



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DELLA TUSCIA DI VITERBO

DIPARTIMENTO DI SCIENZE ECOLOGICHE E BIOLOGICHE

Corso di Dottorato di Ricerca in

Ecologia e gestione delle risorse biologiche

XXVI Ciclo

**“Analisi della distribuzione della biomassa fitoplanctonica in relazione
alle dinamiche di trasporto e mescolamento indotte da differenti
regimi anemometrici.”**

Settore Scientifico Disciplinare – BIO/07

Tesi di dottorato di:

Dott. Riccardo Martellucci

Coordinatore del corso

Prof. Daniele Canestrelli

Tutore

Prof. Marco Marcelli

Data della discussione

Ad Ale...

INDICE

CAPITOLO 1 pag.

1	Introduzione	1
1.1	Area di studio	3
1.1.1	<i>Morfologia</i>	3
1.1.2	<i>Climatologia</i>	5
1.1.3	<i>Oceanologia</i>	6
1.2	Introduzione ai capitoli successivi	7

CAPITOLO 2

Indagine sulla presenza di upwelling costieri lungo la costa tirrenica Nord Orientale

2	Introduzione	8
2.1	Materiali e Metodi	10
2.1.1	<i>Dati Meteorologici</i>	10
2.1.2	<i>Immagini satellitari</i>	10
2.1.3	<i>Dati Oceanografici</i>	11
2.1.4	<i>Analisi dati</i>	12
2.2	Risultati	13
2.2.1	<i>Clima anemometrico</i>	13
2.2.2	<i>Variabilità oceanografica</i>	15
2.2.3	<i>L'Evento di Upwelling di Settembre 2014</i>	20
2.3	<i>Discussioni</i>	28

CAPITOLO 3

Influenza del regime di brezza sulla dinamica costiera della zona di Civitavecchia.

3	Introduzione	29
3.1	Materiali e Metodi	30
3.1.1	<i>Dati Meteorologici</i>	30

3.1.2	<i>Dati Oceanografici</i>	30
3.1.3	<i>Analisi dati</i>	32
3.2	Risultati	33
3.2.1	<i>Variabilità meteorologica e oceanografica della stagione estiva</i>	33
3.2.2	<i>22/08/2012</i>	39
3.2.3	<i>28/08/2012</i>	48
3.2.4	<i>23/08/2013</i>	55
3.2.5	<i>04/09/2013</i>	62
3.2.6	<i>22/08/2014</i>	70
3.3	Discussioni	79

CAPITOLO 4

Dinamiche fitoplanctoniche e variabilità atmosferica

4	Introduzione	83
4.1	Upwelling favourable winds	83
4.2	Materiali e metodi	83
4.2.1	<i>Analisi di laboratorio</i>	83
4.3	Risultati	84
4.3.1	<i>L'Evento di Upwelling di Settembre 2014</i>	87
4.4	Discussioni	90
4.5	Il regime di brezza	90
4.6	Risultati	91
4.6.1	<i>22/08/2012</i>	92
4.6.2	<i>28/08/2012</i>	95
4.6.3	<i>04/09/2013</i>	96
4.6.4	<i>22/08/2014</i>	97
4.7	Discussioni	98

CAPITOLO 5

5 Conclusioni	99
----------------------	-----------

Bibliografia	101
---------------------	------------

Ringraziamenti	105
-----------------------	------------

1 Introduzione

Le acque costiere rappresentano un modesto 7% della superficie totale del mare, tuttavia hanno una importanza elevata dal punto di vista economico, sociale ed ecologico.

I margini continentali possono essere considerati il punto di incontro tra i sistemi biogeochimici terrestri, oceanici e atmosferici (Walsh 1991). Queste sono regioni ad alta attività biogeochimica, tra le più attive della biosfera (Gattuso et al., 1998); contribuendo significativamente al sequestro del carbonio nei sedimenti marini, (Muller-Karger et al., 2005) e al ciclo dei nutrienti (Liu et al., 2010), inoltre rappresentano un terzo della produzione primaria netta annua nell'oceano globale (Ducklow e McCallister, 2005). Di conseguenza, le zone costiere sono un bioma prezioso per i servizi ecosistemici, (Costanza et al., 1997), supportando sia la popolazione che le attività umane che a loro volta modificano questi sistemi in un intervallo di scale spaziali e temporali. (Walsh, 1988; Dickey 1991, Chen, 2010; Talaue-McManus, 2010).

Le zone costiere presentano un'elevata diversità ecologica rispetto al mare aperto (Longhurst, 1998) dovuta a un insieme di biomi molto differenti tra loro, derivanti dalle interazioni tra la topografia, dalla circolazione oceanica, dai regimi di vento costieri e dalle maree.

La conoscenza delle dinamiche fitoplanctoniche nelle zone costiere ha un ruolo chiave nella dinamica dell'ecosistema marino. Pur rappresentando solo lo 0.2% della biomassa fotosinteticamente attiva nella biosfera (Field et al., 1998), il fitoplancton costituisce il livello più basso della rete trofica e contribuisce sia ai cicli biogeochimici nell'oceano (Arrigo, 2005) che al ciclo globale del carbonio (Falkowski et al., 1998, 2000).

Il fitoplancton costituisce la base degli ecosistemi acquatici e la sua attività determina il loro stato e la loro produttività; per questo è considerato il principale indicatore della qualità ecologica degli ambienti costieri, poiché il fitoplancton rappresenta l'indicatore più sensibile al cambiamento essendo esso stesso una variabile ambientale (Hays et al 2005).

Pertanto le misure di clorofilla *a* sono utilizzate per valutare lo stato di salute di un ecosistema marino, la presenza di inquinanti organici, come i fosfati e i nitrati, causa una eccessiva produzione (fenomeno di eutrofizzazione) che può generare fenomeni di anossia, mentre la presenza di quelli inorganici (acque reflue industriali, metalli pesanti) può causare una marcata diminuzione dell'attività fotosintetica.

Inoltre è stato osservato che il peggioramento dello stato ecologico dei sistemi costieri favorisce bloom fitoplanctonici tossici, che causano disagi alle attività umane, da alterazioni

organolettiche delle acque di balneazione a disturbi diretti alle popolazioni costiere, che in alcuni casi hanno causato decessi.

Di conseguenza la comprensione delle dinamiche fitoplanctoniche in acque basse diventa di fondamentale interesse per la gestione delle zone costiere poiché influenza significativamente le attività umane che insistono sulla costa apportando sia benefici (attività di pesca, svago) che disagi (economia, salute). Il fitoplancton dipende strettamente dalla luce e dai nutrienti; la separazione spaziale tra luce (in superficie) e nutrienti (al di sotto del picnoclino) limita la produzione primaria nell'oceano (Yentsch, 1981). Di conseguenza, il fitoplancton è fortemente dipendente dai processi fisici che tendono a generare le condizioni ottimali per la crescita e lo sviluppo.

E' evidente che le dinamiche fitoplanctoniche sono fortemente legate ai processi fisici sulla superficie oceanica (Legendre e Demers, 1984; Dickey, 1991). A tal proposito è stato osservato come eventi meteorologici sinottici siano particolarmente importanti nelle dinamiche fitoplanctoniche (Kiørboe e Nielsen, 1990; Marra et al, 1990, Largier 2006), mentre resta un problema aperto quello di analizzare come eventi meteorologici a scala locale influenzino le dinamiche costiere e quindi le dinamiche fitoplanctoniche.

La misurazione e successivamente la modellizzazione delle dinamiche fitoplanctoniche in acque costiere rappresenterebbe quindi un vantaggio per le attività umane, poiché permetterebbe di riconoscere anticipatamente lo stress che il sistema subisce. Tuttavia queste misure sono difficili da effettuare a causa delle interazioni fisiche tipiche delle zone costiere che influenzano gli ecosistemi marini (Denman e Powell, 1984). Infatti la maggior parte dei fenomeni fisici e dei processi biologici associati che caratterizzano le zone costiere sono processi a submesoscala: hanno un'estensione massima di 1 km e una durata temporale di un giorno.

In questo contesto, una maggiore importanza è stata rivolta alla salvaguardia degli ecosistemi costieri, che sono zone particolarmente sensibili ai cambiamenti climatici e agli impatti antropici; di conseguenza, hanno bisogno di essere sottoposte a programmi di osservazione mirati a studiare gli impatti antropici sugli ecosistemi e sui cicli biogeochimici.

Nei paesi europei, la legislazione vigente in materia di corpi idrici (*direttiva quadro sulle acque, 2000/60/CE e successive, sulla strategia marina direttiva quadro 2008/56/CE*) si concentra sulla realizzazione del loro buono stato ecologico (GES), in termini di diversità biologica e di qualità ecologica. In particolare, i sistemi osservazionali a lungo termine (L-TER) sono stati riconosciuti per rappresentare una strategia vincente per rispettare gli obiettivi di protezione dell'ambiente e della sostenibilità, in quanto forniscono un quadro completo dello

stato di salute di un ambiente e permettono di valutare l'evoluzione delle condizioni attraverso il miglioramento, il peggioramento, o la stabilità. L'integrazione delle attività di monitoraggio di serie storiche è riconosciuta come una priorità nei programmi scientifici nazionali ed internazionali.

Così i sistemi multi-piattaforma per il monitoraggio dell'ambiente costiero sono strumenti importanti che permettono di comprendere meglio le dinamiche degli ecosistemi marini e dei loro fattori principali. Queste reti di misura consentono di evidenziare i cambiamenti negli ecosistemi marini, in risposta agli impatti antropici, individuando le tendenze specifiche nella loro naturale evoluzione.

In questo contesto l'area costiera di Civitavecchia presenta i connotati di una zona fortemente antropizzata che insiste sull'ecosistema marino ed il monitoraggio della variabilità fitoplanctonica riveste un ruolo fondamentale dello stato di salute di questo sistema costiero.

Lo scopo di questa tesi è quello di valutare l'influenza del regime anemometrico, a differenti scale spaziali e temporali, sulla circolazione costiera identificando quei fenomeni fisici che maggiormente contribuiscono alla variazione dell'abbondanza fitoplanctonica.

Per la corretta identificazione dei fenomeni che avvengono nell'area di studio è stato realizzato un sistema multi-osservativo costituito da stazioni di misura fisse, da satelliti e da misure in situ.

I dati meteorologici acquisiti hanno permesso di valutare la distribuzione degli eventi anemometrici più frequenti e di identificare i fenomeni atmosferici che maggiormente influenzano la dinamica costiera dell'area di studio.

I dati oceanografici campionati tramite stazioni fisse, satelliti, e campagne di misura in situ hanno permesso di esaminare la distribuzione spaziale e temporale di Temperatura e Biomassa fitoplanctonica identificando le risposte fisiche e biologiche indotte dalla circolazione atmosferica a differenti scale spaziali e temporali.

1.1 Area di studio

1.1.1 Morfologia

Il bacino tirrenico è inteso come un'entità distinta rispetto agli altri mari del Mediterraneo. Infatti questo è considerato come il più isolato del bacino occidentale (Astraldi e Gasparini,

1994), essendo un'area semichiusa circondata dalla Corsica e dalla Sardegna ad ovest, dalla Sicilia a sud, e dalla penisola a nord-est.

Mentre gli altri bacini presentano connessioni senza limitazioni di soglia, con profondità tipiche intorno ai 2700 m, i collegamenti del Tirreno con il resto del Mediterraneo occidentale avvengono attraverso il Canale di Capraia, con profondità di soglia di circa 450 m, attraverso l'ampia apertura tra la Sicilia e la Sardegna che riduce la sua profondità sino a circa 300 m a sud, dalle Bocche di Bonifacio e dallo stretto di Messina.



Figura 1.1: Il Bacino Tirrenico

Inoltre, il Mar Tirreno è circondato da montagne che impediscono l'ingresso di eventi meteorologici che invece influenzano fortemente le condizioni interne degli altri bacini del Mediterraneo occidentale.

I fondali di questo mare presentano una configurazione morfologica particolare che si articola in rilievi vulcanici sottomarini dati dalla collisione tra la zolla eurasiatica e quella africana.

Il più imponente di tali vulcani è il Marsili che si erge da fondali di 3000 metri di profondità. La

profondità massima del Mar Tirreno raggiunge i 3.625 metri contrapposta ad una minima in mare aperto di circa 300 metri in corrispondenza del Canale di Sicilia, caratterizzato da un'irregolare piattaforma con ampi banchi, che in alcuni casi riducono la batimetria a poche decine di metri.

L'unità fisiografica presa in considerazione si estende per oltre settanta chilometri dal Capo Linaro al Monte Argentario con direzione da sud-est a nord-ovest; la linea di costa si presenta in forma arcuata, con appoggio ai due caposaldi dei Monti della Tolfa a sud ed al promontorio di Ansedonia a nord.

L'area di Civitavecchia è caratterizzata da una costa di falesia (Brondi 1979), rappresentata ad un profilo subaereo a strapiombo che si prolunga nella parte sottomarina. Il contatto terra-mare è presentato da pareti sub verticali o strette falciature di spiaggia, comunemente in ghiaia (Chiocci e La Monica, 1996; La Monica e Raffi, 1996); gli apporti solidi provengono da corsi d'acqua ad alto gradiente e da accumuli di frana e crollo della parete.

La fisionomia dei fondali riflette a grandi linee la morfologia della fascia costiera emersa. Il tratto di fondale antistante Capo Linaro è caratterizzato da pendenze superiori ai 2° sino ad oltre i -40 m di profondità. Ciò a causa della presenza sul fondo del mare di formazioni rocciose

che costituiscono il capo stesso e talvolta affiorando sul fondo, possono essere coperte da un sottile spessore di sedimento.

La piattaforma continentale tra il Monte Argentario e Capo Linaro presenta un'ampiezza tra i 13 ed i 28 Km, e andamento regolare fino ai 130 metri con riduzione progressiva della larghezza a partire da NW verso SE. Lo shelf-break è situato a circa 20 Km dalla costa, è solcato ad ovest da profonde incisioni e la scarpata ha una pendenza del 2% nella parte occidentale e del 4% nella parte sud-orientale (Chicci e La Monica 1996).

1.1.2 Climatologia

Il clima del Mediterraneo occidentale è caratterizzato da un'elevata variabilità inter-annuale ed inter-stagionale, dovuta all'interazione con la circolazione alle medie latitudini (30°-60°), con l'articolata distribuzione terra-mare e la complessa orografia.

La particolare morfologia della regione con le sue numerose caratteristiche orografiche, costituite prevalentemente da promontori mediamente elevati posizionati spesso vicino alle coste, la presenza di bacini distinti, golfi, isole e penisole ha un forte effetto sulla circolazione atmosferica. Inoltre fenomeni di ciclogenesi a scala di bacino e venti di origine locale influenzano fortemente la circolazione del mar mediterraneo, ad esempio i processi di formazione di acque dense o le risalite di acque profonde che incidono fortemente su tutto l'ecosistema.

La direzione, la frequenza e l'intensità dei venti dipendono dalla posizione, dall'estensione e dall'intensità dei principali centri di azione del tempo (Weather regime) agenti sull'Europa: i flussi di ponente o zonali modulati dalla avvezione del ciclone Islandese e dalla configurazione anticiclonica che si ritrova tra il Mare del Nord o la Scandinavia. Plaut e Simonnet (2001) identificarono cinque regimi sinottici che corrispondono alle principali configurazioni di pressione insistenti nell'area euromediterranea.

La dorsale atlantica (AR) che si verifica quando l'alta pressione sopra le medie latitudini Nord Atlantiche induce venti occidentali sull'Europa occidentale e centrale; l'anticiclone groenlandese (GA) quando un dipolo di alta pressione sulla Groenlandia e bassa pressione sopra le medie latitudini del Nord Atlantico provocano venti da sud-ovest. Il flusso zonale (SO) quando il ciclone islandese e l'anticiclone delle Azzorre intensificano il flusso zonale del Nord Atlantico, apportando masse d'aria umida e relativamente miti che hanno di norma sede sull'Oceano Atlantico.

La configurazione denominata blocco (BL) sussiste quando l'alta pressione presente sull'Europa centrale genera venti sud-orientali; mentre la struttura denominata blocco ovest

(WBL) quando una cellula anticiclonica centrata sulla Scozia favorisce afflussi di venti nord-orientali, caratterizzati da aria secca e fredda.

In inverno sul Mediterraneo si verifica l'ingresso di masse di aria da occidente, attraverso le Alpi e i Pirenei; l'estensione verso latitudini più settentrionali di quest'area anticiclonica determina invece condizioni favorevoli alla discesa di masse di aria di origine artica che, investendo l'arco alpino, originano le depressioni sottovento alla catena alpina sui Golfi del Leone e di Genova. Il protendimento dell'anticiclone siberiano sull'Europa occidentale e la sua saldatura con l'anticiclone delle Azzorre determina flussi atmosferici orientali, che portano sul Mediterraneo aria molto fredda di origine continentale polare. In estate l'anticiclone delle Azzorre si espande sul Mediterraneo occidentale e determina un campo livellato di alta pressione con venti moderati secondo il tipico regime delle brezze (Mastrantonio et al., 1994, Leuzzi and Monti, 1997, Petenko et al. 2011). Di frequente la configurazione di brezza è osservabile durante la tarda primavera e l'inizio dell'autunno; tuttavia occasionalmente, in presenza di belle giornate è possibile riscontrarla anche durante il periodo invernale (Simpson 1996, Johnson and O'brien 1973).

1.1.3 Oceanologia

Il Mar Tirreno è un bacino caratterizzato da una circolazione che oscilla tra la variabilità di mesoscala e quella stagionale ed i fenomeni biologici ne sono fortemente influenzati (Hopkins, 1988, Pinardi e Navarra 1993).

Le dinamiche delle masse d'acqua tirreniche avvengono principalmente attraverso il canale presente tra Sicilia e Sardegna e attraverso il canale di Corsica. Il primo permette l'ingresso di acqua superficiale Atlantica e di acqua di fondo, mentre quello di Corsica è interessato da un flusso diretto verso il mar Ligure, attraverso cui viene bilanciato l'eccesso di acqua superficiale e intermedia.

In generale si osserva una corrente principale di superficie proveniente dallo stretto di Gibilterra, che lambisce le coste africane, entra nel Tirreno, tocca le coste settentrionali sicule, risale quelle calabresi e campane e si divide in due rami; uno forma una circolazione ciclonica che interessa il basso tirreno, l'altro si dirige verso le coste toscane ed il Mar Ligure piegando di nuovo verso sud.

All'interno del bacino le acque atlantiche provenienti da Gibilterra si incontrano con quelle levantine e contribuiscono alla formazione delle acque tirreniche profonde, influenzando la circolazione generale principalmente in senso ciclonico.

La letteratura oceanografica del Mar Tirreno ha descritto gran parte dello schema di circolazione generale che risulta quasi sempre organizzato in una serie di gyre ciclonici e anticiclonici (Krivosheya e Ovchinnikov, 1973 e Vetrano 2010) con una pronunciata componente barotropica (Pinardi e Navarra 1993; Pierini e Similoli 1998). Le forzanti sono state individuate da una parte nella circolazione guidata dal vento che genera "Ekman pumping" (Moen, 1984), dall'altra nel bilancio di calore (soprattutto invernale) che guida la connessione del Tirreno con il bacino Liguro-Provenzale a nord, regolando il gradiente di pressione orizzontale esistente tra le due masse d'acqua.

L'area di studio è caratterizzata dalla presenza di un vortice ciclonico, localizzato ad est delle Bocche di Bonifacio; tale vortice viene generato dai venti nord occidentali che attraversano le Bocche e dalla presenza di un fronte termico localizzato lungo il 41° parallelo (Hopkins et al., 1992; Perilli, 1996) e controlla, fino a bloccarli del tutto, i flussi di provenienza meridionale.

Il vortice tende a formarsi nel periodo tra Maggio e Giugno per effetto del Maestrale e dall'orientamento longitudinale delle valli sottomarine prospicienti le coste orientali sarde e a permanere fino all'inizio della primavera.

La dinamica costiera è anch'essa influenzata dal regime anemometrico (Pierini e Simioli 1998) infatti nell'area è possibile osservare durante tutto l'anno la presenza di venti che tendono a generare fenomeni di upwelling e downwelling (Bakun a e Agostini 2001) soprattutto per quanto riguarda la parte settentrionale del bacino.

Il periodo estivo è caratterizzato da una circolazione costiera principalmente guidata dal regime di brezza che tende a generare con cadenza giornaliera una circolazione prevalentemente normale alla costa (Federico et al. 2010; Cianelli et al. 2011; Martellucci et al 2013).

1.2 Introduzione ai capitoli successivi

I successivi capitoli saranno presentati in forma di lavoro scientifico: la prima parte verterà sull'analisi dei fenomeni associati alla circolazione atmosferica, con particolare riferimento al fenomeno dell'upwelling costiero. Successivamente saranno trattate le dinamiche di mescolamento e i fenomeni fisici associati in risposta alla circolazione di brezza mentre l'ultimo capitolo sarà dedicato alle variazioni fitoplanctoniche in risposta ai fenomeni atmosferici trattati nei precedenti capitoli.

CAPITOLO 2: Indagine sulla presenza di upwelling costieri lungo la costa tirrenica Nord Orientale.

Introduzione

Le dinamiche atmosferiche sulla superficie oceanica sono fortemente connesse con le dinamiche fitoplanctoniche (Legendre e Demers, 1984; Dickey, 1991) e gli ecosistemi marini costieri ne sono positivamente influenzati. I produttori primari, la crescita di larve e di conseguenza la pesca sono fortemente condizionate dai fenomeni di upwelling e relaxation (Traganza et al., 1987; Roughgarden et al., 1991; Rau et al., 2001) che tendono a generare le condizioni ottimali per l'ecosistema marino contribuendo alla fornitura di sostanze nutritive dagli strati profondi dell'oceano (Kjørboe e Nielsen, 1990; Marra et al, 1990, Largier 2006); e rappresentando di conseguenza un notevole beneficio economico (Costanza 1997).

L'azione del vento che spira sulla superficie marina esercita una forza di trascinamento (Ekman Transport) che genera una corrente che si propaga fino ad una profondità dipendente dalla velocità del vento (Ekman Layer) (Pickard 1990, Pond 1993). Per effetto della forza di Coriolis, la direzione media della corrente è inclinata di 90 gradi rispetto alla direzione del vento, verso destra nell'emisfero boreale e verso sinistra nell'emisfero australe. In situazioni particolari dipendenti dalla posizione geografica e dalla circolazione atmosferica, le correnti superficiali possono essere configurate in modo tale da creare una zona di divergenza del flusso che può essere bilanciata soltanto attraverso un movimento di risalita di acque profonde.

Aree di divergenza e quindi di upwelling, in mare aperto, sono costantemente presenti all'equatore (Pond e Pickard 1991) poiché i venti prevalenti provenienti da est (easterlies) generano correnti che deviano verso nord nell'emisfero boreale (a destra della direzione del vento) e verso sud nell'emisfero australe, creando una zona di divergenza nella fascia equatoriale. Gli upwelling costieri si formano in molte aree mondiali, lungo i margini orientali degli oceani e rappresentano le zone più produttive al mondo; tra queste la costa occidentale degli Stati Uniti, la costa della Galizia in Spagna, il margine orientale della costa Sud Africana e quello della costa peruviana (Bakun 1990).

Il vento che spira parallelamente rispetto alla costa tende a generare un trasporto di Ekman in direzione ortogonale alla linea di costa e in allontanamento o avvicinamento da essa. Nel caso in cui la costa si trovi a destra rispetto (emisfero boreale) alla direzione del vento, il trasporto off-shore è rimpiazzato da acqua proveniente dagli strati profondi. Altre configurazioni tipiche

che generano upwelling sono le situazioni di wind shear e di circolazione ciclonica nell'emisfero boreale e anticiclonica nell'emisfero australe.

Per l'identificazione delle zone di upwelling sono stati utilizzati come indicatori la temperatura, l'anomalia negativa di temperatura rispetto alle zone adiacenti e la concentrazione di clorofilla-a (Tapia et al., 2009; McPhee-Shaw et al., 2007, Wieters, 2005; Nielsen and Navarrete, 2004; Askari 2001, Poulain 2004, Lund-Hansen 2003).

Questi parametri possono essere rilevati attraverso il campionamento di differenti piattaforme di misura quali stazioni fisse, navi e satelliti. Questo tipo di analisi fornisce misurazioni accurate di tutte le caratteristiche del mare nei punti di osservazione e l'utilizzo d'immagini satellitari e permette di seguire la sinotticità dei fenomeni da indagare.

Nel Mar Mediterraneo occidentale sono state identificate tre "upwelling zone" (Bakun, 2001): il canale di Sicilia (Askari, 2001), il mare di Alboran e il Golfo del Leone (Millot e Wald, 1981). Tuttavia, Bakun (2001) in uno studio modellistico a scala di bacino, suggerisce che nella costa tirrenica Nord Orientale si osservano venti in grado di generare un'upwelling costiero; ma la mancanza di osservazioni in situ non consente di definire la costa come un'upwelling zone.

Tuttavia la dinamica del Tirreno presenta una circolazione media ciclonica con una componente barotropica molto pronunciata, ed il vento tende ad essere la forzante principale della circolazione costiera.

Le condizioni anemometriche sono state analizzate utilizzando dati di reanalysis ECMWF e dati campionati da stazioni meteorologiche installate all'interno del porto di Civitavecchia, di Fiumicino e di Marina di Campo. La presenza di una boa oceanografica ormeggiata a un miglio al largo del porto e due stazioni fisse per il monitoraggio costiero, equipaggiate con sonde multiparametriche hanno permesso di acquisire serie temporali ecologiche; inoltre sono state effettuate delle campagne di monitoraggio dei parametri descrittivi la colonna d'acqua.

Le analisi effettuate evidenziano una diminuzione della temperatura dell'acqua che avviene in presenza di venti provenienti dai quadranti settentrionali che spirano parallelamente alla costa, inoltre le analisi correntometriche mostrano un trasporto superficiale off-shore e uno profondo in direzione della costa tipico del fenomeno dell'upwelling costiero.

2.1 Materiali e Metodi

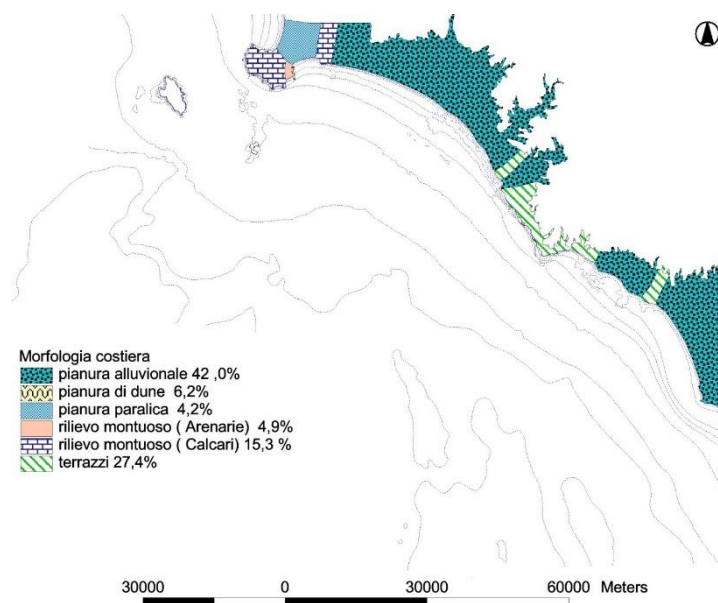


Figura 2.1: Mapa morfologica dell'area di studio (Brondi et al 2003)

2.1.1 Dati Meteorologici

I dati meteorologici utilizzati in questo lavoro provengono dalle centraline meteo del laboratorio di Oceanologia Sperimentale ed Ecologia Marina site presso i porti di Civitavecchia e Fiumicino; inoltre sono stati utilizzati i dati della centralina meteo di Marina di Campo della rete mareografica nazionale (www.marografico.it).

Le centraline di misura sono equipaggiate con i seguenti sensori di misura: velocità e direzione

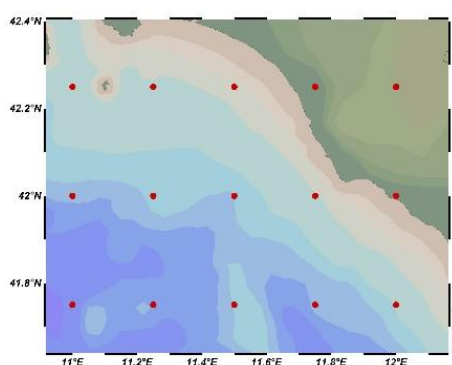


Figura 2.2: griglia di calcolo relativa ai dati ERA-INTERIM ECMWF

del vento, pressione atmosferica, temperatura, umidità relativa e la radiazione solare.

Per comprendere al meglio la circolazione a livello di bacino sono stati analizzati i dati atmosferici ERA-INTERIM (ECMWF), relativi al biennio 2012/2014 campionati ogni sei ore con una griglia $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (fig. 2.2).

2.1.2 Immagini satellitari

Le immagini satellitari utilizzate sono state ottenute da valori registrati dal sensore MODIS-AQUA (NASA). Questi orbita sulla nostra area d'interesse con frequenza giornaliera,

solitamente intorno alle ore 12:00 a. m.. Sono stati elaborati settantanove giorni, tra agosto 2012 e agosto 2013, utilizzando l'algoritmo Med OC3.

I dati ricavati dalle immagini satellitari sono stati scaricati dal sito <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>, in cui sono pubblicati i dati provenienti da vari sensori successivi al passaggio del satellite.

In questo studio sono stati acquisiti dati dal livello L1A e successivamente processati attraverso il software opensource della Nasa SeaDas6.4, fino al livello L2. Le coordinate dell'area in esame sono 41.6°N/42.4°N e 11.2°E/12.4°E, per la correzione atmosferica del aerosol è stata scelta l'opzione 2-band model selection e MUMM-NIR correction, inoltre è stata eliminata la land mask per avere maggiore copertura lungo le linee di coste.

2.1.3 Dati Oceanografici

I dati oceanografici sono stati campionati tramite una serie di piattaforme di misura del laboratorio di Oceanologia Sperimentale ed Ecologia Marina installate nell'area costiera di Civitavecchia (fig. 2.3) (Zappalà et al. 2013).

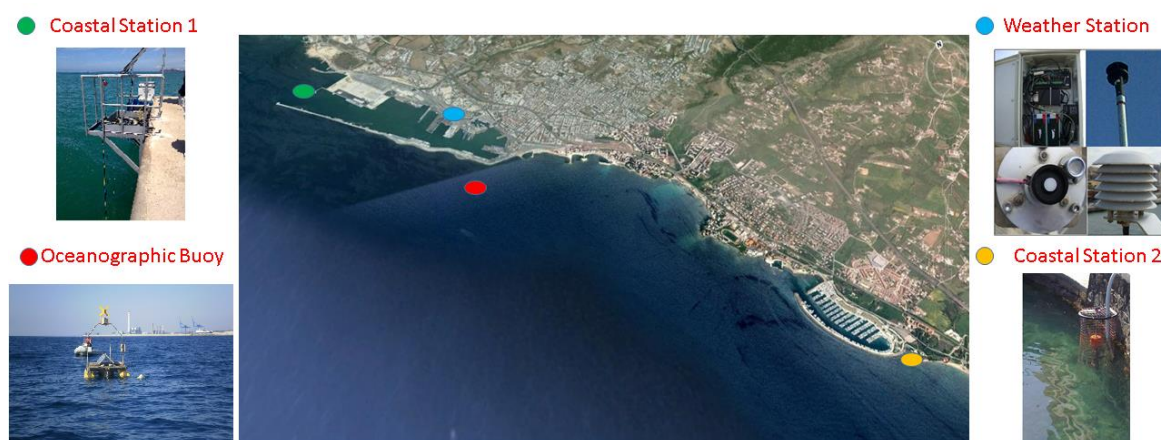


Figura 2.3: piattaforme di misura nell'area di studio

Le suddette piattaforme di misura, ovvero, una boa oceanografica ancorata ad un miglio dalla costa e due stazioni di misura della qualità delle acque installate presso il porto di Civitavecchia e presso il porticciolo della Repubblica dei Ragazzi di Civitavecchia, sono equipaggiate con un sistema di misura in grado di registrare ogni venti minuti dati di temperatura, conducibilità, ossigeno disciolto, torbidità e clorofilla a fluorescenza.

I dati relativi alla correntometria e ai parametri caratterizzanti la colonna d'acqua, sono stati campionati durante una serie di campagne di misura. La strategia con la quale è stato effettuato

il campionamento prevedeva acquisizioni continue con l'imbarcazione ancorata alla batimetrica dei 40 m, in prossimità della boa oceanografica (Stz 1). I dati correntometrici sono stati acquisiti con una frequenza di un minuto tramite un ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) Sontek 500kHz triassiale, mentre i dati relativi alla colonna d'acqua sono stati acquisiti con una frequenza di venti minuti, tramite il profilatore verticale IDRONAUT 316 plus.

2.1.4 Analisi dati

I dati anemometrici sono stati elaborati al fine di identificare la distribuzione mensile dei venti; l'intervallo temporale su cui è stata effettuata l'analisi va dal 01/01/2008 sino al 31/12/2014 per quanto riguarda le centraline di misura L.O.S.E.M. (Laboratorio di Oceanologia Sperimentale ed Ecologia Marina), mentre i dati provenienti dalla centralina di misura di Marina di campo (www.mareofrafico.it) e quelli di reanalysis (ECMWF) dal 01/01/2012 al 31/12/2014. I dati sono stati divisi per mese, e successivamente sono stati calcolati gli eventi della direzione del vento con un passo di un 1° . I risultati sono stati rappresentati come diagrammi direzione/mesi tramite il programma golden software Surfer; l'interpolazione è stata effettuata tramite la funzione *natural neighbour*.

Per identificare gli eventi attribuibili agli upwelling costieri, è stato effettuato un confronto tra i dati anemometrici registrati dalla centralina di Civitavecchia (direzione e velocità) e quelli di temperatura (Nielsen and Navarrete, 2004; Wieters, 2005; McPhee-Shaw et al., 2007) dell'acqua acquisiti dalla piattaforma di misura installata presso il porto di Civitavecchia; l'intervallo di tempo su cui è stata effettuata l'analisi va dal 16/02/2012 al 31/12/2012. È stato effettuato un detrend stagionale e giornaliero sulla serie storica di temperatura al fine di eliminare la componente dovuta all'irraggiamento, così da identificare le variazioni dovute a fenomeni di mescolamento. Successivamente la serie storica di Temperatura è stata confrontata con due angoli di direzione del vento: tra 330° N e 30° N e tra 30° N e 330° N. Gli angoli sono stati scelti al fine di identificare gli upwelling favourable winds che, rispetto all'angolazione della costa dell'area di studio, provengono dall'intervallo scelto. Questi sono stati successivamente filtrati con le velocità del vento ($WS > 7,5$ m/s e $WS < 7,5$ m/s), poiché per innescare il fenomeno fisico dell'upwelling l'intensità del vento deve necessariamente superare una soglia critica (Wang et al 2011).

La temperatura superficiale e la clorofilla *a* (cap. 4) sono state ottenute dall'analisi delle immagini satellitari; le immagini sono state elaborate tramite l'utilizzo del programma Golden

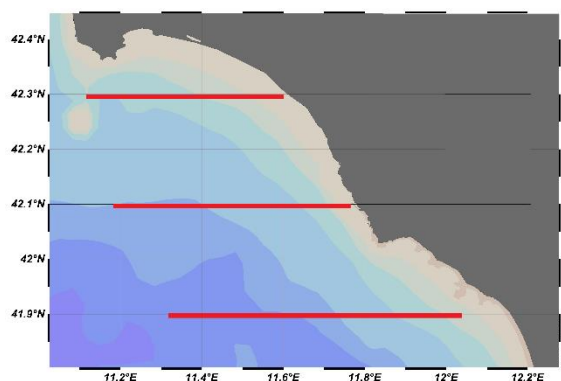


Figura 2.4: Transetti relativi al diagramma Hovmöller, per Anomalia termica e clorofilla *a*.

Software Surfer, queste sono state interpolate tramite la funzione Kriging e vengono restituite come diagrammi latitudine/longitudine. Per ogni SST è stata calcolata la media e successivamente calcolata l'anomalia di temperatura. L'anomalia di temperatura e la clorofilla *a* vengono rappresentate attraverso il diagramma di Hovmöller (fig. 2.6 e fig. 4.1) in tre transetti dell'area di studio (fig. 2.4); l'asse-x rappresenta

la longitudine mentre l'asse-y i mesi.

I dati di correntometria sono stati processati mediante software View ADP Sontek ed elaborati attraverso software per analisi geostatistiche applicando il metodo di interpolazione spaziale *Kriging*. I dati acquisiti con la sonda multiparametrica sono stati processati attraverso il software di elaborazione statistica MathCAD 7 Professional, applicando, per ogni variabile del profilo considerato, la funzione *Kernel Smoothing* che elimina l'effetto del rumore, e la funzione "cubic spline", che elimina l'effetto di isteresi.

2.2 Risultati

2.2.1 Clima anemometrico

L'area di studio mostra un'elevata variabilità del clima anemometrico (fig. 2.5), durante l'anno infatti è possibile osservare come la direzione del vento tenda a distribuirsi su tutti i settori di provenienza; i venti regnati sono quelli provenienti da Scirocco e Tramontana-Maestrale.

Durante il periodo invernale i venti provenienti da nord presentano frequenze particolarmente elevate con un periodo di circa tre giorni (Elliot, 1980); soprattutto nei mesi di dicembre gennaio e febbraio, dove il vento tende a spirare tra i 340°N e i 30°N. Durante il mese di marzo la frequenza di questo tipo di venti tende a diminuire. Questa condizione è favorita dall'instaurarsi della condizione sinottica caratterizzata da un'alta pressione posta nell'Europa nord orientale che favorisce l'ingresso di aria polare fredda e secca.

Distribuzione mensile degli eventi di provenienza del vento

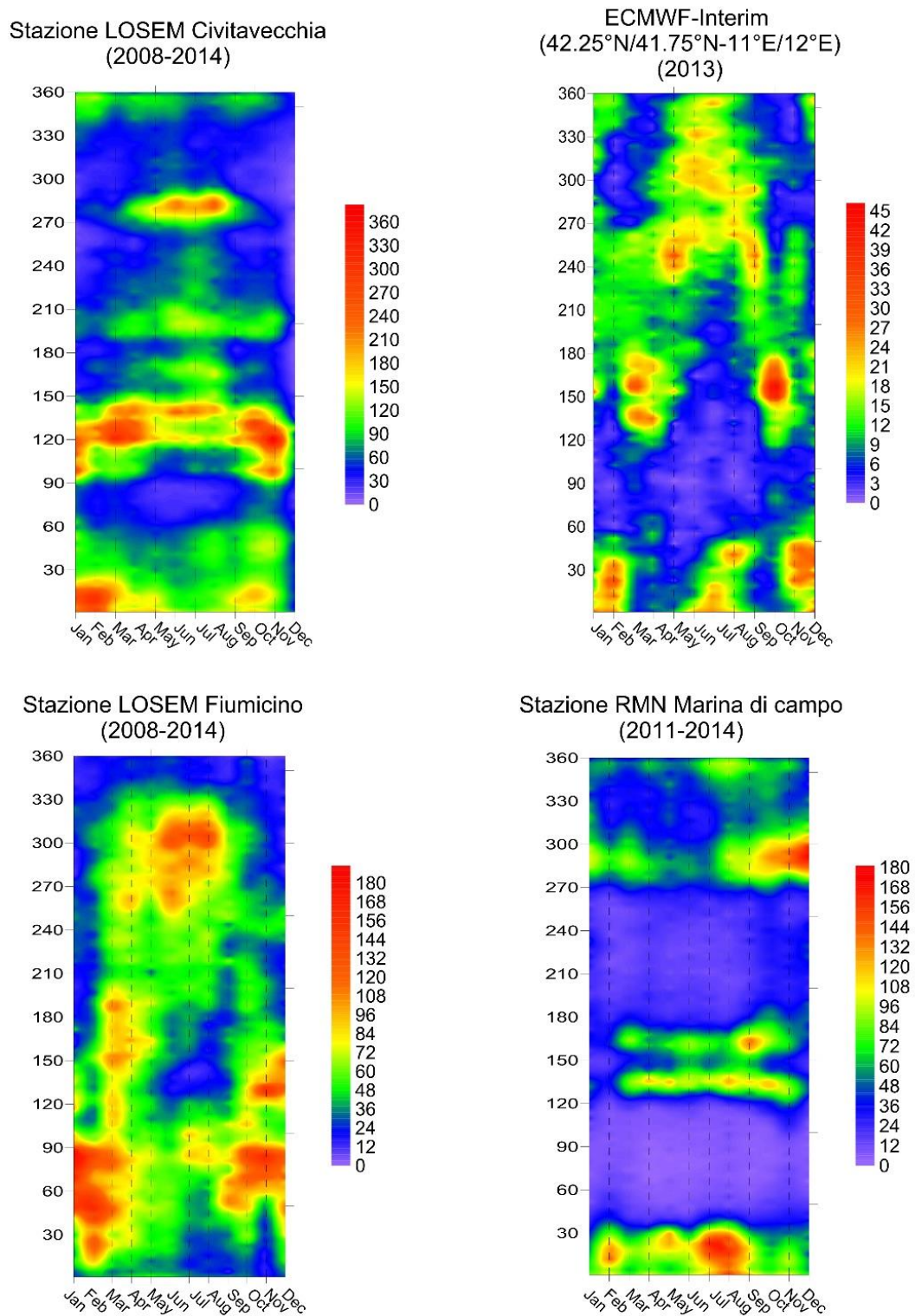


Figura 2.5: Distribuzione degli eventi di provenienza del vento, da destra in alto: stazione di misura anemometrica LOSEM di Civitavecchia, ECMWF reanalysis, stazione di misura anemometrica LOSEM di Fiumicino e stazione di misura anemometrica di Marina di Campo (rete mareografica nazionale). L'asse y indica i gradi di provenienza del vento, l'asse x rappresenta i mesi; la colour bar indica il numero di eventi.

Il periodo primaverile invece mostra una notevole diminuzione delle perturbazioni provenienti dai quadranti settentrionali; tuttavia questi tipi di venti sono osservabili durante questa stagione. Per quanto riguarda il periodo estivo i venti provenienti da nord mostrano una frequenza giornaliera, dovuta all'istaurarsi dell'alta pressione sul Mediterraneo, eventi riconducibili alla Tramontana sono comunque presenti in questo periodo più accentuati nei mesi di Giugno e Settembre. Tuttavia la frequenza di questo tipo di eventi è particolarmente bassa, poiché le condizioni sinottiche estive sfavoriscono l'instaurarsi di una bassa pressione sul Mediterraneo occidentale.

La frequenza degli eventi anemometrici provenienti dai settori settentrionali tende a riaumentare durante l'autunno, in questo periodo infatti la diminuzione delle alte pressioni estive insistenti sul Mediterraneo tende a generare depressioni mobili sul bacino occidentale, innescate dall'irruzione di masse d'aria fredda nella media troposfera; come ad esempio il ciclone di Genova.

2.2.2 Variabilità oceanografica

I venti provenienti dai quadranti settentrionali tendono a fluire in prossimità della costa con una direzione nord-ovest sud-est, distribuita tra i 340°N e i 30°N; questo tipo di circolazione è caratterizzata da venti che spirano paralleli alla costa

In figura 2.6 è possibile riscontrare, in concomitanza di venti provenienti da nord, un elevato raffreddamento dell'acqua superficiale; questi eventi tendono ad avvenire durante tutto l'anno tuttavia, il raffreddamento è decisamente più pronunciato nei mesi estivi, a causa del riscaldamento delle acque superficiali e dell'elevata stratificazione della colonna d'acqua.

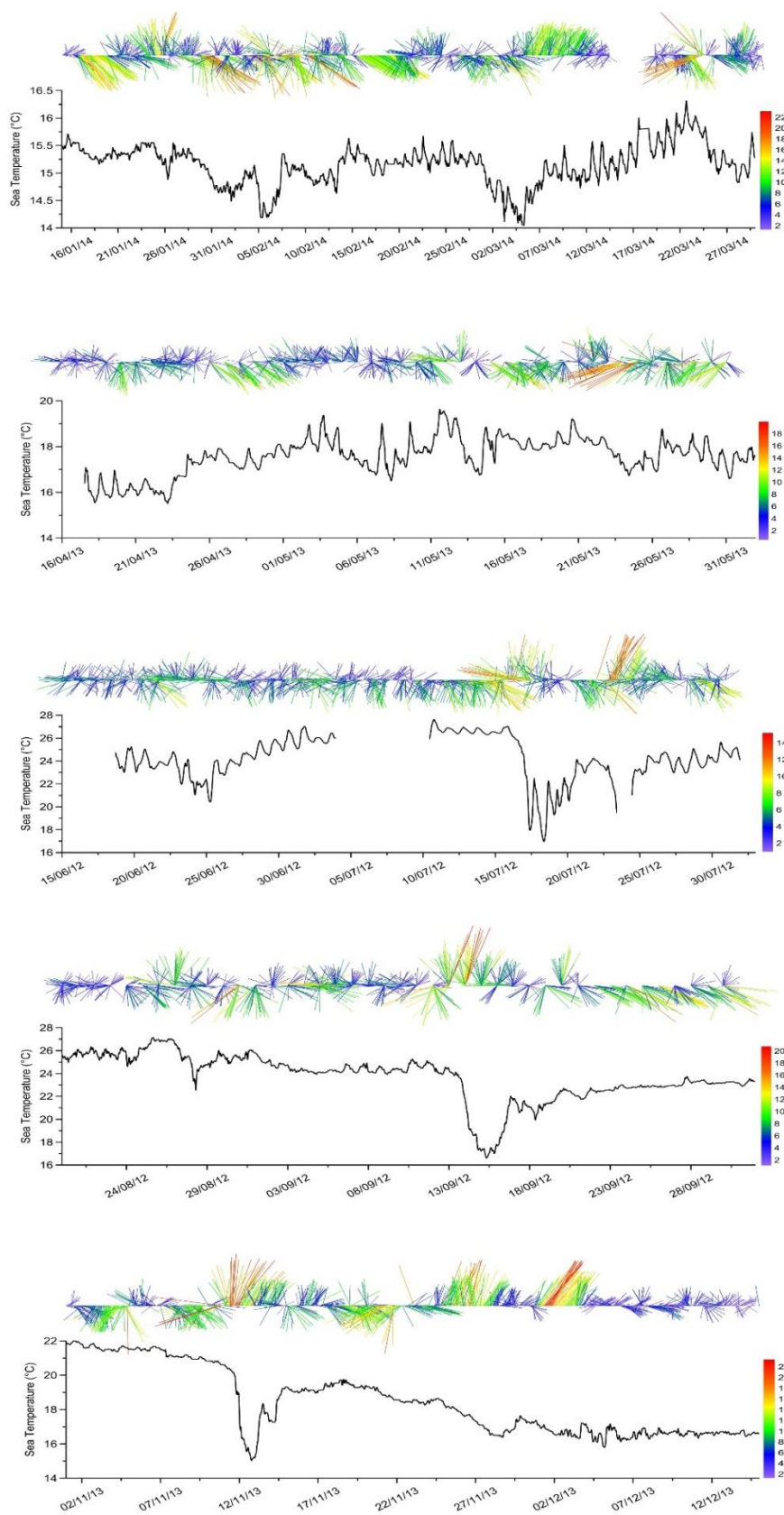


Figura 2.6: Time series di temperatura (in basso) e direzione e velocita del vento (stik plot in alto) relative a cinque periodi significativi, la colour bar rappresenta è espressa in m/s

I venti provenienti dai quadranti settentrionali tendono a fluire in prossimità della costa con una direzione nord-ovest sud-est, distribuita tra i 340°N e i 30°N; questo tipo di circolazione caratterizzata da venti che spirano paralleli a costa può generare un trasporto di Ekman offshore, innescando il fenomeno dell'upwelling costiero.

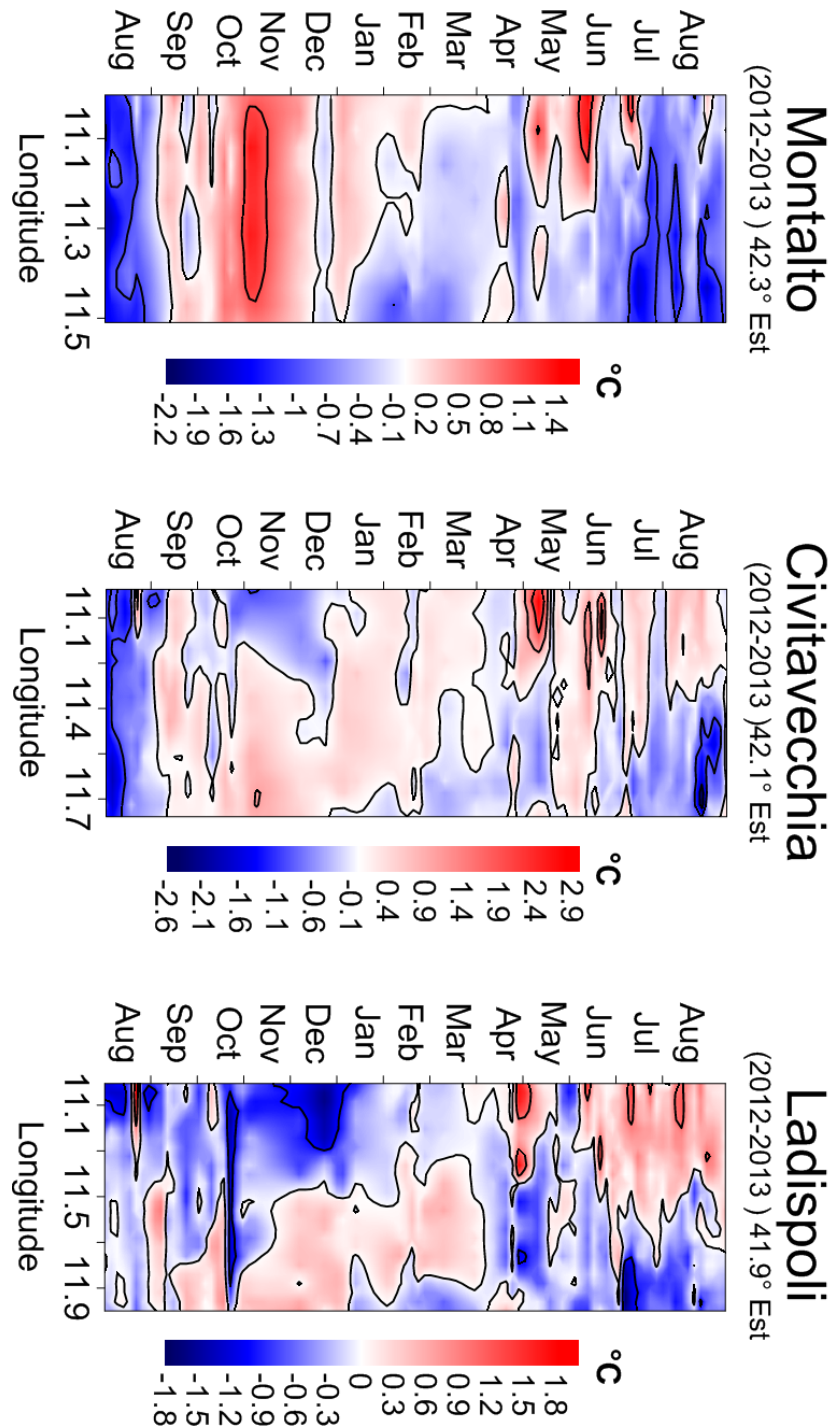


Figura 2.7: Hovmöller diagram della temperatura superficiale in tre transetti costa largo.

Le analisi effettuate sulle immagini satellitari (fig. 2.7) mostrano la distribuzione dell'anomalia di temperatura in tre diverse sezioni longitudinali dell'area di studio; la zona costiera durante l'anno presenta mediamente una temperatura inferiore rispetto alla zona di largo, soprattutto per quanto riguarda i mesi invernali.

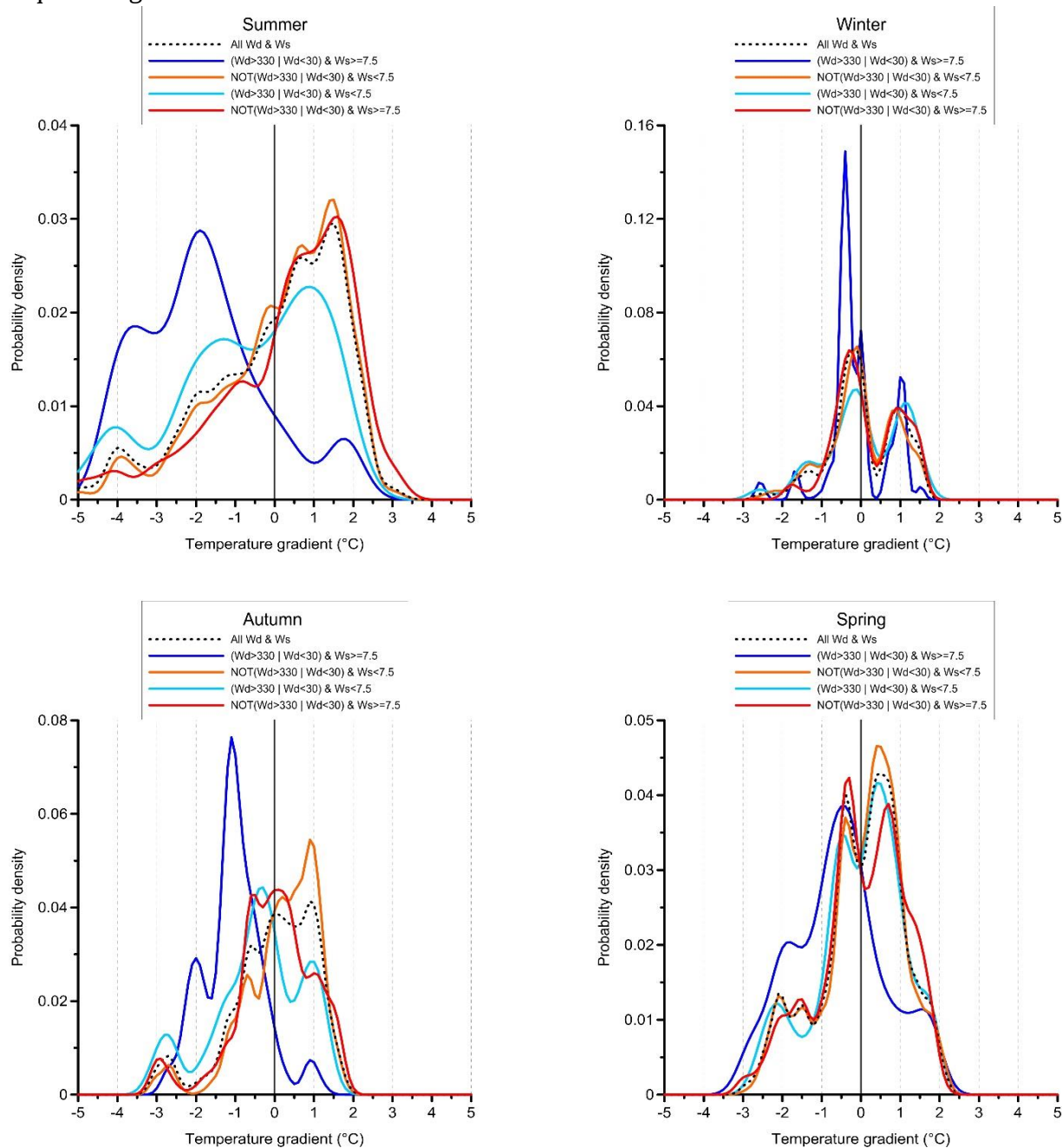


Figura 2.8: confronto tra riscaldamento e raffreddamento della temperatura superficiale del mare e direzione del vento; l'asse x rappresenta il differenziale termico, l'asse y la probabilità di densità

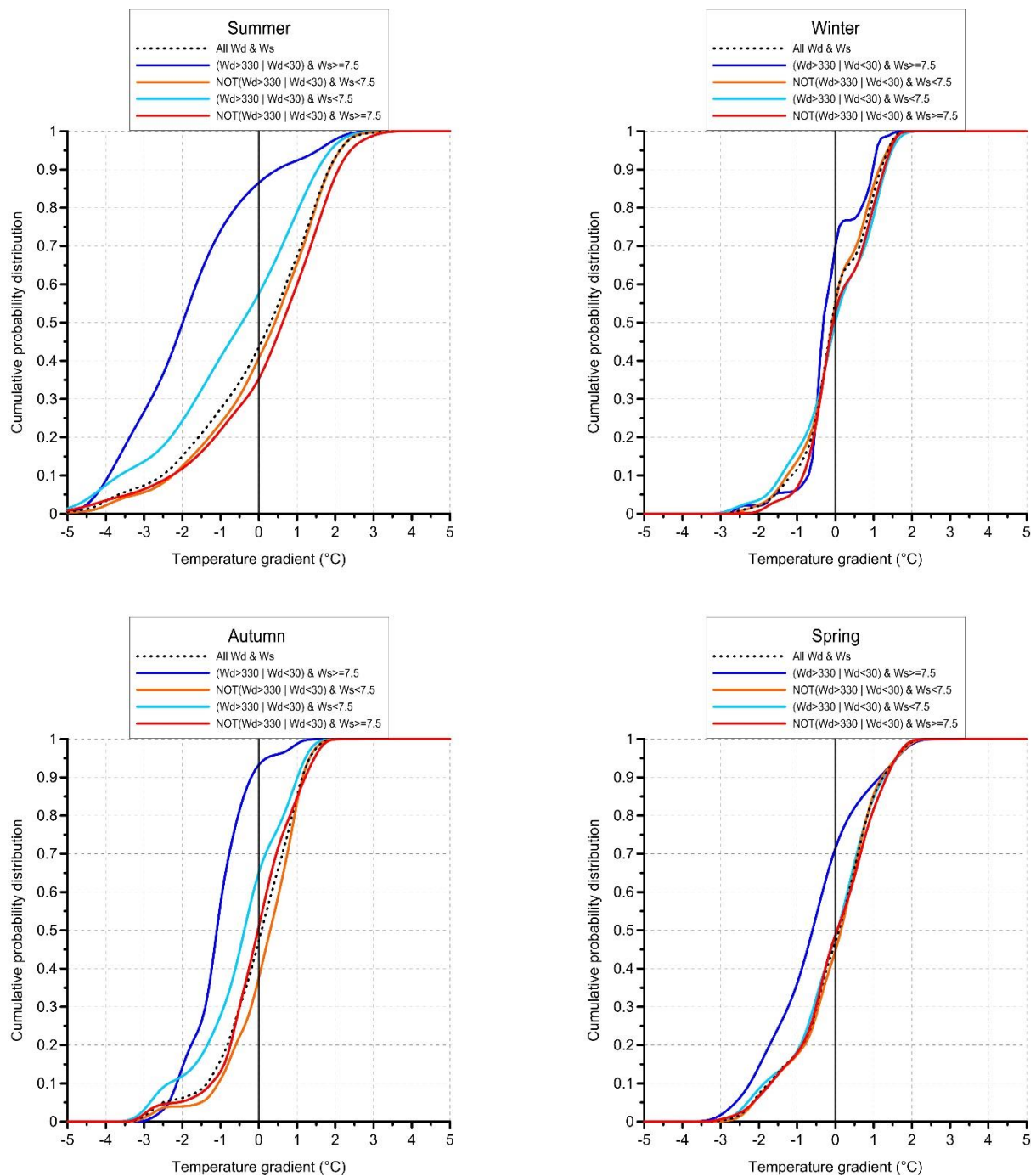


Figura 2.9: confronto tra riscaldamento e raffreddamento della temperatura superficiale del mare e direzione del vento; l'asse x rappresenta il differenziale termico, l'asse y la distribuzione i probabilità cumulata.

Al fine di comprendere se il raffreddamento osservato sia dovuto ai venti settentrionali, è stata effettuata una comparazione tra l'andamento dei venti e la diminuzione di temperatura superficiale del mare tra giugno 2012 e dicembre 2014. Le analisi mostrano che il raffreddamento maggiore si verifica in presenza di venti provenienti tra 330° N e 30°N con velocità del vento maggiori di 7.5 m/s.

Durante il periodo autunnale i venti favorevoli presentano una percentuale di avvenimento maggiore del 90%, (fig.2.8-2.9) la distribuzione probabilistica evidenzia i valori massimi (8%) intorno ai -1°C , e due picchi minori disposti a -2°C e 1°C .

Per quanto riguarda il periodo invernale, il raffreddamento indotto dagli eventi da nord presenta una probabilità inferiore rispetto al periodo precedente, con valori che si attestano al disotto dell'80%; la distribuzione di probabilità evidenzia il picco maggiore ad un gradiente termico di -1°C (15%), la curva mostra altri due picchi per il raffreddamento a -1.8 e 2.5°C riscontrati durante l'inizio dell'inverno, dove il gradiente termico tra la superficie del mare e le acque profonde risulta essere più elevato. Il picco a 1°C invece è dovuto al riscaldamento giornaliero dell'acque superficiali. Questi eventi presentano una probabilità cumulata del 20%.

Il periodo primaverile evidenzia una probabilità del 75% per gli eventi provenienti dai quadranti settentrionali, il picco principale si ritrova intorno a -1°C e uno secondario a -2°C ; tuttavia la distribuzione del raffreddamento indotto dal vento presenta valori significativi oltre il secondo picco di frequenza ($>-2^{\circ}\text{C}$).

Per quanto riguarda la distribuzione degli eventi relativi al periodo estivo, la probabilità cumulata presenta valori intorno all'90%, la curva di probabilità mostra un picco principale a -2°C e uno secondario a -3.5°C .

2.2.3 L'Evento di Upwelling di Settembre 2014

Il mese di Agosto è stato caratterizzato da correnti da W/SW con numerose saccature che dal vicino atlantico scorrevano sull'Europa Centrale e sull'Inghilterra, influenzando il clima della penisola; queste saccature hanno provocato l'espansione dell'Anticiclone africano sull'Italia meridionale, sui Balcani e sull'Europa orientale causando condizioni anticicloniche associate ad anomalie termiche positive. Durante gli ultimi giorni di Agosto 2014 il flusso a componente prevalente zonale che ha caratterizzato la prima parte del mese inizia a modificarsi: l'anticiclone delle Azzorre tende ad espandersi verso l'Islanda e le Isole Britanniche, consentendo all'aria di origine polare di scendere a latitudini più meridionali (fig. 2.10).

Nel mese di Settembre è prevalsa un'anomalia verso maggiori situazioni di alta pressione sul nord Europa, con corrispondenti anomalie positive di temperatura in particolare in Scandinavia, e maggiori situazioni cicloniche sull'Atlantico e sulle regioni balcaniche con relative anomalie, che si è protratta fino al 07/09/2014.

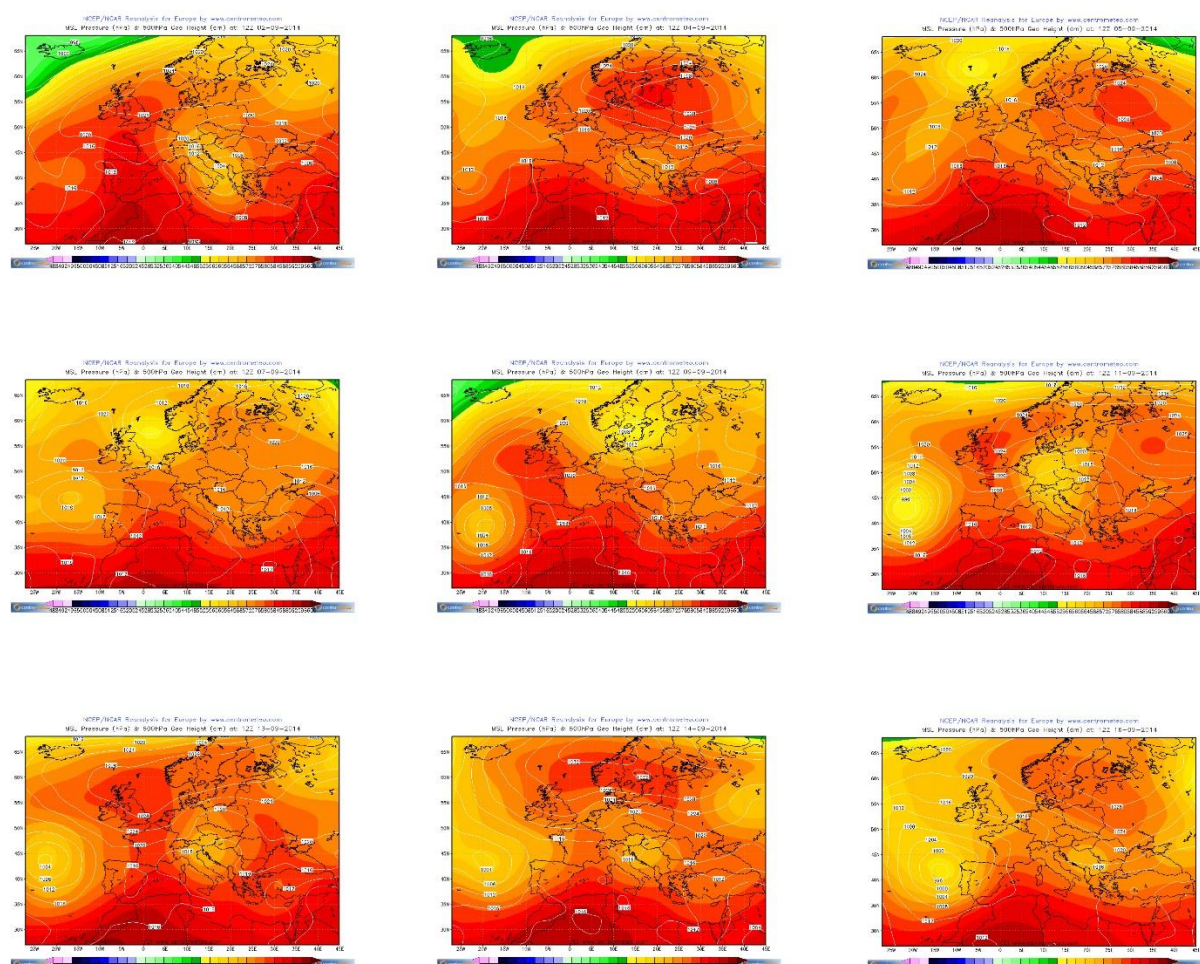


Figura 2.10: carte bariche relative alla prima metà di Settembre 2014 da centrometeo.com

All'origine di tutto un'anomalia nel vortice polare che ha determinato un'inversione nelle correnti zonali della troposfera alle medie latitudini sull'Europa, permettendo all'aria gelida siberiana di penetrare verso la nostra penisola. Le conseguenze di tale situazione sinottica hanno portato ad un'inversione del verso di circolazione atmosferica ai poli, con venti dominanti orientali (moto retrogrado) che hanno sostituito i più comuni venti occidentali (flusso zonale); innescando sul bacino tirrenico flussi di aria proveniente da settentrione (fig. 2.10).

Durante la seconda settimana di Settembre 2014 si assiste ad un'espansione dell'anticiclone delle Azzorre che comporta una graduale diminuzione dei flussi dai quadranti settentrionali innescando successivamente flussi provenienti da quelli meridionali.

La circolazione atmosferica osservata ha causato un notevole raffreddamento dell'acqua superficiale osservabile nelle figure 2.9 e 2.10. Nella time-series rappresentante la variazione termica dei primi quindici giorni di settembre 2014 si osserva un raffreddamento intenso di circa 10°C che avviene tra il 02/09/2014 e il 03/09/2014 in presenza di un vento proveniente tra 330°N e 30°S, che permane fino al 08/09/2014.

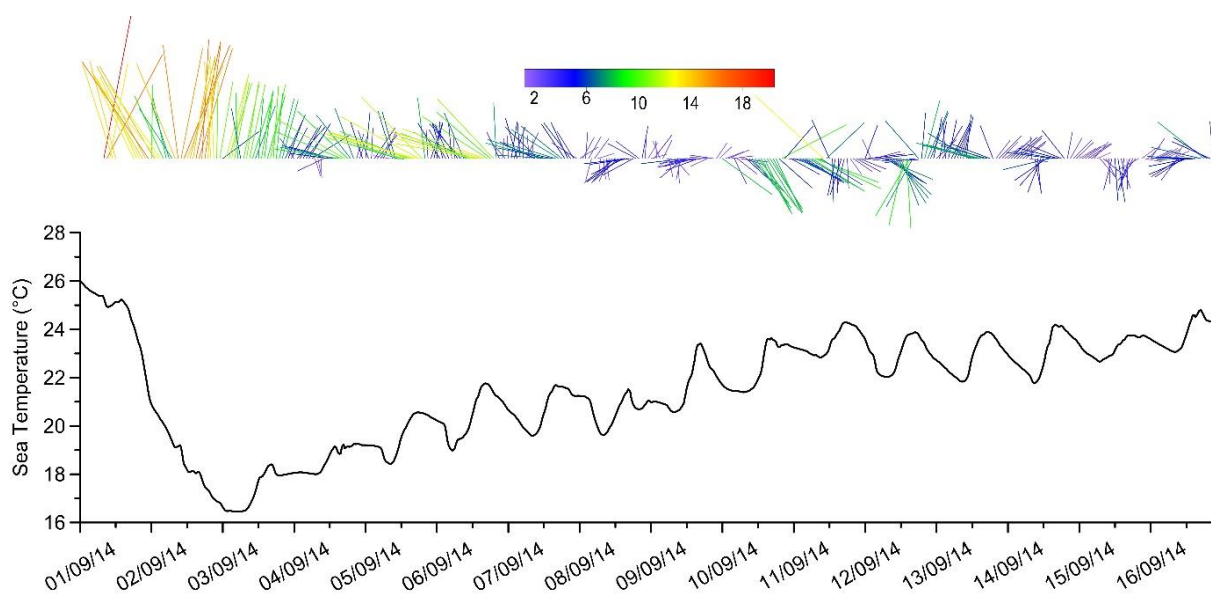


Figura 2.11: Time series di temperatura in B26 (in basso) e velocità e direzione del vento (in alto) relative alla prima metà di Settembre 2014, la velocità del vento è espressa in m/s (colour bar).

I giorni successivi all'intenso raffreddamento mostrano un tipico andamento giorno notte, tuttavia le temperature massime registrate si attestano intorno ai 21°C, le temperature tendono ad aumentare nella seconda settimana del mese, successivamente all'ingresso di una perturbazione proveniente dai quadranti meridionali.

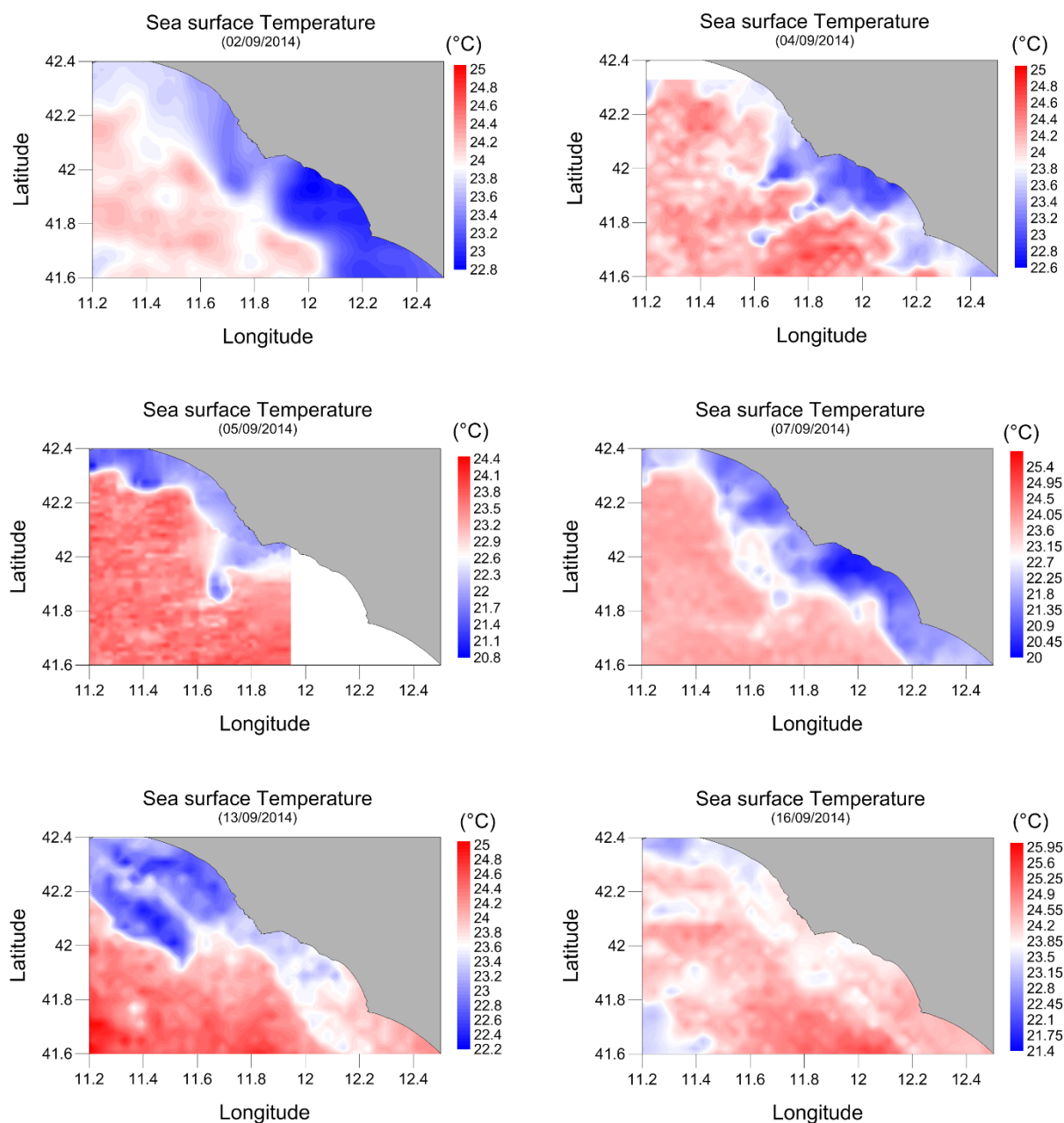


Figura 2.12: mappe satellitari di temperatura superficiale (in alto la data)

Il raffreddamento intenso registrato dalle stazioni fisse di misura è osservabile anche dalle immagini satellitari (fig. 2.12); la temperatura dell'acqua in prossimità della costa mostra per il giorno 02/09/2014 una temperatura superficiale di 22.5°C con un gradiente termico costa-largo di circa 2.5°C; il raffreddamento maggiore è osservabile in prossimità di Capo Linaro. Il giorno successivo presenta le medesime caratteristiche del precedente, tuttavia sono presenti lenti di acqua fredda che avanzano verso largo. Il gradiente termico costa-largo nei giorni successivi tende ad aumentare fino ai 4°C con le temperature minime registrate di 20.5°C, rispetto ai 24.5°C osservabili nella zona di largo. Il gradiente termico maggiore è osservabile

il 07/09/2014 (5.5°C) inoltre il raffreddamento interessa tutta la zona costiera compresa tra Capo Anzio e il promontorio del Argentario. I giorni successivi mostrano un riscaldamento dell'acqua superficiale che interessa principalmente le zone a sud di Capo Linaro, in figura 2.12 si osserva una marcata divisione termica tra la parte nord e quella sud del Capo che mostra un gradiente termico orizzontale di circa 2.5°C; questa situazione è principalmente attribuibile ai flussi atmosferici provenienti dai quadranti meridionale che apportano acqua superficiale di largo.

La struttura termica tende ad equilibrarsi nei giorni successivi come mostrato in figura 2.12, nella quale si osserva una temperatura dell'acqua superficiale omogenea intorno ai 23.5°C.

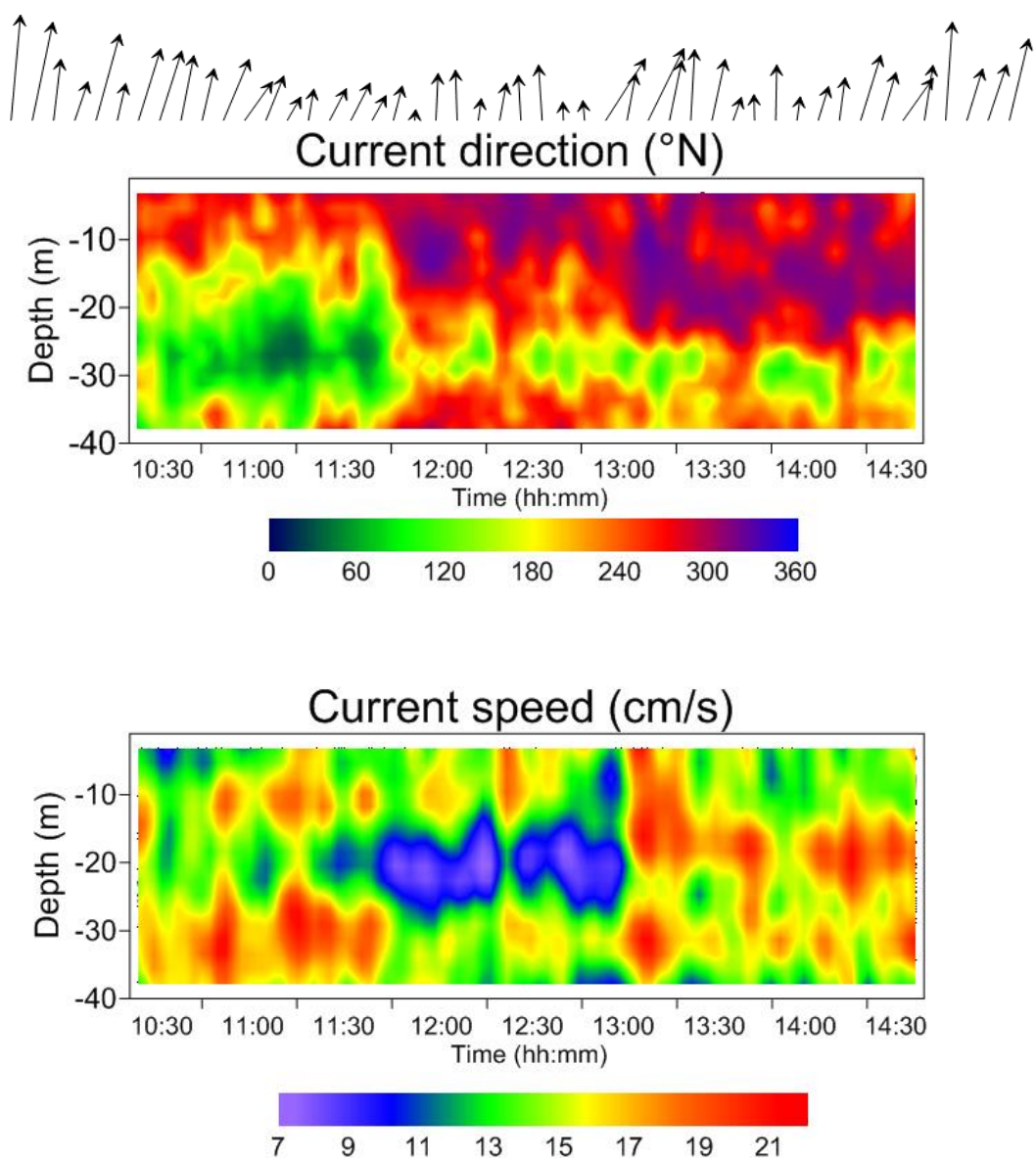


Figura 2.13: In alto stik plot della direzione e velocità del vento (09:00-16:00); in basso diagrammi profondità (asse x) tempo (asse y) rappresentanti la direzione della corrente (in alto) e la velocità della corrente (in basso)

Le elaborazioni effettuate tramite l'utilizzo di dati satellitari e stazioni fisse di misura suggeriscono la presenza di un'importante evento di upwelling costiero che è altresì osservabile nelle elaborazioni riguardanti la correntometria e la colonna d'acqua effettuate il giorno 03/09/2014 (fig. 2.13-2.14-2.15).

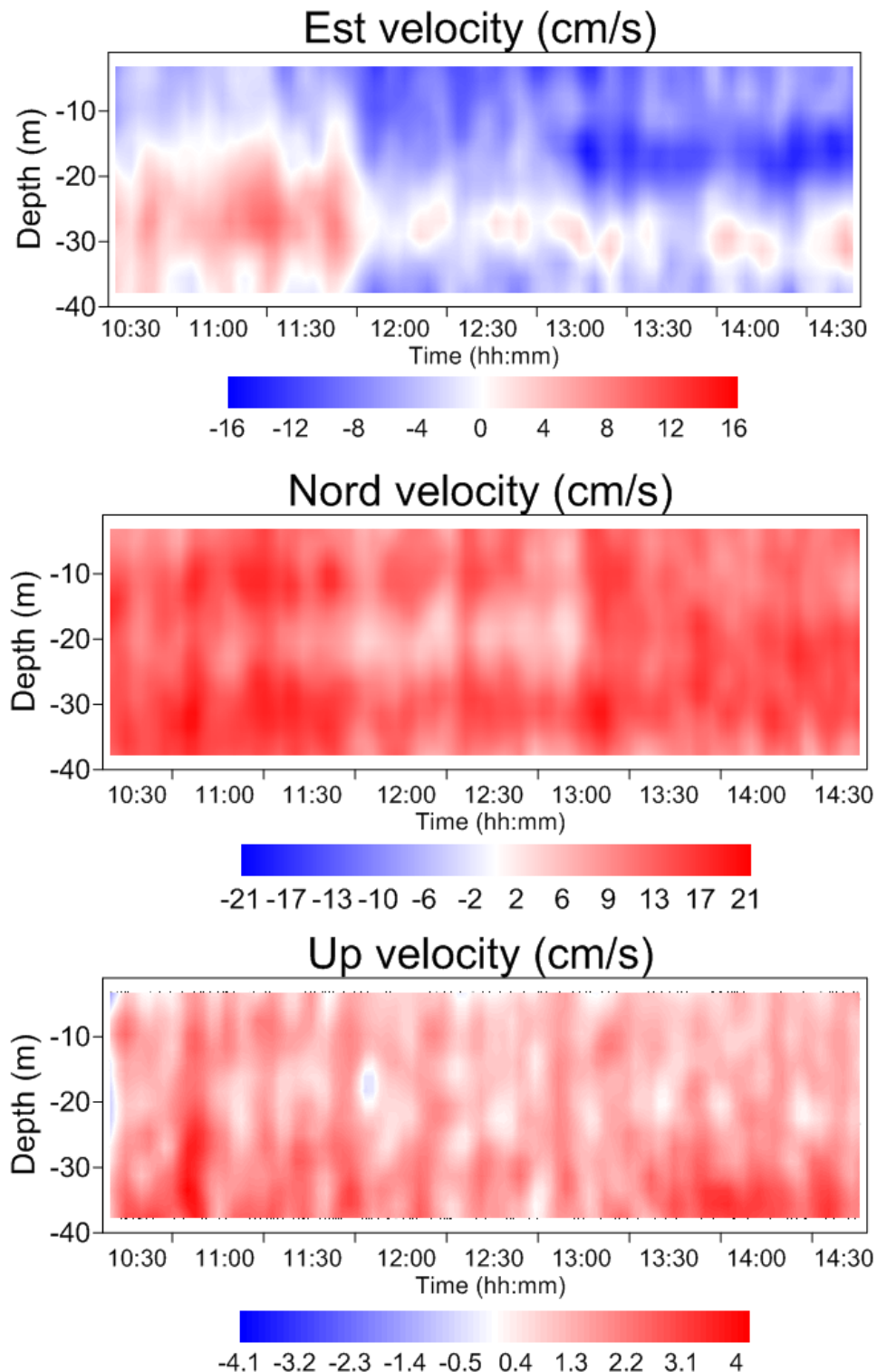


Figura 2.14: diagrammi profondità (asse x) tempo (asse y); dall'alto velocità meridionale, velocità zonale e velocità verticale.

Dalle analisi correntometriche è osservabile sia una la corrente superficiale che si sposta in direzione sud-ovest (fig. 2.13) con velocità mediamente registrate intorno ai 15 cm/s, che una corrente profonda diretta verso costa con velocità comprese tra i 9 cm/s e i 13 cm/s. Lo strato di Ekman presenta inizialmente una profondità di circa 10m, e si approfondisce successivamente sino ai 30m di profondità limitando il flusso di acqua verso costa, questa situazione è presumibilmente dovuta all'importante diminuzione della velocità del vento registrata intorno alle 11:30 a.m..

Molto interessante è l'elaborazione effettuata sulle velocità est (fig. 2.14), che mostra una un'inversione marcata della direzione della corrente ad una profondità iniziale di 20 m che successivamente si approfondisce sino ai 30. Le velocità Up mostrano (fig. 2.14) valori positivi per tutto il tempo dell'acquisizione mediamente intorno ai 3cm/s, e le velocità nord presentano, similmente, solo la componente nord con velocità massime di 30cm/s.

In figura 2.15 si osservano le elaborazioni dei parametri di Temperatura, Salinità, e frequenza di Brunt-Vaisala, campionate ogni venti minuti in concomitanza con le acquisizioni correntometriche. In colonna d'acqua è osservabile inizialmente un raffreddamento che coinvolge tutti gli strati della stessa, successivamente si nota per gli strati in prossimità del fondo un aumento della temperatura. Il termoclino posto inizialmente ad una profondità di 10m evidenzia uno spostamento verso l'alto di circa 5m, osservabile anche nel diagramma della densità; la salinità mostra i valori minimi negli strati superficiali mentre è possibile osservare i valori maggiori della stessa in prossimità del fondo. Per quanto riguarda la frequenza di Brunt-Vaisala i valori più elevati si riscontrano in prossimità del termoclino, inoltre è osservabile un andamento verso la superficie dei valori massimi.

La salinità presenta una notevole variazione tra lo strato mescolato e il fondo con i valori massimi riscontrati negli strati più profondi.

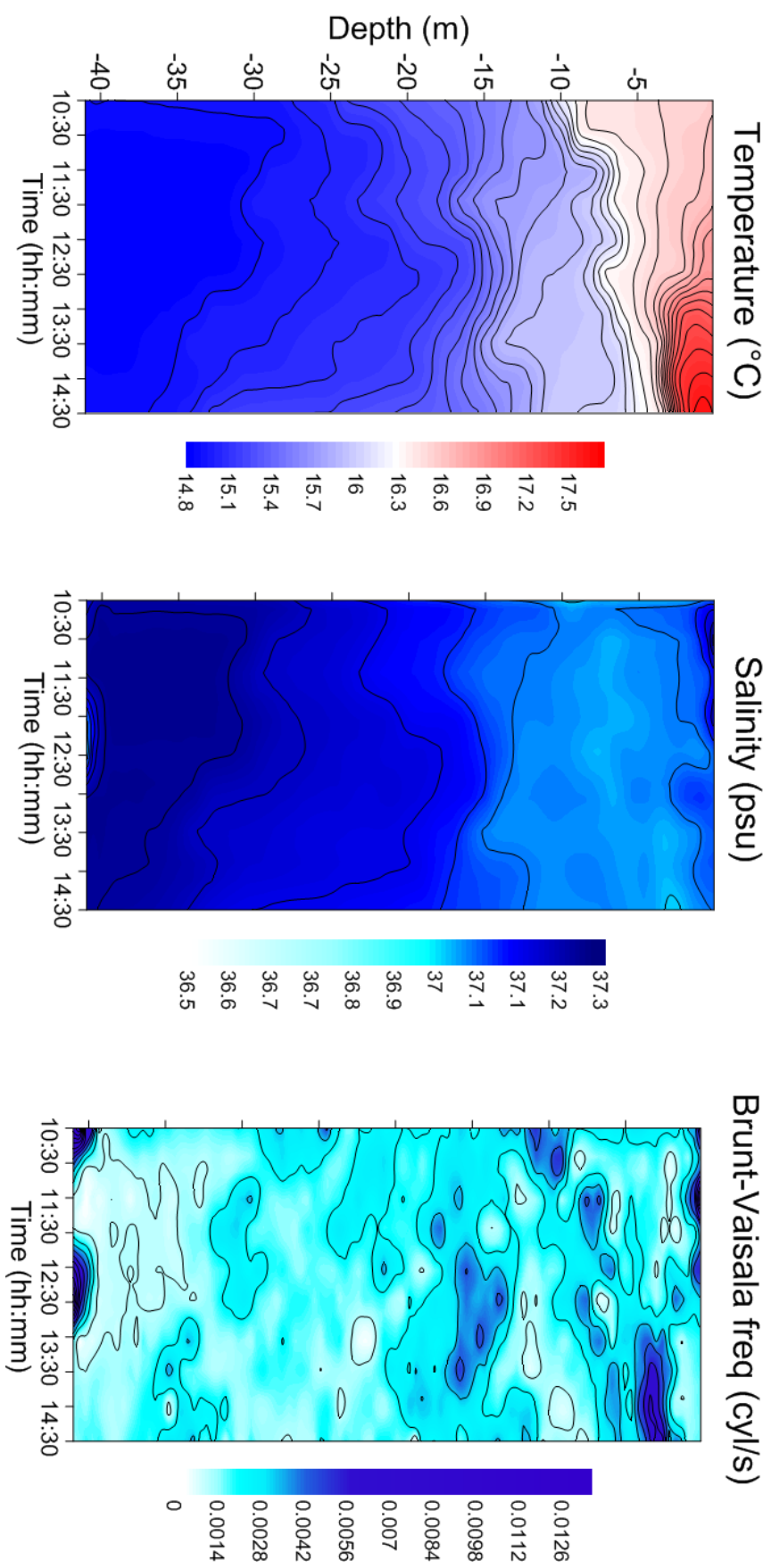


Figura 2.15: yo-yo time series, dall'alto: temperatura, salinità e frequenza di Brunt-Vaisala.

3 Discussioni

Le elaborazioni dei dati anemometrici, le SST satellitari, le time-series registrate dalle centraline di misura fisse e una serie di campagne di misura oceanografiche hanno permesso di identificare gli eventi di raffreddamento della temperatura dell'acqua superficiale in risposta a upwelling favourable winds. I dati raccolti in questo studio hanno mostrato come l'area sia soggetta durante l'anno ad eventi meteorologici in grado di generare un upwelling costiero.

Le osservazioni effettuate sulla corrente in presenza di venti provenienti dai quadranti settentrionali presentano lo schema tipico dell'upwelling costiero, caratterizzato da un trasporto off-shore e da una corrente profonda che fluisce in direzione della costa. La temperatura registrata inoltre presenta valori estremamente bassi rispetto al periodo tardo estivo, suggerendo la presenza di un'acqua proveniente dagli strati profondi, tipicamente più fredda e più salata. Le elaborazioni effettuate sui parametri caratterizzanti la suggeriscono che il vento rappresenta una delle forzanti principali del mescolamento e del trasporto osservato.

La conoscenza di questo tipo di eventi risulta fondamentale per la comprensione dell'ecosistema marino costiero infatti l'upwelling rappresenta una delle caratteristiche oceanografiche che modulano la distribuzione naturale dei nutrienti, così le aree in cui la risalita è più frequente sono naturalmente ricche di sostanze nutritive che consentono tenori di produzione primaria più elevati rispetto alle altre regioni.

CAPITOLO 3: Influenza del regime di brezza sulla dinamica costiera dell'area costiera di Civitavecchia.

Introduzione

La circolazione di brezza rappresenta uno dei più interessanti fenomeni atmosferici a mesoscala osservabile nelle zone costiere (Johnson and O'Brien 1973). Sulle coste di molti paesi tropicali si instaura giornalmente un gradiente termico tra la terra e il mare, che genera celle di circolazione a scala locale; differentemente nelle regioni con climi temperati questo regime anemometrico tende a formarsi quando le condizioni sinottiche tendono ad essere più favorevoli, poiché depressioni e cicloni impediscono la formazione della cella di brezza (Simpson 1994).

Molti autori hanno osservato che il regime di brezza dipende fortemente dalle condizioni locali (Haurwitz 1947), infatti questo tipo di venti con frequenza giornaliera convertono l'energia potenziale che si genera lungo costa dal riscaldamento differenziale dell'atmosfera in energia cinetica (Clancy 1979). Durante il giorno si instaura un gradiente di pressione orizzontale diretto verso terra (brezza di mare) mentre di notte il gradiente si inverte (brezza di terra). Nell'arco della giornata la direzione di provenienza delle brezza subisce una rotazione completa. Neumann (1977) attribuisce tale rotazione alla forza di Coriolis, al gradiente di pressione innescato dal riscaldamento giornaliero e al gradiente di pressione a scala sinottica, sottolineando che nell'emisfero settentrionale la rotazione avviene in senso orario.

Si osserva, generalmente che la brezza di mare è più intensa della brezza di terra, queste differenze della velocità del vento sono causate dai gradienti termici terra mare e risultano evidenti quando i venti a scala sinottica sono deboli (Pendergrass 2010) o favorevoli (Arritt 1993).

La complessità del territorio ha una forte influenza sullo schema con cui può svilupparsi la circolazione di brezza infatti, la topografia e l'irregolarità del tratto di costa possono invertire la rotazione della brezza e modificarne profondamente lo sviluppo (Johnson and O'Brien, 1973; Mahrer and Pielke 1977; Kusada e Alpert 1983) causando la deviazione del flusso rispetto al caso ideale (Frenzel, 1962). Un altro fattore importante nell'evoluzione giornaliera del regime di brezza è rappresentato dalla distribuzione della temperatura superficiale del mare lungo costa (Bowers et al 2003) che tende ad aumentare o diminuire il gradiente di pressione rispondendo rapidamente alle variazioni della forzante del vento (Holladay e O'Brien 1975).

Molti autori hanno osservato come questo tipo di circolazione influenzi le dinamiche oceanografiche delle zone costiere, modificando la circolazione ed innescando dinamiche di mescolamento nella colonna d'acqua (Winant and Bredaslety 1979).

Molte osservazioni (Mastrantonio et al., 1994; Leuzzi and Monti, 1997; Petenko et al., 2011) hanno evidenziato come la costa tirrenica sia soggetta a questo tipo di circolazione, soprattutto durante il periodo estivo.

Lo scopo di questo studio è quello di comprendere le dinamiche costiere indotte dalla circolazione di brezza.

3.1 Materiali e Metodi

3.1.1 Dati Meteorologici

I dati meteorologici utilizzati in questo lavoro sono stati registrati dalla centralina meteo del laboratorio di Oceanologia Sperimentale ed Ecologia Marina sita presso il porto di Civitavecchia (2.1.3 fig. 2.3)

Le centraline di misura permette l'acquisizione dei seguenti parametri: velocità e direzione del vento, pressione atmosferica, temperatura dell'aria, umidità relativa e la radiazione solare.

Sono state utilizzate inoltre mappe bariche di reanalysis ECDWF scaricate da centrometeo.com

3.1.2 Dati Oceanografici

I dati oceanografici sono stati campionati tramite una serie di piattaforme di misura, del laboratorio di Oceanologia Sperimentale ed Ecologia Marina, installate nell'area costiera di Civitavecchia (fig. 2.3). Le suddette piattaforme di misura, ovvero una boa oceanografica ancorata ad un miglio dalla costa e due stazioni di misura della qualità delle acque installate presso il porto di Civitavecchia e presso il porticciolo della Repubblica dei Ragazzi di Civitavecchia, sono equipaggiate con un sistema di misura in grado di registrare ogni venti minuti dati di temperatura, conducibilità, ossigeno disciolto, torbidità e fluorescenza della clorofilla *a*.

Piano di campionamento

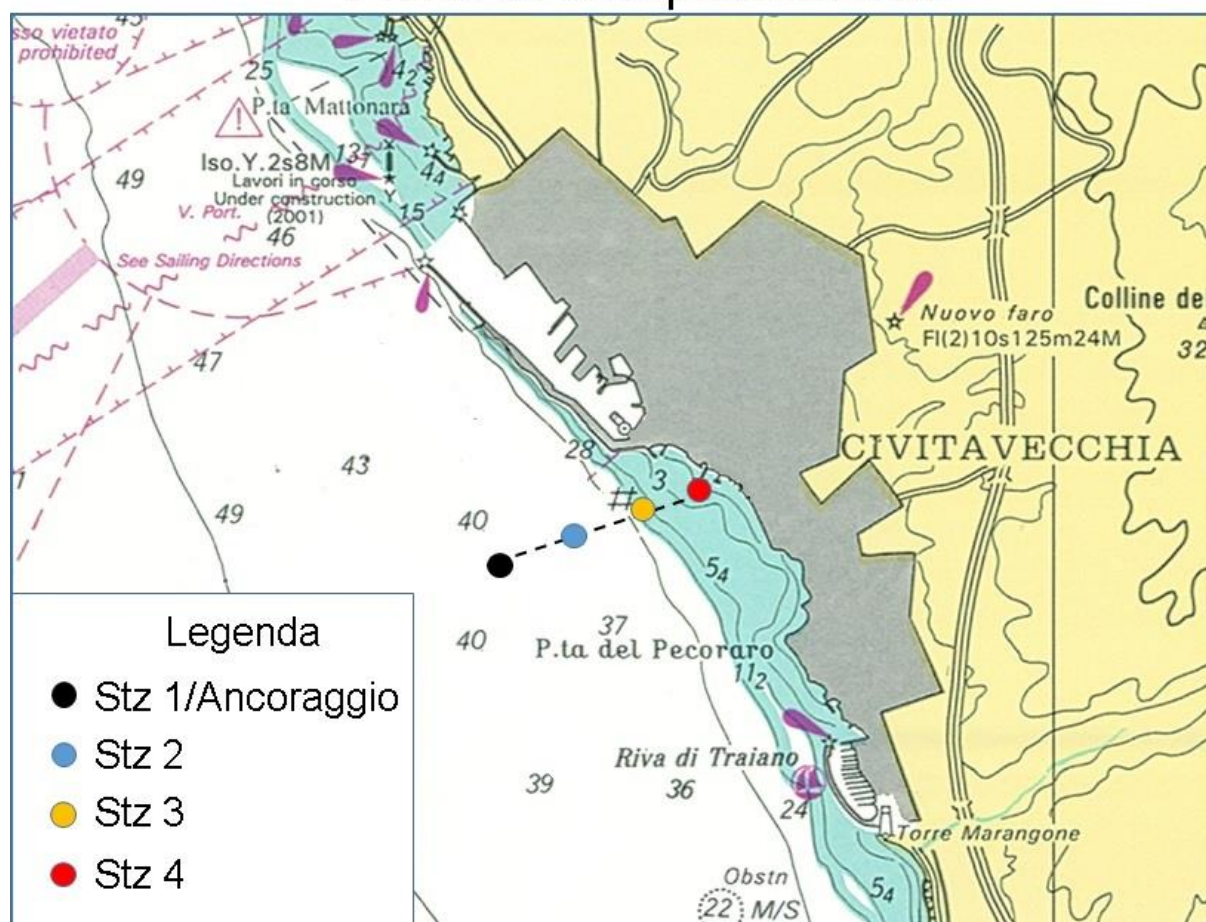


Figura 3.1 Piano di campionamento.

I dati relativi alla correntometria e ai parametri caratterizzanti la colonna d'acqua sono stati campionati durante una serie di campagne di misura (tab. 3.1). Il campionamento è stato effettuato con due differenti strategie di misura. La campagna di misura dell'estate 2012 prevedeva quattro stazioni di misura poste a differenti batimetriche (Stz 1, 10m; Stz 2, 20m; Stz 3, 30m; Stz 4, 40m) distanziate da 0.5 Km. In ogni stazione sono stati acquisiti con una frequenza di venti minuti tramite il profilatore verticale IDRONAUT 316 plus dati di temperatura, conducibilità, ossigeno disciolto, torbidità e fluorescenza della clorofilla *a*. Le campagne di misura effettuate nelle estati 2013 e 2014 hanno previsto una strategia differente (vedi cap. 2.1.3). Entrambe le strategie con le quali è stato effettuato il campionamento avevano lo scopo di identificare le variazioni che avvengono nella colonna d'acqua in risposta all'inversione mattutina del regime di brezza.

Giorni di misura	Intervallo di misura	Strategia di campionamento	Parametri acquisiti	
			Colonna d'acqua	Correntometria
20/08/2012	06:00-08:00	Transetto costa largo (Stz 1: 42.0827083N/11.7778383E; Stz 2: 42.08385N/11.78378E; Stz 3: 42.085011N/11.788541E; Stz 4: 42.085766N/11.79377E)	X	
22/08/2012	06:30-14:00	Transetto costa largo	X	
24/08/2012	06:00-11:00	Transetto costa largo	X	
28/08/2012	06:00-09:00	Transetto costa largo	X	
23/08/2013	06:30-10:30	Posizione fissa 42.0827083N/11.7778383E (batimetrica 40 m)	X	X
04/09/2013	06:00-11:00	Posizione fissa (batimetrica 40 m)	X	X
22/08/2014	06:20-14:00	Posizione fissa (batimetrica 40 m)	X	X
03/09/2014	10:40-14:00	Posizione fissa (batimetrica 40 m)	X	X

Tabella 3.1 strategie di misura.

Inoltre è stata progettata e realizzata una piattaforma di misura per la misurazione della temperatura in colonna d'acqua a differenti quote (Martellucci et al 2012).

3.1.3 Analisi dati

I dati anemometrici sono stati elaborati al fine di identificare la distribuzione giornaliera dei venti durante il periodo estivo; l'intervallo temporale su cui è stata effettuata l'analisi va dal 01/01/2008 sino al 31/12/2014. Gli eventi di direzione del vento sono stati suddivisi con passo di un grado, mentre quelli relativi alle velocità del vento di 1 m/s. I risultati sono stati rappresentati come diagrammi frequenza/ora tramite il programma Golden Software Grapher. Le analisi spettrali riferite alle time series stagionali sono state suddivise in finestre di 12 giorni, con una sovrapposizione del 50%, utilizzando un detrend lineare per ogni sotto-finestra, e moltiplicando per un Hanning window per calcolare lo spettro di potenza. La medesima procedura è stata utilizzata per i calcoli di coerenza e di fase; l'intervallo di confidenza per lo spettro di coerenza è stato calcolato con la formula di Goodman utilizzando gli stessi metodi di Drake et al. (2005), Harris (1978), e Thompson (1979).

La direzione e l'intensità del vento vengono inoltre rappresentate tramite lo stik plot e odografo, quest'ultimo è un diagramma che fornisce una rappresentazione visiva vettoriale del movimento di un fluido

I dati raccolti dalla sonda multiparametrica Idronaut Ocean Seven 316, sono stati elaborati (cap. 2.1.4) e successivamente è stata calcolata la densità, la salinità e la frequenza di Brunt Väisälä secondo le direttive EOS-80 seawater equation recommended by UNESCO in 1981 (Fofonoff and Millard 1983).

L'anomalia termica è stata calcolata tramite il differenziale tra i profili di temperatura (T2-T1).

Le elaborazioni grafiche delle variabili oceanografiche e correntometriche sono state eseguite tramite il programma Golden Software Surfer; per l'interpolazione è stato utilizzato il metodo kriging. Le immagini vengono restituite sia come diagrammi (ex. fig. 3.12) profondità (asse-y) e tempo (asse-x), che come diagrammi (ex. fig. 3.15) profondità (asse-y) e spazio (asse-x).

Le figure 3.15 e 3.23 rappresentano transetti costa largo di temperatura, in ogni immagine ne sono rappresentati due, al fine di evidenziare le variazioni termiche tra differenti orari.

I titoli scelti per le immagini correntometriche, Current direction, Current speed, Est velocity, Nord velocity e Up velocity sono riferiti al software proprietario per il download dei dati

3.2 Risultati

3.2.1 Variabilità meteoroclimatica e oceanografica della stagione estiva

L'area di studio analizzata durante il periodo estivo presenta una distribuzione degli eventi di direzione del vento (fig. 3.2) disposta su tutti i quadranti, i venti tendono a distribuirsi in modo ciclico; le differenze principali rispetto alle altre stagioni si osservano tra i 180°-210° e i 270°-300°; questo trend è particolarmente accentuato nei mesi di Luglio e Agosto.

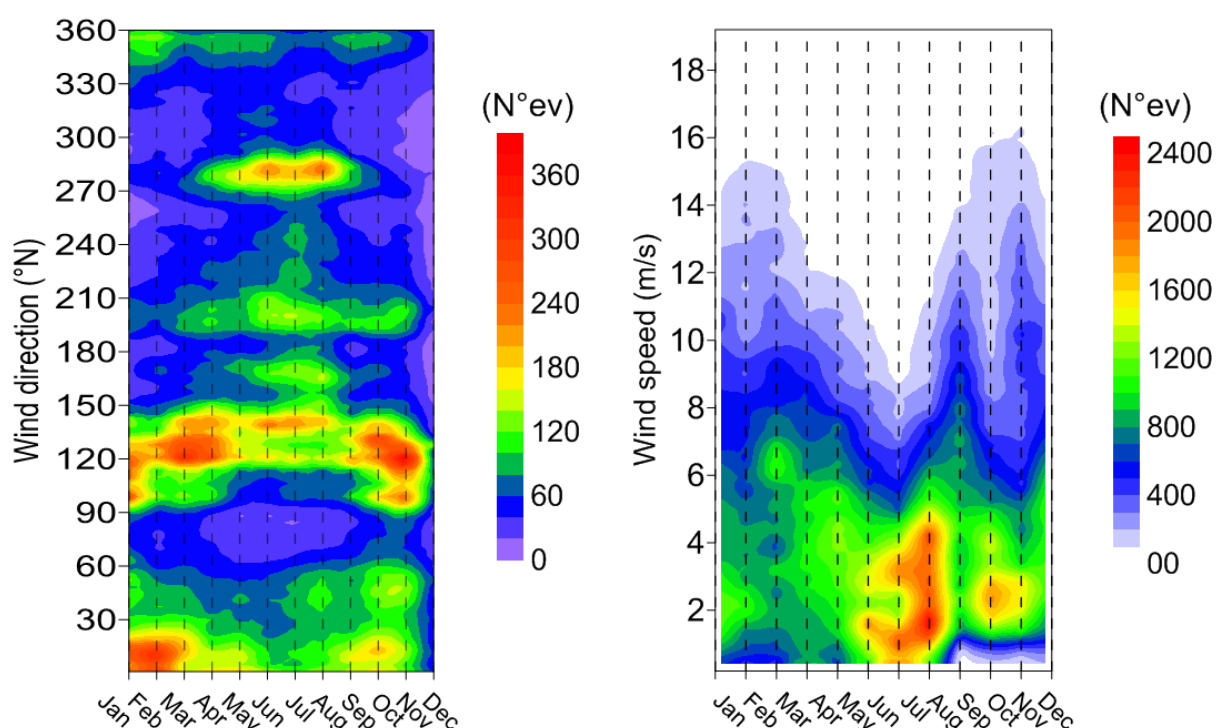


Figura 3.2: Distribuzione mensile degli eventi di provenienza e velocità del vento campionati dalla Stazione LOSEM installata presso il porto di Civitavecchia (2008-2014).

La stagione estiva è caratterizzata da una velocità dei venti minore rispetto al resto dell'anno; i valori più frequenti si osservano tra i 2 e i 5 m/s mentre i massimi si attestano intorno agli 8 m/s.

Durante il giorno il vento tende a compiere una rotazione completa, le ore notturne sono caratterizzate da venti provenienti da N - NE mentre nelle ore diurne il vento tende a distribuirsi tra il terzo e il quarto quadrante, seguendo una rotazione oraria (fig. 3.2).

L'inversione di questo regime anemometrico avviene poco prima dell'alba (tra le 04:00 e le 06:00) e poco dopo il tramonto (tra le 20:00 e le 22:00.)

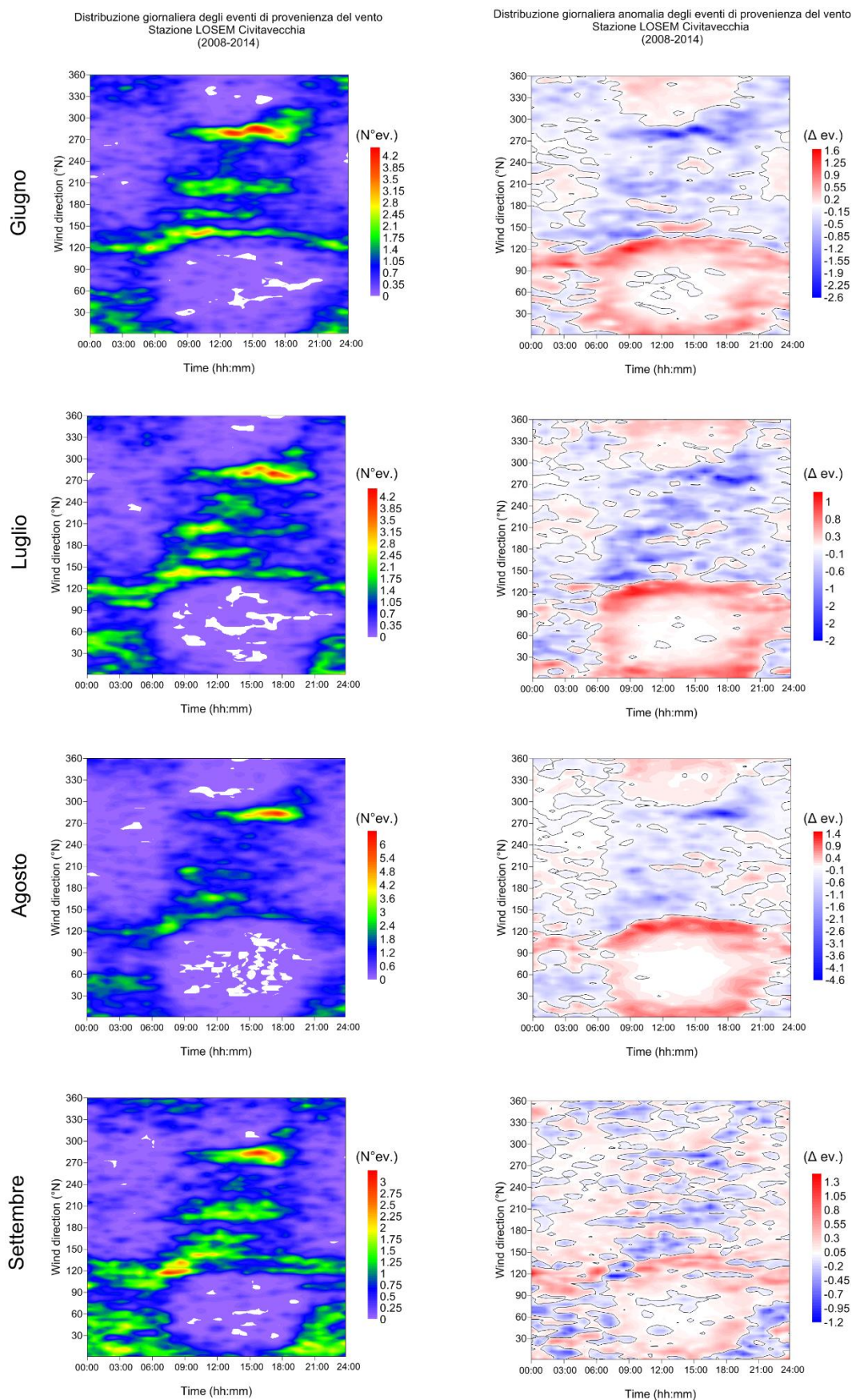


Figura3.3: a destra distribuzione giornaliera della direzione di provenienza del vento nei mesi estivi; a sinistra anomalia della distribuzione giornaliera delle direzioni del vento per i mesi estivi.

Per quanto riguarda la distribuzione giornaliera delle velocità del vento i valori massimi si osservano durante le ore diurne, il vento tende ad aumentare la velocità poco dopo l'alba e a diminuire poco dopo il tramonto.

Questo schema con cui si sviluppa il vento è più accentuato nei mesi di luglio agosto; in figura 3.3 è possibile osservare l'anomalia giornaliera di distribuzione della direzione del vento per i mesi estivi. I mesi di luglio e agosto presentano valori negativi (superiori alla media annuale) distribuiti nell'arco di tutta la giornata. Il mese di giugno invece mostra l'anomalia maggiore sui venti provenienti da ovest, mentre il mese di settembre ha una distribuzione più omogenea, infatti, non si riconosce chiaramente lo schema di distribuzione osservato per gli altri mesi, ma, pur mostrando frequenze minime, si osserva lo schema rotativo del vento con minori anomalie.

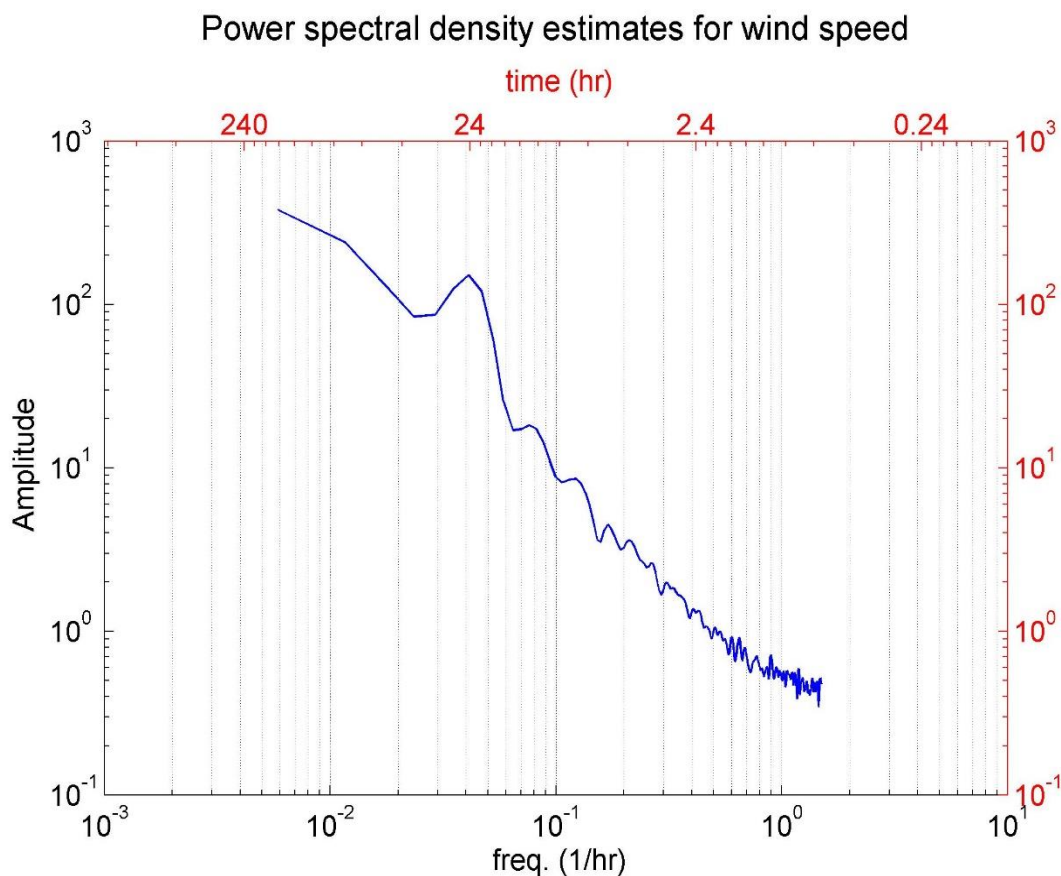


Figura 3.4: Power spectral density stimata per la velocità del vento.

Le analisi spettrali effettuate sulla velocità del vento evidenziano variazioni giornaliere, infatti è evidente, per le estati 12, 13 e 14, un picco significativo a 24 h (fig.3.4); questo tipo di circolazione a scala giornaliera è fortemente influenzata dal gradiente termico tra l'aria e il mare, che mostra anch'esso un picco spettrale a 24h (fig.3.5).

L'andamento del gradiente termico per le estati 12 13 e 14 evidenzia che i valori negativi ($T_{sea} > T_{air}$) sono più frequenti durante le ore notturne mentre durante il giorno la tendenza è invertita.

Il confronto tra le velocità del vento e il gradiente termico presenta il picco significativo a 24h ed evidenzia una coerenza tra le variabili esaminate compresa tra 0.7 e 0.8, con una discordanza di fase, inferiore all'ora.

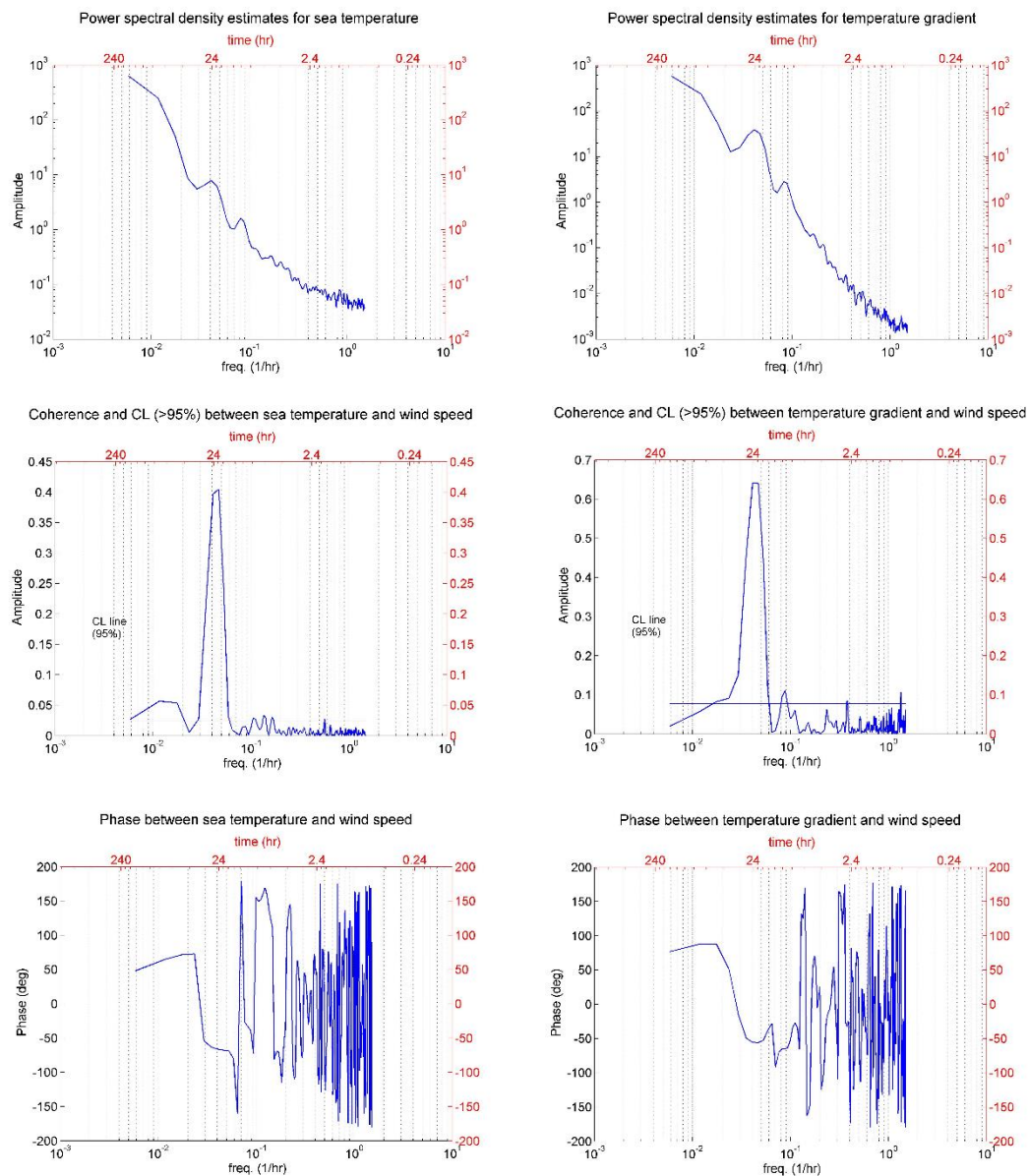


Figura 3.5: dall'alto: Power spectral density stimata per la temperatura del mare e per il gradiente termico, coerenza stimata tra la temperatura del mare e la velocità del vento e coerenza tra il gradiente termico e la velocità del vento; fase stimata tra la temperatura del mare e la velocità del vento e fase tra il gradiente termico e la velocità del vento.

Variazioni giornaliere cicliche sono osservabili anche nell'andamento della temperatura superficiale del mare registrate da differenti piattaforme di misura site nell'area di studio, le

analisi spettrali effettuate sulla temperatura del mare mostrano il picco significativo a 24h ed inoltre il confronto con la velocità del vento presenta una coerenza compresa tra 0.5 e 0.7 con un lag time di circa 5h. La discordanza di coerenza è attribuibile alla differente ubicazione delle piattaforme di misura, infatti, i valori maggiori si osservano per la centralina di misura RT che essendo la più costiera è maggiormente suscettibile alle variazioni termiche indotte dal vento, infatti, presenta anche i valori minimi di lag time rispetto alle altre piattaforme di misura. Le elevate diminuzioni termiche superficiali osservabili nell'andamento della temperatura presentano frequenze superiori al giorno non attribuibili alla circolazione locale (vedi Cap 2).

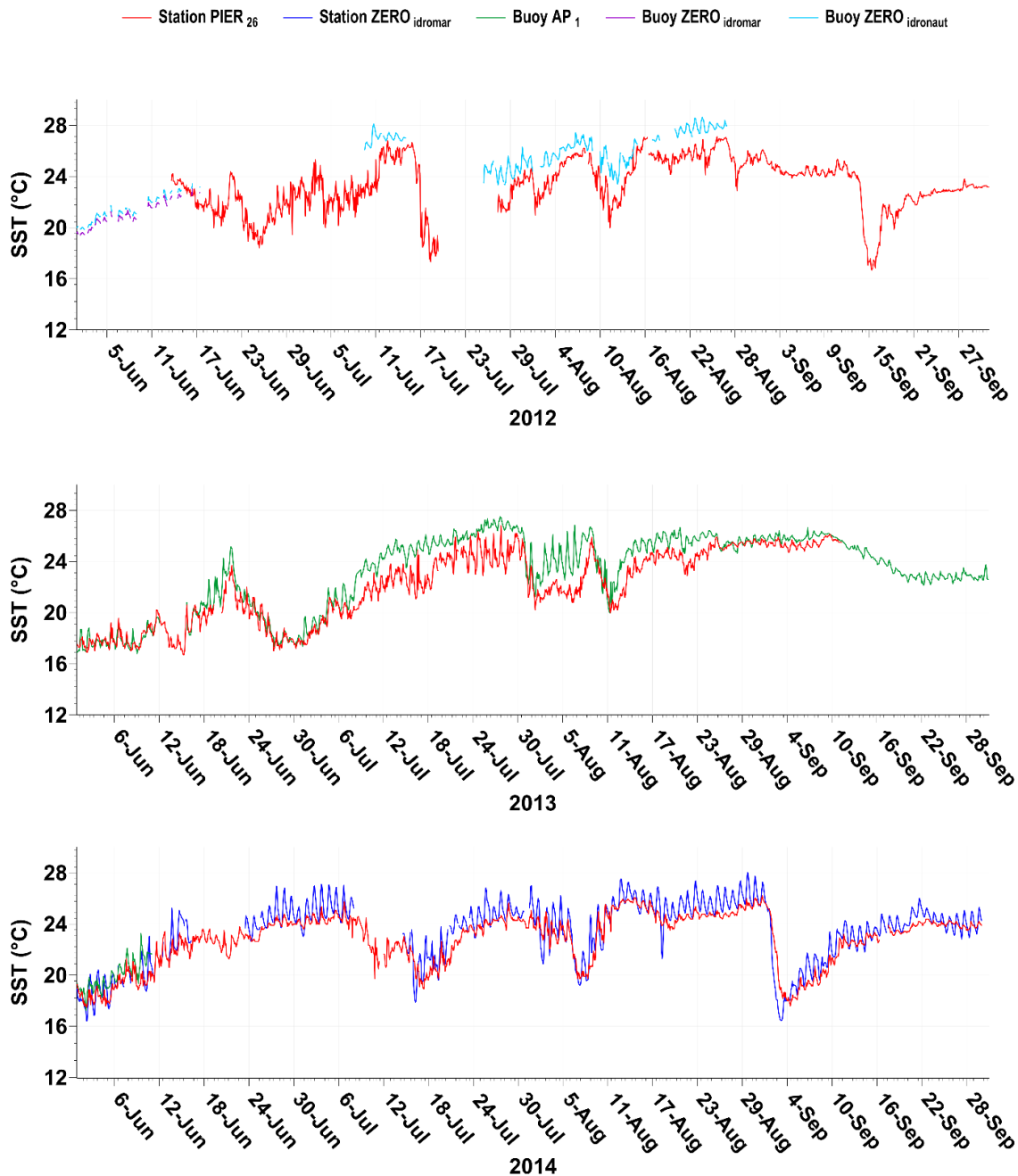


Figura 3.6: Time series della Temperatura superficiale del mare registrata da differenti piattaforme di misura presenti nell'ara di studio.

3.2.2 22/08/2012

Configurazione sinottica tipicamente estiva (fig. 3.7), l'anticiclone delle Azzorre è disteso lungo i paralleli dall'Oceano Atlantico verso l'Europa centro-occidentale con parziale influenza del bacino del Mediterraneo dove è presente un campo di pressioni livellate. Depressione di natura termica, tipicamente estiva, sulla Penisola Iberica.

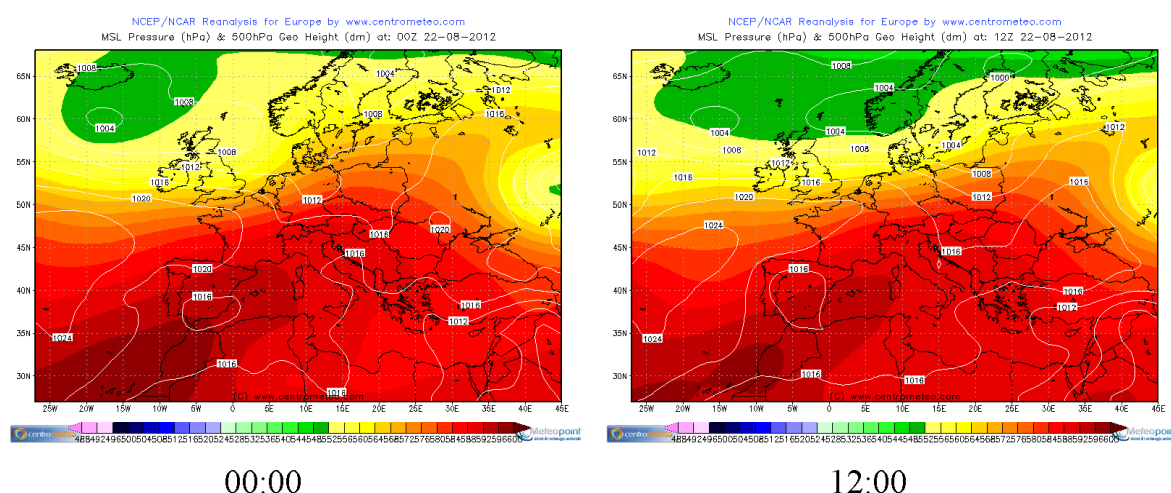


Figura 3.7: Mappe bariche riferite al giorno in cui è sono state effettuate le misurazioni oceanografiche.

Situazione votata alla stabilità sul Mediterraneo anche in quota, grazie a geopotenziali elevati con isoipse a curvatura anticiclonica. Sul Tirreno centrale ventilazione debole di provenienza variabile, con attivazione dei regimi termici di brezza, limitati durante il giorno nell'intensità dalla temperatura presumibilmente elevata del mare come tipicamente avviene in tarda estate.

La campagna di misura della colonna d'acqua è avvenuta tra le ore 06:00 e le ore 14:00. Sono stati acquisiti profili verticali delle variabili fisico chimiche e biologiche dei parametri caratterizzanti la massa d'acqua in quattro stazioni di misura; tuttavia l'elevato numero di profili da campionare non ha consentito di mantenere costante l'intervallo di misura poiché la strumentazione utilizzata non permetteva la registrazione di un così elevato numero di profili. La fase di upload dei dati ha avuto una durata di circa un'ora, ed è avvenuta tra le 10:00 e le 11:00; inoltre durante la seconda parte delle acquisizioni, a causa di un malfunzionamento della strumentazione, una parte del dataset è stata cancellata.

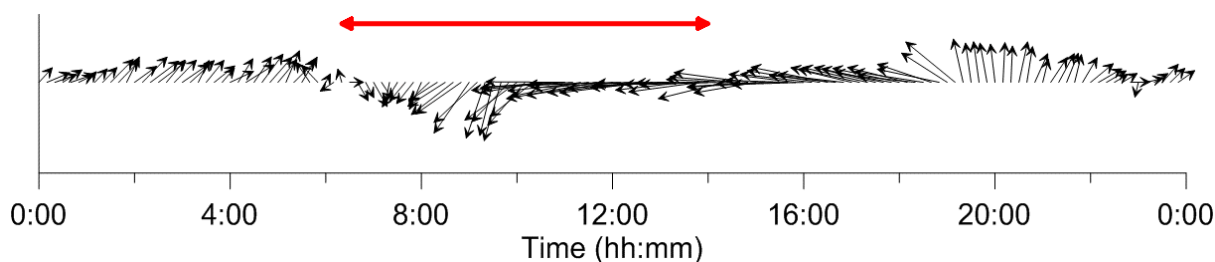


Figura 3.8: Stick plot del vento riferito al giorno in cui sono state effettuate le misurazioni oceanografiche, la linea rossa rappresenta il periodo delle acquisizioni.

Le caratteristiche anemometriche riscontrate in questa giornata, identificano il tipico andamento riconducibile al regime di brezza. In figura 3.8 viene mostrata la direzione del vento; è possibile osservare chiaramente venti provenienti da terra nelle ore notturne e venti che spirano da mare nelle ore diurne. Le velocità del vento presentano valori minimi di notte mentre quelli massimi sono registrati nelle ore pomeridiane.

La brezza di terra, proveniente tra i 30°N e i 60°N , ha spirato per sette ore fino alle 05:40, periodo in cui è avvenuta l'inversione di provenienza del vento; questo si è disposto sui quadranti meridionali ed infine ha ruotato a ponente nella seconda parte della mattinata. Durante le ore pomeridiane il vento ha ruotato verso Maestrale (300°N), le velocità sono state inferiori ai 5m/s e la seconda inversione giornaliera della direzione del vento è stata registrata alle ore 19:30, quando il vento si è orientato a Nord.

Dall'analisi dell'odografo (fig.3.9) è possibile identificare la rotazione del vento durante l'arco delle ventiquattro ore. Il giorno in questione presenta una rotazione oraria simmetrica ed è possibile osservare che le velocità del vento della brezza di mare e della brezza di terra, comunque minori, non differiscono significativamente. Questo tipo di andamento è decisamente concorde con la tipica rotazione del regime di brezza che durante il giorno tende a seguire la rotazione del sole.

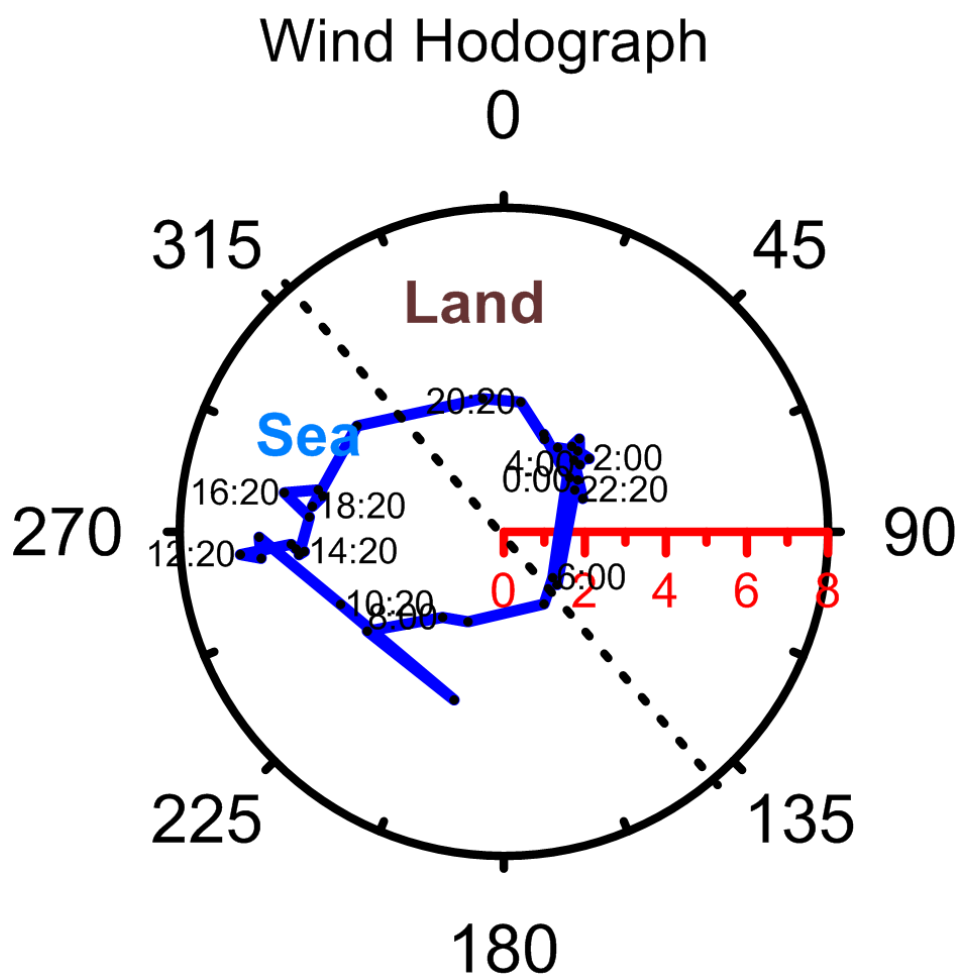


Figura 3.9: Odografo, i label indicano l'ora riferita ai parametri anemometrici, le velocità sono espresse in m/s.

L'andamento della temperatura superficiale del mare (fig. 3.10) registrata dalle stazioni di misura Boa e B26 mostra una differenza termica di circa 1°C; la temperatura registrata dalla piattaforma oceanografica presenta valori minimi di 26.6°C (07:30) e massimi di 28°C (16:00),

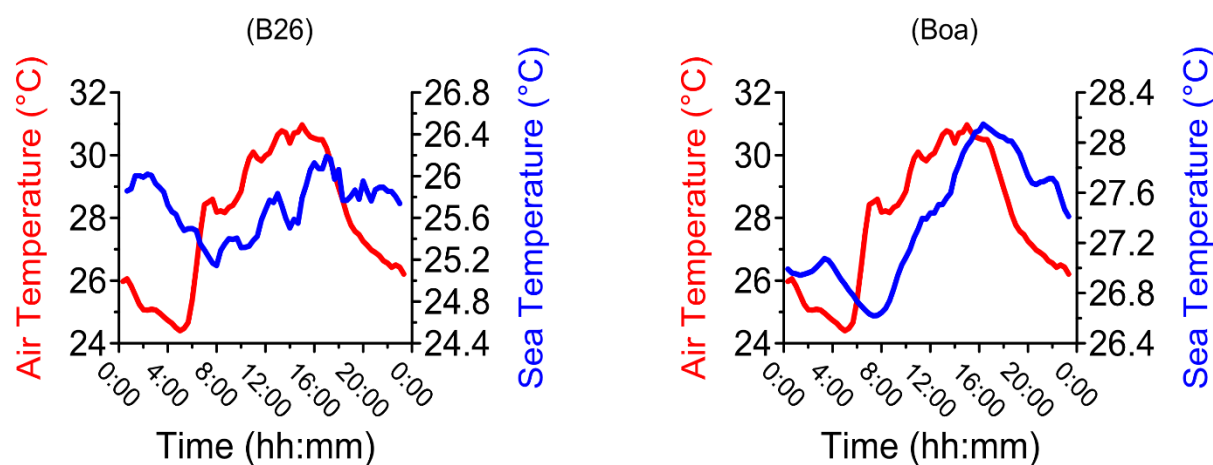


Figura 3.10: andamento della Temperatura dell'aria (in rosso) e dell'acqua (blu); la figura di sinistra è riferita alla stazione di misura B26, quella di destra alla stazione boa.

mentre per quanto riguarda la stazione di misura B26, la minima registrata è di 25.2°C e la massima di 26.5°C.

Il gradiente termico aria mare, riferito alla piattaforma oceanografica, presenta valori negativi durante le ore notturne, l'inversione avviene alle 06:30 quando la temperatura dell'aria sulla terra diventa maggiore rispetto a quella del mare; la seconda inversione del gradiente termico avviene alle ore 21:00.

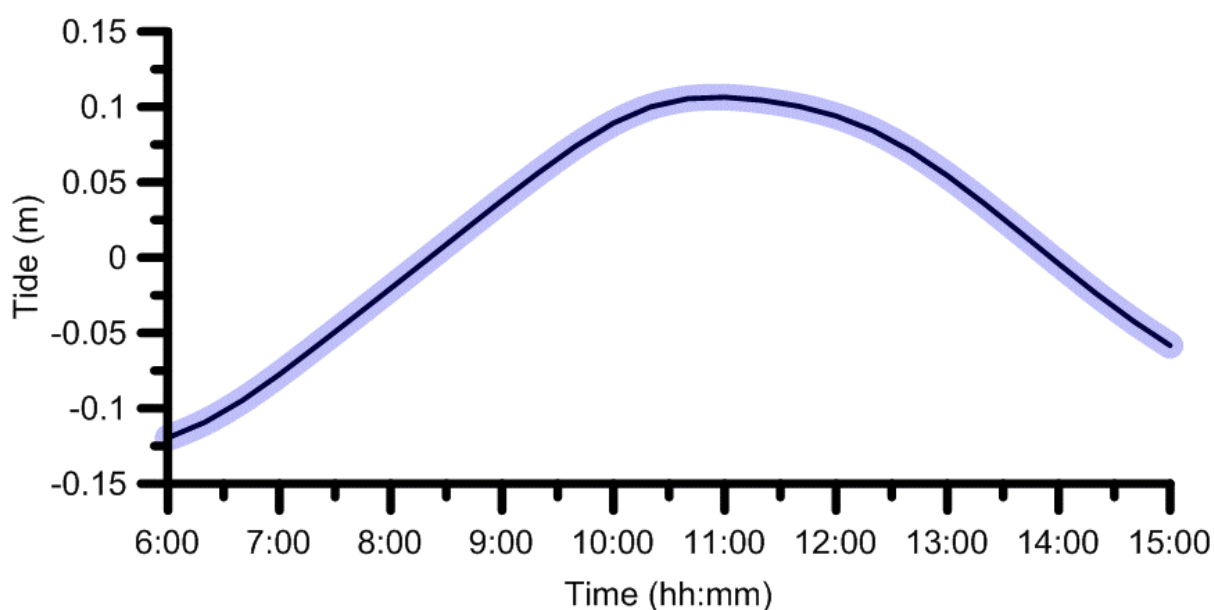


Figura 3.11: variazione mareale registrata dalla centralina di misura della rete mareografica nazionale.

L'oscillazione (fig. 3.11) di marea presenta il picco di alta alle 10:30, durante la campagna di misura oceanografica la variazione mareale ha presentato un differenziale di circa 22 cm.

In figura 3.12 è possibile osservare l'andamento temporale della temperatura lungo la colonna d'acqua e per la rappresentazione è stato scelto di utilizzare un metodo di interpolazione che tenesse conto della corretta distanza temporale tra le misure, a questo è dovuta presenza di spazi bianchi.

La struttura termica della colonna d'acqua presenta valori minimi di 15.5°C e massimi di 28°C riferiti alla stazione più costiera. In tutte le stazioni di misura si nota uno strato superficiale che presenta una temperatura omogenea con un minimo a 24°C; questo strato mescolato presenta una profondità di 10 metri in tutte le stazioni di misura. Dalla disposizione delle isoterme si nota come gli strati più superficiali siano soggetti ad un riscaldamento indotto dall'aumento

dell'irraggiamento giornaliero che comporta un aumento di temperatura di circa 1.5°C tra la prima e l'ultima stazione di misura.

Al disotto dello strato mescolato si osserva in tutte e tre le stazioni di misura una zona caratterizzata dalla presenza di isoterme molto fitte tra loro che mostrano un gradiente termico maggiore di 4°C in meno di 5 metri; la stazione più costiera mostra una differenza in temperatura decisamente maggiore rispetto alle altre stazioni di misura, poiché data la profondità minore le variazioni sono più accentuate a causa della vicinanza con il fondo.

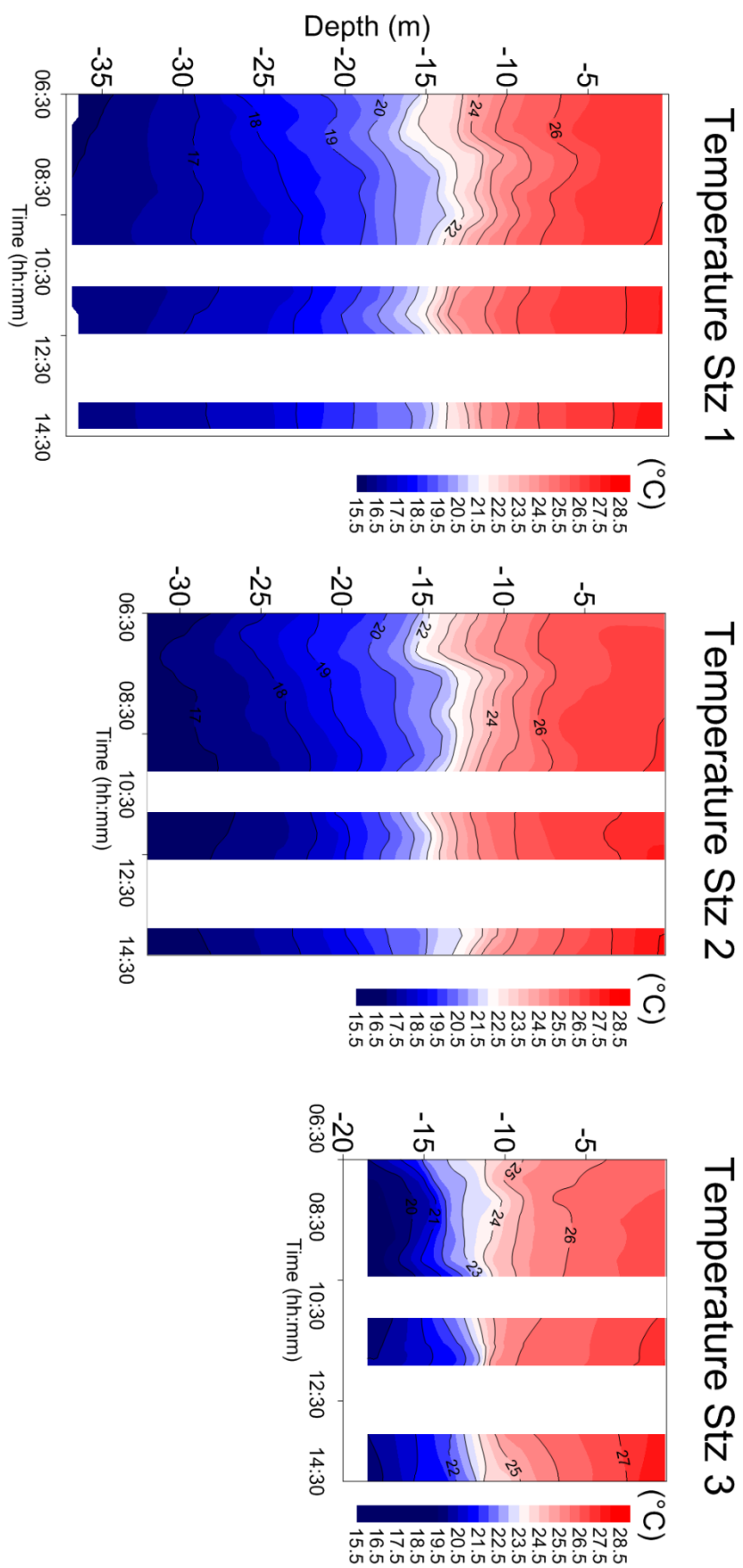


Figura 3.12: yo-yo time series di Temperatura, dall'alto la stazione posta più a largo(40m), in ultimo quella più costiera.

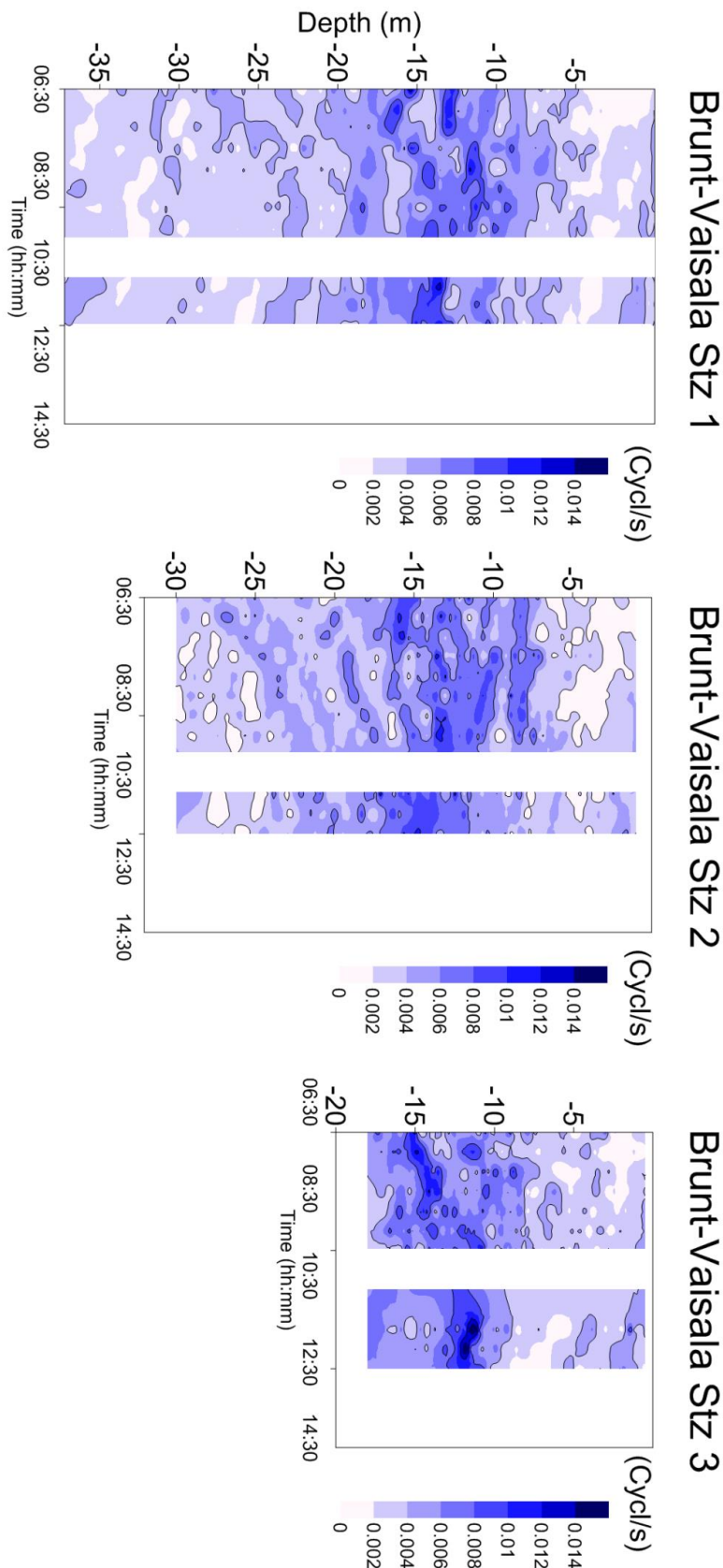


Figura 3.13: yo-yo time series rappresentanti la frequenza di Brun-Vaisala; dall'alto la stazione posta più a largo(40m), in ultimo quella più costiera.

La presenza di questa zona definibile termoclino è chiaramente evidente nei diagrammi rappresentanti la frequenza di Brunt-Väisälä (FBV). Nelle immagini si può osservare che i valori più elevati si ritrovano proprio in questa zona e sono riferiti alla stazione più costiera, osservabili tra le 06:30 e le 08:30 (fig. 3.13).

Al disotto del termoclino si osserva una zona caratterizzata dalla presenza di una marcata stratificazione, infatti, la variazione termica tra i 15 metri e il fondo è di circa 4/5°C; la temperatura al disotto dei 15m si attesta sui 20°C e gli strati profondi presentano valori di 15.5°C. Nella stazione più costiera le temperature in prossimità del fondo (circa 20m) mostrano valori di circa 19°C.

In colonna d'acqua si può osservare che la FBV presenta valori elevati anche per gli strati più profondi, indicando un aumento della frequenza di galleggiamento. L'inclinazione delle isoterme dei 19°C e 18°C,

mostra un sollevamento verso la superficie di circa 3 m che presenta il picco massimo alle 10:30 in Stz 1 e alle 11:00 in Stz 2.

Gli strati in prossimità del fondo invece mostrano un trend opposto, caratterizzato da un'inclinazione delle isoline di temperatura orientate verso il fondo.

Nella prima e nella seconda stazione di misura sono osservabili oscillazioni delle isoterme in prossimità del termoclino, ben evidenti nella prima parte delle misure; queste presentano picchi sfalsati di circa 20 minuti tra le due stazioni e il picco massimo avviene intorno alle ore 08:00. Si nota poi, come le isoterme della seconda stazione presentano un'inclinazione decisamente maggiore rispetto alla prima, quasi ortogonali al fondo.

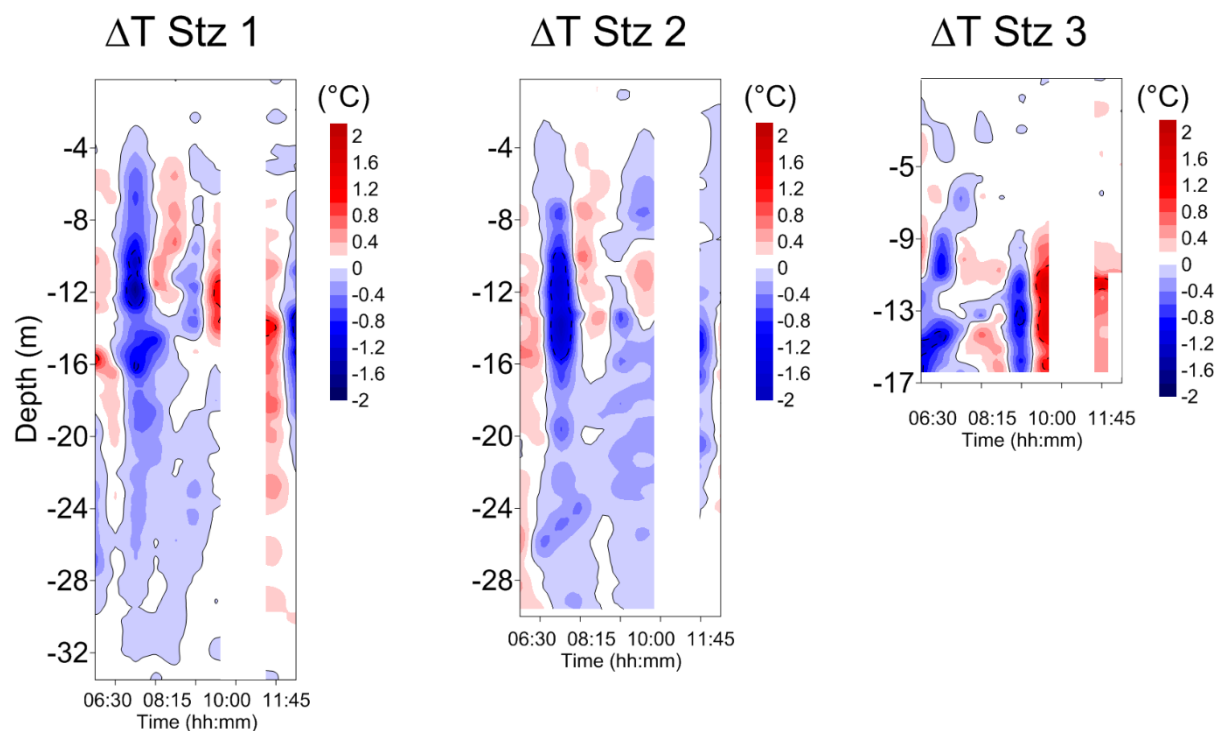
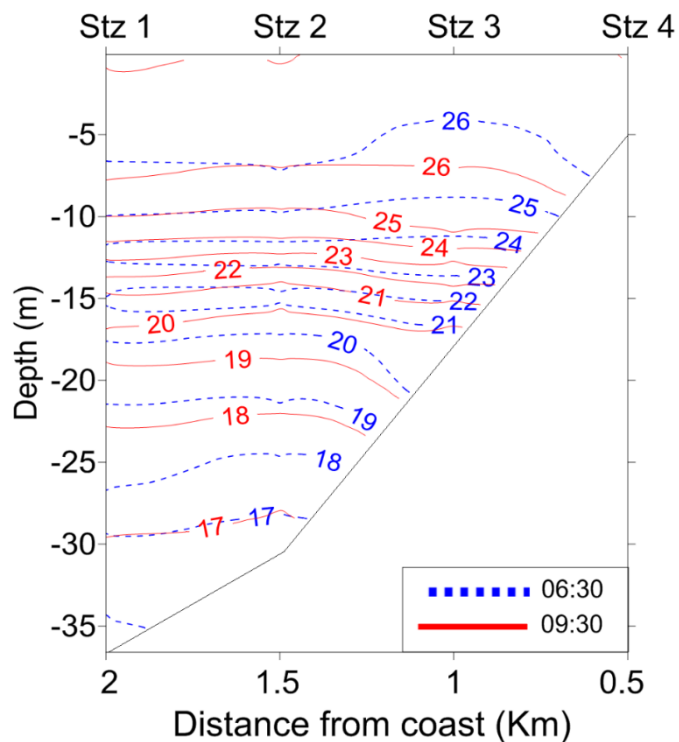


Figura 3.14: yo-yo time series rappresentanti l'anomalia termica; dall'alto la stazione posta più a largo(40m), in ultimo quella più costiera.

Le oscillazioni termiche sono osservabili anche nei diagrammi rappresentanti l'anomalia termica (fig. 3.14). In prossimità del termoclino si nota un'alternanza tra una fase di riscaldamento e una di raffreddamento. Dalle immagini è evidente uno sfalsamento tra i picchi di riscaldamento e raffreddamento nelle differenti stazioni di misura; Stz 3 presenta tra i 13m di profondità e il fondo un decremento termico che avviene alle ore 06:30, mentre Stz 1 e Stz 2 presentano nel medesimo orario un incremento termico. I valori maggiori si riscontrano durante la prima parte delle misurazioni tra le ore 08:00 e le 09:00, periodo in cui si osserva

anche il picco termico; in prossimità del fondo si nota un aumento dei valori negativi che indicano in quegli strati un raffreddamento dell'acqua.



Stz 2 mostra uno sfasamento nella fase di raffreddamento infatti è osservabile alle ore 06:30 un incremento termico in prossimità del fondo.

Le variazioni termiche osservate nelle time-series sono ben visibili anche in figura 3.14. Nelle immagini vengo rappresentate quattro sezioni verticali costa largo; nella prima immagine viene comparato il primo (06:30) e l'ottavo transetto (09:30), mentre nella seconda l'undicesimo (11:00) e l'ultimo transetto (14:00).

È evidente che le differenze maggiori sono osservabili nella prima immagine soprattutto in prossimità del termoclino. Gli strati più profondi mostrano un sollevamento delle isoterme chiaramente osservabile tra i 15m e i 25 m di profondità; nella seconda figura invece per gli strati profondi non si osserva una marcata differenza, che è più evidente in prossimità del termoclino soprattutto tra Stz 2 e Stz 3.

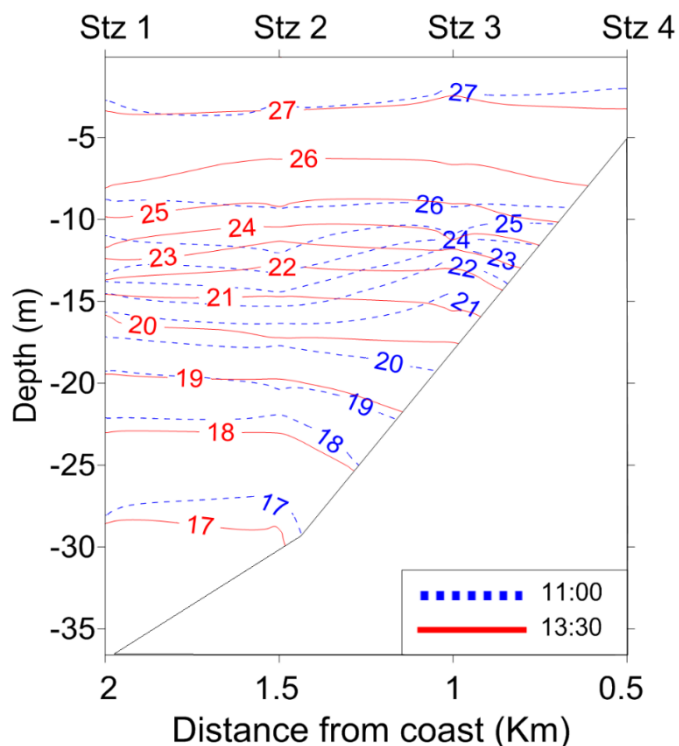


Figura 3.15: Rappresentazione delle isolinee di temperatura relative al primo (linea blu) e all'ultimo transetto (line rossa).

3.2.3 28/08/2012

Situazione sinottica di stampo chiaramente estivo con alta pressione oceanica che si protende dall'Atlantico verso levante con decisione (fig.3.15), occupando con le sue isobare quasi tutto il Vecchio Continente ad eccezione del settore balcanico orientale dove agisce una depressione centrata sul Mar Nero in assetto baroclinico.

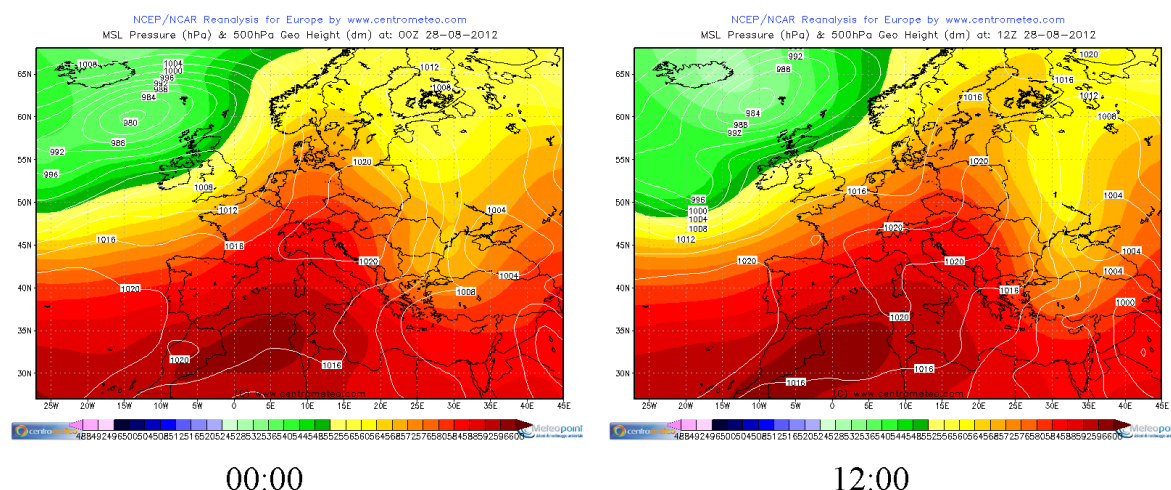


Figura 3.16: Mappe bariche riferite al giorno in cui è sono state effettuate le misurazioni oceanografiche.

Massimi barici al suolo collocati sull'Austria con valori superiori a 1020 hPa. Campo anticiclonico solido anche in quota grazie all'influenza di una componente di natura subtropicale in risalita dall'Algeria. Sul Mediterraneo ventilazione settentrionale moderata tende ad inibire i regimi di brezza al Centro-Sud, ma il tempo si mantiene stabile.

Le misurazioni oceanografiche hanno avuto luogo tra le 06:00 e le 09:00, queste sono state interrotte a causa di un peggioramento delle condizioni meteo, che non ha consentito di procedere con le misure.

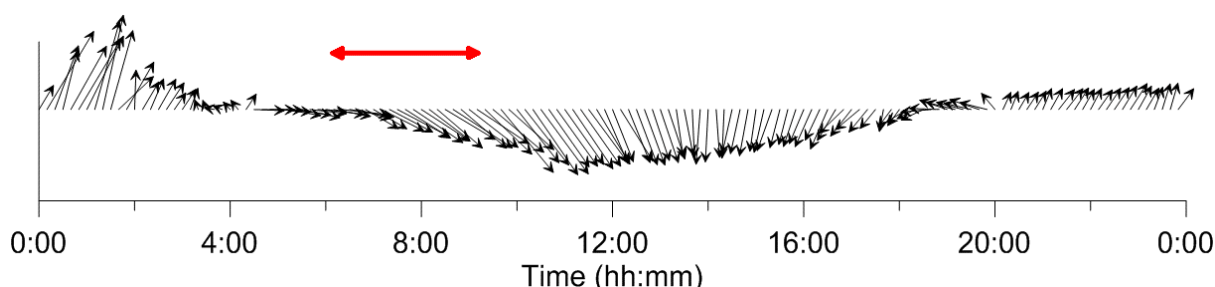


Figura 3.17: Stick plot del vento riferito al giorno in cui sono state effettuate le misurazioni oceanografiche, la linea rossa rappresenta il periodo delle acquisizioni.

Le prime ore della giornata sono state caratterizzate dalla presenza di un vento proveniente dai quadranti settentrionali (fig. 3.17), con direzione compresa tra 10°N e 20°N ; questo ha spirato per circa 9h; la velocità massima è stata di 10m/s registrata alle ore 02:00, in seguito il vento ha notevolmente ridotto l'intensità e poco dopo le ore 04:00 ha ruotato a 270°N , presentando comunque velocità relativamente basse.

Tra le 06:00 e le 09:00 il vento ha compiuto una rotazione antioraria disponendosi a meridione alle ore 12:00. Il periodo in cui ha spirato la brezza di mare è stato caratterizzato da velocità di circa 8 m/s , il vento ha continuato a spirare da meridione fino alle 20:20, periodo in cui si è registrata l'inversione della circolazione in cui il vento si è disposto tra i 20°N e i 30°N .

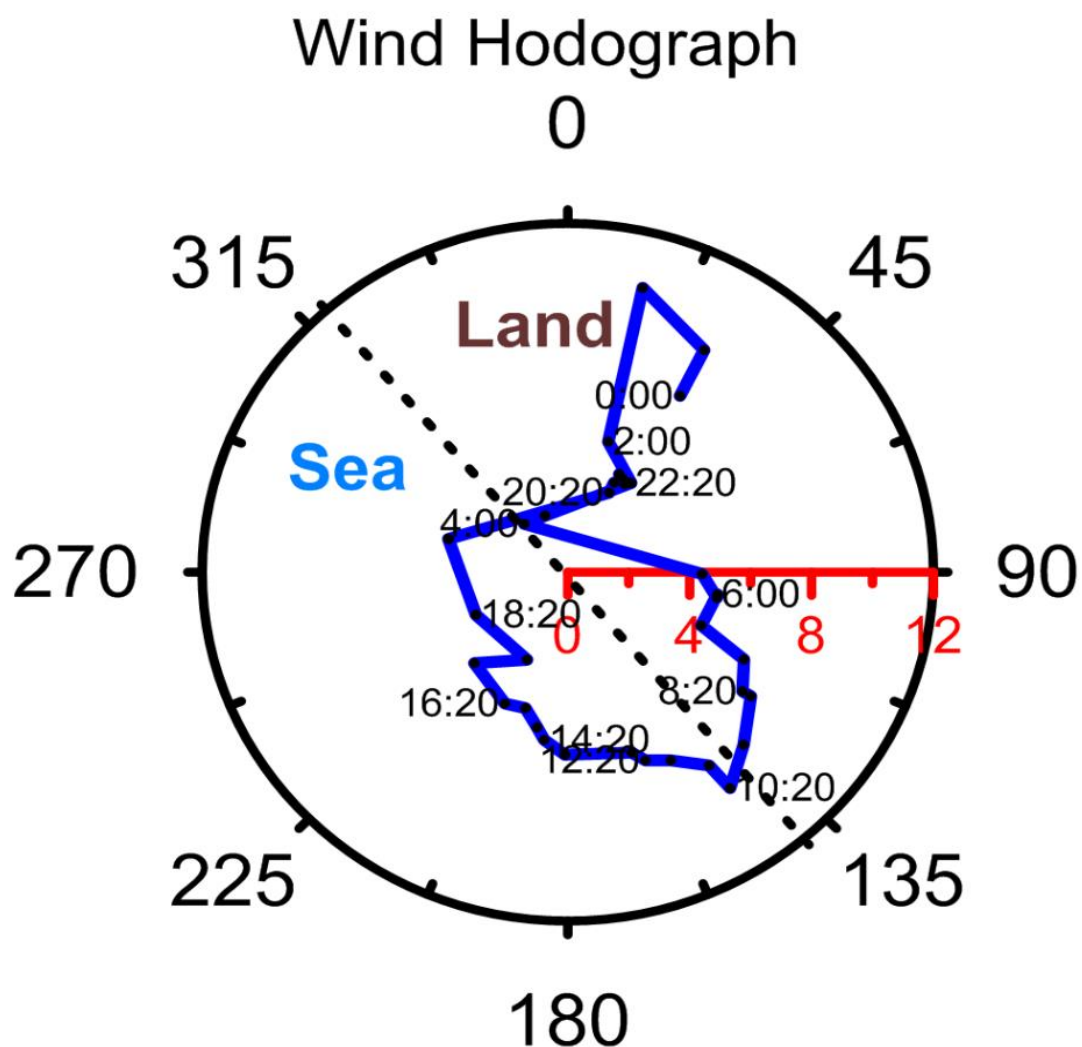


Figura 3.18: Odografo, i label indicano l'ora riferita ai parametri anemometrici, le velocità sono espresse in m/s .

L'odografo (fig. 3.18) non presenta il tipico andamento del regime di brezza; anche se le ore notturne sono caratterizzate da una rotazione oraria del vento. Infatti le ore diurne sono state distinte da una rotazione antioraria ed inoltre per gran parte della giornata il vento ha spirato da Sud disponendosi solo per un breve periodo a ponente.

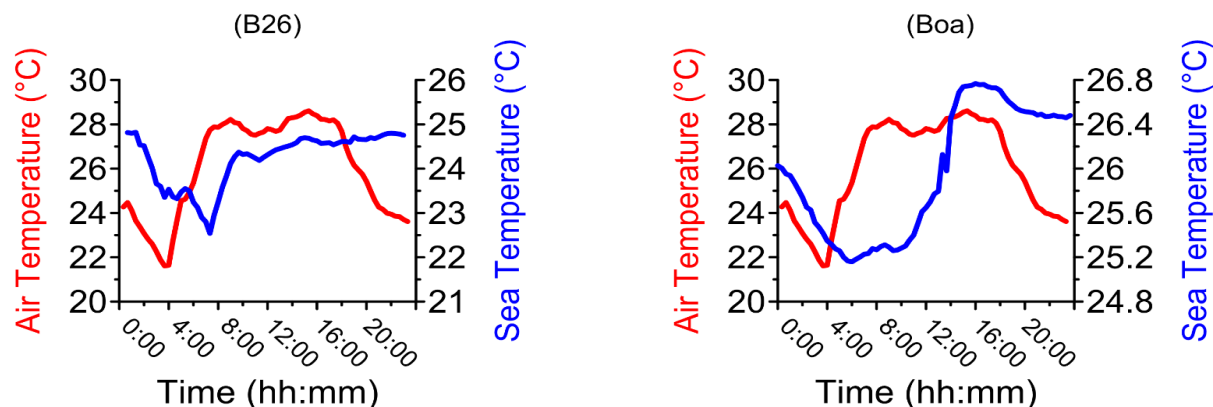


Figura 3.19: andamento della Temperatura dell'aria (in rosso) e dell'acqua (blu); la figura di sinistra è riferita alla stazione di misura B26, mentre quella di destra alla boa oceanografica.

Dall'analisi delle serie temporali di temperatura dell'aria e del mare acquisite dalle centraline di misura (fig.3.19) si osservano valori minimi alle 06:10 (25°C) e massimi alle 16:00 (26.8°C), per la boa oceanografica, mentre, per la stazione di misura B26 le minime sono di 22.5°C e le

massime di 25°C. Le temperature superficiali del mare evidenziano una diminuzione che si registra tra le 09:00 e le 10:00 a.m. di circa 0.2°C per la Boa e 1°C in B26. La differenza termica tra le due stazioni è dovuta al differente posizionamento delle stesse. L'inversione mattutina del gradiente termico è avvenuta tra le 05:00 (B26) e le 06:00 (Boa) mentre quella pomeridiana è stata registrata intorno alle 08:30.

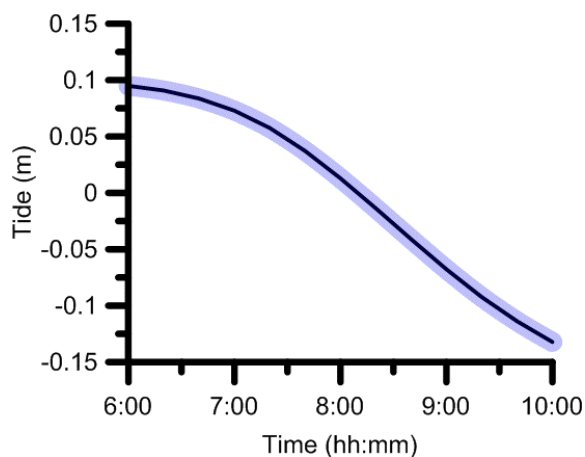


Figura 3.20: variazione mareale registrata dalla centralina di misura della rete mareografica nazionale.

La componente mareale (fig. 3.20) all'inizio delle attività (06:00) di misura presenta il picco massimo, successivamente tende a calare, diminuendo l'ampiezza di marea di 15cm (09:00).

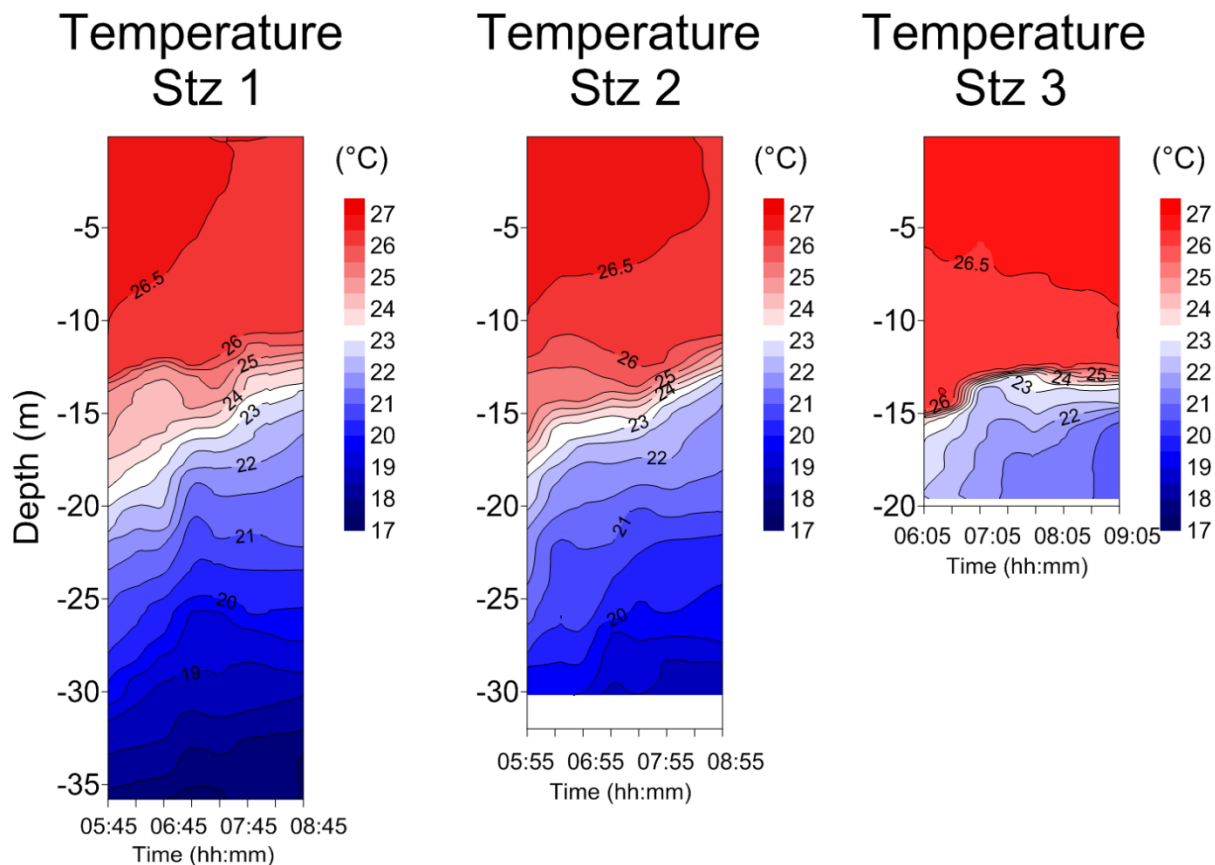


Figura 3.21: yo-yo time series di Temperatura, da sinistra: la stazione posta più a largo Stz 1, poi Stz2 ed infine la più costiera Stz 3.

La Temperatura della colonna d'acqua (fig. 3.21) presenta uno strato superficiale caratterizzato da una temperatura di circa 26°C fino alla profondità di 15m; questo è visibile in tutte le stazioni di misura, tuttavia, la più costiera a differenza delle altre, presenta un aumento di temperatura di 0.5°C tra la prima e l'ultima acquisizione, visibile dall'inclinazione delle isoterme; le altre stazioni invece mostrano un trend totalmente opposto, infatti, evidenziano una diminuzione di temperatura degli strati più superficiali di 0.5°C che per la stazione 1 avviene alle 07:30 e per la stazione 2 alle 08:00.

Inoltre, la frequenza di Brunt-Väisälä (FBV) mostra una marcata inclinazione dei valori più elevati in questo strato, che indicano un cambiamento nella galleggiabilità del mezzo (fig. 3.22).

Al di sotto dello strato mescolato si identifica una zona caratterizzata da isoterme molto ravvicinate tra loro che si ritrova alla stessa quota in tutte e tre le stazioni e presenta un gradiente termico di circa 3°C. Questo è chiaramente visibile dal diagramma della FBV che mostra i valori più elevati proprio in questa zona; i valori più elevati sono riconducibili alla stazione più costiera, che peraltro presenta la disposizione più fitta delle isoterme.

Questo strato definibile termoclino mostra nelle stazioni 1 e 2 uno spostamento maggiore di 5m tra la prima e l'ultima stazione, chiaramente visibile anche dall'analisi della FBV, nella stazione tre questo sollevamento delle isoterme è decisamente meno pronunciato, tuttavia alle 06:30 è evidente uno scalino nella disposizione delle linee di temperatura; in questa stazione il termoclino rimane confinato al disotto dei 13 m di profondità.

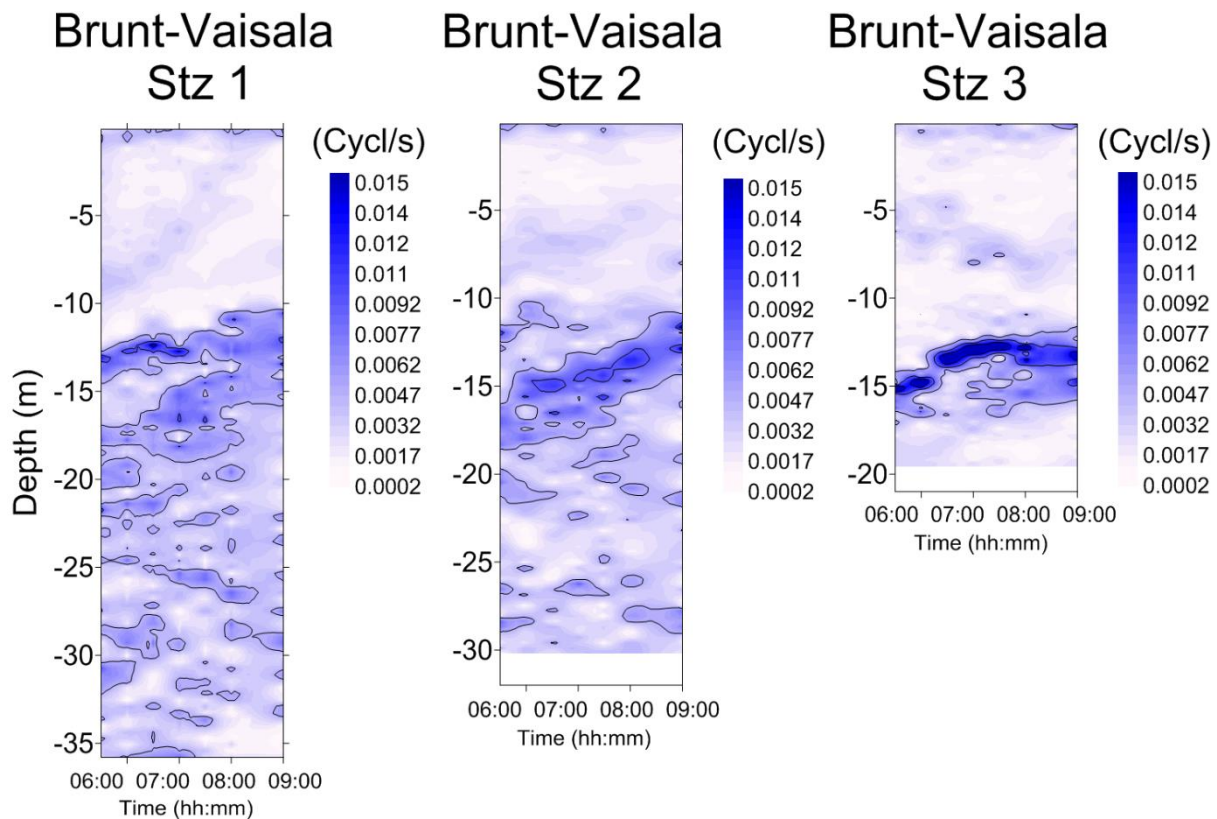


Figura 3.22: yo-yo time series relativo alla frequenza di Brunt Vaisala, da sinistra: la stazione posta più a largo Stz 1, poi Stz2 ed infine la più costiera Stz 3.

Gli strati sottostanti mostrano elevate variazioni di temperatura in tutte le stazioni. Nella prima sono osservabili variazioni termiche di circa 2°C tra i 20 e 30 m di profondità che appaiono anche nella stazione 2; la stazione costiera invece presenta al disotto del termoclino una diminuzione termica più intensa rispetto alle precedenti di circa 3°C. in entrambe le stazioni di misura.

Le diminuzioni termiche osservate caratterizzano anche gli strati più profondi della colonna d'acqua, tuttavia il decremento termico non è superiore a 1°C; quest'andamento distinto dalle isoterme inclinate verso la superficie è presente anche nei diagrammi della FVB; la stazione di largo evidenzia valori della variabile paragonabili a quelli registrati sul termoclino, che evidenziano un cambiamento significativo di densità tra gli strati.

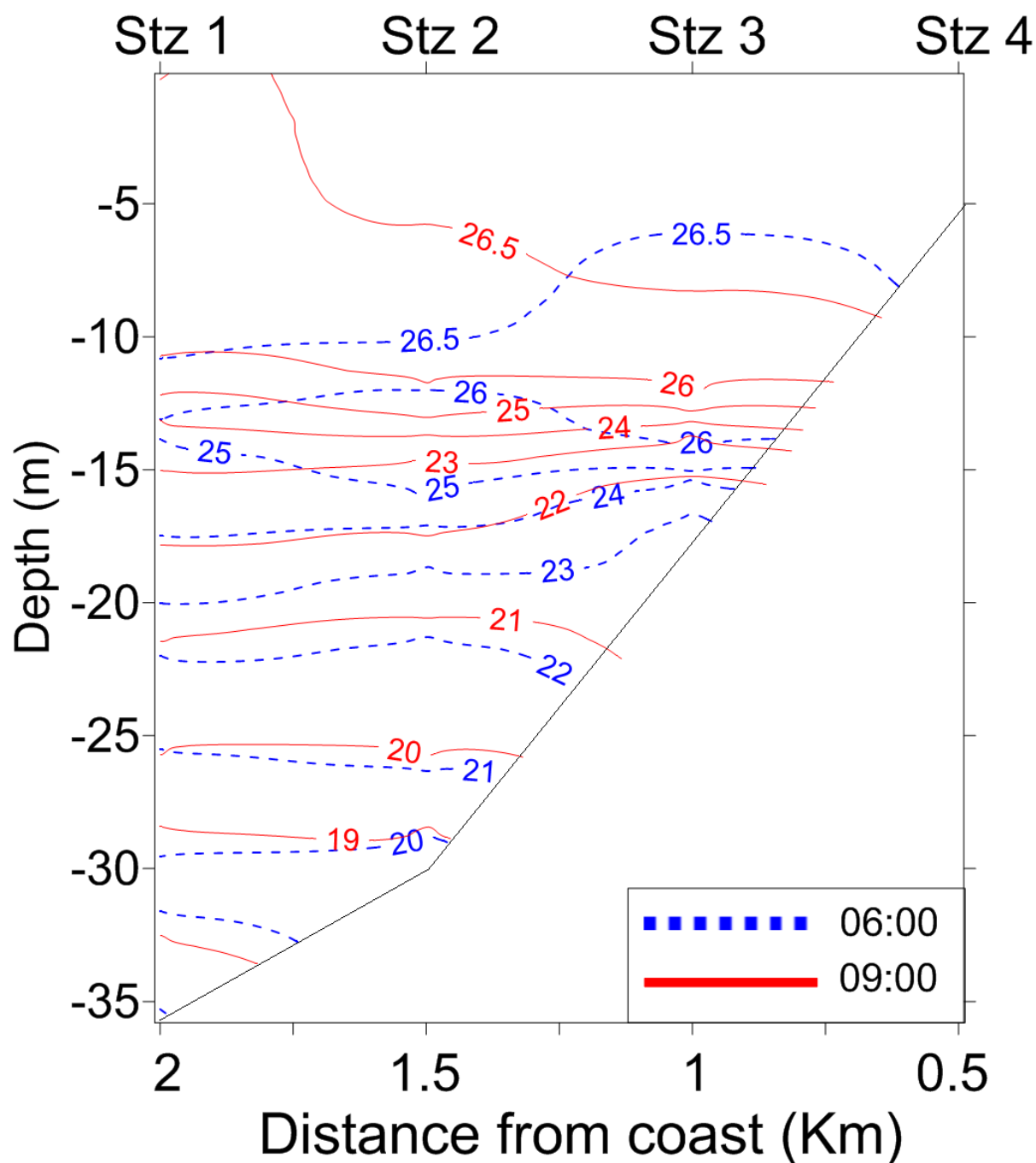


Figura 3.23: Rappresentazione delle isolinee di temperatura relative al primo (linea blu) e all'ultimo transetto (linea rossa).

La figura 3.23 mostra l'andamento termico tra il primo e l'ultimo transetto. E' evidente come vi sia una diminuzione termica di circa un grado centigrado che coinvolge gli strati più profondi; gli strati più superficiali invece evidenziano un aumento di temperatura e uno sprofondamento delle isoline.

Inoltre è evidente come in prossimità del termoclino vi sia una diminuzione termica di circa 2°C riscontrabile nelle isoterme dei 22°C e 24°C; inoltre le isoline sono chiaramente più ravvicinate nell'ultimo transetto.

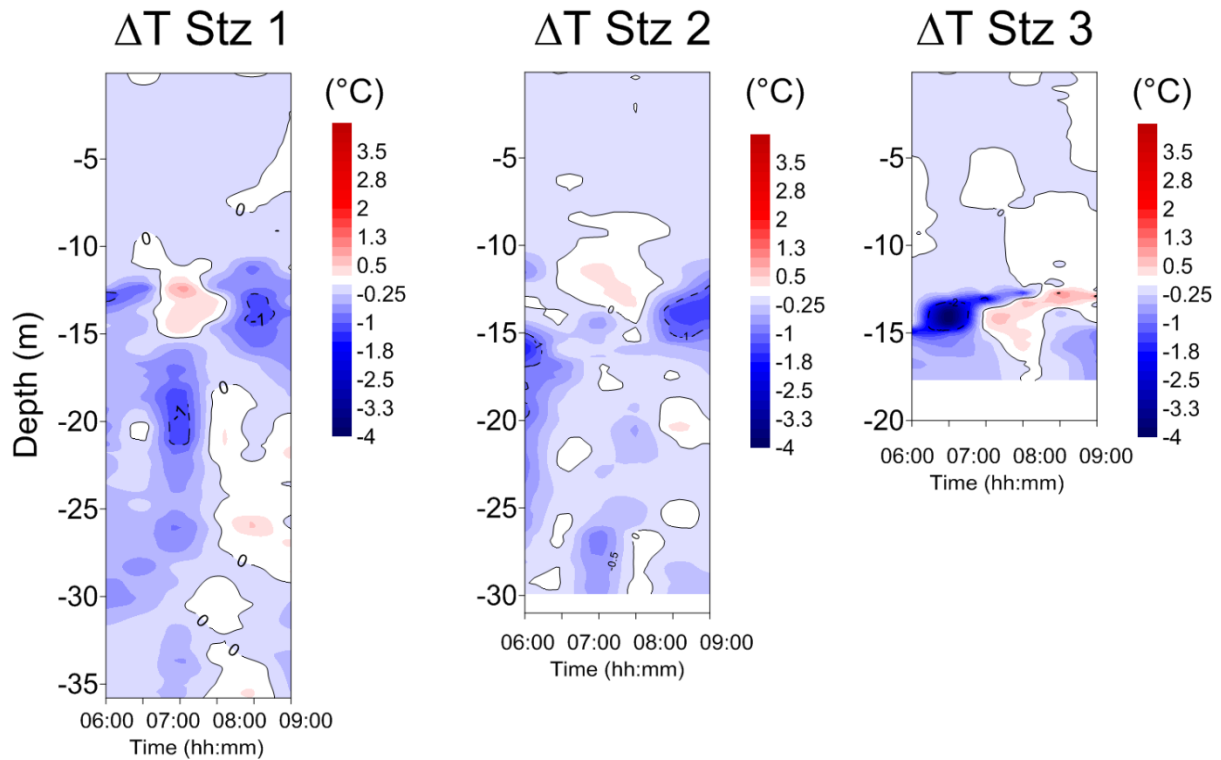


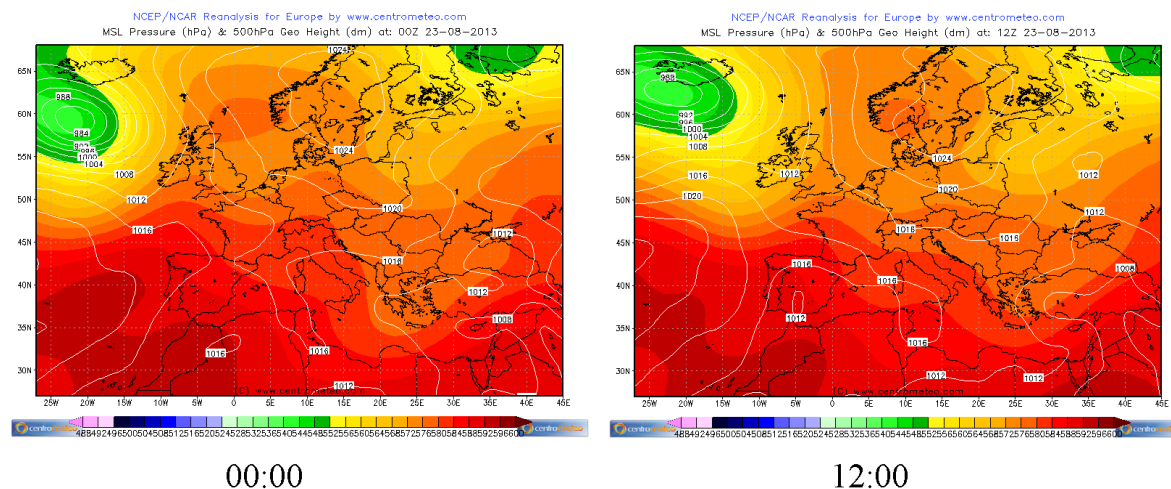
Figura 3.24: yo-yo time series relativo alla frequenza di Brunt Vaisala, da sinistra: la stazione posta più a largo Stz 1, poi Stz2 ed infine la più costiera Stz 3.

Il raffreddamento osservato nella giornata di misura è chiaramente evidente nel diagramma rappresentante l'anomalia termica (fig. 3.24). I valori maggiori sono riscontrati al disotto del termoclino, nella stazione più costiera (-4 °C); tra le 08:00 e le 09:00 è evidente un aumento di temperatura che coinvolge gli strati al disotto dei 20m.

In prossimità del termoclino è visibile un incremento termico che avviene tra le ore 07:00 e le ore 08:00 in Stz 1 e Stz 2 e tra le 07:30 e le 08:30 in Stz 3.

3.2.4 23/08/2013

L'Anticiclone delle Azzorre è defilato in aperto oceano con i massimi pressori piuttosto sbilanciati verso nord (fig. 3.25).



Il giorno 23/08/2013 presenta una circolazione atmosferica (fig.3.26) riconducibile in parte al regime di brezza; le ore notturne sono contraddistinte da venti che spirano ortogonalmente alla linea di costa, verso largo con velocità inferiori ai 3m/s. La direzione del vento subisce una rotazione verso i quadranti meridionali alle 07:30, orientandosi a 130°N alle 08:00 fino a disporsi a 220°N a mezzogiorno.

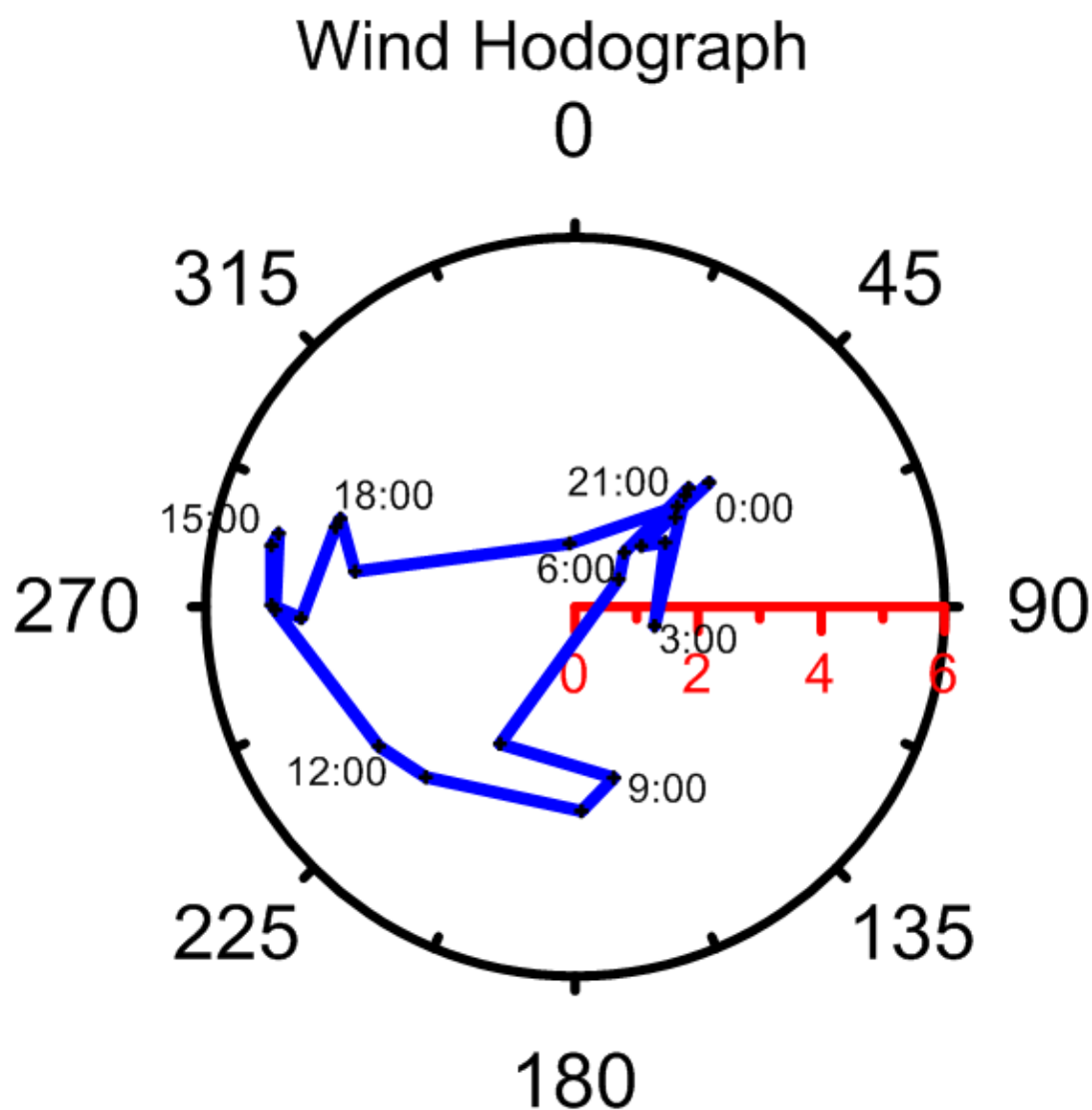


Figura 3.27: Odografo, i label indicano l'ora riferita ai parametri anemometrici, le velocità sono espresse in m/s.

La rotazione avviene bruscamente infatti in meno di un'ora il vento inverte la direzione di circa 180°. Nelle ore pomeridiane la direzione del vento si orienta a ponente fino all'inversione che si verifica alle 20:30, quando ruota fino a 45°N spirando sino al termine della giornata.

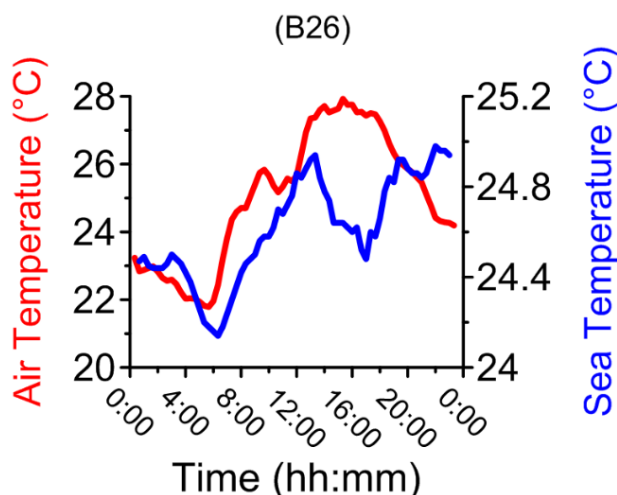


Figura 3.28: andamento della Temperatura dell'aria (in rosso) e dell'acqua (blu); la figura è riferita alla stazione di misura B26.

La rotazione del vento avviene in senso orario e le velocità maggiori sono registrate durante le ore pomeridiane (fig. 3.27).

La temperatura superficiale del mare presenta valori compresi tra 24°C e 25°C e rimane maggiore rispetto a quella dell'aria fino alle 07:30, la seconda inversione termica si registra alle 21:00 (fig. 3.28). Il cambio di direzione del vento e la variazione del gradiente termico aria-acqua, mostrano tempistiche

simili, con un lag time di circa 30 minuti, più accentuato nella seconda inversione.

La temperatura del mare mostra una doppia oscillazione nel corso della giornata con i picchi minimi che si registrano alle 07:00 (WD 45°N) e alle 18:00 (WD 300°N).

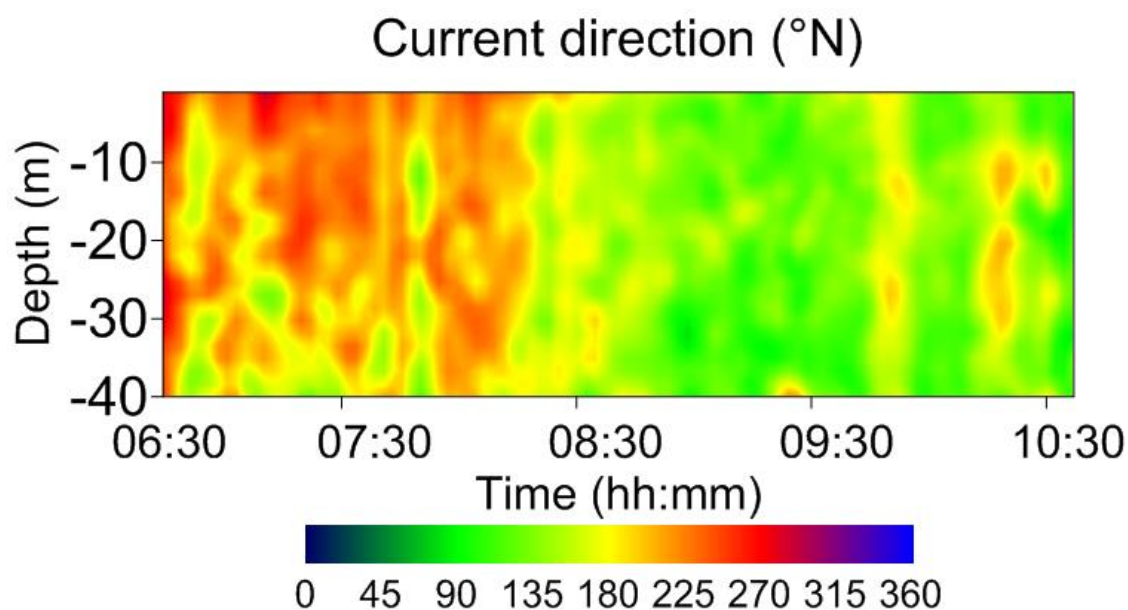


Figura 3.29: Direzione della corrente misurata tramite ADCP.

La corrente superficiale (fig.3.29) tra le 06:30 e le 08:30 si dirige ortogonalmente a costa in direzione 250°N; negli strati profondi si osserva una direzione della corrente che tende a ruotare verso i 180°/140°. Successivamente, in tutta la colonna d'acqua, è evidente una corrente che fluisce verso costa. Tra le 09:30 e il termine delle acquisizioni, sono osservabili dei cambiamenti nella direzione della corrente tra i 15m e i 35m di profondità.

La direzione della corrente superficiale è fortemente influenzata dalla direzione del vento. Durante la prima fase delle misure, la corrente e il vento presentano direzioni molto simili: 45°N per il vento e 250°N per la corrente, con quest'ultima che devia di 25° rispetto allo spirare della brezza. Quando il vento spira dai quadranti meridionali, si osserva che la direzione della corrente presenta un angolo di deviazione di circa 60°N. Inoltre la coerenza tra corrente e vento è evidente nell'orario di inversione di direzione delle stesse (07:30 WD/ 08:00 SC).

Le velocità della corrente (fig.3.30) presentano valori compresi tra i 6 cm/s e i 50 cm/s.

I valori più elevati si ritrovano negli strati superficiali; dalle velocità nella colonna d'acqua si possono identificare tre strati distinti, quello superficiale fino ai 5m (rosso) di profondità che permane fino alle 08:30; uno intermedio (verde) tra i 5m e i 10m e l'ultimo al disotto dei 10m, caratterizzato da velocità inferiori ai 10 cm/s (blu).

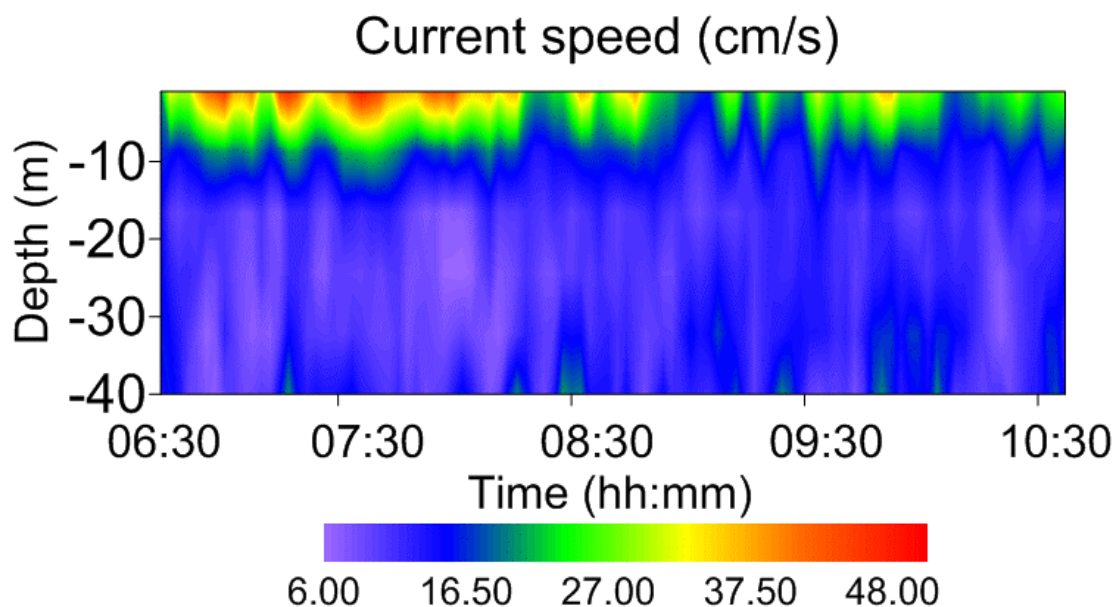


Figura 3.30: velocità della corrente.

Negli strati superficiali sono osservabili delle oscillazioni di velocità che si accentuano dalle 09:00.

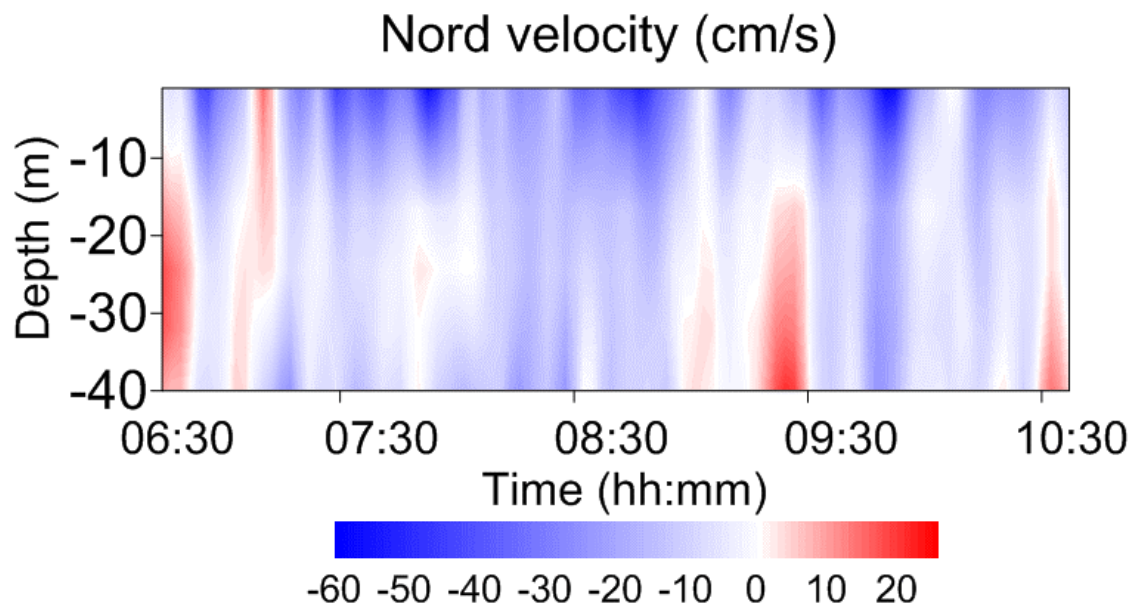


Figura 3.31: componente meridionale le velocità sono espresse in cm/s.

La componente meridionale delle velocità presenta valori negativi (fig.3.31), intensi negli strati superficiali e meno pronunciati in prossimità del fondo; saltuariamente si osservano velocità positive in tutta la colonna d'acqua, le più evidenti sono quelle che avvengono alle tra le 09:00 e le 09:30.

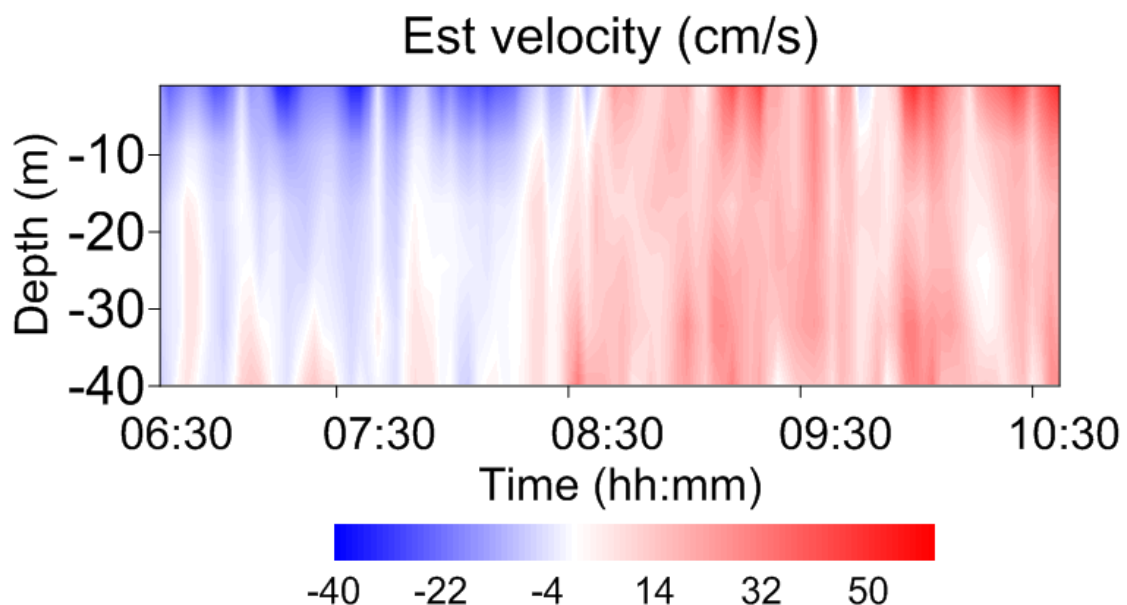


Figura 3.32: componente zonale, le velocità sono espresse in cm/s. (cap. 3.1.3).

La componente zonale (fig.3.32) delle velocità evidenzia due distinte situazioni caratterizzate da velocità negative fino alle 08:30 e positive per il resto delle misure in tutta la colonna d'acqua. Le velocità maggiori sono misurate in superficie, quelle positive presentano i valori maggiori di 50 cm/s. Nella prima fase delle acquisizioni si notano picchi di velocità positive negli strati profondi, il più accentuato è registrato alle 06:45.

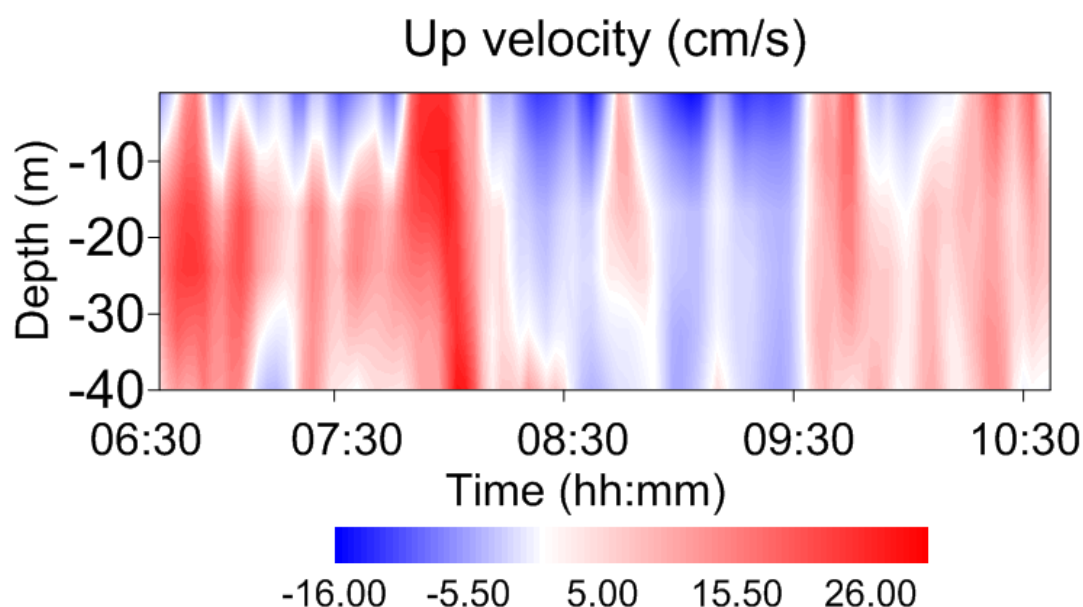


Figura 3.33: componente verticale, le velocità sono espresse in cm/s.

Per quanto riguarda le velocità lungo la colonna d'acqua (fig.3.33) è evidente un'alternanza tra velocità positive e negative. Le prime sono riscontrate tra le 06:30 e le 08:00 e tra le 09:30 e la fine delle acquisizioni; quelle negative sono evidenti tra le 08:30 e le 09:30 e inoltre dominano gli strati superficiali. In questi è possibile osservare oscillazioni tra le due velocità soprattutto nella fase iniziale delle misure. L'analisi della temperatura in colonna d'acqua (fig.3.34) mostra uno strato mescolato di 10m caratterizzato da una temperatura di 25°C; il resto della colonna d'acqua presenta una marcata stratificazione, tipica della stagione estiva. Osservando le differenze termiche tra la prima e l'ultima acquisizione è possibile osservare un sollevamento delle isoterme tra i 10m i 15 m di profondità mentre negli strati profondi al disotto dei 30 m la tendenza si inverte.

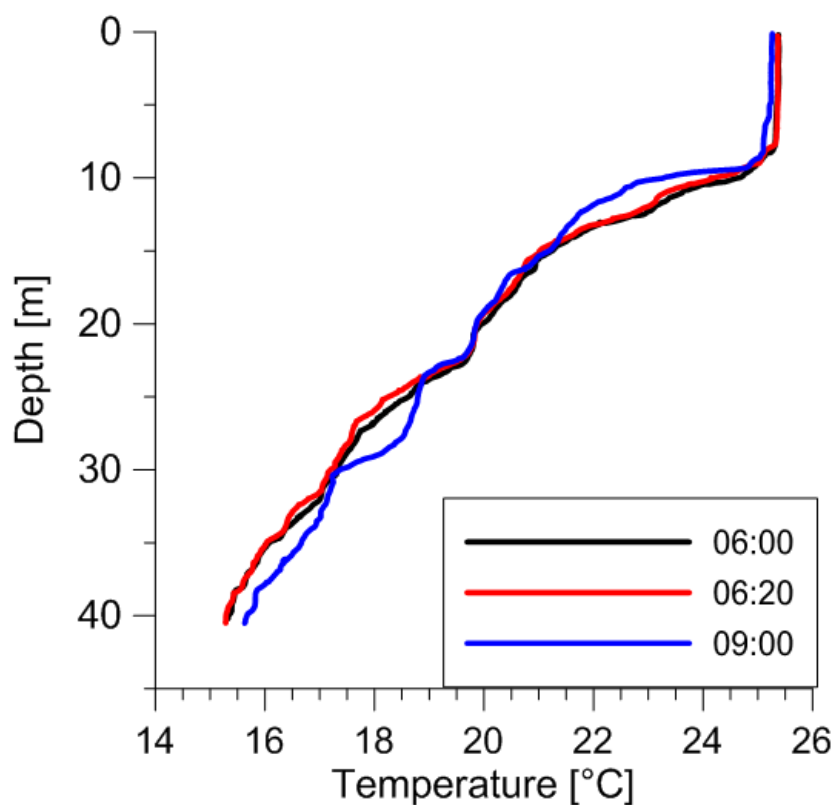


Figura 3.34: yo-yo time series di Temperatura.

La temperatura misurata alla profondità di 20 m (fig.3.35) presenta un andamento stabile tra l'inizio delle misure e le 09:30; successivamente si nota dapprima un raffreddamento di circa 0.5°C poi alle 10:00, vi è un aumento di 0.25°C di temperatura che successivamente diminuisce fino ai 20.2°C. La marea raggiunge la massima ampiezza alle 09:00 e tende a diminuire con il termine delle misure.

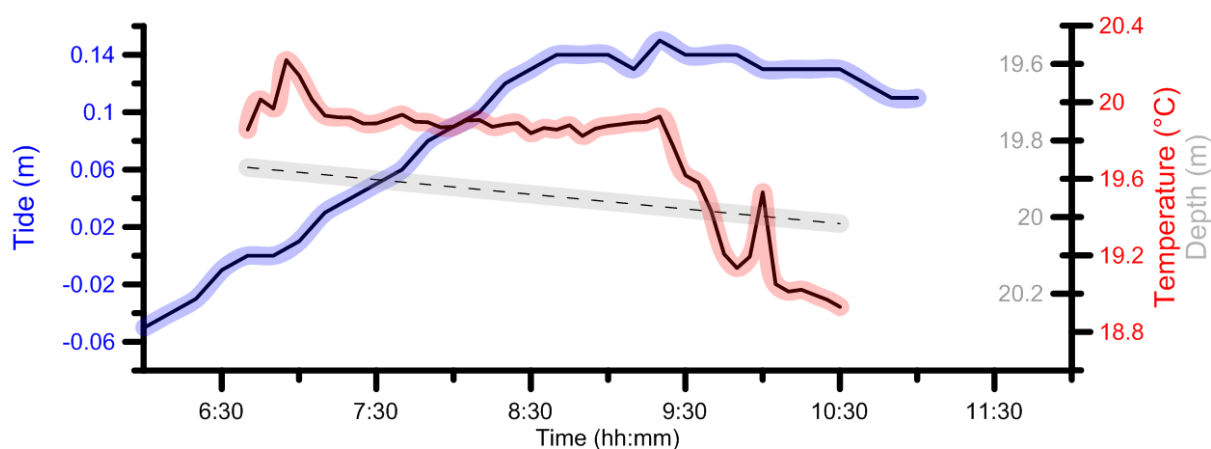


Figura 3.35: time series registrata a 16m di profondità di Temperatura(rosso) e profondità (grigio). In blu la variazione mareale registrata dalla centralina di misura della rete mareografica nazionale.

3.2.5 04/09/2013

In figura 3.36 si nota come ad eccezione della Russia, tutta l'Europa è sotto l'egida dell'Anticiclone atlantico in una configurazione tipica del periodo in esame.

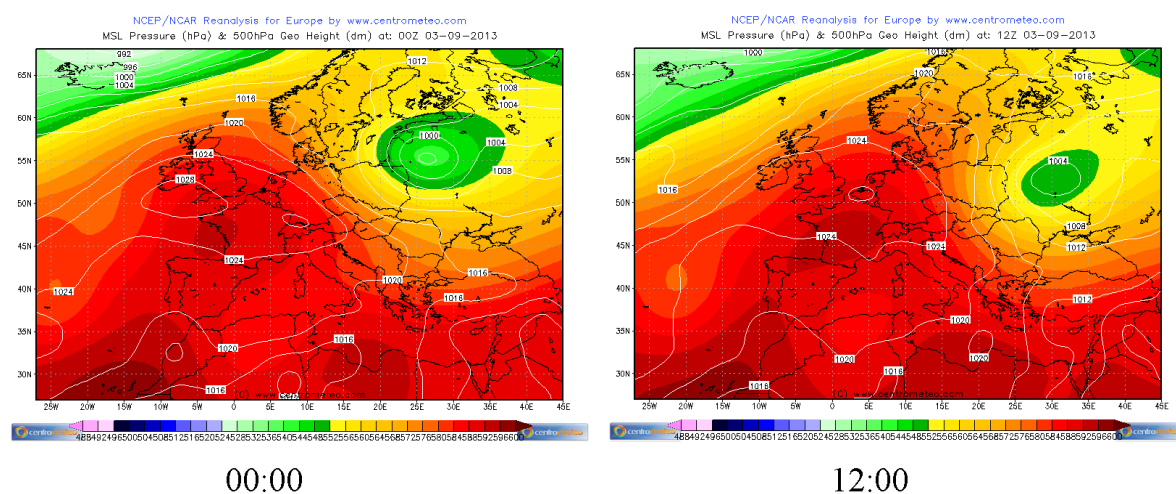


Figura 3.36: Mappe bariche riferite al giorno in cui sono state effettuate le misurazioni oceanografiche.

I massimi barici, sia al suolo che in quota, sono collocati sull'Europa occidentale, in particolare tra Francia e Benelux. Lacuna barica in quota in prossimità del Mare di Alboran. Sul Mediterraneo tempo estivo con debole ventilazione dai quadranti settentrionali. Regimi di brezza lievemente attenuati nelle ore diurne lungo il Tirreno. Possibilità di cumulogenesi sulle zone interne del Centro-Sud con sconfinamenti costieri serali sul medio-basso Tirreno e sulla Isole Maggiori

La campagna di misura è stata effettuata il 4 Settembre 2013 a bordo di un'imbarcazione ancorata alla batimetrica di 40m. (Stz 1)

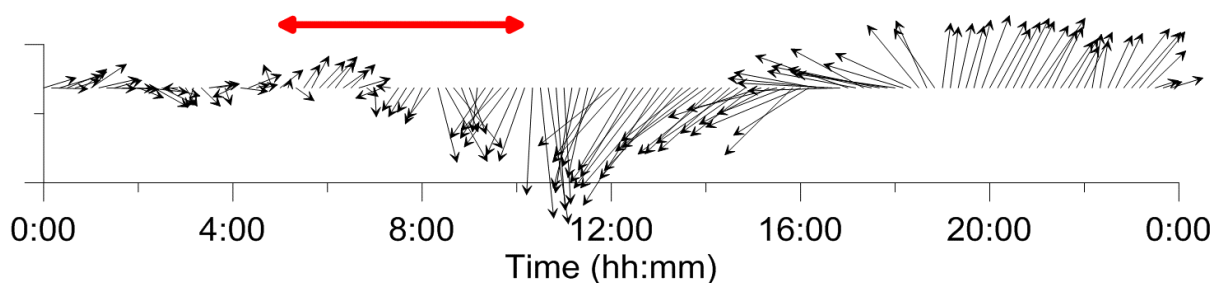


Figura 3.37: Stick plot del vento riferito al giorno in cui sono state effettuate le misurazioni oceanografiche, la linea rossa rappresenta il periodo delle acquisizioni.

Questo giorno mostra un andamento del regime anemometrico riconducibile al fenomeno di brezza (fig. 3.37); dall'odografo (fig. 3.38) è possibile notare un trend giornaliero ciclico, con venti provenienti da N-E durante il periodo notturno e venti di maggiore intensità provenienti da S-W durante il dì.

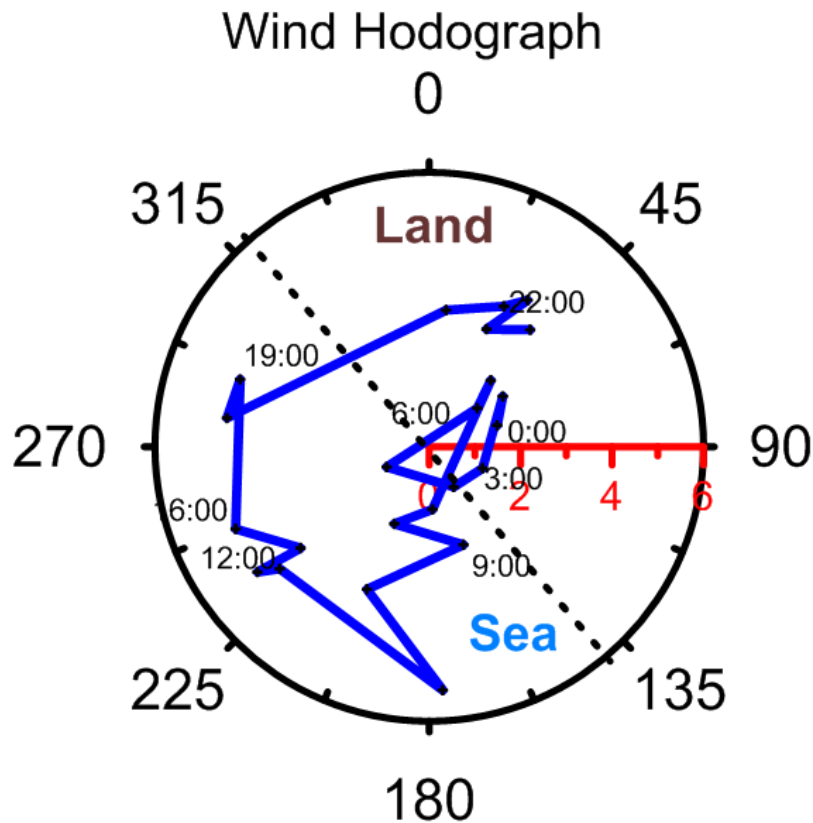


Figura 3.38: Odografo, i label indicano l'ora riferita ai parametri anemometrici, le velocità sono espresse in m/s.

Tuttavia, la brezza di notte ha subito una rotazione verso i 100°N tra le 03:00 e le 04:00, successivamente questa si è orientata in direzione NO con velocità di circa 2 m/s. In figura 3.39 viene mostrata la comparazione tra l'andamento della temperatura del mare e quello dell'aria; nelle ore notturne la temperatura del mare risulta essere maggiore di quella dell'aria, mentre di giorno il trend si inverte.

Nel diagramma si nota che i due punti in cui avviene l'inversione termica (h07:30 e h19:30AP/20:30B26) non risultano essere coincidenti con l'inversione del vento.

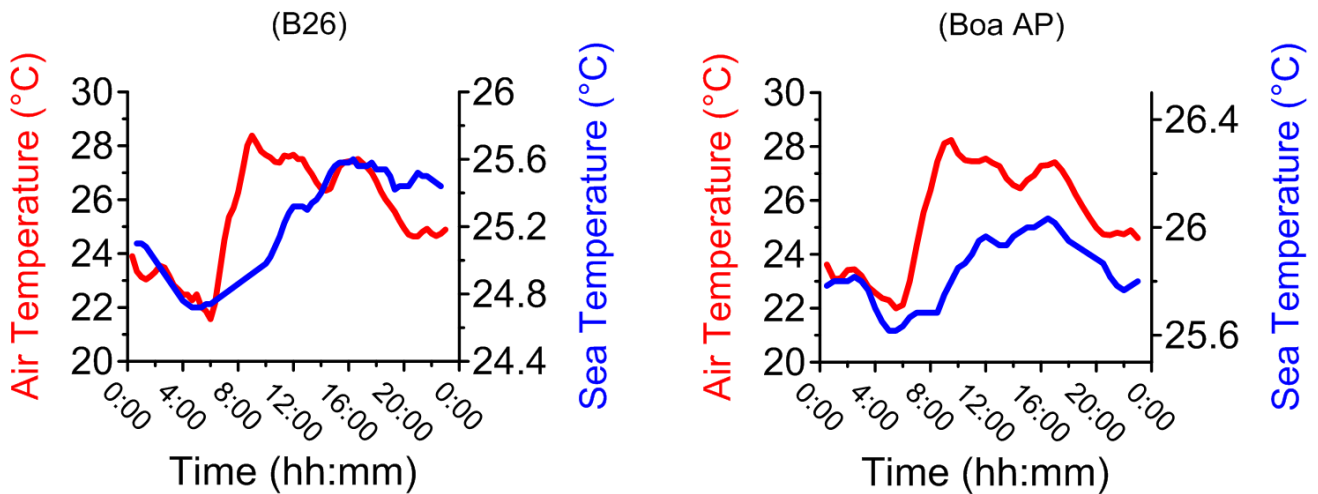


Figura 3.39: andamento della Temperatura dell'aria (in rosso) e dell'acqua (blu); la figura di destra è riferita alla stazione di misura B26, quella di sinistra RT.

La campagna di caratterizzazione della colonna d'acqua è stata effettuata tra le h 06:00 e le h 11:00, quando termina la brezza di terra e comincia a spirare la brezza di mare. La direzione di provenienza del vento era compresa tra 150°N e 200°N; dall'analisi dei dati correntometrici (fig. 3.40.e fig. 3.41) è evidente come il vento forzi le dinamiche della colonna d'acqua, infatti, i primi 10 metri presentano una direzione ruotata di 60° rispetto a quella del vento, compresa tra i 90°N e i 135°N con velocità di 20 e 25 cm/s che suggeriscono un trasporto superficiale di Ekman.

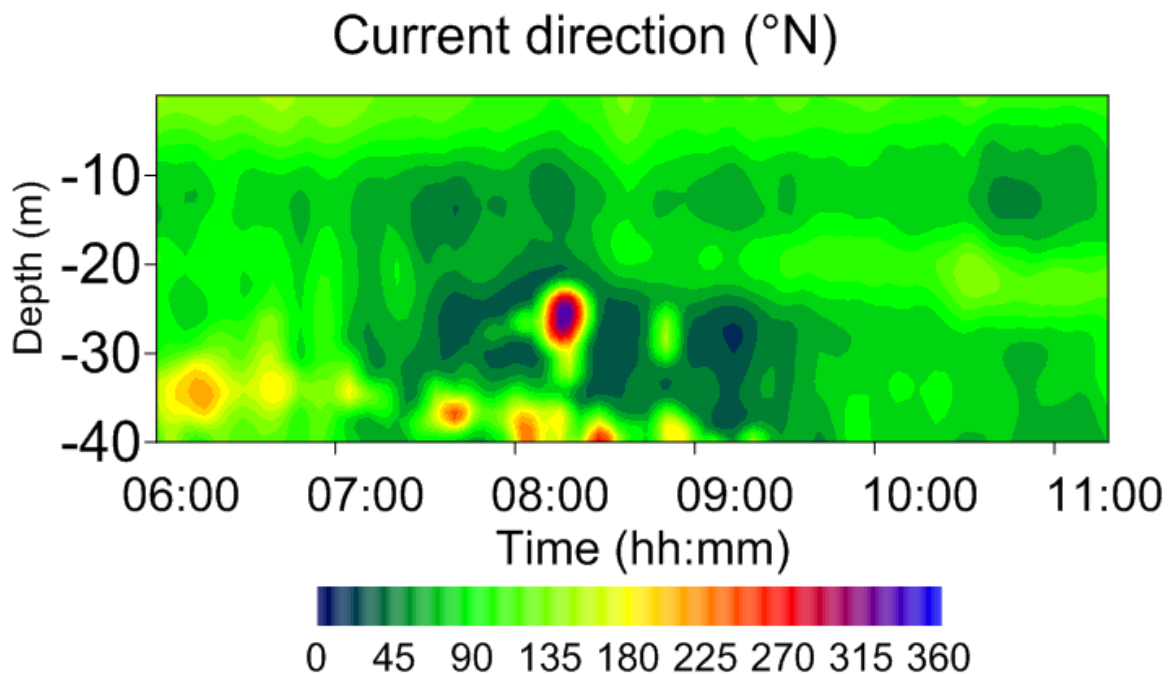


Figura 3.40: Direzione della corrente misurata tramite ADCP.

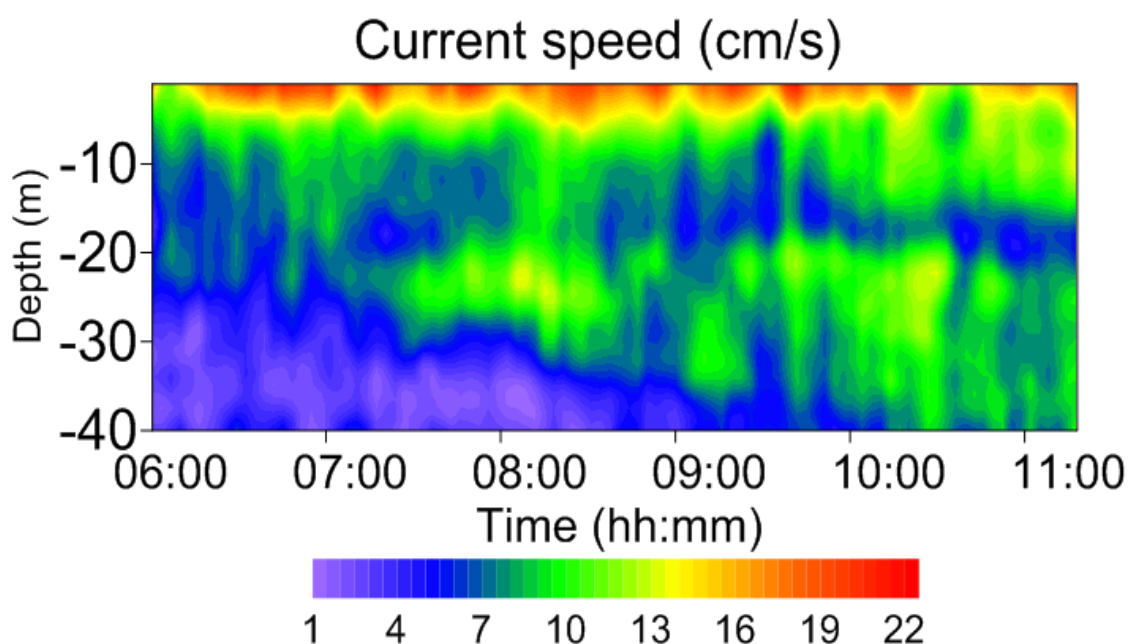


Figura 3.41: velocità della corrente.

L'elevato discostamento dell'angolo tra la corrente superficiale e il vento, decisamente maggiore rispetto ai 45° , è presumibilmente dovuto alla posizione di Capo Linaro che tende, per effetto del fondo, ad accentuare la rotazione della corrente.

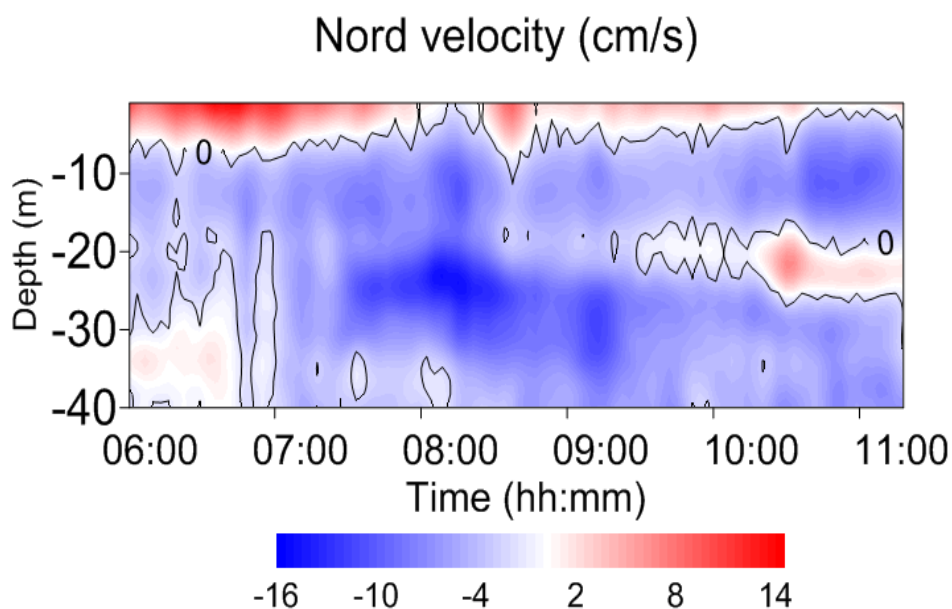


Figura 3.42: componente meridionale le velocità sono espresse in cm/s.

Gli strati inferiori della colonna d'acqua mostrano alle ore 08:30 una rotazione della corrente in senso orario; le velocità negli strati sottostanti risultano essere inferiori rispetto allo strato superficiale e sono comprese tra 5 e 10 cm/s (fig. 3.36). Dal diagramma delle velocità è

possibile osservare un aumento di queste a 20m di profondità alle 07:30 con un aumento alle ore 09:30 fino agli strati inferiori che permane fino al termine delle acquisizioni. La componente meridionale (fig. 3.40) della velocità mostra valori positivi per gli strati superficiali che tendono successivamente a diminuire; si nota la presenza di velocità positive tra le 10:30 e le 11:00 alla profondità compresa tra i 20 e i 30 m.

La componente negativa predomina sulla direzione della corrente con le velocità che si intensificano tra le ore 07:30 e le 09:30 soprattutto tra i 20m e i 30m di profondità.

Nell'interfaccia tra le due velocità ($v = 0$) sono osservabili oscillazioni particolarmente accentuate tra le 06:00 e le 07:00 che si affievoliscono sino a scomparire alle ore 08:00; successivamente, è evidente un impulso della componente positiva fino alla profondità di 10m; queste tendono poi a scomparire verso le 10:30. Il vento proveniente dai quadranti meridionali tende a orientare la corrente verso costa; la componente zonale presenta valori positivi ($>20\text{cm/s}$) su tutta la colonna d'acqua e le velocità sono maggiori in superficie e diminuiscono negli strati inferiori. Alle 08:30 si osserva tra i 20m e i 30m di profondità un aumento della componente negativa.

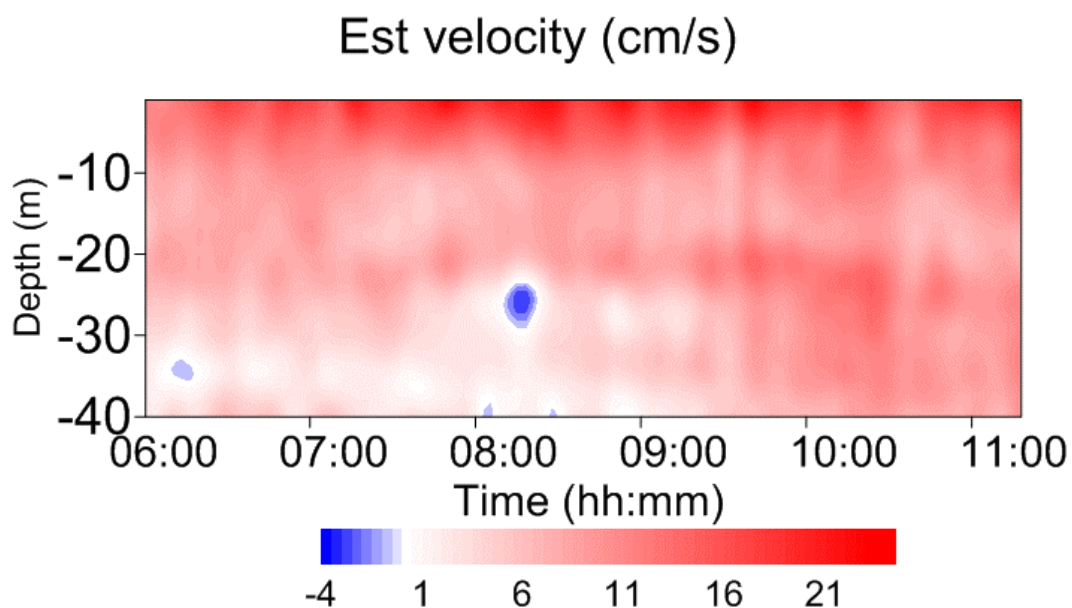


Figura 3.41: componente zonale, le velocità sono espresse in cm/s.

Le velocità lungo la colonna d'acqua (UP) presentano valori positivi tra i 5m e i 15m di profondità in tutto l'intervallo di misure (fig. 3.42), inoltre, queste aumentano tra le 07:30 e le 10:30 al disotto dei 20m di profondità con valori massimi di 13cm/s . La componente negativa è osservabile negli strati superficiali della colonna d'acqua, inoltre sono evidenti oscillazioni della stessa. Tra le ore 06:00 e le 07:00 si osserva un aumento delle velocità negli strati, in

prossimità del fondo; tra le 09:30 e il termine delle acquisizioni alla profondità di 20 m si rilevano aumenti di velocità che presentano valori maggiori di 10 cm/s.

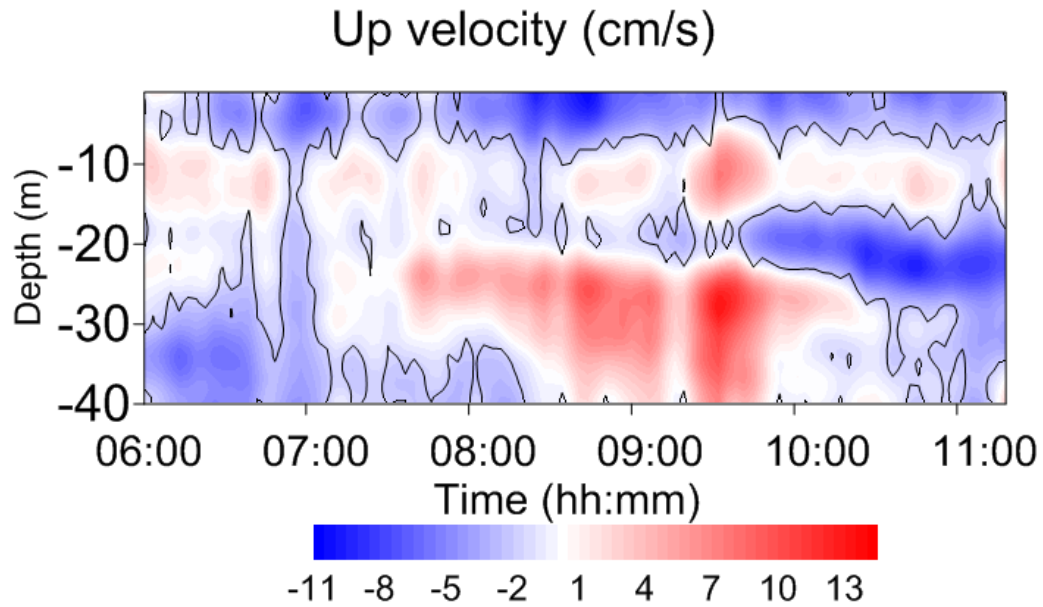


Figura 3.42: componente verticale, le velocità sono espresse in cm/s.

L'azione del vento incide anche sulle variazioni che caratterizzano la colonna d'acqua, così come è possibile osservare nelle figura 3.43 e 3.44.

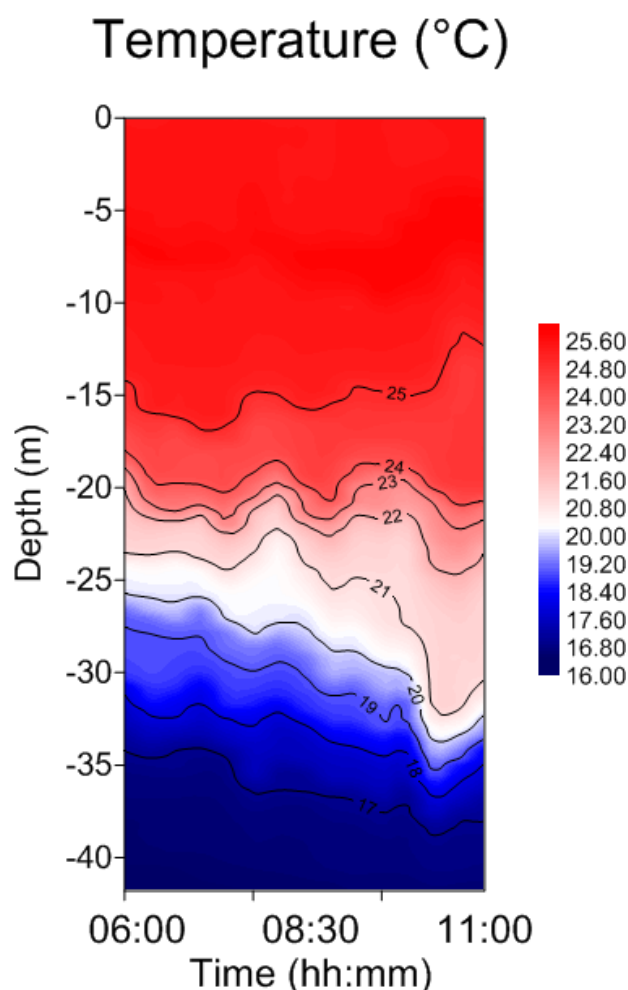


Figura 3.43: yo-yo time series di Temperatura.

La colonna d'acqua presenta un marcato strato mescolato che si estende sino ai 20m di profondità caratterizzato da una temperatura di 25°C per i primi 15m e a 24°C per i seguenti (fig. 3.43). Tra i 20m e i 22m al disotto della superficie si osservano i valori più elevati della frequenza di Brunt-Väisälä (fig. 3.44), che presentano un andamento ondulatorio. Il gradiente termico in questo strato è di 2°C. Al disotto si osserva un decremento della temperatura con valori minimi di 16°C a 42m di profondità.

Il trend termico evidenzia tra le 10:00 e le 11:00 un incremento di 2.5°C al disotto dei 25 m dovuto allo sprofondamento delle acque soprastanti; inoltre, la disposizione delle isoterme suggerisce la rapidità dello spostamento verso il basso della massa d'acqua sovrastante. Il riscaldamento è visibile anche dal diagramma del gradiente termico (fig. 3.44), dove è evidente un aumento dei valori di temperatura di 2°C tra i 20 e i 35m di profondità.

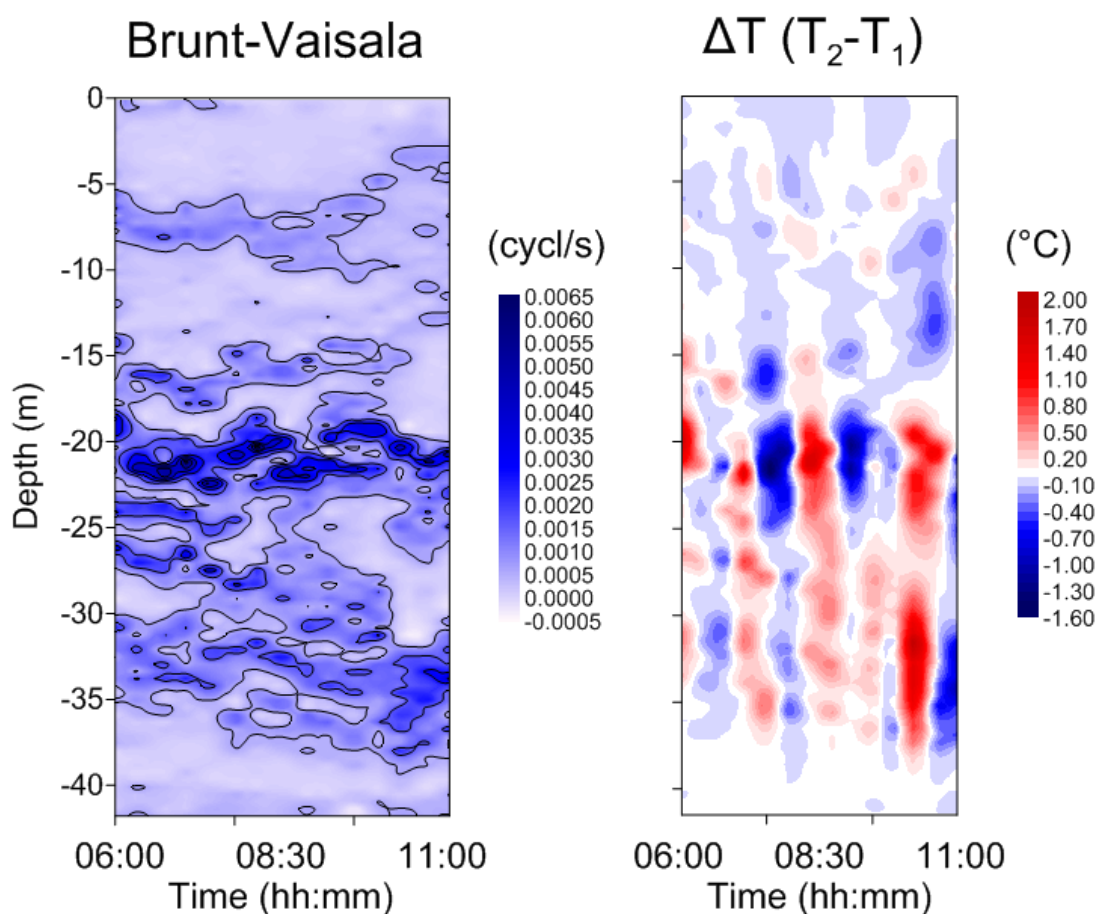


Figura 3.44: yo-yo time series di frequenza di Brunt Vaisala (destra) e gradiente termico (sinistra), l'asse y della figura è riferito a quello della figura adiacente.

I processi di sprofondamento sono evidenti tra i 30m e i 40m anche nel diagramma che rappresenta la frequenza di Brunt-Väisälä (fig. 3.41); sia nell'inclinazione delle isoline che nei valori elevati paragonabili a quelli osservati sul termocline. L'aumento di temperatura, seppur modesto è osservabile anche negli strati in prossimità del fondo; presentando tra il primo e l'ultimo profilo una differenza di circa 0.5°C.

Il gradiente termico presenta un'alternanza tra fase di riscaldamento e raffreddamento ben evidente tra i 20m e 25m di profondità, che è osservabile fino agli strati più profondi. Tra le 10:00 e le 11:00, si osserva nello strato superficiale un decremento termico di 1°C.

Le oscillazioni osservate in prossimità del termocline sono visibili anche dal grafico della temperatura misurata in continuo alla profondità di 15 m, i valori sono compresi tra i 24.7°C e i 25.3°C, le due serie temporali identificano lo stesso trend.

La marea durante le acquisizioni presenta una fase di picco positiva ed alle ore 08:00 comincia a diminuire (fig. 3.45).

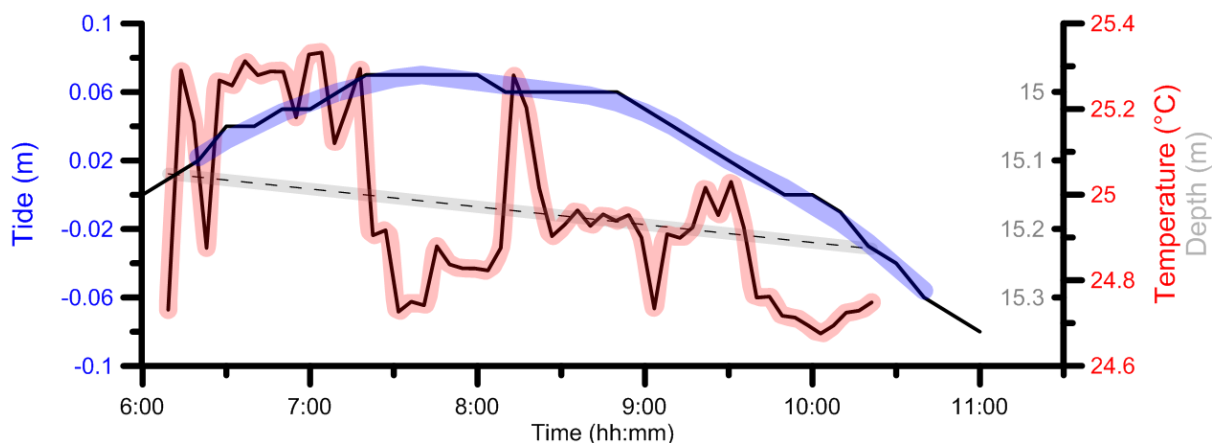


Figura 3.45: time series registrata a 16m di profondità di Temperatura(rosso) e profondità (grigio). In blu la variazione mareale registrata dalla centralina di misura della rete mareografica nazionale.

3.2.6 22/08/2014

Il quadro sinottico in quota in Europa è determinato dalla presenza di un letto di correnti occidentali, che fluiscono tra una profonda ed estesa area depressionaria a nord del cinquantesimo parallelo ed una robusta cellula anticiclonica di matrice subtropicale che agisce sul Nord Africa ed il Mediterraneo centro-meridionale (fig. 3.46).

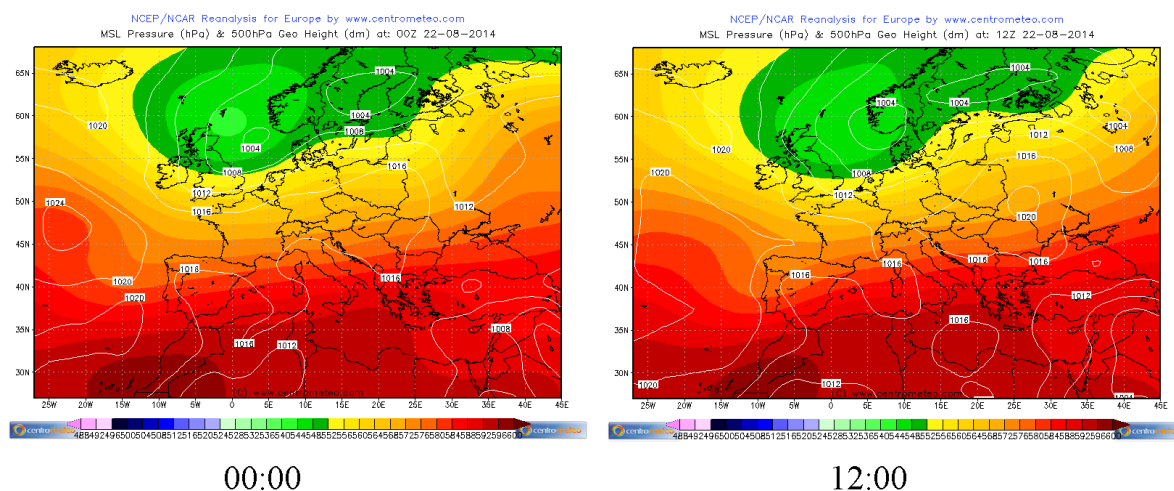


Figura 3.46: Mappe bariche riferite al giorno in cui è sono state effettuate le misurazioni oceanografiche.

L'Anticiclone delle Azzorre è piuttosto defilato in Atlantico e non riesce ad estendersi verso l'Europa, tuttavia la pressione al suolo sul Mediterraneo è livellata ed il tempo resta discreto, specie al Centro-Sud e sulla Sardegna, con ventilazione a regime di brezza, più attiva nelle ore diurne grazie a rinforzi sinottici dai quadranti occidentali; maggiori disturbi, specie nelle aree interne, sulle regioni settentrionali, specie sull'Arco Alpino.

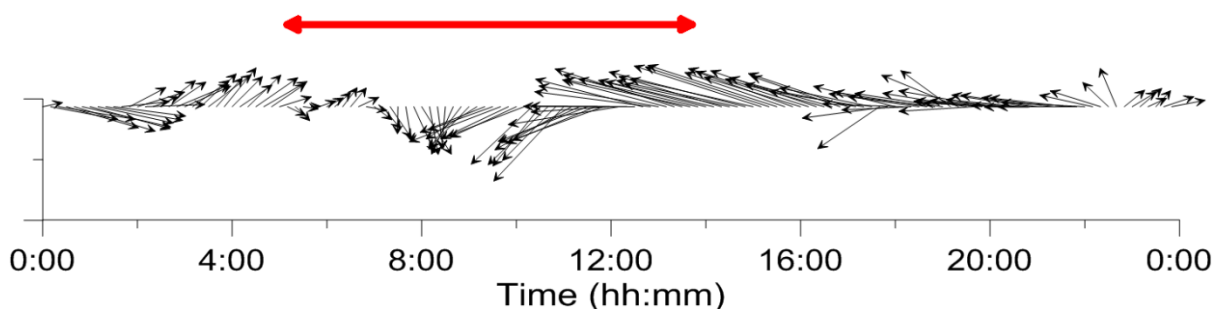


Figura 3.47: Stick plot del vento riferito al giorno in cui sono state effettuate le misurazioni oceanografiche, la linea rossa rappresenta il periodo delle acquisizioni.

La campagna di misura ha avuto luogo tra le ore 06:00 e le 14:00. In questa giornata, a causa di un malfunzionamento del pacco batterie esterno l'ADCP non ha acquisito dati tra le ore 08:25 e le ore 09:05.

Le prime ore della giornata sono state caratterizzate da un vento proveniente da 100°N che, verso le 02:00 ha ruotato in senso antiorario verso i 45° N, direzione tipica della brezza di terra (fig. 3.47).

Questa ha spirato con velocità di circa 2.5 m/s fino alle 06:00, quando le velocità del vento hanno raggiunto i valori minimi. Tra le 06:00 e le 07:00 è stato registrato un aumento della velocità della stessa che ha compiuto l'inversione definitiva verso i quadranti meridionali alle 07:30. Nella prima mattinata il vento ha spirato con un'intensità di circa 3 m/s (fig. 3.48) parallelamente alla costa verso nord; alle 11:00 questo spira ortogonalmente a costa con direzioni di provenienza comprese tra 200°N e 280°n fino al termine delle acquisizioni.

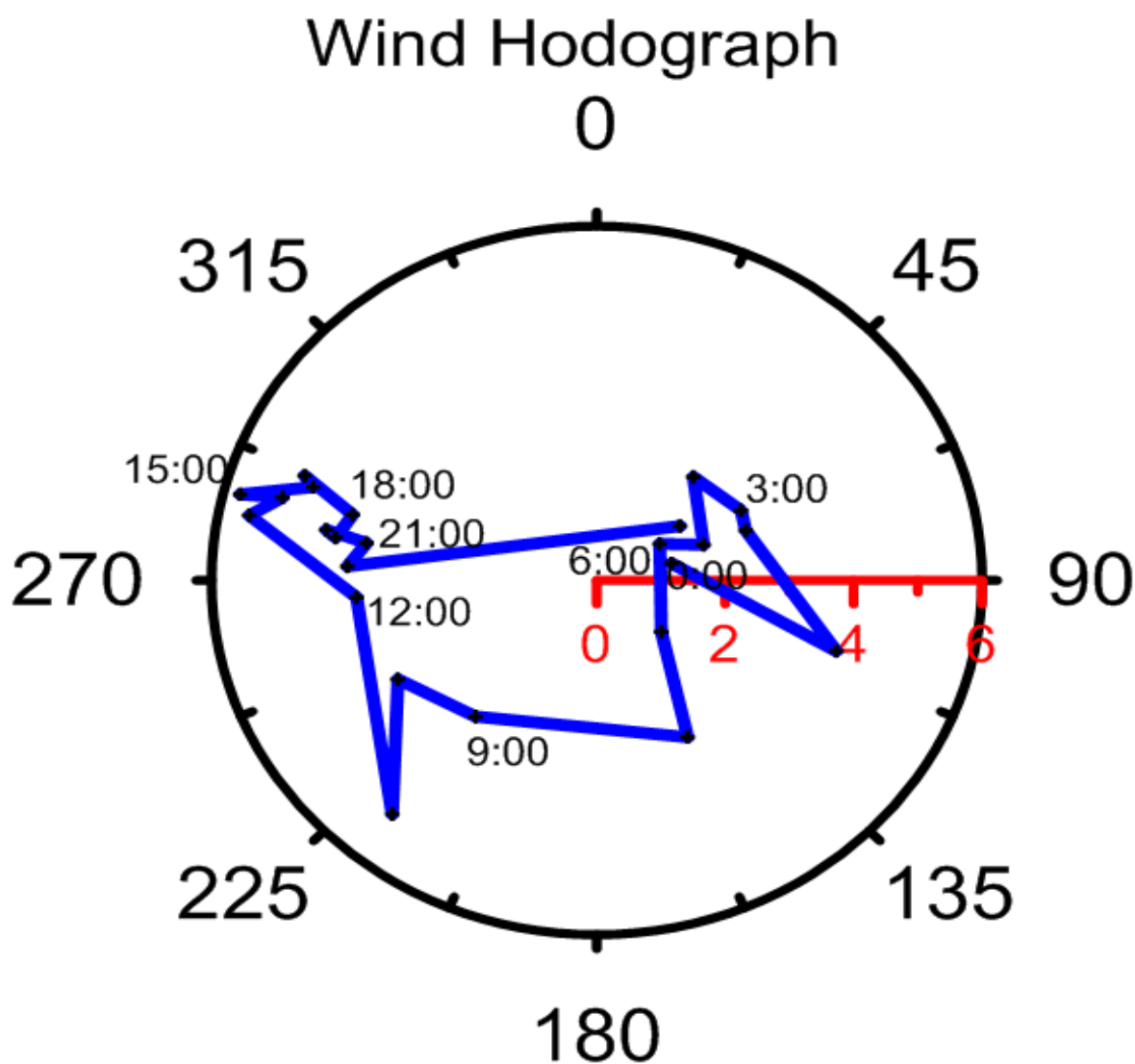


Figura 3.48: Odografo, i label indicano l'ora riferita ai parametri anemometrici, le velocità sono espresse in m/s.

Le ore pomeridiane sono caratterizzate da un vento proveniente da 300°N che presenta le velocità maggiori (6 m/s alle 16:00); successivamente le velocità del vento diminuiscono fino ai 4m/s registrati alle 18:00 e l'inversione tra la brezza di mare e la brezza di terra avviene alle ore 21:00.

L'odografo (fig. 3.48) mostra una rotazione antioraria nelle prime ore del mattino (00:00 e 04:00) ed una oraria durante il resto della giornata; la brezza di mare ha ruotato verso ponente alle 09:00 e ha spirato da quella direzione per circa 7 ore.

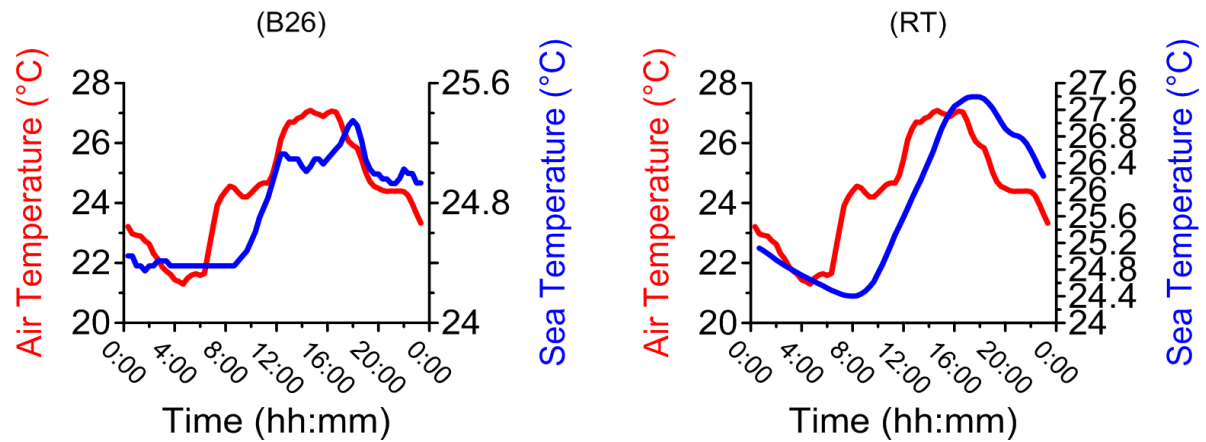


Figura 3.49: andamento della Temperatura dell'aria (in rosso) e dell'acqua (blu); la figura di destra è riferita alla stazione di misura B26, quella di sinistra RT.

L'andamento tra la temperatura dell'aria e quella del mare evidenzia come quest'ultima sia maggiore durante le ore notturne, mentre le diurne sono caratterizzate da una temperatura dell'aria maggiore. Il gradiente termico presenta valori massimi di 2.5°C nelle ore pomeridiane, e di 4°C in quelle notturne. Si osserva poi che l'inversione del gradiente termico è differente tra le due stazioni di misura, essendo la stazione di misura RT più costiera; questo è ulteriormente evidente nelle temperature superficiali del mare registrate durante le ore pomeridiane che presentano una differenza di circa 2°C (fig. 3.49).

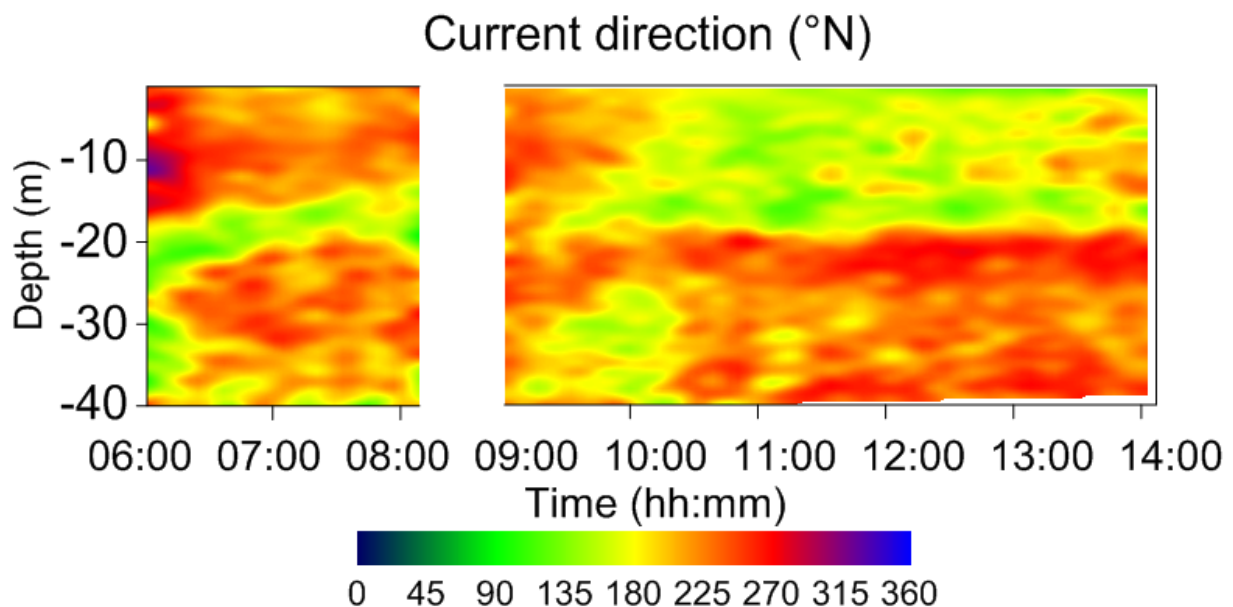


Figura 3.50: Direzione della corrente misurata tramite ADCP.

Dalla direzione della corrente (fig. 3.50) si distinguono per gli strati superficiali due flussi, il primo che si allontana da costa in direzione 225 fino alle 09:30 e il secondo che si avvicina alla costa in direzione 140°N fino alle 13:00 successivamente, verso le 13:30 si osserva una variazione nelle direzioni superficiali verso i 200°N.

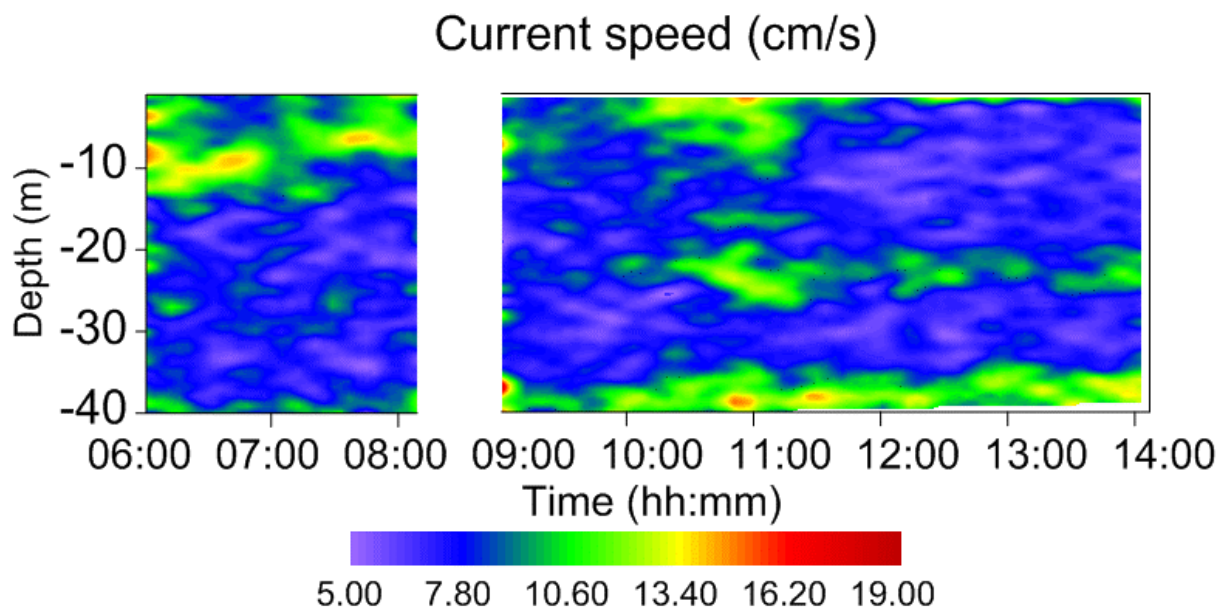


Figura 3.51: velocità della corrente.

Tra le 06:00 e le 08:00 si osserva i tra i 20m e i 25 metri una zona in cui domina la direzione 135°N, alle 09:00, quando ricominciano le acquisizioni ADCP, In questa fascia si può identificare una direzione verso i 225° che tende rapidamente a scomparire.

Gli strati al disotto dei 25 m si orientano verso largo ruotando dai 225 °N ai 270 °N, tra le 09:30 e le 10:30. In questa zona è possibile identificare uno strato che si muove verso costa e successivamente scompare. All'interfaccia tra le due direzioni principali si osservano oscillazioni nell'orientamento della corrente.

Le velocità in colonna d'acqua (fig. 3.51) mostrano valori compresi tra 5 cm/s e 20 cm/s, (fig.3.48); quelle più intense si possono osservare negli strati superficiali, soprattutto tra le 06:00 e le 08:00; tra le 09:00 e le 10:00 le velocità in superficie diminuiscono significativamente, tendendo poi ad aumentare considerevolmente tra le 10:30 e le 11:30. Per il resto delle acquisizioni le velocità superficiali presentano valori minimi.

Tra le 10:00 e le 14:00 si osserva un marcato aumento delle velocità tra i 20 m e i 30 m di profondità; inoltre queste aumentano considerevolmente sul fondo dove si registrano velocità di circa 15 cm/s.

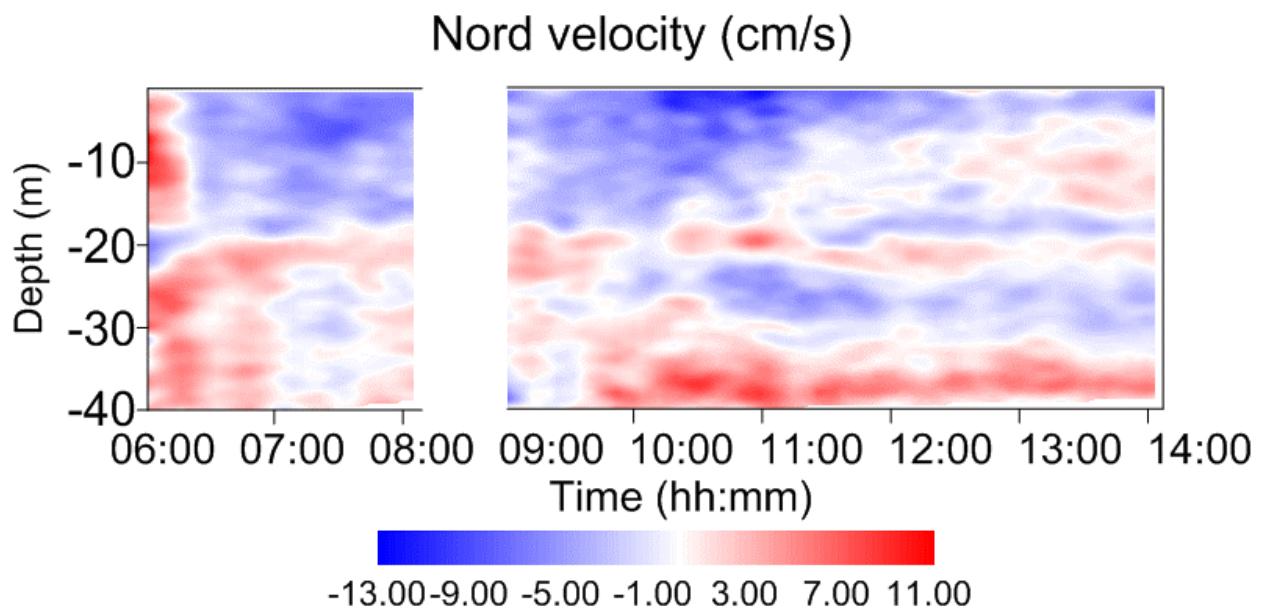


Figura 352: componente meridionale le velocità sono espresse in cm/s.

La componente meridionale (fig. 3.52) presenta velocità negative su tutto lo strato superficiale. Le velocità maggiori vengono registrate tra le 10:00 e le 11:00, tuttavia tra le 12:00 e le 14:00 si osserva, per gli strati superficiali, un aumento delle velocità positive. Al disotto dei 20 m di profondità la componente positiva tende a dominare; tra le 07:00 e le 08:00 si osserva un incremento delle velocità negative tra i 25m e i 40m che tende ad alternarsi fino alle 09:30, quando le velocità sul fondo diventano tutte positive mentre tra i 20m e i 30m si notano velocità negative.

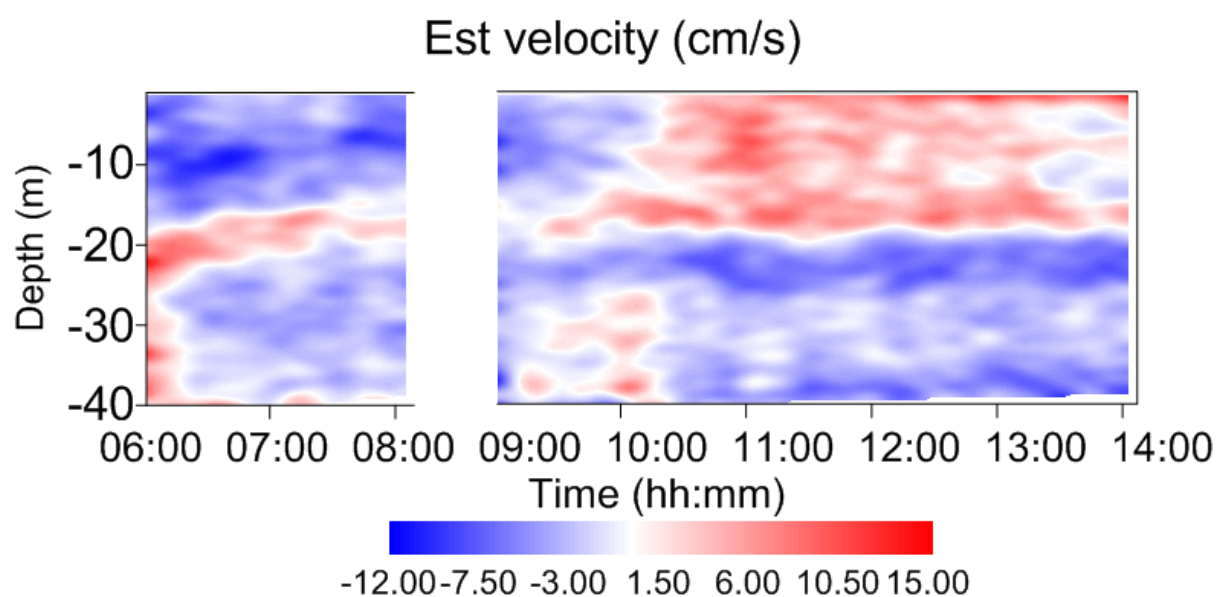


Figura 3.53: componente zonale, le velocità sono espresse in cm/s.

Il diagramma riferito alla componente zonale (fig. 3.53) presenta caratteristiche simili a quella meridionale. Per gli strati superficiali si differenziano due condizioni caratterizzate da velocità che si allontanano da costa fino alle 09:30 e da velocità positive nella seconda parte delle misure; le velocità negative maggiori si osservano sui 10m di profondità tra e 06:30 e le 07:30.

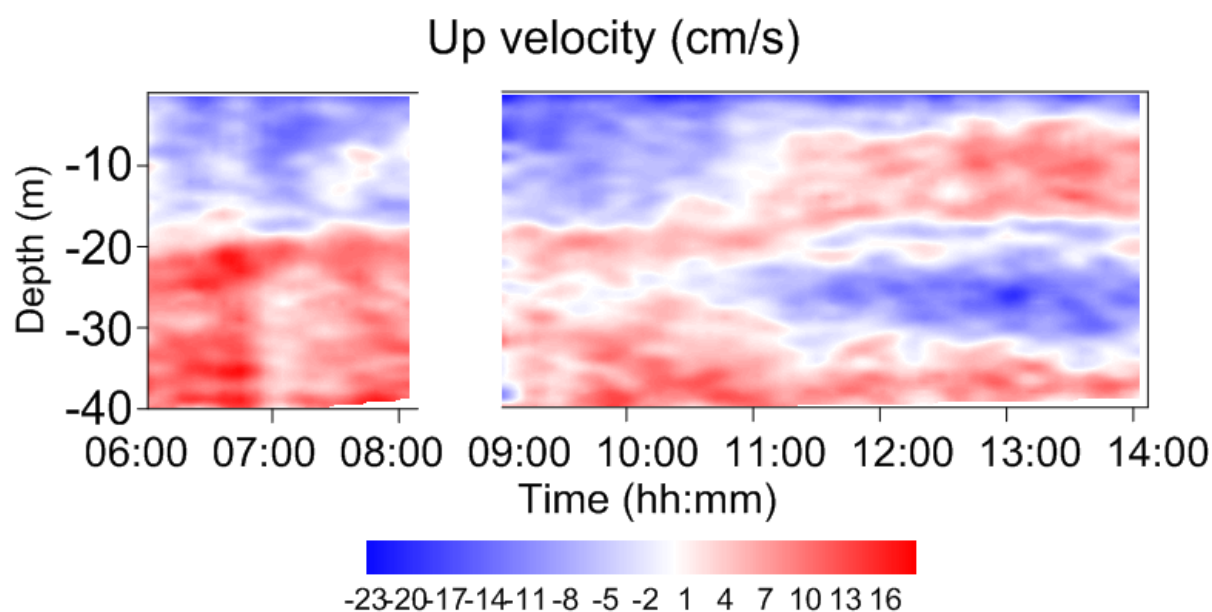


Figura 3.54: componente verticale, le velocità sono espresse in cm/s.

Nella prima parte della misura, tra i 20 m e i 25 m è evidente un aumento delle velocità positive; al disotto di questo, gli strati presentano velocità negative che dominano gli strati profondi fino alle 14:00; tuttavia, si osserva un aumento delle velocità positive, in prossimità del fondo tra le 09:00 e le 10:00.

Per quanto riguarda le velocità lungo la colonna d'acqua (fig. 3.54) si evidenzia uno sprofondamento degli strati superficiali fino ai 20 m, particolarmente intenso tra le 06:00 e le 11:30; successivamente tra i 10m e i 20 m di profondità si registrano velocità positive.

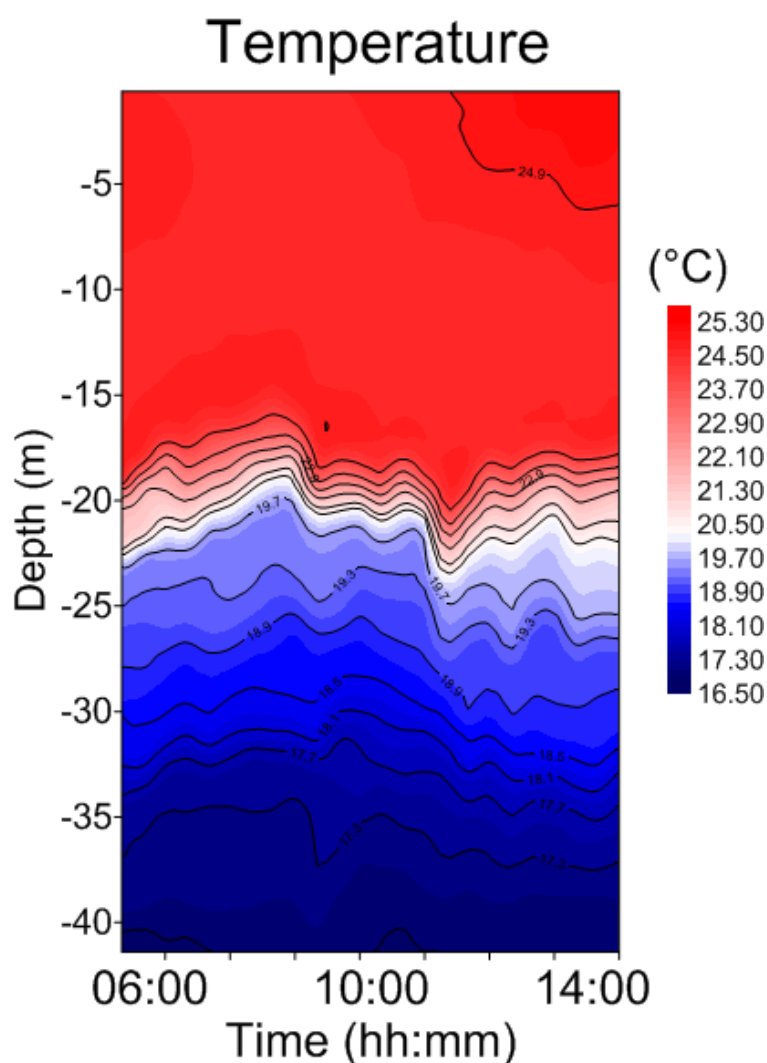


Figura 3.55: yo-yo time series di Temperatura.

strato mescolato, caratterizzato da una temperatura di 24.5°C, di circa 20 m; inoltre si notano oscillazioni che presentano un'ampiezza minima di 15 m alle 09:00 ed una massima di 22.5m alle 11:00.

Al di sotto dello strato mescolato, fino ai 25m circa si osserva una zona in cui le isoterme sono molto fitte tra loro; peraltro, in questa zona si riscontrano i valori più elevati della frequenza di Brunt Väisälä (fig. 3.56). L'andamento del termocline presenta oscillazioni termiche significative riscontrate anche nel diagramma rappresentante il gradiente termico, nel quale si osserva un'alternanza tra fase di riscaldamento e raffreddamento, caratterizzata dalla presenza di 6 oscillazioni complete.

Gli strati più profondi presentano una tendenza opposta, con un aumento delle velocità negative tra i 20m e i 30 m che avviene alla medesima ora. Le velocità maggiori sono relative alla componente negativa.

Tramite l'utilizzo della sonda multiparametrica sono stati effettuati 24 profili verticali in colonna d'acqua tra le 06:00 e le 14:00, con un intervallo di 20 minuti ognuno.

Tramite l'utilizzo della sonda multiparametrica sono stati effettuati 24 profili verticali in colonna d'acqua tra le 06:00 e le 14:00, con un intervallo di 20 minuti ognuno.

La struttura termica della colonna d'acqua (fig. 3.55) identifica uno

E' evidente che, dall'inclinazione delle isoline, tra le 06:00 e le 10:00 avviene una fase di raffreddamento, identificata anche nel diagramma del gradiente termico; invece tra le 10:30 e le 14:00 ci troviamo di fronte ad un aumento di temperatura dovuto allo sprofondamento delle acque sovrastanti.

Al disotto del termocline la temperatura varia tra i 19.5°C e i 16.5°C e tra le 06:00 e le 09:00 si osserva una diminuzione termica tra i 30 m e i 40 m, dovuta ad acqua proveniente dagli strati sottostanti, come osservato nelle velocità lungo la colonna d'acqua.

La fase di sprofondamento osservata nella seconda fase di misura è evidente anche negli strati profondi della colonna d'acqua, l'incremento termico registrato è di circa 0.5°C (fig. 3.56).

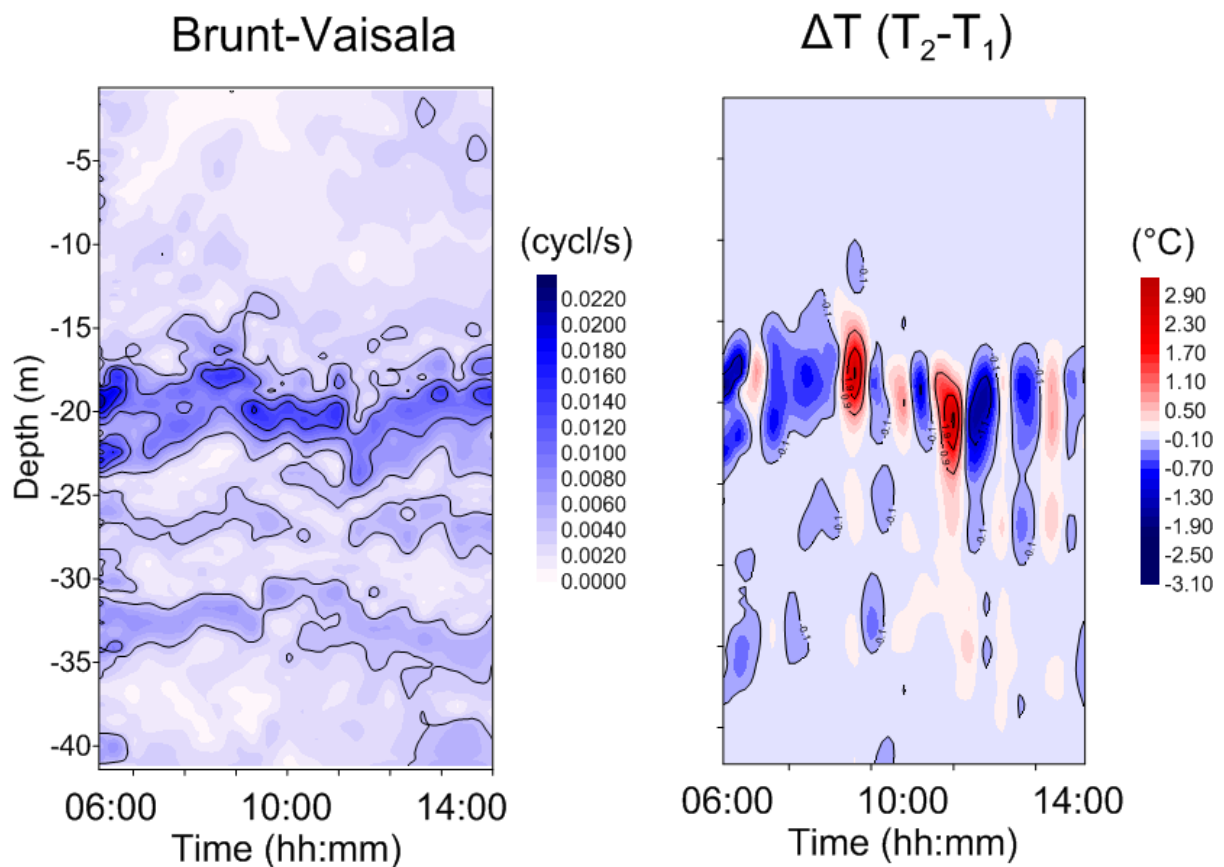


Figura 3.56: yo-yo time series di frequenza di Brunt Vaisala (destra) e gradiente termico (sinistra), l'asse y della figura è riferito a quello della figura adiacente.

L'osservazione della temperatura misurata a 16 m di profondità (fig. 3.57) evidenzia un elevato raffreddamento di circa 2.5°C tra le 07:00 e le 09:30 successivamente la temperatura tende a riaumentare stabilizzandosi a 24.5°C quindi, assume una tendenza oscillatoria caratterizzata da 3 picchi ben definiti. L'andamento osservato nella time series suggerisce che le diminuzioni

termiche siano dovute all'oscillazione dello strato mescolato come precedentemente osservato nei diagrammi di temperatura.

Durante il periodo di misura la marea passa dal picco di alta registrata alle 06:00 al picco di bassa alle ore 12:00, con un gradiente di circa 16cm.

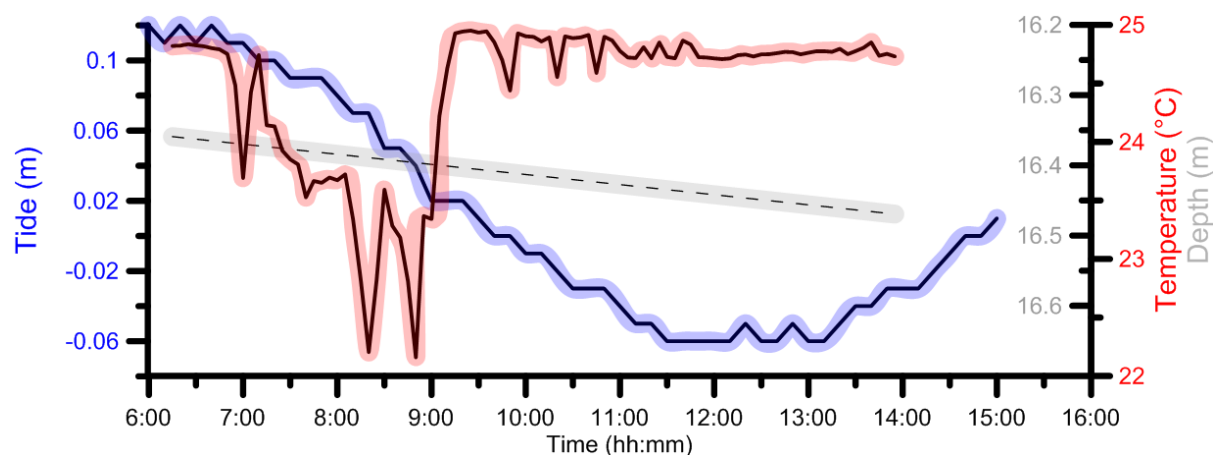


Figura 3.57: time series registrata a 16m di profondità di Temperatura(rosso) e profondità (grigio). In blu la variazione mareale registrata dalla centralina di misura della rete mareografica nazionale.

3.3 Discussioni

Le analisi effettuate sulla colonna d'acqua sono riferite a sei campagne di misura avvenute nei mesi di Agosto 2012, 2013 e 2014. Nei giorni in cui è stato effettuato il campionamento, le condizioni anemometriche presentano, eccezion fatta per il 03/09/2014, carattere giornaliero, caratterizzato da un'alternanza giorno notte nella direzione e velocità del vento. Le giornate analizzate mostrano un gradiente termico distinto da valori negativi durante la notte e positivi nelle ore diurne; l'inversione del gradiente termico avviene poco prima dell'alba e poco dopo il tramonto.

Gli odografi mostrano una rotazione completa della direzione del vento, tuttavia differiscono sia nell'intensità della velocità del vento che nella durata dello stesso. Il 28/08/2012 mostra velocità del vento più elevate a causa di venti provenienti da terra, intorno ai 10 m/s, ed anche una durata maggiore degli stessi; inoltre è possibile osservare come durante le ore diurne il vento provenga da 120°N e 150°N. Il giorno 22/08/2012 presenta il tipico andamento ciclico, infatti, dal grafico si può osservare come il vento compia una rotazione completa nell'arco delle ventiquattro ore. I restanti giorni presentano due direzioni principali, con venti notturni provenienti tra i 30°N e i 60°N e quelli diurni tra i 180° e i 230°.

Il giorno 04/09/2013 presenta velocità particolarmente elevate, circa 6m/s dei venti provenienti da mare, che tendono a stabilizzarsi sui 180°N durante le ore mattutine; forzati dalla configurazione Blocco (BL-Weather Regime).

Queste osservazioni sul clima anemometrico sono concordi con le osservazioni fatte da Haurwitz per cui è coerente ritenere che la circolazione osservata sia riconducibile al regime di brezza; a differenza della configurazione anemometrica osservata il 03/09/2014 (cap. 2).

La colonna d'acqua mostra la tipica stratificazione estiva con un gradiente superficie/fondo intorno ai 10°C, con valori massimi di circa 28°C (22/08/2012) e minimi di 14.5 (22/08/2012); il giorno 03/09/2014 al contrario, presenta una colonna d'acqua mescolata con temperature molto al disotto della media stagionale (cap.2).

L'analisi dell'andamento termico osservato lungo la colonna d'acqua evidenzia variazioni significative, in risposta alla rotazione mattutina del regime di brezza. Negli strati profondi si osserva in generale un sollevamento delle isoterme (raffreddamento) che tende a diminuire dopo le ore 10:00, fino ad invertirsi (riscaldamento) col procedere delle acquisizioni. Il raffreddamento maggiore è osservabile il giorno 28/08/2012 mentre il 04/09/2013 presenta una fase di riscaldamento maggiore; in questo giorno la fase di raffreddamento tende ad esaurirsi intorno alle 08:00, le isoterme presentano un'inclinazione verso gli strati profondi molto accentuata soprattutto tra le 10:30 e le 11:00 dove queste sono quasi perpendicolari al fondo. Questa dinamica è mostrata anche nei diagrammi relativi alla frequenza di Brunt-Väisälä nei quali è possibile osservare un aumento della frequenza di galleggiamento degli strati profondi. Per quanto riguarda la superficie è osservabile una fase di riscaldamento che tende ad aumentare durante il giorno, causando uno sprofondamento degli strati superficiali; la frequenza di Brunt-Väisälä evidenzia un aumento significativo che si verifica dopo le ore 08:30, ben evidente nella maggior parte delle elaborazioni, tranne che per il giorno 28/08/2012 in cui si evidenzia una fase di raffreddamento (isoterme inclinate verso la superficie); tuttavia le osservazioni per questo giorno di misura sono state interrotte alle 09:00.

Gli strati in prossimità del termoclino presentano oscillazioni significative delle isoterme, (>10% della profondità della colonna d'acqua); queste tuttavia non sono osservate il 28/08/2012. Inoltre questa zona presenta un'elevata frequenza di Brunt-Väisälä che segue le oscillazioni termiche.

Dai diagrammi rappresentanti l'anomalia termica è possibile identificare, in prossimità del termoclino, un'alternanza di fase tra riscaldamento e raffreddamento. Questa è ben evidente il 03/09/2013 e il 22/08/2014 dove i valori massimi sono di -3.5°C e 3°C. Il giorno 28/08/2012 mostra un raffreddamento significativo osservabile su tutta la colonna d'acqua.

Le analisi correntometriche evidenziano come la circolazione costiera risponda rapidamente alle variazioni del vento, come osservato anche da Winant e Beardsley. Durante le ore notturne fino all'alba la direzione della corrente tende ad allontanarsi da costa, ben visibile nei diagrammi delle velocità zonali; gli strati profondi invece presentano spesso direzione opposta, con una corrente che tende a fluire verso costa. In risposta alla brezza di mare la circolazione si inverte, i dati mostrano come le velocità del vento incidano sull'inerzia della corrente, che tende a permanere anche in condizioni di venti contrari. Le dinamiche correntometriche osservate il giorno 03/09/2014 mostrano caratteristiche differenti dovute alla presenza di venti costanti provenienti dai quadranti settentrionali (cap. 2).

La velocità del vento incide fortemente sul sollevamento degli strati profondi della colonna d'acqua tuttavia, è necessario che la velocità superi una soglia limite per rompere la stratificazione del termoclino (Wang et al 2011), fenomeno ben visibile il 28/08/2012 che presenta velocità del vento maggiori di 10 m/s e che durante il periodo estivo presentano una frequenza particolarmente bassa. Tuttavia, anche in presenza di un vento debole è osservabile un sollevamento degli strati profondi soprattutto in quello registrato il 22/08/2014 (fig. 3.57), che causa uno schiacciamento del termoclino, aumentando il gradiente di densità su quello strato.

La fase di sprofondamento superficiale indotta dal trasporto causato dalla brezza di mare e il raffreddamento degli strati profondi innescato dalla brezza di terra e che suggerisce l'avvezione di acque profonde, genera le oscillazioni che si manifestano sul termoclino che peraltro possono essere accentuate o diminuite dalla fase di marea. La massa d'acqua proveniente dagli strati sottostanti e quella proveniente dalla superficie, generano uno schiacciamento delle isoterme in prossimità del termoclino, e innescano un'alterazione delle stesse che si manifesta come onde interne, inoltre le diverse fasi di marea accentuano o affievoliscono questo fenomeno.

La circolazione di brezza condiziona fortemente le dinamiche che avvengono nelle zone costiere; i dati raccolti mostrano come la corrente risponda velocemente alle variazioni del vento, influenzando tutta la colonna d'acqua.

In relazione alle differenti velocità della brezza di terra sono state osservate due distinte situazioni. La prima, caratterizzata da velocità del vento maggiore di 8 m/s causa intrusioni di acqua fredda dagli strati profondi, tipico dell'upwelling costiero e presenta una scala temporale inferiore con caratteristiche giornaliere la cui frequenza con cui si manifestano questo tipo di eventi è estremamente modesta. La seconda, invece, è caratterizzata da velocità del vento minori, che peraltro presentano una frequenza decisamente maggiore rispetto alla

prima, che causa un sollevamento degli strati profondi, che in condizioni di stratificazione genera onde interne.

Sia l'upwelling costiero indotto da brezza di terra che la presenza di onde interne in prossimità del termoclino, influenzano fortemente l'ecosistema marino soprattutto durante il periodo estivo, apportando nutrienti dagli strati profondi della colonna d'acqua altrimenti non disponibili in questo periodo.

CAPITOLO 4: Dinamiche fitoplanctoniche e variabilità atmosferica

4 Introduzione

In questo capitolo verranno trattate le risposte fitoplanctoniche indotte dalla dinamica costiera in risposta agli upwelling favourable winds (Cap. 2) e al regime di brezza (Cap. 3).

4.1 Upwelling favourable winds

Durante l'anno nell'area di studio sono stati riscontrati fenomeni riconducibili all'upwelling costiero, che, come mostrato nel capitolo 2, influenza fortemente la circolazione costiera e modifica la struttura termica della colonna tramite avvezioni di acque profonde.

Molti studi hanno mostrato come la zona costiera sia favorevolmente influenzata da questo tipo di dinamica che causa un apporto di nutrienti verso la zona eufotica e modifica attraverso il mescolamento dei produttori primari, gli apporti di luce e trasporta il fitoplancton superficiale verso le zone di largo. Inizialmente, in risposta al fenomeno, si osserva una diminuzione dei produttori primari nella zona costiera. La riduzione osservata dei livelli di biomassa fitoplanctonica è dovuta allo spostamento verso largo delle acque superficiali indotte dal trasporto di Ekman generato dal vento. Da ciò si potrebbe dedurre che il fenomeno di upwelling costiero causi una diminuzione nei livelli di biomassa fitoplanctonica; tuttavia nei giorni che seguono questo tipo di eventi si osserva un aumento dei produttori primari, che beneficiano per un periodo di tempo variabile, pochi giorni o più, dell'apporto dei nutrienti e dall'aumento dell'ossigeno disciolto avvenuto in risposta all'upwelling costiero (Largier et al 2006).

4.2 Materiali e metodi

4.2.1 Analisi di laboratorio

I campioni di acqua per l'analisi della clorofilla *a* sono stati raccolti durante le campagne di misura (cap. 3.1.2) tramite bottiglia Niskin, successivamente sono stati prefiltrati con retino da 250 μ m e stoccati in bottiglie scure. Successivamente volumi noti di campioni di acqua di pigmento sono filtrati con filtri GF/F e conservati a 4 °C, per almeno 24 h in 90% acetone.

L'analisi della concentrazione di Chl *a* è stata effettuata tramite il metodo spettrofotometrico (Lorenzen, 1967, Lazzara et al, 1990) usando lo spettrofotometro Shimadzu UV mini 1240.

4.3 Risultati

Elevati livelli di biomassa fitoplanctonica sono osservabili nell'area di studio durante l'anno (fig. 4.1), sono evidenti due importanti bloom fitoplanctonici che avvengono in autunno e in primavera.

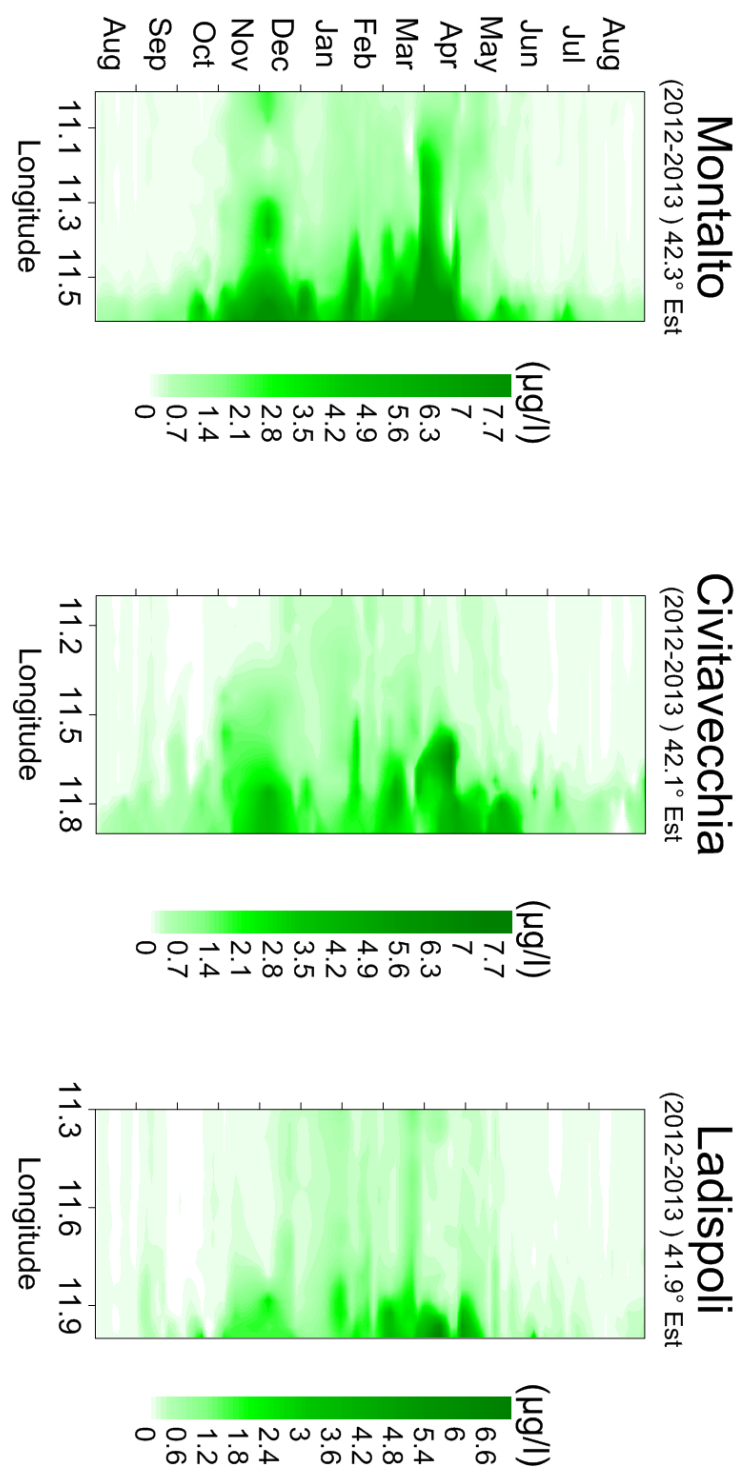


Figura 4.1: Hovmöller diagram della clorofilla a in tre transetti costa largo.

I livelli maggiori si ritrovano in prossimità della costa, inoltre si osserva che durante l'anno i valori di clorofilla *a* in prossimità della costa non presentano mai valori inferiori a 0.5 µg/l.

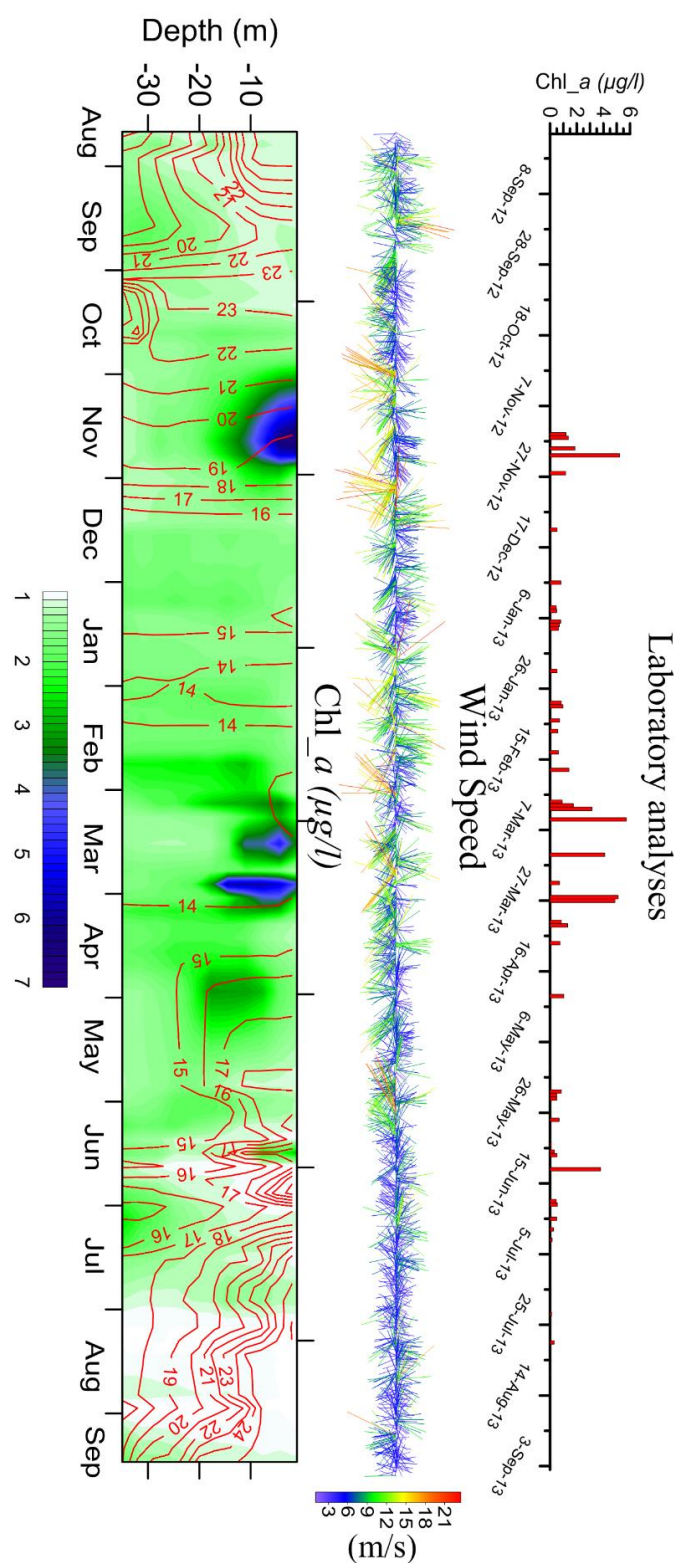


Figura 4.2: da sinistra Variazione della biomassa fitoplanctonica lungo la colonna d'acqua tra Agosto 2012 e Settembre 2013 campionati in prossimità della boa oceanografica; stik plot della velocità e direzione del vento e valori di clorofilla *a* superficiale da analisi di laboratorio

Dalle elaborazioni effettuate sulla distribuzione annuale della clorofilla *a* da satellite in differenti zone dell'area di studio è evidente come la distribuzione della biomassa fitoplanctonica mostri un gradiente nord/sud con i valori maggiori osservabili nel transetto di fronte Montalto di Castro e la zona costiera di Civitavecchia presenta valori simili soprattutto per quanto riguarda la distribuzione costiera.

Il transetto antistante Ladispoli invece presenta i valori minimi soprattutto nelle acque di largo, inoltre non si osserva chiaramente il bloom fitoplanctonico del periodo autunnale.

La zona costiera di Civitavecchia inoltre presenta valori elevati durante l'inizio della stagione estiva, con livelli di clorofilla *a* che si attestano intorno ai 5 µg/l.

Il trend annuale osservato tramite l'utilizzo di dati satellitari è riscontrato anche dalle elaborazioni effettuate sulla biomassa fitoplanctonica in colonna d'acqua durante il medesimo periodo (fig.4.2).

I due grandi bloom fitoplanctonici presenti durante la stagione autunnale e primaverile presentano valori coerenti con quelli satellitari, la patch fitoplanctonica nel periodo autunnale presenta i valori massimi dalla superficie fino ai 10 metri di profondità, al disotto della quale la biomassa diminuisce sensibilmente. È da notare che in questo periodo non si osserva uno strato mescolato ben definito, infatti, la colonna d'acqua presenta valori termici omogenei fino al fondo.

La biomassa fitoplanctonica durante il periodo invernale presenta una distribuzione omogenea lungo la colonna d'acqua, i valori misurati si attestano al disotto di 1 µg/l.

Per quanto riguarda il bloom primaverile questo presenta l'estensione temporale più ampia, formandosi verso la metà di febbraio fino a diminuire agli inizi di aprile; inoltre la patch fitoplanctonica mostra un'estensione verticale massima di circa venti metri.

Tra la fine di aprile e gli inizi di maggio si osservano valori elevati di clorofilla *a* al disotto degli strati superficiali della colonna d'acqua per altro coerenti con i dati elaborati da satellite. L'inizio del periodo estivo è caratterizzato da una diminuzione notevole nella distribuzione superficiale della biomassa fitoplanctonica che invece presenta valori massimi negli strati profondi; tuttavia sono osservabili degli aumenti negli strati superficiali nei valori di clorofilla *a* in concomitanza di diminuzioni termiche, osservabili nella disposizione delle isoterme.

Il mese di agosto presenta valori minori rispetto al periodo estivo; la biomassa fitoplanctonica presenta i valori minimi per gli strati superficiali e massimi sul fondo.

4.3.1 L'Evento di Upwelling di Settembre 2014

Le condizioni oceanografiche che hanno caratterizzato la prima metà di Settembre 2014 sono riconducibili al fenomeno dell'upwelling costiero (2.2.3), i venti favorevoli hanno spirato con velocità elevate per un periodo di tre giorni, attenuandosi successivamente fino a scomparire il 05/09/2014.

La risposta fitoplanctonica a questo tipo di evento è osservabile dalle elaborazioni ottenute dalle immagini satellitari (fig. 4.3).

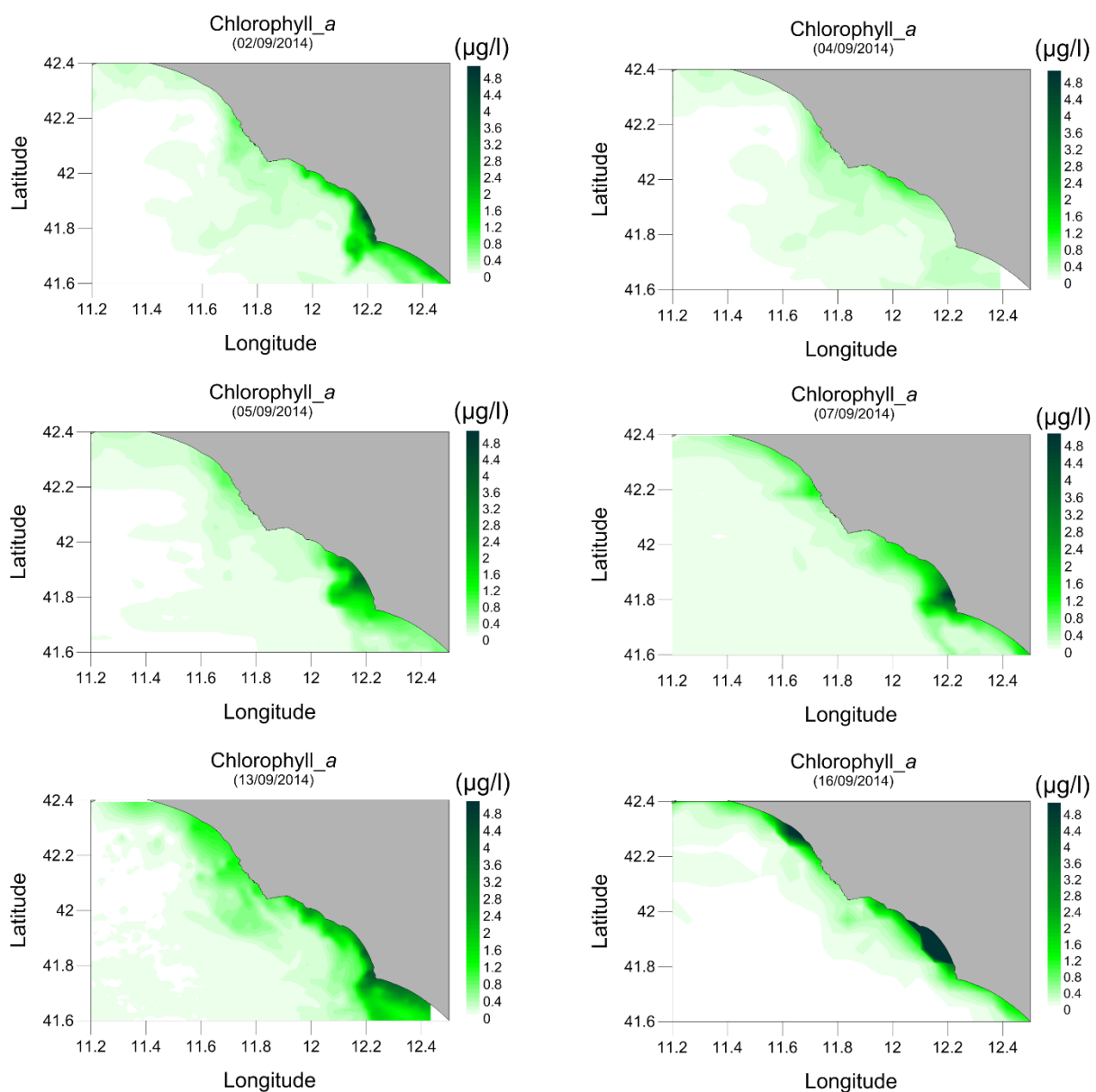


Figura 4.3: mappe satellitari di clorofilla a (in alto la data)

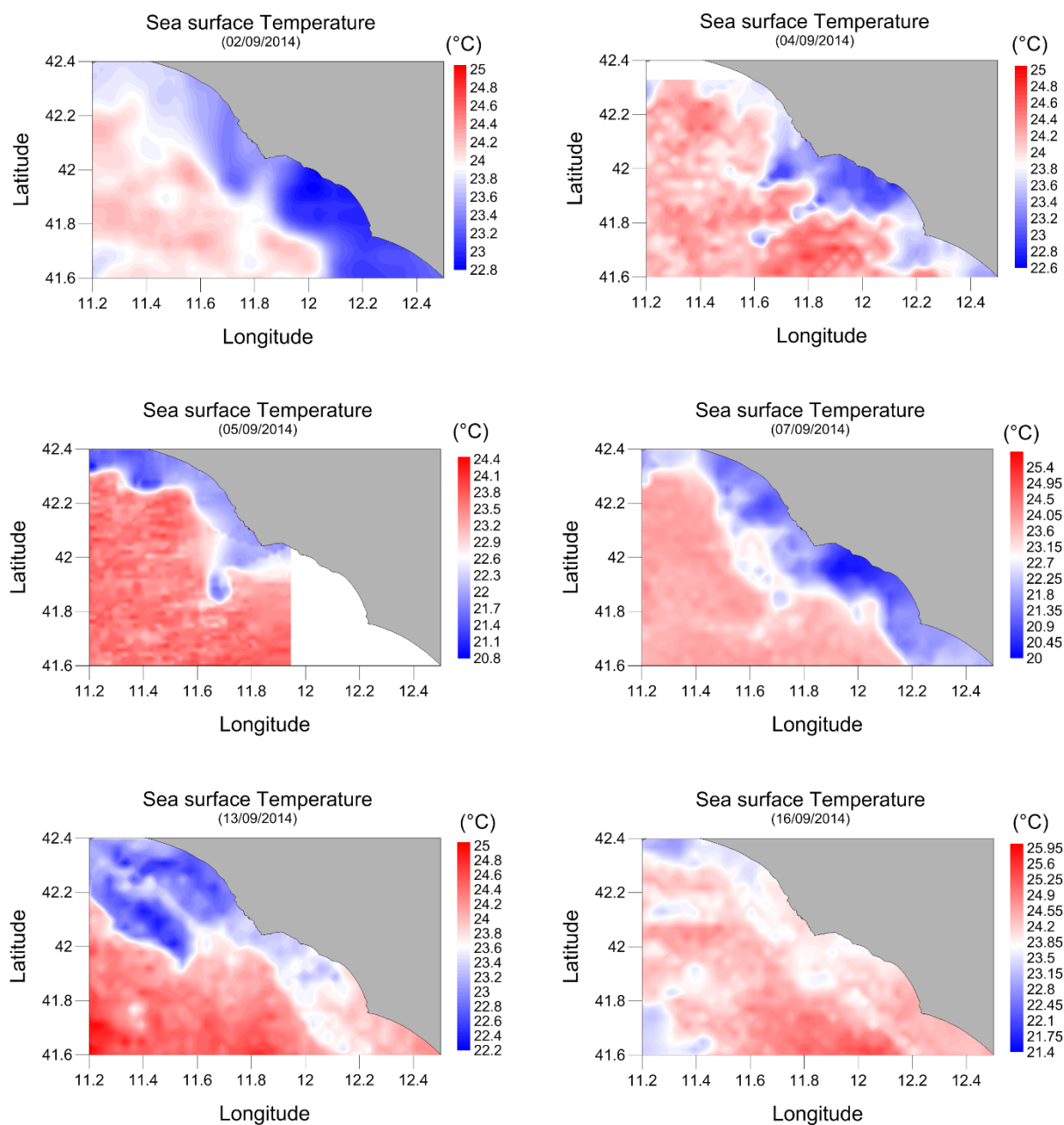


Figura 2.12: mappe satellitari di temperatura superficiale (in alto la data)

L'immagine satellitare riferita al 02/09/2014 presenta valori di clorofilla *a* particolarmente intensi alla foce del Tevere, la zona costiera di Civitavecchia mostra valori superficiali di clorofilla *a* compresi tra 2 $\mu\text{g/l}$ e 3 $\mu\text{g/l}$, con i valori massimi che si ritrovano a sud di Capo Linaro.

Durante la seconda parte della giornata del 02/09/2014 è stato osservato un intenso raffreddamento che ha raggiunto i minimi nella giornata successiva, la struttura termica della colonna d'acqua infatti il 03/09/2014 presentava valori compresi tra i 14°C e i 18°C.

La distribuzione della clorofilla a lungo la colonna d'acqua presenta valori estremamente bassi compresi tra 0 e 0.1 µg/l con i valori maggiori che si ritrovano negli strati più profondi della colonna d'acqua (fig. 4.4). La percentuale di saturazione dell'Ossigeno disciolto invece presenta valori elevati, decisamente maggiori del 100%, compresi tra 126 e 139 (fig. 4.4).

Dissolved Oxygen

Chlorophyll_a

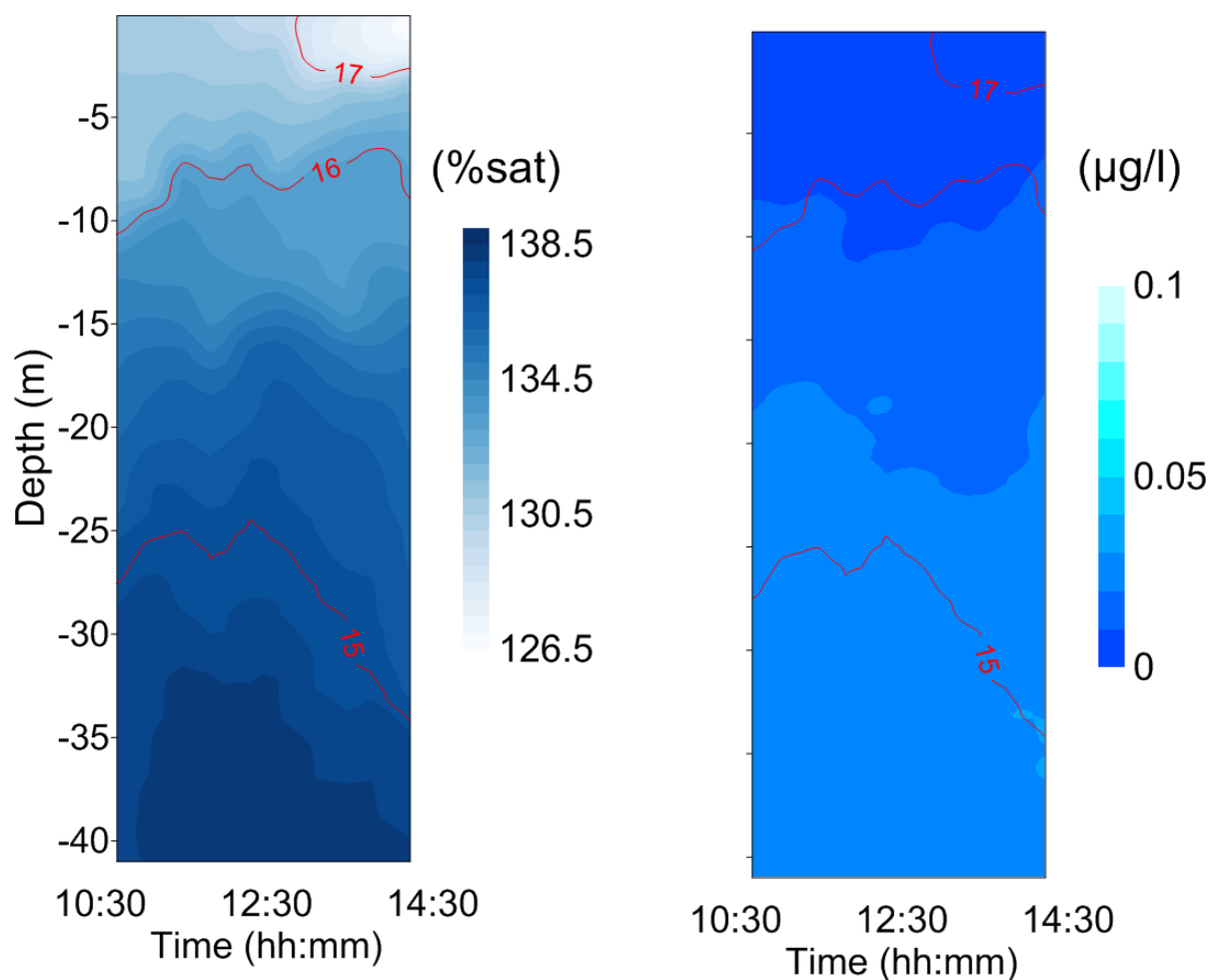


Figura 4.4: yo-yo time series rappresentanti la variazione della percentuale di saturazione dell'ossigeno disciolto (sinistra) e clorofilla a (destra)

La distribuzione della clorofilla *a* superficiale osservata il 04/09/2014 presenta una notevole diminuzione rispetto al 02/09/2014; osservabile soprattutto nella zona del Tevere e in quella a sud di Capo Linaro, inoltre l'area prospiciente la costa di Civitavecchia presenta valori decisamente al disotto di 1 µg/l.

I giorni successivi mostrano un aumento significativo dei valori di clorofilla *a* con valori massimi il 13/09/2014.

4.4 Discussioni

La risposta fitoplanctonica al fenomeno di upwelling presenta gli schemi descritti in lavori precedenti (Traganzo et al., 1987; Roughgarden et al., 1991; Rau et al., 2001; Largier 2006). Il trasporto generato dagli upwelling favourable wind comporta avvezioni di acque profonde caratterizzate da elevati tenori di ossigeno disciolto e bassissime quantità di biomassa fitoplanctonica. I giorni successivi a questo tipo di eventi comportano un aumento nel quantitativo di biomassa fitoplanctonica favorita dalle acque profonde ricche di nutrienti.

Le analisi effettuate sulla variazione della temperatura in risposta agli upwelling favourable wind (cap. 2) mostrano raffreddamenti che caratterizzano i periodi dell'anno in cui i livelli di biomassa fitoplanctonica sono maggiori.

I tenori elevati di clorofilla *a*, osservati durante l'anno, possono essere giustificati dalla presenza nell'area di questo tipo fenomeni. Il periodo post estivo è contraddistinto da valori di clorofilla *a* particolarmente elevati fino ai 20 metri di profondità; maggiori di 5µg/l per quasi tutto il mese di Novembre, inoltre, evidenti patch fitoplanctoniche sono presenti tra la fine dell'inverno e l'inizio della primavera.

Dalle osservazioni effettuate è evidente che l'upwelling costiero forzato dal vento contribuisce significativamente all'aumento osservato nella distribuzione della biomassa fitoplanctonica.

4.5 Il regime di brezza

Il regime di brezza caratterizza la costa tirrenica durante il periodo estivo e non solo. Questo tipo di circolazione atmosferica che si instaura nelle zone costiere, influisce sia le correnti che il mescolamento lungo la colonna d'acqua; di conseguenza i produttori primari ne sono fortemente influenzati.

I produttori primari necessitano di condizioni ottimali per la crescita dipendenti dalla luce e dai nutrienti ed il periodo estivo, pur caratterizzato da un'elevata quantità di luce disponibile per effettuare la fotosintesi, limita il quantitativo di nutrienti disponibili per la scarsità di apporti continentali tipici della stagione; inoltre l'elevato quantitativo di luce limita la produzione primaria negli strati superficiali della colonna d'acqua a causa del fenomeno della fotoinibizione.

Le condizioni che si generano in mare in risposta al regime di brezza favoriscono sia il mescolamento superficiale, generando uno sprofondamento verso il fondo, che il trasporto in allontanamento o in avvicinamento a costa; inoltre questo tipo di circolazione tende a far fluire verso la zona costiera, in risposta al trasporto superficiale, acque profonde tipicamente ricche in nutrienti.

In questo paragrafo verranno mostrate le dinamiche fitoplanctoniche in risposta al regime di brezza trattate nel capitolo 3.

4.6 Risultati

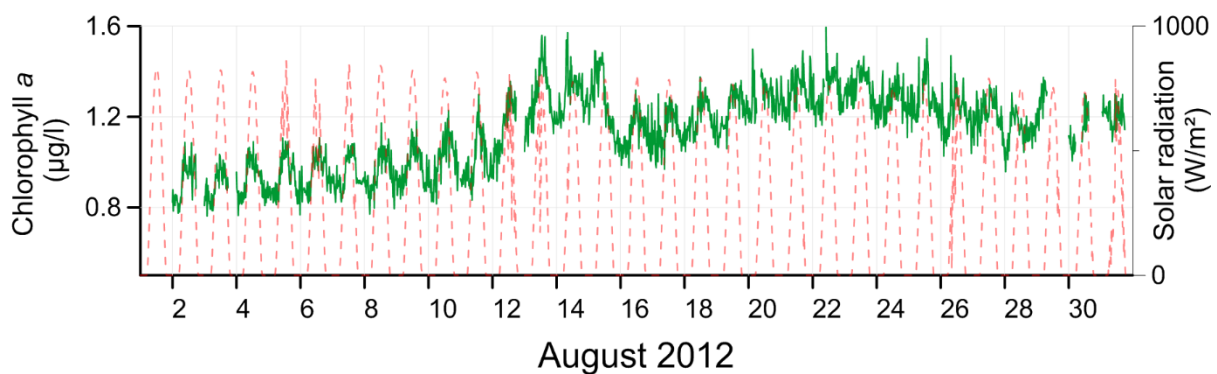


Figura 4.5: andamento della clorofilla a (verde) e della radiazione solare (rosso), riferito al mese di Agosto 2012

L'andamento della clorofilla a misurato dalla Boa oceanografica (fig. 4.5) mostra una variazione giornaliera legata alla radiazione solare.

È chiaro dal grafico come l'aumento nei valori giornalieri di clorofilla a segua l'aumento dell'irraggiamento solare con un ritardo inferiore all'ora. Il trend nel mese mostra un andamento oscillatorio caratterizzato da due fasi di massima che avvengono tra il 14 e il 16 e tra il 21 e il 22; i valori minimi misurati si attestano intorno ai 0.8 µg/l mentre i massimi si ritrovano a 1.6 µg/l; la variazione giornaliera media è di 0.5 µg/l.

Dall'analisi spettrale dell'andamento della clorofilla a si osserva un picco significativo a ventiquattro ore (fig. 4.6), identificando il carattere giornaliero dell'oscillazione; inoltre la comparazione tra l'andamento della clorofilla a e quello della temperatura del mare mostra un'elevata coerenza tra le variabili sul picco delle ventiquattro ore (fig. 4.7).

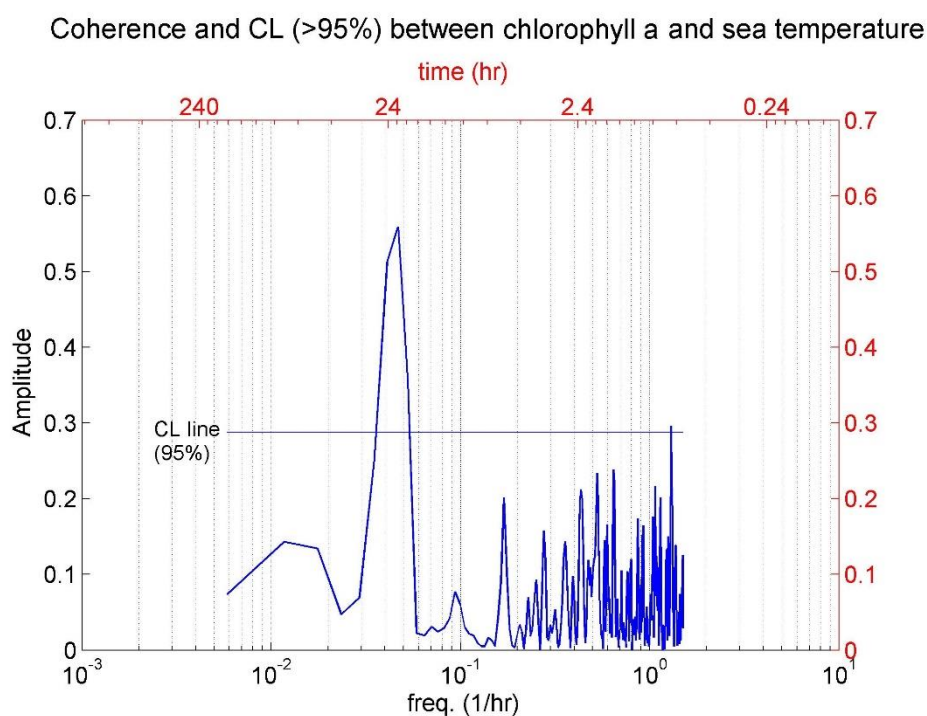


Figura 4.7: Coherence tra clorofilla a e temperatura superficiale del mare relativa ad Agosto 2012

Di seguito vengono mostrate le elaborazioni della clorofilla a nei giorni in cui sono state effettuate le misurazioni in colonna d'acqua.

4.6.1 22/08/2012

Come discusso precedentemente nel capitolo 3 questa giornata presenta il tipico regime di brezza e la biomassa fitoplanctonica (fig. 4.9) presenta i valori più elevati alle 06:00 sia in prossimità del fondo che negli strati superficiali, peraltro quest'ultimo presenta i valori maggiori 1.6 $\mu\text{g/l}$ localizzati nelle stazioni di largo. Oltretutto la stazione 2 mostra valori elevati che arrivano fino agli strati superficiali e che successivamente scompaiono alla stazione successiva.

Con il procedere della giornata si osserva una notevole diminuzione della clorofilla *a* superficiale, il picco osservato al disopra del termoclino scompare alle 09:00 e alle 11:00 nelle stazioni poste più a largo non è stata rilevata la presenza di biomassa fitoplanctonica.

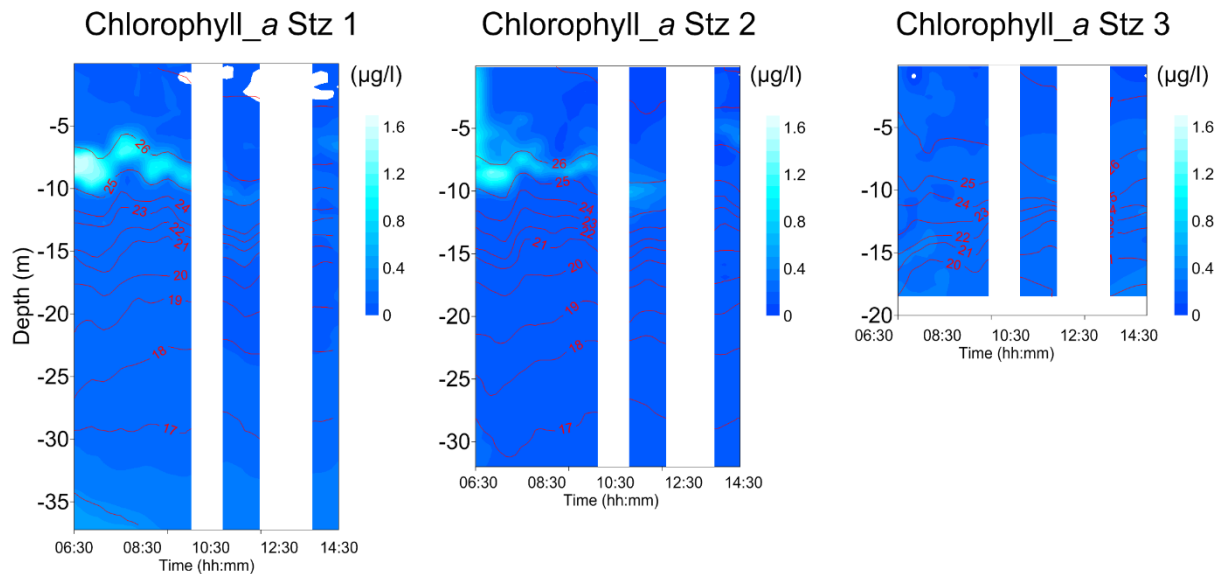


Figura 4.8: Time series di clorofilla *a* per St01, St02 e St 03, le isoterme sono rappresentate dalla line rossa

Interessante è l'aumento che si osserva negli strati più superficiali tra le 10:00 e le 11:00, nelle stazioni prossime alla costa e la diminuzione che avviene nelle stazioni poste più a largo.

Nel primo transetto al disotto del termoclino non si osserva biomassa fitoplanctonica nella stazione posta più a largo, tuttavia alle ore 07:00, questa presenta valori di circa 0.4 µg/l. Per quanto riguarda la zona più vicina alla costa si osservano valori intorno al µg/l, tuttavia, con il procedere della giornata si osserva uno sprofondamento della biomassa fitoplanctonica dai 20 metri ai 26 m di profondità.

Gli strati profondi invece presentano valori particolarmente costanti tra i 35 metri e i 40 metri di profondità.

In prossimità del termoclino si osserva come la biomassa fitoplanctonica segua le oscillazioni della temperatura. La patch osservata rimane confinata tra i 25°C e i 26°C, tuttavia la stazione più costiera non presenta questo andamento (fig. 4.9). Successivamente i valori maggiori per gli strati superficiali si ritrovano nelle stazioni più costiere.

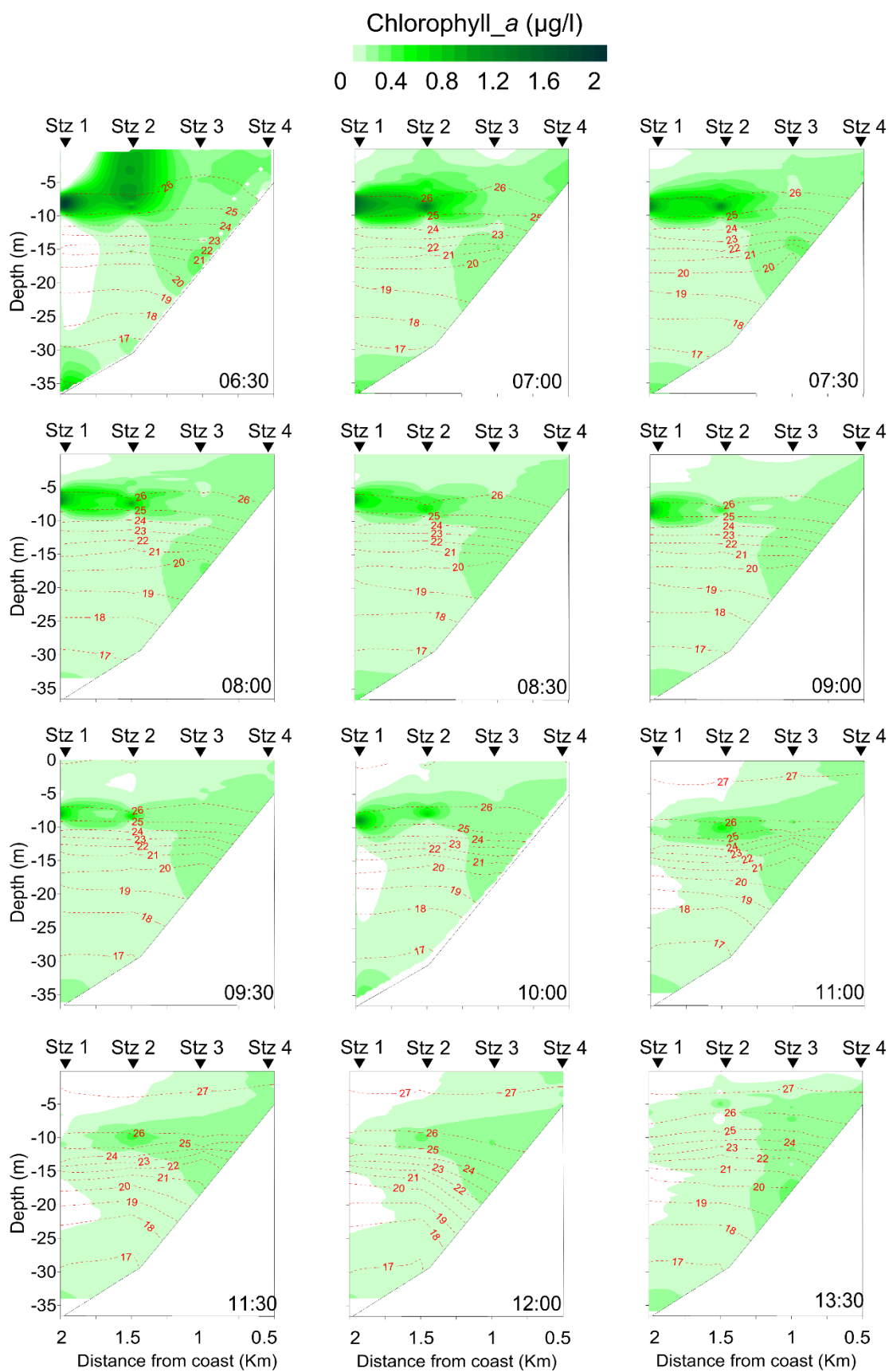


Figura 4.9: Clorofilla *a* misurata lungo il transetto in diversi momenti della giornata, relativa al giorno 22/08/2012, le linee rosse rappresentano le isoterme.

4.6.2 28/08/2012

La brezza di terra che ha spirato nelle ore notturne presentava velocità del vento superiori agli 8/m/s, generando un trasporto sul fondo in direzione della costa che ha causato un elevato mescolamento in colonna d'acqua.

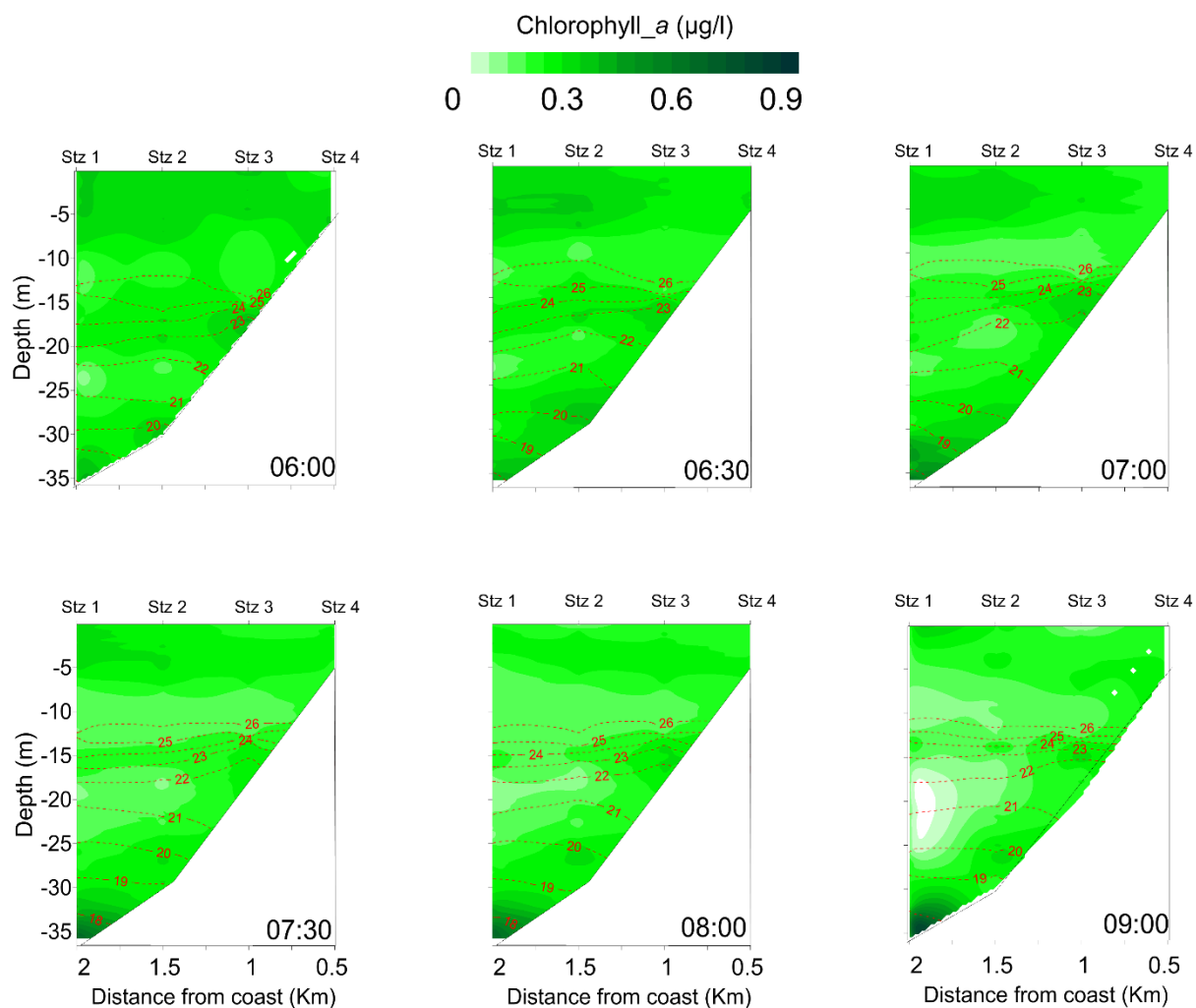


Figura 4.10: Clorofilla *a* misurata lungo il transetto in diversi momenti della giornata, relativa al giorno 28/08/2012, le linee rosse rappresentano le isoterme.

In superficie (fig. 4.10) si osservano valori di 0.5 µg/l che presentano alle 06:00 una distribuzione omogenea tra la stazione di largo e quella più costiera. Con il procedere delle ore si osserva una diminuzione della biomassa fitoplanctonica nelle stazioni più costiere, successivamente questa tende a diminuire anche in quelle di largo. Alle 09:00 i valori superficiali di clorofilla *a* si attestano a 0.3 µg/l.

Tra i 30 metri di profondità e il fondo si osserva invece un aumento nei valori maggiori di biomassa fitoplanctonica con una variazione di circa $0.6 \mu\text{g/l}$.

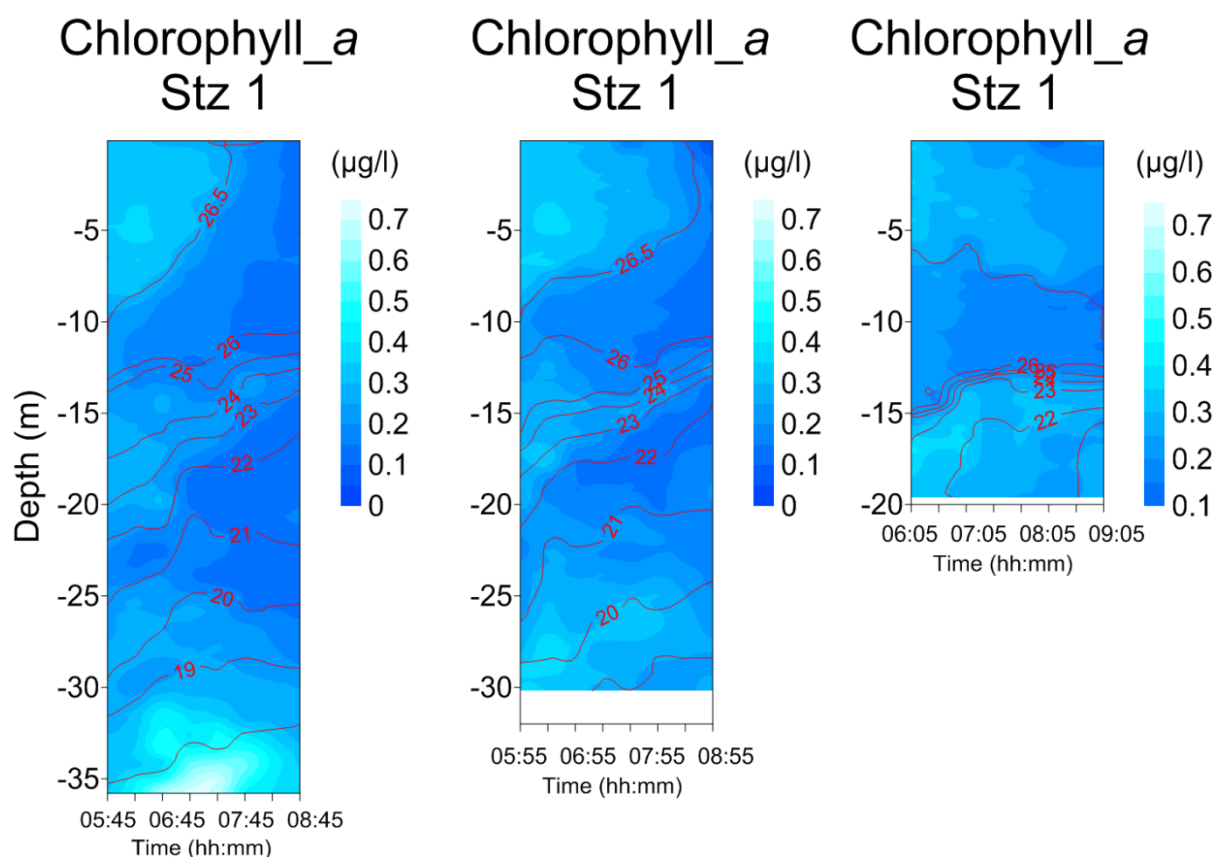


Figura 4.11: Time series di clorofilla a per St01, St02 e St 03, le isoterme sono rappresentate dalla line rossa.

Le stazioni poste più a largo presentano una distribuzione della biomassa fitoplanctonica simile e si osserva come questa segua l'andamento delle isoterme, soprattutto per quanto riguarda lo strato mescolato e il termoclino; invece la stazione più costiera mostra che la biomassa fitoplanctonica è confinata al disotto dello strato mescolato (fig. 4.11).

4.6.3 04/09/2013

Questo giorno è stato caratterizzato dalla presenza di un forte vento proveniente da sud che ha comportato uno sprofondamento delle acque superficiali. La strategia di campionamento prevedeva una sola stazione di misura posta alla batimetrica dei 40m.

La biomassa fitoplanctonica (fig. 4.12) presenta i valori massimi negli strati profondi ($1.2 \mu\text{g/l}$) mentre negli strati superficiali si osservano valori di clorofilla a inferiori a $0.2 \mu\text{g/l}$.

Lo sprofondamento indotto dal trasporto superficiale verso costa è ben visibile nella distribuzione della clorofilla a ; si osserva, infatti, che nella prima stazione questa presenta valori elevati dal fondo fino ai 30 m e nell'ultima questo spazio è ridotto di circa 5m.

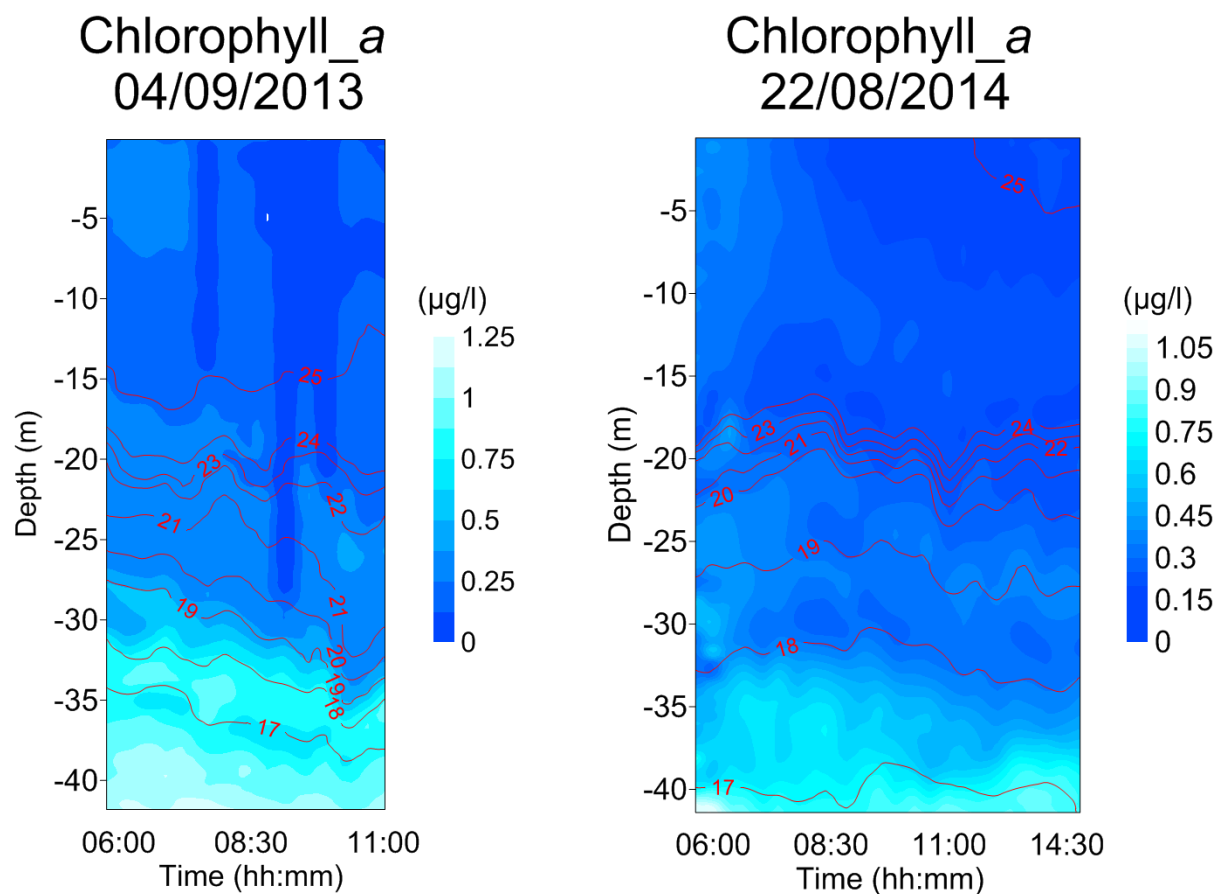


Figura 4.12: Time series di clorofilla relative al 04/09/2013 (destra) e 22/08/2014 (sinistra), le isoterme sono rappresentate dalla line rossa

4.6.4 22/08/2014

Il regime di brezza, caratterizzato da una rotazione antioraria avvenuta durante le ore notturne, ha presentato anomalie rispetto al caso ideale; la brezza di mare ha seguito lo schema rotatorio classico.

La biomassa fitoplanctonica presenta valori di circa 0.5 $\mu\text{g/l}$ negli strati superficiali nelle stazioni di misure (fig. 4.12), con il procedere della giornata si osserva una netta diminuzione, con valori di clorofilla a prossimi allo zero. Gli strati al disotto del termocline invece presentano valori compresi tra 0.7 $\mu\text{g/l}$ e 1.1 $\mu\text{g/l}$, con i massimi che si ritrovano negli strati prossimi al fondo.

La biomassa fitoplanctonica rimane confinata al disotto dell'isoterma dei 18°C mostrando le medesime oscillazioni. Tra le ore 07:00 e le 08:30 si osserva un sollevamento della stessa che successivamente tende a diminuire. Gli strati più vicini al fondo mostrano un aumento di biomassa che avviene tra le 13:00 e le 14:30.

4.7 Discussioni

Il regime di brezza forza la circolazione e il trasporto costiero. Durante le ore notturne il vento proveniente da terra genera uno spostamento delle acque superficiali verso largo, di giorno avviene l'inverso; per continuità gli strati profondi della colonna d'acqua mostrano una direzione opposta rispetto agli strati superficiali.

Questa dinamica influenza fortemente la distribuzione della biomassa fitoplanctonica in colonna d'acqua che è dipendente dal moto delle correnti; il trasporto profondo, generando un mescolamento delle acque, consente un arricchimento delle stesse che influisce positivamente sulla distribuzione della biomassa fitoplanctonica.

L'elevato irraggiamento tipico della stagione estiva limita la crescita del fitoplancton nello strato mescolato che presenta i valori minimi; la biomassa fitoplanctonica, infatti, mostra i valori massimi in prossimità del fondo. Il 22/08/2012 rappresenta l'unico giorno in cui si osserva un'elevata quantità di biomassa fitoplanctonica negli strati superficiali.

Dalle elaborazioni si osserva come la distribuzione della clorofilla *a* segua quella della temperatura, inoltre è evidente che il trasporto indotto dal regime di brezza guidi la dinamica fitoplanctonica, trasportando sia la biomassa superficiale verso largo e verso il fondo, che rimescolando gli strati profondi.

Inoltre le oscillazioni della clorofilla *a* in prossimità del termoclino, dovute alla presenza di onde interne, come osservato in recenti studi (Lennert-Cody and Franks 2002), generano un mescolamento tra gli strati profondi e quelli superficiali altrimenti isolati a causa dell'elevata stratificazione della colonna d'acqua, tipica della stagione estiva.

Di conseguenza, il regime di brezza influenza positivamente il periodo estivo guidando le dinamiche fitoplanctoniche attraverso la circolazione costiera e i fenomeni di mescolamento.

Questo studio rappresenta uno dei primi effettuati nell'area analizzata, soprattutto dal punto di vista ecologico ed è evidente che ulteriori indagini siano necessarie per la totale comprensione di questa tipologia di fenomeni.

CAPITOLO 5

Conclusioni

Le zone costiere sono un bioma prezioso per i servizi ecosistemici, supportando sia la popolazione sia le attività umane; queste, infatti, rappresentano il punto di incontro tra i sistemi biogeochimici terrestri, oceanici e atmosferici e inoltre presentano un'elevata diversità ecologica rispetto al mare aperto dovuta proprio alle interazioni tra la topografia, la circolazione oceanica, i regimi di vento costieri e le maree.

Di conseguenza la comprensione delle dinamiche ecologiche nelle zone costiere non può prescindere dalla conoscenza dei processi fisici che tendono a generare le condizioni ottimali per la crescita e lo sviluppo dei produttori primari e che rappresentano un ottimo indicatore della qualità di un ambiente marino costituendo il livello più basso della rete trofica e supportando l'intero ecosistema.

Lo scopo di questa tesi è stato quello di indagare a differenti scale spaziali e temporali le dinamiche atmosferiche che contribuiscono alla distribuzione della biomassa fitoplanctonica nell'area di studio. A tal proposito è stato sviluppato un sistema di indagine costituito da differenti piattaforme di misura che ha consentito di individuare i processi fisici e biologici che caratterizzano l'area di studio.

Il sistema multi-osservativo, in linea con i recenti piani europei, ha permesso di indagare il sistema costiero a differenti scale spaziali e temporali rappresentando un ottimo strumento per la gestione e la conservazione dell'ecosistema marino.

Le misure delle variabili oceanografiche e meteorologiche ad elevata risoluzione temporale effettuate in ambiente costiero hanno consentito di inquadrare, descrivere e seguire i fenomeni ecologici nella loro naturale evoluzione.

I risultati ottenuti indicano che l'area di studio presenta un'elevata variabilità interannuale e interstagionale che condiziona significativamente la dinamica costiera. La circolazione atmosferica (WBL) a grande scala che induce nell'area venti provenienti dai quadranti settentrionali, condiziona il trasporto costiero durante tutto l'anno, generando fenomeni di risalita di acque profonde. Upwelling favourable winds condizionano la distribuzione della biomassa fitoplanctonica durante tutto l'anno, modulando la distribuzione naturale dei nutrienti e sfavorendo processi anossici dovuti all'accumulo costiero di materia organica. I tenori elevati di clorofilla *a* osservati durante l'anno possono verosimilmente essere giustificati dalla

presenza nell'area di questo tipo di fenomeni; ad esempio, l'elevato bloom fitoplanctonico che avviene in Autunno, periodo dell'anno caratterizzato proprio dalla presenza di upwelling favourable wind, che in concomitanza con le mareggiate, contribuisce positivamente all'abbondanza fitoplanctonica; per cui è verosimile considerare la costa tirrenica Nord Orientale come già ipotizzato da Bakun, una coastal upwelling-zone.

Quando la circolazione a scala locale prevale sulle condizioni sinottiche, il clima dell'area è dominato dal regime di brezza, che caratterizza la costa tirrenica soprattutto durante il periodo estivo nel quale si manifesta quasi giornalmente; questo fenomeno atmosferico a scala locale favorisce le dinamiche di mescolamento e trasporto che avvengono nella zona costiera.

La dinamica indotta dal regime di brezza caratterizzata dallo sprofondamento delle acque superficiali, dalle risalite di acque profonde e dalle oscillazioni in prossimità del termoclino, generando mescolamento, beneficia i produttori primari, favorendo le condizioni ottimali per la crescita e governando la distribuzione della biomassa fitoplanctonica nelle acque costiere.

Il lavoro eseguito, ha mostrato la validità dei metodi utilizzati nella comprensione dell'ecosistema costiero che rappresenta il più complesso dei sistemi naturali; è evidente che questo studio presenta solo un primo passo nella comprensione delle dinamiche ecologiche dell'area, tuttavia essendo il primo studio di questo tipo effettuato rappresenta un punto di partenza per studi futuri.

Bibliografia

- Anselmi B., Benvegna F., Brondi A., Ferretti O. (1978): Classificazione geomorfologica delle coste italiane come base per l'impostazione di studi sulla contaminazione marina. *Atti III Congresso Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia*.
- Arrigo, K. R. (2005): Marine microorganisms and global nutrient cycles, *Nature*, 437, 349–355.
- Askari F. (2001): Multi-sensor remote sensing of eddy-induced upwelling in the southern coastal region of Sicily, *Int. J. Remote Sensing*, 22, 2899–2910.
- Astraldi, M. and Gasparini, G. P. (1994): The seasonal characteristics of the circulation in the Tyrrhenian Sea. In *La Violette, P. E., editor, Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea, American Geophysical Union*. pages 115-134.
- Bakun, A. (1990): Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*, Vol. 247 pp.198-201.
- Bakun, A. And Agostini V.N. (2001): Seasonal Patterns of wind-induced upwelling/ downwelling in the Mediterranean Sea. *Scientia Marina* – Vol. 65 ISSUE 3, pp. 243-257.
- Bowers, L.; Oman, L.; Glenn, S.; Dunk, R.; Cope, A. (2002): Effect of Coastal Upwelling on Circulation and Climate in Coastal Regions. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2002*, abstract #A72B-0170.
- Burt, W., Enfield, D.B., Smith, R.L., Crew, H. (1973): The surface wind over an upwelling area near Pisco, Peru. *Boundary-Layer Meteorology*, 3, 385–391.
- Burt, W., Crew, H., Plutchak, N., Dumon, J. (1974): Diurnal variations of winds over an upwelling region off Oregon. *Boundary-Layer Meteorology*, 6, 35–45.
- Chen, C. T. A. (2010): Carbon and nutrient fluxes in continental margins, *chap. Cross-boundary exchanges of carbon and nitrogen in continental margins*, pp. 561–574, Springer.
- Chiocci F.L., La Monica G.B. (1996): Analisi sismostratigrafica della piattaforma continentale. In: *Il Mare del Lazio*. Università degli Studi di Roma “La Sapienza”, Regione Lazio Assessorato Opere e Reti di Servizi e Mobilità: 40-61.
- Clancy, R.M.; Thompson, J.D. and Hurlburt H.E. (1979): A Model of Mesoscale Air-Sea Interaction in a Sea Breeze-Coastal Upwelling Regime. *Monthly Weather Review*, Vol. 107 ISSUE 11, pp. 1476-1505.
- Costanza, R.; d'Arge, R.; de Groot, R.; Farber, S.; Grasso, M.; Hannon, B.; Limburg, K.; Naeem, S.; O'Neill, R.V.; Paurelo, J.; Raskin, R.G.; Sutton, P.; Van Den Belt, M.; (1997): The value of the world's ecosystem services and natural capital, *Nature*, 387, 253–260.
- Dickey, T. D. (1991): The emergence of concurrent high-resolution physical and bio-optical measurements in the upper ocean and their applications, *Reviews of Geophysics*, 29, 383–414.
- Drake, P.T.; Manus, M., M. A. and Storlazzi, C.D. (2005): Local Wind forcing of Monterey Bay inner shelf. *Continental shelf research* – VOL. 25 , pp 397- 417.
- Ducklow, H. W., and L. McCallister, (2005): The biogeochemistry of carbon dioxide in the coastal oceans, in *The global coastal ocean. Multiscale interdisciplinary processes*, edited by A. R. Robinson and K. H. Brink, vol. 13 of *The Sea*, pp. 269–305, John Wiley & Sons, New York.
- Elliot, A.J. (1981): Low frequency current variability off the West coast of Italy. *Oceaologica acta* – VOL 4 ISSUE 1 pp 47-55.
- Falkowski P.G., Raven J.A. (1997): *Acquatic photosynthesis*, Blackwell Science, pp. 282:288.
- Falkowski, P. G., Barber, R. T. and Smetacek, V., (1998): Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production, *Science*, 281, pp. 200–206.
- Falkowski, P. G., (2000): The global carbon cycle: A test of our knowledge of earth as a system, *Science*, 290, 291–296.
- Federico, S.; Pasqualoni, L.; Sempreviva, A. M.; De Leo, L.; Avolio, E.; Calidonna, C. R.; and Bellecci C. (2010): The seasonal characteristics of the breeze circulation at a coastal Mediterranean site in South Italy. *Advanced in science and research* – VOL 4 pp. 47-56.

- Field, C. B., Behrenfeld M.J., Randerson, J.T. and Falkowski, P.G., (1998): Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components, *Science*, pp. 281, 237.
- Fofonoff N.P., Millard Jr. R.C. (1983): Algorithms for computation of fundamental properties of seawater (1983), *UNESCO Technical Papers in Marine Science*. No. 44, Division of Marine Sciences. UNESCO, Place de Fontenoy, 75700 Paris.
- Frenzel, C.W. (1962): Diurnal Wind Variations in Central California. *Journal of Applied Meteorology* – VOL.1 ISSUE 3, pp. 405-412.
- Gattuso, J. P., Frankignoulle, M. and R. Wollast, R., (1998) Carbon and carbonate metabolism in coastal aquatic ecosystems, *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 29, 405–434.
- Halpern, D., (1974): Summertime surface diurnal period winds measured over an upwelling region near the Oregon coast. *Journal of Geophysical Research*, Vol.79, pp 2223–2230.
- Harris F. (1978): On the use of windows harmonic analysis with the discrete Fourier transform, *proceedings of the IEEE* 66, 51-83.
- Haurwitz, B. (1947).: Comments on the Sea-Breeze Circulation. *Journal of Meteorology*, Vol 4 ISSUE 1, pp 1-8.
- Haysa, G. C., Richardson A.J., Robinson C.(2005): Climate change and marine plankton *TRENDS in Ecology and Evolution* Vol.20 No.6 June 2005.
- Holladay, C.G. and O'Brien J. (1975): Mesoscale Variability of SST. *Journal of Physical Oceanography* Vol . 5 ISSUE 4, pp761-772.
- Hopkins, T. S. (1988): Recent observation on the intermediate and deep water circulation in the southern Tyrrhenian Sea, *Oceanologica Acta*, 9, special issue, pp. 41-50.
- Huyer, A. and Pattullo, J. G.(1972): A comparison between wind and current observations over the continental shelf off Oregon, summer 1969. *Journal of Geophysical Research, Oceans and Atmospheres*, VOL 77, ISSUE 18, pp 3215–3220.
- Johnson, A. Jr. and J. O'Brien (1973): A study of an Oregon Sea Breeze Event. *Journal of Applied Meteorology* – VOL.12 ISSUE 8, pp.1267-1283.
- Kjørboe, T., and T.G. Nielsen (1990): Effects of wind stress on vertical water column structure, phytoplankton growth, and productivity of planktonic copepods, in *Trophic relationships in the marine environment, Proc 24th European Marine Biology Symposium*, pp. 28–40, Aberdeen University Press.
- Krivoshaya, V. G. and Ovchinnikov, I.M. (1973): Peculiarities in the geostrophic circulation of the waters of the Tyrrhenian Sea. *Oceanology*, Vol. 13, pp 822-827.
- Kusuda, M. and Alpert, P. (1983): Anticlockwise Rotation of the Wind Hodograph. Part I: Theoretical Study. *Journal of Atmospheric Sciences* - VOL.40 ISSUE 3, pp.487- 499.
- La Monica G. B., Raffi R. (1996): Morfologia e sedimentologia della spiaggia e della piattaforma continentale interna. In: *Il Mare del Lazio*. Università degli Studi di Roma “La Sapienza”, Regione Lazio Assessorato Opere e Reti di Servizi e Mobilità: pp 62-105
- Lazzara, L., Bianchi, F., Falcucci, M., Hull, V., Modigh, M., Ribera d'Alcalà, M. (1990): Pigmenti clorofilliani. *Nova Thalassia*, 11, pp. 207-223.
- Legendre, L., and S. Demers. (1984): Towards dynamic biological oceanography and limnology, *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 41, 2–19.
- Lennert-Cody C. E. and Franks P. J. S., (2002) Fluorescence patches in high-frequency internal wave. *Marine Ecology Progress Series*, Vol. 235, pp 29-42.
- Leuzzi, G.; Monti, P.(1997): Breeze analysis by mast and sodar measurements. *Il Nuovo Cimento*, C 20, pp 343–359.
- Liu, K.K., Atkinson L., Quiñones, R.A. and Talaue-McManus, L. (2010): *Carbon and nutrient fluxes in continental margins*, chap. Biogeochemistry of continental margins in a global context, p. 757, Global change: the IGBP series, Springer, Berlin.
- Lorenzen, C.J., (1967): Determination of chlorophyll and phaeo-pigments: spectrophotometric equations. *Limnology and Oceanography*, 12, pp. 343-346.

- Lund-Hansen C.L., Vang T. (2003): Development of a coastal upwelling front driven by advection and topographic effects in the North Sea–Baltic Sea transition. *Oceanologica Acta*, Vol. 26 pp. 577–584.
- Marher, Y. and Pielke, R. A. (1977): The Effects of Topography and Sealand Breezes in a Two-Dimensional Numerical Model. *Monthly Weather Review*, Vol 105 ISSUE 9, pp. 1151-1162.
- Marra, J., R. R. Bidigare, and T. D. Dickey. (1990) Nutrients and mixing, chlorophyll and phytoplankton growth, *Deep-Sea Research Part A*, Vol. 37, pp. 127–143.
- Martellucci, Piermattei, V., Bonamano, S., Marcelli, M. (2011): An integrated approach based on high resolution in situ measures and mathematical models applied to the study of high temporal variability coastal phenomena: Temporal variability of local diurnal upwelling driven by sea breeze along Civitavecchia coast. *Proceedings of the sixth International Conference on EuroGOOS 4–6 October 2011, Sopot, Poland*. Pp. 226-231.
- Martellucci, R., Pierattini, A., Piazzolla, D., Mancuso, G., Mainardi, U., Marcelli, M. (2012): Low-cost instrumentation for high-resolution coastal monitoring. *Geophysical Research Abstracts* Vol. 14, EGU2012-11790.
- Martellucci, R., Paladini de Mendoza, F., Piazzolla, D., Pierattini, A., Marcelli M. (2013) High resolution coastal monitoring during sea breeze events. *SISC First annual conference*, Lecce 23-24 September 2013.
- Martellucci, R., Pierattini, A., Madonia, A., Piazzolla, D., Paladini de Mendoza, F., Bonamano, S., Scanu, S. Piermattei, V., Marcelli, M. (2014): Phytoplanktonic biomass distribution in water column and sediments in the northern Latium coastal area. *7th EuroGOOS Conference. Lisbon 28-30 October 2014; 10/2014*.
- Mastrantonio, G.; Petenko, I.; Viola, A.; Argentini, S.; Coniglio, L.; Monti, P.; Leuzzi, G.. (2008) Influence of the synoptic circulation on the local wind field in a coastal area of the Tyrrhenian Sea. *Earth Environmental Science* 1.
- McPhee-Shaw, E., Siegel D., Washburn L., Brzezinski M., Jones J., Leydecker A., and Melack M., (2007): Mechanisms for nutrient delivery to the inner shelf: Observations from the Santa Barbara Channel. *Limnology and Oceanography*, Vol. 52: pp.1748-1766.
- Millot C. and Wald L. (1981): Upwelling in the Gulf of Lions. In *Coastal Upwelling and Estuarine Science 1*, American Geoscience Union 1981.
- Monti, P.; Leuzzi G. (2005): A numerical study of mesoscale airflow and dispersion over coastal complex terrain. *International Journal of Environment and Pollution (IJEPP)*, Vol. 25, No. 1/2/3/4.
- Muller-Karger, F. E., R. Varela, R. Thunell, R. Luerssen, C. Hu, and J. J. Walsh. (2005): The importance of continental margins in the global carbon cycle, *Geophysical Research Letter*, 32.
- Neumann, J. (1977): On the rotation rate of the direction of the Sea and Land Breeze. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 34 ISSUE 12, pp.1913-1917.
- O'Brien, J. J. and Pillsbury, R. D. (1974): Rotary wind spectra in a sea breeze regime. *Journal of Applied Meteorology*, VOL. 13, ISSUE 7, pp 820-825.
- Pendergrass, W. et al. (2010): Observational Analysis and Modeling of the Sea Breeze Circulation during the NOAA/ARL – JSU Meteorological Field Experiment in Summer 2009. *15th Symposium on Meteorological Observation and Instrumentation*.
- Perilli A., V. Rupolo and S.E. Salusti (1995): Satellite investigations of a cyclonic gyre in Central Tyrrhenian (Western Mediterranean Sea). *Journal of Geophysical Research.*, Vol. 100, C2, pp.2487-2499.
- Petenko, I.; Mastrantonio, G.; Viola, A.; Argentini, S.; Coniglio, L.; Monti, P.; Leuzzi, G. (2011): Local Circulation Diurnal Patterns and Their Relationship with Large-Scale Flows in a Coastal Area of the Tyrrhenian Sea. *Boundary-Layer Meteorology*, VOL 139, Issue 2, pp. 353-366. 2011
- Pierini S. and Semioli A. (1998) Wind-driven circulation model of the Tyrrhenian Sea area. *Journal of Marine Systems* Vol 18, pp 161–178.
- Pinardi N. and Navarra A. (1993) Baroclinic wind adjustment processes in the Mediterranean Sea. *Deep-Sea Research II*, Vol. 40, No. 6, pp. 1299-1326.
- Plaut, G., Simonnet, E. (2001): Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps and Western Europe. *CLIMATE RESEARCH*, Vol. 17 p.p. 303-324.
- Pond, S., Pickard G. (1991): *Introductory Dynamical Oceanography*. Pergamon. 1991

- Poulain, P.-M., E. Mauri, and L. Ursella (2004): Unusual upwelling and current reversal off the Italian Adriatic coast in summer 2003, *Geophysical Research Letter.*, 31, 5, L05303.
- Rau, G.H., Ralston, S., Southon, J.R., Chavez, F.P., (2001). Upwelling and the condition and diet of juvenile rockfish: a study using C, 13 C, and 15 N natural abundances. *Limnology and Oceanography*, Vol. 46, pp 1565–1570.
- Roughgarden, J., Pennington, J.T., Stoner, D., Alexander, S., Miller, K., (1991): Collisions of upwelling fronts with the intertidal zone: the cause of recruitment pulses in barnacle populations of central California. *Oecologica Acta* , Vol. 12, pp. 35–51.
- Simpson, J.E.(1994): Sea Breeze and Local Wind. Cambridge UNIVERSITY PRESS.
- Talaue-McManus, L.(2010): Carbon and nutrient fluxes in continental margins, *chap.Examining human impacts on global biogeochemical cycling via the coastal zone and ocean margins*, pp. 497–514, Springer, Berlin.
- Tapia F. J., Navarrete S. A., Castillo M., Menge B. A., Castilla J. C., Largier J., Wieters E. A., Broitman B. L., Barth J.A.(2009): Thermal indices of upwelling effects on inner-shelf habitats. *Progress in Oceanography*, Vol. 83, Issues 1–4, p.p. 278–287.
- Traganza, E.D., Redalje, D.G., Garwood, R.W., (1987): Chemical flux, mixed layer entrainment, and phytoplankton blooms at upwelling fronts in the California coastal zone. *Continental Shelf Research*, Vol.7, pp. 89–105.
- Thompson, R.O.R.Y., (1979): Coherence significance levels. *Journal of Atmospheric Science*, Vol 36, pp 2020–2021.
- Vetrano A., Napolitano E., Iacono R., Schroeder K., Gasparini G.P. (2010). Tyrrhenian Sea Circulation and water mass fluxes in spring 2004: observations and model results. *Journal of Geophysical Research.*, doi:10.1029/2009JC005680.
- Walsh, J. J. (1988): On the nature of continental shelves, *Academic Press*.
- Walsh, J. J.(1991): Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen, *Nature*, Vol. 350, pp. 53–55.
- Wang, Q., Kalogiros, J. A., Ramp, S. R., Paduan, J. D., Buzorius, G., and Jonsson, H. (2011): Wind Stress Curl and Coastal Upwelling in the Area of Monterey Bay Observed during AOSN-II. *Journal of physical oceanography*, Vol. 41, pp. 857–877.
- Winant, C.D. and Beardsley, R.C. (1979): A Comparison of Some Shallow Wind-Driven Currents, *Journal of physical oceanography*. VOL 9, ISSUE 1 pp 218-220.
- Witers,E.(2005): Upwelling control of positive interactions over mesoscale: a new link between bottom-up and top-down processes on rocky shores. *Marine Ecology Progress Series*. Vol. 301 43-54
- Yentsch, C. S. (1981). Vertical mixing, a constraint to primary production: an extension of the concept of an optimal mixing zone, in *Ecohydrodynamics, Proceedings of the 12th International Liège Colloquium on Ocean Hydrodynamics*, edited by J.C.J. Nihoul, pp. 67–77.
- Zappalà, G., Caruso G., Piermattei, V. Bonamano, S., Madonia, A., Di Cicco, A., Martellucci, R. and Marcelli, M. (2013): Integrated marine measurement in Civitavecchia (Rome) area. *WIT Transactions on Modelling and Simulation*. 01/2013; DOI:10.2495/CMEM130181

Ringraziamenti

Desidero innanzitutto ringraziare il mio relatore, il Professor Marco Marcelli, per i preziosi insegnamenti durante gli anni di dottorato, per la continua pazienza dedicatami e per la sua enorme disponibilità.

Inoltre ringrazio sentitamente la dottoressa Viviana Piermattei per il contributo scientifico e non solo, che in questi anni mi ha dato, fondamentale per la stesura della mia tesi. Intendo poi ringraziare tutti i ragazzi del Laboratorio di Oceanologia Sperimentale (DEB), in particolar modo Francesco Paladini, Cristiano Melchiorri e Daniele Piazzolla, per il grande aiuto e supporto che mi hanno dato.

Un ringraziamento speciale è dovuto ad Eleonora a mia madre, alla mia famiglia e all'amico Stefano Starace.

Per ultimo ma non ultimo ringrazio il dottor Alberto Pierattini compagno di ventura nelle numerose attività di misura, che ha contribuito attivamente alla realizzazione di questo lavoro.