Ringrazio la Prof.ssa Pinardi che mi ha dato la possibilità di fare questa tesi e che con la sua carica d'entusiasmo ed energia mi ha sempre sostenuta ed incoraggiata.

Ich moechte meinen besten Dank Professor Uwe Send aussprechen, der mir, als ich in Kiel angekommen bin, in die ozeanographische Welt eingefuehrt hat. Mit ihm will ich auch der ganzen Abteilung von Regionale Ozeanographie von dem Institut fuer Meereskunde danken, sie haben immer mir geholfen. Insbesondere, vielen Dank Detlef, der mit mir sein Buero geteilt hat, Gerd fuer seine unendliche Geduld und Dagmar und Jenny fuer ihre Freundschaft.

Dieci pagine di ringraziamenti non sarebbero sufficienti per ringraziare Jean-Michel per i suoi preziosi consigli, la sua precisione e disponibilità. Con lui ringrazio tutte le persone dell'IMGA che mi hanno aiutato, in particolare Claudia per i suoi consigli di sopravvivenza e Angelo il "maestro di analisi oggettiva".

Un grazie va, lassù nella fredda Danimarca, a Marcello che dall'esame di Mattioli in poi mi ha sempre incoraggiata e sostenuta nel mio cammino verso l'oceanografia.

Grazie a Federica che ha condiviso con me oltre alle giornate d'allegria in laboratorio il momento finale della stampa della tesi, senza di lei non avrei mai concluso in tempo.

Ringrazio Laura Ursella dell'OGS per i suoi mails illuminanti sull'ADCP e la sua gentilezza e disponobilità.

Grazie a tutti gli altri studenti del laboratorio di Ravenna che sono stati compagni di questa avventura e in particolare a Colucix col quale ho condiviso le fatiche delle giornate di lavoro all'IMGA nelle calde giornate d'agosto.

Grazie a Antonella Sala che con la sua disponibilità e attenzione mi è venuta incontro nel momento di maggior bisogno.

Grazie al mitico gcoppini che, anche se lontano con i suoi messaggi e talks quotidiani, non mi ha mai fatto mancare il suo prezioso sostegno morale e a Daniel's che coi suoi mails d'autore direttamente dalle Canarie allietava le giornate d'isolamento davanti alla workstation.

A proposito di computer, un ringraziamento particolare spetta a Gufo l'esperto informatico personale "on line" e nei casi di maggior urgenza a domicilio.

Ringrazio poi tutti gli amici di questi anni di università e in particolar modo Katia e Fede, le mie insostituibili compagne d'appartamento che oltre ad avermi sopportato mi hanno sempre aiutato e confortato nei momenti peggiori. Un grazie particolare anche a Lucone e Lisa oltre che per la loro amicizia anche per il lavoro di correttori di bozze e all'Anto che nel riso e nel pianto mi è sempre stata vicina. Poi c'è Carlo, il fratello, che mi ha sopportato e mi è sempre stato vicino. Un grazie particolare ai miei genitori che mi hanno sempre sostenuto e dato piena fiducia e a Pia e Mario, gli altri fratelli.

L'ultimo grazie è per Pippo, il FENOMENO, che oltre ad essersi preso cura di me in questi mesi si è distinto come correttorre di bozze, a lui dedico l'intero capitolo quattro. A tutti quelli che amano il mare, il profumo del vento e la forza delle onde.

"Sulla spiaggia, l'uomo è poeta.

Perchè il mare è sempre il venti per cento più grande di come lo si era immaginato. Se sapendo questo si prevede una ampiezza adeguata, il mare sarà comunque il venti per cento più grande di quanto calcolato. E anche se uno se lo aspetta ancora più grande, ci troverà sempre quel venti per cento in più. Anche se ci si riempie il cuore con una distesa di onde, e si immagina invece la spiaggia piccola, non c'è niente da fare, c'è sempre quel venti per cento in più.

Sarà questo l'infinito?"

Banana Yoshimoto

Indice

1	Introduzione					
	1.1	Il Mar Mediterraneo	1			
		1.1.1 Descrizione della circolazione	4			
	1.2	Descrizione delle caratteristiche biogeochimiche: i nutrienti	17			
	1.3	Obiettivi della tesi	21			
2	Dat	i a disposizione 2	23			
	2.1	World Ocean Database 1998	23			
		2.1.1 DATI WOD98	27			
	2.2	Crociera No.201 della nave oceanografica Poseidon	34			
		2.2.1 DATI CTD	36			
		2.2.2 DATI ADCP	47			
3	Maj	ppatura dei dati in tre dimensioni 4	19			
	3.1	Introduzione	49			
	3.2	Analisi oggettiva	50			
		3.2.1 Teoria di base	51			
	3.3	Analisi oggettiva applicata ai dati p201	53			
		3.3.1 Mappe di temperatura e salinità	54			
		3.3.2 Teoria dell'altezza dinamica e campi geostrofici baroclini	59			
		3.3.3 Mappe di altezza dinamica e mappe di $u \in v$	61			
	3.4	Analisi oggettiva applicata ai dati WOD98	83			
		3.4.1 Mappe di pH, clorofilla e O_2	83			

4 Metodi d'analisi dati ADCP e onde inerziali

 $\mathbf{94}$

	4.1	Introduzione					
	4.2	Le ond	e inerziali	. 95			
		4.2.1	Teoria	. 96			
		4.2.2	Osservazioni e caso analitico realistico	. 102			
		4.2.3	Caratteristiche delle onde inerziali nel				
			Mediterraneo	. 108			
	4.3	Come t	funziona un ADCP	. 109			
	4.4	Sottraz	zione del moto inerziale dai dati ADCP	. 117			
		4.4.1	Metodo di Candela: formulazione matematica	. 119			
5	Risı	ıltati a	nalisi dati ADCP	127			
5	Ris u 5.1	ultati a Descriz	nalisi dati ADCP zione dei dati ADCP p201	127 . 127			
5	Rist 5.1 5.2	ultati a Descriz Metode	nalisi dati ADCP zione dei dati ADCP p201	127 . 127 . 130			
5	Rist 5.1 5.2	iltati a Descriz Metodo 5.2.1	nalisi dati ADCPzione dei dati ADCP p201	127 . 127 . 130 . 130			
5	Rist 5.1 5.2	ultati a Descriz Metodo 5.2.1 5.2.2	malisi dati ADCPzione dei dati ADCP p201	127 . 127 . 130 . 130 . 136			
5	Ris (5.1 5.2 5.3	ıltati a Descriz Metode 5.2.1 5.2.2 Grafici	malisi dati ADCP zione dei dati ADCP p201	127 . 127 . 130 . 130 . 136 . 143			
5	 Rist 5.1 5.2 5.3 Con 	ultati a Descriz Metodo 5.2.1 5.2.2 Grafici	malisi dati ADCP zione dei dati ADCP p201	 127 127 130 130 136 143 156 			
5	 Rist 5.1 5.2 5.3 Con 6.1 	ultati a Descriz Metodo 5.2.1 5.2.2 Grafici aclusion Il lavor	malisi dati ADCP zione dei dati ADCP p201 ologia di analisi applicata ai dati Dati ripetuti o gruppi Dati dispersi e confronto con le velocità da altezza dinamica ni ro svolto	 127 127 130 130 136 143 156 156 			

Capitolo 1

Introduzione

1.1 Il Mar Mediterraneo

Il bacino del Mediterraneo si trova tra l'Africa, l'Europa e l'Asia, tra i $35^{\circ}N$ e i $40^{\circ}N$ di latitudine e tra i $5^{\circ}W$ e i $35^{\circ}E$ di longitudine. La sua estensione da est a ovest è di circa 3860 km mentre da nord a sud è di circa 600 km. Ha una superficie di 2.5 milioni di m^2 ed un volume di 3.7 milioni di m^3 . La profondità media del Mediterraneo è di circa 1500 metri, la profondità massima è di 5200 metri nella fossa ellenica, al largo di Capo Matapan (fig. 1-1).

E' un bacino semichiuso in comunicazione con l'Oceano Atlantico tramite lo stretto di Gibilterra che ha una profondità media di 350 metri e una larghezza minima di circa 22 km. Lo stretto dei Dardanelli, nel Mar di Marmara e quello del Bosforo lo mettono in comunicazione col Mar Nero. La scarsa profondità di tali stretti, solo 35 metri per il Bosforo, rende gli scambi molto limitati. Lo Stretto di Gibilterra al contrario determina in grande misura alcuni dei caratteri idrologici di tutto il bacino, come vedremo in seguito.

Il Mediterraneo può essere suddiviso in due bacini principali, quello Occidentale che va da Gibilterra fino al canale di Sicilia (tra la Sicilia e la Tunisia) e quello Orientale dal canale di Sicilia fino alle coste del Medio Oriente.

La piattaforma del canale di Sicilia che mette in comunicazione i due bacini, ha una profondità massima di 400 metri e ciò influisce notevolmente sulla circolazione delle acque profonde, che non riescono ad oltrepassare questo stretto.



Figura 1-1: Topografia del Mar Mediterraneo

I due bacini sono messi in contatto anche dallo stretto di Messina, tra la Sicilia e la penisola italiana. Le profondità massime nei due bacini sono rispettivamente di circa 3400 m nell'ovest e 4200 m nell'est (escludendo la fossa ellenica del Capo di Mapatan).

La figura 1-1 illustra le caratteristiche topografiche del Mediterraneo. Nel Mediterraneo Occidentale si trova la piana balearica con una profondità di circa 2500 metri e la valle tirrenica profonda, con profondità superiore ai 3000 metri. La topografia del bacino est rivela una struttura spaziale più complicata. Il bacino dello Ionio raggiunge profondità di 3500 metri con una valle profonda 4000 metri nel bacino ellenico, nella parte più a est. Nel bacino levantino sono presenti montagne sottomarine di altezza rilevante e la valle del bacino di Rodi, a est dell'isola omonima, che è profonda 4000 metri. Il rialzo continentale è ripido lungo quasi tutta la scarpata continentale del bacino fatta eccezione per l'Alto Adriatico, il Golfo della Sirte e il Golfo del Leone.

Nella tesi ci occuperemo in particolare del bacino ovest e quindi ne descriviamo ora più in dettaglio le caratteristiche . Esso si estende dai $5^{\circ}W$ ai $15^{\circ}E$ di longitudine ed è compreso tra i $35^{\circ}N$ e i $44^{\circ}N$ di latitudine.

Andando dallo stretto di Gibilterra verso est si trovano i seguenti mari o bacini (fig.1-1):

- Mare di Alboran: è interamente racchiuso tra due catene montuose, la catena del Rif in Marocco e la betica del sud della Spagna; non è molto profondo e contiene una dorsale che emerge localmente a formare l'isola di Alboran;
- Bacino Balearico: si estende fino al Golfo di Genova. Ha forma triangolare con il lato più lungo rivolto verso le coste ispano-francesi e delimitato verso est dalle isole di Corsica e Sardegna. In questo bacino si trovano le isole baleariche (Maiorca, Ibiza, Minorca e Formentera);
- Bacino Algero-Provenzale: si estende dalle coste francesi fino a quelle algerine ed è limitato lateralmente dalle Baleari da una parte e da Corsica e Sardegna dall'altra;

 Mar Tirreno: confinato tra le isole di Corsica, Sardegna, Sicilia e la penisola italiana. Contiene molte isole di origine vulcanica come Ischia, Procida, Ponza e le Eolie e grandi vulcani sottomarini (Vavilov e Marsigli). La parte settentrionale meno profonda contiene isole con massicci granitici recenti (Elba, Montecristo e Giglio).

1.1.1 Descrizione della circolazione

La circolazione generale di tutto il bacino è guidata da tre forzanti principali (fig.1-2):

- 1. Il sistema di ingresso e uscita di acque dallo Stretto di Gibilterra.
- 2. I flussi termici di evaporazione all'interfaccia aria-mare (circolazione termoalina). Il forzante termoalino all'interfaccia aria-mare è importante alla scala temporale stagionale. I processi di formazione delle acque profonde ed intermedie causati da questo forzante giocano un ruolo importante a scale temporali dell'ordine di decine d'anni;
- 3. Lo stress del vento. Forza la circolazione alla scala temporale corta (ore) fino a quella stagionale, alla scala spaziale dei maggiori bacini descritti sopra. Così è possibile che il forzante termico e quello dovuto al vento agiscano sulla stessa scala temporale, il primo provocando i processi di trasformazione delle acque e l'ultimo causandone il trasporto e la dispersione.

Per quanto riguarda la struttura verticale termoalina si possono individuare tre masse d'acqua che vengono identificate in base al luogo in cui si formano (fig.1-3). Bisogna comunque tener presente che gli intensi processi d'interazione aria-mare e di rimescolamento verticale con gli strati adiacenti fanno sì che le temperature, le salinità e le profondità, caratteristiche di queste diverse masse d'acqua, varino per ogni subregione dei due bacini principali del Mediterraneo (Hecht, 1988). Diamo ora una breve descrizione di queste differenti masse d'acqua:



Figura 1-2: Schema della circolazione generale del Mediterraneo.



Figura 1-3: Distribuzione verticale delle masse d'acqua

- ACQUA ATLANTICA MODIFICATA (MAW, "Modified Atlantic Water"): è uno strato di acqua Atlantica che si trova a partire dalla superficie fino a circa 100 metri di profondità e che entra dallo Stretto di Gibilterra. E' caratterizzata da bassa salinità (da 36.5 psu a 38.5 psu rispettivamente a ovest e a est della Sicilia);
- ACQUA LEVANTINA INTERMEDIA (LIW, "Levantine Intermediate Water"): si forma nel bacino levantino orientale tramite processi di convezione che avvengono nel periodo invernale. Da qui poi si propaga verso il bacino occidentale a 200-300 metri di profondità mescolandosi gradualmente con le masse d'acqua circostanti. Nel bacino occidentale si trova infatti ad una profondità intermedia tra i 300-700 metri. La LIW costituisce un massimo sottosuperficiale di salinità con una media di S≥38.4 psu. E' proprio la LIW che costituisce la maggior parte della massa d'acqua mediterranea in uscita da Gibilterra;
- ACQUA MEDITERRANEA PROFONDA (MDW, "Mediterranean De-

ep Water"): viene prodotta durante l'inverno nel Golfo del Leone per il bacino ovest, nell'Adriatico e nell'Egeo per il bacino est. La MDW trovandosi a profondità superiori di quella dello stretto di Sicilia non può lasciare il bacino in cui si è formata e quindi non sono possibili rimescolamenti tra la MDW del bacino occidentale (WMDW) e quella del bacino orientale (EMDW).

Analizziamo ora in dettaglio la circolazione nelle sue diverse componenti.

Circolazione termoalina forzata da Gibilterra

La circolazione e l'idrografia del Mar Mediterraneo sono guidate dalla perdita netta di acqua e calore con l'atmosfera e dagli scambi di salinità e calore con l'Oceano Atlantico che avvengono attraverso lo stretto di Gibilterra.

La perdita per evaporazione eccede l'apporto dovuto alle precipitazioni, ai fiumi e agli scambi col Mar Nero e ha un tasso annuo medio in tutto il bacino del Mediterraneo di 0.92 metri anni⁻¹(Bethoux, 1980). Possiamo quindi definire questo mare un bacino di concentrazione perchè ha un bilancio (evaporazioneguadagno d'acqua) positivo. Il bilancio tra l'apporto di acqua poco salata di provenienza atlantica e la perdita netta di acqua all'interfaccia aria-mare è uno dei motori principali della circolazione verticale nel bacino nelle prime centinaia di metri (vedi figura 1-2).

I flussi entranti ed uscenti da Gibilterra sono il meccanismo di controllo delle riserve di sale e di massa di tutto il Mare Mediterraneo su una scala temporale di parecchie decadi (il tempo di residenza dell'acqua nel Mediterraneo occidentale è stimato essere dell'ordine dei 100 anni). Una volta entrata attraverso lo Stretto di Gibilterra, l'acqua atlantica poco salata che si trova alla superficie, è soggetta ad evaporazione e al rimescolamento con l' acqua più densa degli strati più bassi. Ciò causa un progressivo aumento della salinità dell'acqua atlantica; il valore superficiale passa da 36.25 psu nell'area di Gibilterra fino a 37.25 psu nello Stretto di Sicilia e a valori più alti di 38.50 psu nel bacino levantino. Il suo percorso da ovest verso est nell'intero Mar Mediterraneo può essere tracciato come un minimo subsuperficiale di salinità (fig.1-3) che progressivamente sprofonda passando da una profondità di 20 a una di 50 metri. Questi complessi processi di trasformazione delle acque avvengono stagionalmente sia nel bacino ovest che in quello est e sono accompagnati da flussi termici e di evaporazione su larga scala, da processi di rimescolamento verticale turbolento e dai fenomeni regionali di formazione delle acque profonde. Questa componente della circolazione termoalina può essere vista come come un nastro trasportatore, "conveyor belt", nella direzione zonale del bacino come indicato in fig. 1-2.

Circolazione termoalina forzata dalla formazione delle acque profonde

Questa è la circolazione verticale "classica" degli oceani che avviene nel piano meridionale dei bacini profondi. Connette le aree di formazione delle acque profonde con le zone abissali e superficiali degli oceani. Questa circolazione verticale è schematizzata in figura 1-2 dal nastro trasportatore di colore blu. Le zone di formazione delle acque profonde sono distinte nel bacino ovest e in quello est così che si instaurano due nastri trasportatori meridionali separati. Il luogo di formazione delle acque profonde nel Mediterraneo orientale è il Mar Adriatico, dove in inverno si forma una massa d'acqua con temperatura potenziale $\theta = 13.60^{\circ} C$ e salinità S = 38.70 psu che poi si diffonde in tutto il bacino est.

L'interpretazione tradizionale della formazione delle acque profonde nell'Adriatico assegna un ruolo chiave ai processi di raffreddamento e di evaporazione che agiscono sulle acque nel Sud e Nord dell'Adriatico causando la formazione e lo sprofondamento di acque molto dense fuori dallo Stretto di Otranto.

Il luogo di formazione delle acque profonde nel Mediterraneo Occidentale è il Golfo del Leone (Leaman and Schott, 1991). In questa zona, venti invernali freddi e secchi provocano intensi movimenti convettivi che possono avere come conseguenza il rimescolamento fino a 1200-1500 metri dell'acqua superficiale relativamente fredda e salata con quella sottostante. La massa d'acqua che si viene a formare in seguito a questi processi ha una temperatura potenziale $\theta \approx 12.70^{\circ} C$ e una salinità di circa 38.40 psu. Questa massa d'acqua fa parte del flusso d'acqua mediterranea uscente da Gibilterra (Kinder e Parilla, 1987).

Circolazione orizzontale a scala di bacino

Le strutture orizzontali della circolazione nel bacino sono regolate, in superficie, dall'acqua atlantica entrante e in profondità dalle acque formatesi nel Mediterraneo. Nelle figure 1-4 e 1-6 sono mostrate le correnti principali alla superficie e le loro ricircolazioni che prendono il nome dalle aree geografiche in cui vengono osservate, queste figure possono poi essere confrontate con la fig. 1-5 ottenuta dall'analisi di dati idrografici climatologici della banca MODB (J-M Brankart et al., 1995).

Il flusso di acqua atlantica entrante da Gibilterra forma nel Mar di Alboran due giri anticiclonici, il giro occidentale e quello orientale la cui diramazione più a est costituisce il fronte di Almeria-Oran, caratterizzato da un forte contrasto di densità tra l'acqua atlantica entrante e l'acqua mediterranea. Questi giri possono variare di posizione e dimensioni ed essere assenti anche per mesi. Proseguendo il suo percorso verso est l'acqua atlantica si sposta dalla Spagna verso la costa africana dando origine alla Corrente Algerina. Questa corrente spostandosi verso est diventa instabile e forma dei meandri dai quali si staccano vortici sia ciclonici che anticiclonici. Questi vortici si muovono verso oriente ma è stato osservato, da dati da satellite, che solo quelli anticiclonici aumentano di dimensioni fino a raggiungere un diametro di 50-100 km (Millot, 1991). La corrente Algerina prosegue poi lungo la costa africana in direzione dello Stretto di Sicilia dove si divide e una parte entra nel bacino orientale e un'altra va verso nord, nel Mar Tirreno passando per il Canale di Sardegna. Qui la circolazione invernale è caratterizzata da un giro ciclonico che si estende a tutto il bacino. La MAW che entra dal Canale di Sardegna-Sicilia viene trasportata così verso nord dove o attraversa il canale di Corsica e va nel Mar Ligure, oppure prosegue il giro nella la cella di circolazione ciclonica scorrendo lungo la costa meridionale della Sardegna. In estate, il giro è confinato nella parte settentrionale e nella parte meridionale la circolazione può invertirsi e passare



Figura 1-4: Circolazione delle acque superficiali.



Figura 1-5: Circolazione delle acque superficiali da analisi climatologica di dati dell'MODB.

Figura 1-6: Circolazione dell'acqua atlantica superficiale (da Millot, 1985)

da ciclonica ad anticiclonica (Ayoub, 1996).

Nella parte settentrionale del bacino Algero-Provenzale la circolazione è debole e ciclonica per tutto l'anno ed è caratterizzata da un indebolimento nel periodo estivo. Nella regione più a nord, lungo le coste italiane, francesi e spagnole la circolazione è dominata dalla presenza della Corrente del Nord che scorre dal Mar Ligure verso ovest. Questa corrente presenta una variazione d'intensità stagionale; in inverno è abbastanza intensa e forma dei meandri, mentre in estate tende ad indebolirsi.

Anche nella fig.1-5 che è stata ottenuta da un'analisi statistica di dati idrografici, relativi alla stagione invernale, sono ben evidenti le strutture tipiche della circolazione di questo bacino. Sono infatti ben identificabili la corrente Algerina coi suoi vortici ciclonici e anticiclonici e il giro ciclonico del Golfo del Leone.

La ramificazione della corrente Algerina che invece raggiunge il Mar Ionio prende il nome di corrente Ionico-Atlantica, la quale atraversa il bacino ionico ad una latitudine di circa 36° N dividendo lo Ionio in due aree. In quella nord troviamo il giro ciclonico dello Ionio occidentale mentre in quella sud troviamo uno o più giri di tipo anticiclonico. A sud dell'isola di Creta la corrente Ionico-Atlantica prende il nome di Corrente a getto Medio-Oceanica e si spinge fino alle coste dell'Asia Minore. All'altezza di Cipro abbiamo una biforcazione di quest'ultima verso nord con un giro ciclonico chiamato giro di Rodi. Nel bacino levantino sono presenti due giri anticiclonici a sud della dorsale medio-oceanica, quello di Mersa-Matruh e quello di Shikmona. Tali giri si pensa siano ricorrenti nel tempo ma la ragione della loro esistenza deve essere ancora capita.

In generale possiamo quindi affermare che la circolazione orizzontale alla superficie del Mediterraneo può essere suddivisa nella parte settentrionale, a nord della corrente Atlantica, dove abbiamo una prevalenza di circolazioni di tipo ciclonico, e nella parte meridionale dove si osservano strutture di tipo anticiclonico.

Nelle figure 1-8 e 1-7 vediamo uno schema della circolazione sottosuperficiale all'altezza del termoclino, cioè ad una profondità tra i 300 ed i 500 metri. Figura 1-7: Circolazione dell'acqua levantina (da Millot, 1985)

Come si vede nello schema, la corrente nel Canale di Sicilia è ora in senso opposto a quella che si osserva alla superficie e si ha un trasporto di acqua levantina nel bacino occidentale. Quest'ultima corrente è formata dalle acque levantine intermedie (LIW) che si sono formate nel giro di Rodi (la parte tratteggiata nella figura 1-8). Nel bacino ionico tale corrente si biforca in un ramo verso nord attraverso lo Stretto di Otranto e uno verso il centro dello Ionio. Oltrepassato il canale di Sicilia, nel bacino occidentale, vediamo che la corrente levantina si insinua nel bacino del Tirreno in una struttura ciclonica, già osservata alla superficie, per poi entrare nel bacino balearico passando a sud della Sardegna. Qui abbiamo un'ulteriore biforcazione: un ramo si dirige verso nord contribuendo, con il suo apporto di acqua salata nel giro del Golfo del Leone, alla formazione delle acque profonde al centro del ciclone, mentre l'altro ramo si dirige verso lo Stretto di Gibilterra per riversarsi nell'Atlantico.

Figura 1-8: Circolazione dell'acqua levantina.

Le due circolazioni appena descritte sono chiaramente connesse tra di loro attraverso gli scambi verticali che avvengono nella colonna d'acqua.

Circolazione alla mesoscala

La dimensione orizzontale dei processi definiti di mesoscala è generalmente 4-5 volte il raggio di Rossby. Il raggio di deformazione di Rossby è una misura usata in oceanografia per definire le scale spaziali alle quali i processi adiabatici verticali sono dello stesso ordine di grandezza di quelli orizzontali. Nel Mediterraneo il raggio di deformazione di Rossby è di O(10-14) km ed i processi di mesoscala hanno una dimensione spaziale di circa 50 km. Data la sua scala così piccola e l'instabilità dei processi di mesoscala, lo studio di questi fenomeni risulta essere difficile.

Millot et al.(1991), hanno messo in evidenza il fatto che nelle correnti superficiali principali che caratterizzano la circolazione nel Mediterrraneo Occidentale, possono verificarsi processi di instabilità che possono provocare l'insorgere di "eddies" alla mesoscala. Questi "eddies" possono dar luogo a correnti molto intense e possono modificare le caratteristiche idrografiche introducendo una forte eterogeneità. In alcuni casi interagiscono con la corrente che li ha generati e si verifica così che le acque superficiali che inizialmente erano trasportate dalla corrente vengono deviate verso il mare. Un esempio tipico di questi fenomeni sono gli "eddies" che si staccano dalla corrente algerina e che possono essere sia ciclonici che anticiclonici. E' stato osservato però che solo quelli anticiclonici possono crescere in dimensione (circa 50-100 km) e propagarsi in direzione est, come già spiegato nella sezione precedente.

Nel bacino levantino sono stati condotti campionamenti ad alta risoluzione da Robinson et al. (1987) che hanno mostrato l'esistenza di vortici di mesoscala tipici dell'oceano aperto. Tali vortici sono importanti perchè contribuiscono al trasporto delle acque levantine.

Le acque vengono intrappolate all'interno del vortice e poi trasportate. Hecht et al. (1988), analizzando le proprietà delle masse d'acqua all'interno dei vortici nel bacino orientale hanno trovato che la distribuzione spaziale delle LIW è fortemente correlata con la variabilità dei processi di piccola scala nel tarsporto di massa.

Possiamo quindi immaginare i vortici della mesoscala come un meccanismo di trasporto delle acque, le quali durante il trasporto riescono a mantenere le loro caratteristiche. Recentemente si è visto che la comprensione e lo studio di tali processi è molto importante per lo studio della variabilità spaziale e temporale delle strutture della circolazione generale del Mediterraneo.

Considerazioni sulla circolazione e la sua variabilità

Studi recenti effettuati in entrambi i bacini hanno rivelato che la circolazione del Mediterraneo è il risultato di un'interazione delicata tra la variabilità di mesoscala e quella stagionale che presenta una variabilità importante su scale temporali stagionali e interannuali. E' stato osservato che la variabilità interannuale può essere legata sia ad anomalie atmosferiche che si verificano su una scala temporale interannuale, che a instabilità interne non lineari tra il sistema di correnti e di giri che fanno parte della circolazione generale.

Nel Mediterraneo ovest il segnale di variabilità stagionale è grande e coinvolge l'intensità delle correnti, inversioni delle correnti regionali e la variabilità di mesoscala. Nel Mediterraneo est invece la variabilità interannuale è di grandezza paragonabile al segnale stagionale e coinvolge cambiamenti delle caratteristiche delle masse profonde e intermedie d'acqua così come ri-correnti e giri semi-permanenti; anche la variabilità di mesoscala è molto intensa e probabilmente influenza le interazioni del flusso degli "eddies" medi nel bacino.

Le diversità tra i due bacini sono quindi prima di tutto dovute a cambiamenti stagionali e interannuali dell'intensità dello sforzo del vento e a variazioni dell'intensità dei flussi di calore e d'acqua all'interfaccia aria-mare. Le anomalie atmosferiche potrebbero essere anche parzialmente responsabili della formazione di acque levantine profonde nel giro di Rodi e della formazione di acque profonde nell'Egeo.

Il volume del trasporto di calore e sale attraverso gli stretti di Gibilterra e di Sicilia sono stati descritti da una combinazione di studi numerici e di osservazioni. Dagli studi numerici si è visto che la variabilità del volume trasportato attraverso lo stretto di Sicilia è composta sia da correnti guidate dalla densità che da correnti barotropiche, le ultime responsabili del trasporto di gran volume misurato sul plateau della Sicilia.

1.2 Descrizione delle caratteristiche biogeochimiche: i nutrienti

I nutrienti come azoto, fosforo e silicio, la cui disponibilità nelle acque superficiali limita la produzione biologica, vengono detti "elementi biolimitanti". La loro distribuzione nell'acqua di mare e nei sedimenti è influenzata sia da fattori fisici come il moto dell'acqua, la stratificazione nella colonna d'acqua e l'apporto fluviale di materiale organico e inorganico che da fattori biologici dovuti all'interazione degli organismi con i cicli biogeochimici di questi elementi. Come risultato dell'interazione tra questi processi fisici e biologici, gli elementi biolimitanti hanno in generale negli oceani concentrazioni più elevate nelle acque profonde rispetto a quelle superficiali.

Esaminiamo ora in dettaglio la distribuzione di questi elementi nel Mediterraneo prestando particolare attenzione al bacino occidentale.

Il Mediterraneo è un bacino oligotrofico con la particolarità di essere limitato dal fosforo, avendo un rapporto N:P maggiore di quello di Redfield (rapporto molare uguale a 16 nell'oceano). La causa di un rapporto azoto/fosforo così alto (con valori compresi tra 20 e 23) non può essere imputata al forzante fisico (processi di ridistribuzione all'interno della colonna d'acqua), nè a cambiamenti dell'apporto fluviale indotti dall'uomo. Una possibile spiegazione potrebbe essere il fatto che si sviluppi, durante i mesi estivi, un ciclo alimentare microbico nella zona fotica che trasforma l'ortofosfato importato in DOC ("Dissolved Organic Carbon"). L'instaurarsi di questa particolare catena alimentare potrebbe essere spiegata dall'abbondanza, rispetto alla popolazione di diatomee, di piccoli organismi fitoplanctonici. La limitazione del fosforo è indotta dal seguente ciclo alimentare:

- la crescita dei batteri e del fitoplancton è limitata dalla disponibilità di fosforo;
- si ha un'alta produzione di DOC e DOP nell'acqua superficiale, che poi subduce durante il periodo invernale, e una loro degradazione nelle acque profonde;
- 3. degradazione batterica del DOC influenzata dalla limitazione stessa da fosforo e predazione microplanctonica.

Nel Mediterraneo l'apporto di nutrienti è dovuto all'acqua atlantica entrante in superficie allo Stretto di Gibilterra e agli scarichi terrestri e atmosferici all'interno del bacino. La distribuzione dei nutrienti è influenzata dalla dinamica marina, dall'attività biologica e dai processi di remineralizzazione di materia organica, processi responsabili anche del trasferimento, su scala annuale, di questi elementi alle acque profonde. Il Mediterraneo quindi importa nutrienti in superficie e li esporta in profondità col flusso di acqua profonda mediterranea in uscita da Gibilterra.

Per poter fare una stima della concentrazione di nutrienti è necessario quindi avere informazioni su:

- a) gli apporti atmosferici
- b) gli apporti terrestri
- c) il flusso superficiale atlantico entrante
- d) il flusso profondo di acqua mediterranea uscente.

Nella figura 1-9 viene illustrata una schematizzazione (da Bethoux, 1992) dei flussi di nutrienti nel Mediterraneo. Il bacino è stato suddiviso in uno strato superficiale e uno profondo e in tre regioni: il Mar di Alboran, il bacino occidentale e quello orientale. Le frecce rappresentano i flussi orizzontali (F_1 - F_6) e quelli verticali. Negli stretti le corrispondenti concentrazioni di nutrienti risultano essere C_1 - C_6 , e gli apporti atmosferici e terrestri sono stati indicati rispettivamente con A_W per il bacino ovest e A_E per il bacino est. La stima di



Figura 1-9: Schematizzazione del flusso di nutrienti (da Bethoux, 1992)

AUTORE	E-P	V_s	C_{Atl}	C_{Med}	Apporto terrestre	
	$(m y^{-1})$	$(10^{15} \text{ kg y}^{-1})$	$(\mu \mod P kg^{-1})$	$(\mu mol P kg^{-1})$	$(10^9 mol P y^{-1})$	
McGill(1969)	0.48	22	0.19	0.29	1.9	
Bethoux(1981)	0.95	52	0.05	0.27	12	
Sarmiento et al. (1988)	0.50	21	0.23	0.39	3	
Coste et al. (1988)	1.06-0.95	37-52	0.36	0.44	2-3.1	

Tabella 1.1: Stime fatte da differenti autori dei flussi entranti, uscenti ed apporti di nutrienti nel bacino ovest del Mediterraneo (Bethoux, 1992).

questi flussi dipende da numerosi fattori ed è quindi di difficile realizzazione. Nella tabella 1.1 vengono mostrate stime fatte in differenti studi per valutare questi flussi. Con (E-P) si intende il deficit d'acqua, (V_s) la fuoriuscita dell'acqua mediterranea profonda, (C_{atl}) la concentrazione di fosforo nell'acqua atlantica entrante alla superficie, (C_{med}) la concentrazione nell'acqua mediterranea profonda uscente e (Apporto terrestre) il risultante apporto da parte del continente.

Analizzando dati storici era stato messo in evidenza un aumento della concentrazione di fosfato nelle acque profonde del bacino ovest per il periodo 1962-1988, confermato poi anche da dati raccolti durante due crociere svoltesi rispettivamente nel dicembre 1988 e nell'agosto 1989 e dai dati raccolti e analizzati durante il "Mediterranean Target Project -I" (MTP-I). Considerato che la concentrazione di nutrienti presenti nell'acqua atlantica entrante risulta essere più o meno costante e che il fosforo in essa contenuto è principalmente fosforo inorganico disciolto che costituisce una minima parte del contenuto totale di fosforo, si ritiene che le variazioni di concentrazione siano imputabili alle fonti di nutrienti interne al bacino, cioè all'apporto terrestre ed atmosferico (Bethoux, 1992). Ciò risulta essere la conseguenza dell'aumento delle attività industriali, agricole e urbane, come stimato nel rapporto dell'U-NEP nel 1988. Il tasso annuo di aumento del fosforo risulta essere pari allo 0.5%. Già nei primi anni ottanta (Bethoux et al., 1979) era stato messo in evidenza un analogo incremento per i nitrati. Questi risultati sono in accordo con lo scenario globale secondo il quale il fosforo totale disciolto sulla superficie della terra aumenta proporzionalmente alla popolazione del bacino e al suo consumo d'energia. L'aumento dell'apporto di fosforo produce frequenti fenomeni di eutrofizzazione nelle zone costiere del Mediterraneo. Più in generale questo incremento significa un aumento della produzione biologica nello strato superficiale e un conseguente aumento del consumo di ossigeno nelle acque profonde per mineralizzare la materia organica proveniente dalla superficie. Ciò potrebbe portare a fenomeni di anossia parziale.

Sono disponibili per il bacino occidentale dati di azoto e fosforo che permettono di tracciarne i profili verticali tipici. Nella figura 1-10 sono illustrati i profili verticali dei dati, sia per il fosforo che per l'azoto. Da questi profili si può osservare che, in accordo anche con i risultati ottenuti dall' MTP-I, in questo bacino a partire da 300-400 metri la concentrazione di nutrienti risulta essere omogenea. In mare è presente fosforo sia nella sua forma minerale che organica, si sotto forma di particolato che disciolto. Il fosforo organico può raggiungere una concentrazione confrontabile a quella del fosforo minerale solo nelle acque superficiali, mentre nelle acque intermedie e profonde prevale il fosforo minerale disciolto (fosfato) (Bethoux, 1979). Mentre nello strato superficiale è difficile stabilire una concentrazione media, a causa della variabilità dovuta alle trasformazioni chimiche e all'assunzione da parte degli organismi e



Figura 1-10: Profili verticali di nutrienti nel bacino occidentale del Mediterraneo. (da Bethoux , 1992)

a causa delle basse concentrazioni, negli strati intermedi e profondi i nutrienti possono essere considerati conservativi.

Non si hanno dati sufficienti per mappare orizzontalmente i nutrienti nel bacino, ma è stato osservato che i gradienti principali sia in direzione zonale che meridionale sono legati alle strutture di upwelling e "downwelling" e alla circolazione generale guidata dal vento. Sembrerebbe inoltre, ma questa ipotesi frutto dei lavori dell'MTP-I deve essere approfondita e verificata con ulteriori studi, che a causa della prevalenza di strutture di "downwelling" nella parte sud del bacino, le variazioni nel carico di nutrienti portato dai fiumi potrebbero influenzare maggiormente il Mediterraneo meridionale rispetto a quello settentrionale.

1.3 Obiettivi della tesi

Lo scopo di questa tesi è di studiare la circolazione a scala sinottica (cioè su scale temporali dell'ordine di settimane o giorni). Per fare questo studio sono stati utilizzati dati fisici della colonna d'acqua provenienti da strumenti differenti. Sono infatti stati utilizzati dati da CTD, strumento ormai classico dell'oceanografia e da ADCP montato sullla chiglia della nave, strumento utilizzato solo da pochi anni e per il quale non sono ancora state risolte molte problematiche. La differenza fondamentale tra i due tipi di dati è che mentre da quelli CTD si possono ricavare solo misure relative del campo di velocità, l'ADCP fornisce invece misure assolute delle velocità orizzontali. Il problema principale legato all'utilizzo di questi dati è dovuto al fatto che le sue registrazioni contengono informazioni del moto a tutte le frequenze e può essere un problema di difficile risoluzione riuscire a separare le componenti a bassa frequenza da quelle ad alta. Si è voluto anche confrontare le distribuzioni e concentrazioni dei composti biogeochimici per poter vedere come vengono influenzate dalla circolazione ma, non avendo a disposizione dati presi in contemporanea a quelli fisici, sono stati utilizzati dati storici.

Capitolo 2

Dati a disposizione

Per gli studi effettuati in questa tesi sono stati utilizzati dati oceanografici provenienti dalla banca dati WOD98 ("World Ocean Database 1998") e dalla crociera n° 201 dell'Institut fuer Meereskunde dell'Università di Kiel (Germania) effettuata con la nave oceanografica Poseidon.

2.1 World Ocean Database 1998

E' una raccolta di dati oceanografici su scala globale rilasciata dall'OCL ("Ocean Climate Laboratory"). L'OCL è finanziato dalla NOAA ("National Oceanic and Atmospheric Administration") all'interno dei programmi "Climate and Global Change" e "Environmental Science Data" e del programma "Information Management" (ESDIM). Ha come obiettivo quello di raccogliere dati oceanografici in banche dati la cui qualità sia stata scientificamente controllata, di analizzare in modo oggettivo i campi delle variabili oceanografiche a scala globale e di eseguire studi diagnostici sui dati stessi.

Questa raccolta di dati è stata rilasciata su CD-Roms che contengono i valori dei dati sia a livelli ai quali sono stati campionati che a livelli standard stabiliti dall'OCL. E' il risultato dell'aggiornamento e del miglioramento di lavori precedenti, in particolare del World Ocean Atlas 1994 ("WOA94").

La seconda parte di questa banca dati sarà il World Ocean Atlas 1998 che conterrà campi di molte variabili contenute nel WOD98 analizzati con tecnica



Figura 2-1: Nave oceanografica POSEIDON.

oggettiva.

Rispetto alle banche dati precedenti, in particolare la WOA94, la WOD 98 contiene oltre alla correzione di errori anche variabili in più come nitriti, pH, alcalinità, clorofilla, plancton, e tutti i metadati e dati meteorologici disponibili.

I dati utilizzati per creare questa banca sono tutti quelli trovati negli archivi del NODC ("National Oceanographic Data Center") più i dati storici ritrovati tramite il progetto GODAR ("Global Ocean Data Archiving and Rescue Project") del "Global Temperature Salinity Profile Project".

Gli strumenti coi quali i campionamenti sono stati fatti sono: XBT ("Expandible Bathythermograph"), MBT ("Mechanical Bathythermograph"), CTD ("Conductivity Temperature Depth") ad alta risoluzione, CTD a bassa risoluzione e bottiglie (Niskin e Nansen).

La banca contiene dati per le variabili oceanografiche elencate nella tabella 2.1, insieme alle rispettive unità di misura:

Ogni stazione di misurazione è corredata da un insieme di metadati quali:

1. Un'intestazione primaria, con tutte le informazioni necessarie per iden-

VARIABILI	UNITA' DI MISURA
Temperatura	$^{\circ}C$
$\operatorname{Salinità}$	PSU e $^0/_{00}$
Ossigeno	ml/l
$\operatorname{Fosfati}$	μM
Silicati	μM
Nitriti	μM
Nitrati	μM
pН	a dimensional e
$\operatorname{Clorofilla}$	$\mu g/l$
Plankton (biomassa)	diverse
Alcalinità	meq/l
Pressione	decibars

Tabella 2.1: Elenco delle variabili contenute nella banca dati WOD98 e delle rispettive unità di misura.

tificare un profilo (data, luogo, tempo, codice del paese, codice della crociera e un numero assegnato alla stazione);

- 2. Dati sui codici;
- Intestazione secondaria che dà informazioni sui dati meteorologici, sulle caratteristiche della colonna d'acqua, informazioni sui campioni usati, sulla nave, l'istituto, il progetto, le unità di misura originarie e i metodi di misurazione utilizzati;
- Intestazione biologica necessaria per capire come sono stati campionati i dati biologici. Questi dati sono sia quelli di biomassa fitoplanctonica (pesi o volumi) che le osservazioni di taxa specifici (non comprendono i dati di clorofilla);
- Dati sui taxa specifici e sulla biomassa: contengono i pesi del fitoplancton, i volumi e/o le concentrazioni per l'intero campione (per la biomassa) o per i singoli gruppi di organismi (taxa-specifico).

A questa intestazione seguono i valori delle variabili misurate in funzione della profondità: temperatura, salinità, ossigeno, fosfati, silicati, nitriti, nitrati, pH, clorofilla, alcalinità e pressione. Le operazioni di controllo di qualità che sono state effettuate sui dati sono molto rigorose e vengono fatte seguendo una procedura ben precisa applicata nello stesso modo all'intera banca dati.

Innanzitutto è stato fatto un controllo di qualità dei dati ai livelli di campionamento prima di interpolarli ai 40 livelli a profondità standard (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1100, 1200, 1300, 1400, 1500, 1750, 2000, 2500, 3000, 3500, 4000, 4500, 5000, 5500, 6000, 6500, 7000, 7500, 8000, 8500, 9000 metri).

Il controllo della qualità dei dati sia ai livelli standard che a quelli di campionamento è stato fatto seguendo questo schema:

- svariati controlli per assicurarsi che la conversione dal formato originale a quello adottato dall'OCL fosse corretta;
- controlli preliminari per individuare stazioni duplici, inversioni di profondità, gli intervalli di variazione delle variabili delle intestazioni primarie e secondarie, controlli sull'integrità della crociera, duplicati o sovrapposizioni con crociere già presenti nella banca dati;
- controlli degli intervalli di profondità dei dati ai livelli osservati in funzione della profondità del bacino a cui si riferiscono;
- controllo di stabilità gravitazionale del profilo tramite il calcolo della densità e riconoscimento di inversione di densità dei dati dei livelli standard;
- 5. controlli di inversione di densità dei dati ai livelli standard;
- 6. in alcuni casi prima di interpolare dai livelli di campionamento a quelli standard sono state fatte correzioni sulla velocità di caduta dell' XBT;
- 7. controlli della deviazione standard;
- 8. controlli di caratteristiche rivelatesi non realistiche dopo che ne è stata fatta l'analisi oggettiva.

ossig.	fosfati	silicati	$\operatorname{nitriti}$	nitrati	pН	clorof.	alcalin.	bio
2856	11	3	2	1	35	102	11	nessuno

Tabella 2.2: Elenco delle variabili biogeochimiche e della loro distribuzione nel bacino occidentale del Mediterraneo.

I dati e i profili che non passano i criteri di controllo di qualità elencati vengono etichettati in modo uniforme e consistente per tutta la banca dati. Nella maggior parte dei casi sono state etichettate le singole osservazioni lungo la verticale e solo quando è stato riscontrato un problema sistematico nell'intero profilo è stato etichettato il profilo nel suo complesso.

2.1.1 DATI WOD98

Dalla banca dati abbiamo estratto tutti i dati di variabili biogeochimiche, nutrienti e biologici disponibili per il bacino Algero-Provenzale ai livelli standard. Nella tabella 2.2 vengono elencate queste variabili e il numero corrispondente di profili disponibili, dopo aver fatto un controllo preliminare di qualità dei dati, per eliminare tutti quei profili situati sulla terra e non sul mare.

Tutti i dati sono stati campionati con bottiglie, eccetto che alcuni di ossigeno che provengono da CTD. E' evidente, dalla tabella 2.2, che la scarsa disponibilità dei dati non ha permesso di stimare con il metodo dell'analisi oggettiva i campi di molte di queste variabili. Nell'estrazione dei dati dalla banca non è stata posta nessuna condizione sull'anno in cui è stato preso il dato visto che l'obiettivo era quello di fare un'analisi climatologica.

Nelle figure 2-2 e 2-7 sono rappresentate le distribuzioni dei dati per ogni variabile, (eccetto che per i silicati, i nitrati e nitriti che sono praticamente assenti), dalle quali è possibile vedere che tranne per l'ossigeno i dati sono pochi e distribuiti in maniera non omogenea nel bacino Occidentale.



Figura 2-2: Distribuzione dei dati di ossigeno.



Figura 2-3: Distribuzione dei dati di fosforo.



Figura 2-4: Distribuzione dei dati di fosforo totale.


Figura 2-5: Distribuzione dati di pH.



Figura 2-6: Distribuzione dei dati di clorofilla.



Figura 2-7: Distribuzione dati di alcalinità.

2.2 Crociera No.201 della nave oceanografica Poseidon

Questa crociera è stata fatta all'interno del progetto THETIS-2, finanziato dalla Comunità europea, ("A pilot Tomography System for Monitoring the Western Mediterranean Basin"), con il duplice scopo di posizionare sette punti di ancoraggio per la tomografia acustica e di acquisire dati idrografici lungo le traiettorie principali di trasmissione dei ricevitori e trasmettitori tomografici.

Questa crociera ha interessato esclusivamente il bacino Algero-Provenzale nel Mediterraneo occidentale e si è svolta dal 10 gennaio al 4 febbraio 1994. Durante questo periodo la nave ha effettuato i tre giri illustrati nella figura 2-8, chiamati leg1 (dal 10 al 18 gennaio), leg2 (dal 19 al 27 gennaio) e leg3 (dal 28 gennaio al 4 febbraio).

Le indagini idrografiche sono state fatte utilizzando differenti tipi di strumenti: CTD ("Conductivity Temperature Depth"), XCTD ("Expandable CTD") e XBT ("Expandable BatiThermograph"). Questi ultimi due strumenti sono stati utilizzati tutte le volte che il tempo a disposizione non era sufficiente per fare una stazione CTD.

Lungo tutta la rotta seguita dalla nave sono inoltre state eseguite misure di:

- profili di velocità con l'ADCP;
- misurazioni con il correntometro Pegasus;
- misure di salinità e temperatura superficiale utilizzando il termosalinografo;
- osservazioni meteorologiche così che fosse possibile valutare il flusso di calore.

Per gli studi effettuati in questa tesi, sono stati utilizzati solo i dati idrografici da CTD e i dati di velocità delle correnti orizzontali da ADCP.





Figura 2-8: Distribuzione delle stazioni CTD e dei dati ADCP della crociera p201.



Figura 2-9: CTD con rosette.

2.2.1 DATI CTD

Nella tabella 2.3 vengono elencate tutte le stazioni CTD e alcune informazioni quali il giorno e l'ora a cui sono state fatte e le loro posizioni. Per tutti i profili è stato utilizzato lo strumento NBO-1 dell'IfM di Kiel. Una volta raccolti, i dati sono stati processati direttamente a bordo.

La calibrazione dei sensori della sonda è stata fatta in laboratorio prima della partenza per la crociera. Per verificarne l'accuratezza, sono stati presi campioni d'acqua ogni tre stazioni usando una rosetta da dodici bottiglie, di cui tre equipaggiate con un termometro a rovesciamento.

Dal confronto delle misurazioni dei termometri e della lettura della pressione quando la sonda era sul ponte della nave, la salinità e la temperatura di calibrazione fatta in laboratorio sono risultate accurate. La calibrazione fatta in laboratorio dava una deviazione quadratica media (rms) di $0.5 \, dbar$ per la pressione e di $0.3 * 10^{-3} \, {}^{\circ}C$ per la temperatura. La lettura del termometro sulla nave era accurata solo ai $3 \, dbar$ e $0.01 - 0.02 \, {}^{\circ}C$ ed era sempre consistente coi valori della CTD quando è stata usata la calibrazione fatta in laboratorio. Quindi l'accuratezza della misura della pressione è di circa $1 - 2 \, dbar$ e della

Profilo	Data	Ora	Latitudine	${ m Longitudine}$	Profondità (m)
1	10.01.94	16:25	$42^{\circ}N00.02'$	$4^{\circ}E59.97'$	2211
2	11.01.94	11:25	$39^{\circ}N53.50'$	$4^{\circ}E43.30$ '	2302
3	11.01.94	23:12	$38^{\circ}N18.56'$	$4^{\circ}E27.81'$	2670
4	12.01.94	04:24	$37^{\circ}N46.80'$	$4^{\circ}E22.89$ '	2745
5	12.01.94	10:50	$37^{\circ}N15.10$ '	$4^{\circ}E18.00'$	2500
6	13.01.94	23:00	$37^{\circ}N18.40$ '	$5^{\circ}E33.20$ '	2647
7	14.01.94	06:10	$37^{\circ}N21.00$ '	$6^{\circ}E48.00'$	2697
8	15.01.94	17:30	$38^{\circ}N08.30'$	$6^{\circ}E57.40'$	2798
9	15.01.94	23:54	$38^{\circ}N55.05'$	$7^{\circ}E07.27$ '	2794
10	16.01.94	07:10	$39^{\circ}N42.60'$	$7^{\circ}E16.90'$	2780
11	19.01.94	22:33	$42^{\circ}N08.44'$	$4^\circ E 36.03$ '	2252
12	20.01.94	17:40	$40^{\circ}N36.30'$	$2^{\circ}E50.60$ '	2008
13	20.01.94	23:05	$40^{\circ}N05.32'$	$2^{\circ}E16.50$ '	1517
14	21.01.94	08:10	$39^{\circ}N34.15'$	$1^{\circ}E43.33'$	1458
15	21.01.94	18:40	$39^{\circ}N06.94'$	$2^{\circ}E14.55'$	910
16	21.01.94	22:45	$38^\circ N 39.03$ '	$2^{\circ}E46.15'$	1660
17	22.01.94	$04{:}20$	$38^{\circ}N11.10'$	$3^{\circ}E17.40'$	2722
18	22.01.94	09:45	$37^{\circ}N43.05'$	$3^{\circ}E48.13'$	2800
19	24.01.94	19:10	$40^{\circ}N30.73'$	$7^{\circ}E29.59$ '	2790
20	27.01.94	11:35	$41^{\circ}N37.45'$	$5^{\circ}E11.92'$	1924
21	27.01.94	17:10	$42^{\circ}N03.80'$	$5^{\circ}E23.50$ '	2320
22	27.01.94	23:45	$41^{\circ}N16.81'$	$5^{\circ}E38.32'$	2515
23	28.01.94	07;10	$40^{\circ}N29.70'$	$5^{\circ}E53.00$ '	2720
24	28.01.94	12:35	$39^{\circ}N42.66'$	$6^{\circ}E07.25'$	2791
25	30.01.94	23:45	$38^{\circ}N57.87'$	$5^{\circ}E16.19$ '	2769
26	31.01.94	05:20	$38^{\circ}N25.79'$	$5^{\circ}E47.16$ '	2800
27	01.02.94	02:56	$38^{\circ}N07.76'$	$6^{\circ}E35.01'$	2795
28	01.02.94	09:45	$38^\circ N 55.50$ '	$6^{\circ}E22.00$ '	2804
29	03.02.94	17:00	$42^{\circ}N32.10$ '	$8^{\circ}E23.06'$	2336

Tabella 2.3: Descrizione delle stazioni CTD della crociera p201.

temperatura $1 - 2 * 10^{-3} \circ C$. Per la calibrazione della conduttività è stato osservato uno spostamento della cella di conduttività che è stato rimosso con un fit quadratico. Questo rappresenta la stima dell'accuratezza dei dati di salinità che risulta essere pari a 0.01 *psu*. Le stazioni CTD sono rappresentate in fig.2-8 assieme a quelle ADCP.

Nelle figure 2-10 e 2-17 è mostrato il diagramma Θ S (dove Θ è la temperatura potenziale), la mappa della distribuzione delle stazioni, i profili di salinità (S), temperatura (T) e densità (σ) per ogni stazione e per la media ricavata dai dati di tutte le 29 stazioni. Dall'osservazione di questi grafici si vede la presenza di un massimo sottosuperficiale di temperatura, $T = 13.5 \ ^{\circ}C$, che è caratteristico della LIW. Questa situazione è tipica del bacino occidentale dove la LIW è caratterizzata da un massimo sottosuperficiale di temperarura. Nel bacino orientale infatti, (Hecht et al., 1988) la LIW è caratterizzata soprattutto da un massimo di salinità sottosuperficiale. Da ciò si deduce che lontano dalla sua regione di formazione, la LIW perde alcune delle sue caratteristiche fisico-chimiche a causa del rimescolamento che subisce propagandosi nell'intero Mediterraneo. Nel diagramma Θ S (fig.2-10) sono stati rappresentati con colori diversi i dati appartenenti alle acque superficiali, intermedie e profonde ed è stata così messa in luce la presenza di una massa d'acqua superficiale con caratteristiche particolari (punti cerchiati nella figura 2-10). Abbiamo fatto quindi alcuni controlli per individuare le stazioni e i rispettivi intervalli di profondità a cui si trova questa massa d'acqua. Queste stazioni sono quelle cerchiate nella mappa di figura 2-11 mentre gli intervalli di profondità sono: 1-150 m per la ST.1, 160-170 m per la ST.2, 210-350 m per la ST.3, 1-160 m per la ST.11, 1-100 m per la ST.12, 1-140 m per la ST.20, 1-170 m per la ST.21, 1-150 m per la ST.22, 140-160 m per la ST.23 e 1-70 m per la ST.29. Da queste informazioni riteniamo che potrebbe trattarsi di AW avvettata verso le coste francesi senza prima circolare nel bacino e subire modificazioni.

	profondita'≤300 m
•	profondita' tra 300 e 700 m
•	profondita'>700 m



Figura 2-10: Diagramma TS.

Δ	staz CTD
	5tu2. 01D



Figura 2-11: Distribuzione dei dati p201. Le stazioni contrassegnate da un circolino, corrispondono ai punti del diagramma TS cerchiati.



Figura 2-12: Profili di salinità, temperatura e densità nelle stazioni dalla 1 alla 6.



Figura 2-13: Profili di salinità, temperatura e densità nelle stazioni dalla 7 alla 12.



Figura 2-14: Profili verticali di salinità, temperatura e densità nelle stazioni dalla 13 alla 18.



Figura 2-15: Profili verticali di salinità, temperatura e densità nelle stazioni dalla 19 alla 24.



Figura 2-16: Profili verticali di salinità, temperatura e densità nelle stazioni dalla 25 alla 29.



Figura 2-17: Profili verticali medi di temperatura, salinità e densità.

2.2.2 DATI ADCP

Le correnti superficiali sono state misurate durante l'intera crociera oceanografica da un ADCP ("Acoustic Doppler Current Profiler") della RD-Instruments a 150 kHz montato sulla chiglia della nave ("vessel mounted" o "shipmount-ED"). In contemporanea sono state registrate le posizioni geografiche utilizzando il GPS ("Global Positioning System"), informazione necessaria per poter poi trasformare le velocità misurate dallo strumento da relative ad absolute. La profondità massima raggiunta dallo strumento è di 456 m ma quella media è di circa 230 m.

La risoluzione verticale è di celle di 8 m di profondità ciascuna, a partire da 16 m di profondità. I profili sono stati salvati dopo medie d'insieme di cinque minuti. La calibrazione è stata fatta confrontando lo spostamento della nave determinato col "bottom tracking" (cioè analizzando il segnale proveniente dalla riflessione sul fondo dell'oceano) con quello misurato col GPS e confrontando l'accelerazione relativa misurata dall'ADCP con l'accelerazione misurata al suolo dal GPS. I dati raccolti sono stati successivamente mediati su intervalli temporali di 25 minuti (tranne che nei punti in cui sono state effettuate soste prolungate, dove invece gli intervalli temporali tra una misura e la successiva possono essere molto più lunghi). In totale i punti lungo la rotta della nave in cui abbiamo dati ADCP sono 936 e rispettivamente 262 per il primo leg, 312 per il secondo e 362 per il terzo. Nel capitolo cinque analizzeremo più in dettaglio questi dati.



Figura 2-18: ADCP - Vessel mounted.

Capitolo 3

Mappatura dei dati in tre dimensioni

3.1 Introduzione

In questo capitolo si esamineranno i campi di temperatura e salinità provenienti dalla campagna p201 e i dati biochimici del WOD98. Si produrranno delle mappe tramite la tecnica dell'analisi oggettiva e si analizzeranno le strutture della circolazione generale del bacino risultanti da tale mappatura. Si cercherà anche di analizzare i dati biochimici nel tentativo di descrivere le caratteristiche generali dell'ecosistema pelagico da tutti i dati a disposizione. Questo è un tentativo preliminare in quanto non esiste esperienza pregressa su questo tipo di mappatura. I dati di p201 e di WOD98 non sono direttamente confrontabili in quanto i primi ricoprono un intervallo temporale della durata di un mese, mentre gli altri sono dati climatologici e quindi si riferiscono a un periodo temporale della durata di svariati anni.

Dalle mappe di temperatura e salinità si ricaverà una struttura del campo geostrofico di velocità che potrà essere confrontata con i dati di corrente dell'ADCP, analizzati nel capitolo 5.

3.2 Analisi oggettiva

Al giorno d'oggi, pur avendo a disposizione un numero limitato nello spazio e nel tempo di misurazioni, è possibile interpolare dei dati su una griglia regolare in maniera "ottimale". L'ottimalità dell'interpolazione è definita in maniera statistica e implica delle assunzioni specifiche riguardo alle caratteristiche del campo da analizzare. Il metodo utilizzato in questa tesi è stato sviluppato da Gandin, un meteorologo sovietico, nel 1915 per l'analisi oggettiva dei campi di pressione e di vento in atmosfera ed è stato utilizzato per le previsioni numeriche del tempo. Successivamente Bretherton et al. (1976) e Carter e Robinson (1987) hanno apportato delle modifiche a questo metodo per renderlo applicabile all'oceano.

Basandosi su assunzioni statistiche esplicite e provabili, attraverso questa procedura d'analisi si ottiene in ogni punto della griglia regolare d'interpolazione una stima del parametro che è "ottima", cioè quella che, in media, ha il minimo errore fra tutte le stime possibili che dipendono linearmente dai dati forniti.

La base teorica di questa tecnica statistica è il teorema di Gauss-Markov, nel quale viene fatta l'assunzione che la stima del parametro, in ogni punto della griglia d'interpolazione, dipenda linearmente dai dati e che l'errore atteso di interpolazione sia minimo. L'errore d'interpolazione dipende quindi solo dai parametri statistici del campo e dalla distribuzione delle misure e non dal valore del parametro che si sta studiando. Come risultato dell'analisi oggettiva si otterranno quindi, in ogni punto della griglia, la stima del parametro e l'errore ad essa associato che potranno entrambi essere visualizzati facendo delle mappe di isolinee della quantità analizzata.

Oggi questa metodologia è largamente utilizzata in oceanografia: nell'assimilazione dei dati, nella previsione dinamica ("Dynamical forecasting") e soprattutto, per l'inizializzazione, l'aggiornamento, la verifica di modelli dinamici di previsione numerica con dati reali.

3.2.1 Teoria di base

Lo scopo è quello di stimare il valore di una variabile scalare $\Theta(x, y) = \Theta_x$ in un punto generico x = (x, y) date le misure ϕ_r , in un numero limitato di punti $x_r(r = 1, ...N)$ con $x_r = (x_r, y_r)$.

Le assunzioni di base sono:

- che i dati abbiano una statistica omogenea
- che i dati abbiano una media d'insieme (ossia delle infinite realizzazioni del campo) nulla. Cioè che:

$$\overline{\Theta_x} = 0$$

• che si conosca la funzione di covarianza del campo in questione:

$$\overline{\Theta_x \Theta_{x+\xi}} = F(\xi)$$

dove ξ è l'incremento nello spazio.

Da questa stima della funzione di covarianza (o di correlazione se normalizzata) si calcolano le matrici di autocovarianza e di covarianza.

Se i dati sono sufficienti, le correlazioni sono calcolate dai dati stessi, altrimenti si utilizzano modelli analitici scelti a priori dall'esperienza passata.

In generale la funzione di correlazione può essere anisotropa e può dipendere dal tempo ("time lagged correlation"), ma deve comunque soddisfare caratteristiche ben definite per essere adatta alla procedura di analisi oggettiva. La prima di queste proprietà è la simmetria rispetto ad r, cioè F(r) = F(-r)dove $r = (\Delta x, \Delta y, \Delta z)$. La seconda proprietà consiste nel fatto che la funzione di correlazione deve generare una matrice di correlazione positiva definita (autovalori positivi).

Si suppone ora che il dato misurato ϕ_r sia espresso cosi:

$$\phi_r = \Theta(x_r) + \varepsilon_r$$

dove $r = 1, ...N, \Theta(x_r)$ è il valore vero e ε_r è il rumore di fondo, ossia l'errore strumentale e di campionamento.

L'errore strumentale è in genere solo una piccola parte di ε_r pari circa all'1%. Il resto è dovuto all'approsimazione implicita nell'assunzione che un dato puntiforme sia rappresentativo di un'area più estesa. Tale errore è scorrelato con l'errore in un altro punto di misura e con il campo Θ ($\overline{\varepsilon_r \phi_s} = 0$), e si suppone che abbia una varianza nota E:

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

dove δ_{rs} è la delta di Kronecker.

Si assume, dunque, assenza di errori sistematici o di calibrazione.

Il Teorema di Gauss-Markov afferma che la stima ottimale per $\Theta(x, y)$ è:

$$\widehat{\Theta}_x = \sum_{r=1}^N C_{xr} (\sum_{s=1}^N A_{rs}^{-1} \phi_s)$$

dove

$$A_{rs} = \overline{\phi_r \phi_s} = F(x_r - x_s) + E\delta_{rs}$$

è la matrice simmetrica di covarianza tra coppie di dati e A^{-1} è la matrice inversa di A, mentre:

$$C_{xr} = \overline{\Theta_x \phi_r} = F(x - x_r)$$

è la covarianza tra Θ e ϕ che si suppone ancora una volta dipendere solo dalla funzione di correlazione F precedentemente scelta. La varianza dell'errore è stata normalizzata con la varianza del campo, cioè nel seguito $C_{xx} = 1$ e l'errore risultante assume valori compresi tra zero e uno.

3.3 Analisi oggettiva applicata ai dati p201

I dati utilizzati sono quelli di salinità e temperatura raccolti con CTD durante la crociera 201 della nave Poseidon, considerati tutti quanti insieme, senza tener conto cioè della suddivisione in legs (figura 2-8). La griglia regolare che è stata utilizzata ha una risoluzione di $1/4^{\circ}$ e consiste di una maglia di 27 * 27punti. I valori estremi di longitudine sono rispettivamente $1.625^{\circ}E$ e $8.125^{\circ}E$, mentre quelli di latitudine sono $36.375^{\circ}N$ e $42.875^{\circ}N$. E' stata utilizzata una maschera per la topografia con risoluzione anch'essa di $1/4^{\circ}$.

La funzione di correlazione è stata definita nel seguente modo:

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

Per determinare quali sono i valori migliori da utilizzare per il parametro a (distanza di anticorrelazione) e b (distanza di decadimento) che dipendono dalla correlazione spaziale dei dati, è stata fatta un'analisi di sensitività della variazione del campo d'errore al variare di questi parametri. Questi due parametri sono stati fatti variare tenendo presente la relazione che li lega uno all'altro, affinchè la matrice di correlazione sia positiva, cioè $a > \sqrt{2}b$.

Nelle figure seguenti (figg.3-1, 3-2, 3-3 e 3-4) vengono rappresentate le mappe dell'errore, in cui sono state indicate anche le posizioni delle stazioni, in modo da porre in evidenza la stretta relazione che c'è tra quest'ultime e l'errore. La linea tratteggiata in azzurro è il contorno della griglia d'interpolazione . Nella figura 3-1, a=100 km e b=60 km, nella fig. 3-2, a=300 km e b=160 km mentre nella fig. 3-3, a=150 km e b=80 km. Queste mappe sono state fatte tutte ad uno stesso livello di profondità, pari a 5 metri. Solo per analisi a profondità superiori ai 900 m la geometria del campo dei dati cambia poichè si passa da 29 a 28 stazioni. Nella fig.3-4 viene mostrata la mappa, nel caso in cui a=150 km e b=80 km, alla profondità di -925 metri. Confrontandola con la figura 3-3 si può notare che c'è una leggera variazione a sud dell'isola di Formentera (circa $3^{\circ}E$ e $39^{\circ}N$) dovuta al fatto che i dati della stazione numero 14 (vedi mappa stazione CTD fig 2-8) vengono a mancare, essendo qui la profondità del fondale inferiore a -925 metri. Dal test di sensitività abbiamo scelto: a (distanza d'anticorrelazione) pari a 150 km e b (distanza di decadimento) pari a 80 km. Nel nostro caso si vede che prendendo dei valori troppo alti (vedi fig.3-2 il campo dell'errore risulta essere omogeneo e ciò indica che la scala dell'analisi è troppo grande rispetto alla distribuzione dei dati. Nel caso in cui invece i valori di questi parametri sono troppo piccoli (vedi fig.3-1 si ha che il singolo dato viene preso come variazione. Le mappe che verranno mostrate rappresentano i campi stimati, solo nei punti griglia in cui l'errore associato al valore ottenuto con l'analisi oggettiva è inferiore allo 0.4. E' stata quindi applicata una maschera per coprire le zone dove l'incertezza della stima era troppo elevata. I livelli di profondità ai quali fare l'analisi oggettiva sono stati scelti arbitrariamente e sono: -5 m, -50 m, -90 m, -120 m, -160 m, -200 m, -240 m, -320 m, -400 m, -580 m, -775 m e -925 m. Una volta fatte le mappe a tutti questi livelli, in base alle caratteristiche delle strutture da esse mostrate, sono stati individuati quelli più rappresentativi. Abbiamo quindi suddiviso la colonna d'acqua in quattro strati con caratteristiche significative, ciascuno dei quali verrà descritto da una o due mappe:

- 1. STRATO SUPERFICIALE \implies mappe a -5 e -90 metri.
- 2. STRATO di TRANSIZIONE \implies mappe a -160 e -200 metri.
- 3. STRATO di LIW \Longrightarrow mappa a -320 metri.
- 4. STRATO SUB_TRANS \implies mappa a -775 metri.

3.3.1 Mappe di temperatura e salinità

Le figure dalla numero 3-5 alla 3-10 rappresentano i campi di salinità ai differenti livelli di profondità mentre dalla numero 3-11 alla numero 3-16 quelli di temperatura. Queste mappe sono descritte nella sezione succesiva, insieme a quelle di altezza dinamica e di velocità.



Figura 3-1: Mappa dell'errore stimato per a=100 km e b=60 km. Le stelle indicano le posizioni delle stazioni CTD.



Figura 3-2: Mappa dell'errore stimato per a=300 km e b=160 km. Le stelle indicano le posizioni delle stazioni CTD.



Figura 3-3: Mappa dell'errore stimato per a=150 km e b=80 km. Le stelle indicano le posizioni delle stazioni CTD.



Figura 3-4: Mappa dell'errore stimato per a=150 km e b=80 km. Le stelle indicano le posizioni delle stazioni CTD.

3.3.2 Teoria dell'altezza dinamica e campi geostrofici baroclini

Dai dati di temperatura e salinità in funzione della profondità è possibile, utilizzando un'equazione di stato empirica, calcolare la densità. Dalla distribuzione di densità, che è strettamente legata al gradiente di pressione, può essere calcolata l'altezza dinamica definita come la capacità della colonna d'acqua di compiere lavoro a causa della differenza di potenziale. Cioè le differenze d'altezza della superficie dell'oceano riflettono differenze di pressione che possono quindi essere espresse come gradienti di pressione orizzontali. Così le differenze in altezza di geopotenziale o altezza dinamica ci forniscono un'indicazione della forza del gradiente di pressione orizzontale.

La differenza di geopotenziale viene così definita:

$$\Delta \phi = \phi_2 - \phi_1 = \int_1^2 \alpha dp = \int_1^2 \alpha_{35,0,p} dp - \int_1^2 \delta dp \tag{3.1}$$

dove ϕ_1, ϕ_2 =superfici di geopotenziale alla profondità rispettivamente 1 e 2, p = pressione, α = volume specifico, $\alpha(T, S, p) = \alpha(0, 35, p) + \delta$ dove $\alpha(0, 35, p)$ è il volume specifico di riferimento e δ l'anomalia del volume specifico.

Le unità di misura della differenza di geopotenziale sono

$$\Delta \phi = \phi_2 - \phi_1 \qquad \left[\frac{m^2}{s^2}\right]$$

La differenza di altezza dinamica, ΔD , è definita:

$$\Delta D = \frac{\Delta \phi}{g} \tag{3.2}$$

le cui unità sono in metri.

Abbiamo quindi calcolato l'altezza dinamica nelle stazioni CTD e poi ne abbiamo fatto l'analisi oggettiva, ottenendo così delle mappe che permettono di fare alcune considerazioni sulla circolazione geostrofica.

L'altezza dinamica è, nell'approssimazione geostrofica, la funzione di flusso

della velocità geostrofica. Prendiamo le equazioni geostrofiche:

$$fu = -\alpha \frac{\partial p}{\partial y} \tag{3.3}$$

$$fv = +\alpha \frac{\partial}{\partial x} \tag{3.4}$$

Integrandole tra la pressione p_1 e p_2 o livello 1 e 2 si ottiene:

$$f(u_2 - u_1) = -\frac{\partial}{\partial y} \int_1^2 \alpha dp \qquad (3.5)$$

$$f(v_2 - v_1) = \frac{\partial}{\partial x} \int_1^2 \alpha dp \qquad (3.6)$$

La velocità (u_1, v_1) si impone essere zero assumendo quindi un livello di moto a moto zero all'interno del fluido. Se si sceglie un livello di riferimento profondo questa assunzione può essere meno riduttiva e arbitraria.

Dai valori di altezza dinamica sulla griglia regolare è quindi possibile calcolare la componente baroclina della velocità geostrofica, al livello 2. Usando l'approssimazione alle differenze finite centrate per la valutazione della derivata in 3.5 e 3.6, si scriverà:

$$u_2 = -\frac{1}{f} \frac{D_{j+1} - D_{j-1}}{2Dy} \tag{3.7}$$

$$v_2 = \frac{1}{f} \frac{D_{i+1} - D_{i-1}}{2Dx} \tag{3.8}$$

dove f = parametro di Coriolis, D = altezza dinamica, i = i-esimo punto griglia nella direzione x, J = j-esimo punto di griglia nella direzione y e Dy, Dx = intervalli spaziali tra due punti griglia.

Otterremo quindi i valori della componente $u \in v$ della velocità su una griglia regolare che però avrà in questo caso le dimensioni di 25 \star 25, in quanto nei punti al contorno della griglia originaria non è possibile calcolare i valori di $u \in v$.

3.3.3 Mappe di altezza dinamica e mappe di $u \in v$

Le figure dalla 3-17 alla 3-22 mostrano le mappe di anomalia di altezza dinamica e dei campi di velocità da essa calcolati. Il livello di riferimento di moto nullo per il calcolo della altezza dinamica è a 1000 metri. Per calcolare l'anomalia di altezza dinamica è stato calcolato il valore medio dell'altezza dinamica in tutte le stazioni e poi è stato sottratto questo valore dall'altezza dinamica in ogni punto griglia. Nelle figure questi valori sono espressi in cm, mentre i vettori velocità sono in m/s.

STRATO SUPERFICIALE E' descritto dalle mappe di temperatura, salinità, altezza dinamica e velocità alle profondità rispettivamente di -5 e -90 metri. A -5 metri, confrontando le mappe delle differenti variabili, si vede la presenza di una regione al largo dell'Algeria che chiamiamo B (fig. 3-5), caratterizzata da un minimo di salinità $(S_{min} = 36.9 \, psu)$ e un massimo di temperatura ($T_{max} = 15.2^{\circ} C$), aspetti tipici dell'acqua atlantica. In questa regione l'anomalia di altezza dinamica raggiunge il suo valore massimo. Nella regione del Golfo del Leone è ben evidente e sarà presente anche nelle mappe dei livelli più profondi, il caratteristico vortice ciclonico. Questo vortice è freddo $(T = 12.8 \ ^{\circ}C \text{ nel centro})$ e ha una salinità bassa $(S = 38.2 \ psu)$ alla superficie a causa delle forti interazioni aria-mare che si verificano in quest'area e in questa stagione (gennaio). L'anomalia di altezza dinamica è quindi negativa col minimo in corrispondenza del centro del ciclone. La circolazione dell'acqua atlantica nel bacino algerino è messa in comunicazione con il giro del Golfo del Leone da una corrente a getto ("jet") contrassegnato con la lettera D. Alla profondità di -90 metri si vede che la struttura della regione B è cambiata. Pur mantenendo il minimo di salinità e il massimo di temperatura, la struttura ha subito uno spostamento verso est. Le altre strutture individuate a -5 metri rimangono invece uguali. Si ha però la comparsa di un massimo di salinità nella regione A, presente anche nelle mappe dei livelli di profondità successivi fino alla profondità di circa 200 metri che denota mescolamento di acqua LIW nello strato superficiale.

STRATO DI TRANSIZIONE In questo strato abbiamo delle mappe a -160 e -200 metri. Nella regione B, a -160 metri, si è venuta a formare una struttura bipolare che presenta un massimo di salinità (S = 38.25 psu) e un minimo di temperatura ($T = 13.2 \,^{\circ}C$). La presenza di questa struttura forse è dovuta alla forte interazione nello strato TRANS tra la corrente Algerina con la regione A e la regione B. E' sempre presente il jet D, che è stato ritrovato anche nelle analisi climatologiche fatte dall'MODB ("Mediterranean Ocean Data Base"). Alla profondità di -200 metri scompare la zona bipolare della regione B, e si ha ora invece una struttura con un minimo di temperatura ($T = 13.3 \,^{\circ}C$) e un minimo di salinità (S = 38.15 psu).

La regione A (fig. 3-13) a sud-est della Sardegna, è contraddistinta da un vortice ciclonico con massimi di temperatura e salinità. Se si guardano le figure 3-23 e 3-24 si vede che i massimi di temperatura e salinità sono spostati rispetto al centro del ciclone. Si tratta quindi di un vortice che arrotola attorno a sè la vena d'acqua Levantina che solitamente si propaga verso Nord appunto lungo le coste ovest della Sardegna. Si è molto discusso, anche recentemente, di come la vena di acqua LIW, che proviene dal Mediterraneo Orientale, si propaghi nel Mediterraneo Occidentale. Millot (1987) mostra che il flusso maggiore di LIW è solo attorno ai contorni del bacino, come si vede dalla figura 1-7. Altri autori, tra i quali Wuest (1961) e Wu e Hames (1996) mostrano risultati nei quali la vena di LIW si può "staccare" dalla costa sarda, approssimativamente alla latitudine della regione A, e muoversi autonomamente verso Gibilterra nel centro del bacino Algero-Provenzale. I nostri dati sembrano confermare che tale propagazione esiste sotto forma di una porzione di vena avvettata da un vortice ciclonico che interagisce con la corrente di LIW.

STRATO LIW Nelle mappe a -320 metri è ben evidente la regione A, caratterizzata da un massimo assoluto di salinità ($S_{MAX} = 38.6 \, psu$) da associarsi a LIW. Anche a -320 m il vortice è ciclonico in questa regione e il suo centro è spostato verso sud rispetto al massimo di salinità. Si ritiene quindi che ancora una volta questa sia la manifestazione dell'avvezione orizzontale di acqua LIW



Figura 3-5: Mappa di salinità da analisi oggettiva.

dalla vena che scorre sul lato ovest della Sardegna e di cui noi risolviamo solo la parte avvettata nel centro del bacino dal vortice. Nella regione B si hanno delle strutture e delle caratteristiche diverse rispetto agli strati più superficiali.

STRATO SUB_TRANS Nelle mappe a -775 metri vediamo la presenza di due massimi sia di salinità che di temperatura, uno lungo la costa algerina, regione B, $(T = 13.175 \,^{\circ}C \ e \ S = 38.5 \, psu)$ e l'altro al largo della Sardegna, regione A, $(T = 13.225 \,^{\circ}C \ e \ S = 38.52 \, psu)$. Si ha anche una notevole attenuazione dei contrasti tra salinità e temperatura e di conseguenza anche una forte diminuzione della velocità baroclina.



Figura 3-6: Mappa di salinità da analisi oggettiva.



Figura 3-7: Mappa di salinità da analisi oggettiva.



Figura 3-8: Mappa di salinità da analisi oggettiva.


Figura 3-9: Mappe di salinità da analisi oggettiva.



Figura 3-10: Mappa di salinità da analisi oggettiva.



Figura 3-11: Mappa di temperatura da analisi oggettiva.



Figura 3-12: Mappa di temperatura da analisi oggettiva.



Figura 3-13: Mappa di temperatura da analisi oggettiva.



Figura 3-14: Mappa di temperatura da analisi oggettiva.



Figura 3-15: Mappa di temperatura da analisi oggettiva.



Figura 3-16: Mappa di temperatura da analisi oggettiva.



Figura 3-17: Mappe di altezza dinamica e velocità.



Figura 3-18: Mappe di altezza dinamica e velocità.



Figura 3-19: Mappa di altezza dinamica e velocità.



Figura 3-20: Mappa di altezza dinamica e velocità.



Figura 3-21: Mappa di altezza dinamica e velocità.



Figura 3-22: Mappa di altezza dinamica e velocità.



Figura 3-23: Mappa di temperatura e velocità.



Figura 3-24: Mappa di salinità e velocità.

3.4 Analisi oggettiva applicata ai dati WOD98

La banca dati WOD98 contiene dati sufficienti solo per i parametri di ossigeno, clorofilla e pH, al fine di portare a termine l'analisi oggettiva (vedi figg. da 2-2 a 2-7). E' la prima volta che questa tecnica viene applicata ai dati biochimici a scala di bacino e si ritengono questi risultati assai preliminari.

L'analisi oggettiva per queste tre variabili è stata fatta utilizzando la griglia e i valori dei coefficienti a e b usati per i dati p201. I livelli di profondità invece sono differenti e variano per ognuna delle tre variabili a seconda della disponibilità dei dati della banca WOD98. Anche in questo caso le mappe rappresentate mostrano i campi stimati solo nelle zone in cui l'errore associato ai punti griglia era inferiore allo 0.4, cioè è stata applicata una maschera per coprire le zone dove l'incertezza della misura era troppo elevata.

3.4.1 Mappe di pH, clorofilla e O_2

Le figure dalla 3-25 alla 3-27 mostrano le mappe del pH, rispettivamente alle profondità di: 0, -10, -50 e -100 metri. In generale il pH delle acque di superficie all'equilibrio con l'atmosfera è pari a 8.2 ± 0.1 . Il pH ha un massimo nelle acque superficiali a causa della fotosintesi (consumo di anidride carbonica e di conseguenza acido carbonico che l'anidride carbonica forma con l'acqua). La perdita di anidride carbonica fa aumentare il pH che poi può diminuire a causa dell'ossidazione di materiale organico. Nelle acque profonde il pH aumenta a causa della dissoluzione di carbonato di calcio (CaCo₃) e può avere un massimo dovuto all'effetto della pressione e alla ionizzazione dell'acido carbonico. Nelle acque superficiali (0-50 m), figure 3-25 e 3-26, il pH mostra un minimo in coincidenza del Golfo del Leone, dove si ha risalita di acque profonde al centro del giro ciclonico presente durante tutto l'anno. Nella zona della corrente Algerina il pH ha un massimo alla superfici e vari minimi sottosuperficiali assai simili in struttura orizzontale al campo di altezza dinamica mostrato in precedenza per questa regione.

Nonostante il numero di dati per l'ossigeno sia abbondante, non si riesce

a riconoscere nelle mappe nessuna struttura caratteristica. Forse ciò potrebbe essere dovuto al fatto che l'ossigeno ha una forte variazione stagionale che non viene messa in evidenza nelle nostre mappe nelle quali viene fatta un'analisi climatologica interannuale.

Nei campi di clorofilla non è individuabile nè il giro del Golfo del Leone, nè le strutture sottosuperficiali della corrente Algerina, quest'ultima zona è particolarmente scarsa di dati. Nella regione del golfo del Leone è presente un campo complesso di massimi e minimi di clorofilla difficilmente collegabili alla struttura a grande scala tipica di questa regione.



Figura 3-25: Mappa di pH da analisi oggettiva.



Figura 3-26: Mappa di pH da analisi oggettiva.



Figura 3-27: Mappa di pH da analisi oggettiva.



Figura 3-28: Mappa di ossigeno da analisi oggettiva.



Figura 3-29: Mappa di ossigeno da analisi oggettiva.



Figura 3-30: Mappa di ossigeno da analisi oggettiva.



Figura 3-31: Mappa di clorofilla da analisi oggettiva.



Figura 3-32: Mappa di clorofilla da analisi oggettiva.



Figura 3-33: Mappa di clorofilla da analisi oggettiva.

Capitolo 4

Metodi d'analisi dati ADCP e onde inerziali

4.1 Introduzione

Fin dai suoi albori, l'oceanografia fisica ha cercato di stimare il campo di velocità da misure dirette. Nel capitolo precedente abbiamo visto che, da dati idrografici, è possibile stimare il campo di velocità geostrofico presupponendo che sia noto il livello al quale le velocità si annullano. Questa assunzione è assai restrittiva (non è detto che esista un punto nella colonna d'acqua al quale le velocità si annullano) e solitamente del tutto arbitraria.

Misure di velocità dirette sono quindi assai auspicabili e importanti per accrescere la nostra conoscenza generale della struttura fisica dell'oceano. In questa tesi ci si propone di studiare il moto a scala di bacino occidentale campionato sia da dati tradizionali idrografici che da dati di ADCP. Ci interessa inoltre la componente geostrofica o "media" del campo di velocità così da poterla poi confrontare con il campo di velocità geostrofico dedotto dai dati idrologici.

L'utilizzo dei dati ADCP per conoscere il campo medio o geostrofico è però spesso reso difficile dalla presenza di fenomeni ad alta frequenza (moti mareali e/o inerziali) che ostacolano una chiara stima delle strutture di corrente a frequenza più bassa. E' perciò necessario trovare il modo di rimuovere queste componenti ad alta frequenza prima di utilizzare questi dati per analizzare il moto medio o geostrofico della colonna d'acqua.

Se l'ADCP fosse in una posizione fissa, ciò potrebbe essere fatto usando le tecniche armoniche convenzionali che mediano sul periodo inerziale o mareale le misure correntometriche ottenendo così le componenti del moto a bassa frequenza. A causa del fatto che l'ADCP si sposta nello spazio durante il campionamento, è necessario l'utilizzo di un metodo differente per sottrarre le componenti ad alta frequenza dalle osservazioni. Infatti le oscillazioni mareali e inerziali varieranno oltre che in funzione del tempo anche in funzione della posizione dello strumento che le campiona.

E' noto che nel Mediterraneo occidentale il moto mareale ha scarsa importanza e quindi il moto ad alta frequenza può essere considerato essere dominato dalle correnti o oscillazioni inerziali. In questo capitolo si procederà alla spiegazione del moto inerziale dal punto di vista teorico, alla descrizione dei risultati sperimentali ottenuti in studi precedenti e infine alla descrizione del metodo usato per sottrarre il moto inerziale dai dati ADCP. L'analisi dei dati stessi sarà presentata nel capitolo 5.

4.2 Le onde inerziali

Colpi di vento improvvisi trasferiscono allo strato superficiale dell'oceano energia e momento causando l'insorgere di oscillazioni chiamate inerziali. Avviene cioè che il vento, soffiando per un certo periodo di tempo nella stessa direzione, fa sì che l'acqua superficiale acquisti un'accelerazione molto forte che risentirà immediatamente dell'accelerazione inerziale e quindi della rotazione terrestre in quel punto. Come vedremo in seguito, questo meccanismo produce un moto ondulatorio per una particella di fluido alla superficie. In realtà le ampiezze di queste onde, che variano in funzione dell'intensità del processo ventoso che le ha generate, diminuiscono a causa delle forze viscose quando il vento cessa di soffiare.

4.2.1 Teoria

In un oceano ideale dove le superfici isobariche sono perfettamente orizzontali, il moto con frequenza pari a quella inerziale avviene lungo delle circonferenze chiamate "circonferenze inerziali". Le equazioni fondamentali per il moto inerziale sono:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = 0 \tag{4.1}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = 0 \tag{4.2}$$

dove $f = 2\Omega sin\theta$ e θ è la latitudine.

La frequenza (f) di queste oscillazioni quindi varia in funzione della latitudine geografica. Il periodo T ($T = 2\pi/f$), sarà minimo ai poli dove T = 11.97he massimo all'equatore dove $T = \infty$ (a 45° di latitudine T = 16.33h). Il caso descritto dalle equazioni 4.1 e 4.2 è naturalmente molto semplificato rispetto alla realtà. Un grado successivo di approssimazione del moto è quello di considerare anche:

- 1. un gradiente di pressione orizzontale diretto verso nord, che rappresenta il termine di bilancio geostrofico.
- 2. un termine di viscosità turbolenta dipendente dalla scala del moto che può essere scritto come:

$$\frac{1}{\rho} \overrightarrow{\nabla} \cdot \left(A \nabla \overrightarrow{u} \right) \equiv -\gamma \left(\overrightarrow{\kappa} \right) \overrightarrow{u}$$

dove il termine di smorzamento $\gamma(\vec{\kappa})$ è piccolo per moti di lunghezza d'onda grande, come il flusso geostrofico, e grande per le oscillazioni inerziali che hanno una lunghezza d'onda corta. Il reciproco di $\gamma(\vec{\kappa})$ è il tempo di smorzamento $(t_d(\vec{\kappa}))$.

Le equazioni del momento orizzontale risultano quindi essere:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\gamma u \tag{4.3}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -\gamma v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$
(4.4)

dove si è supposto che il moto geostrofico sia solo nella direzione zonale e quindi abbia una componente di gradiente di pressione latitudinale, cioè:

$$fu_g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \tag{4.5}$$

Ponendo come condizioni iniziali che una piccola particella d'acqua che si trova in (x_0, y_0) venga spinta dal vento verso est alla velocità u_0 , le equazioni 4.3 e 4.4 possono essere risolte per quattro casi particolari a seconda dell'importanza dei termini di pressione e di smorzamento:

	PRESSIONE	SMORZAMENTO
1	${ m trascurabile}$	${ m trascurabile}$
2	$\operatorname{presente}$	${ m trascurabile}$
3	${ m trascurabile}$	$\operatorname{presente}$
4	$\operatorname{presente}$	$\operatorname{presente}$

In figura 4-1 si mostrano le traiettorie per i 4 casi descritti nella tabella.

Primo caso

Trascurando sia il termine di pressione che quello di smorzamento, le soluzioni per le traiettorie delle particelle (dx = udt dy = vdt) del sistema formato dalle equazioni 4.3 e 4.4, risultano essere:

$$x = x_0 + r_i sinft \tag{4.6}$$

$$y = y_0 - r_i (1 - \cos ft) \tag{4.7}$$

dove $r_i = u_0/f$ è il raggio inerziale e u_0 è il valore della velocità al tempo

t = 0. Il moto è quindi un'oscillazione orizzontale lungo una circonferenza di raggio costante (circonferenza inerziale) con centro in $(x_0, y_0 - r_i)$, come illustrato nella figura 4-1 a.

Secondo caso

Trascurando sempre il termine di smorzamento, si considera ora invece la situazione in cui si ha un gradiente di pressione orizzontale meridionale, corrispondente ad una velocità geostrofica u_g in direzione est descritta nell'equazione 4.5. La particella sotto queste condizioni si sposterà con un moto regolare in direzione est continuando nel frattempo a girare a spirale lungo le circonferenze inerziali che risulteranno così essere aperte a causa di questo spostamento verso est.

La soluzione delle equazioni del momento per lo spostamento :

$$x = x_0 + u_q t + r_i sinft \tag{4.8}$$

$$y = y_0 - r_i (1 - \cos f t) \tag{4.9}$$

Il raggio di oscillazione è in questo caso proporzionale alla differenza tra la velocità inerziale e la velocità geostrofica $(r_i = (u_0 - u_g)/f)$.

Le figure 4-1 b, c e d mostrano le soluzioni per le equazioni 4.8 e 4.9 nel caso di differenti intensità di u_g . Quando la velocità geostrofica è piccola, il moto è quasi circolare (fig. 4-1 b). All'aumentare della velocità geostrofica il moto prevalente risulterà essere quello rettilineo al quale sono sovrapposte delle piccole oscillazioni inerziali (fig.4-1 c). Infine, quando il flusso è quasi interamente in bilancio geostrofico e la velocità dell'oscillazione inerziale molto piccola, si presenta la situazione illustrata nella figura 4-1 d. Ad un valore intermedio critico, quando $u_0 = u_g/2$ il moto è cicloidale, mentre quando $u_0 = u_g$ non ci sono affatto oscillazioni inerziali, cioè la quantità di energia introdotta nel sistema dal vento è esattamente la quantità di energia richiesta dal moto geostrofico.



Figura 4-1: Moto inerziale e moto medio.

Terzo caso

Potendo trascurare il termine di pressione ma non quello di smorzamento, le traiettorie dedotte dalle soluzioni delle equazioni 4.3 e 4.4 risultano essere:

$$x = x_0 + r_i'' \left[e^{-\gamma t} \left(sinft - \frac{\gamma}{f} cosft \right) + \frac{\gamma}{f} \right]$$
(4.10)

$$y = y_0 + r_i'' \left[e^{-\gamma t} \left(cosft + \frac{\gamma}{f} sinft \right) - 1 \right]$$
(4.11)

Il raggio della circonferenza inerziale è in questo caso decrescente a causa dello smorzamento $(r''_i = u_0 f/(f^2 + \gamma^2))$. Lo spostamento è diretto in una

spirale logaritmica decrescente:

$$r(t) = rac{u_0 e^{-\gamma t}}{(f^2 + \gamma^2)^{1/2}}$$

che al passare del tempo converge asintoticamente nel punto $(x_0 + r_i\gamma/f$, $y_0 - r_i)$, come illustrato nella figura 4-1 e.

Quarto caso

Quando non è possibile trascurare nè il termine di pressione nè quello di smorzamento, ci si trova nel caso in cui si ha una spirale smorzata in movimento e le equazioni del moto dovranno quindi dare una velocità geostrofica decrescente poichè l'attrito dissipa sia la velocità geostrofica che quella inerziale. Le equazioni 4.3 e 4.4, con u_g che varia lentamente, sono in questo caso quelle di un oscillatore armonico smorzato con un forzante disomogeneo:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} + 2\gamma \frac{\partial u}{\partial t} + (f^2 + \gamma^2)u = f^2 u_g \tag{4.12}$$

$$\frac{\partial^2 v}{\partial t^2} + 2\gamma \frac{\partial v}{\partial t} + (f^2 + \gamma^2)v = f\left(\gamma_g u_g + \frac{\partial u_g}{\partial t}\right)$$
(4.13)

Le soluzioni di queste equazioni, con le condizioni iniziali che $u=u_0, v=v_0,$ $u=U_g$ a t=0, sono:

$$u(t) = U_g e^{-\gamma_g t} + (u_0 + U_g) e^{-\gamma t} cos(ft)$$

$$v(t) = -(u_0 - U_q)e^{-\gamma t}sin(ft)$$

La velocità geostrofica, a causa dello smorzamento, è decrescente cio
è $u_g = U_g e^{-\gamma_g t}$. Integrando queste equazioni, lo spostamento della particella è:

$$x = x_0 + \frac{U_g}{\gamma_g} \left(1 - e^{-\gamma_g t} \right) + r_i'' \left[\frac{\gamma}{f} + e^{-\gamma t} \left(sin(ft) - \frac{\gamma}{f} sin(ft) \right) \right]$$
(4.14)



Figura 4-2: Moto inerziale e componente geostrofica e ageostrofica del moto.

$$y = y_0 - r_i'' \left[1 - e^{-\gamma t} \left(\cos(ft) + \frac{\gamma}{f} \sin(ft) \right) \right]$$
(4.15)

Nelle equazioni della velocità si è tenuto conto del fatto che lo smorzamento, $\gamma(\overrightarrow{\kappa})$, ha valori differenti a seconda della scala del moto: con γ_g è stato indicato quello per il moto geostrofico e con γ quello per la scala inerziale.

Queste equazioni descrivono il moto di una particella d'acqua lungo circonferenze inerziali di raggio decrescente sovrapposto a uno spostamento geostrofico in attenuazione in direzione est , il cui raggio di oscillazione è:

$$r''_i = \frac{(u_0 - U_g)f}{(f^2 + \gamma^2)}$$

Nella figura 4-1 f si vede che, appena si impongono le forze turbolente, si ha una lenta diminuzione del raggio d'inerzia e un'approssimazione asintotica al bilancio geostrofico. In questo caso l'attrito si manifesta anche con una componente ageostrofica della velocità nella stessa direzione del gradiente, cosicchè, oltre a quella geostrofica in direzione est, ci sarà anche una componente del flusso lungo il gradiente, cioè in direzione nord, come viene illustrato nella figura 4-2.

4.2.2 Osservazioni e caso analitico realistico

Analizzando dati di correntometria, si riscontra spesso la presenza di moti a breve scala temporale con oscillazioni di periodo pari a quello inerziale, sia nelle acque superficiali che in quelle profonde. La presenza di queste oscillazioni è stata osservata anche nell'oceano aperto a profondità superiori a diverse migliaia di metri, in acque profonde di bacini chiusi, in bacini di acqua bassa e persino nei laghi (Webster, 1968).

Dall'analisi di lunghe serie temporali di misure di corrente, si è visto che nella maggior parte dei casi le caratteristiche delle oscillazioni con periodo inerziale differiscono dalla descrizione puramente teorica fatta nella sezione precedente, infatti:

• Queste oscillazioni sono fortemente irregolari e quindi avranno una struttura spazio-temporale complessa;

• Il periodo di oscillazione non sempre corrisponde a quello inerziale calcolato in funzione della latitudine geografica (periodo inerziale locale);

• Il moto geostrofico, ovvero moto a scala temporale più lunga, è in realtà a scala spazio-temporale complessa e non semplice come usato in precedenza (solo zonale e spazialmente omogeneo).

D'ora in avanti chiameremo moto medio o geostrofico il campo di velocità di corrente a scala temporale più lunga. Ci si aspetta che le caratteristiche delle oscillazioni inerziali dipendano dalla struttura del moto medio a cui si accompagnano. Le velocità di questi moti inerziali possono variare significativamente al passare del tempo insieme al campo di velocità medio, in un processo di mutuo adattamento al cambiamento del gradiente di corrente e del campo di massa.

Per stabilire questa relazione è necessario utilizzare un modello teorico che tenga conto degli effetti provocati da una distribuzione orizzontale non omogenea del campo di velocità sulle oscillazioni inerziali.

Consideriamo un campo di velocità descritto dalle seguenti equazioni:
$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = G_x$$
$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = G_y$$
(4.16)

Dove $u \in v$ sono le componenti orizzontali del campo di velocità, $f = 2\Omega sin\theta$ è il parametro di Coriolis e G_x , G_y sono la somma di tutti i termini non scritti esplicitamente.

Possiamo scrivere la soluzione dell'equazione 4.16 come somma di due termini:

$$u = u_0 + u_1 \qquad v = v_0 + v_1 \tag{4.17}$$

Le componenti u_0 e v_0 rappresentano il moto medio mentre u_1 e v_1 il moto inerziale che interagisce con quello medio. Assumiamo che le componenti u_0 e v_0 soddisfino le seguenti equazioni:

$$u_0 \frac{\partial u_0}{\partial x} + v_0 \frac{\partial u_0}{\partial y} - f v_0 = G_x \tag{4.18}$$

$$u_0 \frac{\partial v_0}{\partial x} + v_0 \frac{\partial v_0}{\partial y} + f u_0 = G_y \tag{4.19}$$

Se u_0 e v_0 sono note, sostituendo l'equazione 4.18 nella 4.19 si ottiene il seguente sistema scritto in funzione di u_1 e v_1 .

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} + \left[u_1 \frac{\partial u_0}{\partial x} + v_1 \frac{\partial u_0}{\partial y} + \left(u_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} + v_1 \frac{\partial u_1}{\partial y} + u_0 \frac{\partial u_1}{\partial x} + v_0 \frac{\partial u_1}{\partial y} \right) \right] - fv_1 = 0$$
(4.20)

$$\frac{\partial v_1}{\partial t} + \left[u_1 \frac{\partial v_0}{\partial x} + v_1 \frac{\partial v_0}{\partial y} + \left(u_1 \frac{\partial v_1}{\partial x} + v_1 \frac{\partial v_1}{\partial y} + u_0 \frac{\partial v_1}{\partial x} + v_0 \frac{\partial v_1}{\partial y} \right) \right] + f u_1 = 0$$
(4.21)

Queste equazioni esprimono l'interazione delle componenti della velocità di corrente $u_1 e v_1$ con il campo di velocità $u_0 e v_0$. Viene inoltre fatta l'ipotesi che al tempo t = 0 siano avvenuti dei cambiamenti nel campo di velocità u_0, v_0 che hanno provocato oscillazioni con periodo uguale a quello inerziale e che il campo di corrente medio sia rimasto invariato da quel momento in poi. I primi due termini tra parentesi quadre descrivono l'avvezione del momento del moto medio dovuta alle componenti della velocità inerziale. I termini fra parentesi tonde rappresentano rispettivamente le interazioni non lineari delle oscillazioni inerziali e il trasferimento di momento dalle oscillazioni alla corrente del moto medio. Per analizzare come una distribuzione orizzontale non omogenea del campo di velocità media influenza le oscillazioni della velocità inerziale, si trascurano i termini fra parentesi delle equazioni 4.20 e 4.21 e si ottiene il seguente sistema:

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} + \left[u_1 \frac{\partial u_0}{\partial x} + v_1 \frac{\partial u_0}{\partial y} \right] - f v_1 = 0$$

$$\frac{\partial v_1}{\partial t} + \left[u_1 \frac{\partial v_0}{\partial x} + v_1 \frac{\partial v_0}{\partial y} \right] + f u_1 = 0$$
(4.22)

Ricavando u_1 dalla prima di queste equazioni e sostituendo
la nella seconda si ha:

$$\frac{d^2u_1}{dt^2} + 2F\frac{du}{dt} + k^2f^2u_1 = 0$$
(4.23)

dove:

$$2F = \frac{\partial u_0}{\partial x} + \frac{\partial v_o}{\partial y} \tag{4.24}$$

$$k^{2} = 1 + \frac{1}{f} \left(\frac{\partial v_{0}}{\partial x} - \frac{\partial u_{0}}{\partial y} \right) + \frac{1}{f^{2}} \left(\frac{\partial u_{0}}{\partial x} \frac{\partial v_{0}}{\partial y} - \frac{\partial v_{0}}{\partial x} \frac{\partial u_{0}}{\partial y} \right)$$
(4.25)

La soluzione generale della 4.23 è:

$$u_1 = e^{-Ft} \left[A e^{t\sqrt{F^2 - f^2 k^2}} + B e^{-t\sqrt{F^2 - f^2 k^2}} \right]$$
(4.26)

dove $A \in B$ sono costanti di integrazione.

Dalla 4.26 si vede che il moto è periodico solo se:

$$F^2 < f^2 k^2 \tag{4.27}$$

altrimenti non si hanno oscillazioni nel campo di velocità. Utilizzando la 4.27, si può riscrivere la 4.26 utilizzando $c \in \psi_0$, che sono costanti arbitrarie.

$$u_1 = ce^{-Ft}sin(\omega t + \psi_0) \tag{4.28}$$

Senza far perdere di generalità al problema si può porre $\psi_0 = 0$, assumendo che $u_1 = 0$ al tempo zero. La soluzione periodica finale della 4.22 sarà del tipo:

$$u_1 = C e^{-Ft} \sin \omega t \tag{4.29}$$

$$v_1 = Cme^{-Ft}\cos(\omega t + \psi) \tag{4.30}$$

Dove ω , $m \in tg\psi$ sono :

$$\omega = f_{\sqrt{1 + \frac{1}{f} \left(\frac{\partial v_0}{\partial x} - \frac{\partial u_0}{\partial y}\right) + \frac{1}{f^2} \left(\frac{\partial u_0}{\partial x} \frac{\partial v_0}{\partial y} - \frac{\partial v_0}{\partial x} \frac{\partial u_o}{\partial y}\right) - \frac{F^2}{f^2}}$$
(4.31)

$$m = \left(1 - \frac{1}{f}\frac{\partial u_0}{\partial y}\right)^{-1} \sqrt{1 + \frac{1}{f}\left(\frac{\partial v_0}{\partial x} - \frac{\partial u_0}{\partial y}\right) - \frac{1}{f^2}\frac{\partial u_0}{\partial y}\frac{\partial v_0}{\partial x}}$$
(4.32)

$$tg\psi = -\frac{1}{\omega} \left(\frac{\partial u_0}{\partial x} - \frac{\partial v_0}{\partial y} \right)$$
(4.33)

Le equazioni dalla 4.26 alla 4.33 descrivono le oscillazioni nel campo di corrente inerziale, con il vettore velocità che oscilla con frequenza ω e con ampiezza

delle oscillazioni che varia esponenzialmente. La componente di velocità v_1 ha un'ampiezza diversa da quella di u_1 e un certo spostamento di fase ψ .

La frequenza ω delle oscillazioni inerziali così ottenute, dipende dal parametro di Coriolis (f) e dalla distribuzione orizzontale non omogenea del campo di velocità u_0 , v_0 che costituisce il campo medio sul quale si sviluppano le oscillazioni inerziali. Dall'equazione 4.31 è evidente che se la distribuzione del campo orizzontale è omogenea, allora la frequenza ω è esattamente uguale alla frequenza f. Se invece il campo medio varia spazialmene, ω sarà diversa da f. Il rapporto ω/f è determinato dalla distribuzione non omogenea longitudinale e trasversale delle componenti u_0 e v_0 , cioè dalla vorticità e dalla divergenza del campo di velocità. Nell'equazione 4.31 la divergenza della velocità (termine F) entra con il segno meno e quindi la divergenza abbasserà sempre la frequenza delle oscillazioni inerziali (allunga il periodo). La vorticità invece può sia allungare che accorciare il periodo inerziale. Una vorticità positiva fa aumentare la frequenza e quindi allunga il periodo mentre una vorticità negativa abbassa la frequenza (allunga il periodo). Nell'oceano aperto, lontano dalle correnti lungo la costa, la divergenza di u_0 e v_0 rispetto alle coordinate orizzontali è ovviamente piccola e minore di f. Il termine quadratico (F^2/f^2) della 4.31 può allora essere trascurato: in questo caso la deviazione della frequenza inerziale da f sarà interamente determinata dal modulo e dal segno della vorticità (Fomin, 1973).

L'interazione col campo medio, oltre a variazioni del periodo di oscillazione inerziale, influenza anche l'ampiezza di queste onde che varia in funzione della vorticità e della divergenza del moto medio. Questo si vede dal termine mnell'equazione 4.32 che modifica l'ampiezza di v_1 assieme a F nell'esponenziale dell'equazione 4.30.

In conclusione le caratteristiche delle oscillazioni inerziali dedotte dai dati e dai calcoli teorici sono:

• L'ampiezza delle onde inerziali varia nel tempo in funzione della divergenza e vorticità del campo medio o geostrofico al quale si sovrappongono;

• Le orbite sono allungate e non chiuse a causa della presenza di un moto

medio;

• Le correnti inerziali costituiscono una delle maggiori componenti dell'energia cinetica del campo di velocità;

• Sono state osservate negli oceani e nei grandi laghi a tutte le profondità (Webster 1968) con velocità di 10 - 20m/s;

• Hanno una scala di coerenza verticale di poche decine di metri e una scala orizzontale che va da poche decine a poche centinaia di chilometri;

• Sono fortemente intermittenti e durano tipicamente pochi periodi inerziali;

• La frequenza reale misurata è "quasi inerziale", dovuta alla modifica della frequenza inerziale locale da parte della vorticità e divergenza del campo medio;

• Le onde inerziali sono la componente più energetica e a frequenza più bassa del campo delle onde interne. La frequenza osservata è normalmente leggermente al di sopra di f e le onde quasi inerziali generate in superficie sono caratterizzate da una propagazione verso l'alto della fase e da una propagazione verso il basso dell'energia;

• Le onde inerziali osservate in un punto particolare possono essere state generate localmente dal vento oppure generate in un punto più lontano, per esempio ad una latitudine più bassa come onde interne casuali con una frequenza pari alla "turning latitude" (ovvero la latitudine alla quale la frequenza inerziale dell'onda è uguale alla frequenza interna) nelle vicinanze del luogo d'osservazione;

• Sono moti transienti, che durano al massimo per pochi giorni (la persistenza è solo di pochi cicli);

• La loro struttura spaziale è complessa: hanno scale tipiche di 100 m in verticale e, per i casi conosciuti, di 10 km in orizzontale.

4.2.3 Caratteristiche delle onde inerziali nel Mediterraneo

Il Mar Mediterraneo è particolarmente indicato per studiare le oscillazioni inerziali visto che nelle registrazioni di corrente sono quasi assenti i moti mareali che avendo un periodo di oscillazione simile a quello inerziale, possono confondersi con loro. Inoltre alcune caratteristiche presenti in questo bacino, quali la natura discontinua del forzante ventoso, l'indebolimento delle correnti medie, la variabilità della topografia, contribuiscono a dar rilievo ai moti inerziali. Spesso sono state osservate oscillazioni inerziali nel e al di sotto del termoclino che possono in alcuni casi avere un'intensità pari a quella dei flussi di moto medio (Font et al., 1995). L'intensità di queste oscillazioni dipende anche dalla stratificazione della colonna d'acqua e quindi varia con le stagioni, raggiungendo un'intensità massima nel periodo estivo quando la stratificazione è più marcata.

L'interazione delle oscillazioni inerziali col flusso medio, oltre a provocare un allargamento e uno spostamento dello spettro dell'energia delle oscillazioni inerziali, può portare alla formazione di sforzi di taglio ("shear") sia orizzontali che verticali delle correnti che, seppur di breve durata, possono avere importanti effetti dal punto di vista biologico. La variabilità delle correnti inerziali può essere molto significativa nel momento in cui si accoppiano ad un moto medio di mesoscala. La mesoscala gioca un ruolo chiave nella circolazione del Mediterraneo Occidentale (J.Font et al., 1995) e quindi ci si aspetta una risonanza con la componente inerziale.

Sono state studiate le caratteristiche delle onde inerziali nel Mediterraneo Occidentale da dati raccolti nel Golfo del Leone (Millot & Crepon, 1981), da dati raccolti nel bacino algerino (Perkins, 1972), e da dati raccolti nel Mar Catalano (J.Font et al., 1995).

L'analisi di dati presi nella zona del Fronte Catalano ha messo in luce la presenza di moti inerziali con velocità pari a 0.7 m/s alla superficie, 0.3 m/s alla base dello strato rimescolato e 0.1 m/s in profondità (J.Font et al., 1995).

Nella regione del Golfo del Leone le oscillazioni inerziali sono state osservate sia in registrazioni di correntometri che di temperature in prossimità della costa nel periodo estivo; si pensa che siano dovute a colpi improvvisi di vento della durata di pochi giorni (il Maestrale, la Tramontana). Gli spettri delle serie temporali dei correntometri nelle acque superficiali mostrano un picco alla frequenza inerziale f_i (Millot e Crepon, 1981).

4.3 Come funziona un ADCP

L'entrata in commercio, agli inizi degli anni ottanta, dei primi modelli di Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP, ha rappresentato una svolta importante per l'oceanografia fisica. Infatti l'ADCP montato sulla chiglia di una nave ("Vessel Mounted" o "Shipmounted") è in grado di fare misurazioni delle correnti anche mentre la nave è in movimento. Reger fu il primo nel 1982 ad utilizzarlo per studiare la variabilità a livello di mesoscala del mare aperto.

L'ADCP invia, tramite un trasduttore, un impulso acustico lungo una direzione nota (di solito vengono inviati quattro impulsi in quattro differenti direzioni). Queste onde sonore vengono diffuse all'indietro dallo zooplancton e dalle piccole particelle che galleggiano nell'acqua e si muovono trasportate dalle correnti, e tornano così al trasduttore. Misurando la differenza tra la frequenza del suono emesso e quella del suono che è tornato indietro, in base al principio dell'effetto Doppler, si può risalire alla velocità della corrente dell'acqua in cui si è avuta la trasmissione dell'onda acustica. Questo strumento è in grado di fare un profilo di velocità orizzontale fino ad un massimo di 128 livelli nella colonna d'acqua, chiamati celle di profondità (o bins). La profondità di ognuna di queste celle può variare da 5 cm a 32 m a seconda della frequenza alla quale viene trasmesso l'impulso vedi fig. 4-3.

Nel seguito si definiranno quattro parole dell'acronimo ADCP:

Acoustic L'ADCP e un ecogoniometro ("sonar") che utilizza le onde sonore per misurare la velocità della corrente dell'acqua. La frequenza alla



Figura 4-3: ADCP Vessel mounted.

quale l'impulso viene trasmesso può variare, a seconda del modello dello strumento, dai 79 ai 150, 600, 1200 fino a 2400 kHz.

Doppler L'ADCP sfrutta l'effetto Doppler per misurare gli spostamenti dell'acqua. L'effetto Doppler è dovuto alla compressione o espansione (cioè ad un cambio della frequenza) del segnale sonoro trasmesso, provocata da una variazione del moto tra lo strumento e lo zooplancton e piccole particelle che diffondono indietro l'onda acustica emessa dallo strumento stesso. Si suppone che il materiale responsabile della diffusione non compia moto proprio ma venga trasportato dalla corrente. Quindi la variazione di frequenza dovuta all'effetto Doppler che viene misurata risulta essere direttamente proporzionale alla velocità della corrente stessa. Misurando la frequenza degli echi diffusi indietro e confrontandola con la frequenza di trasmissione dell'impulso, viene calcolata la velocità della corrente.

Current L'effetto Doppler è funzione della direzione, cioè ogni variazione di

frequenza misura la componente della velocità che è nella stessa direzione di invio/ricezione del trasmettitore/ricevitore. Le velocità perpendicolari alla direzione di invio/ricezione non provocano alcuno spostamento Doppler, quindi con un ADCP che emette due segnali acustici in direzioni diverse è possibile misurare due componenti differenti del vettore velocità della corrente. Poichè le due componenti non sono nella stessa direzione, possono essere trasformate in due vettori ortogonali, uno orizzontale e uno verticale. Una seconda coppia di segnali acustici, ruotati di un angolo di 90° rispetto alla prima coppia, permette di stimare altri due vettori, uno orizzontale e uno verticale. Si ottengono così alla fine tre vettori ortogonali (x, y, z) che sono le tre componenti (u, v, w) del campo di velocità. Sarebbe sufficiente emettere tre soli segnali acustici in tre direzioni diverse per poter determinare le tre componenti del vettore velocità. La configurazione con quattro diverse emissioni lungo altrettante direzioni permette quindi di calcolare, oltre i vettori orizzontali di velocità anche due vettori di velocità verticale che vengono utilizzati per verificare l'integrità dei dati.

Profiler La differenza tra un correntometro tradizionale e l'ADCP è la capacità di quest'ultimo di misurare un profilo delle correnti in tutta la colonna d'acqua o, a seconda della profondità della stessa e del modello dello strumento, di uno strato di essa. Ciò viene fatto facendo un "range-gating" nel tempo del segnale diffuso indietro. In realtà quindi i ricevitori vengono accesi e spenti a intervalli regolari mentre gli echi del segnale ritornano. In questo modo vengono assegnate parti discrete della registrazione degli echi a sezioni distinte della colonna d'acqua, chiamate celle di profondità o bins (vedi fig. 4.3). L'ADCP perciò da misure distinte delle tre componenti della velocità delle correnti a celle di profondità differenti, creando così un profilo della corrente.

Lo schema di funzionamento dell'ADCP è mostrato in figura 4-4.



Figura 4-4: Schema del funzionamento dell'ADCP.

Per funzionare correttamente l'ADCP deve calcolare lo spostamento Doppler dell'eco di ritorno.

I sonars inviano nell'acqua impulsi sonori ad un certa frequenza (F_T) lungo un raggio acustico stretto e ricevono poi gli echi diffusi indietro: prima quelli provenienti dalla massa d'acqua e poi quelli provenienti dal fondale. Questi ritorni hanno una frequenza (F_D) diversa da F_T a causa dello spostamento dell'effetto Doppler causato dalla differenza di velocità tra il moto relativo del trasmettitore/ricevitore e quello del materiale riflettente. Gli echi che vengono riflessi indietro hanno uno spettro con una certa larghezza, centrato alla frequenza F_D . La larghezza di banda dello spettro è legata alla lunghezza dell'impulso trasmesso ma non influisce in maniera rilevante sulla stima della frequenza Doppler. La precisione con cui puo essere calcolata questa frequenza viene fortemente influenzata invece dalla struttura "a forma di nuvola" del materiale responsabile della diffusione (vedi fig 4-5).

Quando viene inviato un impulso, l'eco ricevuto ad ogni istante è la somma dei singoli echi emessi dai molti riflettori colpiti dall'impulso. Prendendo come esempio un impulso che colpisce due diversi corpi riflettori che si muovono alla velocità V verso l'ADCP, confrontando l'impulso emesso con quello dell'eco di ritorno si osserva che:

- le ampiezze (intensità) sono diminuite (ciò significa che si è persa parte dell'energia);
- gli impulsi di ritorno a causa dell'effetto Doppler sono compressi;
- in ogni punto in funzione del tempo le fasi dei due impulsi di ritorno sono differenti.

Se i punti riflettenti sono molti ognuno avrà una frequenza e una fase di riflessione differente.

Mentre l'impulso attraversa la colonna d'acqua, la modulazione della fase rispetto all'ampiezza cambia in continuazione perchè incontra nuovo materiale che diffonde il segnale. Ciò fa diminuire la correlazione del segnale. La



Figura 4-5: Impulso dell'eco di ritorno dell'ADCP.

correlazione è il confronto tra il segnale di ritorno di un impulso e l'impulso stesso (ad un istante di tempo successivo t) ed è proprio da ciò che è possibile determinare la frequenza dell'impulso di ritorno. Questo cambiamento di fase è dovuto al fatto che : (1) tutto il gruppo di riflettori si è mosso a causa della corrente e (2) nuovi riflettori sono entrati nel volume d'acqua in cui si propaga l'impulso e altri invece lo hanno abbandonato.

Il cambiamento di fase dovuto allo spostamento del gruppo diviso il tempo trascorso tra due istanti di tempo dà la frequenza dell'effetto Doppler, mentre la seconda causa della variazione della fase è responsabile dell'incertezza nella stima della frequenza. Questo è un errore casuale associato ad ogni misurazione.

Gli echi che provengono dalla riflessione del fondale sono diversi da quelli che provengono dalla colonna d'acqua. Se l'impulso inviato è sufficientemente lungo da colpire il fondale, gli stessi riflettitori con le stesse ampiezze e fasi domineranno l'eco ricevuto. I segnali che provengono da questi riflettitori si combinano in modo tale che il ricevitore riceverà echi di ampiezza e fase pressochè costanti. La riflessione del fondo è simile a quella di uno specchio che genera un eco simile al segnale riflesso indietro da un riflettitore; la registrazione dell'eco quindi sarà sinusoidale. Ciò significa che le misure di velocità sul fondo sono più precise di quelle della colonna d'acqua.

L'errore associato alle misurazioni può essere ridotto facendo una media tra più misure. Viene infatti fatta la media tra diverse misurazioni di "pings" (impulsi singoli) in un gruppo "ensemble" (pings mediati). Questa diminuzione dell'errore casuale è proporzionale alla radice quadrata del numero di misurazioni indipendenti.

Visto che la frequenza è un cambiamento in fase col tempo, è possibile determinare la frequenza in base al cambiamento di fase degli echi riflessi in funzione del tempo. Cioè:

$$f = \frac{\phi}{T_L}$$

con f = frequenza (Hz), ϕ = fase (gradi) e T_L = tempo (s). Perciò il cambiamento di fase diviso l'intervallo di tempo rappresenta il



Figura 4-6: Invio di un singolo impulso.

cambiamento del valore della frequenza a causa dell'effetto Doppler, o dello spostamento Doppler. La velocità del corpo fluido di acqua contenente i riflettori risulta quindi essere proporzionale allo spostamento dovuto all'effetto Doppler ed è possibile srivere la seguente relazione:

$$V \propto \frac{\Delta \phi}{\Delta T_L}$$

Con V = velocità della colonna d'acqua, $\Delta \phi$ = differenza di fase misurata e ΔT_L = intervallo di tempo.

Di fatto è possibile determinare la velocità (V) utilizzando la seguente relazione:

$$V = \frac{\phi C}{4F_0 T_T}$$

Dove F_0 è la frequenza di trasmissione (Hz) e C è velocità del suono in acqua (m/s).

Nella figura 4-6 viene mostrato un impulso singolo di lunghezza T_p , l'intervallo di tempo T_L e un grafico del cambiamento di fase rispetto al tempo. In questa figura si è assunto che il materiale riflettente si muova ad una velocità costante $V \neq 0$. All'aumentare dell'intervallo temporale il cambiamento di fase misurato per questo materiale che si sposta alla velocità V aumenta linearmente, come si vede dall'ultima equazione scritta sopra.

L'intervallo temporale non può essere più grande dell'ampiezza dell'impulso. In realtà deve essere molto più piccolo in modo da avere un alto valore di correlazione, cioè dati attendibili. Un intervallo più lungo significa avere una deviazione standard più bassa e quindi una precisione migliore . Nonostante ciò, se l'intervallo e l'ampiezza dell'impulso sono strettamente legate, c'è un limite alla precisione della misura della velocità per un impulso di una certa grandezza . La deviazione standard sarà quindi:

$$\sigma \propto \frac{1}{F_0 D}$$

con σ = deviazione standard (m/s) e D = lunghezza della cella di profondità (m).

4.4 Sottrazione del moto inerziale dai dati ADCP

Per sottrarre il moto inerziale dai dati ADCP esistono diverse soluzioni:

- 1. Strutturare la campagna oceanografica di campionamento in modo tale che sia possibile effettuare più volte misurazioni nelle stesse posizioni così da ottenere un numero sufficiente di misure per poter fare una media delle componenti ad alta frequenza (maree e oscillazioni inerziali) o per aver un numero sufficiente di dati per un singolo periodo mareale e poter così farne un'analisi armonica.
- 2. Utilizzare le previsioni delle correnti di marea e/o delle oscillazioni inerziali provenienti o da modelli numerici della regione in cui viene effettuata la crociera (Foreman et al., 1991) o da sufficienti osservazioni precedenti provenienti da strumenti ancorati. In questo modo è possibile fare un'interpolazione delle correnti mareali o inerziali nei punti lungo la rotta della nave con l'ADCP.

3. Riuscire a rimuovere da una collezione di dati ottenuti dall'ADCP montato sulla nave la variazione principale del moto ad alta frequenza. Per far questo si utilizza un metodo basato su uno schema di interpolazione spaziale, usando funzioni arbitrarie, che permetta una variabiltà nel tempo delle componenti ad alta frequenza del campo di velocit (Candela, 1992).

La prima soluzione comporta un grosso dispendio del tempo nave e quindi è di difficile attuazione tranne che per crociere in zone molto limitate. Sicuramente è improponibile per campagne oceanografiche su zone estese. La seconda non è attuabile in tutte le zone, perchè presuppone una conoscenza di base della zona che spesso non disponibile (soprattutto per quanto riguarda le oscillazioni inerziali). La terza è la più flessibile e può essere in teoria applicata in molte situazioni.

Analizziamo qui più in dettaglio il terzo metodo che è quello utilizzato in questa tesi per i dati ADCP provenienti dalla crociera p201.

Come detto sopra, in questo metodo si cerca di ottenere il campo di corrente a bassa frequenza facendo un'interpolazione ("fitting") in funzione delle coordinate spaziali, con funzioni arbitrarie, tollerando una certa variabilità temporale delle correnti ad alta frequenza presenti nei dati ADCP. Questa non è quindi una tecnica di filtraggio nel tempo perchè si ottiene anche una stima della struttura spaziale dei moti ad alta frequenza.

Le ipotesi necessarie all'applicazione di questo metodo richiedono che esista un salto spettrale ben definito tra il segnale ad alta frequenza e il segnale a frequenza più bassa. Si richiede inoltre che la scala spaziale del rumore non sia troppo piccola. Nella zona di provenienza dei nostri dati (il bacino Algero-Provenzale) le correnti mareali sono trascurabili mentre hanno importanza rilevante le correnti inerziali (Alberola et al., 1995). Dobbiamo quindi fare un fitting dei soli moti inerziali per poter analizzare le componenti a bassa frequenza. Nella sezione successiva verrà descritto il metodo di Candela applicato alle correnti inerziali.

4.4.1 Metodo di Candela: formulazione matematica

L'ADCP misura correnti orizzontali mediate su celle di profondità regolare, quindi per ognuna di queste celle le velocità $u \in v$ misurate sono funzione dello spazio (x, y) e del tempo (t). Indichiamo con:

$$u_{adcp}(x, y, t)$$

$$v_{adcp}(x, y, t)$$

le velocità misurate dall'ADCP ad una certa profondità e per ik = 1, ...Kpunti di misurazione lungo le traiettorie della nave.

Facciamo l'ipotesi che il campo di velocit misurato sia costituito principalmente da due componenti :

- 1. moti inerziali che variano sia in funzione del tempo (t)che dello spazio (x, y);
- 2. correnti a bassa frequenza caratteristiche di questo bacino, che variano in funzione della posizione ma restano costanti in tutto l'intervallo di tempo in cui è stato effettuato il campionamento.

Chiamiamo \overrightarrow{u}_{fit} una funzione data dalla somma della modellizzazione di queste due componenti del campo di velocità:

$$u_{fit} = u_{inerviale} + u_{geostrofica}$$

$$v_{fit} = v_{inerviale} + v_{geostrofica}$$

Consideriamo per ora la frequenza inerziale locale $\omega = f$. Le soluzioni per le pure onde inerziali sono state scritte in 4.2.1.1 per le traiettorie delle particelle supponendo che a t = 0 $u = u_0$ e v = 0. In termini più generali per un campo generico iniziale, la soluzione del primo caso (sezione 4.2.1.1) può scriversi come:

$$u = Ccos(\omega t) + Dsin(\omega t)$$

$$v = Dcos(\omega t) - Csin(\omega t)$$

dove $D \in C$ sono costanti di integrazione.

Fittare i parametri di un modello del campo delle onde inerziali significa stimare i parametri C e D che vengono considerati come funzioni generali dello spazio $\overrightarrow{x} = (x, y)$. E' possibile quindi scrivere C e D come funzioni polinomiali delle coordinate spaziali.

$$u_{inerviale}(\overrightarrow{x},t) = P_C\left(\overrightarrow{x},\alpha^C\right)\cos(\omega t) + P_D\left(\overrightarrow{x},\alpha^D\right)\sin(\omega t)$$

$$v_{inerviale}(\overrightarrow{x},t) = P_D(\overrightarrow{x},\alpha^D)\cos(\omega t) + P_C(\overrightarrow{x},\alpha^C)\sin(\omega t)$$

I polinomi P_C e P_D saranno del tipo :

$$P_{C} = \sum_{j=0}^{p} \sum_{k=0}^{j} \alpha_{l}^{C} x^{j-k} y^{k} \qquad P_{D} = \sum_{j=0}^{p} \sum_{k=0}^{j} \alpha_{l}^{D} x^{j-k} y^{k}$$

con p = grado del polinomio, $\alpha^{C,D}$ = parametri da fittare e j,k = interi con l = (j - k, k).

Il grado del polinomio p varia a seconda del data set considerato. Il numero di incognite $\alpha^{C,D}$ è:

$$r = \frac{(p+1)(p+2)}{2}$$

Questo significa che se p = 2 r = 6, se p = 3 r = 10 ovvero per un polinomio di secondo e terzo ordine i coefficienti sono rispettivamente 6 e 10. Le correnti medie a loro volta possono essere anch'esse espresse come semplici funzioni polinomiali dello spazio:

$$u_{geostrofica}(\overrightarrow{x}) = Q_u(\overrightarrow{x},\beta) = \sum_{l=1}^{q} \sum_{l=1}^{q} \beta_l^u x^{j-k} y^k$$

$$v_{geostrofica}(\overrightarrow{x}) = Q_v(\overrightarrow{x},\beta) = \sum_{i=1}^{q} \sum_{j=1}^{q} \beta_i^v x^{j-k} y^k$$

dove Q_u e Q_v sono polinomi dell'ordine q e con incognite β^u e β^v . Anche in questo caso il numero di incognite β^u o β^v è:

$$r' = \frac{(q+1)(q+2)}{2}$$

Da quanto detto sopra si impone che:

$$u_{fit}(x_k, y_k) = u_{inerviale}(x_k, y_k) + u_{geostrofica}(x_k, y_k)$$

$$v_{fit}(x_k, y_k) = v_{inerviale}(x_k, y_k) + v_{geostrofica}(x_k, y_k)$$

Abbiamo quindi un sistema di K equazioni con α_l^C , α_l^D e β_l^u , β_l^v incognite (il numero preciso di incognite dipende dalla scelta dell'ordine del polinomio e sarà discusso in seguito).

Imponiamo come soluzione del nostro problema che sia minima la seguente somma di differenze:

$$min_{K}\left(\left\|u_{fit}-u_{adcp}\right\|^{2}+\left\|v_{fit}-v_{adcp}\right\|^{2}\right)$$

abbiamo quindi un sistema sovradeterminato che risolviamo col metodo dei minimi quadrati. Otteniamo quindi come soluzione di questo sistema i coefficienti α_l^C , α_l^D , β_l^u , β_l^v dei polinomi $P(\overrightarrow{x})$ e $Q(\overrightarrow{x})$.

Questo sistema avrà soluzione a condizione che il numero dei coefficienti

da stimare sia inferiore al numero delle equazioni, cioè K.

La frequenza inerziale ω viene considerata nota ed uguale alla frequenza locale (vedi capitolo 5).

Questo sistema può essere scritto in forma matriciale riunendo le equazioni per le due componenti della velocità che sono legate fra loro dall'equazione della corrente inerziale mentre sono indipendenti per quanto riguarda la parte stazionaria. Ciò ci permette di risolverlo facilmente usando MATLAB (MathWorks).

Il sistema sovradeterminato può essere scritto così:

$$Fm = d$$

dove F è una matrice (K * r) con K = numero delle osservazioni e r = numero di incognite, m è un vettore colonna avente come elementi i coefficienti α incogniti, d è il vettore che contiene le velocità misurate dallo strumento in tutti i K punti.

La soluzione a questo problema risulterà quindi essere:

$$m = (F^T F)^{-1} F^T d$$

Però il calcolo esplicito di $F^T F$ e la sua inversa pu portare a grossi errori di arrotondamento.

E' preferibile quindi utilizzare una procedura più stabile per risolvere il sistema. Ciò viene fatto calcolando prima la fattorizzazione della SVD ("Singular Value Decomposition") della matrice F

$$F = U\Sigma V^T$$

dove $U(k * k) \in V(q * q)$ sono matrici ortogonali e Σ una matrice diagonale (K * r) che contiene i valori singolari, cioè le radici quadrate positive degli autovalori del prodotto $F^T F$.

In particolare la stima di m (vettore dei parametri) con l'approssimazione

dei minimi quadrati sarà data da:

$$\widehat{m} = V \Sigma^{-1} U^T d$$

con Σ^{-1} che è la pseudo inversa della matrice Σ , cio una matrice diagonale (K * p) i cui elementi sono quelli di Σ^{-1} (Candela, 1991).

Una volta che \widehat{m} è stato calcolato, il prodotto :

$$F\widehat{m} = \widehat{d}$$

ci darà il valore di \hat{d} fornito dal modello, e quindi u_{fit} .

La differenza tra la velocità misurata e quella stimata verrà chiamata residuo:

$$u_{residuo} = u_{adcp} - u_{fit}$$

$$v_{residuo} = v_{adcp} - v_{fit}$$

In $u_{residuo}$, $v_{residuo}$ sono contenute tutte le componenti di velocità non risolte dalla funzione di fit, ma comunque presenti nei dati misurati dallo strumento. Una seconda stima della componente geostrofica può essere fatta solo usando un fit delle componenti inerziali e poi calcolando la differenza con il dato misurato. In altre parole si definisce anche:

$$u_{diff.geostr} = u_{adcp} - u_{inerviale}$$

$$v_{diff.geostr} = v_{adcp} - v_{inerviale}$$

Un terzo metodo comporta un filtraggio sequenziale delle due componenti del segnale in modo tale da minimizzare il residuo su cascuna componente separatamente. Cioè si trova:

$$min_{K}\left(\left\|u_{inerziale}-u_{adcp}\right\|^{2}+\left\|v_{inerziale}-v_{adcp}\right\|^{2}\right)$$

Si stima poi un residuo intermedio:

$$u_{res.int} = u_{adcp} - u_{inerziale}$$

 $v_{res.int} = v_{adcp} - v_{inerziale}$

e si cerca un fit ulteriore minimizzando:

$$min_{K}\left(\left\Vert u_{geostr}-u_{res.int}
ight\Vert^{2}+\left\Vert v_{geostr}-v_{res.int}
ight\Vert^{2}
ight)$$

Scelta della complessità del polinomio

La complesstà del polinomio da scegliere dipende da:

- 1. Numero delle componenti (inerziale, stazionaria, mareale diurna, mareale semidiurna, ...) che vengono considerate nella funzione di fitting;
- 2. Grado dei polinomi di ciascuna componente.

Per quanto riguarda la scelta del numero di componenti è necessario far uso di conoscenze pregresse sulla zona da cui provengono i dati e poi sarà comunque necessario fare alcuni tentativi di prova. In questo studio sono state considerate solo le componenti inerziale e media, visto che nel bacino Algero-Provenzale i moti di marea possono essere considerati trascurabili (Alberola et al., 1995).

L'ordine del polinomio viene stabilito in maniera arbitraria e indipendente per ciascuna delle componenti che entrano a far parte del modello. Bisogna però tener presente che il numero dei coefficienti incogniti (cioè il numero degli elementi di r) aumenta all'aumentare del grado del polinomio. Il rapporto fra il numero dei coefficienti incogniti (r) e il numero dei dati utilizzati per determinarli (K) non può essere inferiore di 1 : 5 o al massimo 1 : 3. La scelta dell'ordine del polinomio è complicata e non esiste una procedura automatica per la sua determinazione, ci si può però far guidare da un test statistico, l'F-test, che risulta essere valido anche quando i dati non seguono perfettamente una distribuzione normale. Questo test si basa su un rapporto tra le varianze ed è formulato nel seguente modo:

$$(F - test) = \frac{\frac{(u_{fit})_{p+1}^2 - (u_{fit})_p^2}{dr_{p+1} - dr_p}}{\frac{(u_{residuo})_{p+1}^2}{dl_{p+1}}}$$

$$(F - test) = \frac{\frac{(v_{fit})_{p+1}^2 - (v_{fit})_p^2}{dr_{p+1} - dr_p}}{\frac{(v_{residuo})_{p+1}^2}{dl_{p+1}}}$$

 $u_{fit}, v_{fit} =$ velocità stimata dal polinomio

 $u_{residuo}, v_{residuo} =$ residuo tra la velocità misurata dallo strumento (u_{adcp}, v_{adcp}) e quella calcolata dal modello (u_{fit}, v_{fit}) .

r = numero dei coefficienti da stimare (numero delle colonne della matrice F) p = ordine del polinomio

 $dl = n - r_{p+1} - 1, K =$ numero dei dati utilizzati (numero delle righe della matrice F)

Da questo rapporto si vede che se la differenza tra $u_{fit_{p+1}}$, $v_{fit_{p+1}}$ e u_{fit_p} , v_{fit_p} non aumenta più rapidamente di $u_{residuo_{p+1}}$, $v_{residuo_{p+1}}$ all'aumentare dell'ordine del polinomio da p a p + 1, allora le nuove caratteristiche della circolazione risolte dal modello possono essere sia rumore che segnale e non c'è un guadagno nella bontà del fit.

Abbiamo visto però che nel modello sono presenti più componenti $(u_{inerziale}, v_{inerziale} e u_{geostrofica}, v_{geostrofica})$ e quindi i risultati dell'F-test per stabilire se è significativo o no un aumento del grado del polinomio dipenderanno dal cammino seguito. Ciò impedisce di poter trovare in modo automatico l'ordine del polinomio. Prima di effettuare questo test è bene stabilire un ordine da seguire sulla base di conoscenze note, dell'importanza relativa delle diverse componenti che costituiscono la matrice F. L'F-test è quindi una guida utile per settare l'ordine del modello ma i suoi risultati devono essere esaminati in modo critico.

Capitolo 5

Risultati analisi dati ADCP

In questo capitolo studieremo il campo di velocità misurato dall'ADCP. Innanzitutto descriviamo come abbiamo applicato a questi dati la tecnica di filtraggio descritta nel capitolo precedente e infine valuteremo le correnti geostrofiche stimate da questo filtraggio. Il data set originario, contiene dati presi per lo più ad intervalli di cinque minuti (vedi paragrafo 2.2.2), anche se per ragioni sconosciute alcuni (ottocento su un totale di poco più di 4000) sono ad intervalli più lunghi. Per questo lavoro di tesi non avevamo a disposizione il dataset originario ma una successiva rielaborazione dove i dati sono stati mediati a intervalli di 25'. Prima di applicare la procedura di fitting è stato fatto un accurato controllo di qualità dei dati.

Il campo di velocità geostrofico ottenuto dalla rielaborazione dei dati ADCP verrà confrontato con quello calcolato nel capitolo 3 dai dati di temperatura e salinità.

5.1 Descrizione dei dati ADCP p201

I dati a nostra disposizione sono un insieme di misure in 936 posizioni spaziali differenti, ad intervalli di profondità di 8 metri, a partire da 16 metri. Le coordinate spaziali sono in gradi di longitudine e di latitudine, mentre la coordinata temporale associata ad ogni misura è in giorni.

Innanzitutto abbiamo fatto un'analisi della distribuzione temporale dei dati



Figura 5-1: Distribuzione dei dati ADCP rispetto al tempo.

che si è rivelata essere, per motivi ancora sconosciuti, non uniforme. La fig. 5-1 è un istogramma dove vengono rappresentati questi dati rispetto all'intervallo di tempo che separa un dato dal successivo. In corrispondenza della sosta tra un leg e l'altro si nota che c'è un intervallo temporale di durata superiore alle 12 ore. Abbiamo potuto così facilmente suddividere la raccolta di dati nei rispettivi tre legs, all'interno dei quali le misurazioni in teoria dovrebbero essere tutte a intervalli di tempo regolari, nel nostro caso pari a 25' (0.0174 giorni). Facendo dei controlli abbiamo trovato che in tutti e tre i legs erano presenti misure o gruppi di misure a intervalli temporali irregolari e generalmente superiori ai 25' (vedi fig. 5-1). Nel leg tre sono state trovate, inspiegabilmente, anche alcune misure a intervalli temporali inferiori. Abbiamo quindi fatto un'analisi di tutti i dati per individuare i tratti dove i dati erano distribuiti in maniera regolare, cioè a intervalli di 25', e abbiamo chiamato sublegs queste sottoporzioni di ogni leg. Per ogni sublegs abbiamo poi calcolato il numero di dati presenti, l'intervallo temporale totale, la distanza spaziale e la velocità della nave. Questi dati sono stati riportati nelle tabelle 5.1, 5.2 e 5.3.

Un controllo della qualità dei dati che abbiamo fatto è stato quello di verificare la variazione del numero di dati con la profondità ai fini di una corretta applicazione del metodo per sottrarre le correnti inerziali. I dati arrivano in media fino a 230 m, a profondità maggiori il numero dei dati diminuisce e a partire dal trentottesimo livello (corrispondente alla profondità di 302 metri) questa diminuzione è molto marcata. I tre legs presentano più o meno una stessa variazione del numero delle misure con la profondità, come è stato illustrato nei grafici a barra delle figure 5-2 e 5-3.

LEG	subleg	# dati	Δt (h)	$\Delta s~({ m km})$	$\Delta s \; (\mathrm{nml})$	vel.nave (nodi)
1	1	6	2.08	38.05	20.54	9.86
1	2	13	5.00	72.72	39.27	7.85
1	3	33	13.34	224.85	121.41	9.10
1	4	22	8.75	156.91	84.72	9.68
1	5	7	2.50	45.97	24.82	9.92
1	6	7	2.50	44.04	23.78	9.51
1	7	13	5.00	96.80	52.27	10.45
1	8	12	4.58	92.91	50.17	10.94
1	9	10	3.75	70.27	37.94	10.11
1	10	11	4.17	71.85	38.80	9.31
1	11	11	4.17	67.17	36.27	8.70
1	12	$\overline{52}$	21.26	362.81	195.90	9.21

Tabella 5.1: Suddivisione dei dati in subleg per il LEG 1 di fig. 2-3. Le colonne indicano: Δt tempo totale di percorrenza del leg, Δs spazio percorso dalla nave in km e nml e velocità della nave.

Abbiamo poi analizzato più in dettaglio i dati ad intervalli di tempo irregolare per individuare quelli che si trovavano in raggruppamenti posti più o meno nella stessa posizione spaziale e in successione temporale. Sono stati così individuati 12 raggruppamenti di questi dati in punti ripetuti, detti "gruppi" che vengono elencati nella tabella 5.4 dove sono indicati anche quanti dati fanno parte di ogni gruppo e l'intervallo temporale coperto dal "gruppo" di dati ripetuti.

5.2 Metodologia di analisi applicata ai dati

Una volta individuati questi due tipi di dati, quelli dei gruppi, che sono fondamentalmente misure ripetute più o meno alla stessa posizione spaziale e quelli dei sublegs ad intervalli temporali regolari, abbiamo proceduto alla loro analisi in due modi differenti.

5.2.1 Dati ripetuti o gruppi

Come si vede dalla mappa 5-4 la disposizione di questi gruppi, alcune volte coincide con una stazione CTD, ma non sempre. Questi dati potrebbero fornire molte informazioni sulle onde inerziali che impediscono di poter analizzare

LEG	subleg	#punti	Δt (h)	$\Delta s \; ({ m km})$	$\Delta s \text{ (nml)}$	vel. nave (nodi)
2	1	9	3.33	55.15	29.77	8.93
2	2	9	3.33	68.00	36.72	11.01
2	3	9	3.33	61.15	33.02	9.90
2	4	4	1.25	22.57	12.18	9.74
2	5	14	5.42	97.80	52.81	9.74
2	6	4	1.25	22.82	12.32	9.85
2	7	3	0.83	13.99	7.55	9.06
2	8	13	5.00	75.54	40.79	8.15
2	9	7	2.50	47.96	25.89	10.35
2	10	8	2.91	56.20	30.35	10.40
2	11	8	2.91	52.90	28.56	9.79
2	12	7	2.50	48.10	25.97	10.38
2	13	3	0.83	15.64	8.44	10.13
2	14	3	0.83	15.99	8.63	10.35
2	15	27	10.84	202.07	109.11	10.07
2	16	44	17.92	342.29	184.82	10.31
2	17	5	1.67	23.87	12.89	7.73
2	18	3	0.83	11.26	6.08	7.29
2	19	4	1.25	14.46	7.81	6.24

Tabella 5.2: Suddivisione dei dati in subleg per il LEG 2 di fig. 2-3. Le colonne indicano: Δt tempo totale di percorrenza del leg, Δs spazio percorso dalla nave in km e nml e velocità della nave.

LEG	subleg	# punti	Δt (h)	$\Delta s \; ({ m km})$	$\Delta s \text{ (nml)}$	vel.nave (nodi)
3	1	14	4.79	73.58	39.73	8.29
3	2	7	2.50	46.58	25.15	10.05
3	3	10	3.75	71.19	38.44	10.24
3	4	11	4.17	77.17	41.67	9.99
3	5	10	3.75	74.46	40.21	10.72
3	6	11	4.17	66.20	35.74	8.57
3	7	25	6.97	130.92	70.69	10.14
3	8	5	1.67	31.25	16.87	10.12
3	9	6	1.50	27.34	14.76	9.84
3	10	12	2.44	46.59	25.16	10.33
3	11	18	7.09	130.10	70.25	9.91
3	12	12	4.58	75.37	40.70	8.87
3	13	8	2.92	59.00	31.85	10.92
3	14	9	3.33	70.97	38.32	11.49
3	15	7	2.50	38.24	20.65	8.25
3	16	6	2.08	40.51	21.87	10.49
3	17	9	3.33	64.05	34.58	10.37
3	18	35	14.17	279.89	151.13	10.66
3	19	38	15.42	299.69	161.82	10.49
3	20	9	3.33	39.83	21.51	6.45
3	21	3	0.83	15.42	8.33	9.99
3	22	13	5.00	92.79	50.10	10.01

Tabella 5.3: Suddivisione dei dati in subleg per il LEG 3 di fig. 2-3. Le colonne indicano: Δt tempo totale di percorrenza del leg, Δs spazio percorso dalla nave in km e nml e velocità della nave.

LEG	GRUPPO	n.dati	Δt (h)
1	a	4	5.35
1	b	21	29.18
1	с	22	31.02
2	d	16	13.84
2	е	15	9.80
2	f	10	6.83
2	g	5	2.75
2	h	13	6.04
3	i	10	7.71
3	1	12	8.00
3	m	10	13.5
3	n	30	28.68

Tabella 5.4: Suddivisione dei dati a intervalli temporali superiori a 25 minuti. Nella tabella vengono indicati: leg al quale appartengono i dati, il nome assegnato al gruppo, il numero di dati presenti nel gruppo e l'intervallo di tempo che intercorre tra il primo dato del gruppo e l'ultimo.



Figura 5-2: Variazione del numero dei dati con la profondtà.



Figura 5-3: Variazione del numero dei dati con la profondità in ciascun leg.



Figura 5-4: Distribuzione dei dati ADCP, indicati dai punti e delle stazioni CTD, indicate dalle stellette. I punti in rosso sono quelli dei dati appartenenti ai gruppi, che sono contrassegnati da una lettera.

chiaramente il segnale del moto a lunga frequenza. Ma per poter ricavarne informazioni utili è necessario che l'intervallo temporale che un singolo gruppo copre sia superiore al periodo inerziale ($T_{inerziale} \approx 18h$, in media nel bacino algero-provenzale).

I gruppi che soddisfano a questa condizione sono solo 3, rispettivamente quelli chiamati nella figura 5-4: $b, c \in n$. In questi tre gruppi è stata fatta una media temporale ($\sum_i vel_i \Delta t_i / \sum_i \Delta t_i$, con $\sum \Delta t_i$ =periodo inerziale) delle velocità dei dati all'interno del gruppo scelto su una porzione di dati che coprisse un intervallo temporale uguale al periodo inerziale locale. Nella tabella 5.5 vengono indicati questi periodi inerziali per le latitudini alle quali si trovano questi tre gruppi.

Nella figura 5-5 sono mostrati i profili delle velocità medie per i tre gruppi,

GRUPPO	T inerziale
b	$19.82\mathrm{h}$
с	$19.77\mathrm{h}$
n	17.73

Tabella 5.5: Periodo inerziale locale per i tre gruppi b, c e n.

sovrapposti ai profili di velocità del gruppo stesso. Le stime medie così ottenute hanno un alto grado di imprecisione perchè ottenute dalla media di un singolo periodo inerziale. Abbiamo inoltre preso come valore del periodo inerziale quello locale, senza tener conto delle variazioni che esso può subire a causa della corrente media (vedi cap. 4).

Le informazioni così ottenute sono relative al campo di velocità puramente geostrofico in queste tre stazioni.

La struttura più complessa in verticale risulta essere quella dei dati del gruppo b (~ 4° E, 37° N) che si trova vicino alla costa Algerina. In questa regione abbiamo trovato, nel capitolo 3, varie strutture orizzontali di mesoscala con ampia variabilità in verticale (vedi da figg. 3-18 a 3-21). Interessante è notare il massimo di velocità sottosuperficiale in n a 100 m e la struttura evanescente con la profondità del campo di velocità v. Nel gruppo c, posto alla stessa latitudine ma spostato verso est, si nota un incremento notevole dell'ampiezza del campo di velocità (u > 0.5 m s⁻¹ per z > 130 m) rispetto a quello della stazione b (u < 0.15 m s⁻¹ a tutte le profondità). È questa la posizione del vortice anticiclonico delle figure 3-18-3-21) che avevamo già visto (vedi cap. 3) essere un massimo relativo di velocità geostrofica nel campo calcolato dai dati di temperatura e salinità.

5.2.2 Dati dispersi

Come visto dalle tabelle precedenti sono stati individuati diversi sublegs per ogni legs, con caratteristiche in termine di numero di misure e quindi intervallo temporale coperto anche molto differenti. Nelle figure 5-6-5-8 viene rappresentata la distribuzione dei sublegs in ogni leg.

Nei sublegs, abbiamo cercato di applicare la tecnica di filtraggio della



Figura 5-5: Profili verticali delle componenti u e v della velocità e velocità media da essi calcolati per i gruppi b, c e n.



Figura 5-6: Distribuzione dei sublegs nel LEG 1. I punti indicano i dati ADCP ad intervalli temporali di 25', le stellette quelli ad intervalli irregolari mentre i numeri identificano i sublegs.


Figura 5-7: Distribuzione dei sublegs nel LEG 2. I punti indicano i dati ADCP ad intervalli temporali di 25', le stellette quelli ad intervalli irregolari mentre i numeri identificano i sublegs.



Figura 5-8: Distribuzione dei sublegs nel LEG 3. I punti indicano i dati ADCP ad intervalli temporali di 25', le stellette quelli ad intervalli irregolari mentre i numeri identificano i sublegs.

		Р	Р	Р	Р	Р
		0	1	2	3	4
Q	0	6	12	21	33	48
Q	1	12	18	27	39	54
Q	2	21	27	36	48	63
Q	3	33	39	48	60	75
Q	4	48	54	63	75	90

Tabella 5.6: Numero di dati necessari in funzione dell'ordine dei due polinomi (P e Q) del fit. Il numero scritto alla destra di Q e sotto P indica l'ordine del polinomio corrispondente.

componente inerziale così come descritta nel capitolo 4.

Innanzitutto, si sono dovuti scegliere i sublegs con un numero di dati sufficienti per poter fare il fit. E' stato così posto uguale a dieci il numero minimo necessario di dati per poter applicare correttamente la tecnica di fitting. Tutti i sublegs con un numero di misure inferiore o uguale a nove sono quindi stati scartati.

Come abbiamo già detto per poter stabilire l'ordine del polinomio da utilizzare per il fit, è necessario che il rapporto tra il numero dei coefficienti incogniti del polinomio e il numero dei dati utilizzati per determinarli sia pari a 3 o 5. Nella tabella 5.6 vengono riportati il numero di dati necessari in funzione del grado dei due polinomi utilizzati nella funzione di fit (vedi cap.4) nel caso che si ritengano sufficienti 3 dati per la stima di un parametro incognito del polinomio. Questa tabella può essere utilizzata anche nel caso che si faccia un fit utilizzando un solo polinomio.

Confrontando i valori della tabella 5.6 con quelli delle tabelle 5.1-5.3 dove sono mostrate le caratteristiche di ogni subleg, si vede subito che sono pochi i sublegs con un numero di dati sufficiente per poter applicare la funzione di fit. Inoltre in quasi tutti casi la scelta dell'ordine dei polinomi è forzata dal numero di dati e non è stato quindi applicato il criterio dell'F-test descritto nel paragrafo precente perchè non era semplicemente possibile aumentare l'ordine dei polinomi. Nella tabella seguente sono mostrati i sublegs ai quali è stato applicato il fit ed i rispettivi gradi dei polinomi utilizzati, ma vista la scarsità di misure, abbiamo adottato il criterio meno restrittivo ritenendo sufficienti un

LEG 1	# dati	grado P	grado Q
subleg 3	33	1	2
		2	1
subleg 4	22	1	1
subleg 12	52	1	2
		2	1
		2	2

Tabella 5.7: Elenco dei sublegs del leg 1 per i quali è stato fatto il fit. Le colonne indicano: il numero del subleg, il numero di dati in esso presenti, l'ordine del polinomio P (polinomio per la parte inerziale) e di quello Q (polinomio per la parte geostrofica).

LEG 2	# dati	grado P	grado Q
subleg 15	27	1	2
		2	1
subleg 16	44	1	2
		2	1
		2	2

Tabella 5.8: Elenco dei sublegs del leg 2 per i quali è stato fatto il fit. Le colonne indicano: il numero del subleg, il numero di dati in esso presenti, l'ordine del polinomio P (polinomio per la parte inerziale) e di quello Q (polinomio per la parte geostrofica).

minimo tre dati per determinare un parametro incognito del polinomio.

Non avendo la possibilità di stimare la frequenza quasi inerziale, abbiamo utilizzato la frequenza inerziale locale, propria di ogni dato in funzione della latitudine a cui si trova. Il fit viene fatto a ciascun livello di profondità separatamente. Ripetendolo per tutti i livelli ai quali si hanno misure sufficienti, è possibile ricostruire un profilo verticale della funzione di fit e delle sue componenti. Bisogna quindi determinare fino a che profondità i dati sono sufficienti (infatti con l'aumentare della profondità aumenta il numero di misure mancanti nel data set) per poter applicare il fitting. A questo proposito si possono guardare i grafici a barre delle figure 5-2-5-3. Da questi grafici si vede che fino a circa -264 metri (livello 33) la diminuzione del numero dei dati è accettabile.

Abbiamo Quindi per tutti i sublegs delle ultime tre tabelle e su tutti i 33 livelli di profondità (per le combinazioni del grado dei polinomi P e Q mostrate nelle tabelle 5.7-5.9) abbiamo calcolato la funzione di fit. Nelle figure seguenti

LEG 3	# dati	grado P	grado Q
subleg 7	25	1	1
subleg 11	18	1	1
subleg 18	35	1	2
		2	1
subleg 19	38	1	2
		2	1

Tabella 5.9: Elenco dei sublegs del leg 3 per i quali è stato fatto il fit. Le colonne indicano: il numero del subleg, il numero di dati in esso presenti, l'ordine del polinomio P (polinomio per la parte inerziale) e di quello Q (polinomio per la parte geostrofica).

vengono mostrati, alla profondità di -32 metri (livello 4), gli andamenti del fit rispetto ai dati ADCP utilizzati per calcolare il fit per alcuni di questi sublegs.

5.3 Grafici e confronto con le velocità da altezza dinamica

Si è voluto poi confrontare i profili verticali della parte media o geostrofica ottenuta dal fit delle misure ADCP con i profili verticali della velocità baroclina geostrofica calcolata dall'altezza dinamica nei punti della griglia dell'analisi oggettiva. Sono stati quindi prima di tutto individuati i punti di griglia regolare più vicini ad ogni dato ADCP, come viene mostrato nella mappa della figura 5-11, dove sono stati cerchiati i punti griglia scelti come i più vicini ai dati ADCP. Le star indicano i dati ADCP dei gruppi.

Si sono così scelti dei punti all'interno dei sublegs e si è paragonato il loro profilo verticale con la velocità da altezza dinamica nel punto griglia più vicino.

Questo confronto è stato fatto sia nel caso in cui il fit è stato calcolato secondo la prima procedura descritta nel capitolo 4, cioè utilizzando due polinomi (quello inerziale e quello geostrofico), che utilizzando un solo polinomio, quello inerziale. In quest'ultimo caso la velocità geostrofica viene calcolata come differenza tra la velocità misurata dallo strumento e la velocità inerziale stimata dal fit. Le figure 5-12-5-13, mostrano questi profili nel caso in cui la funzione di fit è stata determinata usando solo il polinomio inerziale.



Figura 5-9: Confronto tra velocità misurate e fit alla profondità di -32 m per il subleg 16 del leg2. Il fit è stato calcolato utilizzando un polinomio di ordine 1 per la parte inerziale e di ordine 2 per la parte geostrofica.



Figura 5-10: Confronto tra velocità misurate e fit alla profondità di -32 m per il subleg 4 del leg1. Il fit è stato calcolato utilizzando un polinomio di ordine 1 per la parte inerziale e di ordine1 per la parte geostrofica.



Figura 5-11: Mappa coi dati ADCP e la griglia regolare utilizzata per l'analisi oggettiva dove sono stati cerchiati i punti della griglia più vicini ai dati ADCP.



Figura 5-12: Confronto tra la velocità d'altezza dinamica e le componenti del fit per il leg 1. Il fit è stato calcolato utilizzando solo un polinomio, quello inerziale, di ordine 3.



Figura 5-13: Confronto tra la velocità d'altezza dinamica e le componenti del fit per il leg 1. Il fit è stato calcolato utilizzando solo un polinomio, quello inerziale, di ordine 3.



Figura 5-14: Confronto tra la velocità d'altezza dinamica e le componenti del fit per il leg 1. Il fit è stato calcolato utilizzando solo un polinomio, quello inerziale, di ordine 3.

Si è provato a confrontare anche i profili verticali delle velocità medie ottenute nei punti dove sono state fatte misure ADCP ripetute, cioè nei gruppi b, c e n con i profili verticali della velocità calcolata dall'altezza dinamica nei punti della griglia dell'analisi oggettiva più vicini. Ciò è stato possibile solo per i gruppi b e c in quanto il gruppo n si trova in una zona al di fuori della copertura della griglia. Questo confronto mette in evidenza una forte diferenza nell'ordine di grandezza delle velocità dei due profili di cui ancora non sappiamo spiegarci l'origine.

Abbiamo trovato difficile confrontare questi dati nei gruppi b e c con i dati di velocità dati dalle mappe di altezza dinamica in quanto l'altezza dinamica è necessariamente una misura "mediata" della funzione di flusso del campo di velocità. La nostra conclusione a questo punto è che sia impossibile confrontare misure puntiformi ed isolate nel tempo con il campo di velocità dedotto dall'analisi oggettiva da dati di temperatura e salinità raggruppati per tutta la durata delle tre legs.

E' stata fatta allora un'ulteriore prova, confrontando i profili della velocità media dei gruppi con la velocità da altezza dinamica ottenuta dalla media in un certo numero di punti griglia vicini al gruppo di dati ADCP considerato. Nella mappa 5-17 sono illustrati i punti griglia utilizzati rispettivamente per il gruppo b e per quello c mentre nelle figure seguenti sono mostrati i profili verticali del confronto. Si vede comunque che anche in questo caso la differenza è notevole.

- [26] EUROMODEL GROUP, Progress from 1989 to 1992 in understanding the circulation of the Western Mediterranean Sea, Oceanol. Acta, 18 (1995), pp. 255-271.
- [27] M. E. FIADERO AND G. VERONIS, On the determination of absolute velocities in the ocean, J. Mar. Res., 40 (1982), pp. 159–182. supplement.
- [28] V. FIEKAS, J. ELKEN, T. J. MUELLER, A. AITSAM, AND W. ZENK, A View of the Canary Basin Thermocline Circulation in Winter, J. Geophys. Res., 97 (1992), pp. 12.495–12.510.
- [29] L. M. FOMIN, Inertial Oscillations in a Horizontally Inhomogeneous Current Velocity Field, Izv. Atmos. Oceanic Phys., 9 (1973), pp. 37–40.
- [30] L. M. FOMIN AND M. T. SAVIN, Vertical Coherence of Inertial Motions in the Ocean, Izv. Atmos. Oceanic Phys., 9 (1973), pp. 182–183.
- [31] J. FONT, A Comparison of Seasonal Winds With Currents on the Continental Slope of the Catalan Sea (Northwestern Mediterranean), J. Geophys. Res., 95 (1990), pp. 1537–1545. Selected Papers on WMCE.
- [32] J. FONT, E. GARCIA-LADONA, AND E. G. GORRIZ, The seasonality of mesoscale motion in the Northen Current of the Western Mediterranean: several years of evidence, Oceanol. Acta, 18 (1995), pp. 207–219.
- [33] M. G. G. FOREMAN AND H. J. FREELAND, A Comparison of Techniques for Tide Removal From Ship- Mounted Acoustic Doppler Measurement Along the Southwest Coast of Vancouver Island, J. Geophys. Res., 96 (1991), pp. 17,007–17,021.
- [34] L.-L. FU, Observations and Models of Inertial Waves in the Deep Ocean, Rev. Geophys., 19 (1981), pp. 141-170.
- [35] J. A. HAGGERTY, A Comparison of Surface and Satellite-Derived Aerosol Measurements in the Western Mediterranean, J. Geophys. Res., 95 (1990), pp. 1547–1557. Selected Papers on WMCE.

- [36] D. HEBERT AND J. N. MOUM, Decay of a Near-Inertial Wave, J. Phys. Oceanogr., 24 (1994), pp. 2334–2351.
- [37] G. W. HEBURN AND P. L. VIOLETTE, Variations in the Structure of the Anticyclonic Gyres Found in the Alboran Sea, J. Geophys. Res., 95 (1990), pp. 1599–1613. Selected Papers on WMCE.
- [38] A. HECHT, N. PINARDI, AND A. R. ROBINSON, Currents, Water Masses, Eddies and Jets in the Mediterranean Levantine Basin, J. Phys. Oceanogr., 18 (1988), pp. 1320-1353.
- [39] R. H. HEINMILLER, Instruments and methods, in Eddies in Marine Science, A. R. Robinson, ed., pp. 542–567.
- [40] H.-H. HINRICHSEN AND A. LEHMAN, A Comparison of Geostrophic Velocities and Profiling ADCP Measurement in the Iberian Basin, J. Atmos. Oceanic Technol., 12 (1995), pp. 901–914.
- [41] N. G. HOGG, Oceanographic data for parameter estimation, in Modern Approches to Data Assimilation in Ocean Modelling, P. Malanotte-Rizzoli, ed., Elsevier Oceanography series, pp. 57–76.
- [42] J. KROLL, The propagation of wind-generated inertial oscillations from the surface into the deep ocean, J. Mar. Res., 31 (1975), pp. 15–51.
- [43] P. K. KUNDU, An Analysis of Inertial Oscillations Observed Near Oregon Coast, J. Phys. Oceanogr., 6 (1976), pp. 879–893.
- [44] E. KUNZE, Near-Inertial Wave Propagation in Geostrophic Shear, J.
 Phys. Oceanogr., 15 (1985), pp. 544-565.
- [45] E. KUNZE AND T. B. SANFORD, Observations of Near-Inertial Waves in a Front, J. Phys. Oceanogr., 14 (1984), pp. 566-581.
- [46] P. E. LA VIOLETTE, The Western Mediterranean Circulation Experiment (WMCE): Introduction, J. Geophys. Res., 95 (1990), pp. 1511–1514.
 Selected Papers on WMCE.

- [47] P. E. LA VIOLETTE, J. TINTORE, AND J. FONT, The Surface Circulation of the Balearic Sea, J. Geophys. Res., 95 (1990), pp. 1559–1568.
 Selected Papers on WMCE.
- [48] K. D. LEAMAN, Observations on the Vertical Polarization and Energy Flux of Near-Inertial Waves, J. Phys. Oceanogr., 6 (1976), pp. 894–908.
- [49] K. D. LEAMAN AND T. B. SANFORD, Vertical Energy Propagation of Inertial Waves: A Vector Spectral Analysis of Velocity Profiles, J. Geophys. Res., 80 (1975), pp. 1975–1978.
- [50] L. LEGENDRE AND F. RASSOULZADEGAN, Plankton and Nutrient Dynamics in Marine Waters, Ophelia, 41 (1995), pp. 153–172.
- [51] G. M. R. MANZELLA, T. S. HOPKINS, P. J. MINNETT, AND E. NA-CINI, Atlantic Water in the Strait of Sicily, J. Geophys. Res., 95 (1990), pp. 1569–1575. Selected Papers on WMCE.
- [52] G. M. R. MANZELLA AND P. E. LA VIOLETTE, The Seasonal Variation of Water Mass Content in the Western Mediterranean and Its Relationship With the Inflows Through the Strait of Gibraltar and Sicily, J. Geophys. Res., 95 (1990), pp. 1623–1626. Selected Papers on WMCE.
- [53] A. J. MARIANO AND O. T. BROWN, Efficient objective analysis of dynamically heterogeneous and nonstationary fields via the parameter matrix, Deep Sea Res., 39 (1992), pp. 1255–1271.
- [54] R. MARTINEZ, R. A. ARNONE, AND Z. VELASQUEZ, Chlorophyll a and Respiratory Electron Transport System Activity in Micrplankton From the Surface Waters of the Western Mediterranean, J. Geophys. Res., 95 (1990), pp. 1615–1622. Selected Papers on WMCE.
- [55] C. MILLOT, Some features of the Algerian Current, J. Geophys. Res., 90 (1985), pp. 7169-7176.
- [56] —, Circulation in the Western Mediterranean Sea, Oceanol. Acta, 10 (1987), pp. 143–149.

- [57] —, The circulation of the levantine intermediate water in the algerian basin, J. Geophys. Res., 92 (1987), pp. 8265–8276.
- [58] —, Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean, Dyn. Atmos. Oceans, 15 (1991), pp. 179–214.
- [59] C. MILLOT AND M. CREPON, Inertial Oscillations on the Continental Shelf of the Gulf of Lions-Observations and Theory, J. Phys. Oceanogr., 11 (1981).
- [60] J.-M. MOLINES, Modelling the barotropic tides in the Strait of Sicily, Oceanol. Acta, 14 (1991), pp. 241-252.
- [61] W. MUNK AND N. PHILLIPS, Coherence and Band Structure of Inertial Motion in the Sea, Rev. Geophys., 6 (1968), pp. 447–471.
- [62] D. J. OLBERS, M. WENZEL, AND J. WILLEBRAND, The Inference of North Atlantic Circulation Patterns From Climatological Hydrographic Data, Reviews of Geophisics, 23 (1985), pp. 313-356.
- [63] E. OZSOY AND H. GUENGOER, The Northern Levantine Sea Circulation Based on Combined Analyses of CTD and ADCP Data, in Data Assimilation, P. Brasseur and J. Nihoul, eds., 1994. NATO ASI Series, Vol.I 19.
- [64] A. PERILLI, N. PINARDI, A. RIBOTTI, R. SORGENTE, L. CALISE, AND M. SPROVIERI, Seasonal variability of the Levantine Intermadiate Waters in the Western Mediterranean-Algerian/Provencal basin, in Operational Oceanography. The Challenge for European Co-operation, J. Stel, H. Behrens, L. Droppert, and J. v.d. Meulen, eds., 1997. Proceedings of the First Intern. Conference on EuroGOOS.
- [65] H. PERKINS, Inertial Oscillations in the Mediterranean, Deep Sea Res., 19 (1972), pp. 289–296.

- [66] H. PERKINS AND P. PISTEK, Circulation in the Algerian Basin During June 1986, J. Geophys. Res., 95 (1990), pp. 1577–1585. Selected Papers on WMCE.
- [67] R. S. PICKART AND S. S. LINDSTROM, A Comparison of Techniques for Referencing Geostrophic Velocities, J. Atmos. Oceanic Technol., 11 (1994), pp. 814–824.
- [68] N. PINARDI AND A. NAVARRA, Baroclinic wind adjustement processes in the Mediterranean Sea, Deep Sea Res., 40 (1993), pp. 1299–1326.
- [69] N. PINARDI AND A. R. ROBINSON, Dynamics of Deep Thermocline Jets in the POLYMODE Region, J. Phys. Oceanogr., 17 (1987), pp. 559–582.
- [70] R. T. POLLARD, On the generation by winds of inertial waves in the ocean, Deep Sea Res., 17 (1970), pp. 795–812.
- [71] —, Properties of Near-Surface Inertial Oscillations, J. Phys. Oceanogr., 10 (1980), pp. 385–398.
- [72] R. T. POLLARD AND R. C. MILLARD JR., Comparison between obserdved and simulated wind-generated inertial oscillations, Deep Sea Res., 17 (1970), pp. 813–821.
- [73] R. T. POLLARD AND J. READ, A Method for Calibrating Shipmounted Acoustic Doppler Profiler and the Limitations of Gyro Compasses, J. Atmos. Oceanic Technol., 6 (1989), pp. 859–865.
- [74] P. M. POULAIN, Near-inertial and diurnal motions in the trajectories of mixed layer drifters, J. Mar. Res., 48 (1990), pp. 793–823.
- [75] H. QI, R. A. DE SZOEKE, AND C. A. PAULSON, The Structure of Near-Inertial Waves during Ocean Storms, J. Phys. Oceanogr., 25 (1995), pp. 2853-2871.

- [76] A. R. ROBINSON, P. MALANOTTE-RIZZOLI, A. HECHT, A. MI-CHELATO, W. ROETHER, A. THEOCHARIS, U. UNLUEATA, N. PI-NARDI, A. ARTEGIANI, A. BERGAMASCO, J. BISHOP, S. BRENNER, S. CHRISTIANIDIS, M. GACIC, D. GEORGOPOULOS, M. GOLNARAGHI, M. HAUSMANN, H.-G. JUNGHAUS, A. LASCARATOS, M. A. LATIF, W. G. LESLIE, C. J. LOZANO, T. OGUZ, E. OEZSOY, E. PAPAGEORGIOU, E. PASCHINI, Z. ROZENTROUB, E. SANSONE, P. SCARAZZATO, R. SCHLITZER, G.-C. SPEZIE, E. TZIPERMAN, G. ZODIATIS, L. ATHANASSIADOU, M. GERGES, AND M. OSMAN, General Circulation of the Eastern Mediterranean, Earth-Sc. Rev., 32 (1992), pp. 285–309.
- [77] W. ROETHER, B. B. MANCA, B. KLEIN, D. BREGANT, D. GEOR-GOPOULOS, V. BEITZEL, V. KOVACEVIC, AND A. LUCHETTA, Recent Changes in Eastern Mediterranean Deep Waters, Science, 271 (1996), pp. 333-335.
- [78] D. M. RUBENSTEIN, Vertical Dispersion of Inertial Waves in the Upper Ocean, J. Geophys. Res., 88 (1983), pp. 4368-4380.
- [79] T. S. SANFORD, Observation of the Vertical Structure of Internal Waves,
 J. Geophys. Res., 80 (1975), pp. 3861-3871.
- [80] P. M. SAUNDERS, Combining hydrographic and shipborne ADCP measurements, Deep Sea Res., 39 (1992), pp. 1417–1427.
- [81] P. M. SAUNDERS AND B. A. KING, Bottom Currents Derived from a Shipborne ADCP on WOCE Cruise A11 in the South Atlantic, J. Phys. Oceanogr., 25 (1995), pp. 329–347.
- [82] F. SCHOTT, Spatial Structure of Inertial-period Motions in a Two-layered Sea, Based on Observations, J. Mar. Res., 29 (1971), pp. 85–102.
- [83] L. STRAMMA, J. FISCHER, AND J. REPPIN, The North Brazil Undercurrent, Deep Sea Res., 42 (1995), pp. 773–795.

- [84] T. F. THINGSTAD AND F. RASSOULZADEGAN, Nutrient limitations, microbial food webs, and 'biological C-pumps': suggested interactions in a P-limited Mediterranean, Mar. Ecol. Prog. Ser., 117 (1995), pp. 299–306.
- [85] J. TINTORE, D.-P. WANG, AND P. E. LA VIOLETTE, Eddies and Thermohaline Intrusions of the Shelf/Slope Front off the Northeast Spanish Coast, J. Geophys. Res., 95 (1990), pp. 1627–1633. Selected Papers on WMCE.
- [86] R. TOKMAKIAN, The Iceland-Faroe Front: A Synergistic Study of Hydrography and Altimetry, J. Phys. Oceanogr., 24 (1994), pp. 2245–2262.
- [87] F. WEBSTER, Observations of Inertial-Period Motions in the Deep Sea, Rev. Geophys., 6 (1968), pp. 473-490.
- [88] R. A. WELLER, Near-Surface Velocity Variability at Inertial and Subinertial Frequencies in the Vicinity of the California Current, J. Phys. Oceanogr., 15 (1985), pp. 372–385.
- [89] G. WUEST, On the vertical circulation of the mediterranean sea, J. Geophys. Res., 66 (1961), pp. 3261-3271.
- [90] M. ZAVATARELLI AND G. MELLOR, A Numerical Study of the Mediterranean Sea Circulation, J. Phys. Oceanogr., 25 (1995), pp. 1384–1414.