi preliminare dei dati.....	48
2.2 Metodologie e Procedure di indagine	50
2.2.1 Metodi statistici.....	51
2.2.2 Analisi Oggettiva	64
2.2.3 Implementazione dell'Analisi Oggettiva.....	67
Capitolo 3	71
Analisi Serie Temporalì delle osservazioni	71
3.1 Le conoscenze pregresse.....	71
3.2 Analisi delle serie temporalì 1995-2001	78
3.2.1 Climatologie.....	78
3.2.1a Temperatura	78
3.2.1b Salinità	79
3.2.1c Ossigeno Disciolto e pH	81

3.2.1d Clorofilla- <i>a</i>	82
3.2.1e Nitrati	83
3.2.1f Ortofosfati.....	84
3.2.2 Correlazioni tra climatologie	87
3.2.2a Nutrienti e Salinità	88
3.2.2b Clorofilla- <i>a</i> , Nutrienti e Temperatura	88
3.2.2c Clorofilla- <i>a</i> , Ossigeno Disciolto e Salinità	88
3.2.3 Analisi descrittiva della variabilità temporale a scala corta	90
3.2.3a Temperatura	90
3.2.3b Salinità	91
3.2.3c Ossigeno Disciolto	91
3.2.3d Clorofilla- <i>a</i>	93
3.2.3e Nitrati	93
3.2.3f Ortofosfati.....	93
3.2.4 Anomalie e Correlazioni.....	94
3.2.5 Correlazioni tra serie temporali di anomalie.....	96
3.2.5a Nutrienti e Salinità	96
3.2.5b Clorofilla- <i>a</i> , Nutrienti e Temperatura	96
3.2.5c Clorofilla- <i>a</i> , Ossigeno Disciolto e Salinità	98
Capitolo 4	101
Analisi Spaziale delle osservazioni.....	101
4.1 Costa Emiliano Romagnola: circolazione.....	101
4.2 Il campo di densità e le correnti superficiali.....	104
4.3 La temperatura	113
4.4 La salinità.....	119
4.5 La distribuzione di clorofilla- <i>a</i>	125
4.6 Gli esperimenti di sensitività dell'analisi oggettiva.....	132
Capitolo 5	140
Lo schema di monitoraggio	140
5.1 Procedure di assimilazione dei dati	140
5.2 Metodologia OSSE	142
Capitolo 6	150
Conclusioni.....	150
6.1 Considerazioni generali riassuntive	150
6.2 Prospettive Future	152
Bibliografia	154

Capitolo 1

Introduzione

1.1 Il Mar Adriatico

Il Mar Adriatico è uno dei sotto-bacini principali del Mar Mediterraneo. Si contraddistingue per la sua forma stretta e allungata in direzione Nord-Ovest Sud-Est, per la sua moderata profondità, per il suo ingente apporto fluviale e per la sua ubicazione nella parte più settentrionale del Mediterraneo (vedi fig.1.1.1).

Esso lambisce ad Ovest l'Italia, a Nord la Slovenia, a Nord-Est la Croazia, a Sud-Est l'Albania, ricopre una superficie pari a 138600km^2 ed occupa un volume di 35000 km^3 .

Ingenti catene montuose circondano l'Adriatico, gli Appennini, le Alpi, e le Alpi Dinariche, condizionando fortemente il regime dei venti e le condizioni climatiche, mentre a Sud lo Stretto di Otranto permette la comunicazione con il Mar Ionio e tutto il resto del Mediterraneo (fig. 1.1.2).

Numerosi fiumi scaricano in entrambi i versanti un'ingente quantità di acqua dolce, stimabile con una portata media pari a $5700\text{m}^3/\text{s}$. Il 28% dell'intero apporto fluviale è dovuto al fiume Po ($1500\text{m}^3/\text{s}$), il più grande fiume italiano

Il Mar Adriatico viene suddiviso in tre sotto-bacini lungo il suo asse principale NO-SE, l'Adriatico Settentrionale, l'Adriatico Centrale e quello Meridionale in base alle sue diverse caratteristiche morfologiche.

La batimetria dell'Adriatico presenta diverse peculiarità soprattutto nella parte settentrionale(vedi fig.1.1.3).

Nel Pleistocene si verificarono 5 glaciazioni e nell'ultima glaciazione, detta würmiana (21000 anni fa), si ebbe il massimo glaciale, durante il quale il livello del mare scese di circa 120m , determinando la massima regressione del Mar Adriatico. In questo periodo, la linea di costa era situata all'altezza di Pescara e l'intero bacino settentrionale, attuale piattaforma continentale dell'Adriatico, era un'ampia piana fluvio-palustre drenata dai paleo-alvei dei fiumi che attualmente sboccano sulla costa.

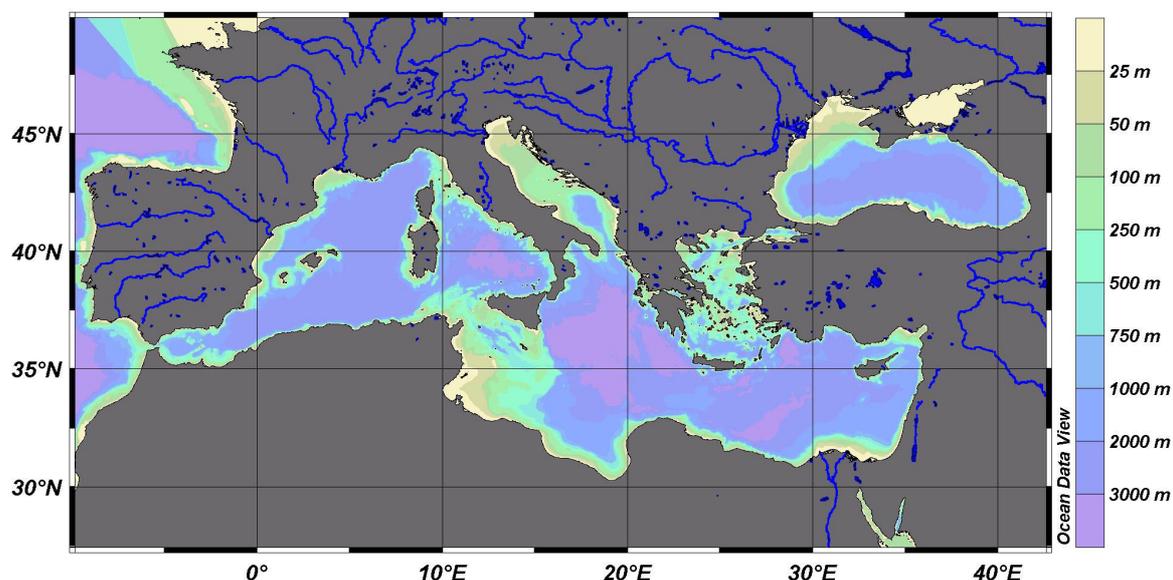


Fig. 1.1.1-II Mar Mediterraneo e la batimetria di fondo.

L'abbassamento del livello di base dei fiumi e quindi l'aumento del potere di erosione facevano sì che si portassero nella piana una notevole quantità di sabbie alluvionali. Contemporaneamente esistevano ambienti palustri in cui si depositavano limo argilloso e torba. La piana fluvio-palustre würmiana fu poi nuovamente ricoperta dal mare durante l'Olocene, periodo di optimum climatico, per effetto della trasgressione Flandriana avvenuta in due episodi principali, il primo 6000 anni fa, il secondo 2000-3000 anni fa, in cui si verificò la massima ingressione marina. Durante la fase di trasgressione avvenne, da parte del mare, la rielaborazione delle sabbie precedentemente depositatesi sulla piana alluvionale, le quali rimasero in situ e sono tuttora individuabili al largo. Vengono chiamate sabbie relitte, poiché non in equilibrio con l'odierna condizione idrodinamica. Finita la trasgressione flandriana, si instaurò l'attuale sistema di sedimentazione, controllato dal trasporto in mare da parte dei fiumi di sabbia e fango in sospensione e dalla ridistribuzione di questo materiale dalle correnti marine.

La regione a Nord-Ovest è dunque caratterizzata da una lunga piattaforma continentale, quindi da basse profondità (35m in media) a partire da 15-20m lungo la costa che va da Venezia fino a Trieste. Il fondale scende gradualmente lungo la piattaforma con un'inclinazione inferiore a un grado, fino ad arrivare al ciglio della scarpata continentale, identificabile con l'isobata dei 120m all'altezza di Pescara, la quale delimita il Bacino Settentrionale. Il cambio di pendenza sulla

scarpata continentale determina un aumento più repentino della profondità fino a raggiungere i 270m nella Sacca di Pomo che segna il confine tra il Bacino Centrale e quello Meridionale. Quest'ultimo raggiunge i 1200m di profondità massima per poi risalire nuovamente avvicinandosi allo Stretto di Otranto (780m).

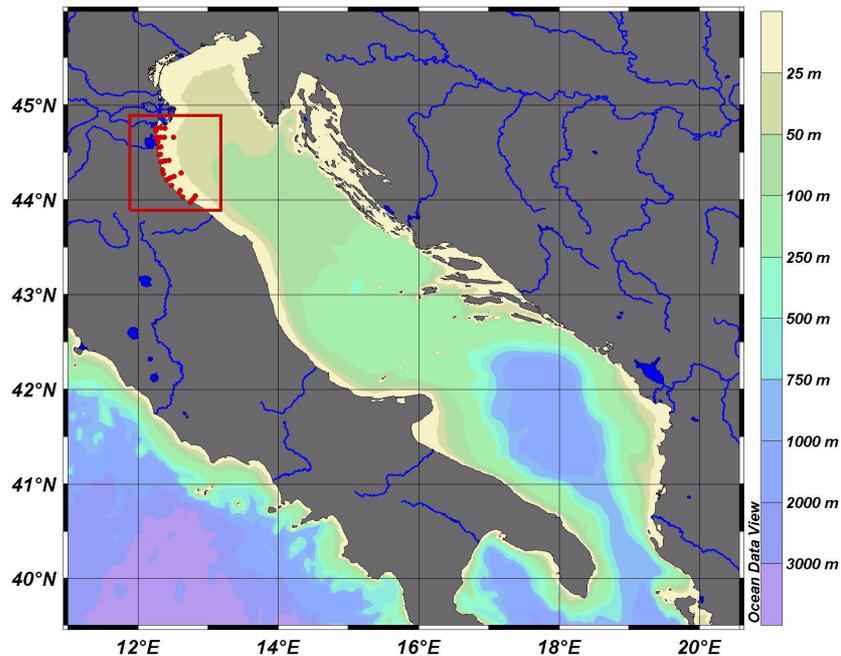


Fig. 1.1.2 -Il Mar Adriatico e nel riquadro rosso la nostra area di studio.

Si può inoltre notare in figura 1.1.2 la diversa morfologia delle aree costiere, lungo il margine italiano e quello principalmente croato, dovuta ai diversi processi di orogenesi in atto. Il versante italiano è caratterizzato prevalentemente da coste basse poco frastagliate e non sono presenti isole. Il versante orientale invece è ricco di isole per cui il fondale è molto irregolare e scende con repentini cambi di pendenza trasversalmente a costa fino a profondità molto più elevate rispetto al margine opposto. Questo determina differenti dinamiche delle acque costiere.

Il calcolo delle correnti geostrofiche presenti in Adriatico dimostra come la topografia influenzi enormemente tutta la circolazione a scala di bacino, poiché le linee di corrente in genere seguono visibilmente le isobate. Il flusso medio segue la morfologia del fondo ad una certa distanza da costa, al limite della scarpata continentale, formando un fronte ben individuabile anche da osservazioni da satellite (vedi figure 1.1.7 e 1.1.8) e dalla distribuzione generale di salinità e

temperatura. Questo fronte varia poi la sua posizione in base alle stagioni e ad altre circostanze.

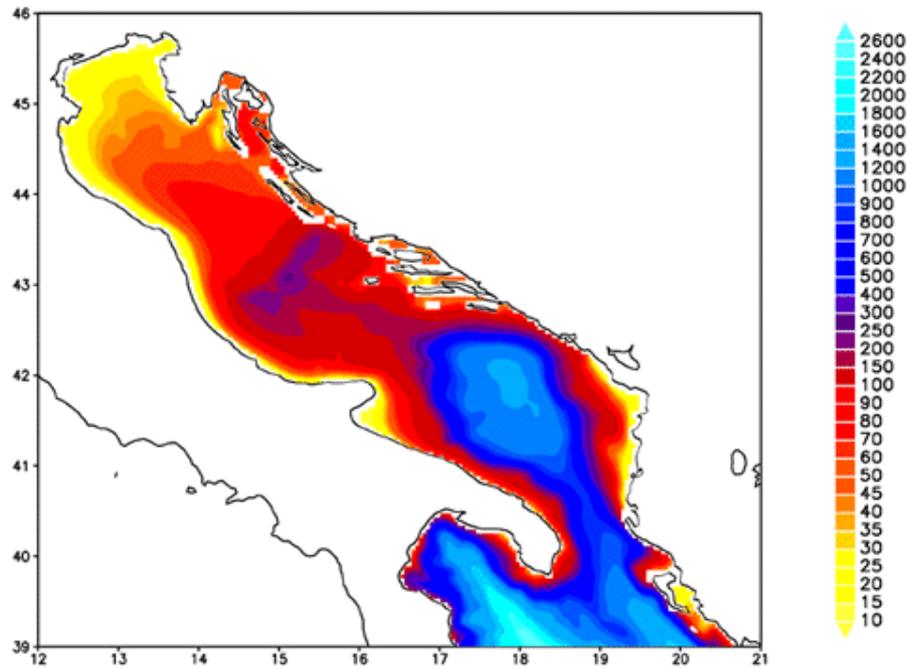


Fig. 1.1.3-Batimetria dell' Adriatico. [dal sito ADRICOSM]

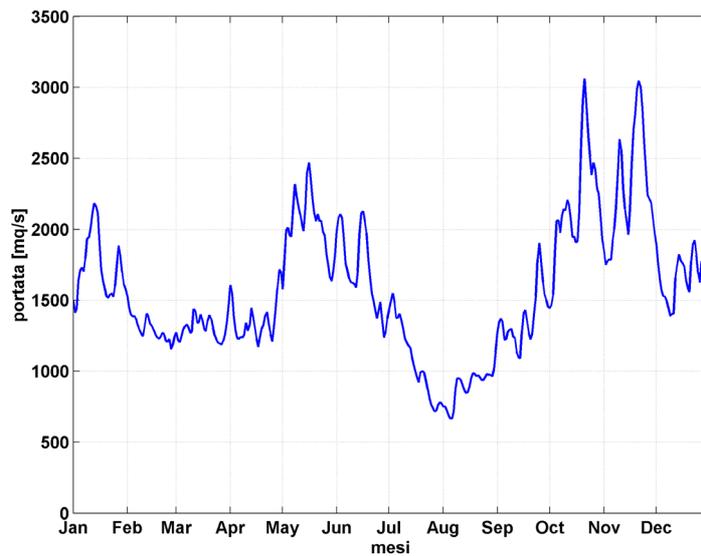


Fig. 1.1.4-Portata giornaliera del Po mediata per gli anni dal 1995 al 2001

Il Mar Adriatico, essendo situato alle medie latitudini, è soggetto ad una elevata variabilità stagionale e a variazioni meteorologiche a scala sinottica, entrambi sovrapposte a un marcato segnale stagionale.

Il regime dei venti è caratterizzato in inverno da eventi di Bora e Scirocco. La Bora è un vento che spira da Nord-Est portando con sé aria fredda e secca di origine continentale, mentre lo Scirocco spira in direzione Sud-Ovest, lungo l'asse principale del bacino apportando aria calda e umida. In estate i venti sono deboli e prevalentemente in direzione Nord-Ovest, con brezze marine giornaliere prevalenti nelle aree costiere. Il forzante ventoso condiziona particolarmente la circolazione all'interno del bacino.

Anche il flusso di calore all'interfaccia aria-mare riveste un ruolo molto importante come forzante della temperatura. Si esprime come somma di diversi fattori:

$$Q_{tot} = Q_s - Q_b - Q_h - Q_e$$

Q_{tot} è il flusso netto di calore all'interfaccia aria-mare, Q_s è il flusso di calore dovuto alla radiazione solare incidente a corta lunghezza d'onda, Q_b è il flusso di calore emesso dalla superficie a lunga lunghezza d'onda, Q_h è il flusso di calore sensibile (conduzione, convezione secca), Q_e è il calore latente di evaporazione. Il flusso di calore medio in Adriatico è caratterizzato da un trasferimento netto di calore dal mare all'atmosfera pari a circa 20 W/m^2 all'anno, bilancio in linea con quello dell'intero Mar Mediterraneo.

Altro aspetto importante a carattere generale è il bilancio idrico, considerato come forzante della salinità. Esso è dato dalla somma di precipitazioni (P), apporti fluviali (R) ed evaporazione (E):

$$W = E - P - R$$

il cui effetto in Adriatico risulta in un guadagno netto su scala annuale dovuto agli ingenti apporti fluviali. Tale bilancio positivo differisce nettamente da quello del Mediterraneo, che risulta essere in perdita. Per questo l'Adriatico viene definito come un bacino di diluizione.

La sua salinità risulta in media relativamente alta. Le acque del Mediterraneo che entrano dallo Stretto di Otranto ne accrescono la salinità, mentre l'ingente apporto fluviale e le precipitazioni, soprattutto a Nord ne favoriscono la diluizione ed anche la variabilità, in particolare vicino a costa. I massimi di salinità si riscontrano al centro del bacino.

In inverno e primavera gli apporti fluviali sono più abbondanti (vedi figura 1.1.4) a causa delle frequenti precipitazioni e allo scioglimento delle nevi sulle pendici montane. Il flusso di acque dolci in inverno rimane maggiormente confinato vicino a costa, promuovendo, a causa della sua bassa temperatura, il rimescolamento verticale della colonna d'acqua, mentre nelle stagioni più calde il pennacchio delle acque fluviali (*plume*) si spinge fortemente al largo rimanendo confinato nello strato superficiale. Questo comporta in generale massimi di salinità in superficie nella stagione invernale alimentati anche dall'elevato tasso di evaporazione all'interno del bacino.

Le particolari condizioni climatiche provocano in Adriatico una marcata variazione stagionale di temperatura, stimabile attorno ai 18 gradi centigradi alla superficie a Sud, e fino ai 25 gradi nelle regioni più settentrionali. Negli strati sottosuperficiali invece, la temperatura scende difficilmente al di sotto dei 10 gradi centigradi. Nelle zone costiere, in cui la variabilità è più elevata, le temperature massime si raggiungono nel mese di agosto, mentre le minime in febbraio. Sono state inoltre misurate, attraverso l'analisi spettrale di temperature medie mensili alla superficie, variazioni interannuali con una periodicità di 33.3 mesi (2.8 anni).

La circolazione generale è stata definita da Artegiani et al.(1997a;b) basandosi su serie storiche di osservazioni di temperatura e salinità, e da Poulain (2001) attraverso la misurazione delle correnti con boe a deriva superficiali e sottosuperficiali, seguite da sistemi satellitari che ne rilevano la traiettoria (vedi figura 1.1.5). Questi due diversi approcci offrono risultati non direttamente confrontabili. Artegiani et al.(1997a,b) si occupa della componente baroclinica della circolazione attraverso l'elaborazione di mappe di altezza dinamica mediate per le diverse stagioni, definite come:

- INVERNO da gennaio ad aprile;
- PRIMAVERA maggio e giugno;
- ESTATE da luglio ad ottobre;
- AUTUNNO novembre e dicembre.

Poulain (2001), attraverso osservazioni di tipo lagrangiano, combinate ad altre osservazioni storiche dello stesso tipo, elabora, per gli anni tra il 1990 e il 1999, una visione completa del campo di velocità in superficie (componente barotropica e baroclinica).

I risultati ottenuti da queste due analisi indipendenti mostrano parecchi punti in comune. Entrambi assumono una circolazione generale di tipo ciclonico con la presenza di tre sistemi di ricircolazione nei sotto-bacini settentrionale, centrale e meridionale, sempre di tipo ciclonico, nominati da Artegiani et al.(1997b) come NAG, MAG, SAG (North, Middle, South Adriatic Gyre). Questi tre giri ciclonici sono collegati da due correnti costiere, una che risale in direzione Nord lungo la costa orientale e una che scende in direzione Sud lungo la costa occidentale, si veda lo schema semplificato della circolazione generale in figura 1.1.6.

Osservazioni da satellite hanno permesso, per la prima volta, l'analisi della distribuzione di alcuni parametri alla superficie su scala di bacino e di mesoscala, quali ad esempio la temperatura e la concentrazione di clorofilla-a. Le immagini dei campi in superficie sono strumento importante nell'analisi di aree caratterizzate dalla presenza di un delta fluviale, o di strutture di mesoscala permanenti. In figura 1.1.7 si osserva l'andamento delle medie mensili della temperatura in superficie elaborate da dati AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) per l'anno 1998. Si nota la marcata variazione stagionale di temperatura, ma anche un gradiente Nord-Sud dovuto, sia all'ingresso di acque tendenzialmente più calde dal Mediterraneo, che alle ingenti perdite di calore nella parte settentrionale in particolare nei mesi invernali. Si può osservare anche la circolazione ciclonica che interessa l'intero bacino. Le acque più calde entrano dal Mediterraneo risalendo lungo la costa orientale, mentre quelle fredde discendono lungo la costa occidentale. Nei mesi estivi avviene il contrario, acqua più fredda entra dal Mediterraneo e acqua relativamente più calda esce lungo la costa italiana dallo Stretto di Otranto, come si può notare in figura 1.1.7 e figura 1.1.8.

Le immagini di temperatura e clorofilla-a (vedi figura 1.1.8) mostrano l'esistenza di forti gradienti orizzontali e di forti flussi localizzati lungo i bordi laterali del bacino. La variabilità della loro distribuzione spaziale è causata anche dal rimescolamento verticale, da fenomeni di upwelling/downwelling costiero dovuti al vento, dagli scambi all'interfaccia aria-mare e dalle dinamiche verticali associate al fitoplancton.

Le mappe di clorofilla-a, come in figura 1.1.8a aiutano nella comprensione della circolazione soprattutto in aree come il Nord Adriatico dove è visibile un netto contrasto tra le acque povere di pigmenti provenienti dall'interno del bacino

e le acque ricche di pigmenti provenienti dal Po, le quali poi fluiscono lungo la costa italiana.

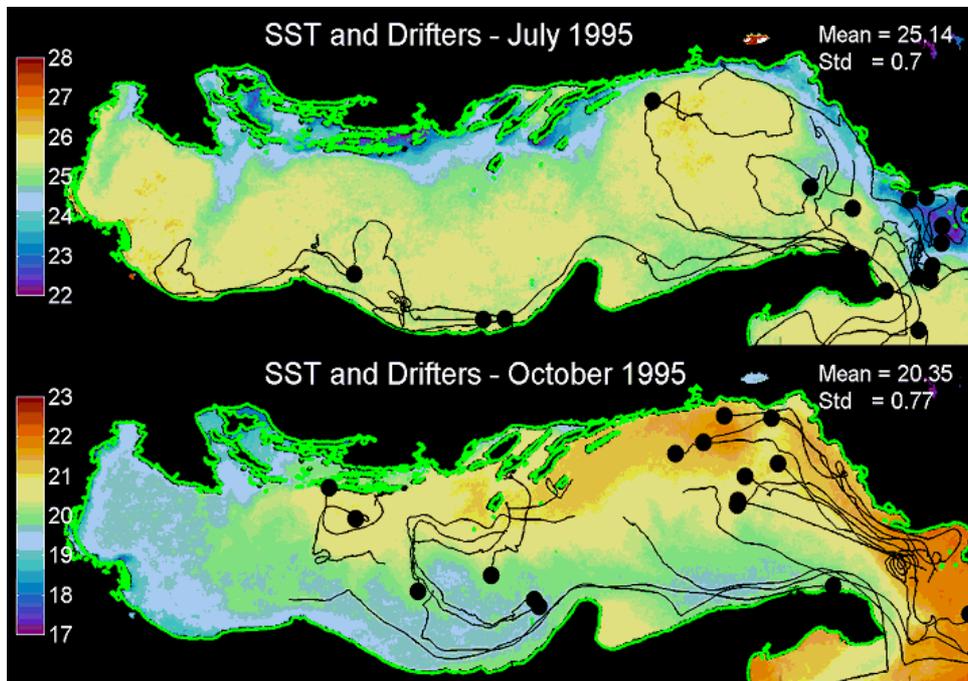


Fig. 1.1.5-Traiettorie delle boe in luglio (in alto) e ottobre (in basso) sovrapposte a medie mensili di temperatura (°C) alla superficie (SST, Sea Surface Temperature) calcolate da dati AVHRR. I pallini neri indicano la posizione della boa a fine mese.[Da Cushman-Roisin et al. 2001]

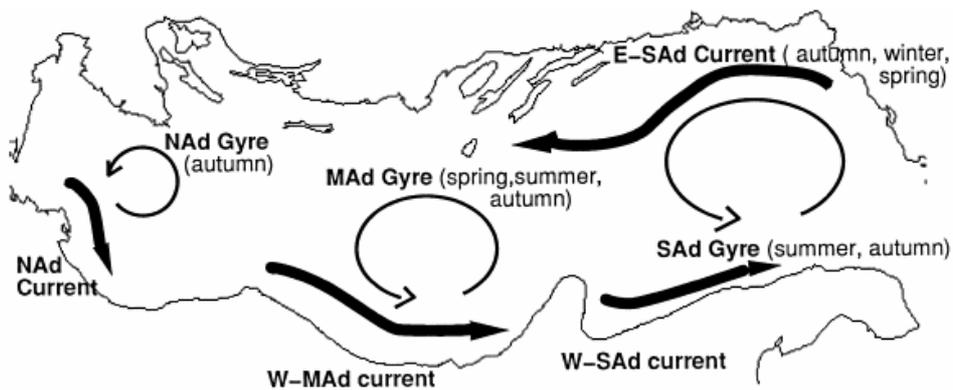


Fig. 1.1.6-Schema della circolazione baroclinica alla superficie tratta da Artegiani et al. (1997).

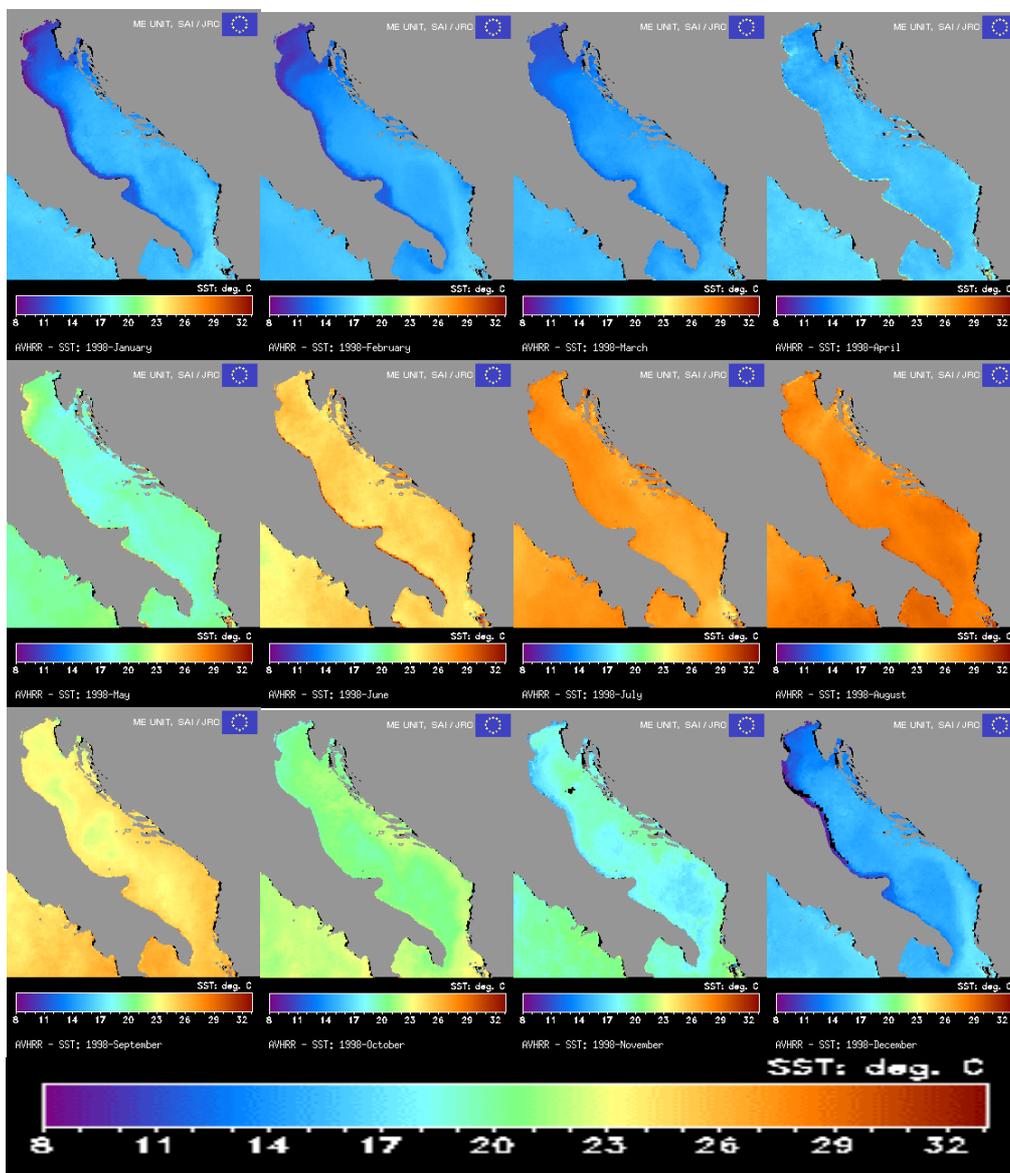


Fig. 1.1.7-medie mensili della temperatura alla superficie (in °C) per l'Adriatico ricavate da dati AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), da gennaio in alto a sinistra a dicembre 1998 in basso a destra.

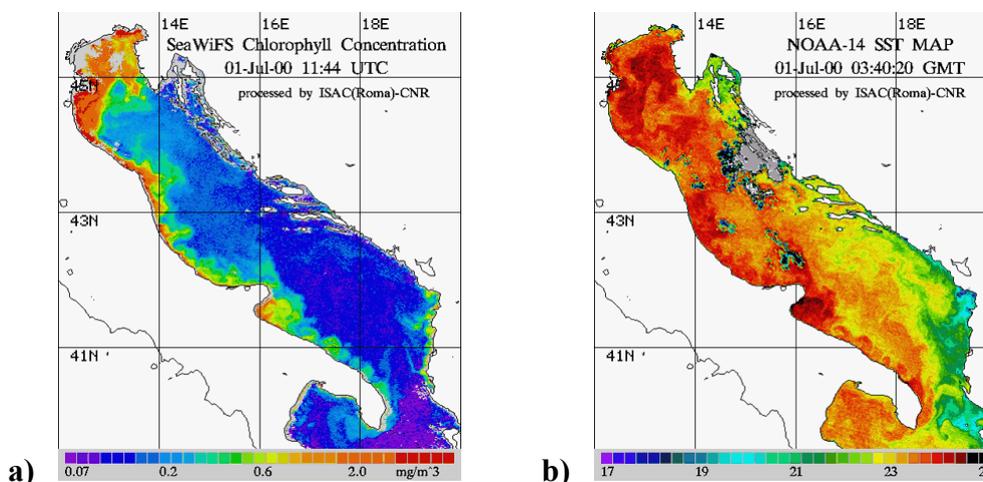


Fig. 1.1.8-a) immagine da satellite acquisita con il sensore *Sea-viewing Wide Field-of-viewing Sensor* (SeaWiFS) tradotta in concentrazione di clorofilla-*a* in mg/m³ alla superficie; **b)** immagine da satellite acquisita con il sensore AVHRR (advanced very high resolution radiometer) della NOAA tradotta in temperatura superficiale in °C. Entrambe sono riferite al giorno 01/07/00.

1.1.1 La circolazione termoalina

La circolazione generale nel Mar Adriatico è prevalentemente termoalina. I forzanti dalla circolazione termoalina sono il flusso di calore e il flusso di acqua all'interfaccia aria-mare, che agendo sulla distribuzione spaziale di temperatura e salinità alla superficie, determinano la distribuzione di densità, vero motore di tutta la circolazione.

In Adriatico la circolazione termoalina può essere sia positiva, detta anche circolazione estuarina, che negativa o antiestuarina.

L'Adriatico è soggetto a ingenti perdite di calore durante i mesi invernali dovuti a frequenti fenomeni di Bora soprattutto nella regione settentrionale. L'aria fredda e secca proveniente dal continente causa un abbassamento della temperatura superficiale ed un incremento dell'evaporazione. Questi due fattori contribuiscono all'aumento della densità in superficie che rende instabile la colonna d'acqua innescando un rimescolamento verticale. Condizioni climatiche di questo tipo, sommate all'andamento ciclonico della circolazione generale danno origine a fenomeni convettivi e dunque alla formazione di acque profonde.

Al centro del bacino settentrionale (si veda la figura 1.1.9) si origina una massa d'acqua profonda, chiamata Acqua Profonda del Nord Adriatico (Nord

Adriatic Deep Water, NAddW), che è la massa d'acqua più densa che si forma all'interno di tutto il Mediterraneo. La NAddW si muove verso Sud lungo le isobate della costa occidentale rimanendo confinata vicino al fondo, dividendosi in due, una parte entra nella Fossa di Pomo, l'altra prosegue verso il bacino meridionale, secondo sito di formazione di acque profonde. Qui si forma l' Acqua Profonda dell'Adriatico (Adriatic Deep Water, ADW) che poi fuoriesce dallo Stretto di Otranto durante l'estate. Questa corrente profonda contribuisce alla circolazione di tipo antiestuarino.

La circolazione di tipo estuarino è favorita dall'accumulo di acque dolci di origine fluviale e dal riscaldamento, i quali determinano la formazione della Corrente Occidentale dell'Adriatico (Western Adriatic Current, WAC). La WAC si muove lungo la costa occidentale in direzione Sud fino allo Stretto di Otranto rimanendo confinata sulla piattaforma continentale a basse profondità, ed è principalmente caratterizzata da acque relativamente fredde e poco salate. In figura 1.1.7 risulta ben visibile soprattutto nei mesi più freddi.

Per compensare l'uscita di queste due masse d'acqua lungo il bordo Ovest del bacino, si ha dalla parte opposta l'ingresso di una corrente d'acqua più salata dal Mar Ionio, chiamata Corrente Orientale dell'Adriatico (Eastern Adriatic Current, EAC). Essa si sviluppa lungo la costa orientale in direzione Nord ed è composta da due masse d'acqua, una che si muove in superficie chiamata Acqua Superficiale dello Ionio (Ionian Surface Water, ISW) e una che fluisce a profondità intermedia (circa 200m), chiamata Acqua Levantina Intermedia (Levantine Intermediate Water, LIW).

Questa duplice circolazione termoalina è suscettibile alle variazioni climatiche su scala sia stagionale che interannuale e ad essa si vanno a sommare perturbazioni dovute al regime medio dei venti.

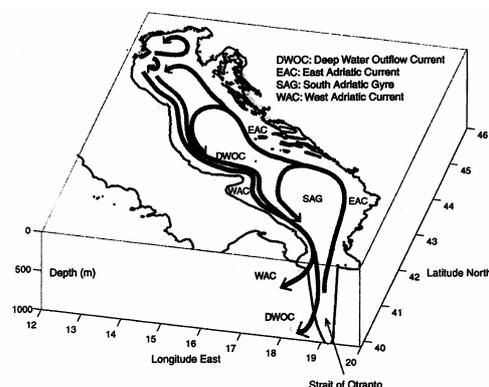


Fig. 1.1.9-Schema della circolazione termoalina nell'Adriatico e delle correnti principali.

1.1.2 Circolazione guidata dal vento

Il forzante ventoso determina perturbazioni su scale spazio-temporali inferiori rispetto alla circolazione generale dell'Adriatico (Malanotte-Rizzoli e Bergamasco, 1983). Queste dinamiche sono generate dalla somma di tre forze: lo stress del vento alla superficie; il gradiente di pressione che si genera lungo tutta la colonna d'acqua e l'attrito che si esercita sul fondo.

L'area in cui i venti hanno una maggiore influenza sulla circolazione generale è la costa occidentale del Nord Adriatico dove in inverno la colonna d'acqua è uniformemente rimescolata e la sua componente barotropica viene forzata dal vento (Zavatarelli et al., 1999)

In Adriatico si verificano correnti transitorie in relazione a determinate manifestazioni di carattere ventoso, come episodi di bora o scirocco.

L'effetto dello scirocco è quello di spingere acqua verso NE facendo innalzare il livello del mare anche di alcune decine di centimetri. Sulla piattaforma continentale, in prossimità della costa italiana, si originano correnti in direzione settentrionale in grado, in alcuni casi, di invertire la WAC Artegiani et al. (1983). La reazione dopo un intenso evento di scirocco avviene su scala di bacino con il manifestarsi di oscillazioni aventi un periodo di circa 22 ore. Durante queste oscillazioni le correnti invertono direzione periodicamente.

La bora può generare correnti particolarmente intense nel bacino settentrionale, la cui struttura orizzontale risulta complessa a causa dell'eterogeneità del campo del vento, della vicinanza della costa e del delta del Po. Diversi tipi di osservazioni in questa area hanno rivelato la formazione di due giri, uno principale all'altezza del delta del Po e uno più piccolo subito sotto. Inoltre alcune simulazioni numeriche effettuate da Bergamasco e Gacic (1996) mostrano effetti sulla stratificazione dell'Adriatico inducendo fenomeni di upwelling lungo la costa orientale, in particolare di quelle dell'Albania.

1.1.3 Simulazioni numeriche

Le prime simulazioni numeriche relative al Mar Adriatico risalgono agli anni settanta, insieme all'utilizzo del computer in oceanografia. I primi modelli numerici si limitavano allo studio delle correnti nell'alto Adriatico, poiché la scarsa efficienza computazionale richiedeva un ristretto dominio di indagine. Si

passò poi a modelli per il Mediterraneo e solo in ultimo è stato considerato l'Adriatico nel suo complesso. Zavatarelli e Mellor nel 1995 applicarono al Mediterraneo il modello chiamato POM (Princeton Ocean Model) costituito da 16 livelli verticali e da una griglia curvilinea a varia risoluzione. Queste simulazioni evidenziarono come l'Adriatico fosse maggiormente condizionato dai flussi all'interfaccia aria-mare rispetto al forzante ventoso, molto importante nel resto del Mediterraneo. Il modello simulava anche la formazione di acque profonde nei sotto- bacini settentrionale e meridionale.

Successivamente Pinardi et al. (1997) implementarono un modello simile. I risultati mettevano in relazione la variabilità associata al forzante ventoso con quella legata alla circolazione e al flusso di calore.

Recentemente il POM è stato adattato a tutto l'Adriatico da Zavatarelli et al. (1999) e Zavatarelli et al. (2001) su una griglia curvilinea con risoluzione spaziale variabile, 3km a nord, fino a 12km a sud nel Mar Ionio.

Zavatarelli et al. (1999) restrinsero il campo di studio al bacino settentrionale durante la stagione invernale, ed eseguirono simulazioni di tipo diagnostico e prognostico. Tali simulazioni si conclusero con definitive indicazioni riguardo al ruolo esercitato dal vento insieme al forzante termalino nel determinare le principali caratteristiche della circolazione generale. In particolare, simulazioni barotropiche mostravano che il solo forzante ventoso può generare e sostenere la WAC. Simulazioni barocline, in cui si considerano il flusso di calore e il l'apporto idrico, suggeriscono il ruolo fondamentale del vento in inverno, poiché fenomeni di compensazione di temperatura e salinità sul campo di densità indebolirebbero la WAC, che acquisisce invece, in questa stagione, una forte componente barotropica guidata dal vento. In estate la WAC forma dei meandri e dei piccoli anticicloni, aventi una forte componente baroclina lungo il suo percorso, osservabili anche nell'immagine da satellite in figura 1.1.8a. Dalle simulazioni appare inoltre nel bacino settentrionale il giro ciclonico, conosciuto come SAD (South Adriatic) gyre.

Zavatarelli et al. (2001) hanno implementato all'interno di un progetto pilota di previsione del Mediterraneo ("*Mediterranean Forecast System Pilot Project*", MFSP, Pinardi et al., 2002) un sistema di tre modelli numerici:

- un modello di circolazione generale del Mediterraneo (OGCM, Ocean General Circulation Model) con una risoluzione di circa 12.5km(1/8 °);

- un modello di circolazione di tutto l'Adriatico (Adriatic Intermediate Model, AIM) avente una risoluzione di circa 5km (1/20°);
- un modello del Nord Adriatico (NASM, North Adriatic Shelf Model) a risoluzione 1.5km (1/37°).

Questi tre modelli vengono annidati attraverso una tecnica numerica basata sulle differenze finite con l'obiettivo di simulare con elevata risoluzione un'area ristretta all'interno però di un dominio più ampio ma a minor risoluzione. In questo modo il modello annidato risente della circolazione su scala spaziale maggiore attraverso il modello più ampio e meno risoluto. Questa tecnica annidata sta prendendo piede in base alla sempre maggiore necessità di simulare e fare previsioni su aree costiere, in cui è richiesta una elevata risoluzione spaziale per poter adeguatamente catturare fenomeni che, nelle zone costiere, si evolvono su piccole scale spazio-temporali. La scelta di accoppiare due modelli permette di avere una risoluzione dei campi alta in determinate aree di interesse, non perdendo eccessivamente in efficienza computazionale, ma anche di trasferire al modello più particolareggiato le soluzioni ottenute su scale più ampie come condizioni al contorno. Gli accoppiamenti sono stati implementati tra OGCM e AIM e tra AIM e NASM.

Le simulazioni sono state eseguite attraverso l'utilizzo di dati e forzanti mediati su scale climatologiche per cui, in termini di campo, i modelli sono in grado di riprodurre le caratteristiche climatologiche della circolazione.

Le simulazioni ottenute sono in accordo con le caratteristiche della circolazione generale dell'Adriatico descritte sia da Artegiani et al. (1997) che da Poulain (2001). Nuovi elementi emersi sono: **1)** l'indebolimento della WAC ed il suo spingersi più al largo nella stagione estiva, in accordo con i dati di Poulain (2001); **2)** la cella ciclonica osservata nell'Adriatico centrale (MAG, Mid Adriatic Gyre) non è permanente, come evidenziato anche dai dati da satellite; **3)** la comparsa di celle di circolazione anticiclonica di natura baroclinica in diverse aree di studio.

Le simulazioni con il NASM, grazie alla sua maggiore risoluzione, permettono di rappresentare con una miglior qualità alcune strutture tipiche della circolazione nel Nord Adriatico che verranno meglio approfondite in seguito.

Si nota come l'analisi della circolazione dell'Adriatico su scala stagionale e di bacino venga principalmente svolta in termini di climatologia e quindi sia in grado di catturare quei fenomeni che avvengono in un arco temporale che va dal mese

alla stagione. L'Adriatico però, a causa della sua forma stretta e allungata, della ubicazione geografica, è inevitabilmente soggetto ad instabilità di tipo baroclinico e alla formazione di vortici di mesoscala. Questo è confermato oggi dalle immagini fornite da satellite. I fenomeni di mesoscala si manifestano su scale temporali che vanno da uno a dieci giorni e scale spaziali comprese tra pochi chilometri e poche decine di chilometri, per questo possono mascherare in modo significativo la circolazione stagionale e soprattutto la sua variabilità annuale. Obiettivo futuro sarà dunque quello di poter elaborare simulazioni in grado di filtrare e separare in modo più efficace le diverse scale spazio-temporali per poter avere climatologie meno soggette a rumori di fondo e per poter simulare eventi a minori scale temporali.

Va sottolineato che gli sviluppi necessari nel campo delle simulazioni numeriche e di previsione vanno però supportate da un parallelo sviluppo di sistemi osservativi integrati su ampia scala, di tecniche di rilevamento *in situ* e via satellite, di reti di comunicazione per lo scambio e la fruizione di dati in tempo reale e della assimilazione dei dati ottenuti all'interno dei modelli.

1.1.4 Il Nord Adriatico

Il Nord Adriatico è delimitato a Ovest dalla penisola italiana e ad Est dai Balcani ed il suo confine meridionale è rappresentato dall'isobata dei 120m situata a 43° 20' N di latitudine circa.

La costa a Nord-Ovest è una costa bassa e sabbiosa, caratteristica di una piana alluvionale, mentre la costa a Est è una costa alta, rocciosa e frastagliata, in cui sono presenti molte isole, insenature, baie e grotte (figura 1.1.9).

Riassumendo quanto è già stato detto, l'intero bacino settentrionale giace su una piattaforma continentale per cui la profondità aumenta in maniera molto graduale (0.5-1m/km) e diventa massima al confine con il bacino centrale che coincide con il ciglio della scarpata continentale. La profondità media è pari a 35m circa.

L'Alto Adriatico è sottoposto a intensi flussi di calore e di acqua (evaporazione e precipitazione) alla superficie e ad un ingente apporto di acque dolci dal fiume Po. Il fiume Po con il suo delta molto sviluppato caratterizza fortemente tutta la morfologia e l'idrodinamica della zona.

In inverno si ha omogeneità verticale di temperatura e salinità all'interno della colonna d'acqua, e la temperatura minima in superficie si aggira attorno agli 8 gradi centigradi. Il Po condiziona la temperatura superficiale apportando acqua tendenzialmente più fredda di qualche grado. In estate invece la colonna d'acqua è fortemente stratificata e il termocline è situato a 10-15m di profondità circa. Le temperature massime si rilevano lungo la costa italiana..

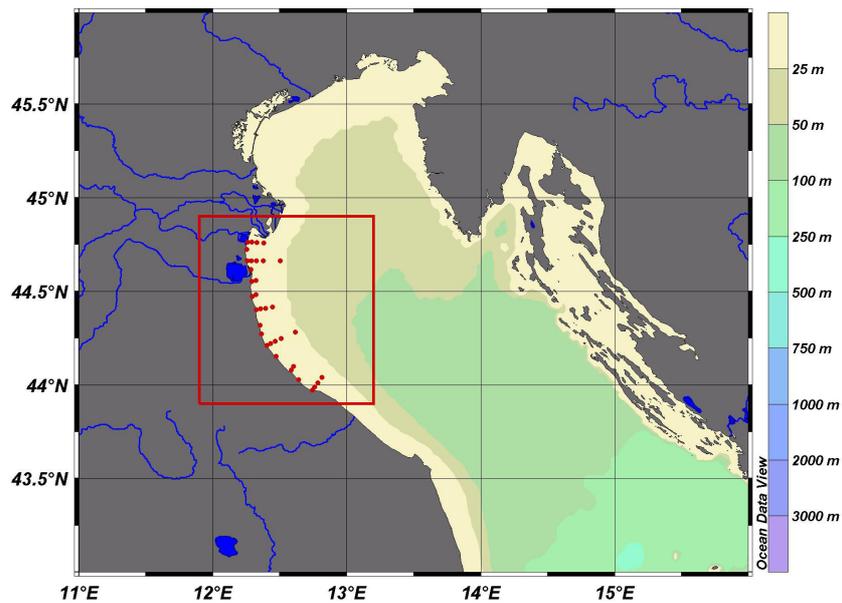


Fig. 1.1.10-Il nord Adriatico con in riquadro l'area di studio

La salinità varia da zero, alla bocca del fiume, fino a valori massimi attorno ai 38.5 psu dovuti invece all'arrivo di masse d'acqua più salate da Sud lungo la costa orientale in seguito alla circolazione generale di tipo ciclonico. Valori di salinità molto bassi sono riscontrabili anche a grandi distanze dalla bocca del fiume, poiché in determinate condizioni meteo-climatiche, soprattutto in estate, l'acqua dolce rimane confinata entro il pennacchio torbido, strato d'acqua di origine fluviale che scorre in superficie, portando con sé il suo carico trofico e il suo carico sedimentario.

L'apporto di sedimenti è dovuto in maniera preponderante al Po e, in via subordinata agli altri fiumi che sfociano nella zona come ad esempio il Reno, l'Adige e il Brenta. La quantità totale di materiali che il Po porta al delta è dell'ordine di $20 \cdot 10^6$ tonnellate/anno con una composizione media del 7% di argilla, 70% di silt e 23% di sabbia. La natura e la distribuzione dei sedimenti è il

risultato dell'interazione tra il sistema di apporto fluviale e il sistema di dispersione dei materiali su scala molto più ampia da parte delle correnti. I sedimenti più grossolani vengono depositati vicino alla bocca fluviale e mentre quelli più fini vengono trasportati a distanze maggiori.

L'apporto di nutrienti da parte del fiume Po e dei fiumi minori è ingente a causa della pressione antropica esercitata sia sulla costa, sia in tutta la valle padana. Contribuiscono enormemente al carico trofico dei fiumi anche l'attività industriale e l'attività agricola molto intensa in tutta la valle padana. I nutrienti, una volta in mare, vengono avvettati in tutto il Nord Adriatico. La presenza di nutrienti, associati a determinati fattori fisici e biochimici favorisce la crescita del fitoplancton originando in quest'area condizioni mesotrofiche ed eutrofiche molto diverse dalle condizioni di oligotrofia presenti in tutto il resto dell'Adriatico.

L'acqua, scaricata dal Po in maggior quantità durante l'inverno fluisce tendenzialmente in direzione meridionale, seguendo la circolazione generale dell'intero bacino, formando uno strato costiero (Western Coastal Layer, WCL) con caratteristiche che si distinguono nettamente dalle acque provenienti ad esempio dal centro del bacino. Il WCL è associato alla WAC, forte corrente superficiale che trasporta con sé, lungo tutta la costa italiana, acque poco salate e ricche di nutrienti. In estate invece l'acqua fluviale tende a restare confinata in uno strato superficiale, spesso qualche metro, che si autosostiene, scivolando sugli strati sottostanti, fino a grandi distanze dalla foce distribuendosi in quasi tutto il bacino settentrionale oltre che a costituire il WCL.

In generale, omogeneità della colonna d'acqua, deboli condizioni di vento e basse portate del Po originano un WCL ampio e confinato sotto costa mentre, stratificazione della colonna d'acqua, abbondanti portate del fiume ed eventi di bora o scirocco favoriscono un WCL meno ampio e meno confinato sotto costa.

Osservazioni idrografiche hanno rivelato che il pennacchio del Po presenta strutture orizzontali vorticose dell'ordine di grandezza di circa una decina di chilometri, le quali si sviluppano in un giorno o due. Mauri and Poulain (2001) mostrano, attraverso immagini da satellite, come la distribuzione orizzontale di temperatura e clorofilla alla superficie sia abbastanza complicata per la presenza di strutture di mesoscala quali, meandri, instabilità del WCL, filamenti e vortici.

Altre osservazioni (Artegiani et al.1999) hanno evidenziato il carattere barotropico della circolazione durante la stagione invernale quando la colonna d'acqua rimescolata è prevalentemente sottoposta a forzanti che agiscono alla

superficie. Le correnti sottosuperficiali sono meno intense soprattutto nella stagione estiva in presenza di forte stratificazione. In estate la situazione è più complessa e molto variabile in risposta al forzante ventoso e atmosferico che determinano strutture più piccole e ad elevata variabilità temporale.

La struttura predominante della circolazione presenta un ciclone a Nord del delta e un anticiclone di minor entità a Sud del delta vicino alla costa italiana. Osservazioni lagrangiane effettuate con boe a deriva superficiali (Poulain, 1999 e 2001) confermano l'esistenza di queste strutture medie a nord e a sud del delta, ma le fluttuazioni ad esse associate sono molte.

Simulazioni numeriche riferite all'effetto dei venti esercitato in questa zona sostengono che in base alla loro direzione si ottengono differenti soluzioni, soprattutto in termini di elevazione della superficie. La bora provoca, alla costa orientale, un flusso di acqua superficiale diretto al largo, e alla costa italiana un flusso verso costa; a 10m di profondità spinge la corrente in senso ciclonico, la quale si intensifica a Ovest provocando un accumulo di acqua e un innalzamento della superficie libera. Le correnti si muovono alla destra del vento in superficie, per cui in direzione NO. Venti da SE invece creano correnti convergenti sulla costa settentrionale che per continuità generano una corrente a 10m di profondità diretta a SE.

Gli effetti del vento sulla *plume* fluviale sono:

- venti da NE provocano il confinamento delle acque a bassa salinità verso la costa occidentale e la intensificazione della WAC;
- venti da SE creano condizioni favorevoli alla risalita d'acqua dagli strati profondi lungo la costa occidentale indebolendo la WAC e spingendo le acque di origine fluviale a Nord e verso il largo.

Le simulazioni numeriche effettuate da Zavatarelli et al (1999 e 2001), basate sulle climatologie elaborate da Artegiani et al.(1997a, 1997b) suggeriscono in inverno effetti di compensazione di temperatura e salinità sulla densità che indeboliscono la componente baroclina della WAC e ne incrementano la componente barotropica.

1.2 Caratteristiche biochimiche del Mar Adriatico

In generale a determinare le caratteristiche biochimiche presenti in un bacino concorrono la situazione meteo-climatiche dell'intera zona ed in particolare gli apporti fluviali, le attività antropiche che in essa risiedono, la capacità assimilativa di tali sostanze dei vari comparti dell'ecosistema marino.

Gli apporti di sostanze nutritive, quali azoto, fosforo e silicio, si distinguono in carichi trofici esterni e carichi trofici interni. I carichi esterni provengono da fonti localizzate, a cui appartengono gli scarichi civili, gli scarichi zootecnici e gli scarichi industriali, e da fonti diffuse, a cui appartengono le acque di dilavamento di suolo incolto, coltivato e di aree urbanizzate. Per carico interno si intende invece il quantitativo di nutrienti che viene ceduto dai sedimenti attraverso diversi processi all'interfaccia acqua-sedimento come ad esempio il mescolamento turbolento ad opera di correnti, del moto ondoso, la bioturbazione e assimilazione ad opera di organismi bentonici o di rimineralizzazione attraverso la degradazione della sostanza organica.

Le caratteristiche biochimiche dell'Adriatico sono delineate da alcuni fattori principali:

- l'apporto di sostanze organiche, inorganiche e nutritive da parte principalmente del Bacino Padano Adriatico;
- la forma semi-chiusa del bacino che limita gli scambi con il resto del Mediterraneo;
- la forte pressione antropica esercitata sulle aree costiere;
- le dinamiche degli ecosistemi presenti.

Tra le cause che determinano l'evoluzione dello stato trofico dell'Adriatico, la meteo-climatologia risulta essere uno degli elementi fondamentali innanzitutto come forzatura del ciclo idrologico dei fiumi che sfociano nell'Adriatico. Il Po ed i suoi affluenti raccolgono all'interno del bacino imbrifero per diluizione e dilavamento una grande quantità di sostanze, organiche ed inorganiche, presenti in varie forme chimiche, che vengono trasportate e trasformate lungo il loro percorso verso il mare.

Le quantità di queste sostanze oltre ad essere influenzate dal regime delle piogge sono fortemente influenzate dalla grande pressione antropica esercitata in

tutto il bacino imbrifero. Questa area infatti, oltre ad essere densamente popolata, è sede di numerose attività agricole, industriali, commerciali che con i loro reflui incrementano notevolmente il carico trofico. Anche lo sfruttamento intensivo del territorio (urbanizzazione, disboscamento) e del suolo agricolo hanno aumentato il processo di lisciviazione attraverso il terreno di queste sostanze che giungono al mare anche dal sottosuolo attraverso le falde acquifere.

Nel bacino idrografico del fiume Po (figura 1.2.1) vengono generati e sversati circa 170000 tonnellate all'anno di azoto che derivano per il 56% dal suolo coltivato, il 18% dal comparto civile, il 14% dall'industria, l'8% dalla zootecnia ed il 4% dai suoli incolti. Mentre per il fosforo, il carico liberato ammonta a 10750 tonnellate all'anno.

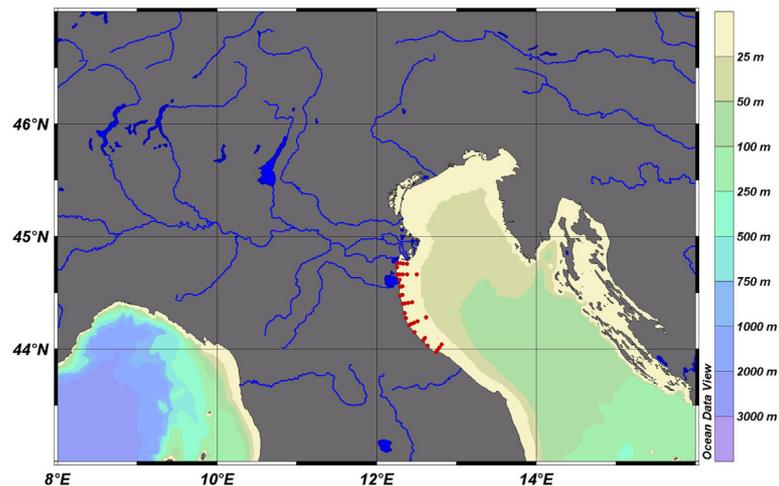


Fig. 1.2.1-Bacino idrografico del fiume Po. In rosso le stazioni del monitoraggio costiero della Regione Emilia Romagna. Si noti il delta del Fiume Po subito a Nord della nostra area di studio.

Si può estendere quanto detto per il bacino imbrifero del Po, a tutta la zona costiera circostante l'Adriatico, in particolare quella italiana, anch'essa densamente popolata, ricca di attività commerciali e turistiche.

Il limitato scambio di acque allo Stretto di Otranto causa un aumento del tempo di residenza dei nutrienti all'interno del Bacino. Si è stimato che il completo ricambio di acqua avvenga in un periodo che va dai tre ai dieci anni (Mosetti, 1983), non facilitando l'ingresso di acque oligotrofiche dal Mar Mediterraneo e dunque contribuendo all'acutizzarsi di alcuni fenomeni di eutrofizzazione.

Dunque il fiume Po si può considerare il motore principale della dinamica dei nutrienti in Adriatico, i quali, una volta in mare sono sottoposti a processi di diversa natura che li trasportano attraverso diversi compartimenti. Si può quindi assumere che la variazione a scala stagionale delle concentrazioni nelle acque superficiali nel bacino settentrionale e lungo la costa occidentale rifletta i cambiamenti che avvengono nel carico fluviale. I nutrienti disciolti presenti nella *plume* fluviale vengono dispersi subito all'uscita delle bocche in direzione sia orizzontale che verticale in base alle caratteristiche fisiche ed energetiche dei due sistemi fiume-mare. Questa dispersione avviene per diffusione turbolenta sul fronte salino (interfaccia acqua fluviale dolce-acqua marina salata).

In generale la loro concentrazione è maggiore nelle acque profonde rispetto a quelle di superficie in conseguenza ai processi che avvengono all'interno della colonna d'acqua. Nel bacino settentrionale i profili dei nutrienti sono generalmente caratterizzati da concentrazioni superficiali più elevate che decrescono verticalmente sino circa metà della colonna d'acqua, dove la tendenza si inverte ad opera dei processi di rimineralizzazione. L'influenza del Po negli strati superficiali è evidente anche per la correlazione inversa che esiste tra concentrazione dei nutrienti e salinità e per il gradiente negativo osservabile allontanandosi dalla foce.

Nei mesi più caldi il riscaldamento superficiale e l'apporto di acque dolci implica una marcata stratificazione e la creazione di un pycnoclino che limita gli scambi all'interno della colonna d'acqua. A parte i nitrati, gli altri nutrienti mostrano la loro maggior concentrazione sul fondo in seguito alla rimineralizzazione della materia organica. I silicati mostrano questa tendenza anche in altre stagioni evidenziando come le dinamiche verticali che lo coinvolgono si esplicano principalmente all'interfaccia acqua-sedimento. Il fosforo è meno presente rispetto al silicio nello strato bentico. In autunno il raffreddamento superficiale determina la rottura del pycnoclino e il rimescolamento verticale, rendendo nuovamente disponibili i nutrienti all'interno della zona eufotica.

Zavatarelli et al.(1997) hanno studiato le proprietà biogeochimiche dell'Adriatico su base stagionale in termini di climatologie. Lo studio di dati storici e l'utilizzo della tecnica dell'analisi oggettiva hanno portato alla elaborazione di mappe stagionali alla superficie di parametri quali nitrati, fosfati, silicati, clorofilla-*a* (figura 1.2.2). Come si è visto in figura 1.1.4 massime portate

fluviali e massimi carichi trofici si riscontrano in primavera e autunno. Le stagioni a cui si riferiscono le climatologie corrispondono per i parametri biochimici a quelle classicamente definite dal calendario.

La distribuzione dei nitrati alla superficie (figura 1.2.2a) in inverno mostra un marcato gradiente con la concentrazione decrescente da Ovest a Est e la distribuzione delle isolinee segue lo schema di circolazione con una intensificazione lungo la costa occidentale. Questo ci permette di affermare che i nitrati vengono principalmente avvevati dalla circolazione baroclina generale (circolazione termoalina e formazione di acque profonde).

I fosfati invece (figura 1.2.2b) mostrano una differente distribuzione superficiale, poiché non è visibile alcuno schema di circolazione all'interno del bacino e la loro concentrazione diminuisce allontanandosi sia dalla *plume* fluviale sia dalla costa occidentale. Questo potrebbe essere un indizio di fosforo limitazione nei processi di produzione primaria i quali potrebbero essere dominanti sulla loro distribuzione rispetto ai processi di avvezione ad opera delle correnti.

La distribuzione dei silicati (figura 1.2.2c) è di difficile interpretazione; essi diminuiscono in prossimità del delta poi il loro andamento in superficie riflette quello dei nitrati. La silice di origine fluviale prodotta in maggior parte del *weathering* delle rocce viene rimossa totalmente dalla colonna d'acqua, in prossimità del delta fluviale, da parte di diatomee e radiolari di cui va a costituire lo scheletro ma anche in seguito alla formazione di forti complessi con elementi come Calcio e Magnesio.

La presenza di nitrati, ortofosfati e silicati disciolti nello strato superficiale stimola la produzione primaria ad opera del fitoplancton, limitandone allo stesso tempo l'accrescimento. L'assimilazione all'interno del fitoplancton ne diminuisce la concentrazione in superficie, poi possono proseguire il loro percorso all'interno della catena alimentare erbivora o accumularsi negli strati sottosuperficiali in forma di detrito. Qui possono essere rimineralizzati ad opera di batteri (catena del detrito) o accumulati nei sedimenti. Fenomeni di stratificazione inibiscono processi di rimescolamento della colonna d'acqua quindi la risalita dei nutrienti in superficie una volta trasportati sul fondo, favorendo la catena microbica poiché gli essudati escreti dal fitoplancton e dallo zooplancton rimangono maggiormente confinati tra i vari strati e possono essere utilizzati dai batteri eterotrofi. La frazione detritica (materiale particellato biogenico) viene decomposta attraverso

l'attività respiratoria di batteri, funghi e protozoi o attraverso processi di denitrificazione in acque carenti di ossigeno disciolto, i quali portano alla chiusura del ciclo rendendo nuovamente disponibili in frazione solubile le sostanze nutritive. La rigenerazione dei nutrienti da parte dei batteri è elevata nel periodo primavera-estate e determina un consumo notevole di ossigeno disciolto in prossimità del fondo.

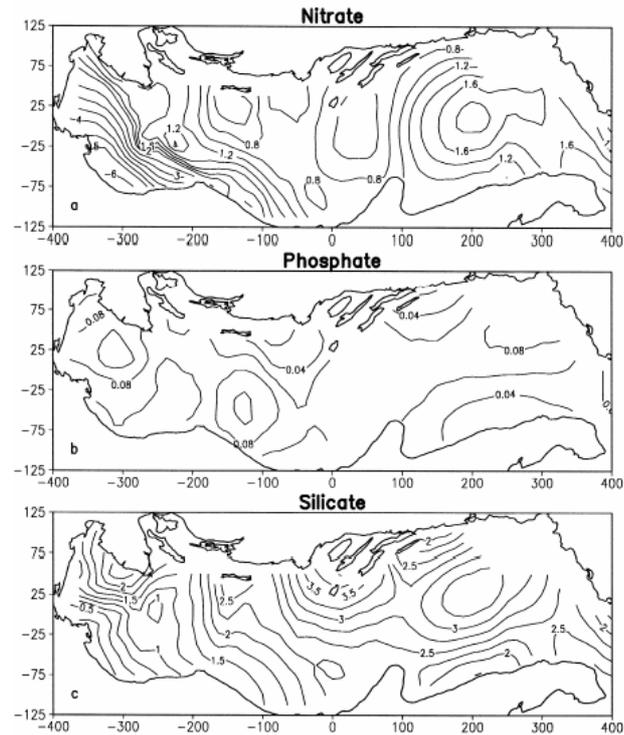


Fig. 1.2.2-Mappe di concentrazione dei nutrienti alla superficie in INVERNO, tratte da Zavatarelli et al. (1997). In (a) compaiono i nitrati, in (b) i fosfati, in (c) i silicati.

Un altro parametro biochimico di notevole importanza è il materiale organico sospeso nelle sue componenti, alloctona ed autoctona. La sostanza organica comprende un ampio spettro di composti ridotti, principalmente quelli del carbonio e dell'azoto (biomolecole, proteine, carboidrati, amminoacidi, lipidi), ognuno dei quali possiede una capacità specifica di essere ossidato per via microbica a spese dell'ossigeno disciolto nell'acqua in determinate condizioni chimico-fisiche ambientali. La componente alloctona è prodotta principalmente dall'attività antropiche in particolare quella agricola e quella zootecnica nell'area del bacino idrografico padano e quindi di provenienza prevalentemente fluviale ed è presente in maggiori quantità nell'area nord-occidentale. Il trasporto di sostanza organica al largo è limitato da fenomeni di flocculazione che avvengono appena

queste sostanze entrano in mare. La componente autoctona è generata all'interno del sistema ad opera della produzione primaria e quindi maggiormente presente in aree costiere o soggette a risalite di masse d'acqua ricche di nutrienti dagli strati profondi (*upwelling*). Il carico organico si compone di una frazione disciolta (DOC, dissolved organic matter) e una particellata (POM, particulate organic matter) in base alle dimensioni inferiori o superiori a $0.45\mu\text{m}$, presenti in proporzioni dell'ordine circa di 10:1. La frazione più labile della sostanza organica viene degradata facilmente ad opera di microrganismi all'interno della colonna d'acqua, mentre la parte più refrattaria è predominante negli strati sottosuperficiali.

Da alcune misure (Giani, Progetto MAT) risultano nel Nord Adriatico massime quantità di DOC durante la stagione estiva ($200\mu\text{mol/l}$) e minimi invernali ($90\mu\text{mol/l}$).

L'Adriatico viene dunque suddiviso in tre diverse aree trofiche come si vede anche in figura 1.2.3:

- la costa Nord-Ovest del bacino settentrionale, tra cui la costa Emiliano-Romagnola, soggetta a ricorrenti fioriture microalgali che la classificano come zona eutrofica;
- la parte più interna del bacino settentrionale che presenta condizioni alterne di mesotrofia e oligotrofia;
- Il bacino centrale e quello meridionale che sono principalmente oligotrofici.

Ovviamente questa classificazione può variare in funzione di particolari condizioni idrodinamiche, climatiche e di stress antropico.

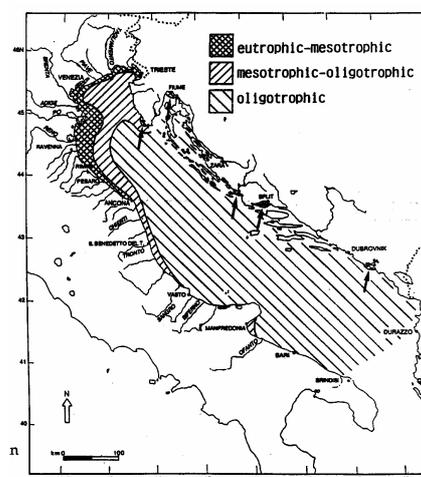


Fig. 1.2.3-Condizioni trofiche in Adriatico. [Da Rinaldi e Montanari (1995)]

1.2.1 Produzione primaria e Clorofilla-*a*

La produzione primaria all'interno di un bacino avviene ad opera del fitoplancton nella zona eufotica attraverso la fotosintesi clorofilliana ed è limitata dalla disponibilità di luce, dalla presenza di nutrienti e di alcuni micronutrienti come ad esempio il ferro.

La stima della produzione primaria viene effettuata attraverso la stima della biomassa vegetale con l'utilizzo di tecniche complesse e dispendiose di conteggio diretto e di stima volumetrica delle cellule fitoplanctoniche, indispensabili nell'identificazione delle specie presenti. Una stima più rapida si può ottenere dalla determinazione della concentrazione di clorofilla-*a*, la quale viene usata soprattutto in analisi di routine.

Anche la concentrazione della clorofilla all'interno della colonna d'acqua mostra un andamento stagionale, con massimi invernali, una progressiva diminuzione dalla primavera all'estate e una ripresa autunnale. Esiste una differenziazione nel bacino settentrionale dove nella regione a sud del delta fluviale si osservano massimi di biomassa in autunno e primavera ma con valori tendenzialmente inferiori.

In inverno ed in primavera le concentrazioni di clorofilla sono correlate con le fioriture (*blooms*) di diatomee e con le elevate quantità di sostanze nutritive apportate dal fiume Po soprattutto nella fascia costiera. Una stima della distribuzione spaziale di questo parametro è stata data da Zavatarelli et al.(1997) per il Nord Adriatico su scala stagionale, in cui sono state omesse le aree con profondità inferiori ai 15m, quindi l'intera fascia costiera, area più produttiva, soggetta a fenomeni a scale spazio-temporali molto brevi (vedi figura 1.2.3). Il massimo di concentrazione rimane comunque evidente in prossimità della costa e va calando allontanandosi progressivamente dal delta seguendo l'andamento stagionale delle correnti, in quanto tracciante semipassivo della circolazione. Questo è chiaramente visibile anche in figura 1.1.7a, immagine da satellite SaeWiFS della concentrazione di clorofilla-*a* in superficie, dove si notano la massima concentrazione in prossimità del delta e della costa occidentale in conseguenza dell'andamento della circolazione. Si noti anche il massimo in corrispondenza delle acque costiere dell'Emilia Romagna, nostra area di studio.

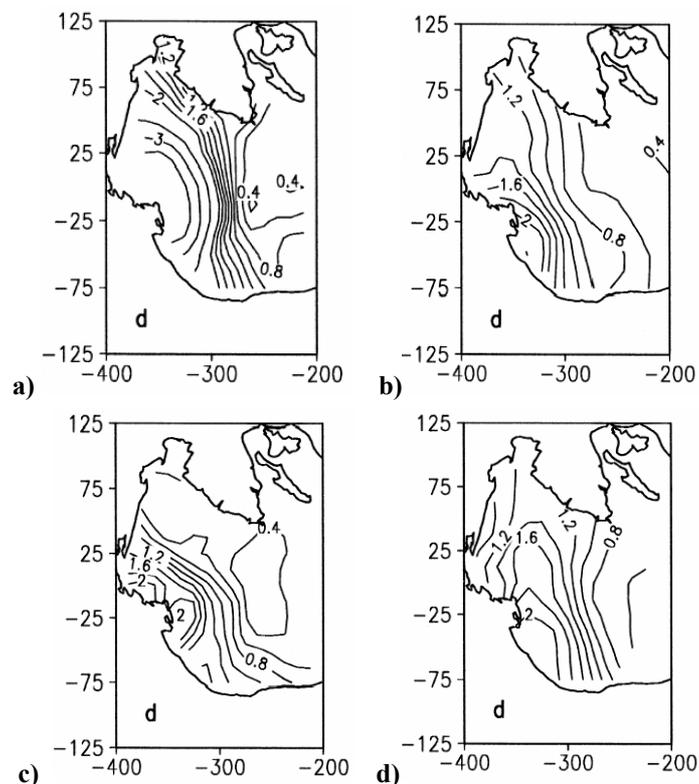


Fig. 1.2.4-Mappe di concentrazione di clorofilla alla superficie nelle diverse stagioni per il Nord Adriatico tratte da Zavatarelli et al.(1997). a) distribuzione in INVERNO; b) in PRIMAVERA; c) in ESTATE; d) in AUTUNNO.

Questo parametro è importante anche per la determinazione dello stato trofico delle acque marine costiere attraverso il calcolo dell'indice denominato TRIX, definito da Vollenweidwer et al. (1998) con l'obiettivo di quantificare in maniera oggettiva i livelli trofici originariamente applicati alle acque interne. L'introduzione dell'indice TRIX e della relativa scala trofica permette di ottenere un sistema di sintesi di parametri trofici fondamentali, indicatori di produttività diretta e potenziale, tra cui la concentrazione di clorofilla in mg/m^3 , l'ossigeno disciolto in percentuale di saturazione, azoto e fosforo in $\mu\text{g}/\text{l}$:

$$\text{TRIX} = \text{Log}[(\text{Chla} \times |\text{OD}\%| \times \text{N} \times \text{P}) - 1.5] / 1.2$$

Numericamente tale indice è differenziato in classi da 0 a 10 che coprono l'intero spettro di condizioni trofiche che vanno dalla oligotrofia (acque scarsamente produttive tipiche di mare aperto) all'eutrofia (acque fortemente produttive).

L'indice TRIX è di notevole importanza in ambito legislativo poiché inserito nel D.Lgs n.152 del 11 maggio 1999 (*"Disposizioni sulla tutela delle acque"*

dall'inquinamento”) come riferimento per la prima classificazione delle acque marino-costiere. Queste tipologie di indice sono fondamentali in ambito gestionale e decisionale poiché permettono agli amministratori, attraverso l'utilizzo di termini oggettivi, di intraprendere adeguate politiche di risanamento e di abbattimento dei carichi trofici.

1.3 Problemi ambientali e di gestione delle risorse

L'Adriatico è una delle aree più sensibili dal punto di vista ambientale di tutto il Mediterraneo e le cause sono molteplici.

Si è già parlato della enorme pressione antropica esercitata in tutta la fascia costiera circostante e in tutto il bacino Padano-Adriatico. Incremento demografico e sviluppo economico hanno portato ad uno sfruttamento intensivo del territorio e delle sue risorse ambientali e ad una conseguente alterazione dell'ambiente marino nelle sue varie componenti e a diverse scale spazio-temporali.

Le peculiarità del bacino Adriatico descritte nei paragrafi precedenti lo rendono un mare altamente sensibile a tali modificazioni. Esso è infatti dalla fine degli anni 70' soggetto di studio a causa delle numerose manifestazioni di stress ambientale a partire dai primi episodi di eutrofizzazione, di anossia, mucillagini. Purtroppo queste manifestazioni di stress diffuso dell'ambiente marino sono state sempre più frequenti ed hanno interessato aree sempre più vaste.

Nel tentativo di descrivere in modo sintetico i diversi problemi che interessano l'Adriatico si farà particolare riferimento al bacino settentrionale e alla fascia costiera dell'Emilia Romagna che, oltre ad essere sede del nostro studio, rappresenta una delle aree più colpite.

1.3.1 Eutrofizzazione e anossia

Una delle principali alterazioni del sistema marino è dovuta all'incremento degli apporti di sostanze nutritive al suo interno a cui sono direttamente collegabili i sempre più frequenti ed intensi episodi di eutrofizzazione. Si intende con eutrofizzazione l'insieme dei fenomeni che favoriscono la produttività algale.

Il Nord Adriatico è stato riconosciuto come una delle poche aree in cui si ha una elevata produzione primaria permanente all'interno nel Mar Mediterraneo.

Le caratteristiche biologiche dell'ecosistema sono anch'esse fortemente influenzate dalla morfologia, dall'idrodinamica, dall'ingente apporto fluviale. Le acque del Po con il loro carico trofico e organico, la frequenza di eventi di Bora e, gli scambi di acqua con il bacino centrale, determinano la composizione e l'attività delle comunità pelagiche del Nord Adriatico. L'ecosistema sembra essere particolarmente sensibile alla modificazione del carico trofico avvenuta ad opera dell'uomo ma non vanno sottovalutati i fattori climatici, a partire dalle scale temporali stagionali fino a quelle a più lungo termine.

I cambiamenti climatici che si sono riscontrati negli ultimi decenni hanno fortemente interessato tutto il Mediterraneo ed hanno contribuito ad una alterazione dei processi di scambio di masse d'acqua con il bacino adriatico, di cui ha particolarmente risentito la componente biologica dell'ecosistema, all'interno della quale vi sono stati forti squilibri espressi con abnormi fioriture algali. Kamburska et al. (2002) studiando la dinamica a lungo termine della popolazione di Copepodi (zooplancton) nel Golfo di Trieste, ricollegano alcune variazioni in termini sia di composizione tassonomica che di abbondanza alla diminuzione di apporti di acque dolci, circa il 7% negli ultimi 30 anni, e alle modificate caratteristiche della LIW (acque intermedie provenienti dal Mediterraneo) che le permettono di raggiungere la parte più settentrionale del Mar Adriatico.

Anomalie registrate per alcuni parametri meteorologici come la temperatura dell'aria, le precipitazioni, la velocità e la direzione del vento sembra abbiano avuto un ruolo fondamentale nelle modificazioni avvenute nell'ecosistema.

Ad esempio, fluttuazioni climatiche a lungo termine potrebbero indurre cambiamenti nella dinamica delle popolazioni fitoplanctoniche, nei cicli riproduttivi, nei tassi di accrescimento e in conseguenza alterazioni lungo tutta la catena alimentare a partire dallo zooplancton (catena erbivora) dai batteri eterotrofi (catena del detrito) fino ad interessare le popolazioni di pesci.

La fascia costiera dell'Emilia Romagna è da 20 anni interessata da frequenti fenomeni di eutrofizzazione che hanno portato a profonde alterazioni degli equilibri dell'ecosistema marino. Le manifestazioni dello sviluppo microalgale si evidenziano in colorazioni delle acque, ridotta trasparenza e anossia nelle acque di fondo. Fattori che amplificano il fenomeno in questa zona sono la bassa profondità dei fondali, il diretto apporto dal fiume Po dovuto alla WAC, e le

particolari condizioni meteorologiche che, soprattutto nel periodo estivo causano lunghi periodi di stabilità della colonna d'acqua e un consecutivo scarso potere di diluizione delle sostanze eutrofizzanti.

Anossia ed ipossia, sono spesso una conseguenza dei fenomeni di eutrofizzazione. La carenza di ossigeno negli strati più profondi è causata dall'accumulo di un'abnorme quantità di biomassa micro algale sui fondali dove entra in putrefazione. Il consumo di ossigeno è in funzione dell'attività respiratoria dei batteri o degli organismi bentonici che decompongono e rimineralizzano la sostanza organica prodotta negli strati superficiali che cade in forma particellata (materiale fecale, gusci, scheletri, residui di organismi morti) sul fondo. L'utilizzazione e la continua richiesta di ossigeno risulta superiore alla disponibilità per cui si ha la formazione di un ambiente fortemente riducente con produzione di idrogeno solforato e ammoniacale.

La creazione di condizioni ipossiche o anossiche negli strati sottosuperficiali può causare estese morie di pesci e di organismi bentonici, soprattutto di quelli meno mobili (Molluschi, Crostacei, Policheti), la migrazione di pesci e invertebrati in altre aree, una perdita in termini di diversità e la rottura di alcuni cicli riproduttivi con conseguente squilibrio dell'intero ecosistema.

1.3.2 Mucillagini

Le modificazioni dell'ecosistema marino ad opera dell'uomo sono inconfutabili dopo la comparsa negli ultimi 15 anni di diversi fenomeni di mucillagine, conosciuti con il nome di "mare sporco", nel Nord Adriatico durante la stagione estiva (1988, 1989, 1991, 1997, 2000, 2002).

La formazione di mucillagini è associata alla produzione di materiale extracellulare di origine polisaccaridica da parte di microalghe, diatomee e dinoflagellate. Si verifica soprattutto in estate, in seguito ai *blooms* primaverili di diatomee che asportano dalla colonna d'acqua una notevole quantità di nutrienti causando una situazione di stress per l'intero ecosistema. La produzione di questi polisaccaridi sostiene una prospera comunità batterica che secreta una sostanza gelatinosa che ne incrementa le dimensioni svolgendo una funzione aggregante.

Gli aggregati mucilluginosi possono essere a tutti gli effetti considerati dei microcosmi viventi perché hanno al loro interno una componente fotosintetica e una degradativa, il cui rapporto da indicazioni sulla fase evolutiva dell'aggregato.

Si distinguono 5 fasi di aggregazione a partire da: neve marina, fiocchi, filamenti, ragnatele, nubi. I tempi di sviluppo dell'intero processo sono dell'ordine di diverse settimane.

Durante la loro formazione gli aggregati sprofondano e si stabilizzano a livello del picnoclino, dove sono soggetti a oscillazioni verticali diurne e notturne lungo la colonna d'acqua dovute alla variazione della spinta di galleggiamento (*buoyancy*). La *buoyancy* è funzione della quantità di gas disciolti all'interno degli aggregati. La presenza di gas disciolti, quali ossigeno, anidride carbonica e azoto, all'interno della matrice gelatinosa è funzione del rapporto tra attività fotosintetica da parte di organismi autotrofi e attività respiratoria da parte degli organismi eterotrofi.

Condizioni che favoriscono la formazione di mucillagini sono la stabilità della colonna d'acqua e strutture chiuse di circolazione di tipo anticiclonico che tratterrebbero le acque confinate al loro interno per lungo tempo. L'incremento della loro frequenza è stata messa in relazione anche con l'aumento della temperatura atmosferica avvenuto negli ultimi 30 anni.

Rimangono tuttora dubbi riguardo ai fattori che innescano questo fenomeno in particolare a livello dei processi biologici, sia quelli scatenanti sia quelli che avvengono all'interno degli aggregati.

Gli effetti delle mucillagini sugli ecosistemi marini sono:

- a livello planctonico un effetto filtro che tende a richiamare ed inglobare particelle sospese sia viventi che detritiche;
- a livello bentonico un effetto meccanico di soffocamento in seguito alla sedimentazione del materiale mucillaginoso che causa morie diffuse di organismi sessili, di molluschi bivalvi e di uova di pesci bentonici depositate sui fondali.

1.3.3 Ripercussioni socio-economiche

Eutrofizzazione, formazione di strati anossici determinano negative ripercussioni economiche verso i settori legati al turismo e alla pesca.

Le anomale colorazioni delle acque dovute alle alte concentrazioni di biomassa fitoplanctonica in sospensione, i bassi valori di trasparenza che ne conseguono, i cattivi odori derivati dai processi degenerativi, lo spiaggiamento di organismi morti, tendono a ridurre ai minimi termini i requisiti di "appetibilità

balneare” del corpo idrico costiero (Rinaldi et al.,1995). Sono state inoltre stimate le ricadute del fenomeno mucillagine sulle attività del turismo balneare sulla Riviera Romagnola. Queste mostrano negli anni tra il 1988 e il 1991 pesanti flessioni nelle presenze e nei flussi turistici, anche se non sono emerse negli anni preoccupazioni di rilievo a carattere sanitario.

Nei confronti della pesca e della mulluschicoltura in particolare, oltre al depauperamento della fauna bentica, conseguente al ripetersi delle crisi anossiche, notevoli danni sono stati provocati dalle flagellate del genere *Dinophysis* in quanto produttrici di tossine del gruppo DSP (Diarrhetic Shellfish Poisoning). La presenza di queste flagellate ha imposto periodici divieti alla pesca e al commercio dei mitili (*Mytilus galloprovincialis*) allevati nelle aree costiere dell’Emilia Romagna.

Le mucillagini invece influiscono sulle attrezzature da pesca in particolare sulle reti per la pesca a strascico o con reti da posta. Non sono stati evidenziati effetti immediati a carico delle risorse biologiche e commerciali.

1.3.4 Progetti di ricerca

Numerosi progetti di ricerca sono stati finanziati per lo studio sia delle problematiche ambientali relative all’intero Mar Adriatico sia di aree più ristrette quali ad esempio il bacino settentrionale.

Un progetto molto importante a scala di bacino è il progetto **CAOS**, “*Coordinated Adriatic Observing System*”, sottoscritto da tre nazioni, Croazia, Italia e Slovenia avente come obiettivo primario quello di capire in maniera preventiva quali possano essere gli effetti delle modificazioni ambientali sull’uomo, e l’impatto delle attività antropiche sugli ecosistemi e sulle risorse che essi sostengono. Per ottenere questo occorre istituire un sistema integrato di osservazione che raccolga quante più possibili informazioni e le renda accessibili ad un vasto pubblico, dalle autorità amministrative agli enti di ricerca, dalle associazioni che si occupano di protezione ambientale e salute pubblica, all’industria.

Un altro progetto importante è il progetto **MAT**, “*Mucillagini nell’Adriatico e nel Tirreno*”, iniziato nel 1999 articolato su quattro linee di attività principale:

- 1) il monitoraggio delle caratteristiche idrologiche e biologiche nell’Adriatico settentrionale ed in alcune aree del Tirreno;

- 2) indagini climatologiche, indagini sull'evoluzione delle comunità planctoniche e modellizzazione di processi;
- 3) processi di produzione, aggregazione, degradazione degli aggregati gelatinosi e la loro interazione con i popolamenti biologici;
- 4) banca dati del progetto e diffusione dei rapporti e delle informazioni.

L'obiettivo del progetto **MAT** è quello di definire le principali caratteristiche fisiche, chimiche, biologiche delle acque del bacino Adriatico centro settentrionale al fine di evidenziare precocemente la formazione di processi di aggregazione di sostanze mucillaginose, l'instaurarsi di condizioni ipossiche o anossiche o di particolari situazioni distrofiche.

Importante ai fini del nostro studio è il progetto **ADRICOSM**, "*ADRIatic sea integrated COastal areaS and river basin Management system pilot project*", nato in risposta alla urgente esigenza di uno sviluppo sostenibile delle aree costiere, che permetta uno sfruttamento delle risorse e allo stesso tempo la salvaguardia dell'ambiente costiero. Lo sviluppo sostenibile in queste aree dipende dal miglioramento della qualità degli ambienti marini ma anche dalla istituzione di un sistema di monitoraggio e previsione che permetta una politica decisionale più rapida e più efficiente.

Mediante questo progetto si vuole dimostrare la possibile realizzazione di un sistema di previsione delle correnti costiere in tempo quasi-reale (*Near Real Time* NRT) associato a un sistema di gestione del bacino idrografico di appartenenza e delle acque reflue e la possibile integrazione di modelli di previsione delle correnti costiere con le caratteristiche del sistema fluviale. L'Adriatico settentrionale, in base alle caratteristiche descritte nei paragrafi precedenti risulta un ottimo sito di sperimentazione, ed in particolare la Costa Emiliano Romagnola, la cui salvaguardia della qualità dell'ambiente, la cui gestione è risultata essere nel corso di anni di studio, assolutamente non svincolabile da una attenta gestione di tutto il Bacino Padano-Adriatico. Il progetto si articola in quattro moduli:

- 1) Adriatic Coastal Areas Forecasting system (ACAF), per la implementazione di un sistema di monitoraggio in *Near Real Time* e di un modello di previsione che risolva le corte scale spazio-temporali di variabilità dell'ambiente costiero;
- 2) Integrated River basin Management system (IRMA), per la implementazione di un sistema di pianificazione e gestione dei reflui urbani e delle acque di scolo;

3) Acaf- Irma Interface (ACIRI), per la creazione di un'interfaccia tra il sistema di gestione del bacino idrografico e del modulo di previsione dell'ambiente marino costiero;

4) Management of the Project and Capacity Building (MAPCAB) per la organizzazione e la gestione del progetto.

Considerando il primo modulo, **ADRICOSM** organizza una rete automatizzata di distribuzione dei dati acquisiti in *Near Real Time*, implementa modelli numerici di previsione e procedure per la assimilazione dei dati. Le osservazioni vengono effettuate attraverso l'utilizzo di diverse tecniche e strumenti (CTD, XBT, dati da satellite, dati in situ da boe multiparametriche), per cui esse vanno integrate all'interno di un'unica banca dati con un formato unico prestabilito e dopo aver superato un attento controllo di qualità.

Precise tecniche multivariate permettono l'assimilazione dei dati nei 5 modelli utilizzati: un modello regionale (AREG), 2 modelli di piattaforma (ASHELF), due modelli per la costa (ACOAST).

Come si vede nello schema a destra di figura 1.4.1, la fascia costiera dell'Emilia Romagna fa parte del dominio di implementazione sia del modello regionale che ricopre tutto l'Adriatico con risoluzione 5km, sia del modello che studia il bacino settentrionale con risoluzione 1.5km. Per questo viene richiesta l'implementazione nella nostra area di studio di un sistema di monitoraggio costiero che fornisca e trasmetta dati in *Near Real Time* a un centro di acquisizione dati, in modo che possano essere assimilati nei modelli di previsione.

Il risultato e obiettivo finale del progetto **ADRICOSM** è la divulgazione dei dati e delle previsioni attraverso la rete web.

La Struttura Oceanografica Daphne della Regione Emilia Romagna si occupa del monitoraggio della qualità delle acque sulla fascia costiera sin dal 1978 e la sua partecipazione al progetto risulta di notevole importanza. Il raggiungimento di determinati standard messi a punto con **ADRICOSM** e la continua evoluzione che ha caratterizzato la Struttura Daphne in questi venti anni ha stimolato l'intento di ottimizzare la rete di monitoraggio e il processo di acquisizione dei dati.

In questo contesto si inserisce il nostro studio, in cui attraverso l'analisi di dati regressi raccolti dalla Struttura Daphne negli anni che vanno dal 1995 al 2001, si cerca da un lato di indagare le scale spazio-temporali di variabilità dei parametri fisici e biochimici e dall'altro di indagare, in funzione di tale variabilità, una

ottimizzazione della rete di monitoraggio al fine di poter meglio risolvere tali scale spazio-temporali.

Attraverso l'analisi di serie temporali si vogliono inoltre definire dei requisiti di qualità indispensabili per svolgere in futuro dei controlli sui dati raccolti al fine di minimizzare gli errori sin dalle prime fasi di studio.

1.4 Struttura Oceanografica Daphne

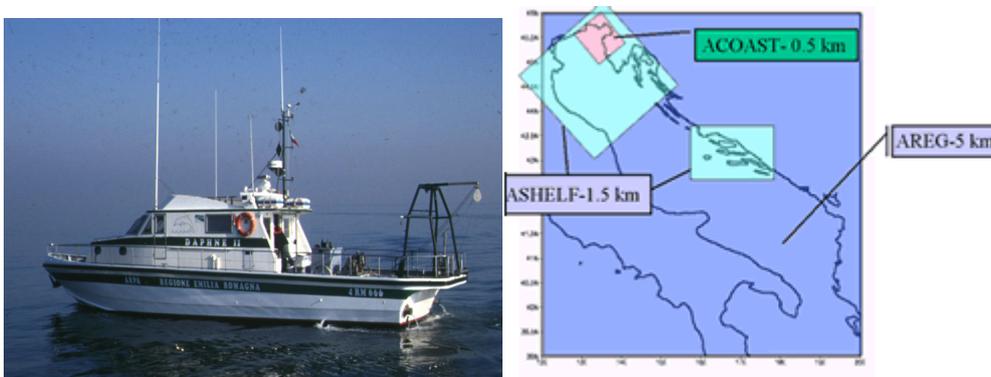


Fig.1.4.1-motonave Daphne II e aree di implementazione dei modelli nel progetto ADRICOSM

La Struttura Oceanografica Daphne è una delle sezioni operative dell'Azienda Regionale Prevenzione e Ambiente (ARPA) dell'Emilia Romagna. La sua sede operativa si trova a Cesenatico presso il Centro di Ricerche Marine. Questa Struttura Oceanografica è attiva fin dal 1978 in seguito alla Legge Regionale n.39, "Interventi per la ricerca ambientale, norme per l'esercizio della Motonave Daphne", attualmente in vigore, con cui vennero istituite e disciplinate le attività di monitoraggio e di ricerca delle acque marino-costiere prospicienti la Regione.

Essa venne istituita a seguito delle emergenze ambientali dovute ai processi di eutrofizzazione dell'Adriatico con l'obiettivo di presidiare, controllare e tutelare le risorse naturali marine, sviluppando conoscenze, informazioni e interpretazioni delle dinamiche e delle caratteristiche qualitative dell'ecosistema marino utili per i soggetti, sia pubblici che privati, coinvolti nei processi di miglioramento e sostenibilità delle relazioni tra ambiente, salute e sviluppo.

La sua attività di studio è orientata prevalentemente verso il controllo dei fenomeni di eutrofizzazione e dei processi di formazione degli aggregati mucillaginosi e delle loro cause, la verifica dello stato di salute dell'ecosistema

bentonico e delle risorse ittiche oltre che al rispetto degli adempimenti dettati dalle leggi nazionali, Legge n.979 del 1982 e Decreto Legislativo n.152 del 1999 sul controllo dei principali inquinanti organici ed inorganici.

L'attività prevalente della Struttura Oceanografica Daphne comprende il monitoraggio effettuato a frequenza settimanale sull'eutrofizzazione delle acque costiere regionali, finalizzato a:

- definire l'intensità e l'estensione delle fioriture microalgali;
- determinare quali-quantitativamente le specie fitoplanctoniche che sostengono i *blooms* algali;
- controllare le distrofie conseguenti ai processi di eutrofizzazione;
- individuare e determinare gli elementi causali e i fattori limitanti tali processi;
- rilevare i principali parametri fisico-chimici e il loro andamento lungo la colonna d'acqua.

Questo monitoraggio ha permesso la predisposizione di una banca dati informatizzata continuamente aggiornata e georeferenziata composta da circa 27000 record contenente le fondamentali variabili necessarie a descrivere la qualità delle acque. Tale banca dati, che comprende tutte le stazioni del reticolo del monitoraggio costiero (vedi figura monitoraggio), rappresenta un patrimonio unico a livello del Mediterraneo, sia come periodicità di rilevazione ed informazione sul territorio che come contenuto delle variabili ambientali.

I dati vengono raccolti settimanalmente con la Motonave Daphne II (vedi figura 1.4.1) in circa 40 stazioni disposte lungo 14 direttrici perpendicolari a costa mediante il posizionamento con GPS (vedi figura 1.4.2).

La motonave Daphne II è un battello oceanografico attrezzato per compiere controlli e studi sull'ecosistema marino e sulla qualità delle acque. Essa dispone di un locale laboratorio dove sono installati la strumentazione scientifica e i mezzi adibiti al pre-trattamento (filtrazione e fissazione) e alla refrigerazione dei campioni raccolti. Nel laboratorio è presente anche un fluorimetro predisposto per la misura della clorofilla-*a*. La strumentazione scientifica è costituita da una sonda multiparametrica per analisi di profili verticali dotata di elettrodi per la determinazione dei valori di :

- temperatura,
- salinità,
- pH,

- ossigeno disciolto,
- clorofilla-*a*,
- torbidità.

La sonda trasmette via cavo le informazioni acquisite a una centralina comprendente il sistema di visualizzazione dei profili verticali, di registrazione e di tabulazione dei dati. Il battello è dotato anche di: correntometro a lettura diretta; correntometri a registrazione per misure a medio-lungo periodo; benne e carotiere per campionare il sedimento; bottiglia “Niskin” per prelievi di acqua alle diverse profondità; rete, sorbona e draga per il campionamento di organismi bentonici ; bombole, compressore e adeguate attrezzature per le attività subacquee; telecamera e macchine fotografiche predisposte alla fotodocumentazione in ambiente subacqueo. Daphne è anche dotata di telecamera subacquea filoguidata che consente di visualizzare direttamente su monitor e memorizzare le immagini relative allo stato di aggregazione di eventuale materiale mucillaginoso presente lungo la colonna d’acqua. La telecamera è montata su slitte e può essere trainata sul fondo per documentare le biocenosi e gli effetti di eventi anossici sulla fauna bentonica.

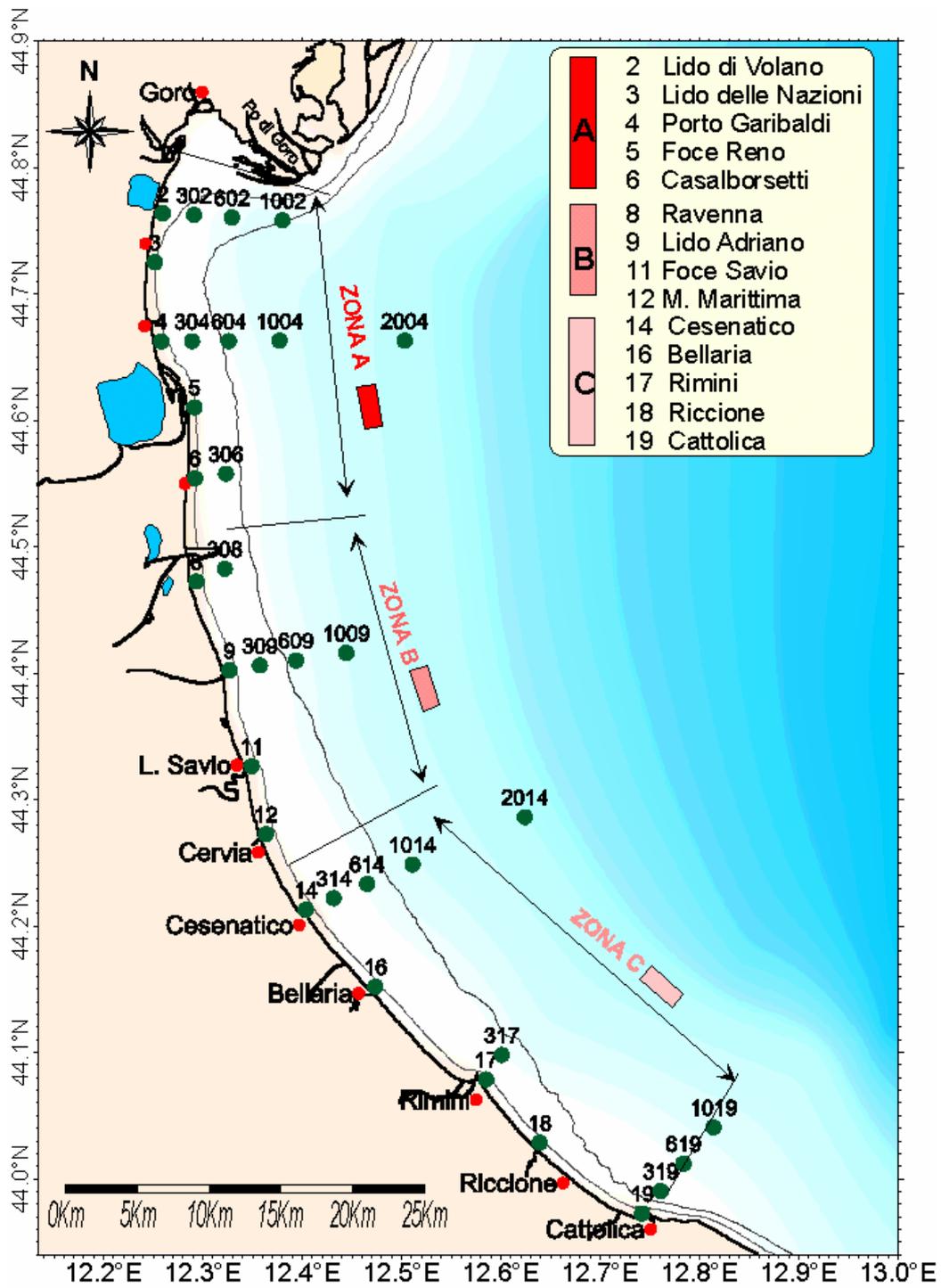


Fig 1.4.2- Schema di monitoraggio Daphne

Capitolo 2

Dati e Metodologie di indagine

2.1 I dati Daphne

I dati analizzati provengono dalla banca dati Daphne, dunque sono stati rilevati seguendo il programma di monitoraggio sull'eutrofizzazione delle acque marine costiere dell'Emilia Romagna, attuato dalla Struttura Oceanografica Daphne.

Il monitoraggio è finalizzato alla caratterizzazione delle acque costiere fino a 20km dalla costa ed è costituito da circa 40 stazioni fisse nelle quali il campionamento viene effettuato con una frequenza settimanale durante tutto l'arco dell'anno. Il monitoraggio ricopre tutte le stazioni prestabilite in due giorni successivi, un giorno la motonave Daphne si muove a Nord di Cesenatico, il giorno successivo in direzione Sud. Il posizionamento del battello nei vari punti avviene con l'ausilio del GPS.

Le stazioni si distribuiscono in maniera uniforme nel tratto di costa compreso fra Bagni di Volano e Cattolica lungo diversi transetti perpendicolari a costa, come si può vedere in figura 2.1. Le stazioni sui transetti, andando verso il largo, sono situate a 0.5km, 3km, 6km, 10km, 20km di distanza dalla linea di costa. Ciascuna stazione è individuata da un codice identificativo, il quale esprime due informazioni fondamentali:

- il transetto di appartenenza (indicata dalle ultime cifre del codice, che coincidono con il codice della stazione a 0.5 km);
- la distanza da costa (indicata dalle cifre anteposte al codice della stazione a 0.5 km).

Ad esempio, se si considera il transetto 14 antistante Cesenatico, la stazione 14 è situata a 0.5 km da costa, la stazione 314 a 3 km da costa, la 614 a 6. km, la 1014 a 10 km la 2014 a 20 km.

Entrando nel dettaglio, i dati considerati in questo studio si estendono in un arco temporale di 7 anni, dal 1995 al 2001 compresi, eccetto per le stazioni 2004 e

2014 campionate dal 1998 in poi, e si riferiscono in gran parte a campioni raccolti alla superficie ad una frequenza settimanale in 34 stazioni (vedi figura 2.1), di cui 14 si trovano a 0.5km da costa, 8 a 3km, 5 a 6km, 5 a 10 km, 2 a 20km.

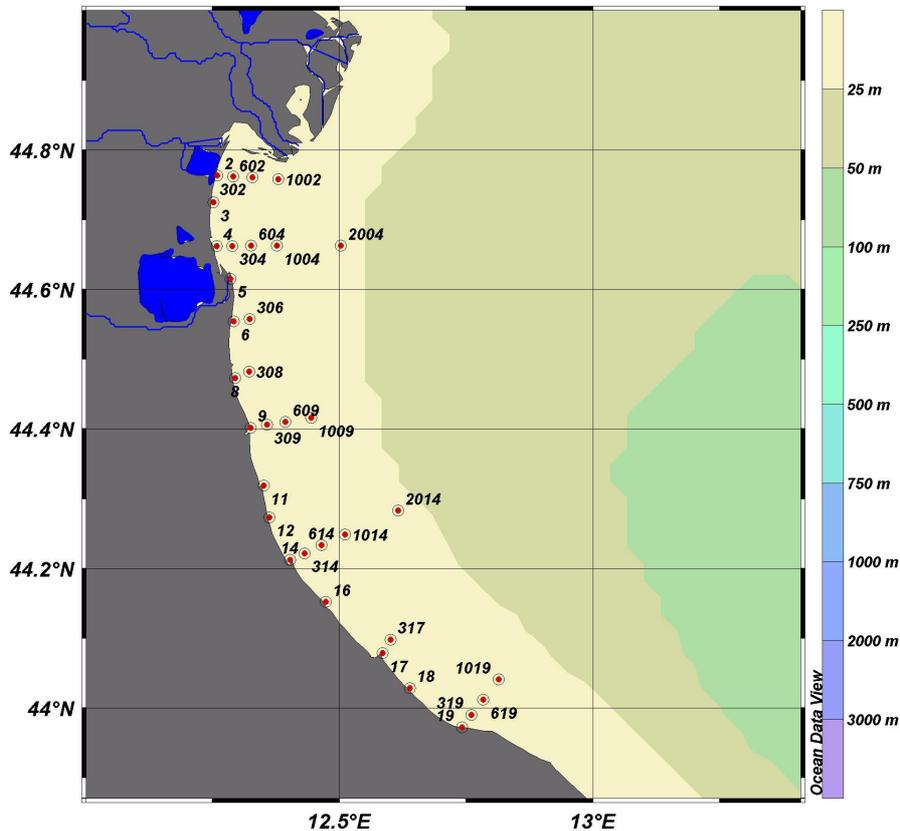


Fig.2.1.1-Fascia costiera dell'Emilia Romagna e in rosso le stazioni del monitoraggio Daphne prese in considerazione in questo studio.

2.1.1 Parametri e strumenti di misura

L'insieme dei dati analizzati comprende un totale di 51264 campioni, ciascuno dei quali è costituito da tredici parametri (vedi Tabella 2.1.1): pH, temperatura, salinità, ossigeno disciolto, trasparenza, clorofilla-*a*, nitrati, nitriti, azoto ammoniacale, azoto totale, ortofosfati, fosforo totale.

Per la rilevazione simultanea dei profili verticali di temperatura, salinità, ossigeno disciolto e pH è stata utilizzata la sonda multiparametrica (CTD) Idronaut, modello Ocean Seven 316, che azionata da un verricello viene calata sulla verticale. I dati acquisiti ad ogni metro di profondità, sono trasmessi via cavo

al computer di bordo, visualizzati su terminale ed inseriti nella banca dati. I parametri biochimici vengono determinati con un analizzatore automatico.

VARIABILI	Unità di misura
Temperatura	°C
Salinità	psu
pH	adimensionale
Ossigeno	mg/l
Trasparenza	m
Clorofilla-<i>a</i>	µg/l
Nitrati	µg/l
Nitriti	µg/l
Ammoniaca	µg/l
Azoto totale	µg/l
Ortofosfati	µg/l
Fosforo totale	µg/l

Tabella 2.1.1-Elenco delle variabili campionate per ogni stazione del monitoraggio Daphne e le relative unità di misura.

Il controllo di qualità sui dati viene dunque effettuato al momento della rilevazione ed è di carattere puramente visivo. Il responsabile della missione di campionamento controlla sul monitor del calcolatore di bordo che le rilevazioni si svolgano correttamente verificando che i profili verticali non presentino picchi con valori che si discostano molto dal profilo, nel qual caso il profilo viene ripetuto. Esiste dunque una componente soggettiva nella fase di raccolta dei dati che dà spazio a possibili errori umani.

I dati raccolti a bordo del battello oceanografico vengono trasmessi a terra, poi archiviati previo controllo finale del responsabile di missione. Nella fase di archiviazione i dati vengono suddivisi in due insiemi di dati distinti, uno con i profili verticali da sonda dei soli parametri idrologici e uno con i dati della sonda alla superficie a cui vengono aggiunti i parametri biochimici. I dati vengono in seguito catalogati anno per anno. Il nostro studio è effettuato sul secondo tipo di insieme di dati.

La concentrazione di clorofilla-*a* è determinata col metodo fluorimetrico, mediante l'impiego del fluorimetro TUNER 10AU installato a bordo del battello. Per i profili verticali di questo parametro si utilizza un fluorimetro della 'Sea Teck' abbinato alla sonda multiparametrica.

La trasparenza dell'acqua è misurata mediante il Disco Secchi. Per la determinazione dei sali nutritivi sono state impiegate metodiche applicate ad auto-analizzatori della "Bran Luebbe" modelli Traacs 800 e AA3. I campioni vengono sottoposti a filtrazione attraverso filtri millipore aventi un diametro di 47mm e 0.45µm di porosità, poi vengono analizzate le varie componenti: fosforo reattivo, fosforo totale, azoto nitrico e nitroso, azoto ammoniacale e azoto totale.

Con il termine fosforo reattivo si intende il fosforo ortofosfato ($P-PO_4^{3-}$). Il fosforo ortofosfato presente in acqua di mare reagisce con ammonio molibdato e tartrato di antimonio potassio per formare un complesso antimoniofosfomolibdico che per riduzione con acido ascorbico, dà un composto di colorazione blu. La quantità di blu molibdeno che si forma è proporzionale alla concentrazione di fosforo come ortofosfato presente nell'acqua di mare. L'intensità del colore viene misurato con uno spettrofotometro che rileva la concentrazione in funzione della assorbanza. Il fosforo totale viene rilevato con lo stesso procedimento, previa digestione del campione con miscela ossidante di persolfato di potassio, acido bórico, e sodio idrossido.

L'azoto nitrato ($N-NO_3^-$) viene determinato riducendolo ad azoto nitroso ($N-NO_2^-$) attraverso una colonna contenente granuli di cadmio ricoperti con rame metallico. Il nitrito così prodotto è determinato secondo la reazione di diazotazione con sulfanilamide e la successiva copulazione con N-(1 naftil)-elilendiammina. Il composto colorato che si forma viene determinato con spettrometro a 520nm. L'azoto totale viene determinato con procedimento analogo, previa digestione del campione con miscela ossidante.

L'azoto ammoniacale ($N-NH_3$) viene rilevato per reazione con fenolo alcalino e dicloroisocianurato che forma indofenolo avente una colorazione blu proporzionale alla concentrazione di ammoniaca. Il colore blu viene intensificato con sodio nitroprussiato e determinato con lettura spettrofotometrica a 630nm.

La calibrazione degli strumenti di misura viene regolarmente eseguita ogni sei mesi.

2.1.2 Analisi preliminare dei dati

L'analisi preliminare dei dati è servita a individuare le metodologie da utilizzare nelle fasi successive, ma soprattutto ha permesso l'organizzazione di

questa mole di dati in un formato unico che fosse il più comodo da consultare e da assimilare all'interno dei programmi di elaborazione statistica usati nella tesi.

I dati sono stati forniti come file Excel e la prima fase del lavoro svolto è rappresentata dall'unione e dalla uniformazione dei dati in un solo file. Si è dunque predisposta una matrice bidimensionale, in cui ogni riga corrisponde al singolo dato e ogni colonna corrisponde a un parametro o ad una informazione di riferimento del campione. L'intestazione della matrice è così strutturata:

- Colonna 1 → Codice stazione
- Colonna 2 → Data
- Colonna 3 → Latitudine
- Colonna 4 → Longitudine
- Colonna 5 → Profondità della stazione
- Colonna 6 → Profondità del rilevamento
- Colonna 7 → pH
- Colonna 8 → Temperatura
- Colonna 9 → Salinità
- Colonna 10 → Ossigeno Disciolto
- Colonna 11 → Trasparenza
- Colonna 12 → Clorofilla-*a*
- Colonna 13 → Nitrati
- Colonna 14 → Nitriti
- Colonna 15 → Azoto ammoniacale
- Colonna 16 → Ortofosfati
- Colonna 17 → Fosforo totale
- Colonna 18 → Azoto totale

La fase successiva è rappresentata da considerazioni generiche sull'intero insieme di dati in funzione degli obiettivi che si vogliono raggiungere.

Se si considera una serie temporale di dati rilevati con un certo intervallo di campionamento, Δt , la massima frequenza di un evento che può essere risolta dai dati si chiama Frequenza di Nyquist (f_N):

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t}$$

Il nostro intervallo di campionamento è di una settimana quindi siamo in grado di risolvere eventi che evolvono in un periodo (f_N^{-1}) non inferiore alle due settimane inverse. Questa è la nostra risoluzione temporale.

La più bassa frequenza rilevabile è invece data da:

$$f_0 = \frac{1}{N\Delta t}$$

dove N è il numero complessivo di dati per ciascuna stazione. f_0 si chiama Frequenza Fondamentale. Nel nostro caso $N\Delta t$ rappresenta la durata totale del campionamento, quindi un arco temporale di sette anni.

Nel caso di campioni rilevati nello stesso tempo all'interno di una certa area, la capacità di risoluzione nello spazio aumenta all'aumentare della copertura spaziale.

Queste semplici informazioni sono state il punto di partenza per meglio investigare quali fossero la risoluzione sia temporale che spaziale dei campi che possiamo ottenere dai dati. Si è dunque proseguito in due direzioni distinte:

- Analisi delle serie temporali punto per punto, nel nostro caso, stazione per stazione;
- Analisi spaziale dei campi fisici e biochimici con la tecnica di analisi oggettiva.

2.2 Metodologie e Procedure di indagine

Lo studio è cominciato dall'analisi delle serie temporali dei dati. La prima fase è stata la visualizzazione delle serie temporali e di conseguenza dei cicli stagionali caratteristici di ogni parametro. L'osservazione dell'andamento stagionale dei dati e la loro distribuzione temporale ha permesso l'individuazione e la definizione dell'intervallo temporale su cui calcolare le climatologie stazione per stazione.

Dopo aver calcolato le climatologie e le relative deviazioni standard è stato possibile ricavare le anomalie sempre ad ogni punto e per ciascun parametro. Le anomalie sono state poi utilizzate per il calcolo del coefficiente di correlazione lineare tra diversi parametri appartenenti alla stessa serie temporale.

L'analisi spaziale dei campi è stata sviluppata in un secondo momento con l'interpolazione su una griglia regolare delle climatologie calcolate sui punti di osservazione. Questo ci ha permesso lo studio dei campi climatologici e della loro variabilità spaziale.

Le elaborazioni relative all'analisi delle serie temporali sono state eseguite utilizzando il software MATLAB.

Nei seguenti paragrafi si entrerà nello specifico delle metodologie adottate, mentre nei prossimi capitoli si procederà all'analisi dei dati elaborati. Il capitolo 3 sarà dedicato all'analisi delle serie temporali, il capitolo 4 all'analisi spaziale. Essendo il volume dei dati notevole si è cercato di sintetizzare e condensare al massimo le informazioni in elaborazioni grafiche ma le tipologie di indagine punto per punto hanno richiesto comunque la produzione di numerosi elaborati. Per questo motivo si è deciso di raggruppare nel **Volume II** della tesi gli elaborati derivati dall'analisi delle serie temporali.

Sono stati selezionati in questa raccolta di elaborati, i parametri più indicativi quali pH, temperatura (T), salinità (S), ossigeno disciolto (OD), clorofilla-*a* (Chl-*a*), nitrati (N-NO₃⁻), ortofosfati (P-PO₄³⁻) ed i transetti 2, 4, 9, 14, 19 per un totale di 22 stazioni. Per tutte le stazioni vengono presentati i dati alla superficie (0.5m dalla superficie indicato con la dicitura livello55 da chi effettua il campionamento), mentre per le stazioni 304-1004-2004, 314-1014-2014, vengono considerati anche i valori sul fondo (0.5m dal fondo indicati come livello99).

Gli elaborati raccolti nel **Volume II** sono stati suddivisi in 3 allegati:

- **ALLEGATO A: *Climatologie***;
- **ALLEGATO B: *Serie temporali***;
- **ALLEGATO C: *Anomalie e Correlazioni***.

All'inizio di ciascun allegato è inserita una spiegazione sintetica riguardante la disposizione dei grafici al fine da rendere più agevole la consultazione.

2.2.1 Metodi statistici

Una serie temporale in una stazione è un insieme di dati raccolti attraverso ripetute misurazioni nello stesso punto. I dati possono essere quantità scalari, come ad esempio la temperatura e la salinità, oppure essere quantità vettoriali, come ad esempio, la velocità, lo sforzo del vento. Queste quantità possono essere inoltre distinte in parametri e in variabili di stato, ma entrambe mostrano all'interno dell'oceano, inteso come sistema marino, una certa evoluzione nello spazio e nel tempo.

L'oceano è un sistema altamente complesso all'interno del quale si esplicano dinamiche non lineari e il campionamento, la misurazione di alcuni parametri

finalizzati allo studio di determinati fenomeni non è affatto cosa semplice. L'oceano infatti non è un sistema stazionario in cui poter ripetere diverse misurazioni perché le sue proprietà statistiche non rimangono invariate nel tempo ma si evolvono in seguito all'azione di diversi forzanti. Ogni tipo di forzante esercita sull'oceano la propria azione nello spazio e nel tempo provocando una reazione anch'essa caratterizzata da una variabilità spaziale e temporale determinata dalle proprietà fisico-chimiche dell'ambiente marino. All'interno dell'oceano le diverse reazioni si sommano, si sovrappongono, interagiscono complicando notevolmente la situazione, rendendola di difficile comprensione.

Le osservazioni sono dunque la sovrapposizione di diversi segnali a cui si somma un "rumore" indesiderato la cui genesi risiede nella nostra incapacità di misurare tutte le scale spazio-temporali dei processi che avvengono nella colonna d'acqua. L'obiettivo dell'analisi di serie temporali è quello di separare oscillazioni periodiche dei dati da fluttuazioni aperiodiche casuali associate al rumore di fondo e/o agli errori strumentali. Per rumore di fondo si intendono quei fenomeni che avvengono a piccolissime scale spazio-temporali che non siamo in grado di risolvere con il campionamento.

Una serie temporale è un insieme discreto di dati che rappresenta un fenomeno che invece è continuo nello spazio e nel tempo; ovvero essa può essere interpretata come rappresentazione di un processo stocastico. Un processo stocastico è funzione del tempo e un certo valore riscontrato all'istante t_i dipende dal tempo trascorso dall'origine di tale processo. Una serie temporale si definisce stazionaria quando ha raggiunto un equilibrio dinamico per cui le sue proprietà statistiche sono indipendenti dal tempo assoluto. Una serie stazionaria ha media costante nel tempo.

Un processo stocastico si definisce ergodico quando il calcolo della media di insieme, cioè tra diverse realizzazioni dello stesso fenomeno, può essere sostituito dal calcolo della media nel tempo o nello spazio del fenomeno stesso. Si assume infatti che la media di un insieme infinito di realizzazioni possa essere sostituita dalla media di una serie temporale infinitamente lunga. Dunque la media non è necessariamente costante nel tempo. Se la serie non è stazionaria si hanno medie differenti in diversi segmenti della serie temporale.

Occorre effettuare un campionamento sufficientemente lungo da ottenere un quadro statisticamente significativo del fenomeno che si intende indagare. Il periodo di campionamento deve ricoprire diversi cicli del fenomeno in questione.

Se il fenomeno si identifica in base alla sua frequenza f_i , questa deve necessariamente ricadere nell'intervallo tra la Frequenza Fondamentale (f_0) e la Frequenza di Nyquist (f_N):

$$f_0 \leq f \leq f_N$$

Serie spazio-temporali di dati possono considerarsi stazionarie se le maggiori oscillazioni avvengono a intervalli di tempo lunghi rispetto all'intervallo entro cui si decide di calcolare la media. Si può dunque scegliere un intervallo entro cui calcolare la media e contemporaneamente assumere che le caratteristiche del fenomeno siano, all'interno di tale intervallo, omogenee nel tempo o nello spazio.

Fatte queste premesse entriamo nello specifico dalla nostra situazione. Abbiamo 34 serie temporali, una per ciascuna stazione del sistema osservativo, distribuite in un'area costiera, come si vede in figura 2.1.1, notoriamente soggetta a variabilità spazio-temporale molto elevata. La posizione geografica la rende particolarmente esposta alle condizioni meteo-climatiche delle aree alle medie latitudini soggette a un marcato segnale stagionale a cui vanno a sommarsi altri segnali provenienti ad esempio dall'influenza del fiume Po che sfocia, con il suo vasto delta, subito a Nord.

Osservando l'andamento della temperatura nella stazione 1014 risulta molto evidente il ciclo stagionale, si veda la figura 2.2.1 relativa al transetto 14. Il nostro obiettivo è quello di indagare la variabilità dei campi dei parametri considerati al di là di questo segnale che si può supporre essere deterministico e ben risolto dalla serie temporale a disposizione. Per fare questo è necessario stimare il segnale stagionale e in seguito sottrarlo dalla serie dei dati.

La nostra frequenza di campionamento è settimanale mentre l'intervallo temporale totale esaminato è di sette anni. Si è dunque scelto il mese come intervallo entro cui calcolare la media, la quale viene così definita climatologia.

Le medie climatologiche sono state calcolate per ogni parametro (pH, T, S, OD, Chl-a, N-NO₃⁻, P-PO₄³⁻) per ciascuna stazione, selezionando e mediando i dati alla superficie appartenenti a ogni singolo mese. Considerando ad esempio gennaio, tutti i dati raccolti in questo mese negli anni dal 1995 al 2001 vengono mediati.

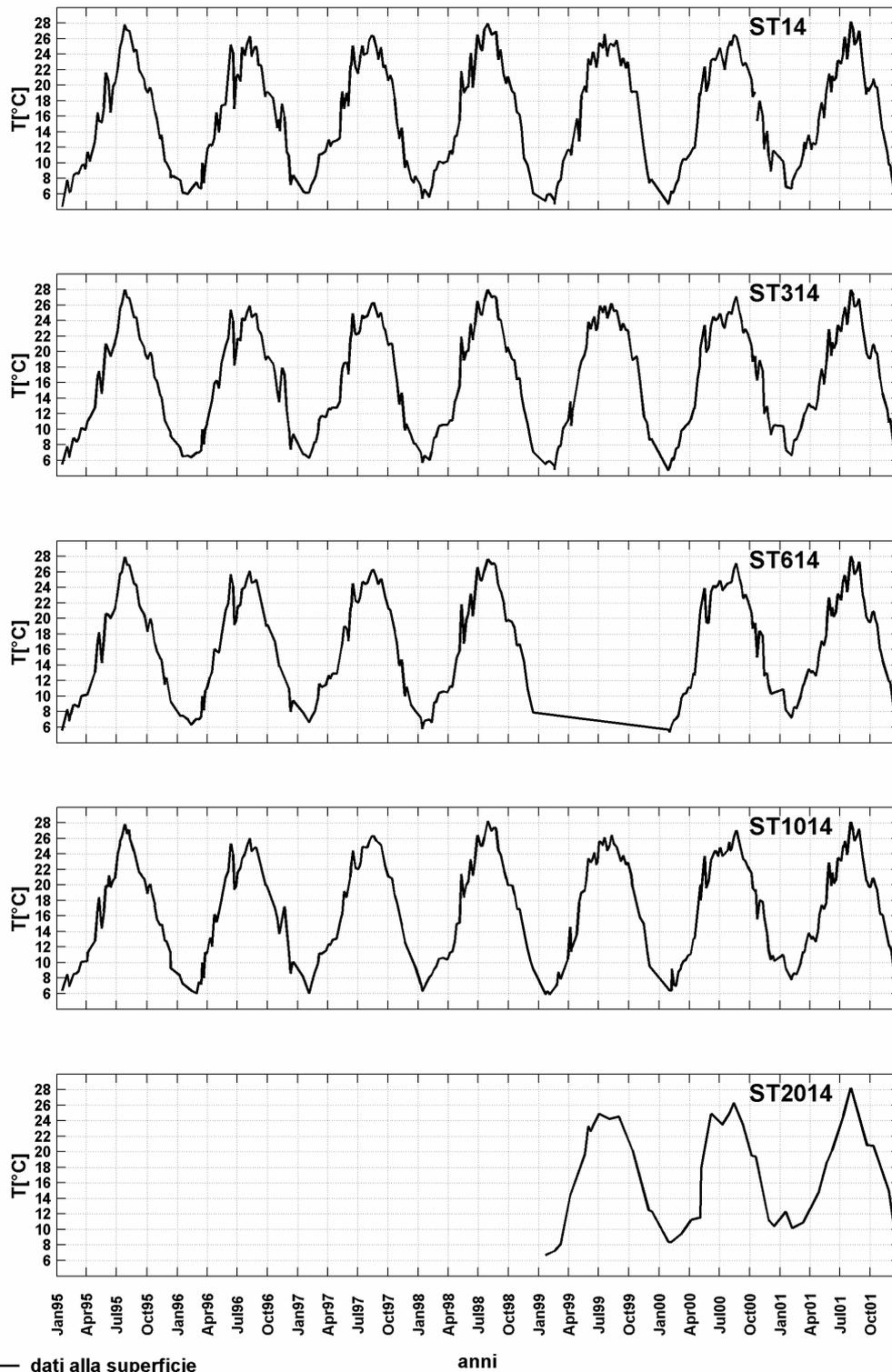


Fig.2.2.1-Serie temporali della temperatura relative alle stazioni appartenenti al transetto 14.

Se si considera una serie temporale y di N valori $y(t_i) = y_i$ misurati agli istanti $t_i = \{t_1, t_2, \dots, t_N\}$ la media vera μ può essere stimata attraverso la formula:

$$\mu = E[y(t)] = \bar{y} = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N y_i$$

dove $E[y(t)]$ è il valore atteso e \sum è la sommatoria calcolata per l'indice che va da 1 a N per ciascun mese. Una volta calcolate le climatologie su base mensile, queste sono state elaborate graficamente e la loro visualizzazione è stata scelta a transetto in modo da evidenziare gli eventuali gradienti perpendicolari alla costa (in alto la stazione più vicino a costa). Si veda come esempio la figura 2.2.2 relativa al transetto 14.

Altre proprietà statistiche fondamentali che permettono di descrivere la variabilità di una serie temporale sono la varianza e la deviazione standard.

La varianza (σ^2) di una serie di dati è la media dei quadrati degli scarti dei valori osservati dalla loro media e misura la dispersione dei dati intorno alla media:

$$\sigma^2 = E\left[\{y(t) - \mu\}^2\right] = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2$$

E la deviazione standard la sua radice quadrata.

A ciascuna climatologia mensile è stata associata la relativa deviazione standard, sia nel grafico, rappresentata con una barra, che in una tabella inserita alla fine degli elaborati di ciascun transetto. Si veda la tabella 2.2.1 riferita sempre al transetto 14 come esempio.

Associato a ciascuna climatologia è stato inserito un istogramma in cui è riportato il numero di dati N utilizzato per il calcolo della stessa. Viene riportato un esempio in figura 2.2.3.

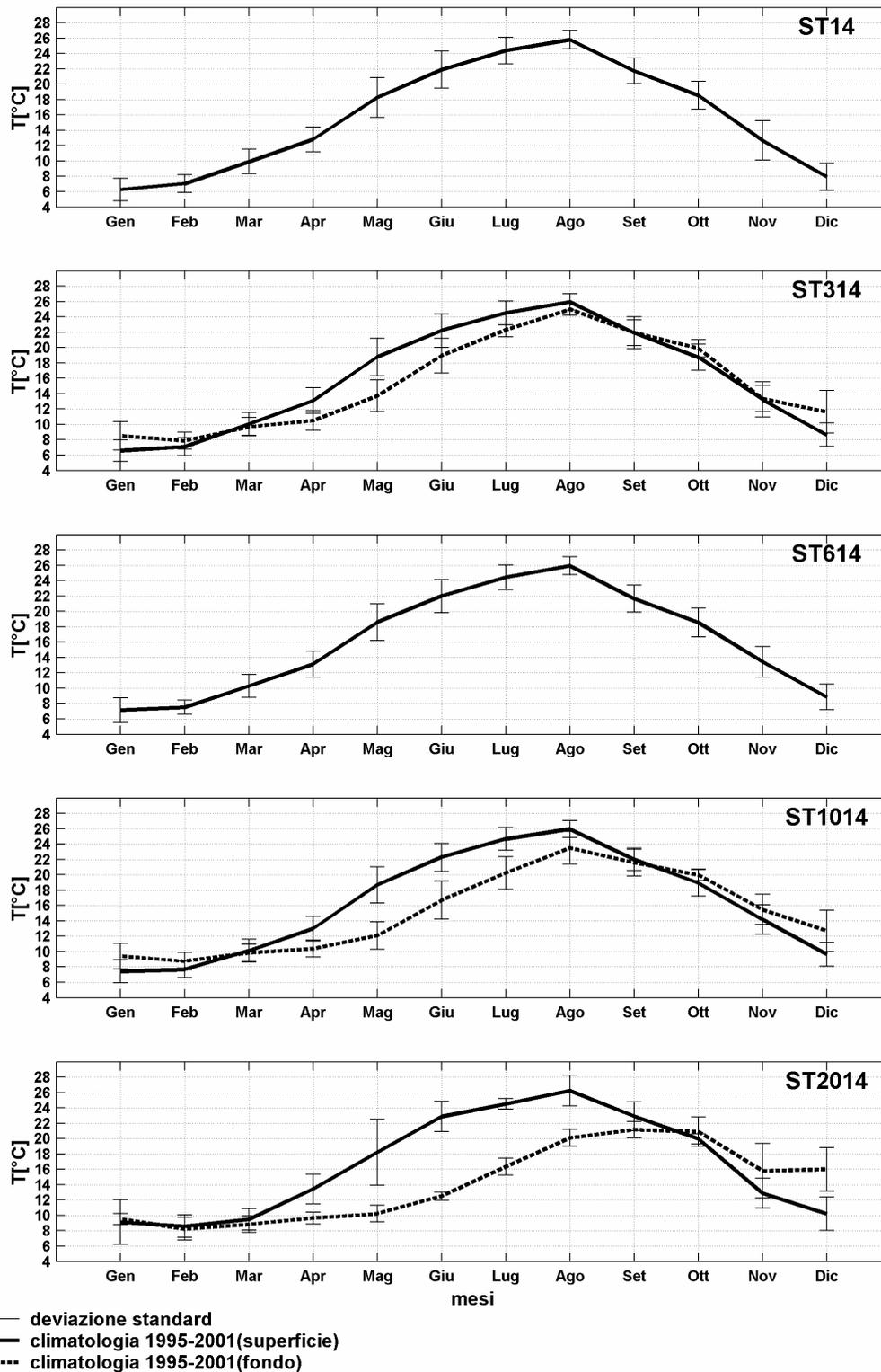
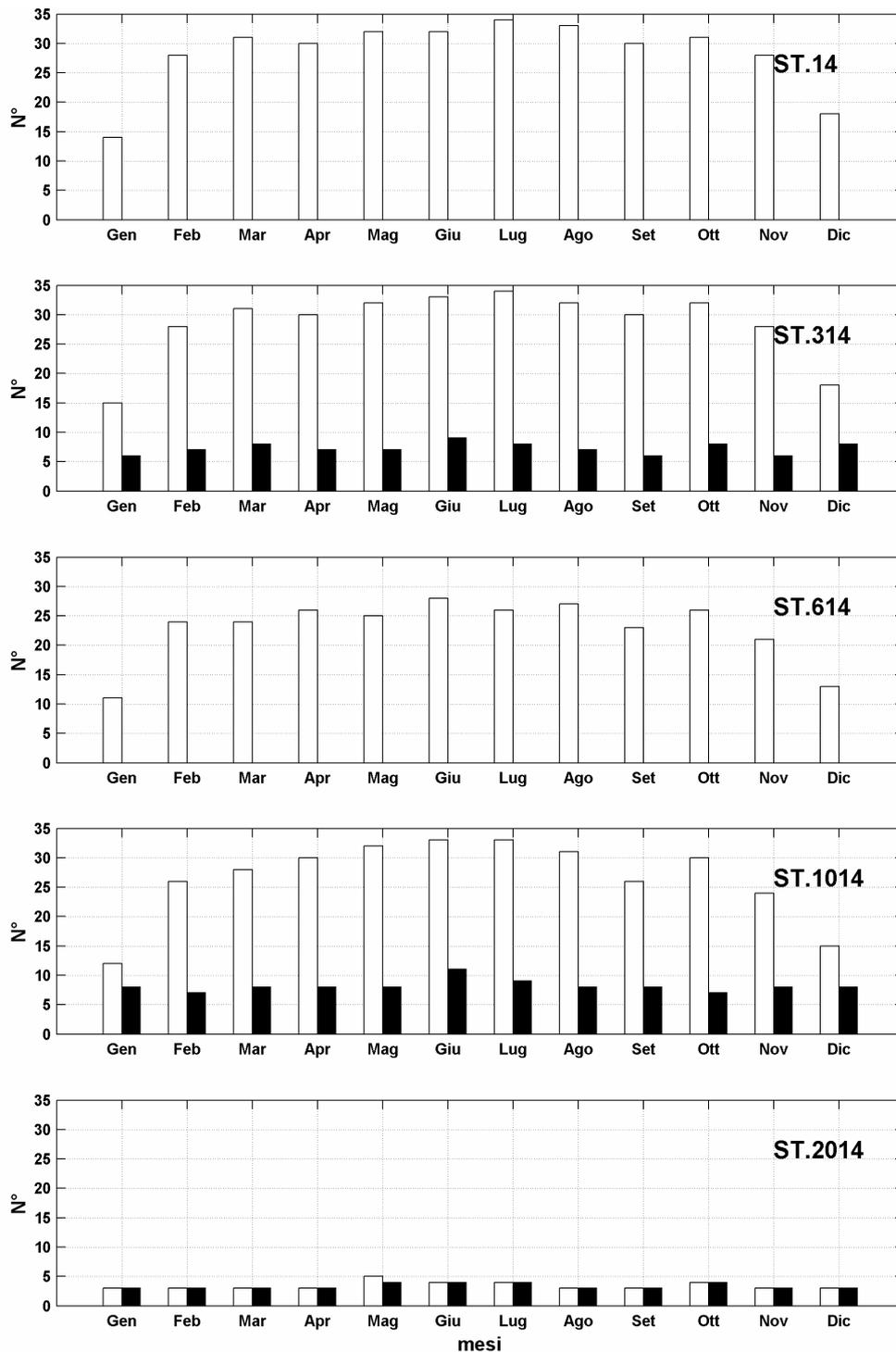


Fig.2.2.2-climatologie della temperatura per la stazioni appartenenti al transetto 14. Si notino le linee tratteggiate nelle stazioni 314, 1014, 2014 che rappresentano le climatologie calcolate sul fondo.

Tabella 2.2-1-deviazioni standard relative alle climatologie calcolate per ciascun mese e per ciascun parametro nel transetto 14. Nella tabella relativa alla stazione 614 si nota la sigla NaN che indica *Not a Number* e significa che il dato non è stato rilevato per cui non è stato possibile il calcolo della deviazione standard.

st.14	pH	T[°C]	S[psu]	O2[ppm]	Chl_a[µg/L]	NO3[µg/L]	PO4[µg/L]
gennaio	0.19	1.49	4.54	0.88	33.32	432.10	11.84
febbraio	0.21	1.16	3.82	1.92	23.21	295.60	18.41
marzo	0.20	1.60	3.05	0.95	6.11	262.63	21.25
aprile	0.15	1.61	2.29	0.97	4.94	107.54	6.38
maggio	0.16	2.59	3.37	1.30	7.30	105.23	11.24
giugno	0.09	2.40	1.67	0.76	2.97	112.69	8.26
luglio	0.14	1.72	1.89	0.98	2.45	53.33	8.30
agosto	0.12	1.18	1.82	0.88	3.01	20.94	5.10
settembre	0.15	1.65	2.90	1.29	11.75	58.59	3.38
ottobre	0.19	1.81	4.74	1.56	12.20	152.40	12.49
novembre	0.18	2.54	5.06	1.48	5.81	213.82	7.17
dicembre	0.13	1.77	4.80	1.14	7.52	239.14	11.55
st.314	pH	T[°C]	S[psu]	O2[ppm]	Chl_a[µg/L]	NO3[µg/L]	PO4[µg/L]
gennaio	0.18	1.40	3.92	0.84	41.36	419.81	11.80
febbraio	0.21	1.15	3.44	1.78	22.83	215.69	6.07
marzo	0.19	1.48	3.39	1.26	7.20	150.73	1.46
aprile	0.18	1.68	2.35	0.96	7.55	68.58	3.63
maggio	0.17	2.45	4.50	1.25	6.52	108.03	2.59
giugno	0.08	2.16	1.48	0.71	2.29	112.44	9.58
luglio	0.09	1.55	1.66	0.81	1.24	42.55	1.32
agosto	0.09	1.09	1.85	0.62	3.28	18.94	2.60
settembre	0.14	1.67	2.19	1.30	4.56	41.52	1.07
ottobre	0.17	1.68	4.51	1.33	11.49	146.17	2.00
novembre	0.20	2.32	5.38	1.40	5.09	170.45	7.22
dicembre	0.19	1.53	4.95	1.71	17.99	199.80	6.19
st.614	pH	T[°C]	S[psu]	O2[ppm]	Chl_a[µg/L]	NO3[µg/L]	PO4[µg/L]
gennaio	0.19	1.60	3.39	0.46	44.37	NaN	NaN
febbraio	0.21	0.93	3.20	2.26	29.37	NaN	NaN
marzo	0.19	1.48	3.59	1.02	8.52	NaN	NaN
aprile	0.20	1.70	2.99	1.04	10.05	NaN	NaN
maggio	0.18	2.38	4.95	1.34	7.37	NaN	NaN
giugno	0.08	2.15	1.74	0.94	3.49	NaN	NaN
luglio	0.11	1.60	2.68	0.57	0.80	NaN	NaN
agosto	0.10	1.14	1.85	1.17	2.30	NaN	NaN
settembre	0.11	1.76	1.37	1.25	3.49	NaN	NaN
ottobre	0.18	1.88	4.85	1.03	8.70	NaN	NaN
novembre	0.23	2.01	5.13	1.35	5.54	NaN	NaN
dicembre	0.17	1.68	5.26	1.80	11.83	NaN	NaN
st.1014	pH	T[°C]	S[psu]	O2[ppm]	Chl_a[µg/L]	NO3[µg/L]	PO4[µg/L]
gennaio	0.16	1.51	3.22	1.62	29.55	167.19	4.78
febbraio	0.21	1.08	4.14	1.90	24.44	176.05	2.27
marzo	0.18	1.48	2.77	1.24	8.27	112.81	1.58
aprile	0.19	1.62	3.01	1.00	10.80	87.37	19.86
maggio	0.17	2.36	3.45	1.24	5.28	81.41	1.49
giugno	0.08	1.82	2.00	0.77	2.21	65.62	1.67
luglio	0.08	1.50	1.81	0.70	0.67	39.10	1.42
agosto	0.08	1.11	2.01	0.65	1.89	21.45	1.33
settembre	0.09	1.48	1.93	1.32	1.57	13.11	1.42
ottobre	0.16	1.72	4.31	1.27	6.18	105.00	2.42
novembre	0.22	1.89	4.99	1.83	5.22	118.43	3.75
dicembre	0.18	1.56	6.07	1.81	21.31	215.87	3.09



dati alla superficie
 dati sul fondo

Fig.2.2.3-Istogrammi con il numero di dati utilizzati per il calcolo delle climatologie relativi alle stazioni del transetto 14.

Il passo successivo è stato quello di rappresentare in uno stesso grafico la serie temporale e la relativa climatologia riportata per ogni anno in modo da evidenziare l'andamento dei dati rispetto a tale media sinusoidale. Le serie temporali vengono presentate sempre con visualizzazione a transetto, parametro per parametro. La linea continua rappresenta la serie temporale mentre la linea tratteggiata rappresenta la climatologia, mostrata nelle pagine precedenti, ripetuta per ciascun anno in modo da evidenziare la variabilità del parametro considerato rispetto all'andamento medio stagionale espresso dalla climatologia.

Il calcolo successivo delle anomalie ha messo ancor più in evidenza la distanza di cui ciascun valore si discosta dalla propria media. Per anomalia si intende la serie temporale della variabile y a cui viene sottratta la climatologia corrispondente:

$$ANOMALIA = y_i - \bar{y}$$

dove \bar{y} indica la climatologia.

Nel nostro caso le anomalie sono state standardizzate, cioè divise per la corrispondenti deviazioni standard (indicata con σ):

$$Z = \frac{y_i - \bar{y}}{\sigma}$$

Z viene utilizzata per poter confrontare la variabilità nel tempo tra parametri diversi, poiché esprime il numero di deviazioni standard di cui il singolo dato si discosta dalla climatologia calcolata.

La visualizzazione è diversa rispetto alle parti precedenti, ora si considera la singola stazione, di cui vengono presentate le anomalie standardizzate di temperatura, salinità, clorofilla, nitrati, ortofosfati nella stessa pagina. Le stazioni si susseguono come nel transetto di appartenenza, a partire da quella più vicino a costa.

Le anomalie standardizzate sono state poi utilizzate come normali serie temporali per calcolare i coefficienti di correlazione tra le varie coppie di parametri relative alla medesima stazione.

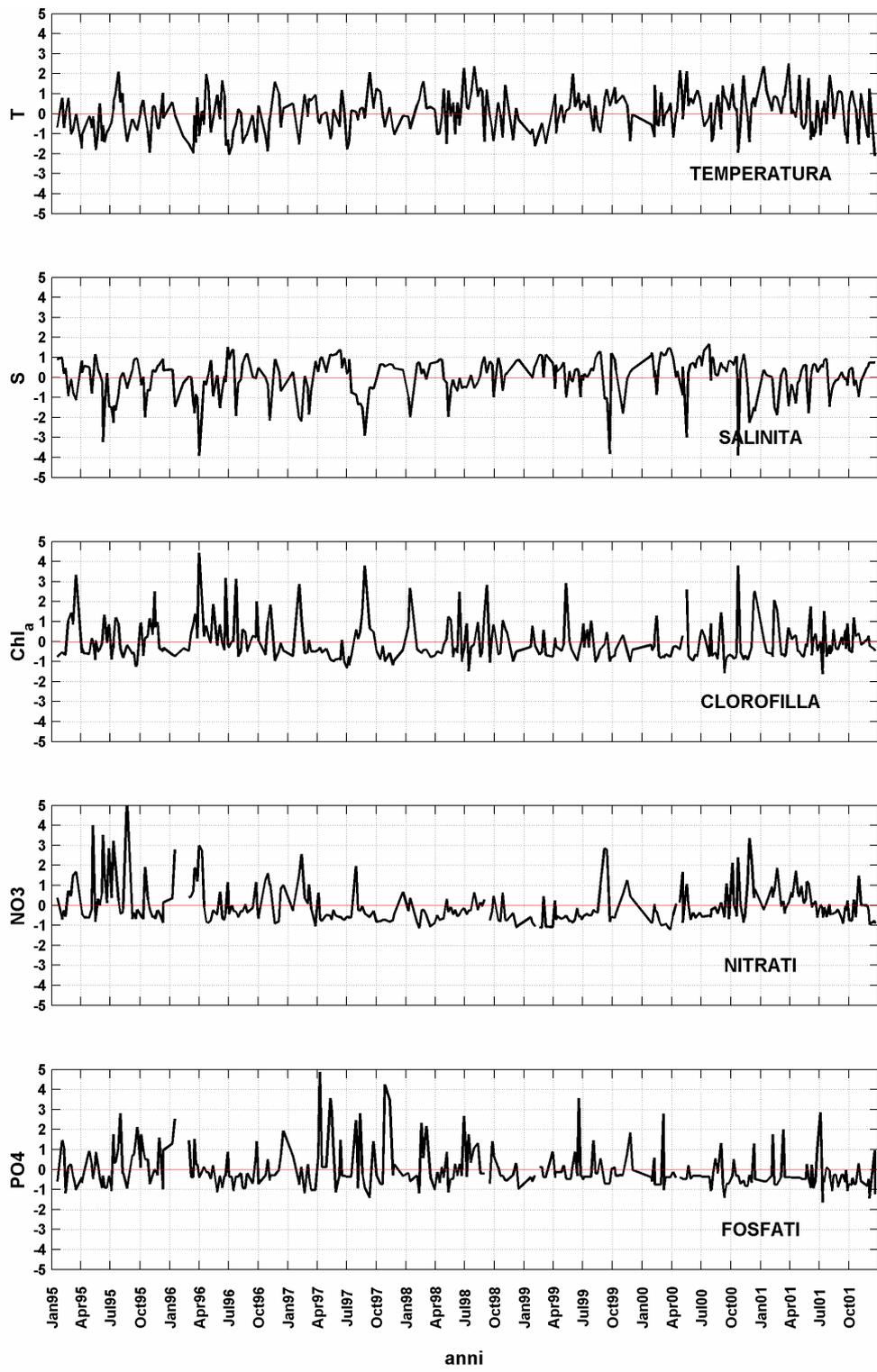


Fig. 2.2.4-Anomalie standardizzate relative alla stazione 1014, rappresentano la distanza dei singoli dati dalla rispettiva climatologia in deviazioni standard.

Il coefficiente di correlazione lineare (r) o Coefficiente di Pearson è stato calcolato tra le serie di anomalie standardizzate di diversi parametri assumendo che queste siano variabili casuali. Se si prendono il parametro x (x_1, x_2, \dots, x_N) e il parametro z (z_1, z_2, \dots, z_N) appartenenti alla stessa serie temporale per cui aventi lo stesso numero di osservazioni rilevate allo stesso istante di tempo, r è dato da:

$$r = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \frac{(x_i - \bar{x}) \cdot (z_i - \bar{z})}{\sigma_x \cdot \sigma_z}$$

$$C_{xz} = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x}) \cdot (z_i - \bar{z})$$

dove C_{xz} è la covarianza di x e z mentre il denominatore è formato dal prodotto delle deviazioni standard delle rispettive variabili. Essendo numeratore e denominatore espresse con le stesse unità, r risulta una quantità non dimensionale i cui valori variano tra -1 e 1 . Il coefficiente di correlazione ci permette di stabilire se due parametri variano insieme nel tempo secondo una relazione lineare.

Se $r = \pm 1$ esiste una perfetta correlazione ma nel caso di valori positivi la correlazione è in fase mentre per valori negativi la correlazione si dice fuori fase e le due variabili si dicono anticorrelate. Questo significa che se x aumenta z diminuisce e viceversa.

Se $r = 0$ non esiste alcuna relazione lineare tra le due variabili che si dicono indipendenti. Anche in questo caso sono state elaborate tabelle di correlazione relative a ciascuna stazione.

L'ultimo passaggio è consistito nel testare la significatività statistica dei coefficienti di correlazione calcolati. Il numero totale osservazioni indipendenti N per ciascuna serie è compreso tra 200 e 300. Essendo il numero di gradi di libertà ν pari a:

$$\nu = N - 2$$

si è assunto in maniera conservativa $\nu = 200$.

La nostra ipotesi nulla (H_0) è che i dati non siano affatto correlati, quindi:

$$\rightarrow H_0: r = 0$$

Mentre l'ipotesi alternativa (H_a) è che il coefficiente di correlazione sia diverso da zero e che quindi le nostre variabili siano correlate:

$$\rightarrow H_a: r \neq 0$$

Si è presa come riferimento la tabella 2.2.2 tratta da W.J.Emery and R.E. Thomson (2001) in cui per un numero di gradi di libertà pari a $v = 200$, $r_1 = 0.138$ costituisce il limite con un livello di significatività $\alpha_1 = 5\%$ e $r_2 = 0.181$ per $\alpha_2 = 1\%$. Possiamo dunque affermare per valori di r maggiori di r_1 che le variabili siano significativamente correlate con una probabilità ($P=1-\alpha$) pari al 95% e per r valori maggiori di r_2 che le variabili siano correlate in maniera altamente significativa con una probabilità pari al 99%

Tabella 2.2-2-Coefficienti di correlazione con livelli di significatività $\alpha_1 = 5\%$ e $\alpha_2 = 1\%$. La tabella è stata tratta da W.J.Emery and R.E. Thomson (2001) e modificata. Si accetta H_0 se $r < r_1 \rightarrow r = 0$, $\alpha_1 = 5\%$.

Gradi di libertà	$\alpha_1 = 5\%$	$\alpha = 1\%$	Gradi di libertà	$\alpha_1 = 5\%$	$\alpha = 1\%$
1	0.997	1	24	0.388	0.496
2	0.95	0.99	25	0.381	0.487
3	0.878	0.959	26	0.374	0.478
4	0.811	0.917	27	0.367	0.47
5	0.754	0.874	28	0.361	0.463
6	0.707	0.834	29	0.355	0.456
7	0.666	0.798	30	0.349	0.449
8	0.632	0.765	35	0.325	0.418
9	0.602	0.735	40	0.304	0.393
10		0.708	45	0.288	0.372
11	0.553	0.684	50	0.273	0.354
12	0.532	0.661	60	0.25	0.325
13	0.514	0.641	70	0.232	0.302
14	0.497	0.623	80	0.217	0.283
15	0.482	0.606	90	0.205	0.267
16	0.468	0.59	100	0.195	0.254
17	0.456	0.576	125	0.174	0.228
18	0.444	0.561	150	0.159	0.208
19	0.433	0.549	200	0.138	0.181
20	0.423	0.537	300	0.113	0.148
21	0.413	0.526	400	0.098	0.128
22	0.404	0.515	500	0.088	0.115
23	0.396	0.505	1000	0.062	0.081

Si sono evidenziati nelle tabelle di correlazione i valori di r corrispondenti ad una correlazione significativa al 95% dunque valori di r maggiori di 0.138 come si vede in tabella 2.2.2.

I coefficienti di correlazione sono stati calcolati anche tra le climatologie ed in questo caso il numero di dati (N) è pari a 12 e il numero dei gradi di libertà (v) è

pari a 10. Consultando la tabella troviamo $r_1 = 0.576$ per $\alpha_1 = 5\%$ e $r_2 = 0.708$ per $\alpha_2 = 1\%$. Si riportano le tabelle di correlazione riferite alla stazione 1014 sia relative alle serie temporali (tabella 2.2.3) che alle climatologie (tabella 2.2.4) con evidenziate in giallo le correlazioni significative al 95%.

Tabella 2.2.3-Tabella delle correlazioni tra le varie coppie di parametri per la stazione 1014. In giallo le correlazioni significative al 95% per un numero di gradi di libertà (v) pari a 200.

St.1014	pH	temperatura	salinità	O2	clorofilla	nitrati	fosfati
pH	1,00						
temperatura	0,04	1,00					
salinità	-0,42	-0,10	1,00				
O2	0,36	-0,18	-0,10	1,00			
clorofilla	0,34	-0,03	-0,47	0,13	1,00		
nitrati	-0,01	-0,05	-0,44	-0,08	0,15	1,00	
fosfati	-0,19	-0,05	-0,09	-0,05	-0,02	0,31	1,00

Tabella 2.2.4-Coefficienti di correlazione calcolati per la stazione 1014 tra le climatologie dei vari parametri considerati. In giallo i valori che sottintendono una correlazione significativa al 95% in termini probabilistici.

St.1014		temperatura	salinità	O2	clorofilla	nitrati	fosfati
	1,00						
te	-0,38	1,00					
salinità	-0,07	0,41	1,00				
O2	0,60	-0,81	-0,19	1,00			
clorofilla	0,38	-0,84	-0,52	0,61	1,00		
nitrati	0,19	-0,89	-0,70	0,63	0,82	1,00	
fosfati	-0,24	-0,71	-0,62	0,40	0,66	0,86	1,00

2.2.2 Analisi Oggettiva

La seconda fase di indagine è costituita dall'analisi spaziale dei dati attraverso la tecnica dell'Analisi Oggettiva.

L'Analisi Oggettiva permette la stima di campi oceanografici su una griglia regolare partendo da osservazioni distribuite non uniformemente nello spazio. Non esiste un'unica tecnica di interpolazione su griglia regolare a partire da un numero limitato di dati sparsi ed ogni tipo di analisi implica specifiche assunzioni sulle caratteristiche del campo analizzato.

La tecnica più utilizzata in oceanografia fisica è quella dell'interpolazione lineare mediante il metodo dei minimi quadrati, detta anche *Gauss-Markov smoothing* poiché basata sul teorema di *Gauss-Markov*. Essa venne per la prima volta applicata da Gandin (1965) in meteorologia con l'obiettivo di elaborare una procedura sistematica per disegnare mappe partendo da una griglia regolare di parametri meteorologici, mentre in oceanografia venne introdotta da Bretherton et al. (1976) e Carter e Robinson (1987).

Partendo dal modello standard di regressione lineare, $y = \alpha + \beta x + \varepsilon$, dove α e β sono i coefficienti di regressione, x è una variabile deterministica ed ε , l'errore, è una variabile casuale, il teorema di *Gauss-Markov* afferma che le stime di α e β con il metodo dei minimi quadrati sono le migliori stime se vengono rispettate alcune condizioni su ε :

- ε è indipendente rispetto alla variabile x ;
- ε ha media zero, quindi $E[\varepsilon] = 0$;
- la correlazione tra errori riferiti a due distinti punti $\varepsilon_j, \varepsilon_k$ è nulla, quindi $C[\varepsilon_j, \varepsilon_k] = 0, j \neq k$;
- ε ha varianza finita, $\sigma_\varepsilon^2 \neq 0$;
- ε si distribuisce normalmente.

Se abbiamo un insieme di osservazioni non uniformemente distribuite nello spazio possiamo ottenere una stima del loro valore su una griglia regolare che dipende linearmente dai dati, la quale viene definita "ottimale" se l'errore di interpolazione è minimo. La stima effettuata consiste nella somma pesata di tutte le osservazioni all'interno di un determinato intorno di ciascun punto griglia.

La tecnica si basa dunque sul rendere minimo l'errore medio di interpolazione e sulla elaborazione di mappe di errore che dipendono solamente dalla statistica del campo e non dalle osservazioni. L'errore quadratico minimo può essere

calcolato a priori per diversi tipologie di distribuzione dei dati e questo permette di disegnare uno schema campionamento tale da rendere l'errore atteso entro determinati limiti di tolleranza, da bilanciare con l'accuratezza della stima del campo proveniente dalla massima risoluzione spaziale possibile.

L'analisi oggettiva comporta una sottostima del campo rispetto a quello vero rappresentato dai dati che è funzione sia delle caratteristiche del segnale che della funzione di covarianza del campo. Se infatti un'osservazione coincide con un punto griglia, il valore osservato e quello interpolato possono differire a causa del rumore di fondo presente nei dati.

Per poter applicare l'analisi oggettiva sono necessarie alcune assunzioni. Il campo preso in esame deve essere stazionario ed omogeneo, cioè le sue caratteristiche statistiche devono rimanere invariate nell'intervallo di tempo e nel dominio spaziale considerati. Un'ulteriore assunzione che viene fatta per semplificare l'analisi è che la sua statistica di secondo ordine o funzione di correlazione sia isotropa e quindi abbia le stesse caratteristiche in tutte le direzioni.

Il problema generale è quello di effettuare la stima θ_x di una variabile scalare $\theta(x, y)$ al punto griglia $\underline{x} = (x, y)$ da osservazioni φ_r soggette ad errore ed irregolarmente spaziate, misurate ad un limitato numero di punti $\underline{x}_r = (x_r, y_r)$, $r = 1, 2, \dots, N$. Il campo θ è la realizzazione di un insieme infinito di realizzazioni possibili del campo per questo viene assunto che la sua statistica sia omogenea e che la sua media di insieme sia nulla, quindi:

$$\overline{\theta_x} = 0$$

L'implementazione della tecnica richiede inoltre la conoscenza a priori della funzione di correlazione del campo θ :

$$\overline{\theta_x \theta_{x-\xi}} = F(\underline{\xi})$$

$F(\underline{\xi})$ non è funzione della posizione assoluta \underline{x} in cui vengono effettuate le osservazioni, ma è funzione solo della distanza tra le varie osservazioni $\underline{\xi}$ dove $\underline{\xi} = (\Delta x, \Delta y, \Delta t)$. La stima di $F(\underline{\xi})$ viene effettuata attraverso l'utilizzo di modelli analitici oppure viene calcolata dalla matrice di correlazione delle osservazioni stesse. $F(\underline{\xi})$ può essere anisotropa e dipendere dal tempo ma deve comunque soddisfare caratteristiche ben definite per essere adatta alla procedura di analisi

oggettiva. Essa deve essere simmetrica $F(\underline{\xi}) = F(-\underline{\xi})$ e deve dunque generare una matrice di correlazione definita positiva i cui autovalori ($\lambda_i > 0$) sono positivi altrimenti otterremmo stime del campo con associato un errore quadratico minimo atteso negativo.

Si suppone che il valore misurato φ_r di una variabile scalare sia il risultato della somma del valore vero del campo in quel punto più un errore casuale ε_r :

$$\varphi_r = \theta(\underline{x}_r) + \varepsilon_r \quad , \quad r = 1, 2, \dots, N$$

Gli errori vengono distinti in due differenti tipologie:

- gli errori naturali, dovuti allo strumento di misura e alla incapacità di rappresentare ogni scala spazio-temporale di variabilità dei dati;
- gli errori grossolani, imputabili a strumenti di misura non correttamente calibrati (errori sistematici), incorretta registrazione, archiviazione e trasmissione dei dati.

Gli errori casuali ε_r appartengono alla prima tipologia di errore. Essi sono piccoli e si distribuiscono normalmente attorno alla loro media che è nulla e non sono correlati alle variabili osservate come asserito dal teorema di *Gauss-Markov*. Si suppone inoltre che la loro varianza (E) sia nota.

$$\overline{\varepsilon_r \varphi_s} \equiv 0 \quad , \quad r \neq s$$

$$\overline{\varepsilon_r \varepsilon_s} = E \delta_{rs} \quad , \quad r, s = 1, 2, \dots, N$$

Gli errori casuali sono il risultato della non accuratezza degli strumenti di misura o delle procedure applicate durante la raccolta dei dati o degli schemi di campionamento e quindi esprimono il limite della nostra capacità di misurare una variabile o di risolverne in maniera esaustiva le scale di variabilità spazio-temporali. Quando non siamo in grado di misurare una certa scala di variabilità all'interno dell'oceano questa contribuisce in parte all'incertezza associata al valore finale che attribuiamo al campo. La probabilità associata all'occorrenza di ciascun errore è inversamente proporzionale alle sue dimensioni per cui errori piccoli sono maggiormente probabili rispetto ad errori di grande entità. Inoltre errori della stessa entità ma di segno opposto sono egualmente probabili per cui tendono a cancellarsi gli uni con gli altri, ecco perché si ragiona in termini di errore quadratico medio. Gli errori grossolani in questa fase di studio si considerano nulli visto che la fase di controllo di qualità dei dati assicura che essi siano minimi.

Il teorema di *Gauss-Markov* asserisce che la miglior stima per $\theta(x, y)$ è:

$$\hat{\theta}_x = \sum_{r=1}^N C_{xr} \left(\sum_{s=1}^N A_{rs}^{-1} \varphi_s \right)$$

$$A_{rs} = \overline{\varphi_r \varphi_s} = F(\underline{x}_r - \underline{x}_s) + E \delta_{rs}$$

$$C_{xr} = \overline{\theta_x \varphi_r} = F(\underline{x} - \underline{x}_r)$$

dove A_{rs} è la matrice di covarianza tra coppie di dati ed A^{-1} è la matrice inversa di A , mentre C_{xr} è la covarianza tra la quantità θ_x da stimare e la r -esima misura. Entrambi le matrici sono costanti per ciascun punto di osservazione. Come si vede la stima del campo $\theta(x, y)$ in un determinato punto della griglia $\underline{x} = (x, y)$ dipende linearmente dalle osservazioni.

La varianza dell'errore medio di interpolazione è data da:

$$\left(\theta_x - \hat{\theta}_x \right)^2 = C_{xx} - \sum_{r,s=1}^N C_{xr} C_{xs} A_{rs}^{-1}$$

dove C_{xx} è la varianza del campo $\theta(x, y)$ in assenza di dati specifici e il secondo termine a destra indica l'errore introdotto dalla distribuzione dei dati (data distribution error). La varianza dell'errore è stata normalizzata con la varianza del campo per cui essa assume valori compresi tra zero e uno.

La varianza dell'errore normalizzata viene visualizzata per effettuare una stima visuale dell'errore associato ad ogni stima del campo. Si è scelto di applicare una maschera dove l'errore supera il 30% ($e = 0.3$) per cui in ogni mappa che verrà presentata sarà visibile solo la parte del campo che è stata ritenuta attendibile.

2.2.3 Implementazione dell'Analisi Oggettiva

La tecnica descritta nel paragrafo precedente è stata implementata per interpolare i campi climatologici mensili alla superficie di alcuni parametri elaborati nella prima fase di indagine (temperatura, salinità, concentrazione di clorofilla- a).

Il nostro obiettivo è quello di interpolare su una griglia regolare le climatologie mensili calcolate per ciascuna stazione del monitoraggio Daphne al fine di valutare quale sia la risoluzione dei campi che possiamo ottenere attraverso questa rete di campionamento e studiare la climatologia stessa.

L'interpolazione è stata effettuata su una griglia regolare di $1/74^\circ$ circa pari a 1.5 km compresa tra $12^\circ.2$ e 13° di longitudine e $43^\circ.9$ e $44^\circ.9$ di latitudine. Il dominio è rappresentato dunque da $60 \times 74 = 4400$ punti griglia (vedi figura 2.2.5).

La batimetria utilizzata proviene dal database DBDB1 della Marina degli Stati Uniti ed ha una risoluzione di $1/60^\circ$. Essa è stata poi interpolata sulla griglia di implementazione dell'analisi oggettiva (vedi figura 2.2.6).

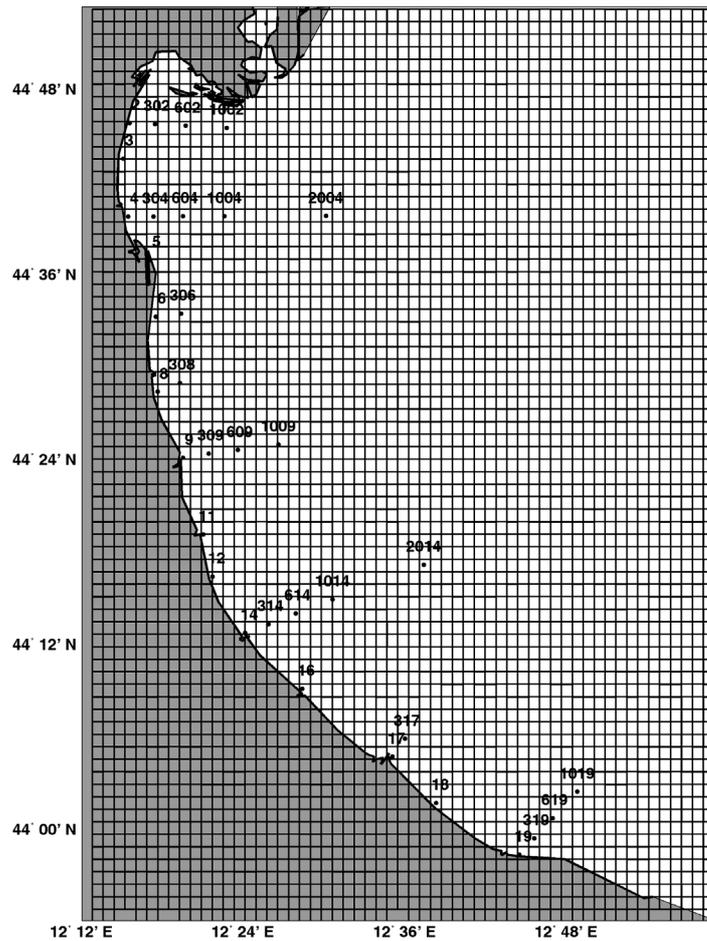


Fig.2.2.5-Griglia di interpolazione dell'analisi oggettiva a 1.5 km. I puntini neri rappresentano le nostre osservazioni $\varphi_r(x_r)$ mentre i punti griglia sono i punti in cui vogliamo stimare il campo θ_x .

La funzione di correlazione impiegata è una funzione analitica isotropa e indipendente dal tempo che ci permette una stima della correlazione tra i diversi punti del campo. Essa dipende solo dalla distanza r che intercorre tra due diversi punti ed ha questa espressione:

$$C(r) = \left(1 - \frac{r^2}{a^2}\right) \exp\left(-\frac{r^2}{2b^2}\right), \quad r^2 = x^2 + y^2$$

dove a è la distanza di decorrelazione (o distanza di “zero crossing”) e b è la distanza di decadimento spaziale, r è la distanza in chilometri calcolata sulla sfera tra due punti. Affinché la funzione generi una matrice di correlazione definita positiva a e b devono soddisfare la condizione $a > b\sqrt{2}$.

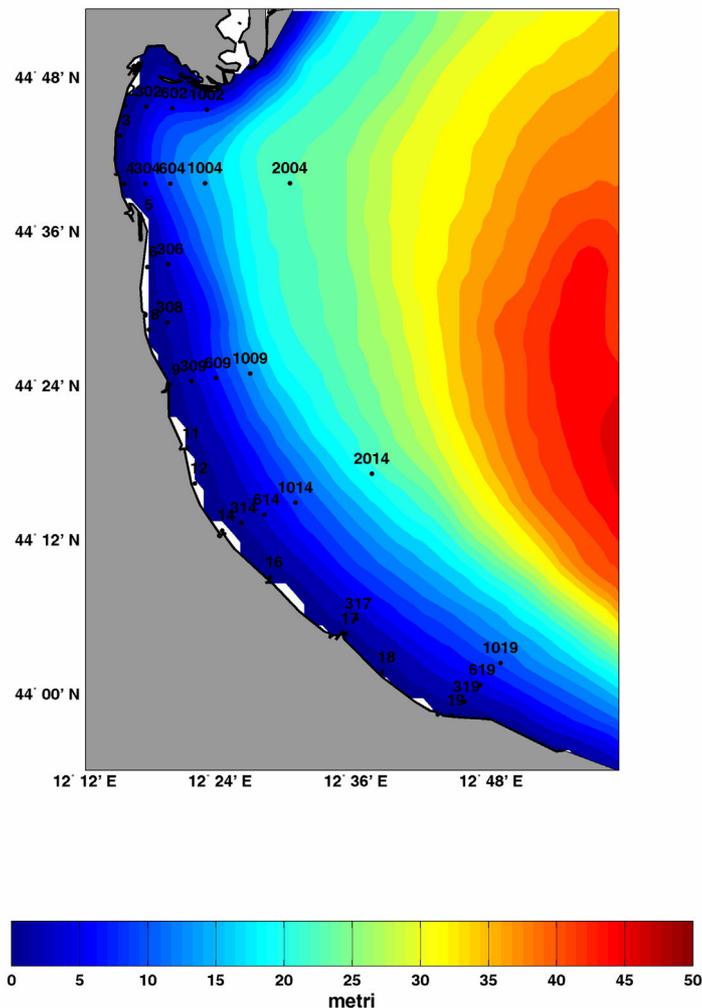


Fig. 2.2.6-Batimetria interpolata sulla griglia di implementazione dell’analisi oggettiva di 1.5km. In nero le stazioni campionate ed i relativi codici identificativi.

Il dominio di indagine occupa un’area costiera che si estende per circa 110 km in latitudine e 90 km in longitudine, la quale è soggetta a fenomeni con una elevata variabilità spaziale. I fenomeni a cui siamo interessati di esplicano a scale stagionali e dunque si sono scelti $a = 40$ km e $b = 20$ km. Il “rumore” associato

alle osservazioni è stato approssimato da una varianza dell'errore pari al 10% da associarsi al contributo della mesoscala che rimane nelle medie climatologiche.

Le problematiche relative all'implementazione di questo metodo di interpolazione sono diverse: il dominio di influenza dei dati, il numero di punti necessari e sufficienti alla stima del campo in un punto griglia, l'efficienza di calcolo. Ulteriori approfondimenti verranno presentati nei capitoli 4 e 5 dove saranno analizzate le mappe dei campi con le relative distribuzioni di errore e dove saranno descritti i vari esperimenti di sensitività effettuati nell'intento di stabilire quali fossero i valori migliori della funzione di correlazione dei dati per raggiungere la migliore rappresentazione dei campi. Nel capitolo 5 verrà inoltre ripresa la teoria dell'errore relativa all'analisi oggettiva la quale può essere applicata allo studio delle reti di monitoraggio e alla loro ottimizzazione in termini di risoluzione spaziale dei dati. Attraverso simulazioni di differenti schemi di campionamento sono possibili valutazioni sia di economia delle risorse impiegate che di miglioramento nella rappresentazione dei fenomeni fisici e biochimici che caratterizzano l'ecosistema della Costa Emiliano-Romagnola.

Nella stima del campo in ciascun punto griglia non vengono prese in considerazione tutte le osservazioni raccolte ma vengono scelte quelle che soddisfano il criterio della maggiore correlazione e per questo si definiscono punti influenzali. Questo significa considerare le osservazioni correlate al punto griglia da stimare che superano un certo valore soglia. In realtà essendo la correlazione stimata solo funzione della distanza tra i punti ciò equivale ad asserire che i punti più vicini al punto griglia sono quelli ad esso maggiormente correlati. In pratica si è stabilito un raggio spaziale massimo (distanza influenzale) avente origine nel punto griglia oltre al quale i dati non vengono considerati. La distanza influenzale, in base alla nostra disposizione dei dati, è stata posta a 25 km.

Capitolo 3

Analisi Serie Temporalì delle osservazioni

3.1 Le conoscenze pregresse

La costa Emiliano-Romagnola (ER), raffigurata in figura 3.1.1, si estende per circa 130 chilometri con una particolare morfologia a golfo profondamente segnata a Nord dal progradante delta del Fiume Po. La costa è di tipo basso e sabbioso con la presenza andando verso il largo di sedimenti più fini quali limo e fango.

La batimetria evidenzia le scarse profondità dei fondali le quali non superano i 50 m nella nostra area di indagine (area rossa in figura 3.1.1b). Le stazioni più al largo della rete di monitoraggio Daphne (ST.2004, 2014) hanno profondità comprese tra 22 e 26 m, le stazioni a 10 km dalla linea di costa hanno fondali compresi tra 10 e 15 m, quelle a 6 km sono comprese tra i 7-8 m, quelle a 3 km si aggirano attorno ai 5 m, mentre le stazioni sotto costa non superano i 4 m di profondità (si veda anche la figura 2.2.6, capitolo 2).

La conformazione della linea di costa e le basse profondità causano una amplificazione dei fenomeni di stress, come ad esempio gli eventi eutrofici, principalmente dovuti agli ingenti carichi trofici di origine padana portati a mare dal fiume Po e da altri fiumi di minor entità presenti lungo la costa del bacino adriatico settentrionale. L'influenza del fiume Po è dominante lungo tutto il litorale sia dal punto di vista idrodinamico che da quello ecosistemico.

Rinaldi e Montanari (1995) hanno effettuato uno studio sull'evoluzione dello stato trofico nelle acque costiere emiliano romagnole durante il periodo 1982-1994 riferendosi ai dati del monitoraggio Daphne, in cui parlano di un "effetto golfo" che si instaura in determinati periodi dell'anno tra il delta del Po e la parte più a Nord della costa ER. Tale effetto implica lunghi tempi di permanenza delle

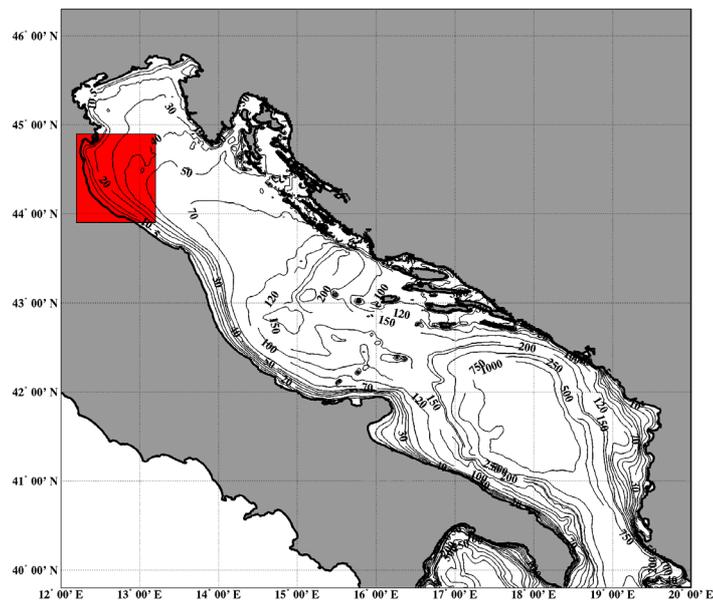
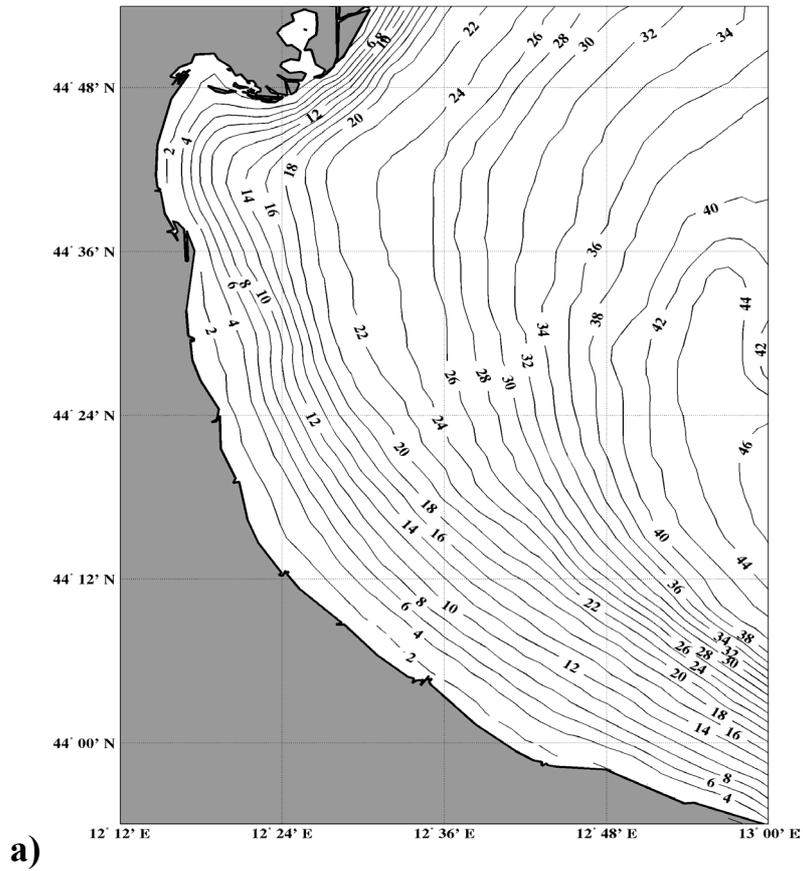


Fig. 3.1.1-a) Batimetria (in metri) dell'area costiera dell'Emilia Romagna. In b) la batimetria dell'Adriatico con in riquadro rosso la nostra area di indagine.

acque favorendo diffusi e persistenti *blooms* algali. Le acque che scendono in direzione sud, come descritto dal pattern di circolazione generale, determinano sotto costa e subito sotto il Delta, un vortice con senso orario (anticiclone), recluso sia dal fluire della corrente dominante che dal fronte costituito dalle acque aperte a più elevata densità.

Un altro significativo contributo al rallentamento complessivo della dinamica di questo sottobacino va attribuito alle dighe foranee del porto di Ravenna che si estendono per 3 km perpendicolarmente alla linea di costa ed a quelle del porto di Rimini. Vanno considerate anche altre strutture artificiali quali moli, darsene, barriere frangiflutti, scogliere, le quali influiscono però su fenomeni a minor raggio di azione quali ad esempio il moto ondoso, le correnti di marea ed il trasporto dei sedimenti.

Rinaldi e Montanari (1995) suddividono la costa ER in tre subaree “A”, “B”, “C” in base alla tipologia e alla incidenza dei fenomeni. Ognuna delle stazioni all’interno della stessa subarea presenta caratteristiche chimico-fisiche e biologiche abbastanza omogenee che differiscono dalle altre subaree, in particolare evidenziando il gradiente NS delle caratteristiche trofiche. Infatti la distribuzione spaziale dei nutrienti mostra concentrazioni più elevate nelle aree prossime al delta padano che diminuiscono in direzione sud. Si può dire lo stesso anche per la concentrazione di clorofilla-*a*, indicativa della biomassa fitoplanctonica.

Dallo studio pregresso risulta inoltre che non sempre vi è una semplice correlazione tra le portate del fiume e le concentrazioni di sostanze nutritive. Massime concentrazioni dei nutrienti e di biomassa in gennaio, febbraio, marzo precedono i massimi di portata del fiume Po di maggio-giugno, si veda la figura 3.1.2. Questo è stato inizialmente attribuito all’incidere delle fluttuazioni stagionali sulle capacità assimilative delle biomasse vegetali rese quiescenti dai rigori invernali, alle pratiche agricole presenti nel territorio e al biochimismo dei suoli che determinano una notevole mobilità soprattutto dei nitrati anche in assenza di abbondanti piogge. Di recente Zavatarelli et al. (2000) hanno ipotizzato soprattutto una dinamica di avvezione delle popolazioni fitoplanctoniche in questa regione e una limitazione da fosforo che lascerebbe sali nutritivi di azoto in abbondanza senza che questi possano stimolare una crescita fitoplanctonica.

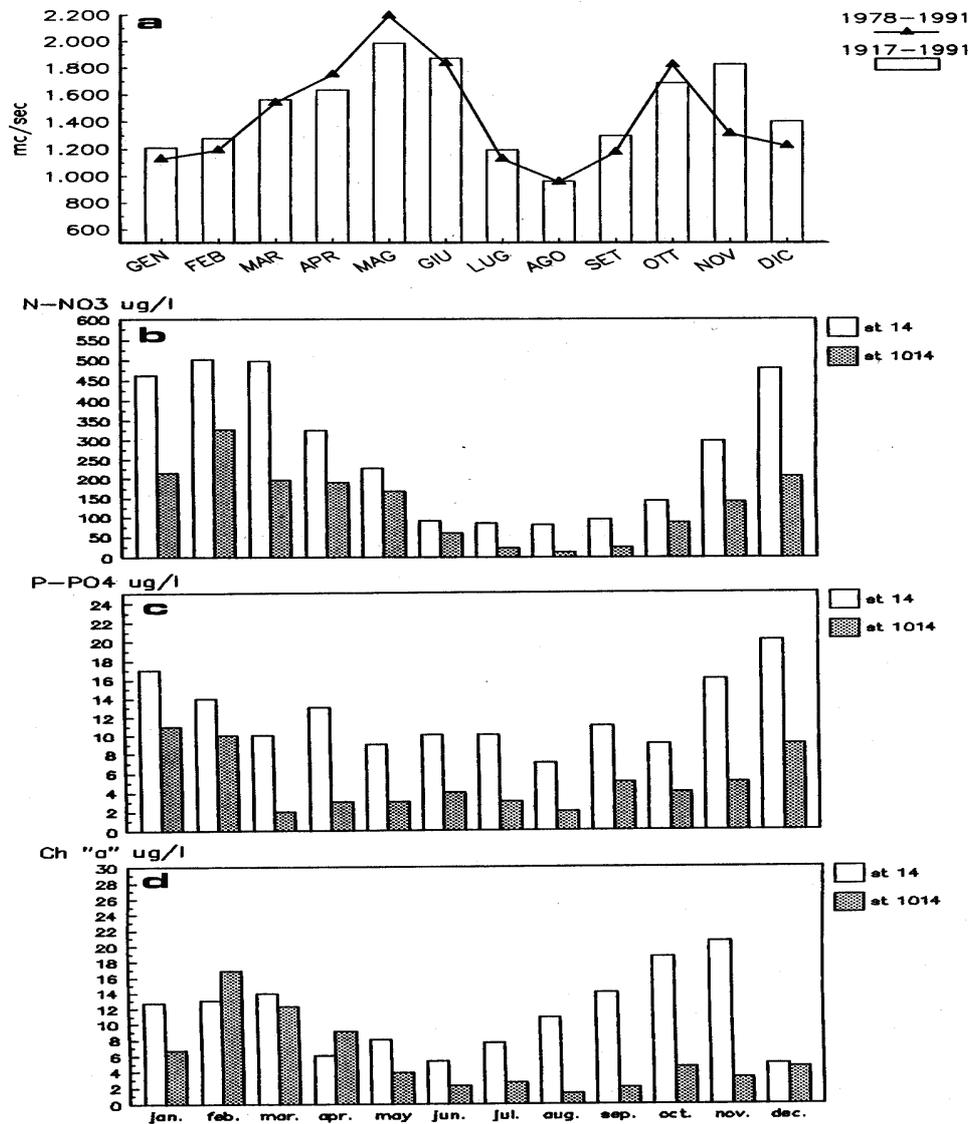


Fig. 3.1.2-a) Distribuzione mensile dei valori medi delle portate del Po calcolate nei due periodi 1978-1991, 1917-1991. Distribuzione mensile dei nitrati in (b), degli ortofosfati in (c), della concentrazione di clorofilla-a in (d) riferiti al periodo 1978-91 nelle stazioni 14 e 1014.

Per quanto riguarda la tendenza evolutiva dei parametri dal 1982 al 1994, Rinaldi e Montanari (1995) descrivono una diminuzione della componente fosfatica, mentre la componente azotata rimane stabile nel tempo con casi di lievi incremento, come si può notare in figura 3.1.3 per la stazione 4 (Porto Garibaldi). Nel tempo il rapporto tra azoto e fosforo tende ad innalzarsi in tutta l'area considerata esaltando ulteriormente il ruolo del fosforo quale "fattore limitante" alla crescita algale. Le concentrazioni medie annuali di clorofilla-a sono lievemente diminuite (figura 3.1.3) soprattutto nel periodo estivo-autunnale in

seguito alla netta diminuzione delle fioriture di microalghe flagellate tipiche di questa stagione, le quali sono state a carattere episodico localizzato e con una tendenza all'aumento nel numero delle specie coinvolte. Questo ha contribuito, soprattutto tra il 1988 e il '94 ad un miglioramento della qualità delle acque ed a positivi cambiamenti nel manifestarsi di fenomenologie associate ai processi eutrofici nel periodo tardo estivo autunnale.

Le fioriture microalgali, secondo Pompei et al.(1995), sempre riferendosi agli anni 1982-94, si manifestano in due periodi dell'anno ben precisi:

- a fine inverno-inizio primavera si hanno fioriture di Diatomee le quali determinano lungo il litorale un gradiente negativo NS della densità fitoplanctonica. Esse presentano un'ampia distribuzione spaziale, riuscendo ad interessare uniformemente tutta l'area costiera regionale e spingendosi anche nelle acque al largo. In genere i blooms di Diatomee sono di tipo monospecifico ma possono essere determinate da più specie in contemporanea. Tali fioriture inducono colorazioni delle acque chiamate "acque sporche" e sono dovute ad alcuni generi in particolare quali *Skeletonema* e *Chaetoceros*.
- nel periodo estivo-autunnale invece si hanno fioriture di Dinoflagellate, le quali hanno in genere una distribuzione spaziale e temporale non uniforme esplodendo in tempi diversi in aree diverse, con manifestazioni lungo la costa a macchie discontinue o a strisce parallele. Tali *blooms* sono stati in maggioranza di tipo monospecifico, spesso in successione cronologica a volte anche in contemporanea con carattere persistente. I fitoplanctonti appartenenti alla classe delle Dinoflagellate provocano i fenomeni detti "acque colorate" per le colorazioni anomale che inducono nelle acque. In particolare i generi *Diplopsalis*, *Noctiluca*, *Gonyaulax*, *Prorocentrum*, *Scrippsiella* sono responsabili di "maree rosse", mentre alcune specie del genere *Gymnodium* di "maree verdi".

Particolare attenzione è stata rivolta nella attività di monitoraggio alle specie fitoplanctoniche potenzialmente tossiche. Cellule appartenenti al genere *Dinophysis* sono state osservate in modo ricorrente nel periodo che va da aprile ad ottobre, con le maggiori densità nei mesi di giugno e fine agosto settembre. La loro tossicità, come produttrici della tossina D.S.P. (Diarrhetic Shellfish Poisoning) è stata rilevata nel 1989.

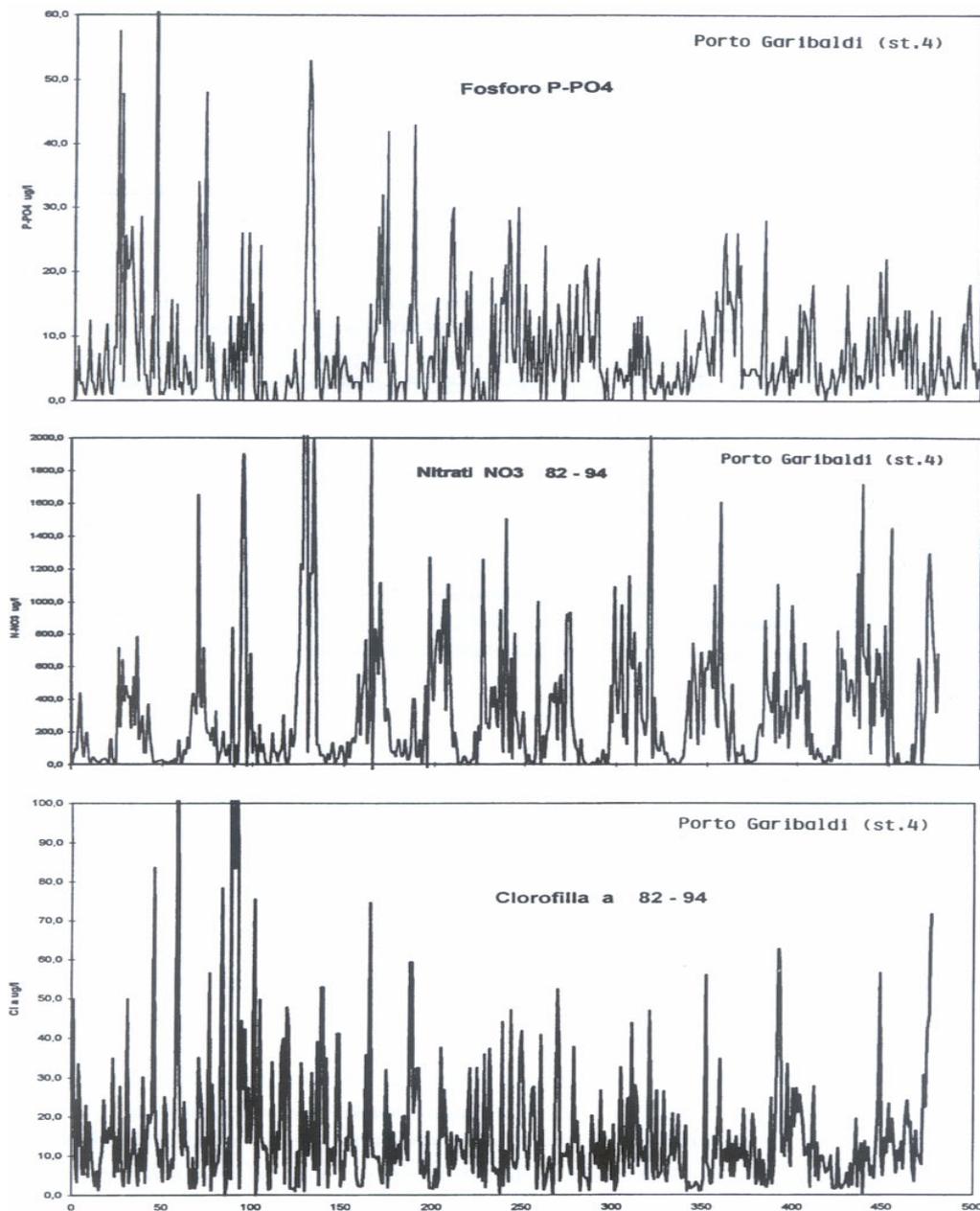


Fig. 3.1.3-Andamenti temporali di ortofosfati, nitrati e clorofilla-a, nella stazione 4 (Porto Garibaldi), nel periodo 1982-94.

In Vollenweider (1992) viene presentata una analisi della costa ER per il periodo 1982-92 che considera anche i parametri idrologici. Verranno fatti molti riferimenti a questo testo durante l'analisi dei risultati ottenuti, sia per le serie temporali che per l'analisi spaziale dei campi. Le stazioni ed i parametri indagati sono gli stessi e il campionamento presenta le medesime caratteristiche.

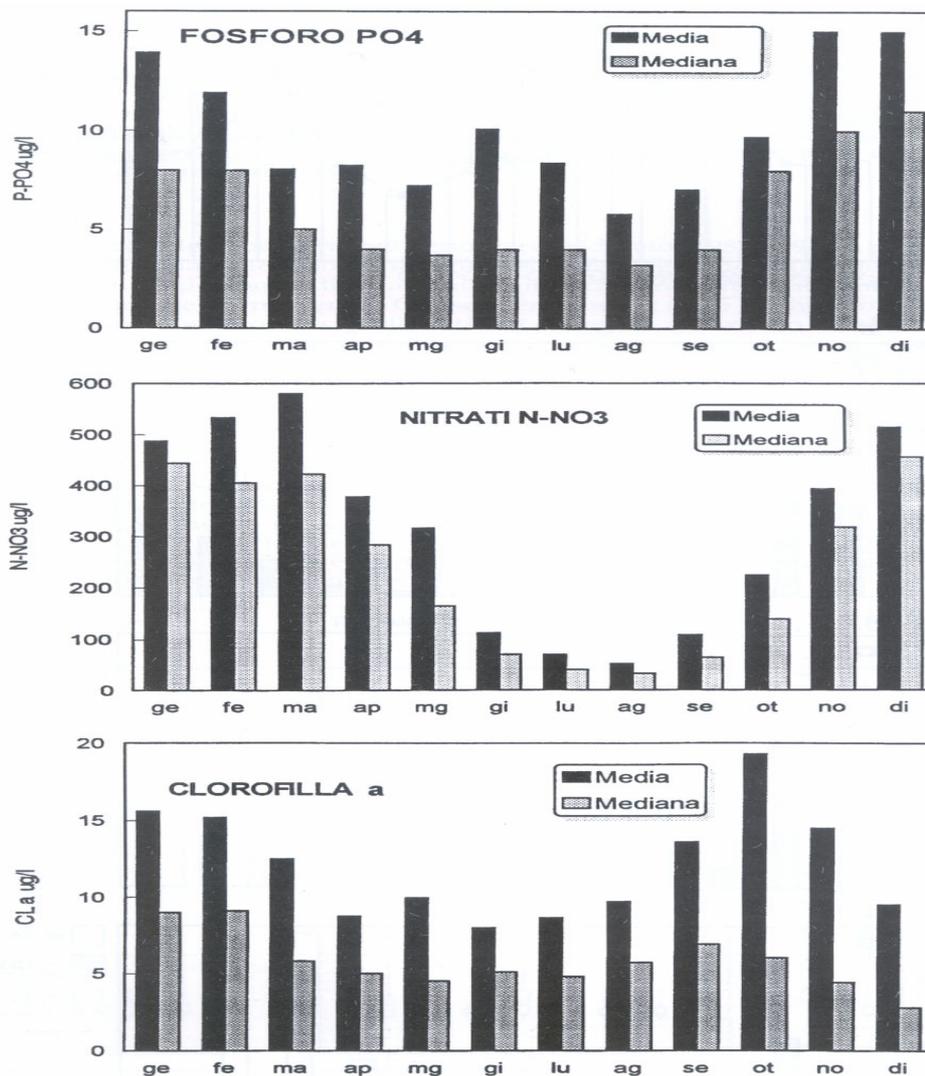


Fig. 3.1.4-Distribuzione mensile dei valori medi e delle mediane di ortofosfati, nitrati, clorofilla-a (in µg/l) riferiti al periodo 82-94.

Interessante è lo schema presentato da Vollenweider (1992) per spiegare le principali caratteristiche di questo sistema costiero che si differenzia notevolmente per la sue strutture dinamiche dai sistemi di mare aperto. Questo sistema è limitato verso il mare aperto da una linea al contorno che si muove più o meno al largo in base ai fattori meteo-climatici e alle condizioni idrodinamiche. Il sistema dalla linea al contorno verso terra è poi suddiviso in tre comparti in base alle caratteristiche dalla colonna d'acqua:

- Il primo comparto è orizzontale e comprende la fascia parallela alla linea di costa con profondità inferiori ai 5 m. Questa regione è quasi sempre completamente rimescolata.

- Il secondo comparto è verticale ed è costituito da uno strato di acque dolci meno dense soprastante uno strato di acqua più salata e più densa sottostante. Esso si estende circa fino a 20 km da costa.
- Il terzo comparto è di nuovo orizzontale e presenta caratteristiche di transizione verso il mare aperto ed in generale salinità più elevate.

I contorni di questi comparti non sono fissi ma in continua evoluzione seguendo la dinamica delle varie stagioni. L'ingente apporto del fiume Po e degli altri fiumi minori determina un gradiente prevalente in direzione NS e un gradiente di minor intensità in direzione Est-Ovest che persiste per quasi tutti i periodi dell'anno ma continuamente modificato dalle condizioni meteo-climatiche dominanti.

3.2 Analisi delle serie temporali 1995-2001

Come anticipato nel capitolo 2 gli elaborati a cui faremo riferimento sono collezionati nel **Volume II** della tesi in tre **ALLEGATI A, B, C** in base alle differenti tipologie di analisi statistica applicata. Seguiremo l'ordine in cui sono stati disposti gli elaborati in modo da facilitare la consultazione e la comprensione delle nostre analisi.

L'obiettivo perseguito in questo capitolo è quello di evidenziare l'andamento temporale delle variabili campionate nelle 22 stazioni considerate in questo studio, mentre la variabilità spaziale verrà trattata nel prossimo capitolo.

3.2.1 Climatologie

Le medie climatologiche calcolate mese per mese per tutto l'arco temporale 1995-2001 mettono in luce l'andamento stagionale dei parametri, i quali verranno discussi in ordine di presentazione come in **ALLEGATO A (Volume II)**.

3.2.1a Temperatura

Le variazioni stagionali di questo parametro assumono carattere di periodicità con un tipico andamento sinusoidale. Nelle acque costiere in generale la temperatura raggiunge elevati valori nei mesi estivi e subisce una brusca caduta a fine estate.

La temperatura presenta una escursione stagionale di 18°C a partire dai minimi, che vanno dai 6 agli 8°C nel mese di gennaio, al valore massimo che si riscontra ad agosto in tutte le stazioni e che è pari a 26°C. I valori minimi presentano alcune particolarità. Nel transetto 2, che è quello più settentrionale i minimi di temperatura si riscontrano in febbraio e si aggirano tra i 7 e gli 8°C, mentre a gennaio la temperatura supera gli 8°C. I valori più bassi si riscontrano nelle stazioni del transetto 4 e sono prossime i 6°C.

Nei transetti 2 e 4 non si nota alcun gradiente da costa verso il largo, mentre nei transetti più meridionali tale gradiente è ben visibile soprattutto nei periodi più freddi. Infatti nei mesi invernali le temperature minime si osservano nelle stazioni vicino a costa mentre al largo si trovano acque più calde .

Nei transetti 4 e 14 sono presenti anche le climatologie sul fondo, le quali mostrano da ottobre a febbraio temperature più elevate rispetto alla superficie. Anche questo è un fatto noto da altri studi (Artegiani et al., 1997) ed è dovuto alla parziale compensazione della temperatura con la salinità nell'equazione di stato. Le acque salate provengono dal largo e possono essere associate a Acque Levantine Modificate che arrivano dalle Stretto di Otranto.

Da marzo a settembre le temperature medie sono superiori alla superficie e le differenze tra superficie e fondo aumentano andando verso il largo. Si osservano dunque due regimi termici ben distinti e una fase di transizione a settembre in cui la colonna d'acqua risulta ben mescolata. Eventi di completo rimescolamento della colonna d'acqua possono manifestarsi anche in primavera ed estate in seguito a particolari avvenimenti meteorologici o influenzati dagli apporti di acque fluviali.

3.2.1b Salinità

La salinità in superficie in questa zona presenta un marcata variabilità dovuta al diretto apporto di acque dolci da parte del fiume Po e dagli altri fiumi minori presenti in questo tratto di costa. Infatti il rimescolamento delle acque dolci con quelle salate dipende da diversi fattori ed in base alla stagione l'acqua dolce può rimanere confinata per parecchio tempo in uno strato superficiale verticale determinando valori bassissimi anche a distanze rilevanti dal delta padano.

La variabilità della salinità è strettamente correlata ai regimi di portata fluviale ed alle precipitazioni e mostra lungo tutto lo sviluppo costiero ER un gradiente da riva verso il largo. L'andamento tipico durante l'anno vede minimi in

primavera, fine estate e autunno inoltrato. Nei mesi estivi la salinità aumenta in ragione dell'aumento in evaporazione e dell'arrivo di acque salate dalle regioni meridionali del bacino.

Nei transetti settentrionali 2, 4, 9 la variabilità risulta superiore rispetto ai transetti 14 e 19. Nelle prime tre stazioni si notano valori minimi in maggio e ottobre attorno ai 24-26 psu, ed anche a febbraio in qualche stazione si nota un minimo attorno ai 28 psu.

Nel transetto 2 abbiamo massime salinità nel mese di gennaio tra i 31 e i 33 psu e in aprile ma con valori inferiori. Nel transetto 4 le massime salinità si manifestano a marzo aprile attorno ai 31 psu e durante i mesi estivi luglio, agosto e settembre. Nel transetto 9 abbiamo una situazione di transizione, la variabilità diminuisce per il minore arrivo delle acque fluviali a parte nei mesi di ottobre, novembre e dicembre come evidenziato dalle deviazioni standard associate alle climatologie. Questo vale anche nei transetti 14 e 19 dove persistono i valori minimi nel mese di maggio ma non in ottobre, infatti da questo mese la salinità va calando progressivamente fino a gennaio circa per poi risalire fino ai valori massimi in aprile attorno ai 34 psu. Anche nei mesi estivi la salinità si stabilizza attorno ai 34 psu.

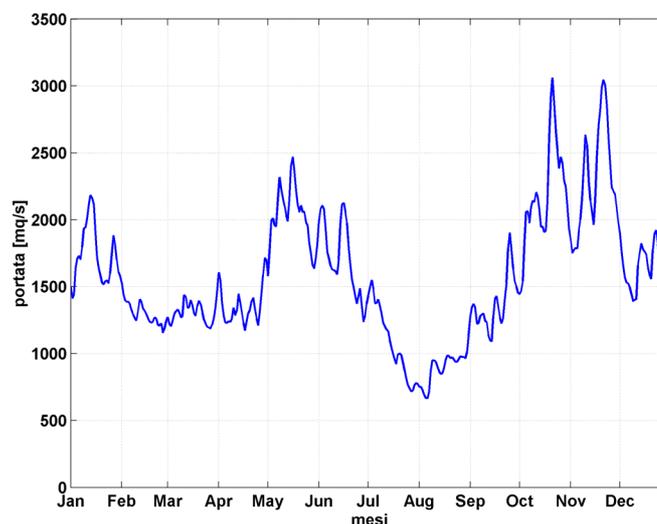


Fig. 3.2.1-Climatologie giornaliere dalla portata del Po calcolata dal1995 al 2001.

Per quanto riguarda i valori sul fondo, essi esibiscono andamenti quasi lineari non presentando picchi ben marcati. Si nota il gradiente trasversale a costa che vede salinità inferiori nelle stazioni sotto costa (36-37 psu) e salinità superiori al largo (>38 psu). Valori così elevati rispetto alla superficie suggeriscono avvezione

laterale di acqua dal largo verso costa negli strati sottosuperficiali. Si è riscontrato ad esempio che venti da terra (Libeccio) determinano uno spostamento delle acque in superficie verso il largo e per continuità uno spostamento delle acque nello strato sottosuperficiale dal largo verso riva.

Si noti in figura 3.2.1 come valori minimi di salinità possono essere visibilmente anticorrelati all'andamento medio della portata del Po per gli stessi anni che presenta apporti massimi tra maggio giugno e a partire da ottobre fino a dicembre. Guardando la figura 3.1.2 si osserva un cambiamento avvenuto negli anni del nostro studio rispetto alle portate medie calcolate nei due periodi 1978-91 1917-1991. Mentre negli ultimi anni i massimi assoluti si riscontrano in autunno attorno ai 3000 m³/s, nei periodi precedenti, valori massimi assoluti si riscontravano a maggio. I valori della portata a maggio non differiscono nei diversi periodi ma rimangono stabili attorno ai 2000-2500 m³/s. Questo significa che negli ultimi anni è avvenuto un cambiamento con il verificarsi di portate straordinarie nei mesi autunnali. L'alta variabilità dei valori autunnali in tutte le stazioni può essere associata ad eventi a carattere episodico quali sono stati i fenomeni alluvionali verificatisi nel nord Italia negli ultimi anni ed in particolare tra ottobre e novembre 2000 con valori di portate del Po giornaliere superiori ai 9000 m³/s.

3.2.1c Ossigeno Disciolto e pH

L'ossigeno disciolto-OD nella colonna d'acqua è un importante indicatore dello strato di trofia del sistema. Negli strati superficiali delle acque costiere, la sua concentrazione è influenzata dai processi di produzione ad opera del fitoplancton in crescita. Concentrazioni di ossigeno e variazioni di pH sono fortemente condizionati dai processi di produzione primaria e mineralizzazione. La loro variabilità temporale e spaziale può essere un indicatore, non una misura quantitativa di tali processi sul fondo ed in superficie.

Il tipico andamento stagionale delle medie di questo parametro presenta massimi valori nei mesi primaverili, quando oltre alle basse temperature dell'acqua, che favoriscono la solubilizzazione di questo gas, si assiste alla rapida ripresa dei cicli algali, che contribuiscono a mantenere elevati i tenori di ossigeno. La diminuzione che si osserva a partire da maggio e raggiunge i valori minimi nel pieno dell'estate è governata soprattutto dal sistema fisico, vale a dire dall'aumento della temperatura e della salinità delle acque superficiali.

In tutte le stazioni monitorate sono evidenti massime concentrazioni di ossigeno disciolto a febbraio (11 mg/l) e minime concentrazioni ad agosto (7 mg/l). Anche ad ottobre si notano valori elevati attorno ai 9 mg/l.

Nei dati relativi al fondo notiamo valori di OD nettamente inferiori rispetto alla superficie. I valori più elevati si hanno nei mesi invernali e vanno progressivamente calando fino ai valori minimi di agosto e ottobre (3-4 mg/l). Ad agosto valori molto bassi di OD possono attribuirsi alla stabilità della colonna d'acqua e al mancato ricambio di ossigeno con gli strati sovrastanti a causa delle condizioni meteorologiche e idrodinamiche stabili che caratterizzano in particolare il mese di agosto. I batteri inoltre utilizzano efficacemente l'ossigeno disciolto durante l'estate, come messo in evidenza da Vichi et al. (1997).

A settembre una ripresa del tenore di ossigeno negli strati sotto superficiali può essere causato dall'innescarsi di moti convettivi che rimescolano la colonna d'acqua apportando in superficie le sostanze nutritive e sul fondo ossigeno. La risalita dei nutrienti in concomitanza ad elevati apporti fluviali dà origine alla crescita tardo estivo-autunnale. Ad ottobre la diminuzione di ossigeno sul fondo è imputabile ai processi degradativi della sostanza organica ad opera dei batteri.

Il pH in superficie è compreso tra 8.2 e 8.6 ed il suo andamento stagionale risulta simile a quello dell'OD. Non si notano differenze tra le stazioni: tutte presentano valori massimi a febbraio maggio e ottobre. I valori sul fondo sono mediamente inferiori di 0.2 unità di pH.

3.2.1d Clorofilla-*a*

La clorofilla è il più importante indicatore trofico, in quanto direttamente correlato alla quantità di biomassa fitoplanctonica presente nella colonna d'acqua. In generale nelle acque costiere, i valori assunti da questo parametro variano in stretto rapporto con le cadute di salinità che si verificano a seguito degli apporti di acque dolci provenienti dai fiumi con alto contenuto di nutrienti. Si deve però tenere in considerazione che non sempre alti valori di clorofilla sono il risultato di una crescita fitoplanctonica locale ma possono generarsi in seguito a processi fisici di avvezione. Durante l'anno questo parametro mostra in generale andamenti costanti con picchi alla fine dell'inverno, valori minimi nei mesi estivi e nuovi incrementi in autunno.

Nella nostra area di indagine si riscontrano i valori più alti di tutto lo sviluppo costiero italiano. Nei transetti 2, 4, 9 rileviamo valori massimi nel mese di

febbraio (20-30 $\mu\text{g/l}$) e ad ottobre (15-20 $\mu\text{g/l}$) con lievi incrementi tardo primaverili (maggio). Nei transetti 14 e 19 la situazione è completamente diversa poiché mostra picchi nel mese di gennaio tra i 25-30 $\mu\text{g/l}$ e due incrementi non molto marcati a maggio e ottobre. Sul fondo le concentrazioni di clorofilla-*a* rimangono stabili tra i 5 e 10 $\mu\text{g/l}$.

Si notino in generale le elevate variabilità associate ai picchi di clorofilla rappresentate dalle barre di deviazioni standard. L'interpretazione risiede nel carattere episodico che contraddistingue le fioriture di fitoplancton le quali determinano valori di clorofilla pulsanti a intervalli temporali molto ravvicinati.

Ricordiamo che i picchi invernali sono imputabili alle fioriture di Diatomee mentre nei periodi estivo-autunnali si ha la proliferazione della popolazione di Dinoflagellate con massimi valori in termini di biomassa nel mese di ottobre e soprattutto nelle stazioni meridionali.

3.2.1e Nitrati

I nitrati presentano andamenti tipici stagionali con massimi di concentrazione in inverno e i valori minimi si riscontrano da maggio a settembre, quando gli apporti padani sono ridotti ai minimi termini.

Partendo dal transetto 2 si osserva un picco positivo a febbraio-marzo (500-550 $\mu\text{g/l}$) e un secondo di minor entità a maggio (400 $\mu\text{g/l}$), un terzo picco si ha in ottobre (500 $\mu\text{g/l}$). Valori minimi si hanno in estate tra giugno e settembre (50-200 $\mu\text{g/l}$) con punte minime ad agosto. Scendendo verso sud il transetto 4 ed il transetto 9 mostrano lo stesso andamento del transetto 2 da febbraio ad ottobre ma nei mesi di novembre dicembre e gennaio mostrano concentrazioni maggiori. Questo cambiamento risulta chiaro nei due transetti meridionali che presentano per i nitrati una curva regolare con concavità verso l'alto e con i valori massimi agli estremi nei mesi di dicembre-gennaio (350-400 $\mu\text{g/l}$) caratterizzati da grande variabilità.

Come ipotizzato da Zavatarelli et al. (2000) e ulteriormente verificato dai nostri dati, i nitrati sono trasportati assai passivamente dalle correnti e quindi sono presenti in grande abbondanza lungo la costa, in particolare quando la corrente occidentale (WAC) è forte ovvero nei mesi invernali.

3.2.1f Ortofosfati

In generale il parametro fosforo ortofosfato risulta estremamente variabile con tendenza a stabilizzarsi nelle stazioni di prelievo situate più al largo. Nonostante la sua importanza come fattore di crescita algale (esso è infatti presente nelle acque in una forma immediatamente utilizzabile da parte del fitoplancton), la sua determinazione nelle acque costiere può diventare problematica a causa delle sue bassissime concentrazioni. Nel corso di fioriture algali particolarmente intense la riserva di fosfati disponibili viene rapidamente consumata a tal punto che per sostenere la crescita del fitoplancton lontano dalle foci dei fiumi, devono essere ipotizzati meccanismi di riciclo di questo nutriente attraverso la rimineralizzazione da parte di batteri o di organismi eterotrofi.

I valori massimi si rilevano per tutte le stazioni nella stagione invernale con picchi a dicembre (15 µg/l) caratterizzati da una enorme variabilità. Si osservano picchi di minori dimensioni tra aprile e maggio e ad ottobre. Valori minimi si hanno durante l'estate (3-6 µg/l).

Confrontando le figure 3.2.2-3-4 relative al transetto 14 antistante Cesenatico con la figura 3.1.2 relativa al periodo 1978-91 notiamo:

- Per le concentrazioni di nitrati una diminuzione dal '95 in poi rispetto al periodo '78-91 di circa 150µg/l in particolare nei valori di febbraio-marzo (da 500 a 350-400 µg/l) ad aprile-maggio (da 300 a 150 µg/l) nella stazione 14 vicino a costa. Rimangono invariati i valori autunnali. Anche nella stazione 1014 la diminuzione risulta evidente soprattutto nei mesi di febbraio-marzo mentre in dicembre la concentrazione risulta maggiore di circa 100 µg/l.
- Per i fosfati la diminuzione è generale non superando in media, dal '95 in poi, i 15µg/l nei picchi massimi di marzo e dicembre rispetto ai valori massimi tra 16-20 µg/l di novembre, dicembre e gennaio '78-91. Nella stazione più al largo i valori sembrano dimezzati tra novembre e febbraio, mentre negli altri mesi i risultati sono meno discordanti.
- La concentrazione di clorofilla mostra un andamento notevolmente differente. I valori massimi di gennaio-febbraio (30 µg/l) 1995-2001 sono il doppio quasi dei valori corrispondenti di venti anni fa, mentre nei mesi autunnali (settembre, ottobre, novembre) i valori si sono dimezzati: da circa 20 sono passati a 10 µg/l nel picco di ottobre. Anche nella stazione al

largo i valori sono aumentati notevolmente nei mesi di novembre, dicembre, gennaio e febbraio mentre permangono stabili negli altri mesi.

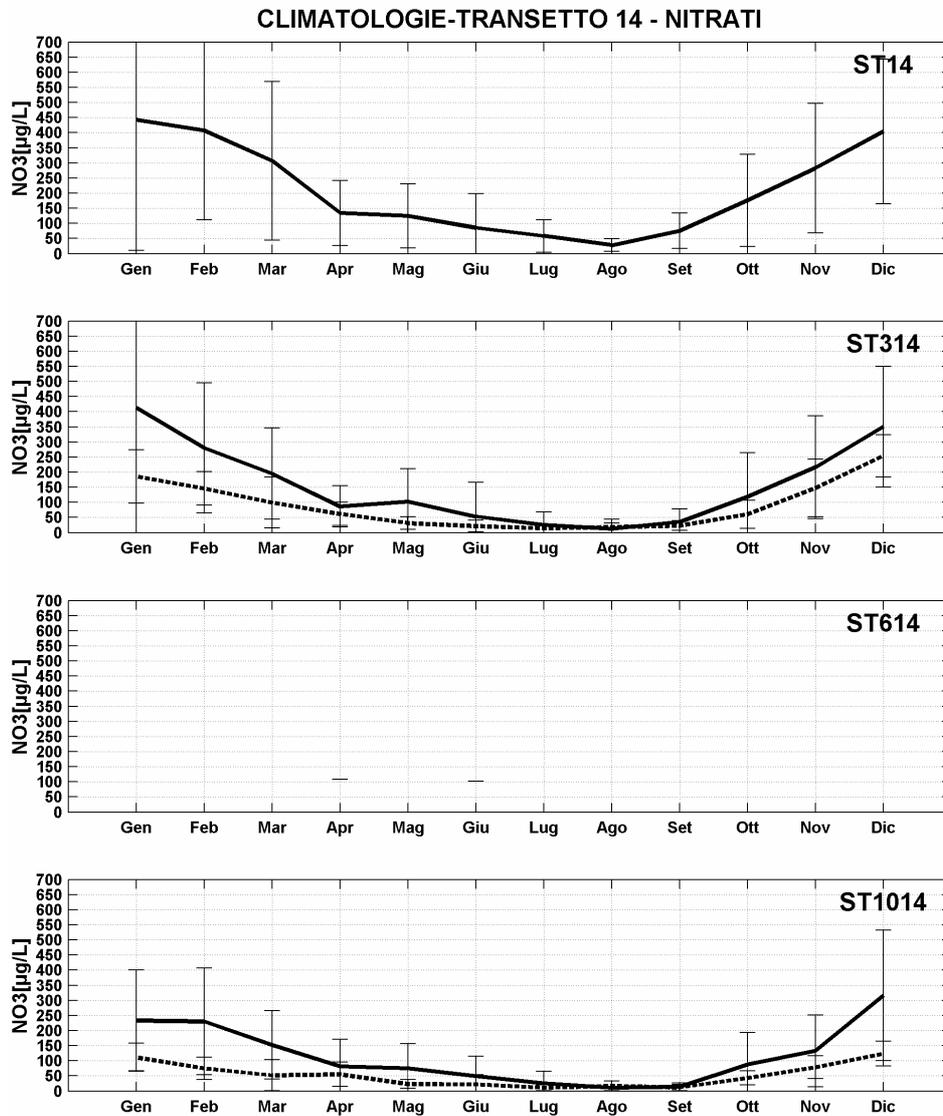


Fig. 3.2.2-Climatologie calcolate per il periodo 1995-2001 relative alla concentrazione dei nitrati nel transetto 14.

Tutto questo può essere ricollegato a quanto già detto riguardo all'incremento degli apporti fluviali padani nei mesi appunto di ottobre novembre e dicembre che hanno favorito le popolazioni di Diatomee le quali presentano fioriture intense ed estese tra gennaio e febbraio, mentre hanno sfavorito le fioriture tardo estivo-autunnali a carico di Dinoflagellate le quali si manifestano in modo maggiormente circoscritto ed episodico.

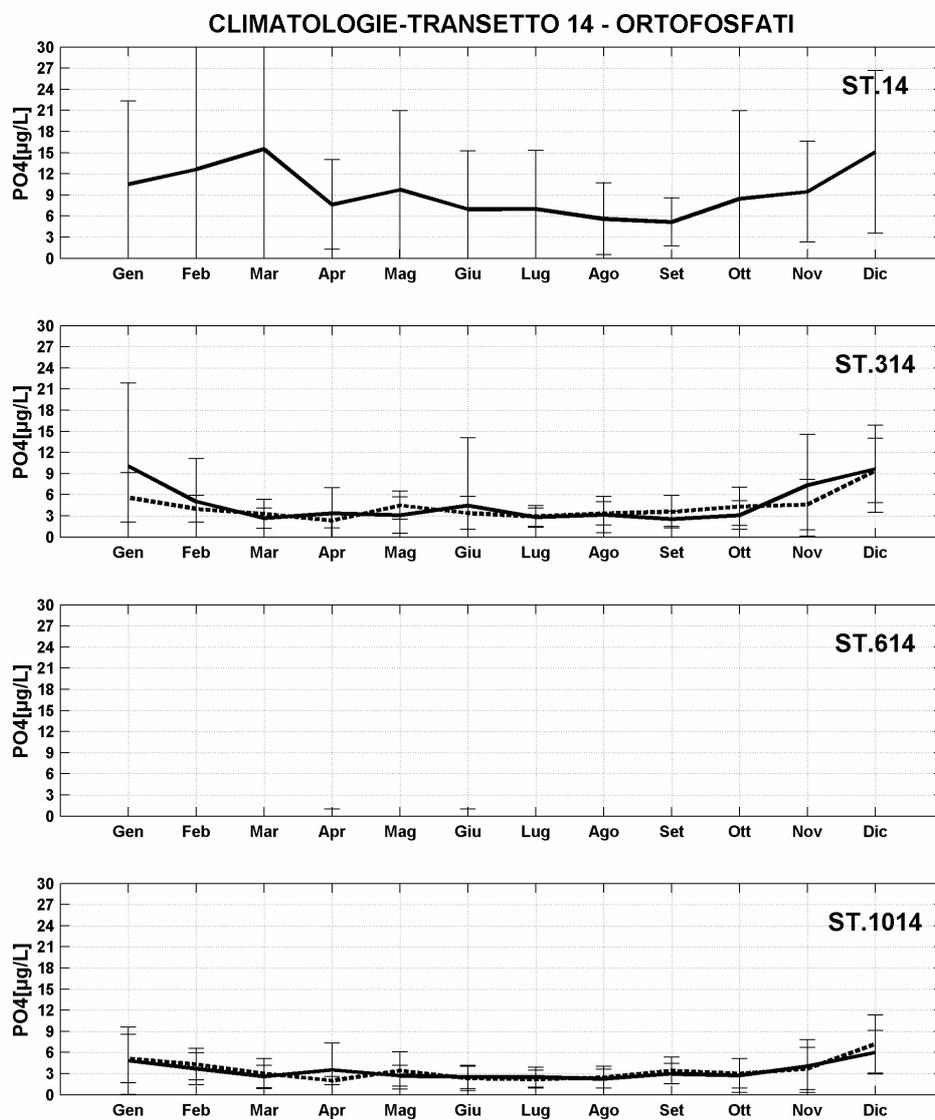


Fig. 3.2.3-Climatologie calcolate per il periodo 1995-2001 relative alla concentrazione dei fosfati nel transetto 14.

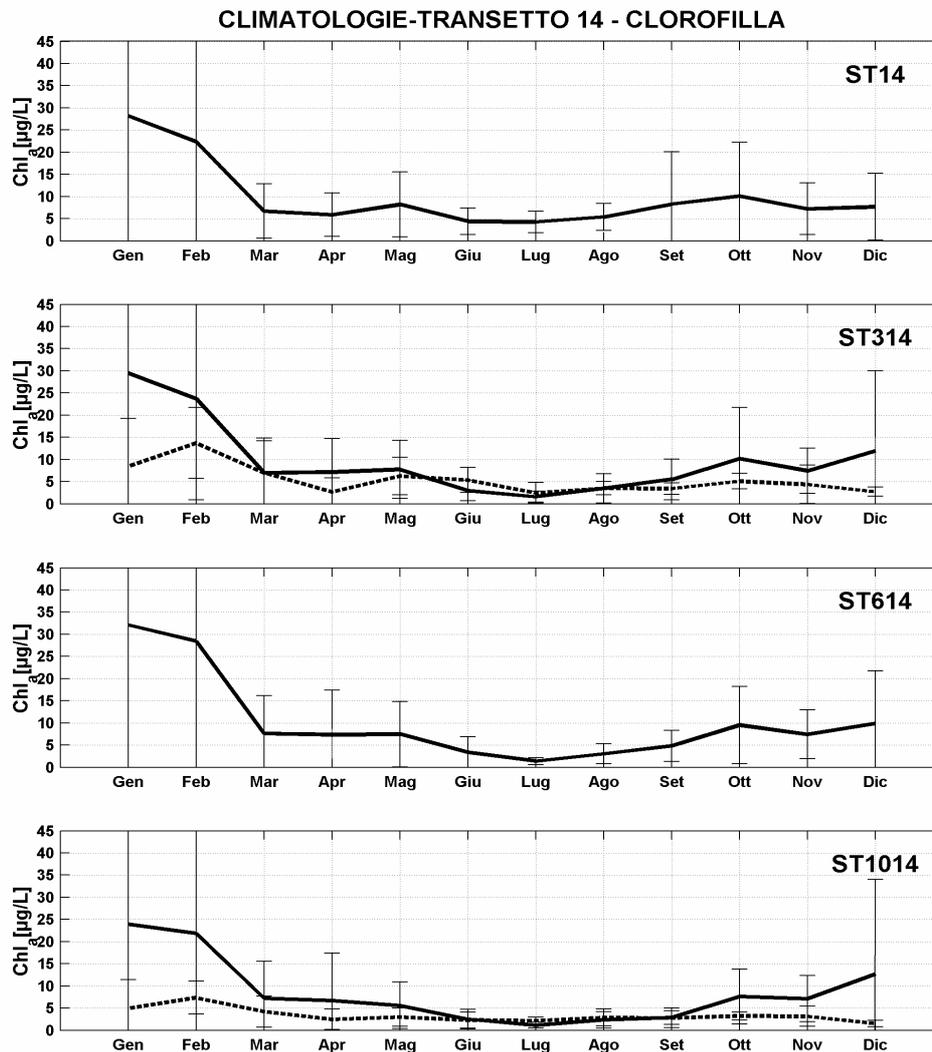


Fig. 3.2.4- Climatologie calcolate per il periodo 1995-2001 relative alla concentrazione di clorofilla-*a* nel transetto 14.

3.2.2 Correlazioni tra climatologie

I coefficienti di correlazione sono stati calcolati stazione per stazione tra i valori delle medie climatologiche, tra coppie di parametri con l'obiettivo di mettere in luce correlazioni tra gli andamenti stagionali delle differenti variabili. Occorre prestare attenzione nell'interpretazione di tali correlazioni, le quali non sempre sottendono relazioni causa-effetto ma di covarianza nel senso che alti valori di r (coefficiente di Pearson) indicano che le due variabili considerate variano in fase o in opposizione di fase in base al segno positivo o negativo del coefficiente.

Si ricorda che il numero di dati N su cui i coefficienti sono stati calcolati è per tutte le stazioni coincidente al numero di climatologie e dunque uguale a 12 e di conseguenza i gradi di libertà ($v=N-2$) considerati nel test di significatività sono pari a 10.

3.2.2a Nutrienti e Salinità

Riportando come esempio le matrici di correlazioni relative al transetto 14 (tabella 3.2.1) si osserva in generale una correlazione significativa di segno negativo tra la salinità con i nitrati ed i fosfati. Questa anticorrelazione tra i segnali stagionali suggerisce l'origine fluviale dei nutrienti che giungono lungo la costa emiliano-romagnola insieme alle acque dolci del Po e dei fiumi minori. Per entrambi la correlazione risulta stabile ed è significativa per i transetti 9, 14, 19.

La correlazione tra nitrati e ortofosfati è positiva ed altamente significativa ($r > 0.7$, $\alpha=0.01$); essa è presente in tutti i transetti, ad esclusione del transetto 2 più settentrionale.

3.2.2b Clorofilla-a, Nutrienti e Temperatura

La correlazione tra clorofilla-a e nitrati è presente nei transetti 9, 14 e 19, mentre tra clorofilla-a e ortofosfati si osserva a partire dal transetto 14 ad esclusione della stazione sotto costa ed in tutto il transetto 19.

La clorofilla è anticorrelata alla temperatura in maniera spesso altamente significativa; la situazione è confusa nel transetto 2 maggiormente influenzato dagli apporti padani, in cui la stazione 2 mostra al contrario una correlazione positiva e le altre stazioni non riportano alcuna correlazione significativa. Nitrati e ortofosfati sono correlati negativamente alla temperatura.

3.2.2c Clorofilla-a, Ossigeno Disciolto e Salinità

Osservando gli indicatori di biomassa e di produzione (clorofilla-a, ossigeno disciolto, pH) in relazione ai fattori nutrizionali e a quelli abiotici l'interpretazione delle correlazioni risulta difficile.

La concentrazione di clorofilla-a in superficie è positivamente correlata all'ossigeno nella parte meridionale (transetti 14 e 19) mentre nella parte settentrionale e nelle stazioni vicine a costa è correlata al pH.

La correlazione di segno negativo tra salinità e clorofilla-a è presente nelle stazioni più vicine a costa entro i 10 m di profondità circa nel transetto 2 (stazioni

2 e 302), mentre è totalmente assente nel transetto 4 e di nuovo ricompare nei transetti meridionali nelle stazioni entro i 3 km di distanza da costa.

Si noti in particolare la correlazione altamente significativa che esiste tra pH e ortofosfati nei transetti 2 e 4.

Tabella 3.2-1-Matrice di correlazione tra medie climatologiche calcolate per il transetto 4 per il periodo 1995-2001. In giallo le correlazioni significative al 95%, in base alla tabella 2.2.2 riportata nel capitolo2.

st.14	pH	temperatura	salinità	O2	clorofilla	nitrati	fosfati
pH	1.00						
temperatura	-0.62	1.00					
salinità	-0.37	0.68	1.00				
O2	0.77	-0.84	-0.68	1.00			
clorofilla	0.70	-0.64	-0.67	0.80	1.00		
nitrati	0.57	-0.95	-0.83	0.84	0.71	1.00	
fosfati	0.51	-0.81	-0.57	0.62	0.30	0.82	1.00
st.314	pH	temperatura	salinità	O2	clorofilla	nitrati	fosfati
pH	1.00						
temperatura	-0.40	1.00					
salinità	-0.19	0.64	1.00				
O2	0.55	-0.73	-0.39	1.00			
clo	0.45	-0.77	-0.71	0.51	1.00		
nitrati	0.20	-0.91	-0.82	0.52	0.84	1.00	
fo	-0.22	-0.65	-0.76	0.20	0.64	0.86	1.00
st.614	pH	temperatura	salinità	O2	clorofilla	nitrati	fosfati
pH	1.00						
temperatura	-0.41	1.00					
sa	-0.26	0.59	1.00				
O2	0.43	-0.82	-0.34	1.00			
clorofilla	0.51	-0.75	-0.60	0.58	1.00		
nitrati	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	
fosfati	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
st.1014	pH	temperatura	salinità	O2	clorofilla	nitrati	fosfati
pH	1.00						
temperatura	-0.38	1.00					
salinità	-0.07	0.41	1.00				
O2	0.60	-0.81	-0.19	1.00			
clorofilla	0.38	-0.84	-0.52	0.61	1.00		
nitrati	0.19	-0.89	-0.70	0.63	0.82	1.00	
fosfati	-0.24	-0.71	-0.62	0.40	0.66	0.86	1.00
st.2014	pH	temperatura	salinità	O2	clorofilla	nitrati	fosfati
pH	1.00						
temperatura	0.04	1.00					
	0.47	-0.10	1.00				
O2	0.35	-0.80	0.28	1.00			
clorofilla	-0.20	-0.43	-0.52	0.11	1.00		
nitrati	-0.55	-0.66	-0.60	0.26	0.77	1.00	
fosfati	-0.41	-0.38	-0.68	0.04	0.85	0.87	1.00

3.2.3 Analisi descrittiva della variabilità temporale a scala corta

Gli elaborati relativi alle serie temporali sono raccolti nell'**ALLEGATO B** del **Volume II**. In essi è stato riportato l'andamento evolutivo dei vari parametri per tutti i sette anni di indagine e come riferimento si è aggiunto il segnale stagionale rappresentato dalla corrispondente climatologia in modo da mettere in luce da un lato le anomalie rispetto a questo segnale e dall'altro la variabilità associata a differenti scale temporali.

Una serie temporale è una sequenza di osservazioni ordinate rispetto al tempo, dunque l'istante in cui viene effettuata la misurazione è di fondamentale importanza. Mentre in diversi contesti le osservazioni possono considerarsi statisticamente indipendenti, nelle serie temporali questo non avviene e la dipendenza tra i dati è connessa alla posizione assunta all'interno della serie.

Le serie temporali sono il risultato della somma di oscillazioni deterministiche a differenti frequenze più il rumore di fondo che è un elemento non periodico. In genere eventi meteorologici e i fenomeni marini ad essi connessi mostrano una periodicità annuale e stagionale, la quale è già stata mostrata nell'analisi delle climatologie. Nostro obiettivo è dunque quello di capire se all'interno delle serie esistano frequenze caratteristiche diverse da quelle già risolte, di individuare evidenti anomalie e di evidenziare eventuali *trend* evolutivi.

3.2.3a Temperatura

La temperatura mostra un andamento sinusoidale (vedi figura 3.2.5) che è funzione del segnale stagionale come si può vedere dalla perfetta corrispondenza con la climatologia in tutte le stazioni.

Si nota in generale una maggior variabilità a Nord infatti le massime escursioni termiche vanno dai 4°C di febbraio 2000 ai 30°C in agosto 2001 nel transetto 2. Nei transetti 14 e 19 invece le temperature non scendono sotto i 5 gradi e non superano i 28 gradi. In tutte le stazioni si notano:

- Temperature più elevate tra agosto e settembre con periodicità regolare nel 1995 nel 1998 e nel 2001 e questo può ricollegarsi a fattori di tipo climatico (cerchietti rossi in figura 3.2.5);
- Brusche escursioni dell'ordine di circa 5-8 gradi di temperatura sono evidenti a giugno negli anni '96 e '97 (ellissi color arancio figura 3.2.5);

- Un'anomalia negativa caratterizza i mesi di dicembre, gennaio, febbraio nell'inverno tra il 1999 e il 2000 e in minor intensità anche l'inverno tra il '98 e il '99; nel '95 invece, temperature particolarmente fredde si sono avute a marzo (cerchietti blu in figura 3.2.5);
- Una anomalia positiva caratterizza invece i mesi di novembre e dicembre 2000 nelle stazioni settentrionali mentre in quelle meridionali l'anomalia è tra dicembre e gennaio.

3.2.3b Salinità

Interpretare l'andamento temporale della salinità risulta complicato soprattutto nella regione settentrionale sotto il diretto influsso padano. La serie temporale è dominata da eventi sporadici che fanno pensare ad eventi di avvezione del pennacchio del Po in questa regione. Confrontando i diversi transetti, è evidente inoltre la distinzione tra i transetti 2 e 4 e i transetti 9, 14 e 19.

Nelle stazioni settentrionali la salinità assume valori bassissimi nei mesi primaverili e in quelli autunnali attorno ai 20 psu ma con picchi fino a 10 psu. Nei transetti 14 e 19 la salinità scende difficilmente sotto i 24 psu.

In generale prevalgono i picchi negativi indicando chiaramente l'apporto di acque dolci. Nettamente visibile è il picco negativo tra ottobre e novembre 2000 conseguenti ai forti eventi alluvionali con salinità che raggiungono in tutti i transetti valori tra 10 e 18 psu. Un altro picco particolarmente evidente si è verificato a tra ottobre e novembre del '96.

Un'anomalia positiva si distingue ad aprile del 2000 con valori che toccano in tutte le stazioni i 38 psu.

3.2.3c Ossigeno Disciolto

L'andamento dell'ossigeno presenta in questi sette anni di indagine picchi particolarmente positivi tra ottobre e novembre 2000 in tutti transetti escluso il transetto 14 dove questo picco risulta traslato a dicembre. I valori massimi di ossigeno disciolto si hanno nelle stazioni a 6 km con valori attorno ai 18 mg/l.

Un secondo picco dello stesso ordine di grandezza si ha a febbraio dell'anno successivo. Un'altra anomalia positiva si ha a maggio giugno del '98.

Ad agosto del '95 si ha invece una forte anomalia negativa con valori di OD molto bassi soprattutto a nord. Tutta l'estate del '98 è caratterizzata da valori di ossigeno al di sotto della media.

A colpo d'occhio si nota una forte variabilità associata a questo parametro che contraddistingue tutto il 1999.

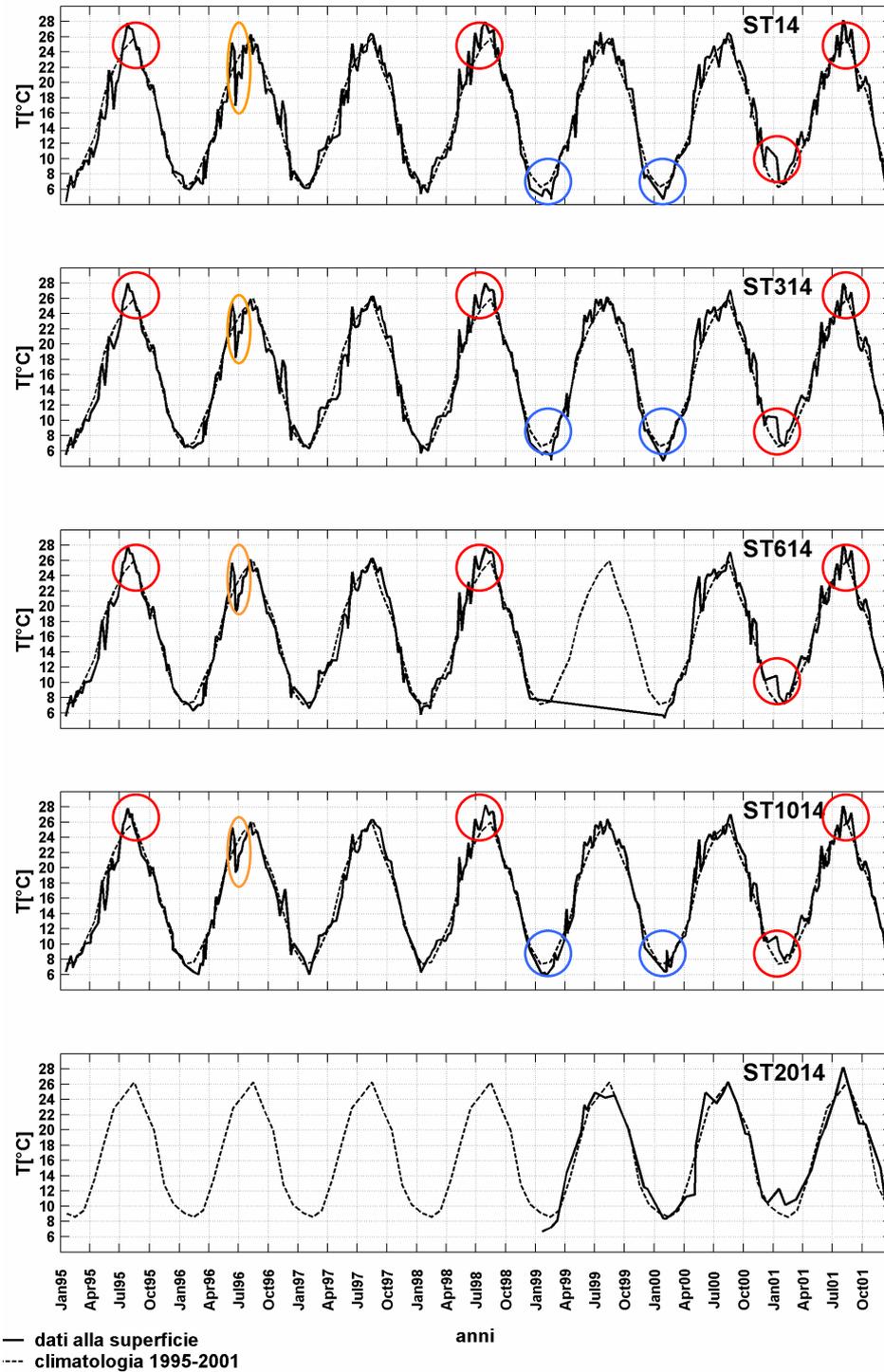


Fig. 3.2.5-Serie temporale della temperatura relativa al transetto 14. I cerchietti colorati evidenziano le anomalie. Per la descrizione si veda il testo.

3.2.3d Clorofilla-a

Nel transetto 2 sono evidenti un picco a maggio del 1999 e uno a novembre del 2000 nelle stazioni entro i 3km da costa con valori che raggiungono gli 80 µg/l.

Nel transetto 4 al picco di novembre 2000 si aggiungono quelli di febbraio '97, febbraio '98, maggio '99.

Nei transetti 9, 14 e 19 il picco di febbraio '98 supera i 120 µg/l, mentre è evidente una spiccata variabilità nell'autunno inverno tra il 2000 e il 2001 in seguito alle alluvioni di ottobre.

3.2.3e Nitrati

Concentrazioni tendenzialmente maggiori si hanno nelle stazioni più a nord. Valori elevati di nitrati sono presenti soprattutto da ottobre ad aprile tra il '96 e il '97 e tra il 2000 e il 2001 in tutte le stazioni.

Picchi particolarmente pronunciati si rilevano:

- Nel transetto 2 a gennaio'97 (1500 µg/l), novembre '99 (1600µg/l), a febbraio 2001 (1400 µg/l);
- Nel transetto 4 a gennaio '97 nella stazione a 3 km (1600 µg/l), a novembre '99 e febbraio 2001 nella trazione a 0.5 km (1200-1400 µg/l);
- Nel transetto 9 a febbraio '96, gennaio '97 e novembre '99 nella stazione vicina a costa (1400 µg/l);
- Nel transetto 14 a febbraio '96 (1600 µg/l) e gennaio '97 (1000 µg/l) entro i 3 km da costa;
- Nel transetto 19 a febbraio '96 (1200-1400 µg/l) e gennaio '97 (800 µg/l).

3.2.3f Ortofosfati

L'andamento del fosforo-ortofosfato è caratterizzato da frequenti oscillazioni a scale temporali brevi in seguito a vari processi quali ad esempio la rapida assimilazione da parte del fitoplancton, I processi avvevivi di trasporto, il rilascio e la risospensione dai sedimenti.

Anche per i fosfati, in generale, gli inverni tra il '96 e il '97 e tra il 2000 e il 2001 si distinguono per gli ingenti quantitativi con picchi che raggiungono i 60 µg/l nel transetto 2. Particolarmente anomala è la situazione della stazione 14

caratterizzata da elevata variabilità con picchi molto accentuati che superano i 70 µg/l a marzo '95 e marzo '97 e ad aprile 2001.

Contrariamente a quanto asserito da Rinaldi e Montanari (1995) riguardo all'andamento evolutivo della clorofilla, nitrati e ortofosfati dagli anni 1982-1994 non si riscontrano diminuzioni evidenti in questi ultimi anni, ma se si confrontano le serie temporali di questi parametri con la figura 3.1.3, relativa alla stazione 4 antistante Porto Garibaldi, si ha una certa continuità. Effettivamente i contenuti di fosforo-ortofosfato non superano i 30 µg/l e i nitrati, ad eccezione di gennaio '97, non superano i 1600 µg/l. Abbondantemente sotto le medie climatologiche rimangono i valori dei nitrati a partire da aprile 1997 a ottobre del 1999.

Riguardo all'andamento della clorofilla si ha continuità fino al gennaio '97 oltre al quale compaiono nuovamente picchi che superano gli 80 µg/l.

3.2.4 Anomalie e Correlazioni

Le elaborazioni grafiche relative all'analisi delle anomalie sono contenute in **ALLEGATO C** nel **Volume II**. I motivi che hanno portato al calcolo delle anomalie risiedono nella necessità di investigare la variabilità dei nostri dati sottraendo completamente quello che è il segnale stagionale. Le anomalie standardizzate ci permettono di confrontare differenti variabili in termini di numero di deviazioni standard, ovvero con la stessa unità di riferimento. In questo modo si sono riportate sullo stesso grafico le oscillazioni che si sovrapponevano ai cicli stagionali nelle serie temporali.

La divisione delle anomalie per la deviazione standard permette non solo di misurare picchi relativi a differenti parametri o a differenti periodi della stessa serie con lo stesso metro, ma di ottenere anche una stima della probabilità associata all'occorrenza di ciascun picco.

Se si suppone che i nostri dati, x , abbiano una distribuzione normale avente media μ e deviazione standard σ , si calcola la Z definita come:

$$Z = \frac{1}{\sigma}(x - \mu)$$

La trasformazione applicata fornisce la distanza di ogni singolo dato dalla media espressa in numero di deviazioni standard. La variabile standardizzata Z si distribuisce normalmente con media zero (0) e deviazione standard uguale a uno (1). Dunque la probabilità che un certo valore ricada entro una deviazione

standard è pari circa al 68%, entro 2 deviazioni standard è pari al 95% ed entro tre deviazioni standard al 99%.

Il problema è cercare di capire quali tra le oscillazioni mostrate abbiano una frequenza che è intrinseca al sistema, quindi guidata da processi interni, e quali siano guidate da fluttuazioni esterne. Le fluttuazioni periodiche sono legate ai forzanti che le hanno generate e sono caratterizzate dalle medesime frequenze.

Osservando le anomalie visualizzate possiamo ritenere eventi straordinari quei valori che superano le tre deviazioni standard. Per quanto riguarda la temperatura nessun valore supera la linea delle tre deviazioni standard e questo può significare che le climatologie calcolate sono in grado di risolvere in maniera corretta la variabilità stagionale di questo parametro. Valori negativi rispetto alla media sembrano ben bilanciare i valori positivi. Le fluttuazioni a breve scale temporale rispetto all'andamento medio sono dovute agli apporti fluviali, al moto ondoso, alla presenza di biomassa algale, la quale provoca un maggior assorbimento di calore.

Per quanto concerne la salinità nessuna anomalia positiva supera le due deviazioni standard mentre sono frequenti i valori negativi che toccano le tre deviazioni standard con picchi che si spingono oltre, soprattutto nelle stazioni meridionali caratterizzate da minori variabilità per cui i picchi assumono un peso maggiore. Tali picchi coincidono con le abbondanti portate fluviali.

Clorofilla, nitrati e fosforo-ortofosfato mostrano invece una variabilità intrinseca entro una deviazione standard con picchi positivi frequenti che raggiungono le tre deviazioni standard. Tali picchi per la clorofilla coincidono ai periodi dell'anno in cui avvengono le fioriture algali, intorno ad aprile e ad ottobre. Un periodo caratterizzato dall'assenza di picchi rilevanti di clorofilla è riscontrabile dalla primavera 1999 all'autunno 2000 (vedi figura 3.2.6 riquadro verde).

L'interpretazione visiva dell'andamento delle sostanze nutritive non è immediata. Si nota per i nitrati una generale ridotta variabilità con la quasi assenza di picchi a partire circa dall'inverno del 1997 all'autunno del 2000. Si vede un picco ad ottobre del '99 in qualche stazione (vedi figura 3.2.6 riquadro rosa).

In figura 3.2.6 sono state tracciate delle linee rosse tratteggiate per delimitare l'intervallo di variabilità intrinseca del sistema delle variabili rappresentate; le oscillazioni che superano tali delimitazioni sono attribuibili a forzanti esterni. Ad esempio si osservi la perturbazione provocata dallo straordinario fenomeno

alluvionale di ottobre 2000; essa è ben visibile da ottobre fino ad aprile dell'anno successivo in tutti i parametri.

3.2.5 Correlazioni tra serie temporali di anomalie

Le anomalie sono state poi utilizzate per indagare le possibili correlazioni esistenti tra coppie di parametri. In questo caso le correlazioni indicano variazioni in fase o in opposizione di fase tra eventi al di fuori del ciclo stagionale. Si riporta la tabella dei coefficienti relativi alla stazione 314 (tabella 3.2.2).

3.2.5a Nutrienti e Salinità

La salinità è correlata alla concentrazione di nitrati in maniera altamente significativa; la correlazione ha segno negativo ed è presente in tutte le stazioni. Inconfutabile dunque la provenienza dei nitrati dalle acque dolci fluviali sia a livello stagionale che di più alta frequenza.

Nessuna correlazione è emersa tra salinità e fosforo ortofosfato, mentre la correlazione positiva tra nitrati e fosfati è significativa per tutte le stazioni eccetto le stazioni 1009, 2014, 1019.

3.2.5b Clorofilla-a, Nutrienti e Temperatura

In tutte le stazioni la correlazione tra clorofilla-a e nitrati è significativa, escluse le stazioni 1002, 2004, 1009 e 2014.

La correlazione tra clorofilla e fosfati è osservabile solo nelle stazioni 2 e 2004. Nel transetto 2 i valori di r sono però prossimi al livello di significatività del 95% ($r = 0.138$ con $v=200$ e $r = 0.113$ con $v=300$); si ricorda infatti che i gradi di libertà sono stati volontariamente posti pari a 200 in maniera cautelativa con l'intento di porre un limite di significatività identico per le stazioni le quali hanno tutte un numero di *record* superiore a 200. Questa correlazione è di segno negativo.

Nelle stazioni 302 e 1002 esiste una correlazione positiva tra clorofilla e temperatura; è interessante notare come questa correlazione cambi di segno (nel transetto 9) spostandoci nelle stazioni meridionali mostrando valori di r negativi e significativi nel transetto 19.

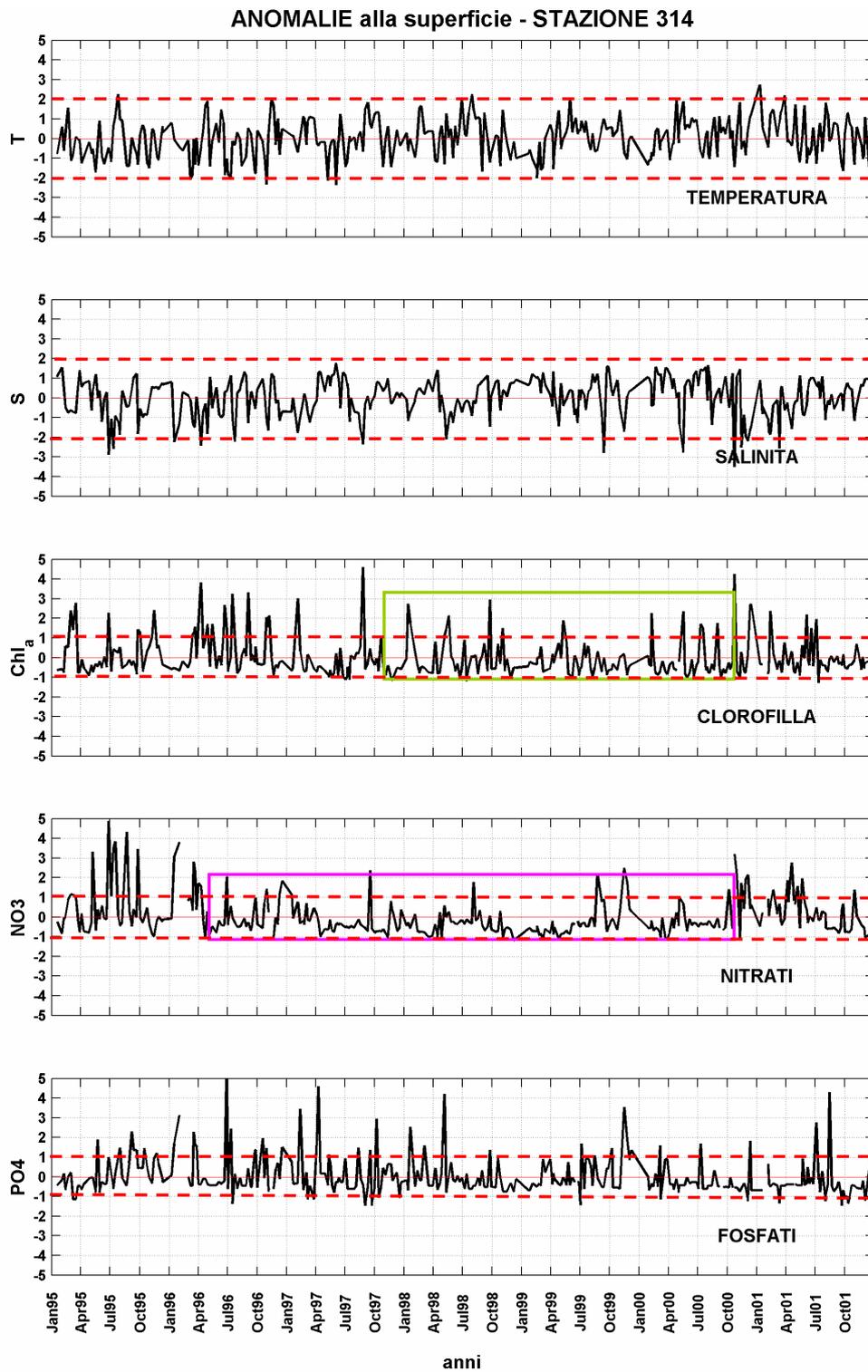


Fig. 3.2.6-Anomalie alla superficie calcolate per la stazione 314 antistante Cesenatico. Per le parti racchiuse nei rettangoli colorati si veda il testo.

st.314	pH	temperatura	salinità	OD	clorofilla	nitrati	fosfati
pH	1.00						
temperatura	0.11	1.00					
salinità	-0.53	-0.14	1.00				
OD	-0.24	-0.29	0.24	1.00			
clorofilla	0.48	-0.11	-0.48	-0.12	1.00		
nitrati	0.12	-0.14	-0.55	-0.04	0.25	1.00	
fosfati	-0.05	-0.17	-0.03	0.10	0.08	0.21	1.00

Tabella 3.2-2-Matrice di correlazione relativa alle serie temporali della stazione 314. In giallo i valori significativi di r al 95% ($r > 0.138$).

3.2.5c Clorofilla-a, Ossigeno Disciolto e Salinità

La correlazione tra la concentrazione di clorofilla-a e la salinità è di segno negativo ed altamente significativa in tutte le stazioni ($r > 0.18$, $P = 1 - \alpha = 99\%$).

La correlazione tra clorofilla-a e OD è frequente e di segno negativo. Questa correlazione è nulla nel transetto2.

Confrontando le due diverse tipologie di correlazioni calcolate si fanno le seguenti considerazioni:

- Nelle correlazioni calcolate sulle climatologie, quella tra la salinità e i nutrienti risulta significativa, sia per i nitrati che per i fosfati nei i transetti 9, 14 e 19. Nelle serie temporali ad anomalie la correlazione tra salinità e nitrati è altamente significativa in tutte le stazioni mentre non si ha alcuna correlazione tra salinità e fosforo-ortofosfato;
- Anche tra concentrazione di clorofilla e nutrienti esiste, a partire dal transetto 9 verso sud, una correlazione positiva tra le climatologie, mentre nelle serie temporali la correlazione con i nitrati è diffusa ma è assente tra clorofilla e fosfati eccetto in qualche stazione dove però il segno della correlazione è opposto, quindi negativo;
- Tra climatologie la correlazione salinità-clorofilla è presente nelle stazioni più vicine a costa mentre, tra le serie temporali ad anomalie la correlazione è altamente significativa in tutte le stazioni;
- La temperatura evidenzia una correlazione negativa con le concentrazioni di sostanze nutritive in entrambi i casi della climatologia e delle anomalie. Anche per la correlazione tra temperatura e clorofilla la situazione è simile eccetto che nel caso delle correlazioni positive nelle stazioni del transetto 2. Tra temperatura e clorofilla la correlazione è altamente significativa se

calcolata tra climatologie mentre tra serie temporali si rileva solo in qualche stazione.

- La correlazione tra clorofilla e ossigeno disciolto è di segno positivo ed è presente nelle stazioni vicino a costa e nella zona meridionale se calcolata tra climatologie; nell'altro caso la correlazione è diffusa e di segno opposto.

Non è facile trarre conclusioni dai risultati ottenuti ma facendo riferimento a due studi statistici condotti da Galliani et al.(1992) e Warren et al. (1992) sui medesimi dati raccolti in periodi differenti, sono possibili alcuni confronti.

Nel primo studio è stata applicata l'analisi spettrale alla serie temporale di dati giornalieri raccolti alla stazione 314 tra il 1984 e il 1989. L'analisi spettrale comprende anche il calcolo di correlazioni tra vari parametri.

Galliani et al. (1992) hanno rilevato che non esiste coerenza tra gli spettri della salinità e quelli di nitrati e fosfati attorno ad un periodo di oscillazione di circa 30 giorni. Nel nostro caso, sia le correlazioni tra le climatologie, rappresentanti scale temporali di diversi mesi, sia le correlazioni tra anomalie, che rappresentano scale di frequenza più alta, ovvero settimanale o giornaliera, sono statisticamente rilevanti. Si può ipotizzare che segnali aventi un periodo superiore al mese siano determinati dall'afflusso di nutrienti da parte dei fiumi, mentre quelli con periodi inferiori al mese siano collegati alla stabilità o meno della colonna d'acqua.

L'analisi di fase condotta per periodi compresi tra 1 e 10 giorni non ha mostrato alcuna differenza di fase tra salinità e clorofilla e tra clorofilla e fosfati, mentre una differenza di 20 ore è stata riconosciuta tra clorofilla e nitrati (Galliani et al.,1992). Questo è in accordo con i valori altamente significativi ottenuti nella nostra analisi per clorofilla e salinità dalle serie temporali di anomalie. I processi osservati a tali frequenze sono da collegarsi a fenomeni di trasporto avvevativo e alle generali condizioni idrodinamiche del bacino che a loro volta sono connesse al vento, ai forzanti termici e allo scarico fluviale.

Un segnale particolarmente forte è stato rilevato tra clorofilla e fosfati con periodicità di 2-3 giorni (Galliani et al., 1992). Con i nostri dati non siamo in grado di risolvere tali periodi di oscillazione i quali sono di notevole importanza nella dinamica dei nutrienti perché caratterizzano i processi di rimineralizzazione riflettendosi inevitabilmente sull'andamento della concentrazione di clorofilla e di ossigeno disciolto.

Nello studio di Warren et al.(1992) l'analisi statistica è stata applicata alle quindici stazioni del monitoraggio Daphne situate a 0.5 km dalla linea di costa. In esse sono stati calcolati i coefficienti di correlazione per le serie temporali dal 1984 al 1989 senza calcolare le anomalie ed i risultati sono diversi da quelli da noi ottenuti.

Warren et al.(1992) non hanno ottenuto alcuna correlazione tra clorofilla e nutrienti, né tra clorofilla e temperatura. Nella nostra analisi invece la correlazione tra clorofilla ed ossigeno disciolto vede correlazioni positive nella prima parte dell'anno in associazione alle fioriture di Diatomee mentre correlazioni negative sono state osservate nella seconda parte dell'anno. La spiegazione può essere che mentre nella prima parte dell'anno predominano i processi di produzione autotrofa con le fioriture di Diatomee, nella seconda parte dell'anno prevalgono i processi eterotrofi o degradativi della sostanza organica sulla produzione primaria rappresentata dalle fioriture di Dinoflagellate. Questo può far riflettere riguardo al segno discordante riscontrato nelle nostre correlazioni, positivo se calcolato tra climatologie, negativo se calcolato tra anomalie standardizzate come ad evidenziare le differenti scale temporali che caratterizzano i processi di consumo e produzione dell'ossigeno disciolto.

Consistente invece è il risultato che vede clorofilla e salinità fortemente in opposizione di fase. Questo risultato conferma definitivamente l'origine remota di una parte consistente della biomassa fitoplanctonica che potrebbe crescere davanti al delta del Po e poi essere trasportata passivamente dalle correnti lungo la costa dell'Emilia Romagna.

Capitolo 4

Analisi Spaziale delle osservazioni

4.1 Costa Emiliano Romagnola: circolazione

La struttura termoalina della colonna d'acqua è determinata da due diversi fattori:

- Lo scambio di calore alla superficie;
- Lo scambio di acqua con l'atmosfera ed i fiumi.

In questa regione e nel Nord Adriatico in generale, a partire dal mese di dicembre fino a febbraio-marzo, la colonna d'acqua risulta instabile ed uniformemente rimescolata, mentre in tutto il resto dell'anno si genera una condizione di stabilità con una marcata stratificazione, grazie ai flussi di calore e di acqua in particolare l'apporto fluviale. In autunno inoltrato la perdita di calore in superficie, alla quale si somma l'effetto destabilizzante dei venti, provoca un incremento della densità con il conseguente innesco di moti convettivi e la formazione di acque molto dense.

In condizioni di uniformità della colonna d'acqua (caso barotropico), la circolazione è guidata essenzialmente dal vento. In inverno, si rafforza la cosiddetta Western Adriatic Coastal Current (WACC, Artegiani et al., 1997) che è diretta verso Sud lungo la costa. In inverno le correnti lungo la fascia costiera sono più intense rispetto a quelle al largo.

In primavera, il flusso di calore all'interfaccia aria-mare è invertito rispetto all'inverno ed il progressivo accumulo di calore alla superficie del mare genera una diminuzione di densità e l'instaurarsi progressivo del termoclino stagionale.

In questo periodo l'ingente portata del fiume Po spinge al largo le acque dolci che scivolano sullo strato più denso di acque salate, mentre le acque provenienti dai fiumi secondari (15-20% del totale) rimangono confinate nella fascia costiera.

A fine primavera-estate la profondità dello strato superficiale aumenta progressivamente grazie all'effetto di diluizione delle acque dolci ed al

riscaldamento, la colonna d'acqua risulta quindi fortemente stratificata. Si distinguono 3 strati con caratteristiche eterogenee:

- Lo strato superficiale che è sotto la diretta influenza degli apporti fluviali;
- Uno strato intermedio;
- Lo strato di fondo costituito da acque più fredde e maggiormente salate.

La stratificazione impedisce la diffusione turbolenta all'interno della colonna d'acqua ed il trasporto della sostanze dal fondo in superficie. In queste condizioni la circolazione risulta complessa. Essa è controllata nello strato superficiale dal gradiente termalino orizzontale e in minor parte dallo stress del vento. Durante l'estate e l'autunno, il sistema costiero è distinto dalle acque di mare aperto da un fronte termico e alino la cui posizione è assai variabile e spostata al largo rispetto all'inverno.

In primavera ed estate, le correnti lungo la costa possono occasionalmente andare in direzione nord, ovvero opposta a quella dell'inverno, specialmente in situazioni di particolare calma ed in presenza di un gradiente di densità lungo costa.

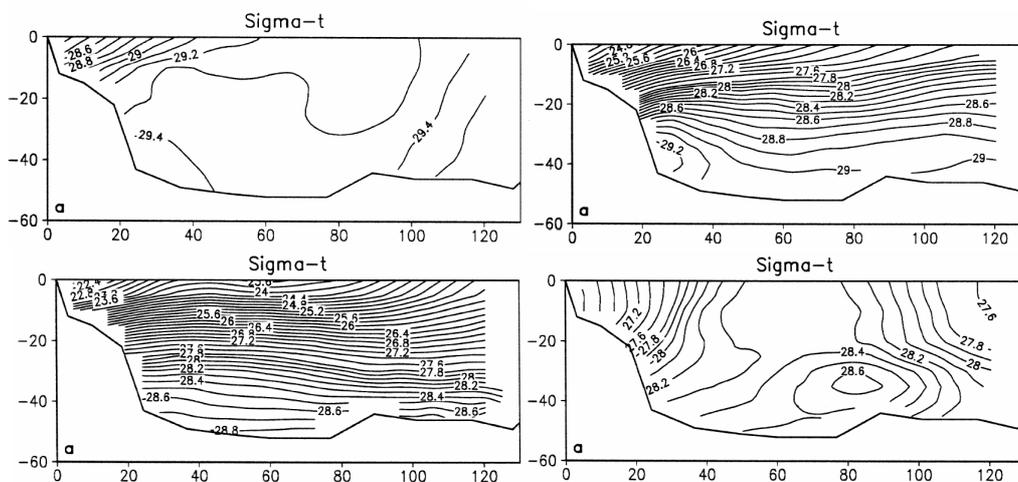


Fig. 4.1.1 Sezioni verticali sul transetto Rimini-Pula riguardanti la distribuzione di densità nelle diverse stagioni: in alto a sinistra in inverno, in alto a destra in primavera, in basso a sinistra in estate, in basso a destra in autunno. [da Zavatarelli et al.1997]

Si osservi in figura 4.1.1 la distribuzione verticale di densità calcolata da Zavatarelli et al.(1997) sul transetto Rimini-Pula per zone a profondità superiori ai 15 m, dunque al limite del fronte costiero. In inverno si nota l'influenza delle acque fluviali di origine padana limitatamente ad una regione molto vicina alla costa, con valori minimi di densità (28.6 kg/m^3) in superficie lungo la costa

occidentale. In primavera la stratificazione diviene evidente con valori di σ_T attorno ai 25 kg/m^3 attraverso tutta la sezione. In estate la stratificazione persiste con valori che toccano in superficie i 22.8 kg/m^3 , mentre in autunno la colonna d'acqua ritorna ad essere ben rimescolata e il fronte di densità ritorna ad essere evidente in una regione molto vicina alla costa.

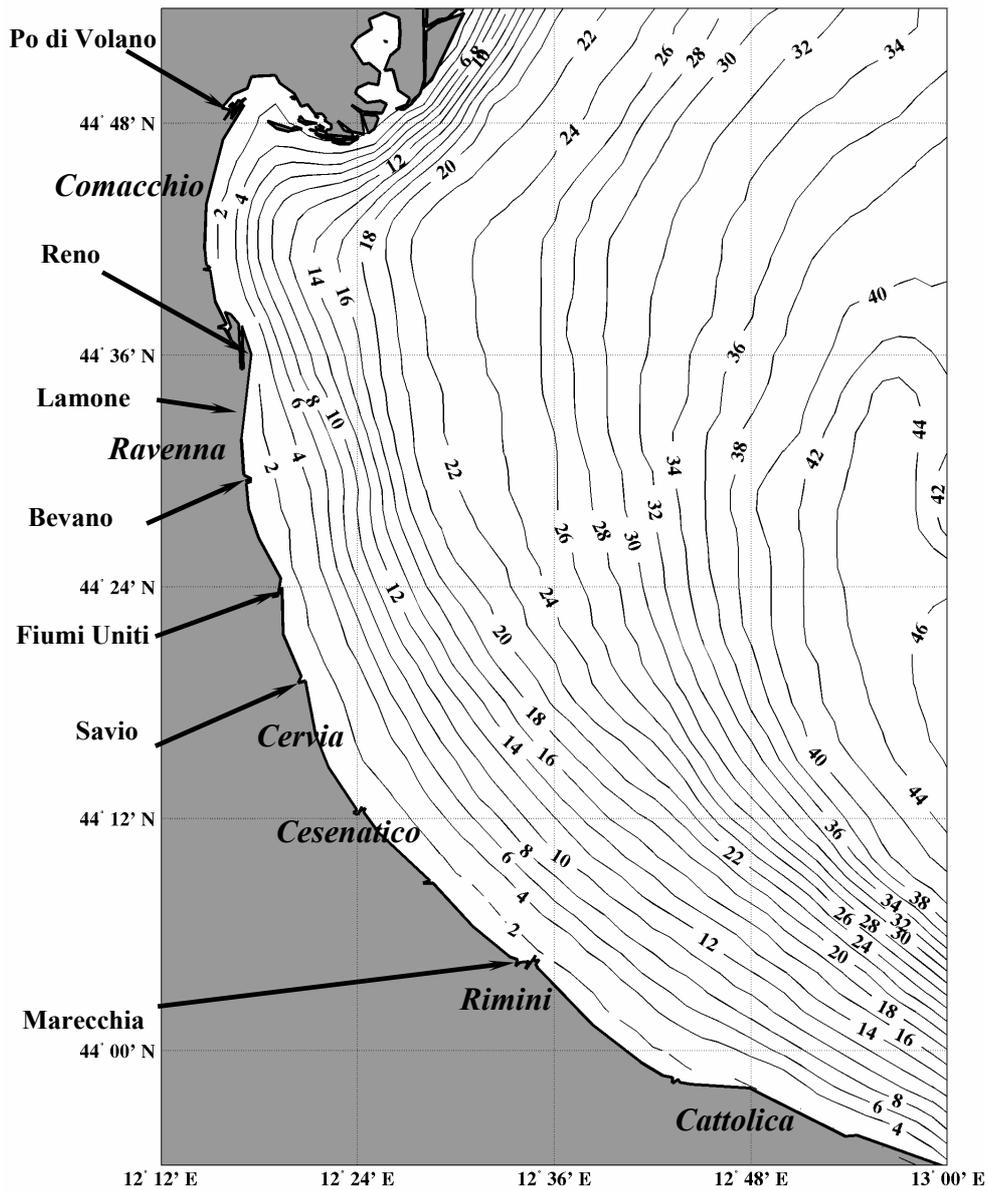


Fig. 4.1.2-Batimetria della Fascia costiera Emiliano Romagnola. Le frecce indicano le foci dei fiumi principali presenti nella zona litorale. Vengono indicate anche le principali città costiere.

4.2 Il campo di densità e le correnti superficiali

La tecnica di analisi oggettiva applicata alle climatologie calcolate per ciascuna stazione del monitoraggio Daphne ha permesso l'elaborazione di mappe alla superficie di vari parametri su base media mensile tra cui temperatura, salinità e clorofilla-*a*.

Temperatura e salinità hanno permesso di calcolare la densità (σ_T) in superficie e dunque di elaborare mappe di questo campo fondamentale dal quale dedurre la struttura delle correnti superficiali supponendo un equilibrio geostrofico.

Le mappe che verranno presentate sono state mascherate dove il campo dell'errore supera il valore di 0.3, come si può vedere in figura 4.2.1

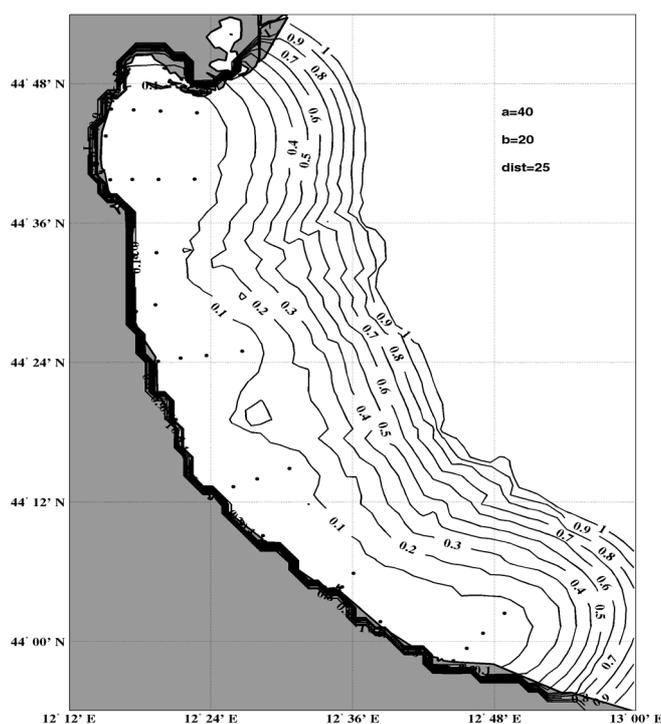


Fig. 4.2.1-Mappa dell'errore calcolato con la tecnica dell'analisi oggettiva. L'isolinea dove l'errore è pari a 0.3 rappresenta il limite oltre al quale le distribuzioni dei parametri saranno mascherate.

L'analisi oggettiva è stata applicata utilizzando i dati di tutte le stazioni ad esclusione delle due stazioni situate a 20 km dalla linea di costa le quali non erano coerenti con le altre stazioni, come si può ben vedere dagli elaborati nel **Volume**

II, sia per la frequenza del loro monitoraggio sia per le diverse caratteristiche chimico-fisiche.

In gennaio (figura 4.2.2a) la densità presenta valori attorno ai 24 kg/m^3 nella zona settentrionale subito sotto il delta padano (Po di Volano), poi scende fino a 22.8 kg/m^3 proprio nella regione tra il fiume Reno e il fiume Lamone dove è presente un anticiclone. Nella regione più settentrionale, antistante il Po di Volano, è presente invece un ciclone. Scendendo all'altezza di Ravenna si ha la chiusura dell'anticiclone con un flusso di acqua proveniente dal largo verso la costa e che diverge a sud, lungo la zona più meridionale della costa ER. In quest'ultima regione, si instaura un gradiente in direzione OE (trasversale alla costa) che vede densità inferiori sotto costa (23 kg/m^3) e densità maggiori al largo ($>25 \text{ kg/m}^3$). Questo sottintende ad una corrente in direzione sud (la WACC invernale). L'anticiclone che si viene a formare a Nord di Ravenna potrebbe essere ricondotto al pennacchio del Po che però non va a lambire la zona di fronte alla foce del Po di Volano.

In febbraio (figura 4.2.2b) la situazione è cambiata: le acque meno dense si rilevano nella parte settentrionale con valori tra 21 e 22 kg/m^3 fino all'altezza di Ravenna e con valori tra 22 e 23 kg/m^3 all'altezza di Cesenatico. In questa regione settentrionale della costa ER predomina ora il flusso di acque, di origine nord padana, provenienti dal largo. E' chiaro infatti che la struttura anticiclonica prima residente tra il Reno e Ravenna si è ora spostata a Nord, occupando tutta la regione a Nord di Ravenna. Le scale orizzontali del campo in questa zona sono ridotte e forse il campionamento non riesce a risolverle in maniera efficace. Tra Ravenna e Cesenatico si osservano diversi fronti perpendicolari a costa (gradiente di densità in direzione NS) con una zona di instabilità di fronte alla foce dei Fiumi Uniti. A sud di Cesenatico i fronti vengono progressivamente "piegati" in direzione sud ristabilendo il gradiente di densità OE, con valori a costa attorno ai 24 kg/m^3 e al largo superiori ai 26 kg/m^3 , e mantenendo una corrente in direzione sud come a gennaio.

A marzo (figura 4.2.2c) notiamo a nord di Ravenna un fronte molto esteso con un gradiente ben netto di densità e con valori inferiori ai 21 kg/m^3 a nord e valori pari a 25 kg/m^3 al largo di Ravenna. Questo indica un flusso intenso di acque dal largo. Permane l'instabilità di fronte alla foce dei Fiumi uniti dove forse il campionamento non permette la risoluzione delle scale della circolazione. Sono ancora evidenti i fronti perpendicolari a costa a sud di Cesenatico.

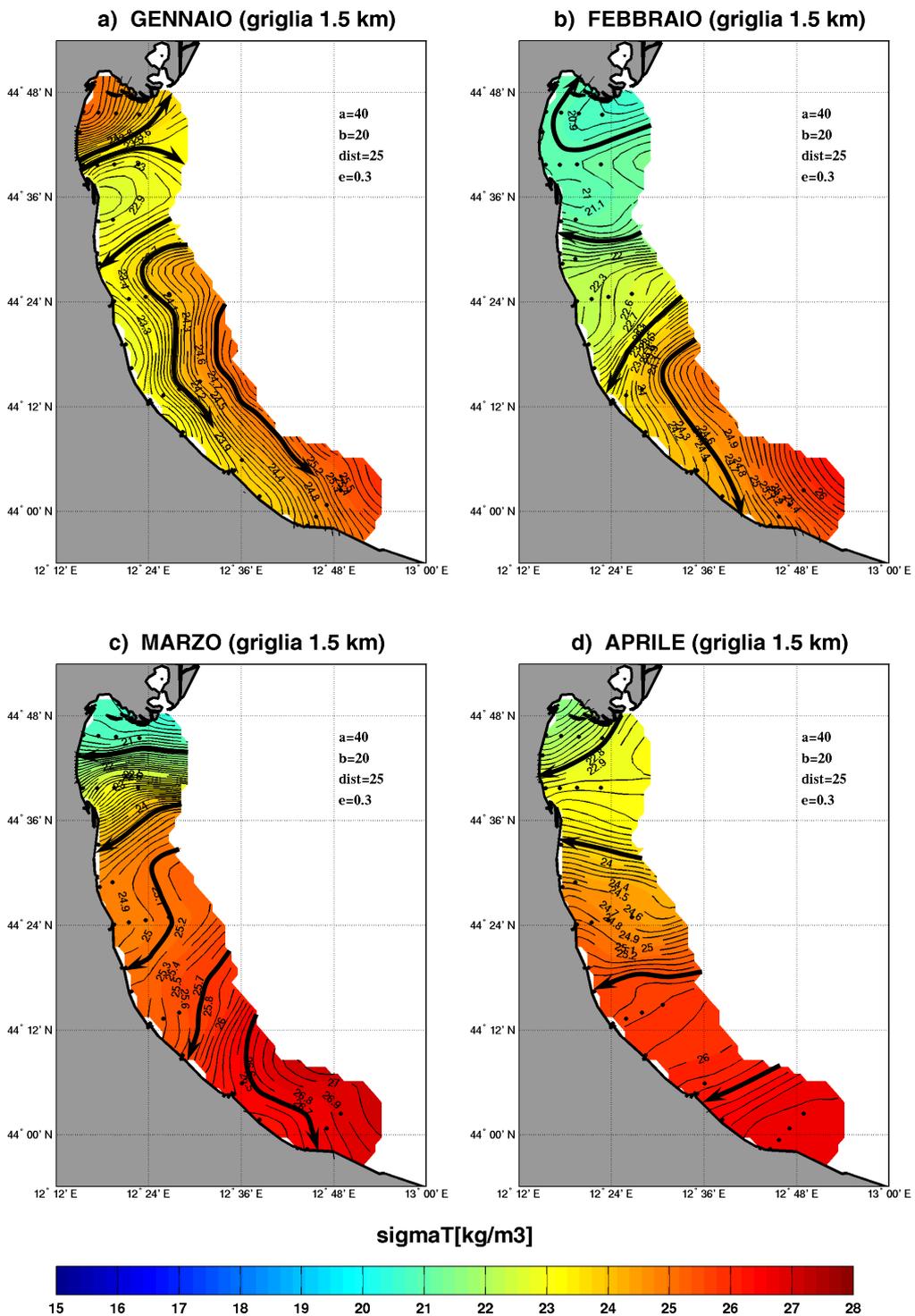


Fig. 4.2.2- Campo di densità. I puntini neri rappresentano le stazioni di campionamento. In alto a destra sono riportati i parametri della funzione di correlazione (a e b) ed il valore dell'errore di mascheramento (e). Il parametro dist è la distanza influenzale.

nella parte più meridionale, da Rimini in giù con valori di densità da 26.4 a oltre 27 kg/m³ al largo.

Ad aprile tutta la costa è interessata da fronti trasversali alla costa, in particolare uno subito sotto il delta, uno tra Ravenna e Cesenatico e uno a sud tra Rimini e Cattolica.

A partire da maggio (figura 4.2.3a) si nota l'emergere di strutture di mesoscala che permangono per tutta la stagione estiva. Le scale spazio-temporali che caratterizzano i fenomeni in questo periodo sono tali da ritenere il monitoraggio quasi insufficiente. Da maggio aumenta la vorticità anticiclonica associata alla zona costiera: a nord persiste un fronte che si estende dal delta fino alla foce del fiume Reno. Tra Ravenna e Cesenatico il fronte che determina l'apporto di acque dal largo verso costa è ancora presente. Molto diversa è la situazione nella parte meridionale dove assistiamo ad un'inversione del gradiente OE e dunque ad una corrente in direzione SN. Tra Rimini e Cattolica la densità è maggiore vicino a costa (23 kg/m³) e minore al largo (<22 kg/m³). Si noti la formazione di un anticiclone proprio di fronte alla foce del fiume Marecchia.

A giugno (figura 4.2.3b) il fronte settentrionale si estende fino a Ravenna, mentre più a sud all'altezza dei Fiumi Uniti si instaura un gradiente negativo di densità verso il largo che determina in un'area molto limitata un flusso di acqua in direzione nord così come nella zona antistante Cattolica, dove la corrente risale verso nord. Di fronte alla foce del Marecchia la situazione è opposta rispetto al mese precedente dove si assiste alla formazione di un piccolo ciclone, che racchiude al suo interno le acque più dense rilevate in tutto il litorale (23.5 kg/m³) in questa stagione.

In luglio la situazione nella parte settentrionale fino a Casal Borsetti (a nord di Ravenna) rimane circa invariata con un fronte esteso forse leggermente inclinato in direzione NE-SO rispetto ai mesi precedenti e molto più forte di fronte alla foce del Reno e del Lamone. I valori di σ_T non superano i 21 kg/m³. Tra Ravenna e Cesenatico la situazione è peculiare: si osserva la formazione di un dipolo (ciclone a nord e anticiclone a sud). Di fronte a Rimini è di nuovo presente un fronte ben delineato che diverge ai suoi estremi in direzioni contrapposte. Nella zona più meridionale si instaura un debole gradiente OE.

Ad agosto si osservano pochi fronti e il gradiente in direzione NS è uniforme. Sono presenti perturbazioni a piccolissima scala spaziale che il campionamento non riesce a catturare.

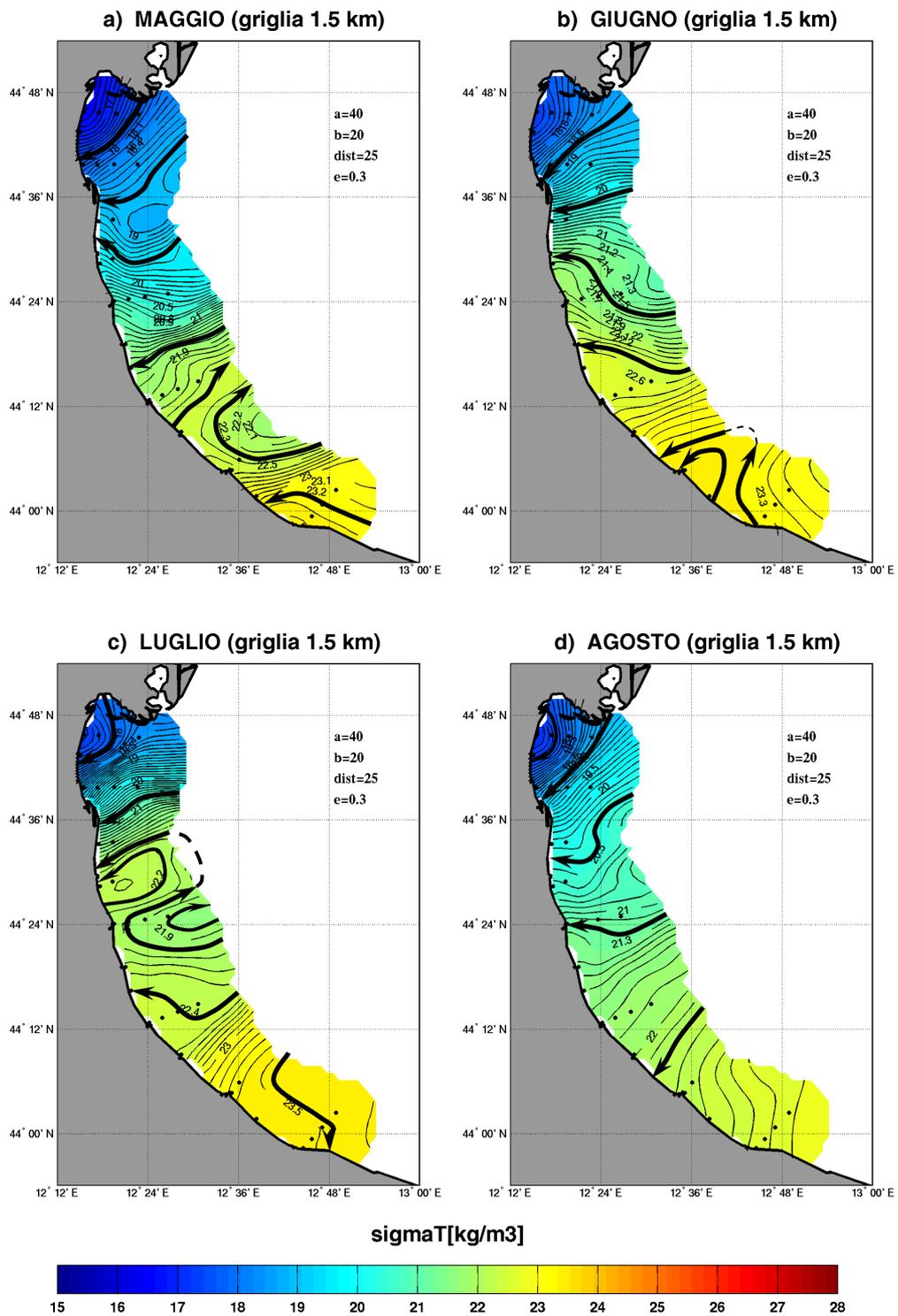


Fig. 4.2.3-Campo di densità fine primavera-estate. Le linee tratteggiate sono state aggiunte in maniera soggettiva come interpretazione della linea di corrente dove l'estrapolazione del campo è soggetta ad errore superiore a quello stabilito (e).

A settembre (figura 4.2.4a) il fronte settentrionale, con valori minimi tra i 19-20 kg/m³, non è molto intenso ma ben delineato e si spinge fino a Casal Borsetti. A sud di Ravenna le isopiche si riavvicinano, come per formare un fronte ben definito, ma divergono in direzione sud in prossimità della costa stabilendo nella zona antistante a Cesenatico un gradiente OE ed una corrente in direzione sud. Si osserva l'accento ad un meandro e la formazione al largo di un ciclone con al centro densità maggiori di 24 kg/m³. La corrente gira nuovamente in direzione della costa all'altezza di Rimini, mentre all'altezza di Cattolica va nuovamente in direzione sud. Il campo di densità a settembre non supera i valori di 24.5 kg/m³.

In ottobre (figura 4.2.4b) il fronte perpendicolare alla costa è ben formato e comprende l'area dalla foce del fiume Reno fino a Cesenatico. La corrente diverge leggermente in direzione nord e a sud vicino alla costa. A nord di Casal Borsetti si rilevano le densità più basse di tutto l'anno ad indicare la forte influenza delle acque del fiume Po. Ottobre è il mese dell'anno in cui è presente il più intenso gradiente lungo costa rafforzando dunque l'ipotesi di una intensificazione della portata fluviale padana in autunno e della sua influenza in questo periodo dell'anno rispetto agli anni precedenti il nostro studio.

A novembre (figura 4.2.4c) riemergono delle strutture di mesoscala. La posizione del fronte settentrionale rimane invariata con baricentro di fronte a Casal Borsetti. Subito sotto il delta, nella zona antistante il Po di Volano, si instaura il gradiente invernale presumibilmente dovuto al fatto che le acque fluviali non raggiungono più di questa parte di costa e la densità quindi aumenta andando verso costa. Il ciclone presente in questa regione a gennaio, sembra rafforzarsi progressivamente. Nella zona costiera meridionale si delinea una struttura a meandro presente già a settembre ma ora evidente in maniera molto più marcata. Il ciclone antistante Cesenatico è anch'esso molto evidente. Sotto Cattolica la corrente riprende in direzione sud.

A dicembre (figura 4.2.4d) si accentua l'isolamento delle acque più dense nella zona sottostante il delta dove ora la struttura ciclonica è molto evidente. Tra la foce del Reno e Ravenna si viene a ricostituire una struttura anticiclonica che abbiamo già visto nel mese di gennaio. In questo mese è più spostata a sud e ha valori della densità inferiori rispetto a gennaio. L'anticiclone è localizzato a fianco della corrente di meandro che caratterizza la zona a sud di Ravenna in tutti i mesi autunnali, eccetto ottobre.

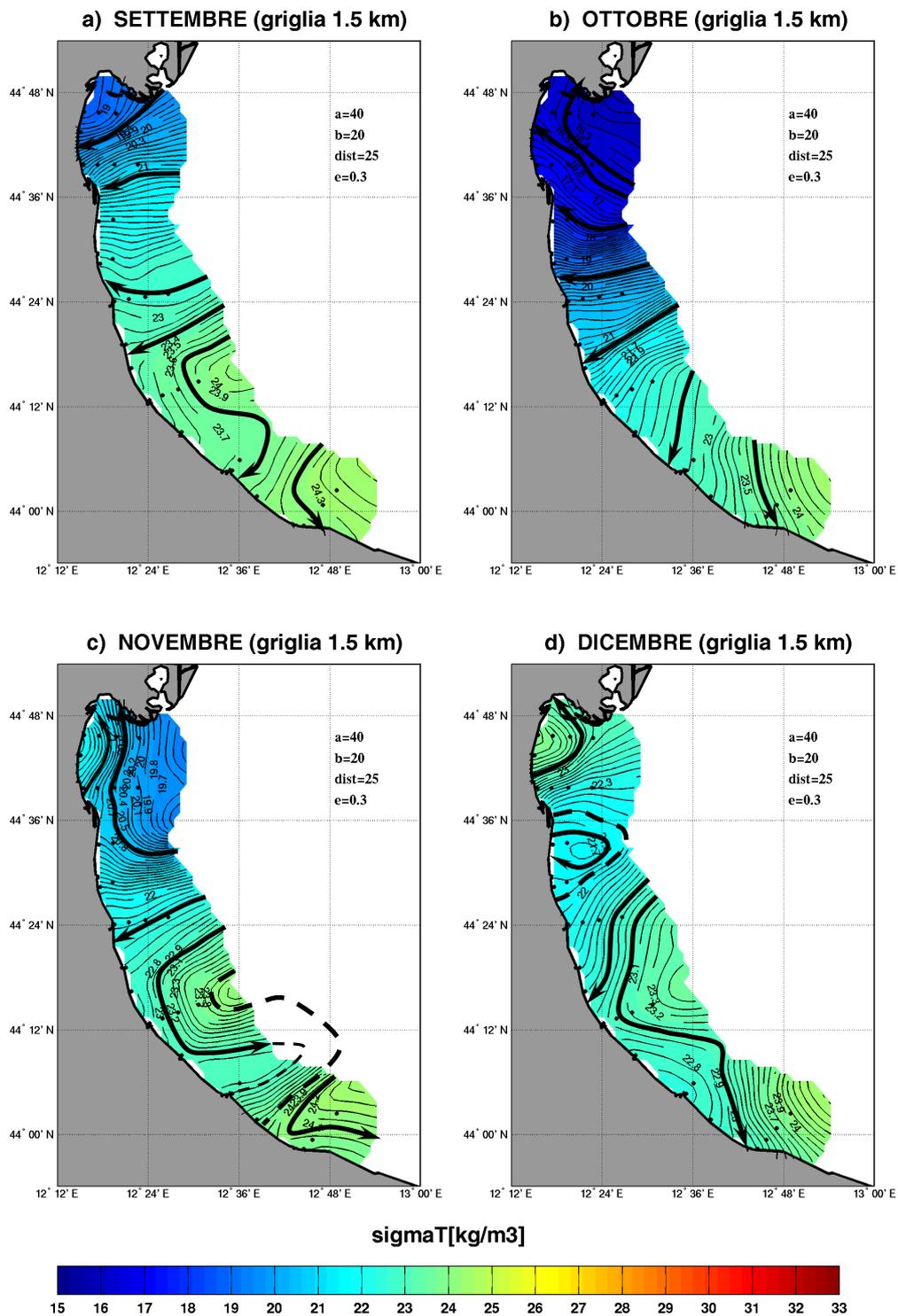


Fig. 4.2.4-Campo di densità in autunno.

E' evidente che l'influenza delle acque provenienti dalle bocche del Po a Nord del Delta è massima nella regione settentrionale della costa ER nel mese di ottobre. Decresce quindi nei mesi seguenti a causa di uno spostamento progressivo del pennacchio verso il largo, che va a influenzare la zona antistante Ravenna. Nella parte meridionale della costa abbiamo rilevato la presenza di due strutture associate ai meandri della corrente:

- il ciclone "Cesenatico";
- il ciclone "Cattolica".

A gennaio la perdita di calore all'interfaccia aria mare genera le massime densità rilevate in tutta la fascia costiera durante l'anno e si ha l'instaurarsi di un fronte che demarca la separazione tra acque costiere e quelle di mare aperto. Il meandro che caratterizza la regione meridionale scompare in seguito alla stabilizzazione e il rafforzamento del gradiente OE che produce le correnti in direzione sud.

A febbraio-marzo il fronte di densità ritorna nella zona settentrionale della costa ER ad indicare la diretta influenza padana, a differenza della parte meridionale dove le acque del Po si muovono principalmente al largo.

A maggio-giugno in seguito alle piene fluviali primaverili riscontriamo valori molto bassi di densità. Si noti che, mentre i minimi nella parte settentrionale si rilevano ad ottobre, nella parte meridionale questi sono ben visibili proprio da fine primavera e per tutta l'estate.

Guardando la figura 4.2.5 possiamo confrontare i risultati da noi ottenuti con le simulazioni numeriche su base stagionale prodotte da Zavatarelli e Pinardi (2003). I modelli presi in considerazione sono: AIM che ha la risoluzione di 5 km e NASM con una risoluzione di 1.5 km. Nell'immagine in alto a destra osserviamo la circolazione media invernale a 2 m di profondità: questa mostra una forte e stretta corrente in direzione sud che scorre al largo della costa occidentale, avvicinandosi a costa nella parte meridionale della nostra area di indagine. Questo è coerente con il campo di circolazione superficiale trovato nei mesi invernali lungo la fascia costiera che mostra una zona di circolazione ciclonica nella parte settentrionale, isolato dalla zona a sud di Ravenna che dove il fronte di densità indica la presenza di un'intensa corrente parallela alla costa.

Nei mesi estivi, figura 4.2.5 in basso a destra, il modello NASM simula la presenza di un anticiclone proprio nell'area antistante il delta del Po. La componente corrente al bordo dell'anticiclone spinge le acque in direzione della

costa coerentemente a quanto da noi osservato. Le correnti assumono una componente parallela alla costa all'altezza di Rimini dove il fronte costiero diverge.

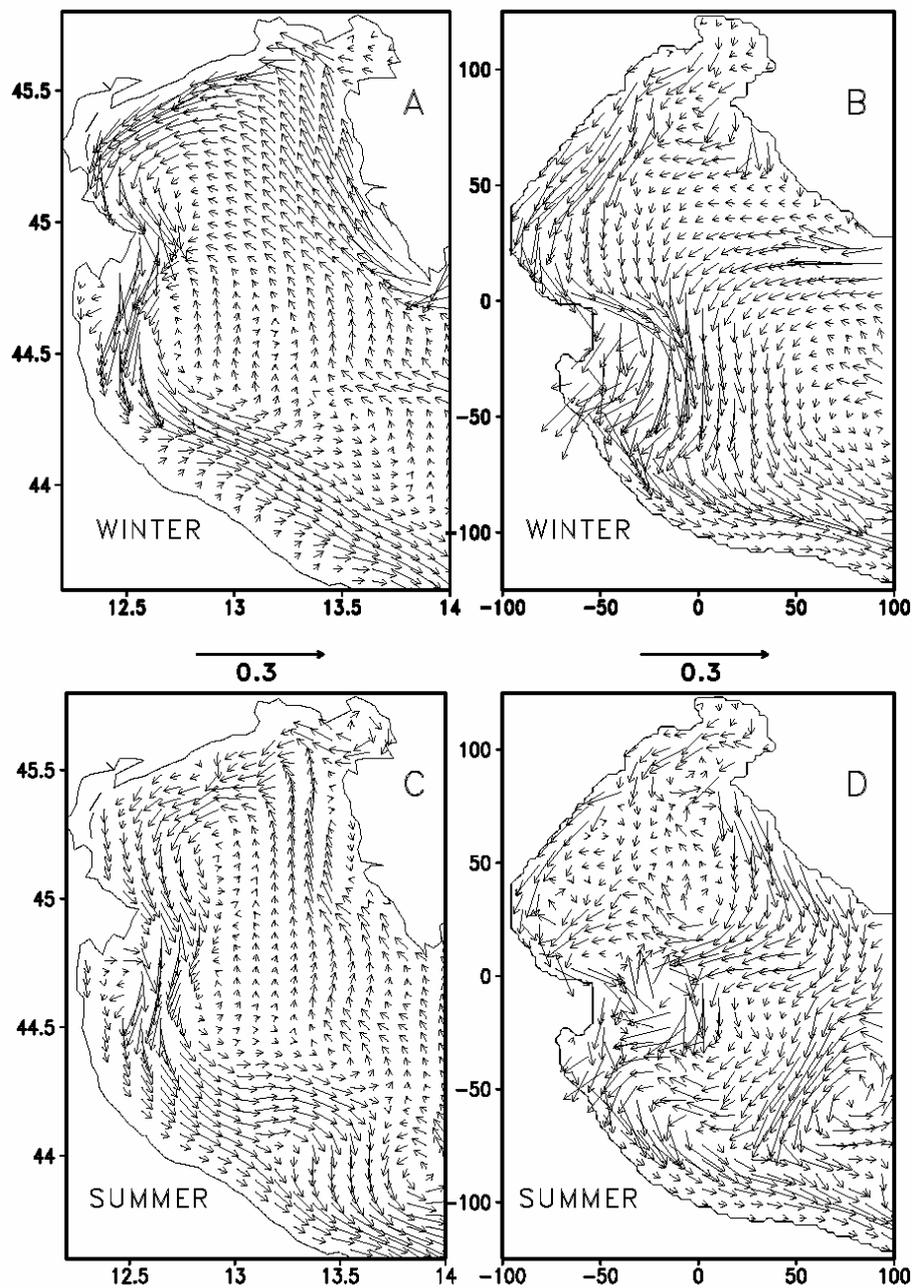


Fig. 4.2.5-Simulazioni della circolazione effettuate con i modelli AIM (sinistra) e NASM (destra) descritti nel capitolo 1. Il NASM ha una risoluzione maggiore (1.5km) che coincide con la risoluzione ottenuta con le nostre mappe di analisi oggettiva.

4.3 La temperatura

A gennaio (figura 4.3.1a) e nella parte meridionale della costa le isoterme riproducono perfettamente quelle del campo di densità, a conferma di come la temperatura prevalga in questo periodo rispetto alla salinità sulla determinazione di σ_T nella parte meridionale. Dunque la perdita di calore all'interfaccia aria-mare e il vento è ciò che caratterizza la struttura della circolazione in questo periodo dell'anno. Le temperature minime si riscontrano alla foce dei fiumi Reno e Lamone. Nella parte settentrionale invece le alte temperature farebbero supporre una circolazione contraria a quella dedotta dalla densità indicando quindi una influenza forte del campo di salinità che è molto alto e quindi in parziale compensazione rispetto a quello di temperatura nell'equazione di stato.

Si può infatti scrivere, in maniera approssimata, che la densità è:

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)]$$

dove α è il coefficiente di espansione termica e β quello di espansione alina. Innanzitutto si può notare che i contributi di salinità e temperatura entrano con segno diverso nell'equazione di stato e quindi acque con alta temperatura e alta salinità parzialmente si 'compensano' nella densità. Questo pensiamo sia quello che succede in inverno nella regione settentrionale della costa ER.

Anche a febbraio le strutture del campo di temperatura rispecchiano il campo di densità mostrando le temperature minime sotto costa tra Ravenna e Cesenatico e le massime nella zona settentrionale, parzialmente 'compensate' in densità dalla salinità alta, come vedremo di seguito.

A marzo (figura 4.3.1c) le temperature più basse si rilevano di nuovo nella zona meridionale della costa, mentre la temperatura massima si ha di fronte a Casal Borsetti, a nord di Ravenna dove la circolazione è caratterizzata dall'intrusione di acque dal largo soggette all'influsso padano. Il campo di temperatura comincia in questi mesi a perdere di coerenza con quello di densità indicando l'influenza sempre più forte della salinità sulla densità e quindi le correnti.

In aprile (figura 4.3.1d) le temperature fredde che caratterizzano la fascia vicinissima a costa suggeriscono un apporto di acque dolci dei fiumi minori.

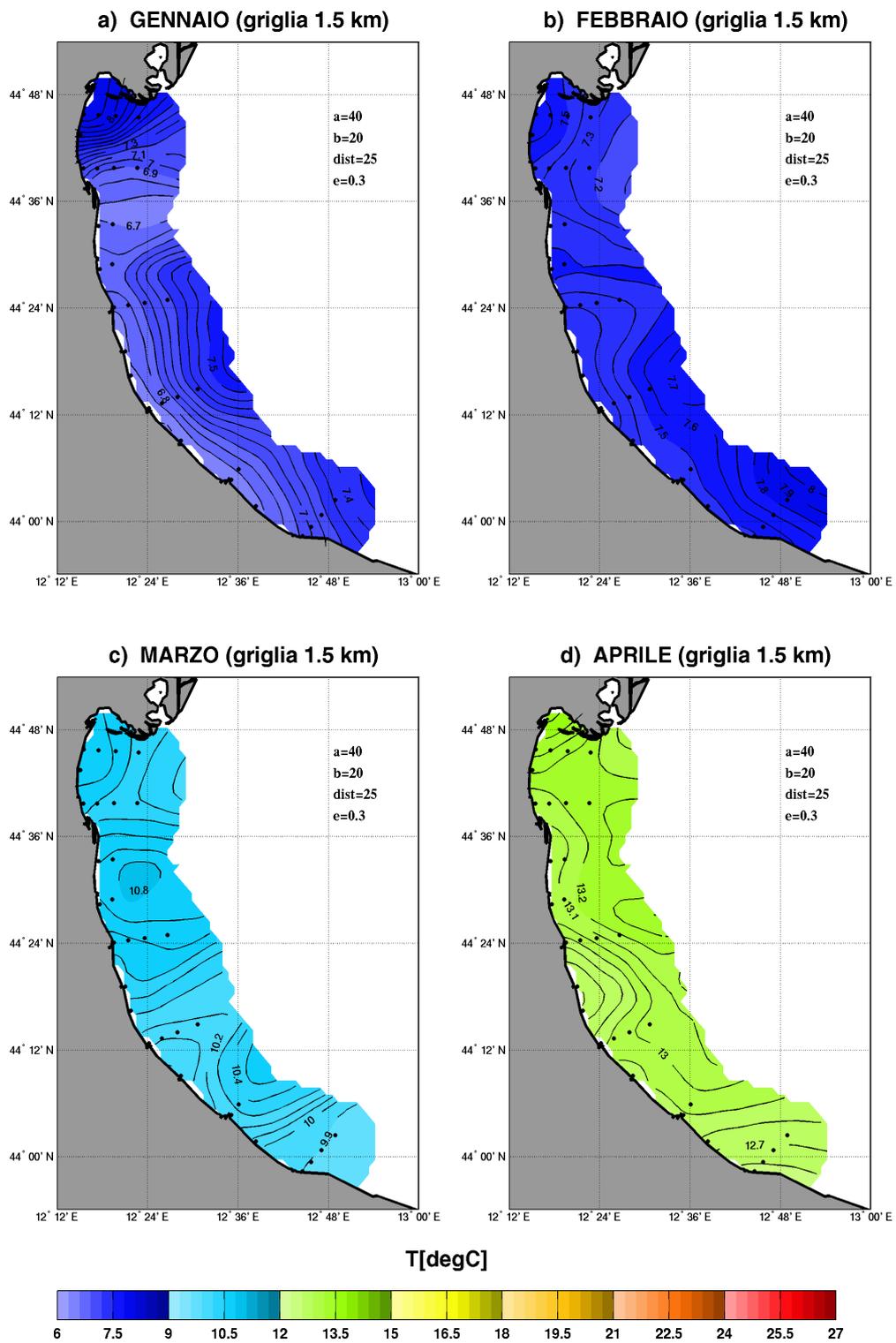


Fig. 4.3.1- Il campo di temperatura in inverno- inizio primavera.

A maggio (figura 4.3.2a) la temperatura conferma quanto supposto dal campo di densità. Nella insenatura appena sotto il delta le acque rimangono sempre più calde rispetto alla zona al largo ma la salinità cambia rispetto ai mesi precedenti (come vedremo in seguito) e quindi anche i gradienti del campo di densità. In questo mese si rendono evidenti alcune strutture di mesoscala anche nel campo di temperatura, mentre nella zona meridionale il gradiente di temperatura perpendicolare a costa permane.

In giugno (figura 4.3.2b) le acque più calde (23°C) risiedono ancora nella insenatura sottostante il delta padano. Le acque provenienti dalle bocche del Po a Nord della nostra area riscaldano tutta la parte settentrionale e si forma un gradiente NS. La zona meridionale rimane più fredda ($<22^{\circ}\text{C}$) ed il gradiente è invece trasversale a costa. In questo mese si nota nuovamente una buona corrispondenza tra il campo di temperatura e il campo di densità.

In luglio (figura 4.3.2c) il gradiente di temperatura NS è ben delineato nella parte settentrionale. La zona centrale tra Ravenna e Cervia mostra invece una temperatura uniforme forse dovuta ad un periodo di stasi idrodinamica confermato dal dipolo presente nel campo di densità. All'altezza di Cesenatico si ritrovano acque più calde sotto costa molto probabilmente provenienti dal largo (vista anche la direzione delle correnti dedotta dal campo di densità). Le acque più fredde rimangono quelle sotto costa tra Riccione e Cattolica con temperature inferiori ai 24°C .

In agosto (figura 4.3.2d) il campo di temperatura risulta uniforme ($25.8\text{-}26.5^{\circ}\text{C}$) con valori lievemente inferiori in alcuni punti sottocosta.

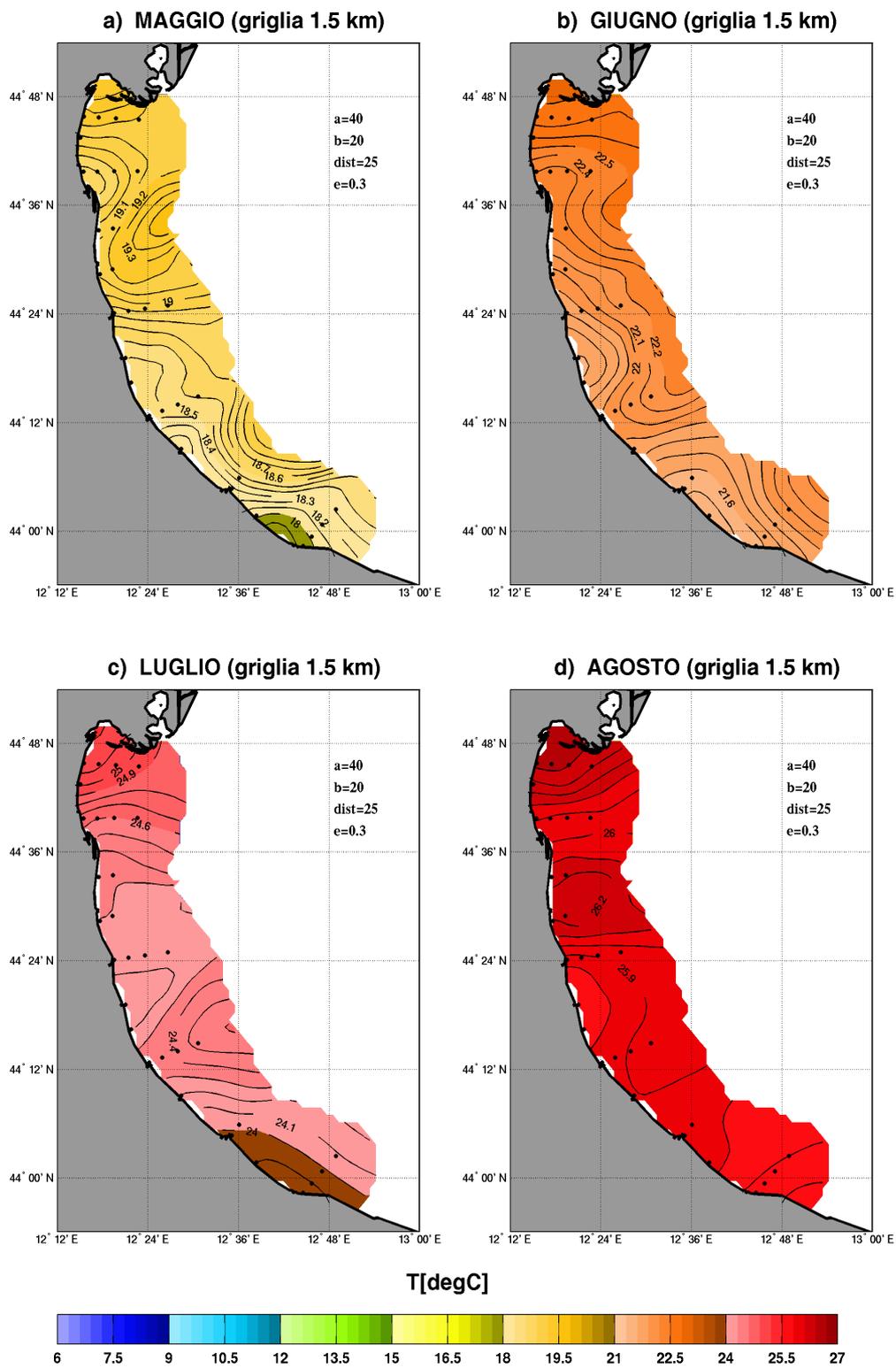


Fig. 4.3.2-II campo di temperatura in estate.

In settembre (figura 4.3.3a) la temperatura minima (21.5°C) si osserva come ad agosto alla foce dei Fiumi Uniti; qui risiede infatti un fronte termoclinico che diverge in prossimità della costa dividendo principalmente in direzione sud le acque più calde provenienti dal largo. A partire da settembre si instaura nuovamente nella zona meridionale un gradiente perpendicolare alla linea di costa.

A novembre (figura 4.3.3c) la distribuzione della temperatura riflette parzialmente la distribuzione di densità. Le temperature più basse persistono nella parte settentrionale dove giungono le acque fredde del fiume Po, mentre a sud del fronte, antistante Casal Borsetti, le isolinee seguono l'andamento delle correnti formando un meandro e i due cicloni, "Cesenatico" e "Cattolica". Proprio al centro dei cicloni risiedono le massime temperature ($>14^{\circ}\text{C}$) che sono compensate da alti valori di salinità nella equazione di densità in modo tale da produrre massimi di densità al loro interno. Si può notare inoltre come la zona sotto il delta padano stia cominciando ad isolarsi dall'influenza delle acque fredde del Po.

In dicembre si evidenzia una fascia di acque fredde lungo la costa che produce un gradiente OE ben marcato. Si noti il confinamento delle acque subito sotto il delta del Po caratterizzate da temperature maggiori (10.2°C) rispetto alla zona sottostante. Valori lievemente superiori si rilevano solo nella zona antistante Cattolica e a 20 km circa dalla linea di costa.

In conclusione l'analisi della temperatura mette in luce la complessità del campo e la sua interdipendenza con quello di salinità per una corretta ricostruzione della circolazione nell'area.

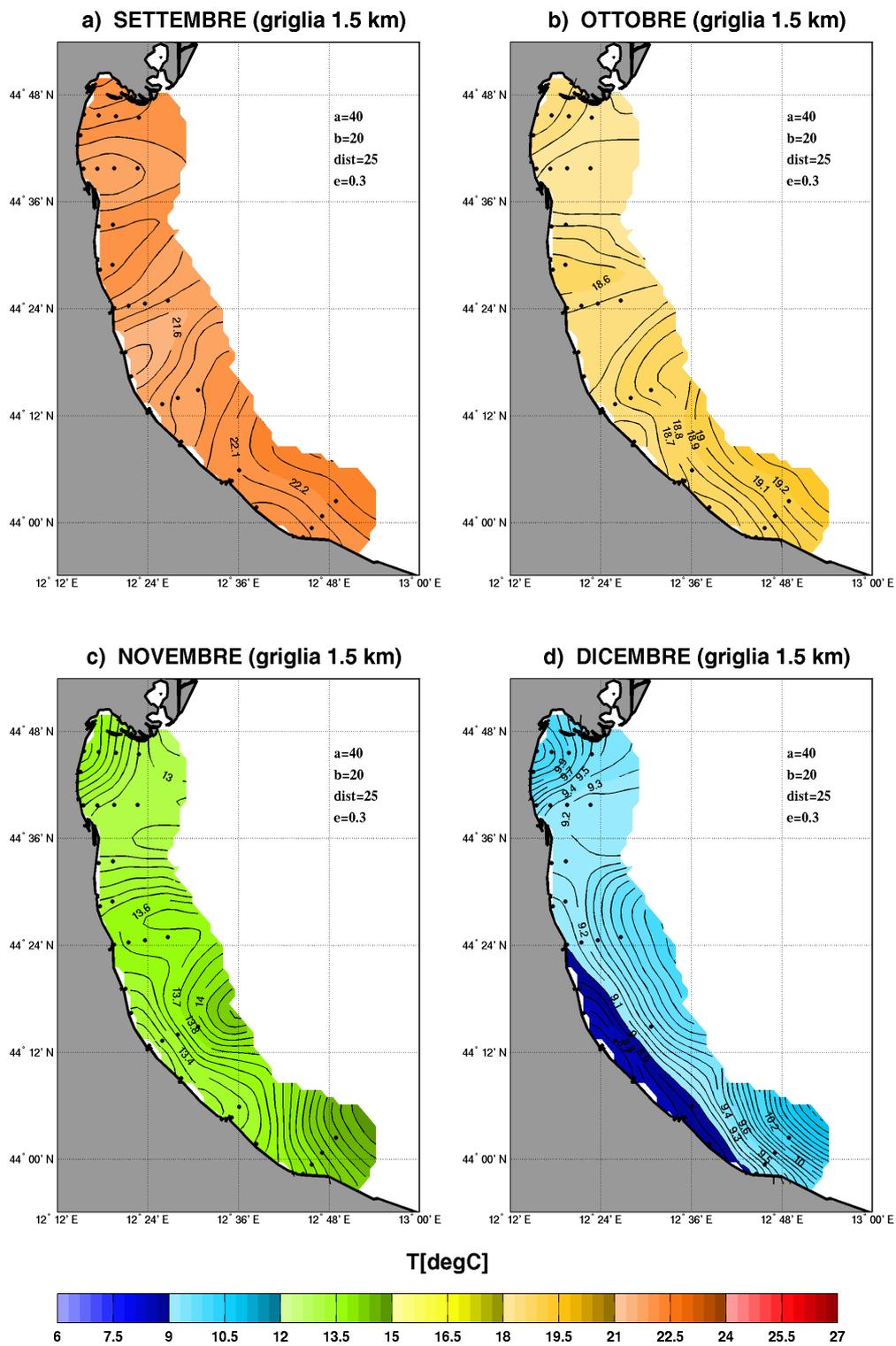


Fig. 4.3.3-II campo di temperatura in autunno.

4.4 La salinità

La salinità (figura 4.4.1a) a gennaio conferma la presenza di una massa d'acqua salata (>31 psu) proprio sotto il Delta che è fuori dalla zona di influenza delle acque fluviali. Queste ultime invece influenzano la zona tra Ravenna e il Reno, lasciando isolata la zona settentrionale della costa. A sud di Casal Borsetti è presente un gradiente di salinità perpendicolare a costa con un minimo (29.6 psu) alla foce dei Fiumi Uniti ed un massimo (>34 psu) nella zona al largo di Cesenatico dove il gradiente perpendicolare alla costa è molto forte.

A Febbraio (figura 4.4.1b) le acque del Po sembrano riuscire a spingersi più vicino a costa, generando un campo di salinità uniforme (27 psu) in tutta la zona settentrionale arrivando persino nell'insenatura sotto il Delta. Rimane invece stabile il campo a sud della foce dei Fiumi Uniti dove predomina l'influenza delle acque salate di mare aperto.

In marzo (figura 4.4.1c) il campo di salinità determina in maniera evidente il campo di densità formando a nord un fronte ben marcato che giunge fino all'altezza di Casal Borsetti, il quale comporta un intenso gradiente in direzione NS, con valori inferiori a 27.7 psu subito sotto il Delta e pari a 32.2 di fronte a Casal Borsetti. Subito sotto Casal Borsetti, il fronte si allenta assumendo una componente in direzione meridionale. Di fronte a Cesenatico la situazione è simile a quella vista a gennaio e a febbraio ma con valori più elevati (> 35 psu) e con il gradiente più debole in direzione OE.

In aprile (figura 4.4.1d) il gradiente in direzione NS si rafforza. Le acque del Po sembrano produrre strutture di mesoscala al largo della zona settentrionale. Le acque salate di mare aperto provenienti dal centro del bacino, caratterizzate da valori di salinità alla superficie molto maggiori, arrivano fino alla costa trasportate dalle correnti verso costa presenti in figura 4.2.1.

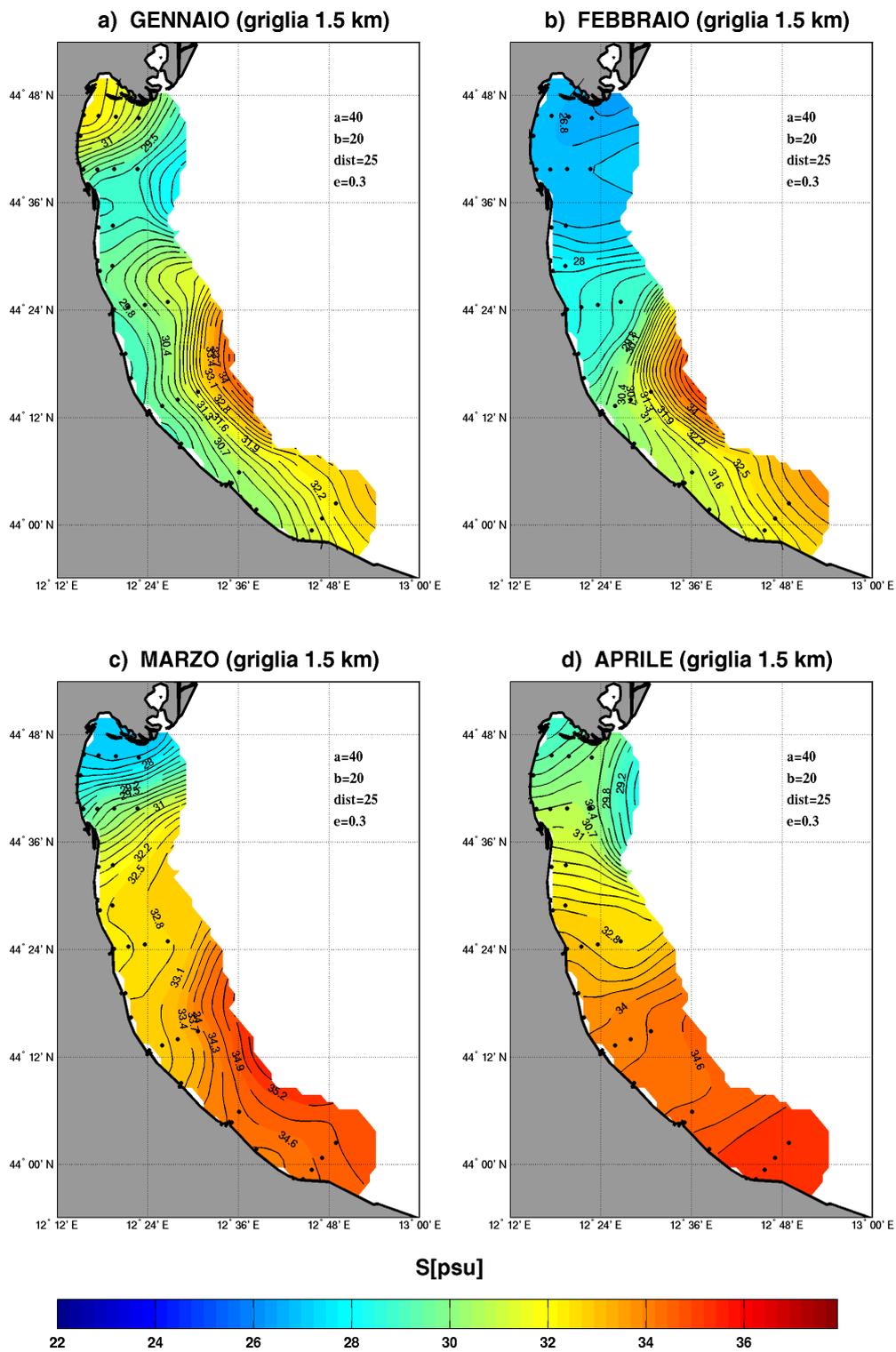


Fig. 4.4.1-Campo della salinità in inverno-primavera.

In maggio la salinità (figura 4.4.2a) subisce un crollo netto lungo tutta la fascia costiera, in contemporanea al picco di portata del fiume Po, con valori che toccano in media i 24 psu a nord e i 32.5 psu a sud. Anche il campo di salinità risente della formazione delle strutture di mesoscala tra Cesenatico e Cattolica distribuzioni a vortice.

In giugno le acque di genesi padana (figura 4.4.2a) vengono spinte con minor forza in direzione sud. Si rilevano infatti i valori minimi di salinità di maggio all'altezza di della foce dei Fiumi Uniti. Non si riscontrano strutture particolari in questo mese dove la struttura media della circolazione è fortemente condizionata dalla distribuzione della temperatura.

A luglio (figura 4.4.2c) il fronte settentrionale è regolare con direzione NE-SO e si estende fino a Casal Borsetti. Nella zona tra Ravenna e la foce dei Fiumi Uniti il campo di salinità conferma la presenza di un dipolo (ciclone-anticiclone). In corrispondenza del transetto di Cesenatico le isoaline divergono coerentemente a quanto visto per le linee di corrente. All'altezza di Rimini si nota l'influenza delle acque di mare aperto che trasportano verso costa acque maggiormente salate.

In agosto (figura 4.4.2d) il fronte settentrionale si "spacca" lasciando isolata la massa d'acqua meno salata (28 psu) nell'insenatura sotto al Delta mentre le acque del Po si staccano dalle acque costiere. A sud della foce del Reno si instaura un debole gradiente parallelo alla linea di costa con valori nella parte meridionale paragonabili a quelli riscontrati a luglio (34.6 psu).

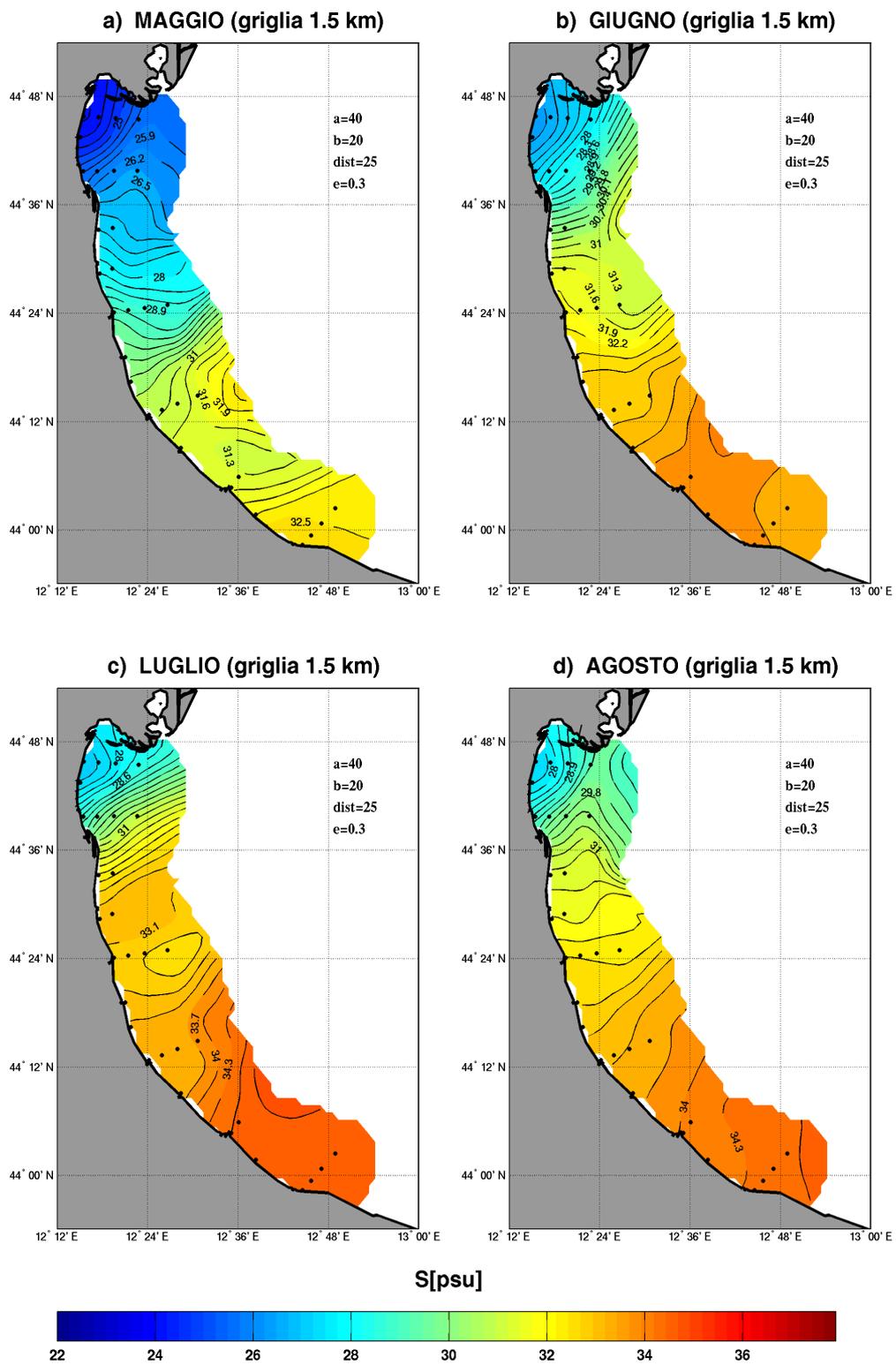


Fig. 4.4.2-Campo della salinità in primavera-estate

In settembre le isolinee riproducono in maniera fedele l'andamento delle correnti (si confrontino le figure 4.2.3a e 4.4.3a). Il fronte settentrionale si ricompone generando un gradiente di salinità in direzione SE che diminuisce progressivamente fino all'altezza Ravenna dove le correnti perpendicolari a costa divergono e si dirigono prevalentemente in direzione sud generando un gradiente in direzione OE.

Soprattutto in ottobre la salinità è il tracciante più fedele dell'andamento delle correnti forzate principalmente dal bilancio idrico. Il gradiente segue perfettamente la linea di costa disegnando isoaline disposte a raggiera il cui centro è situato proprio nella zona al largo antistante Ravenna. In questo punto è chiaro che si localizza il fronte tra le due masse d'acqua, quelle di influenza fluviale e quelle del largo. I valori della salinità oscillano tra i 22.3 psu nella zona settentrionale al largo e i 34.3 psu nella zona meridionale al largo.

In novembre (figura 4.4.3c) le acque di provenienza padana sono state efficacemente trasportate lungo tutta la fascia costiera come si può rilevare dai bassi valori nella zona meridionale, paragonabili a quelli incontrati nel mese di maggio (32.5 psu). Il fronte davanti a Ravenna è ancora ben visibile ma meno intenso a causa dei minori apporti fluviali. In questo mese si produce la divisione della zona costiera in due zone distinte da caratteristiche termoalina opposte nei gradienti costa-largo:

- 1) a nord di Ravenna riescono ad arrivare lungo costa acque a salinità maggiori (acque di mare aperto) instaurando un gradiente negativo di densità perpendicolare a costa ;

- 2) a sud di Ravenna vengono iniettate lungo la linea di costa acque meno salate le quali seguono una traiettoria a meandro condizionata dalla presenza dei due cicloni "Cesenatico" e "Cattolica".

Le scale spaziali sono visibilmente ridotte rispetto ad ottobre a causa della minor energia dei forzanti esterni.

In dicembre tutta la fascia costiera meridionale è interessata da salinità basse che coincidono con i minimi annuali.

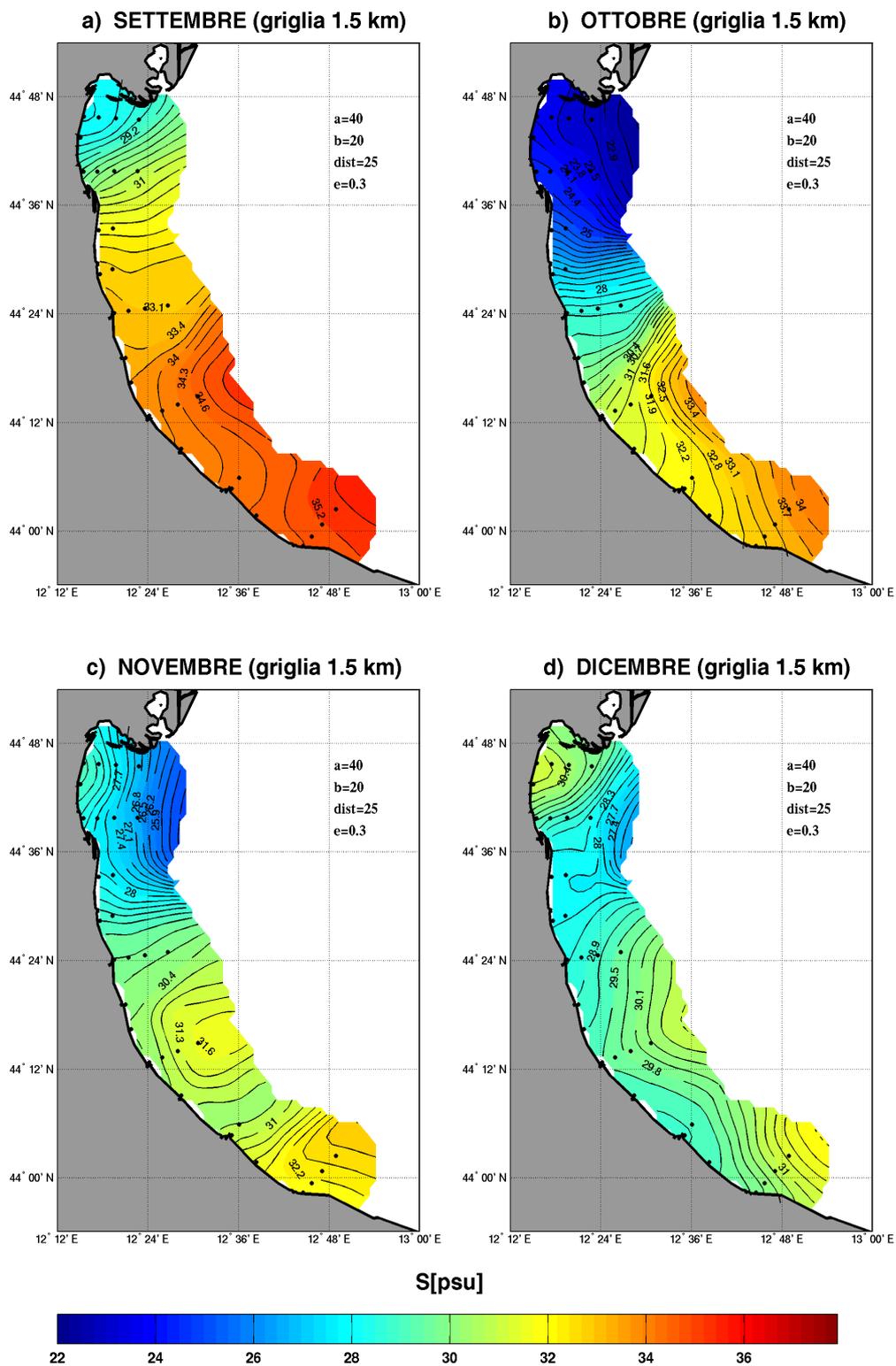


Fig. 4.4.3-Campo della salinità in autunno.

4.5 La distribuzione di clorofilla-*a*

Il Po è la principale sorgente alloctona di nutrienti di tutto l'Adriatico settentrionale. Il suo ruolo è fondamentale, come abbiamo visto nei paragrafi precedenti, anche nel delineare la dinamica delle correnti della costa ed in conseguenza nel condizionare il trasporto e la dispersione di sostanze nutritive ed organiche in tutto il bacino settentrionale ed in particolare nella nostra area di studio. Questo complesso sistema di interazioni tra il comparto fisico e quello biochimico dell'ecosistema marino ha molti indicatori del suo funzionamento. Noi esamineremo solo una variabile di stato del sistema biogeochimico, la distribuzione di clorofilla-*a* alla superficie. La clorofilla-*a* è incontestabilmente un tracciante problematico della produttività primaria delle acque ma la sua facilità di misura, tramite metodi standard, e la sua proporzionalità alla biomassa fitoplanctonica nel suo complesso, la rendono un campo importante per iniziare a comprendere l'interazione tra fisica e biologia in questo sistema.

Come abbiamo avuto modo di descrivere nel capitolo 3, le mappe di distribuzione orizzontale di clorofilla-*a* ottenute dalle climatologie mensili non sono in grado di risolvere le scale temporali più brevi ma permettono di catturare solo fenomeni estesi nello spazio e prolungati nel tempo. Anche questo approccio limita la nostra capacità di comprendere i processi biochimici e fisici reali, mescolando le scale proprie alle quali questi avvengono. Riteniamo comunque che una analisi climatologica stagionale sia pur sempre essenziale per la comprensione.

A gennaio (figura 4.5.1) osserviamo a partire dalla foce del fiume Reno una elevata concentrazione di clorofilla lungo costa con valori massimi (31.5 µg/l) alla foce del fiume Marecchia (Rimini). Questo indica una estesa fioritura probabilmente di Diatomee nella zona meridionale della costa in coincidenza all'influenza diretta delle acque del Po. Ben evidente inoltre è il ciclone "Cesenatico" costituito delle acque meno produttive (15 µg/l) provenienti dal largo. La regione settentrionale della costa, sotto al Delta, mostra valori minimi di produttività, certamente legati al fatto che queste acque sono in origine di mare aperto come descritto nelle sezioni precedenti.

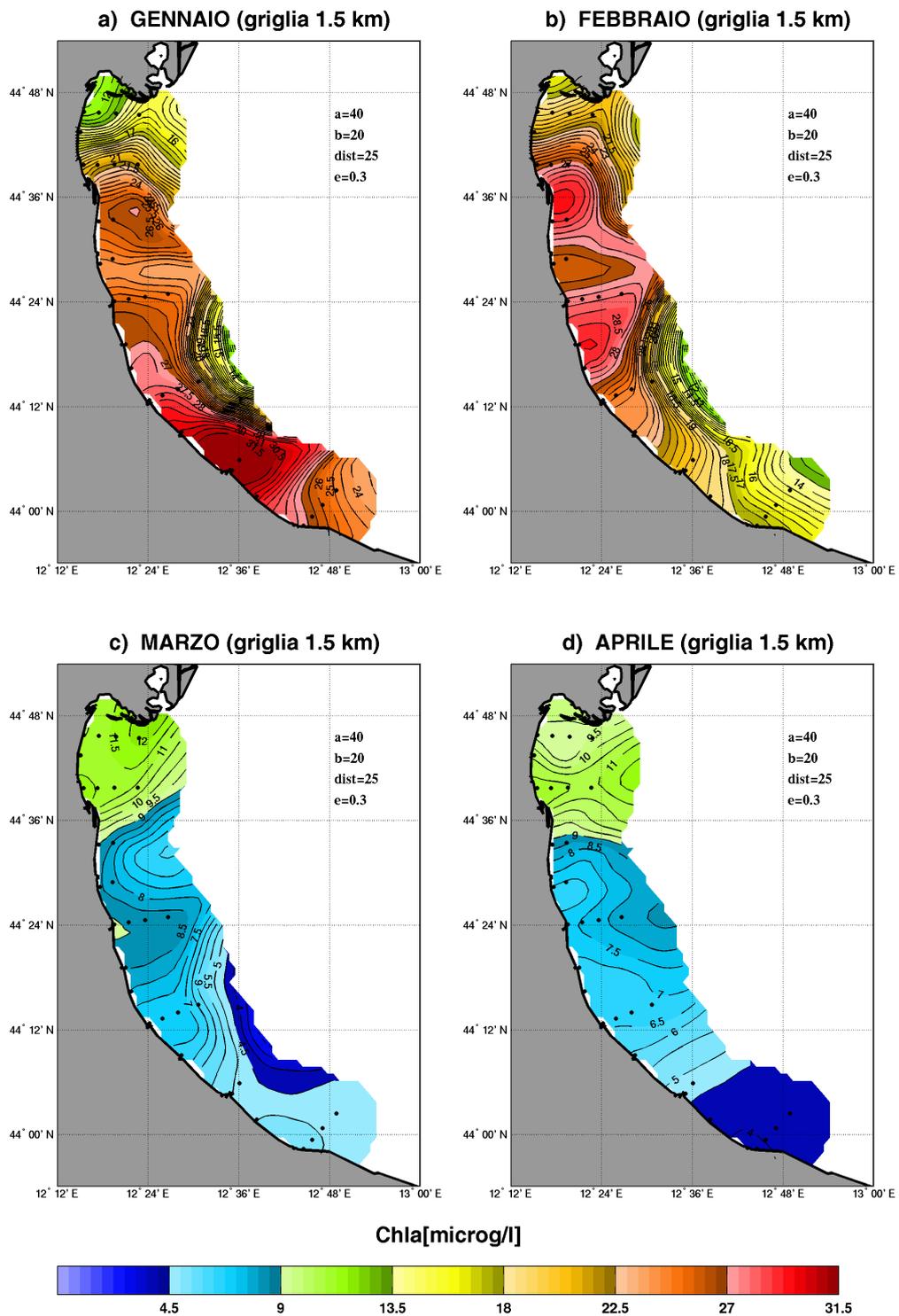


Fig. 4.5.1-La distribuzione della concentrazione di clorofilla-*a* alla superficie in inverno-primavera.

A febbraio invece la clorofilla-*a* si concentra nella zona tra i fiumi Reno e Lamone più a nord e alla foce dei Fiumi Uniti più a sud. Il fronte generatosi all'altezza di Ravenna perpendicolare alla linea di costa spinge le acque, ricche di clorofilla e presumibilmente provenienti dal Po, verso costa. I due picchi di concentrazione di biomassa si hanno alle foci fluviali dove è possibile che la presenza dei due piccoli anticicloni creino tempi maggiori di residenza dei nutrienti e maggior stabilità nello strato superficiale di acque più dolci favorendo anche una produzione locale di biomassa.

A marzo-aprile (figura 4.5.1c-d) la situazione è completamente diversa. La biomassa algale è presente nella parte subito sotto il Delta, alimentata direttamente dalle acque del Po a Nord e forse anche dalle acque del Po di Volano, ben delimitata dal fronte settentrionale.

L'influenza padana sembra interessare solo questa area, mentre a sud l'avvezione di acque dal largo riduce fortemente tutti i processi produttivi. Non possiamo concludere niente di definitivo rispetto alla produttività delle aree limitrofe al Delta solo dall'analisi della clorofilla, ma sembra plausibile che la produzione avvenga sia localmente che per affetti di trasporto laterale, in coincidenza alla presenza di acque del Po.

In maggio (figura 4.5.2a) notiamo un aumento diffuso della concentrazione di clorofilla-*a*. Nella insenatura deltizia i valori superano 14 µg/l calando poi progressivamente verso sud. L'andamento delle isolinee di clorofilla-*a* nel tratto tra Ravenna e Cesenatico mostra l'esistenza di un fronte caratterizzato da acque più produttive a nord e meno produttive a sud del fronte stesso. Si noti il piccolo massimo relativo di fronte a Casal Borsetti dove la concentrazione è maggiore, coerentemente alla presenza di un piccolo anticiclone in figura 4.2.2a. In questo caso il nostro campionamento risulta insufficiente nel risolvere, con certezza, strutture di queste dimensioni.

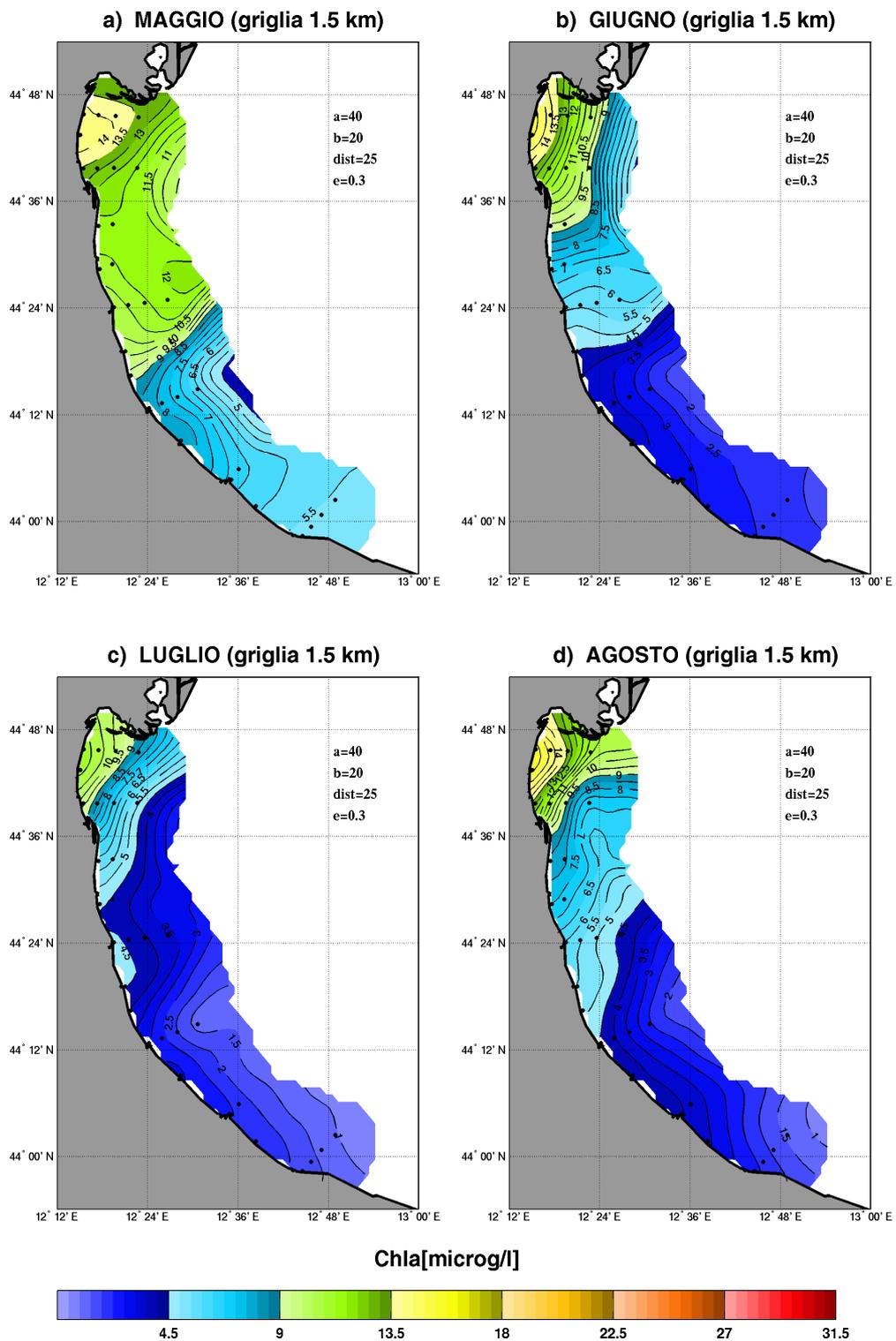


Fig. 4.5.2-La distribuzione della concentrazione di clorofilla-*a* alla superficie in primavera-estate.

Nei mesi estivi (figura 4.5.2b-c-d) la concentrazione di clorofilla in superficie mostra i valori minimi lungo tutta la fascia costiera. La parte settentrionale risente ancora l'influsso delle acque padane generando in giugno e in agosto dei gradienti molto marcati con le zone meridionali della costa. La presenza delle acque del Po nella insenatura del delta è chiaramente correlato con un processo di aumentata produzione oppure di trasporto di materiale organico in questa area.

In settembre (figura 4.5.3a) si rilevano concentrazioni maggiori nella zona a nord di Cesenatico confinate a nord dalle correnti che divergono verso costa e che separano l'area meridionale dall'influenza di acque provenienti dal Po.

La distribuzione di ottobre (figura 4.5.3b) presenta dei gradienti molto accentuati. Le isolinee sono disposte perpendicolarmente alle correnti in tutta l'area a nord di Ravenna e lungo la zona costiera meridionale. Si assuma che il bilancio di clorofilla sia governato dall'equazione:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \nabla C + K \nabla^2 C + S_o - S_i$$

dove C è la concentrazione di clorofilla, \vec{v} è il campo di velocità orizzontale, K il coefficiente di diffusione turbolenta e S_o, S_i sono i termini sorgente e pozzo per la produzione locale di clorofilla. Ricordiamo che il termine avvevativo $\vec{v} \cdot \nabla C$ è diverso da zero solo se il campo di velocità ed il gradiente della concentrazione sono paralleli. Questo sembra essere il caso osservato nella distribuzione media spaziale di clorofilla-*a* nel mese di ottobre, dove la velocità è perpendicolare alle isolinee di ugual concentrazione ed è quindi parallelo al gradiente. Immaginando che la produzione non sia locale, l'alta concentrazione di clorofilla nella regione, dato il campo di velocità corrispondente, fa ipotizzare una dinamica altamente avvevativa.

In novembre (figura 4.5.3c) l'ingresso di acque provenienti dal largo provoca una diminuzione diffusa della concentrazione di clorofilla nella zona meridionale. La zona che presenta il massimo valore ($>9 \mu\text{g/l}$) è prospiciente la foce del Reno. I valori più elevati sono alle foci dei fiumi costieri forse ad indicare una certa crescita locale.

In dicembre (figura 4.5.3d) la situazione è peculiare. Nella parte settentrionale le acque rimangono fuori dalla zona di influenza del Po, come mostrano le distribuzioni di temperatura e salinità e le correnti superficiali, che qui formano un piccolo ciclone. Le acque più produttive antistanti la foce dei fiumi Reno e Lamone a novembre vengono spinte verso nord dalle correnti, mentre a dicembre

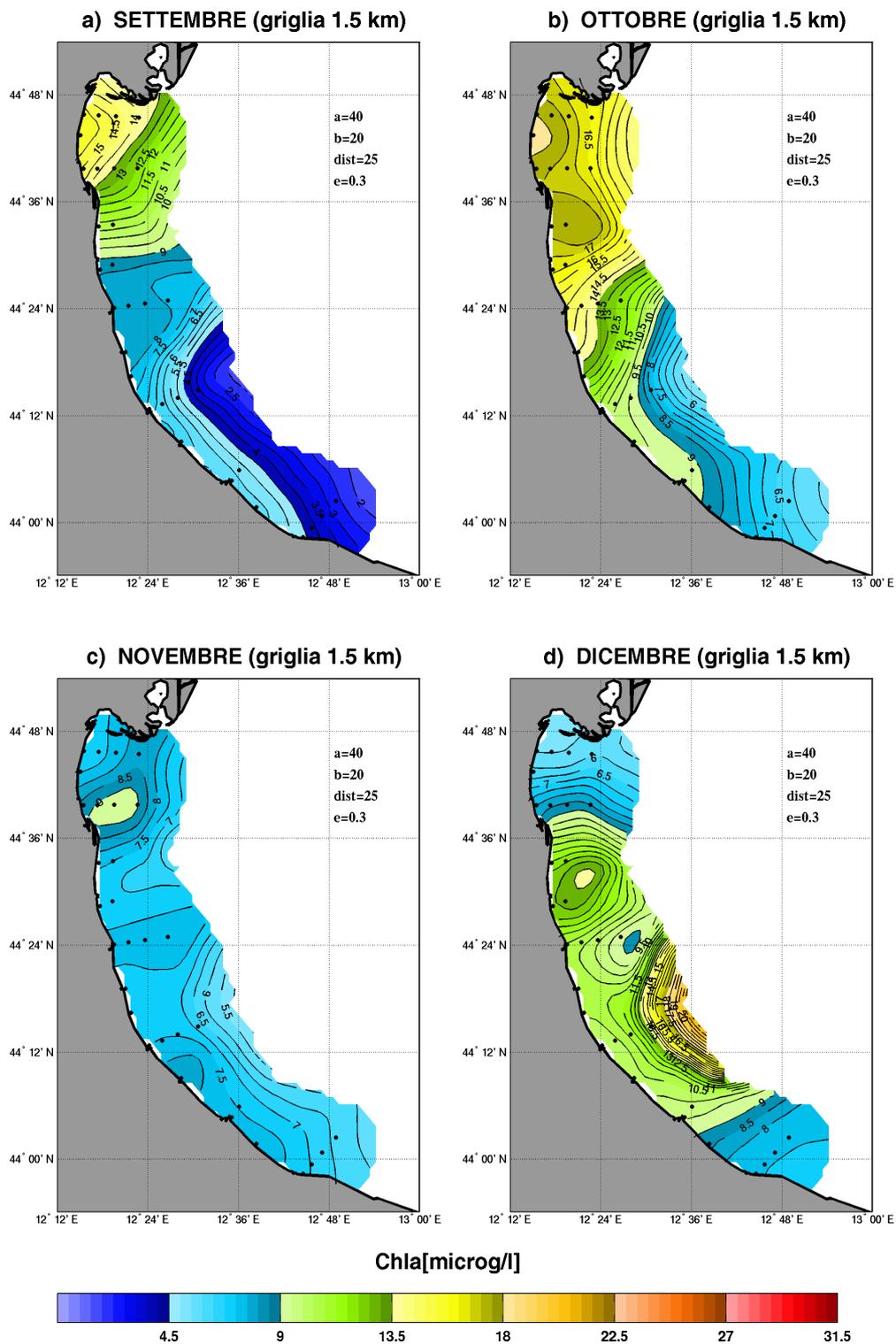


Fig. 4.5.3-La distribuzione della concentrazione di clorofilla-*a* alla superficie in autunno.

rimangono isolate in un anticiclone che nella parte orientale confluisce con acque provenienti dal largo di origine padana, riconoscibili dalle loro caratteristiche idrologiche, basse salinità (<27 psu) e basse temperature (<9.2°C). Queste acque giungono a riva subito a nord di Cesenatico e vengono deviate lungo costa. Come vediamo dalle correnti in figura 4.2.3, in dicembre sono presenti i due cicloni “Cesenatico” e “Cattolica”. Il primo contiene alte concentrazioni di clorofilla-*a* (>20 µg/l), valori che anticipano i massimi di gennaio e febbraio. Il ciclone “Cattolica” invece presenta concentrazioni basse di clorofilla-*a* (<8 µg/l). Questo potrebbe indicare che il ciclone “Cesenatico” riesce a intrappolare le acque al largo di provenienza padana, mentre il ciclone “Cattolica” intrappola acque provenienti dall’interno del bacino Nord Adriatico, come suggeriscono anche i valori di temperatura (>10°C) e salinità (>32psu), i più elevati in tutta la fascia costiera.

Si noti come dalla distribuzione media di biomassa fitoplanctonica sia possibile rilevare le fioriture invernali caratterizzate da vaste estensioni e persistenza nel tempo. Si conclude che il campionamento sia sufficiente a risolvere queste fenomenologie nello spazio e nel tempo. Il monitoraggio è invece insufficiente nei mesi estivi ed autunnali dove le fioriture comportano fenomeni a carattere episodico e a mesoscala dunque a scale brevi nel tempo e nello spazio.

Sembra inoltre chiaro che la dinamica della clorofilla in questa regione è dominata in molti mesi da regimi avvettivi dal largo. E’ quindi importante pensare nel futuro di estendere il monitoraggio oltre la batimetria di 20 metri nel tentativo di catturare la sorgente eventuale di trasporto del materiale organico che arrivato a costa potrebbe provocare problemi locali di eutrofizzazione o anossia.

4.6 Gli esperimenti di sensitività dell'analisi oggettiva

Durante la fase di implementazione dell'analisi oggettiva sono stati condotti diversi esperimenti che hanno portato alla elaborazione delle mappe viste nei paragrafi precedenti. Gli esperimenti più significativi sono stati riassunti in tabella 4.6.1 e visualizzati nelle figure 4.6.1-4.6.9 dove a sinistra abbiamo il campo interpolato e a destra il campo dell'errore medio relativo. Si noti che, a differenza delle mappe precedentemente presentate, il campo interpolato non è stato mascherato dal campo di errore, proprio per permettere al lettore di osservare come è stata eseguita la tecnica di interpolazione in maniera esaustiva.

La prima fase sperimentale è stata dedicata alla risoluzione spaziale delle nostre osservazioni e dunque a capire su quale griglia di interpolazione i nostri dati avrebbero permesso una buona risoluzione del campo. Sono state sperimentate griglie a 0.5 km, a 1.5 km e a 5 km, come si vede nella seconda colonna della tabella 4.6.1.

Successivamente si è condotta una analisi di sensitività mirata alla definizione della funzione di correlazione che meglio riproducesse la reale correlazione spaziale dei dati, mediante la scelta dei parametri a e b (colonne 3 e 4 di tabella 4.6.1).

Al fine della visualizzazione degli esperimenti è stato scelto il campo di temperatura nel mese di gennaio, ma senza alcuna particolare motivazione in quanto i risultati degli esperimenti di sensitività sono indipendenti dal valore specifico assunto dal campo e dipendono solo dalla distribuzione delle stazioni.

Alcuni esperimenti hanno riguardato l'applicazione di un filtro (*smoothing*) per diminuire il rumore di fondo dei nostri dati e il numero di stazioni da tenere in considerazione.

Si considerino le figure 4.6.1-4.6.2: guardandola tabella riassuntiva 4.6.1 constatiamo che l'unica differenza risiede nella griglia d'interpolazione. Nell'esperimento n.1 l'interpolazione è stata eseguita su griglia di 0.5 km, mentre nell'esperimento n.2 su una griglia di 1.5 km. I parametri a e b sono stati posti rispettivamente uguali a 60 km e 30 km. Non è stato applicato alcun filtro e le

stazioni considerate sono tutte quelle del monitoraggio Daphne, eccetto le due appartenenti al transetto 4 e 14 distanti 20 km dalla linea di costa.

Le strutture del campo vengono delineate in entrambi le immagini ma la griglia a 0.5 km impone una estrapolazione troppo spinta, il che significa che le osservazioni a nostra disposizione non sono sufficienti per calcolare valori corretti del campo in ciascun punto griglia. Questo si evince dalle isolinee troppo frastagliate di figura 4.6.1 sia nel campo che nell'errore. La prima conclusione che possiamo trarre è dunque che lo schema di monitoraggio Daphne permette una risoluzione massima ed efficiente a 1.5 km.

Tabella 4.6-1-Gli esperimenti condotti per l'analisi oggettiva.

esperimento	griglia	a	b	smoothing	#stazioni
1	0,5	60	30	no	32
2	1,5	60	30	no	32
3	1,5	60	30	si	32
4	1,5	40	20	no	32
5	1,5	40	20	si	32
6	5	60	30	no	32
7	5	60	30	no	34
8	5	40	20	no	32
9	5	40	20	no	34

Si considerino ora le figure 4.6.2 e 4.6.3: la differenza risiede nell'aver applicato nell'esperimento n.3 un filtro (filtro di Shapiro), in grado di sopprimere il così detto "rumore numerico", generato dagli errori di arrotondamento e troncamento durante l'esecuzione della procedura di analisi oggettiva. Infatti notiamo come le isolinee del campo (a sinistra) assumano un andamento più regolare e come aumenti la definizione.

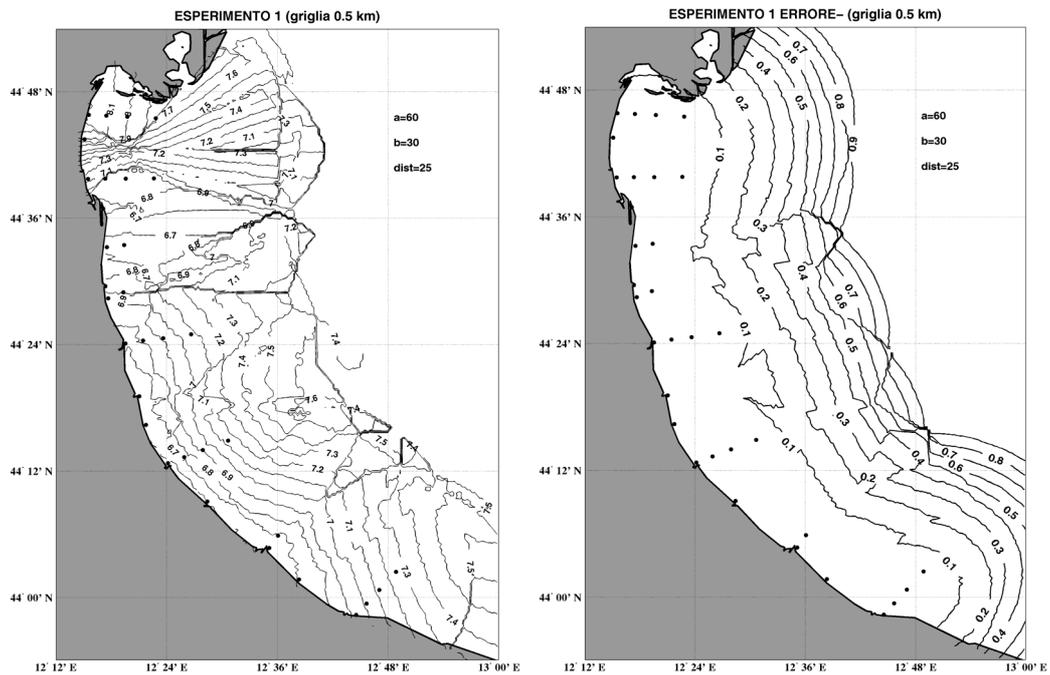


Fig. 4.6.1-ESPERIMENTO 1-A sinistra, la mappa elaborata su una griglia a 0.5 km e a destra la relativa mappa del campo d'errore. Si notino in alto a destra i valori di a e b . Il parametro $dist$ è il valore in km della distanza influenzale.

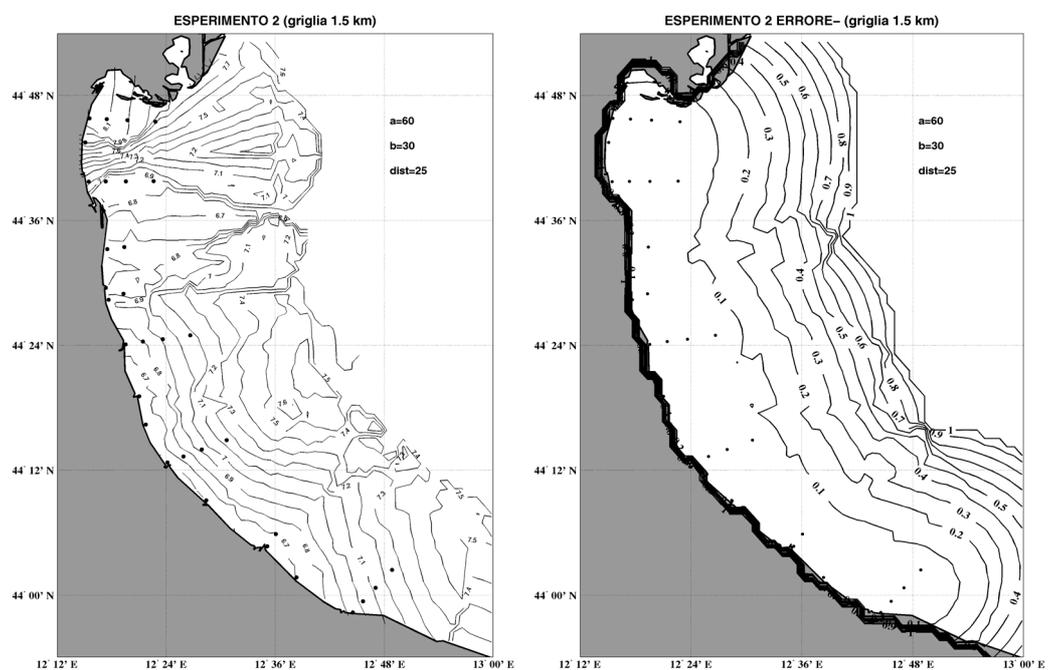


Fig.4.6.2-ESPERIMENTO 2-A sinistra, la mappa elaborata su una griglia a 1.5 km e a destra la relativa mappa del campo d'errore.

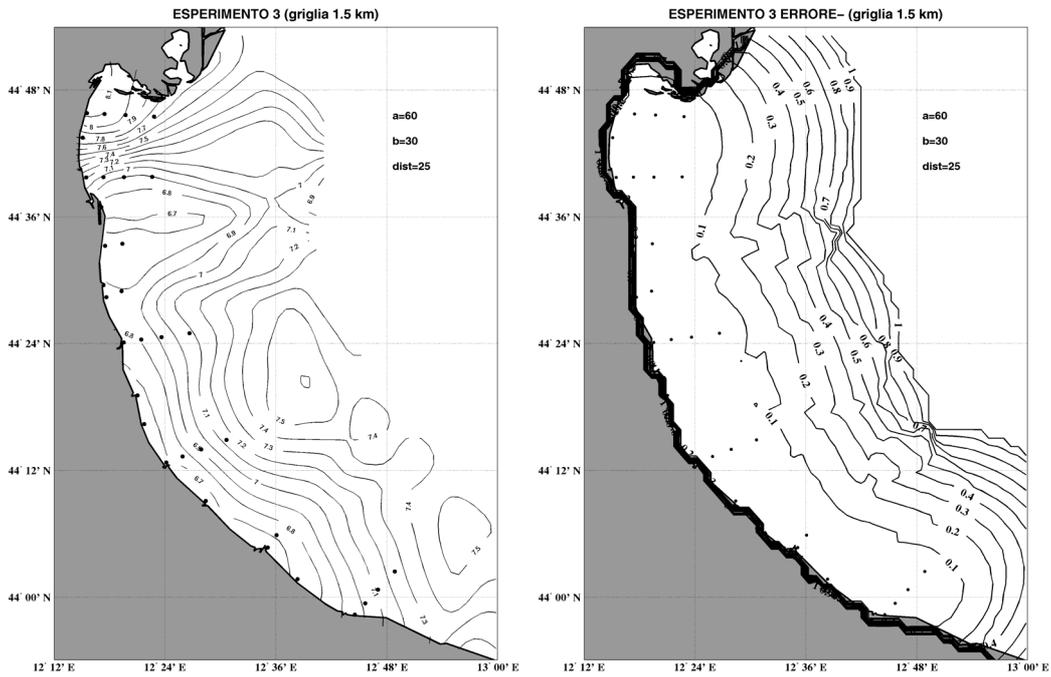


Fig. 4.6.3- ESPERIMENTO 3-A sinistra, la mappa elaborata su una griglia a 1.5 km e a destra la relativa mappa del campo d'errore. Al campo è stato applicato uno *smoothing*.

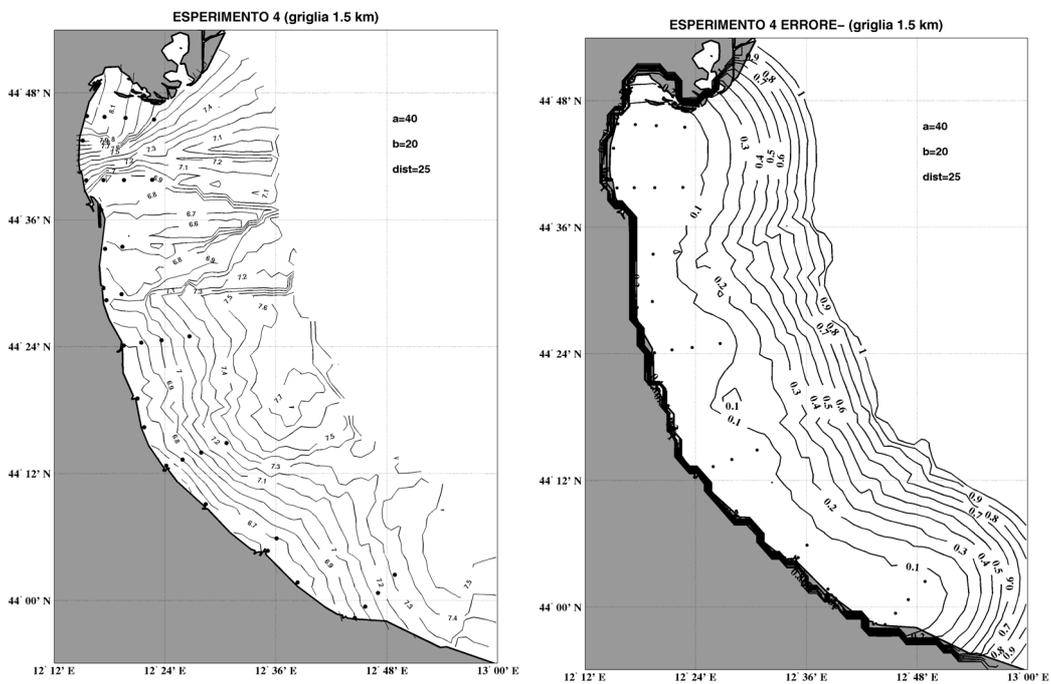


Fig. 4.6.4- ESPERIMENTO 4-A sinistra, la mappa elaborata su una griglia a 1.5 km e a destra la relativa mappa del campo d'errore. I parametri *a* e *b* son stati posti rispettivamente uguali a 40 km e 20 km.

Si consideri la figura 4.6.4 in relazione alla figura 4.6.2: nel quarto esperimento la distanza di decorrelazione è stata posta uguale a 40 km mentre la distanza di decadimento spaziale è stata posta uguale a 20 km. I parametri a e b danno indicazioni sull'area di influenza di una osservazione. Minore è l'area di influenza e prima si giunge ad una situazione di anticorrelazione tra i dati e tra i dati e il punto griglia. Questi parametri influenzano la stima dell'errore: una loro diminuzione aumenta la stima dell'errore diminuendo la correlazione tra punto e dati da interpolare. Otteniamo così nel campo di errore (a destra) isolinee che meglio disegnano il profilo di distribuzione delle osservazioni, ad indicare una migliore stima in base alla reale distribuzione dei dati, accertata anche dalla migliore definizione del campo (a destra).

L'esperimento 5 raffigurato in figura 4.6.5 è stato da noi scelto come rappresentazione ottimale del campo, infatti le mappe presentate nei paragrafi precedenti presentano le medesime caratteristiche, eccetto l'aver mascherato il campo dove l'errore della stima supera il valore di 0.3. In questo caso è stata utilizzata la funzione di correlazione con a e b rispettivamente posti a 40 e 20 km e sono stati resi minimi gli errori nelle procedure di calcolo applicando il filtro Shapiro.

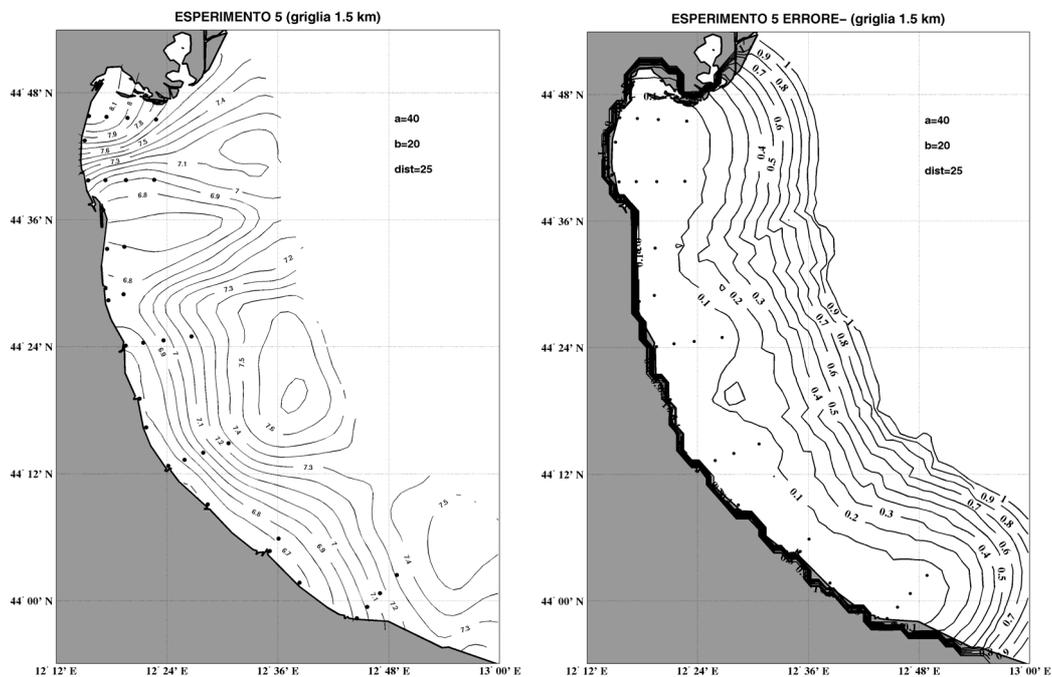


Fig. 4.6.5- ESPERIMENTO 5-A sinistra, la mappa elaborata su una griglia a 1.5 km e destra la relativa mappa del campo d'errore. I parametri a e b son stati posti rispettivamente uguali a 40 km e 20 km ed è stato applicato il filtro Shapiro.

Passiamo ora ad analizzare le mappe ottenute su una griglia di 5 km, dunque a minore risoluzione spaziale. Confrontiamo la figura 4.6.2. e la 4.6.6 relativa all'esperimento n.6: l'unica differenza risiede nella griglia di interpolazione. Vediamo come in questo caso la risoluzione del campo sia ottimale e guardando la figura 4.6.5 vediamo che si ha una buona stima del campo senza la necessità di applicare alcun filtro. Notiamo come le isolinee siano spezzate in conseguenza all'aumento del passo di griglia.

Nell'esperimento successivo sono state aggiunte allo schema di osservazione le stazioni 2004 e 2014 lasciando immutate tutte le altre variabili. Si costata l'introduzione di una perturbazione che in parte è spiegata da considerazioni di carattere fisico in parte invece da considerazioni legate alla tecnica di interpolazione che vedremo in dettaglio nel prossimo capitolo. A posteriori le strutture del campo introdotte non risultano inconsistenti con l'analisi dei campi condotta in precedenza ma sicuramente le caratteristiche fisiche e le dinamiche che coinvolgono la fascia a 20 km dalla linea di costa sono differenti. Ne risulta che due soli punti di osservazione non sono sufficienti per delineare in modo efficace e corretto le dinamiche che coinvolgono questa area di transizione tra acque costiere e acque di mare aperto soggette in generale ad una variabilità molto spinta. Occorre sottolineare nuovamente che il campionamento in queste due stazioni è condotto ad una frequenza diversa rispetto alle stazioni (si vedano le serie temporali in **ALLEGATO B, Volume II**) per cui la risoluzione temporale in questi punti è nettamente inferiore alla media e di conseguenza le climatologie stimate risultano affette da un errore maggiore.

Nell'esperimento n.8 ritorniamo allo schema di monitoraggio di partenza composto dalle 32 stazioni costiere e verifichiamo l'effetto della funzione di correlazione con i parametri, $a = 40$ km, $b = 20$ km come nell'esperimento n.4 (si veda la figura 4.6.4). Le considerazioni sono le medesime: stima più realistica del campo grazie alla funzione di correlazione che vede i dati decorrelati a distanze minori e una stima dell'errore che rispecchia maggiormente la distribuzione dei dati. La correlazione dei dati e tra i dati e il punto griglia, deve giustamente sussistere a distanze non troppo elevate in un'area dove abbiamo visto che la variabilità dei parametri è estremamente elevata nel tempo e nello spazio.

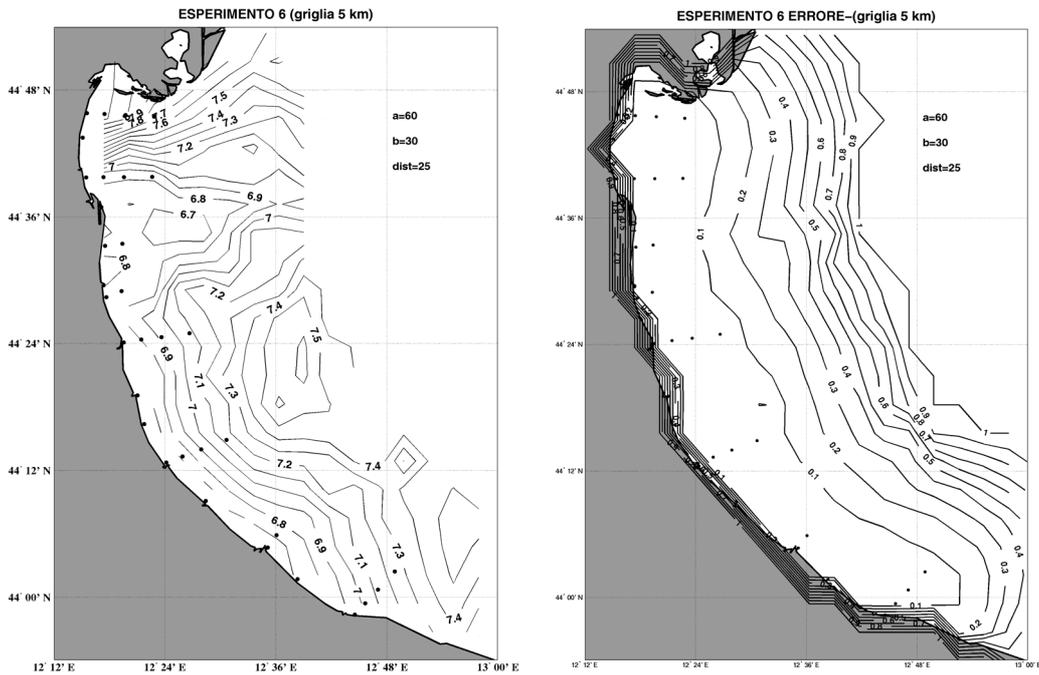


Fig. 4.6.6-ESPERIMENTO 6-A sinistra, la mappa elaborata su una griglia a 5 km e destra la relativa mappa del campo d'errore. I parametri a e b son stati posti rispettivamente uguali a 60 km e 30 km.

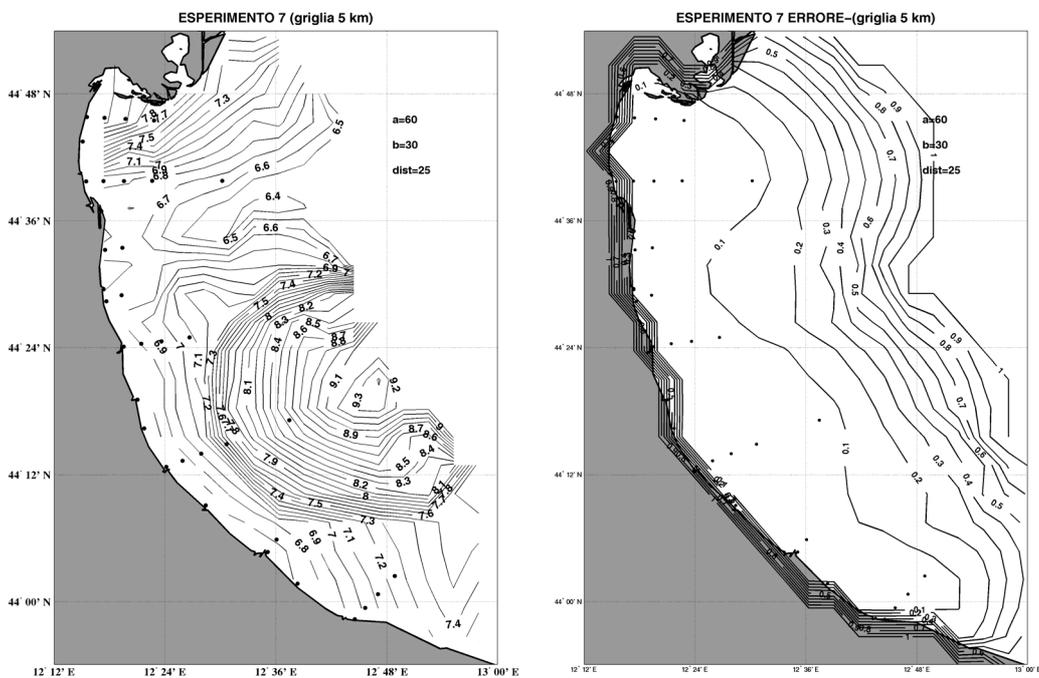


Fig. 4.6.7-ESPERIMENTO 7-A sinistra, la mappa elaborata su una griglia a 5 km e destra la relativa mappa del campo d'errore. I parametri a e b rimangono invariati rispetto all'esperimento 6. Sono state aggiunte le stazioni 2004 e 2014.

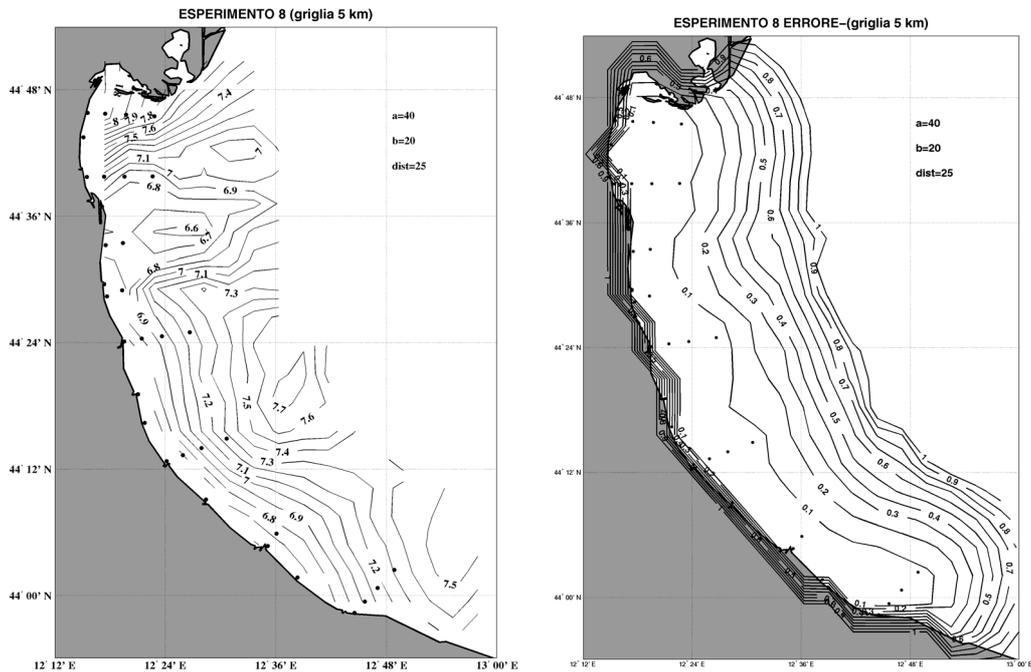


Fig. 4.6.8-ESPERIMENTO 8-A sinistra, la mappa elaborata su una griglia a 5 km e destra la relativa mappa del campo d'errore. I parametri a e b vengono posti rispettivamente a 40 e 20 km.

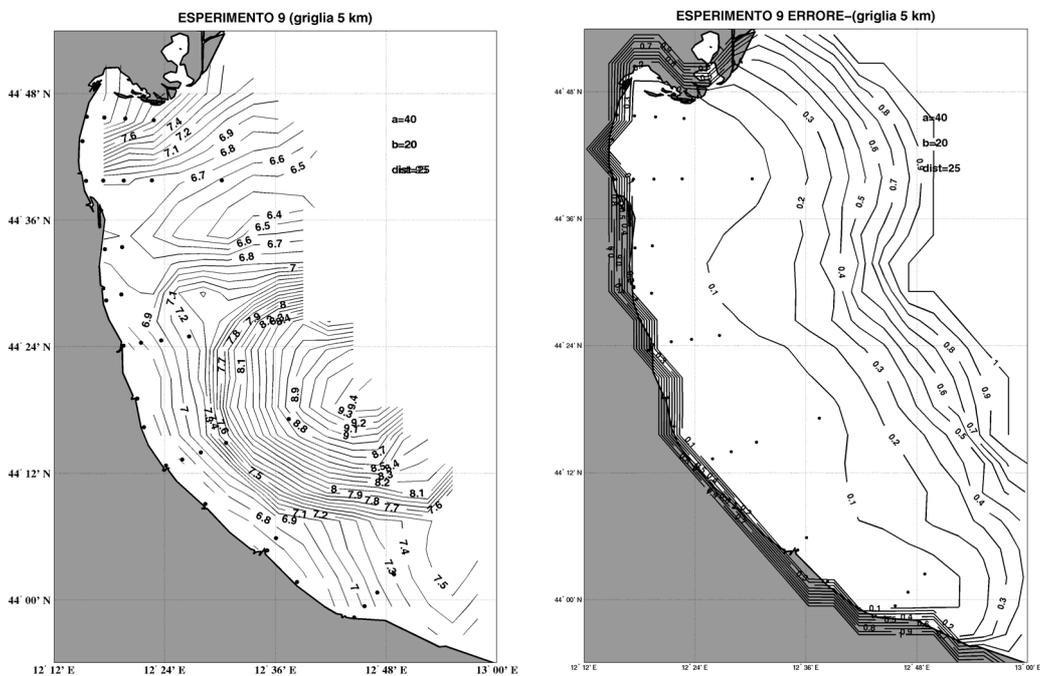


Fig. 4.6.9-ESPERIMENTO 9-A sinistra, la mappa elaborata su una griglia a 5 km e destra la relativa mappa del campo d'errore. I parametri a e b vengono posti rispettivamente a 40 e 20 km. Sono state aggiunte nuovamente le stazioni a 20 km (2004 e 2014).

Capitolo 5

Lo schema di monitoraggio

5.1 Procedure di assimilazione dei dati

Nel capitolo 1, paragrafo 1.3.4, si è parlato della partecipazione della Struttura Oceanografica Daphne al progetto ADRICOSM che prevede all'interno del primo modulo l'implementazione di un sistema di monitoraggio in *Near Real Time* e di un modello di previsione che risolva le corte scale spazio-temporali di variabilità dell'ambiente costiero. La fascia costiera dell'Emilia Romagna rientra all'interno del dominio di implementazione sia del modello (AREG) che ricopre l'Adriatico con risoluzione 5 km, sia del modello (ASHELF) che studia il bacino settentrionale con risoluzione 1.5 km. E' per questo che diviene necessaria l'implementazione nella nostra area di studio di un sistema di monitoraggio costiero che fornisca dati in *Near Real Time* che possano essere assimilati nei modelli di previsione.

Il raggiungimento degli standard messi a punto da ADRICOSM ha stimolato il processo di ottimizzazione dei dati e della rete di monitoraggio Daphne. Nei capitoli 3 e 4 sono state studiate le scale spazio-temporali di variabilità dei parametri fisici e bio-chimici raccolti all'interno della fascia costiera. In questo capitolo l'obiettivo è di indagare la ottimizzazione della rete osservativa adottando la metodologia OSSE (*Observational System Simulation Experiments*).

I modelli dinamici di previsione elaborano una stima dei campi in un tempo futuro partendo dallo stato del sistema in un particolare istante, il quale viene ricavato da osservazioni e misurazioni dirette delle variabili. L'osservazione e la misura del sistema oceano non è affatto cosa semplice a causa delle interrelazioni che sussistono al suo interno tra vari comparti, quello fisico, biologico, chimico e sedimentologico, e dai forzanti esterni che generano dinamiche a molteplici scale di tempo e di spazio.

Le tecniche di assimilazione cercano di fondere, nel processo di valutazione dello stato attuale del sistema, le osservazioni raccolte e le leggi dinamiche contenute all'interno dei modelli. I dati raccolti devono essere necessari e

sufficienti per stimare le condizioni iniziali del campo e la compatibilità tra i dati ed i modelli è tra i requisiti fondamentali per una efficace assimilazione.

La procedura di assimilazione si può scomporre in 4 fasi:

- il **controllo di qualità** delle osservazioni raccolte, rivolta alla minimizzazione degli errori grossolani e sistematici durante la misurazione;
- le **stima ottimale dei parametri** mediante metodi statistici finalizzata alla minimizzazione degli errori casuali e di calcolo;
- il **processo di inizializzazione**, cioè di definizione delle condizioni iniziali del sistema indagato da cui far partire la previsione numerica (**modelli di assimilazione**);
- l'elaborazione di previsioni a breve termine utilizzando modelli numerici ad alta risoluzione, in grado di risolvere i processi rilevanti ad una certa regione del mare aperto o costiero.

L'obiettivo primario in tutte le fasi è quello di minimizzare gli errori relativi ai dati o relativi ai modelli di simulazione rendendo così necessario lo sviluppo di modelli specifici di simulazione degli errori a partire dalla loro origine e dalla loro propagazione durante i diversi passaggi, fino alla loro rappresentazione.

Prendiamo in considerazione la seconda fase del processo di assimilazione in cui l'applicazione della tecnica di analisi oggettiva è di fondamentale importanza, non solo perché ci permette di interpolare i dati su una griglia regolare, ma anche perché fornisce una stima, che abbiamo definito ottimale, attraverso la minimizzazione dell'errore di interpolazione. Tale errore può essere calcolato a priori per differenti schemi di monitoraggio perché indipendente dal valore del campo. La varianza dell'errore medio di interpolazione è data da:

$$\left(\theta_x - \hat{\theta}_x\right)^2 = C_{xx} - \sum_{r,s=1}^N C_{xr} C_{xs} A_{rs}^{-1}$$

dove C_{xx} è la varianza del campo $\theta(x, y)$ in assenza di altri dati specifici sull'errore e il secondo termine a destra indica l'errore introdotto dalla distribuzione dei dati. La varianza dell'errore è stata normalizzata con la varianza del campo ed assume valori compresi tra zero e uno. La varianza dell'errore normalizzata viene visualizzata per effettuare una stima visuale dell'errore. La rete osservativa può dunque essere aggiustata affinché l'errore non superi determinati valori nell'area sottoposta ad indagine assicurando allo stesso tempo un giusto equilibrio tra copertura spaziale dei dati e accuratezza.

Dopo aver stimato la distribuzione spaziale dei parametri monitorati sfrutteremo la tecnica già implementata per capire quale sarebbe la disposizione ottimale dei punti di osservazione al fine di massimizzare la capacità risolutiva del sistema costiero.

5.2 Metodologia OSSE

La metodologia OSSE (*Observational System Simulation Experiments*) si basa sulla simulazione di schemi di monitoraggio finalizzati alla valutazione della capacità di campionamento e della capacità di tecniche quali l'analisi oggettiva di riprodurre, attraverso l'interpolazione dei dati su griglie regolari, le reali caratteristiche dei fenomeni indagati affinché possano essere assimilati all'interno di modelli numerici di previsione.

Durante l'analisi dei campi di temperatura, salinità, e della circolazione alla superficie (capitolo 4) sono state rilevate strutture importanti nel delineare la circolazione costiera a distanze da costa prossime ai 20 km (ciclone "Cesenatico", ciclone "Cattolica") dove sono situate due stazioni (2004, 2014) non sufficienti e non adeguatamente campionate nel tempo per poter essere utilizzate nell'interpolazione, poiché introducono perturbazioni. Presupponendo però una buona risoluzione temporale dei dati verranno fatte ipotesi affinché si possano ottenere le migliori rappresentazioni entro la fascia costiera considerata. La distanza di 20 km dalla linea di costa, dove la batimetria varia tra i 20 e i 25 m di profondità (vedi figura 2.2.6, cap.2), può definirsi la zona di transizione tra acque costiere e acque di mare aperto e verrà impiegata per definire una buona copertura spaziale dei dati nella nostra area di indagine.

Abbiamo appurato nel capitolo precedente che lo schema di monitoraggio Daphne permette la riproduzione di campi mediante interpolazione su griglie fino a 1.5 km. Nelle simulazioni condotte abbiamo considerato come riferimento la griglia a 5 km (vedi figura 5.2.1) poiché permette una buona rappresentazione senza la necessità di applicare alcuno *smoothing* a parità di stazioni campionate. Sovrapponendo le figure 4.6.5 e 4.6.8 (capitolo 4) relative al campo di errore si è riscontrato, per una identica disposizione dei dati, una buona coincidenza delle linee di campo tra la mappa a 1.5 km di risoluzione, a cui è applicato il filtro Shapiro, e quella a 5 km di risoluzione, a conferma di quanto asserito.

In tabella 5.2.1 sono state riassunte le simulazioni condotte; il passo di griglia è mantenuto costante a 5 km mentre i parametri a e b della funzione di correlazione sono stati prima posti uguali a 60 km e 30 km poi 40 km e 20 km. Si ricorda che la funzione di correlazione è scritta:

$$F(r) = \left(1 - \frac{r^2}{a^2}\right) \exp\left(-\frac{r^2}{2b^2}\right); \quad r^2 = x^2 + y^2$$

ed entra nella definizione di:

$$A_{rs} = \overline{\varphi_r \varphi_s} = F(\underline{x}_r - \underline{x}_s) + E\delta_{rs}$$

ovvero la matrice di correlazione tra i le osservazioni (vedi capitolo 2).

L'effetto della funzione di correlazione sul campo di errore determina una maggiore stima dell'errore al diminuire di a e b i quali definiscono l'area di influenza dei dati. Quando la variabilità del sistema è elevata sussistono minori distanze di correlazione tra le varie osservazioni e dunque tra i dati reali ed il punto griglia, in cui il campo viene stimato mediante l'interpolazione delle osservazioni ad esso più vicine. La stima visiva del campo di errore è il riscontro di una maggiore corrispondenza con la reale distribuzione spaziale delle osservazioni che ci suggerisce una stima ottimale del sistema.

Nelle prime quattro simulazioni l'unico parametro variabile (si veda la tabella 5.2.1) è il numero di stazioni. In figura 5.2.2 confrontiamo la capacità di copertura spaziale tra lo schema di campionamento Daphne con e senza le stazioni a 20 km dalla linea di costa. Si noti come l'introduzione di due stazioni diminuisca l'errore. L'isolinea che rappresenta un errore del 20% ($e=0.2$) viene infatti traslata nell'immagine a destra visibilmente più al largo, in corrispondenza circa di un errore del 30-50% nel caso precedente.

In figura 5.2.3 (sinistra) è raffigurata le simulazioni n.3 : allo schema a 34 stazioni della simulazione n.2 sono state aggiunte tre stazioni fittizie sul prolungamento dei transetti 2, 9 e 19 a 20 km di distanza dalla costa. Riscontriamo un'ulteriore allontanamento delle isolinee del campo al largo ad indicare un minore errore medio di interpolazione nella fascia costiera entro i 20 km ma vediamo come la copertura spaziale non sia ottimale. Per ottenere una struttura del campo di errore omogenea e con bassi valori dovrebbero essere aggiunti punti di osservazione sul prolungamento dei transetti 6 e/o 8 e 17.

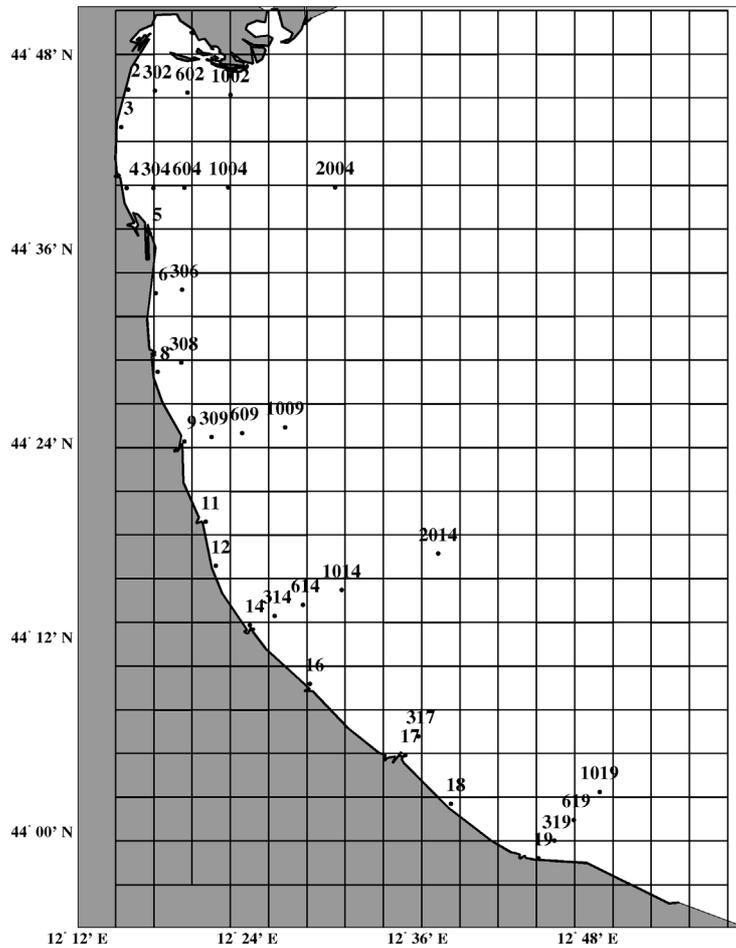


Fig.5.2.1-Gliedra di interpolazione utilizzata per le simulazioni della rete di monitoraggio. Le stazioni visualizzate sono le 34 stazioni appartenenti al reale schema di campionamento condotto dalla *Struttura Oceanografica Daphne*.

Tabella 5.2-1-Tabella riassuntiva degli esperimenti di simulazione della rete osservativa.

simulazioni	griglia	a	b	#stazioni
1	5	60	30	32
2	5	60	30	34
3	5	60	30	34 +3 st.20km
4	5	60	30	34 – st.0.5km
5	5	40	20	32
6	5	40	20	34
7	5	40	20	34 +3 st.20km
8	5	40	20	34 – st.0.5km

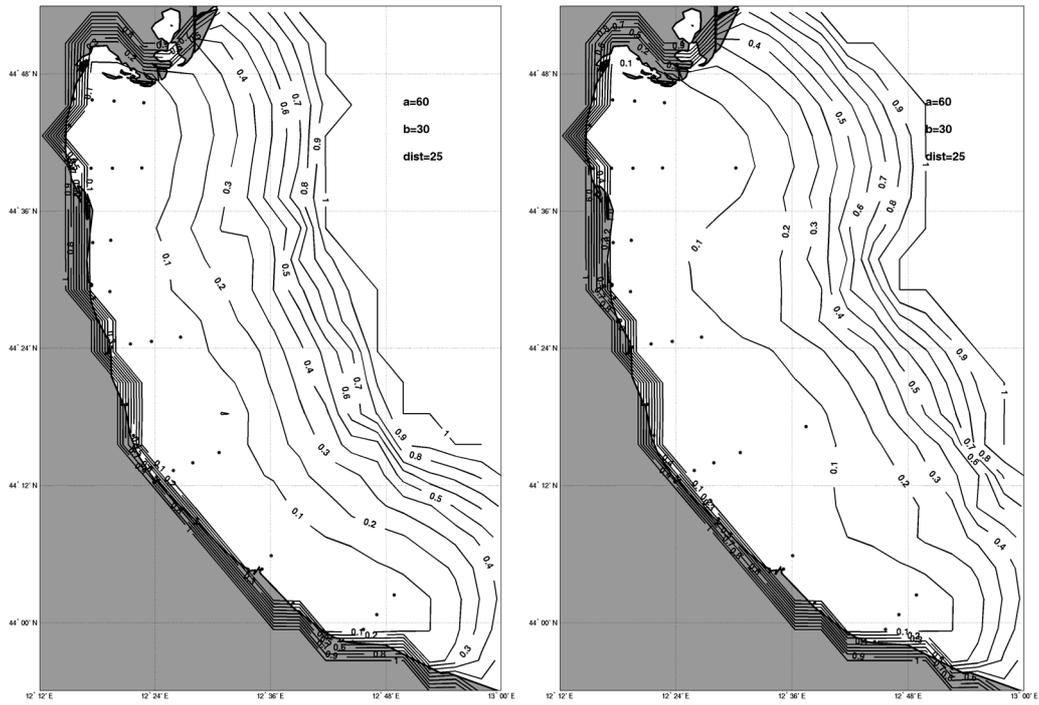


Fig. 5.2.2-Simulazione n.1 (32 stazioni) a sinistra e simulazione n.2 (34 stazioni) a destra.

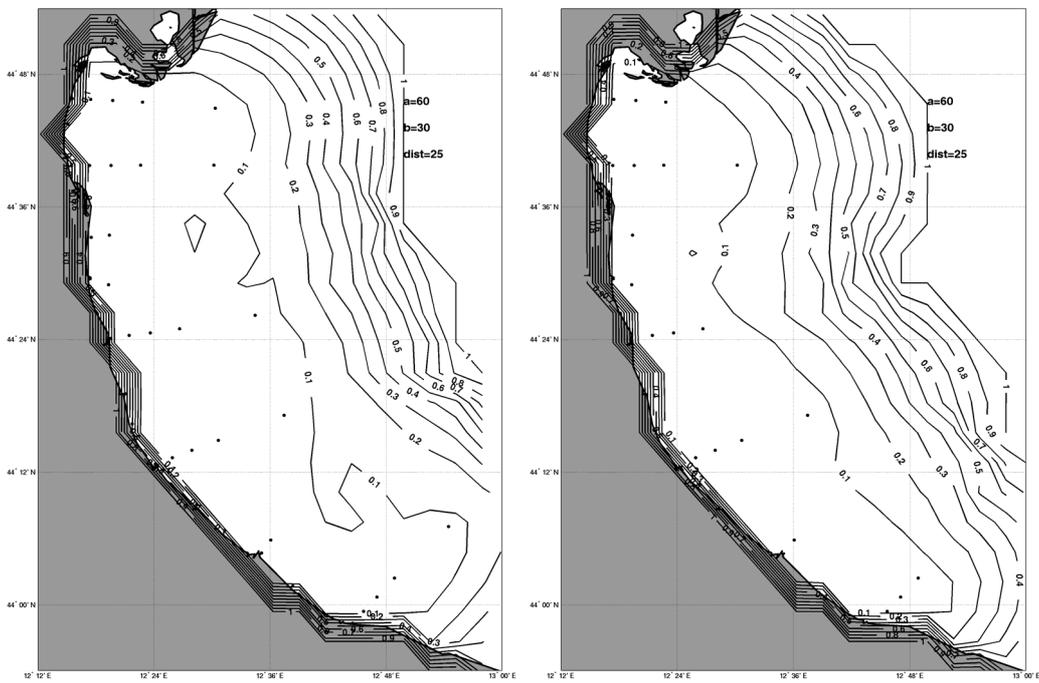


Fig. 5.2.3-Simulazione n.3 (37 stazioni) a sinistra e simulazione n.4 (20 stazioni) a destra.

Nella simulazione n.4 (figura 5.2.3 destra) sono invece state eliminate tutte le stazioni a 0.5 km di distanza dalla linea di costa sempre partendo dallo schema a 34 punti di osservazione. Non notiamo in questo caso alcun cambiamento significativo nella copertura spaziale pur avendo ridotto a 20 il numero di osservazioni. Rispetto alla figura 5.2.2 a destra si scorge una minore deflessione della isolina d'errore al 10% all'altezza dei transetti 6, 8, 17 causata dalla mancanza delle stazioni eliminate entro il raggio influenzale nella stima del campo nei punti griglia che risulta così meno soggetta ad errore.

Passiamo ora alle ultime quattro simulazioni dove la funzione di correlazione diminuisce l'area di influenza di ogni singolo dato riducendo la distanza di correlazione tra le osservazioni e tra queste e i punti griglia.

In figura 5.2.4 (sinistra) osserviamo la stima del campo d'errore relativa alla simulazione n.5: lo schema di campionamento coincide con la prima simulazione, dunque si veda in riferimento la figura 5.2.2 (sinistra). Sovrapponendo le due immagini si vede che l'isolina relativa al 10% d'errore della simulazione 1 è ora in posizione molto prossima alla linea d'errore al 20% per simulazione 5. Questo risulta in una stima maggiore di circa un 10% dell'errore ma probabilmente più realistica se si guarda l'andamento delle isolinee nell'intorno dei punti di osservazione che sottolinea un buon equilibrio tra accuratezza e copertura spaziale a distanze da costa inferiori ai 15 km ($e \approx 0.2$).

Nell'immagine relativa alla simulazione n.6 che prevede lo schema Daphne a 34 punti è ben marcato l'andamento delle isolinee in prossimità delle osservazioni. Si accentua la mancanza di punti di monitoraggio nella zona antistante i transetti 6 e 8 e 17.

L'aggiunta di tre punti a 20 km da costa nella simulazione 7, in figura 5.2.5 a sinistra, ci dà conferma di come questo schema non aumenti realmente la risoluzione spaziale dei campi all'interno della nostra area di indagine ma possa al contrario introdurre delle perturbazioni a causa della sua disomogeneità. Nella stessa immagine a destra si osservi l'ultima simulazione generata da uno schema a 20 punti senza le stazioni sotto costa. In questo caso, rispetto allo schema a 34 punti e rispetto alla simulazione n.4, si nota un aumento dell'errore all'altezza di Lido di Savio, Cervia, Bellaria e Riccione dove (vedi figura 1.4.2, capitolo 1) la rete di monitoraggio Daphne prevede solo le stazione prossime a costa.

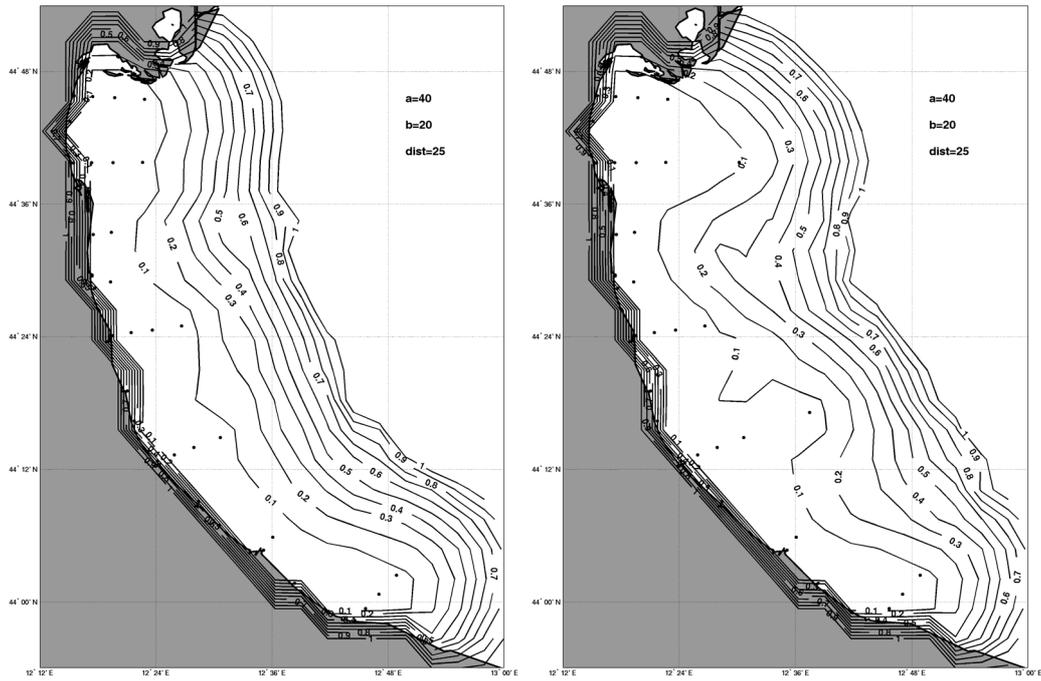


Fig.5.2.4-Simulazione n.5 (32 stazioni) a sinistra e simulazione n.6 (34 stazioni) a destra.

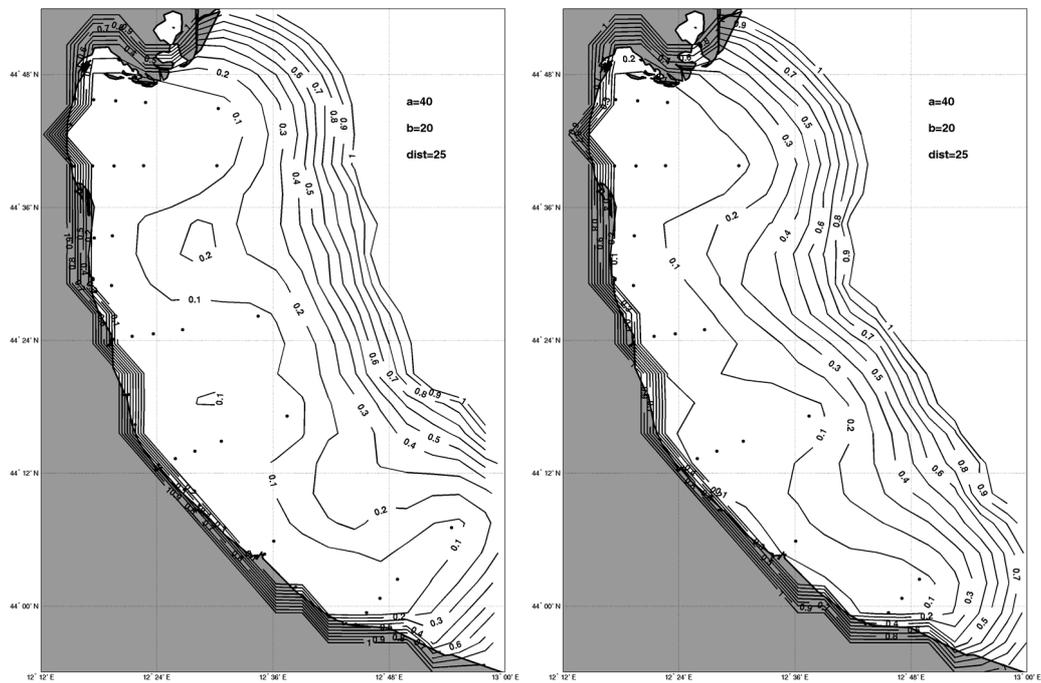


Fig. 5.2.5 Simulazione n.7 a sinistra (37 stazioni) e simulazione n.8 (20 stazioni) a destra.

Si possono sintetizzare dalle simulazioni condotte alcune conclusioni:

- Il numero di osservazioni è strettamente correlato alla stima dell'errore dunque l'aggiunta di alcuni punti provoca un miglioramento nella ricostruzione del campo d'interesse nel sistema costiero;
- La funzione di correlazione utilizzata nelle ultime simulazioni e nella analisi spaziale dei campi nel capitolo 4 è la migliore nel riprodurre la reale distribuzione delle osservazioni;
- Le stazioni sotto costa risultano ridondanti nella procedura di interpolazione soprattutto quelle appartenenti ai transetti più lunghi provocando una perturbazione nel processo di interpolazione nei punti griglia antistanti che ne risentono l'influenza;
- L'inserimento nella rete di monitoraggio di stazioni a 20 km supporterebbe il processo di interpolazione e dunque di osservabilità, come definito in Robinson and Lermusieaux (2002) in un contesto di assimilazione dei dati all'interno di un modello numerico;
- Ultima e più importante considerazione è che un aumento di copertura spaziale mediante osservazioni aggiuntive deve essere adeguatamente eseguito ricercando una distribuzione omogenea dei dati (non con transetti molto più lunghi gli uni dagli altri).

Lo schema odierno di monitoraggio Daphne ha una buona capacità di risolvere le scale che coincidono con la risoluzione spaziale dei modelli di previsione implementati da ADRICOSM.

- Aggiungendo stazioni lungo i transetti 6, 11 e 17 si diminuirebbe notevolmente il valore del campo dell'errore e lo si renderebbe notevolmente più omogeneo poiché si renderebbero minime le perturbazioni rilevate nelle simulazioni 7 e 8, diventando più omogenea la distribuzione dei punti.
- Solo in seguito all'aggiunta di queste stazioni (transetti 6, 11 e 17) il prolungamento dei transetti 2, 9 e 19, mediante l'aggiunta delle stazioni a 20 km da costa, permetterebbe una buona osservabilità del sistema fino a una distanza dalla linea di costa tra i 25 e i 30 km e una stima dell'errore medio pari al 20%.

Ipotizzando entrambe le modifiche descritte nei due punti precedenti, si potrebbero monitorare i processi che avvengono nella fascia di transizione tra le

acque costiere e le acque di mare aperto che abbiamo visto essere assai rilevanti per la dinamica della circolazione anche molto sotto costa.

Capitolo 6

Conclusioni

6.1 Considerazioni generali riassuntive

Dalla analisi delle serie temporali nel periodo 1995-2001 deduciamo che il calcolo di climatologie su base mensile sia adeguato alla frequenza temporale di campionamento consentendo, allo stesso tempo, di catturare in modo efficace la variabilità dei parametri associata al ciclo stagionale.

Nel caso dei nutrienti e della concentrazione di clorofilla-*a* la risoluzione temporale non risulta ottimale a causa della variabilità a corte scale temporali legate a fenomeni di carattere episodico, come mostrano i valori di deviazione standard associati a ciascuna media climatologia e le anomalie standardizzate. Il calcolo di climatologie è però importante per descrivere le tendenze medie di queste variabili nel tempo.

Le climatologie hanno evidenziato alcune tendenze interannuali, grazie anche al confronto con le conoscenze pregresse nell'area di indagine. Si ipotizza:

- una diminuzione della concentrazione dei nitrati soprattutto nei mesi di febbraio, marzo, aprile, maggio, mentre rimangono invariati o leggermente in aumento i valori autunnali;
- una generale diminuzione dei fosfati in linea con quanto già rilevato alla fine degli anni '80, inizio degli anni '90;
- la concentrazione di clorofilla-*a* mostra un notevole incremento nei mesi tardo autunnali – invernali ed una lieve diminuzione o stabilizzazione nei mesi tardo estivi – autunnali.

Abbiamo verificato come queste tendenze, anche grazie al calcolo di coefficienti di correlazione tra i vari parametri, possano dipendere dall'andamento della portata media del fiume Po che ha mostrato un aumento considerevole nei mesi di ottobre, novembre, dicembre. Le anomalie standardizzate hanno evidenziato la distinzione tra la variabilità intrinseca del sistema e variabilità

dovuta all'azione di forzanti esterni in particolare per i nutrienti la salinità a conferma della elevata influenza esercitata dal Po in questa zona.

Dai valori dei coefficienti di correlazione stimati possiamo concludere l'esistenza di correlazioni significative tra:

- salinità e i nutrienti
- salinità e clorofilla;
- clorofilla ed ossigeno disciolto.

Dunque possiamo affermare l'apporto di sostanze nutritive da parte delle acque di origine fluviale a basse salinità lungo la fascia costiera ma anche l'origine remota di una parte consistente della biomassa fitoplanctonica che potrebbe crescere davanti al delta del Po e venir trasportata passivamente dalle correnti.

Le modificazioni nella portata media del Po hanno favorito le fioriture nel periodo invernale a carico di Diatomee mentre hanno sfavorito le fioriture estivo-autunnali a carico di Dinoflagellate riflettendosi nella produzione media di biomassa fitoplanctonica ma anche nell'andamento di indicatori qualitativi della attività produttiva come l'ossigeno disciolto.

Dall'analisi spaziale delle osservazioni su base climatologica sono state delineate le caratteristiche principali della circolazione superficiale entro la fascia costiera che vede nei mesi invernali una intensificazione della corrente occidentale che coinvolge la zona meridionale mentre la parte settentrionale rimane sotto la diretta influenza del fiume Po. In primavera la corrente occidentale si indebolisce ed emergono strutture di mesoscala mostrando in generale la tendenza delle acque a muoversi dal largo in direzione della costa. In autunno si notano i gradienti più forti dell'anno legati all'azione del Po.

Dall'analisi dei campi di temperatura e salinità abbiamo riconosciuto il ruolo che entrambi i parametri assumono nel condizionare la circolazione alla superficie attraverso fenomeni di compensazione nel campo di densità sia nel tempo che nello spazio rafforzando la distinzione della fascia costiera in tre aree come stabilito anche da Rinaldi et al. (1995), si veda la figura 1.4.2:

- l'area settentrionale (zona A) in cui prevale l'influenza diretta del fiume Po;
- l'area centrale (zona B) di transizione ;

- l'area meridionale (zona C) in cui prevale l'influenza della corrente occidentale nei mesi invernali e delle acque provenienti dall'interno del bacino.

La capacità della rete di monitoraggio di rilevare le scale di variabilità dei campi è buona nei mesi invernali con una risoluzione al massimo di 1.5 km mentre non è sufficiente nei mesi estivi quando compaiono strutture di mesoscala. Si rileva inoltre la necessità di estendere il campionamento verso il largo per poter meglio studiare i fenomeni che avvengono nella zona di transizione tra acque costiere ed acque di mare aperto. Questo permetterebbe di meglio comprendere l'apporto di sostanze nutritive e le dinamiche della biomassa fitoplanctonica all'interno della fascia costiera con conseguenze importanti per il controllo degli eventi eutrofici.

Dallo studio relativo alla ottimizzazione della rete di monitoraggio abbiamo stabilito che l'introduzione di stazioni nelle aree tra Ravenna e Cesenatico e tra Cesenatico e Cattolica garantirebbe un miglioramento nella stima dei campi aumentandone la risoluzione spaziale mentre la successiva introduzione di alcune stazioni a 20 km dalla costa accrescerebbe la copertura spaziale a parità di accuratezza fino ad una distanza di 30 km circa dalla linea di costa e a profondità comprese tra i 25 ed i 30 metri.

6.2 Prospettive Future

Le conclusioni conseguite nella tesi propongono diverse possibilità di sviluppo. Il calcolo di climatologie per ciascun punto di osservazione potrebbe essere impiegato per l'implementazione di procedure di controllo di qualità dei dati al fine di ridurre gli errori grossolani o sistematici nelle fasi di raccolta e di archiviazione dei dati.

L'ottimizzazione dei dati attraverso procedure di controllo di qualità garantirebbe anche la definizione di un formato che renda più semplice e più immediato il loro impiego da parte di diversi soggetti appartenenti sia al campo della ricerca scientifica ma anche della amministrazione pubblica, consentendo una più rapida consultazione ed una maggiore capacità gestionale e decisionale.

In prospettiva della assimilazione dei dati Daphne all'interno di modelli di previsione abbiamo già suggerito alcune modifiche della rete di monitoraggio al

fine di massimizzare la “osservabilità” del sistema costiero (Robinson and Lermusiaux, 2002).

Lo sviluppo della tecnica di analisi oggettiva mediante:

- lo studio più approfondito della funzione di correlazione;
- l’implementazione in tre dimensioni;

produrrebbe una migliore accuratezza nella stima e nel processo di interpolazione ed una analisi dei processi negli strati sottosuperficiali, fondamentali nello studio delle aree costiere.

Bibliografia

- Artegiani, A., Azzolini, R., Paschini, E., **1983**. Prime considerazioni su cinque mesi di dati correntometrici registrati in una stazione a 7 miglia a nord di Ancona (agosto-dicembre 1981). *Atti del 5° Congresso della Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia*, Stresa, 19-22 Maggio 1982, Pallanza, 155-163.
- Artegiani, A., Bregant, D., Paschini, E., Pinardi, N., Raicich, F., and Russo, A. The Adriatic Sea general circulation. Part I: Air Sea interactions and water mass structure. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1492-1514, **1997a**.
- Artegiani, A., Bregant, D., Paschini, E., Pinardi, N., Raicich, F., and Russo, A. The Adriatic Sea general circulation. Part II: Baroclinic circulation structure. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1515-1532, **1997b**.
- Bergamasco, A. e Gacic, M., **1996**. Baroclinic response of the Adriatic Sea to an episode of Bora wind. *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 1354-1369.
- Bretherton, F.P., Davis, R.E., Fandry, C.B., **1976**. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep-Sea Res.* 30, 985-1002.
- Carter, E.F., Robinson, A.R., **1987**. Analysis model for the estimation of oceanic fields. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 4, 49-74.
- Daley, Roger. Atmospheric Data Analysis. *Cambridge Univ. Press*, 457pp.
- Emery, W.J. and Thomson, R.E. Data Analysis Methods in physical oceanography. Second Edition. *Elsevier*, **2001**.
- Franco, P., Nichelato, A., **1992**. Northern Adriatic Sea: oceanography of the basin proper and of the western coastal zone. *Sci. Total. Environ.* (Suppl.) 35-62.
- Galliani, G., Filippini, F., Montanari, G., Rinaldi, A., Vollenweider, R.A., **1992**. Time series analysis of oceanological parameters measured at a fixed station. *Marine Coastal Eutrophication*, Elsevier, 171-186.
- Gandin, L.S., **1965**. Objective analysis of meteorological fields. *Israel Program for Scientific Translation*, Jerusalem, 242pp.
- Giani, M., **2002**. Distribuzione e variazioni temporali della sostanza organica nell'Adriatico Settentrionale. *Archo Oceanogr. Limnol.* 23, 29-41.
- Maggiore, A., Pinardi, N., Zavatarelli, M. Studio della variabilità stagionale della circolazione del Mare Adriatico tramite simulazioni numeriche. *IMGA Report 3/1998*.
- Malanotte-Rizzoli P. e Bergamasco, A., **1983**. The dynamics of the coastal region of the northern Adriatic Sea. *J. Phys. Oceanogr.* 13, 1105-1130.
- Mauri, E. and Poulain, P-M., **2001**. Surface chlorophyll distribution and currents in the Adriatic in fall 1997 and winter 1998. *J. Mar. Syst.*, 29, 51-67.
- Ministero dell'Ambiente, Servizio Difesa Mare. Qualità degli ambienti marini costieri italiani, 1996-1999. *ICRAM*.
- Kamburska, L., Fonda-Umani, S., Boglich, B., Pinardi, N., Long-term Copepod dynamic in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic Sea) – Recent changes and trends.
- Pinardi, N., Korres, G., Lascaros, A., Roussenov, V. and Stanev, E., **1997**. Numerical Simulation of the interannual variability of the Mediterranean Sea upper ocean circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 425-428.

- Pompei, M., Ghetti, A., Milandri, A., Mazziotti, C., **1995**. Fioriture microalghe ed evoluzione dei principali popolamenti fitoplanctonici nelle acque costiere Emiliano-Romagnole dal 1982 al 1994. *Evoluzione dello stato trofico in Adriatico: analisi degli interventi attuati e future linee di intervento. Atti del convegno*, Marina di Ravenna, 28-29 settembre 1995.
- Poulain, P.M., Adriatic Sea surface circulation as derived from drifter data between 1990 and 1999. *J. Mar. Sys.*, 29, 3-32, **2001**.
- Poulain, P.M. and Cushman-Roisin, B., Circulation. *In: Physical Oceanography of the Adriatic Sea. Past, present and future. Kluwer Academic Publ.*, 67-109, **2001**.
- Regione Emilia Romagna. Eutrofizzazione delle acque marine costiere dell'Emilia Romagna . Rapporti annuali 1995-2001. *Assessorato Agricoltura. Ambiente e sviluppo sostenibile*. A cura di Montanari, G., Ferrari, C.R., Ghetti, A., Mazziotti, C.
- Rinaldi, A., Montanari, G., Ferrari, C.R., Ghetti, A., Vollenweider, R.A., **1995**. Evoluzione dello stato trofico nelle acque costiere Emiliano-Romagnole nel periodo 1982-1994. *Evoluzione dello stato trofico in Adriatico: analisi degli interventi attuati e future linee di intervento. Atti del convegno*, Marina di Ravenna, 28-29 settembre **1995**.
- Robinson, A.R. and P.F.J., Lermusiaux, **2002**. Data assimilation for modeling and predicting coupled physical-biological interaction in the sea. *The Sea*, 12, 475-535.
- Vichi, M., Pinardi, N., Zavatarelli, M., Frasari, F., **1998**. Interazione tra forzante idrodinamico e cicli biogeochimici nel Mare Adriatico settentrionale: esperimenti numerici. *IMGA/CNR Tech. Report*, 3, 170pp.
- Vichi, M., **2002**. Predictability studies of coastal marine ecosystem behavior. Ph.D thesis Oldenburg, Univ.
- Vollenweider, R.A., Rinaldi, A., Montanari, G., Eutrophication, structure and dynamic of marine coastal system: results of ten year monitoring along the Emilia Romagna coast. *Marine Coastal Eutrophication*, Elsevier, 63- 106, **1992**.
- Vollenweider, R.A., **1995**. L'eutrofizzazione del Bacino Nord Adriatico: considerazioni e valutazioni critiche sulle condizioni trofiche e sulla gestione dei sistemi marini costieri. *Evoluzione dello stato trofico in Adriatico: analisi degli interventi attuati e future linee di intervento. Atti del convegno*, Marina di Ravenna, 28-29 settembre **1995**.
- Vollenweider, R.A., Giovanardi, F., Montanari, G., and Rinaldi, A., Characterization of the trophic conditions of marine coastal water with special reference to the Northern Adriatic Sea: proposal for a trophic scale, turbidity and generalized water quality index. *Environmetrics*, 9, 329-357, **1998**.
- Warren, S.C., Nespoli, G., Rinaldi, A., Montanari, G. and Vollenweider, R.A., Eutrophication along the Emilia Romagna coast: application of statistical analysis to 1984-1989 monitoring data. *Marine Coastal Eutrophication*, Elsevier, 187-200, **1992**.
- Zavatarelli, M. and Mellor, G.M., **1995**. A numerical study of the Mediterranean Sea circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 1384-1414.
- Zavatarelli, M., Raicich, F., Bregant, D., Russo, A., Artegiani, A. Climatological biogeochemical characteristics of the Adriatic Sea. *J. Mar. Sys.*, 18, 227-263, **1998**.
- Zavatarelli, M., Pinardi, N., Maggiore, A., Winter density compensation in the northern Adriatic Sea. A numerical model process study. *The Adriatic Sea*, T.S. Hopkins et al., eds., Ecosystem Research Report N.32, EUR 18834, European Commission, Brussels, 141-155, **1999**.
- Zavatarelli, M., Pinardi, N., The Adriatic Sea Modeling System: A nested approach. *Annales Geophysicae*, **2002**.