

CORRENTI INDOTTE DAL VENTO E
CORRENTI GEOSTROFICHE NEL
MAR MEDITERRANEO

Milena Menna
Elena Mauri
Pierre-Marie Poulain



Contributo al progetto GOCE-Italy

Approvato da:

Dr. Alessandro Crise
Direttore del Dipartimento di Oceanografia

Sommario

1. Introduzione

2. Database

2.1 Data-set dei drifter

2.2 Data-set del vento

2.3 Anomalie della velocità geostrofica, velocità geostrofiche assolute e media sintetica della topografia dinamica (SMDT)

3. Correnti indotte dal vento

4. Correnti geostrofiche

5. Confronto tra correnti geostrofiche e la media sintetica della topografia dinamica (SMDT)

6. Correnti geostrofiche valutate per i drifter SVP con drogue a 12.5-15 m

7. Correnti geostrofiche nel Mar Ionio

7.1 Statistiche pseudo-Euleriane nel periodo ottobre 1992 – giugno 2009

7.2 Correnti geostrofiche e statistiche pseudo-Euleriane prima e dopo il 1 luglio 1997

7.3 Variabilità stagionale della circolazione geostrofica nel Mar Ionio

8. Conclusioni

9. Bibliografia

1. Introduzione

In questo lavoro i dati di boe derivanti superficiali (drifter), i prodotti di vento CCMP (Cross-Calibrated, Multi-Platform Ocean surface Wind Velocity) ed i dati di altimetria satellitare (AVISO- Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) sono stati utilizzati per ottenere mappe medie della corrente geostrofica superficiale e della corrente superficiale indotta dal vento nel Mediterraneo, per il periodo 1992-2009.

La corrente indotta dal vento, anche detta corrente di Ekman, è stata calcolata dai venti CCMP e poi utilizzata per isolare la componente geostrofica dalle correnti misurate dai drifter. Questo campo geostrofico è definito 'biased', in quanto il campionamento effettuato dai drifter non è uniforme nello spazio e nel tempo. La corrente geostrofica ottenuta dai dati AVISO è invece definita 'unbiased' perché regolarmente campionata nello spazio e nel tempo.

Il confronto tra la corrente dei drifter e quella da satellite permette di correlare i due data-set ed infine di combinarli per ottenere la migliore mappa media possibile della circolazione geostrofica 'unbiased' per tutto il bacino del Mediterraneo.

I risultati di questa analisi sono stati confrontati con le velocità geostrofiche 'unbiased' derivate dalla Synthetic Mean Dynamic Topography del Mar Mediterraneo stimata da Rio et al (2007).

Le mappe pseudo-Euleriane raffiguranti il flusso geostrofico medio, le ellissi di varianza e l'energia cinetica, sono realizzate per il data-set completo, che include tutti i tipi di drifter, e per una parte del data-set che comprende solo i drifter SVP con la drogue a 12.5-15 m di profondità.

Nella parte finale del lavoro è stata focalizzata l'attenzione sulle correnti geostrofiche 'unbiased' del Mar Ionio allo scopo di studiarne le diverse strutture di circolazione e la variabilità stagionale.

2. Database

2.1 Data-set dei drifter

Il database completo dei drifter rilasciati nel Mediterraneo e nel Mar Nero nel periodo 1986-2010 è composto da differenti data-set, per un totale di 1246 strumenti e di ~ 249 drifter-years di osservazioni, ed è accessibile attraverso la pagina web MedSVP (<http://doga.ogs.trieste.it/sire/medsvp/>).

I dati di posizione dei drifter sono stati ripuliti da outlier e spike usando una procedura basata sul controllo della distanza massima, della velocità massima e dell'angolo massimo tra due punti consecutivi, come descritto da Poulain et al. (2004). Le serie temporali delle posizioni sono state poi interpolate con la tecnica del kriging (optimal interpolation) per ottenere dei dati ad intervalli regolari di 2 ore (Hansen and Poulain, 1996; Borrione et al., 2008; Menna et al. 2009). Le posizioni interpolate sono state di seguito filtrate con un filtro di Hamming passa-basso che elimina i periodi al di sotto delle 36 ore, in cui rientrano le correnti di marea e le correnti inerziali. Infine, i dati filtrati sono stati sotto campionati ad intervalli di 6 ore.

Le traiettorie finali sono rappresentate in *Figura 1* con colori diversi a seconda del data-set a cui appartengono. La copertura temporale dei drifter ed il numero totale di punti presenti per ogni data-set sono rappresentati dall'istogramma in *Figura 2*; Il massimo numero di drifter operanti simultaneamente si verifica nel 1998 e supera le 50 unità.

I drifter utilizzati nel Mediterraneo sono di 10 tipi differenti: A106/A111, CMOD, CODE, CODE GPS, SVP, SVP GPS, SVP OCM, SVP/MINIMET, SVPB, OTHERS; con la sigla OTHERS sono identificati gli strumenti per cui non è stato possibile rintracciare la tipologia. Tutti i tipi di drifter sono dotati di una drogue o vela che consente di seguire i movimenti dell'acqua. Durante la loro permanenza in mare è possibile che i drifter perdano la drogue; in questo caso essi diventano maggiormente sottoposti all'azione del vento e del moto ondoso e non riescono a descrivere con adeguata precisione le correnti oceaniche. Le drogue sono localizzate a profondità predefinite che corrispondono proprio allo strato d'acqua in cui i drifter effettuano la misura di corrente. I drifter A106/A111 hanno la drogue posizionata a 0 m o a 10 m; i drifter CMOD hanno la drogue a 0 m, 4 m, 15 m, 30 m, 100 m; i CODE e CODE GPS hanno la drogue a 0 m; i diversi tipi di drifter SVP (SVP, SVP GPS, SVP OCM, SVP/MINIMET, SVPB) hanno la drogue a 0 m (drogue persa), 12.5 m, 15 m, 30 m, 50 m e

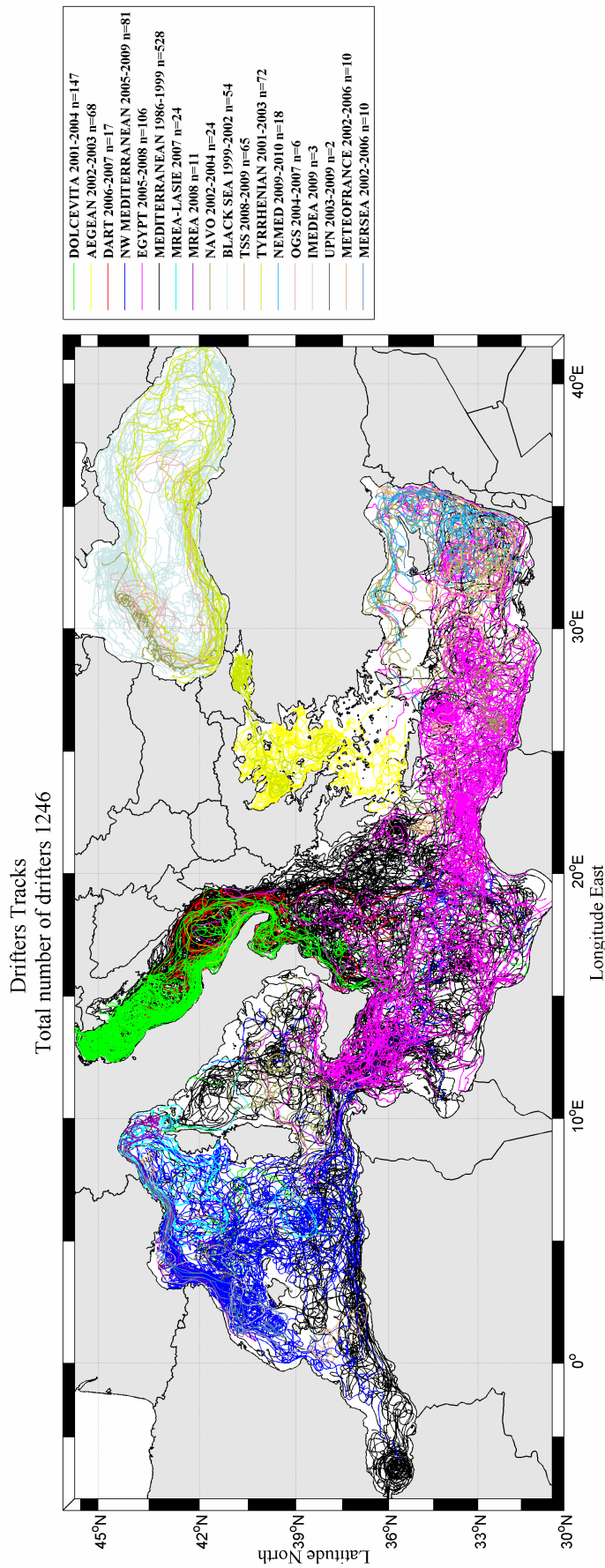


Figura 1. Traiettorie interpolate dei drifter del Mediterraneo e del Mar Nero, operanti nel periodo 1986 – 2010. I colori indicano i diversi data-set a cui i drifter appartengono.

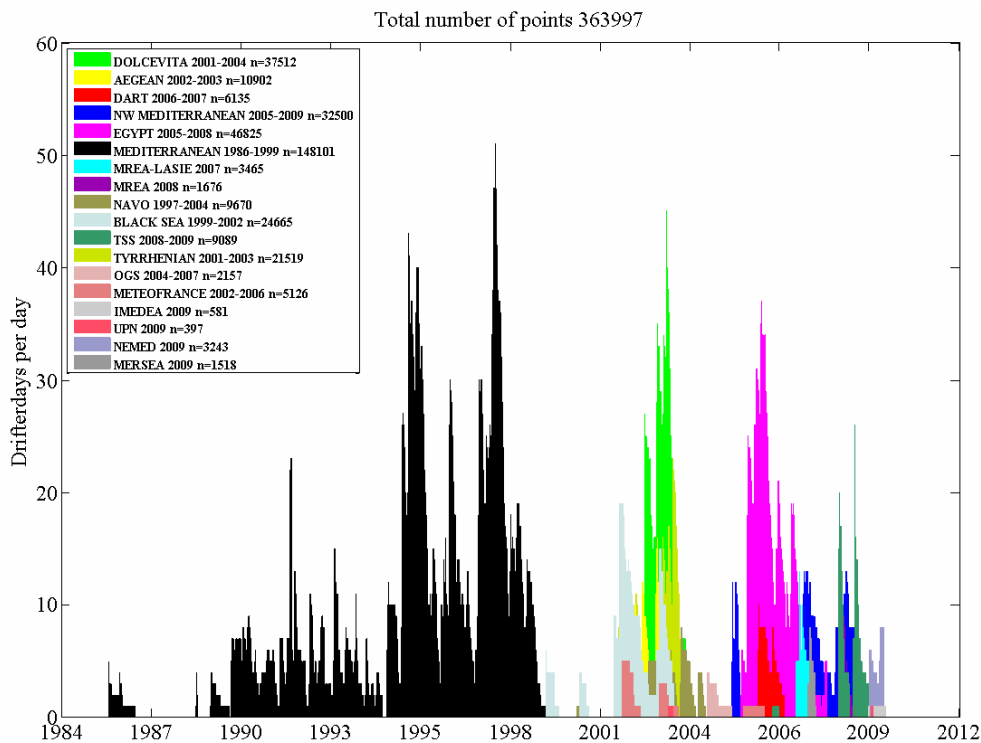


Figura 2. Distribuzione temporale dei diversi data-set dei drifter nel Mediterraneo e Mar Nero.

*Il massimo numero di drifter attivi contemporaneamente supera le
50 unità e si verifica nel 1998.*

75 m. La Figura 3a mostra la dislocazione di questi 10 diversi tipi di drifter; la una mappa del Mediterraneo con le indicazioni dei principali mari e bacini e delle regioni costiere che verranno di seguito richiamate nel testo sono mostrate in Figura 3b.

La Tabella 1 riporta il numero di strumenti, i dati di posizione ed i drifter-days disponibili per ogni tipo di strumento. Il maggior numero di dati proviene da drifter CODE. Dettagliate informazioni tecniche sul funzionamento e sulle caratteristiche dei diversi strumenti sono reperibili alla pagina: http://poseidon.ogs.trieste.it/drifter/database_med/html/scidoc.html.

Per la valutazione delle correnti geostrofiche è stata usata una parte del database completo dei drifter, selezionando le serie temporali comprese tra il 14 ottobre 1992 ed il 24 giugno 2009, periodo in cui i dati dei drifter sono contemporanei ai dati di vento CCMP e ai dati da satellite AVISO. In Tabella 2 si riporta il numero di strumenti, di dati di posizione e di drifter-days disponibili nel periodo in esame; le diverse tipologie di strumenti sono suddivise in base alla profondità della drogue. Circa la metà dei dati proviene da drifter CODE.

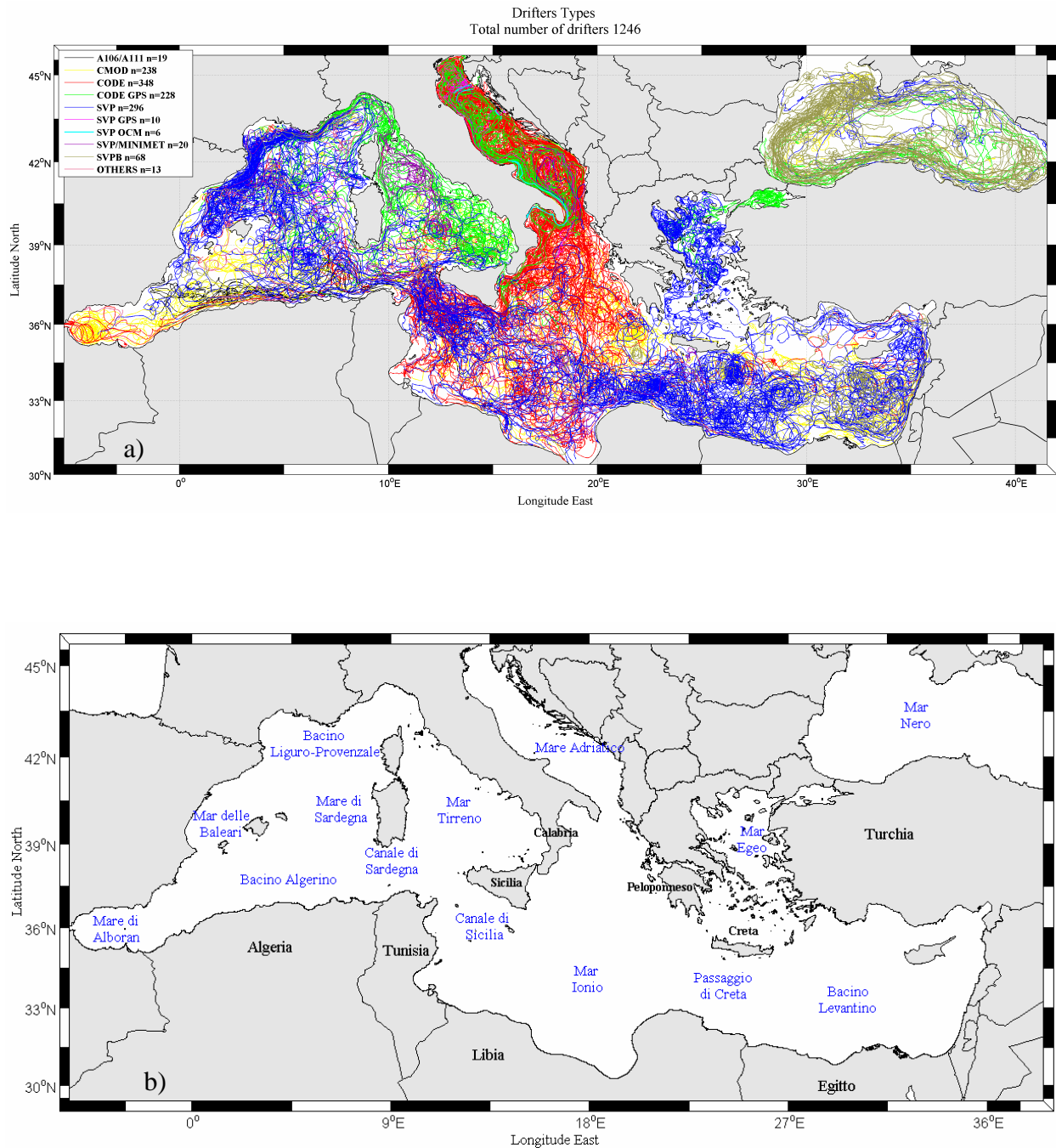


Figura 3. (a) Traiettorie superficiali dei drifter del Mediterraneo e del Mar Nero suddivisi in base al tipo di strumento utilizzato; (b) geografia del Mar Mediterraneo e nomenclatura dei principali mari e bacini.

Tabella 1. Tipologie di drifter presenti nel Mediterraneo nel periodo 1986-2010.

Tipo	Numero di drifter	Numero di osservazioni	Drifter-days
A106/A111	19	5280	1320
CMOD	238	44720	11180
CODE	348	114968	28742
CODE GPS	228	49567	12391.75
SVP	296	103929	25982.25
SVP GPS	10	2200	550
SVP OCM	6	390	97.5
SVP/MINIMET	20	10664	2666
SVPB	68	29712	7428
OTHERS	13	2567	641.75
TOTALE	1246	363997	90999.25

Il campo medio dei drifter, rappresentato in *Figura 4*, è stato realizzato dividendo l'area di studio in bin di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ed effettuando i calcoli di velocità media in ogni bin (metodo pseudo-Euleriano). La velocità media dei drifter nell'intero bacino è di circa 10 cm/s; valori massimi, superiori a 60 cm/s si raggiungono lungo la costa Algerina; intensità di 40 cm/s si osservano nel mare di Alboran e lungo la costa Liguro-Provenzale, mentre nel Canale di Sicilia e nel Bacino Levantino le velocità massime sono dell'ordine dei 30 cm/s. Le ellissi di varianza relative al campo di velocità in *Figura 5*, mostrano gli assi principali tipicamente orientati nella direzione delle correnti dominanti; nelle aree costiere le ellissi si dispongono parallelamente alla costa; nelle zone caratterizzate da vortici (eddy) la varianza della velocità raggiunge i valori più elevati. In particolare i valori massimi (maggiori di $900 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) si osservano nel Mare di Alboran; valori alti sono raggiunti anche nel Bacino Algerino ($\sim 500 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) ed in alcune aree del Bacino Levantino ($\sim 400 \text{ cm}^2/\text{s}^2$).

Tabella 2. Tipologie di drifter presenti nel Mediterraneo nel periodo 1992-2009.

Tipo	Profondità drogue (m)	Numero di drifter	Numero di osservazioni	Drifter-days
A106/A111	0	2	579	114.75
A106/A111	10	17	4739	1184
CMOD	0	8	2486	621.5
CMOD	4	40	7242	1810.5
CMOD	15	3	744	186
CMOD	30	1	132	33
CMOD	100	183	16774	4193.5
CODE	0	569	162468	40617
CODE GPS				
SVP/MINIMET	0	3	453	113.25
SVP	12.5	15	2704	676
SVP	75	4	1980	495
SVP	unknown	15	7850	1962
SVP, SVP GPS, SVP OCM SVP/MINIMET SVPB	15	286	107282	26820.5
SVP GPS	30	5	1533	383.25
SVP, SVP GPS	50	40	12643	3160.75
OTHERS	0	13	2593	648.25
TOTALE		1204	332202	83019.25

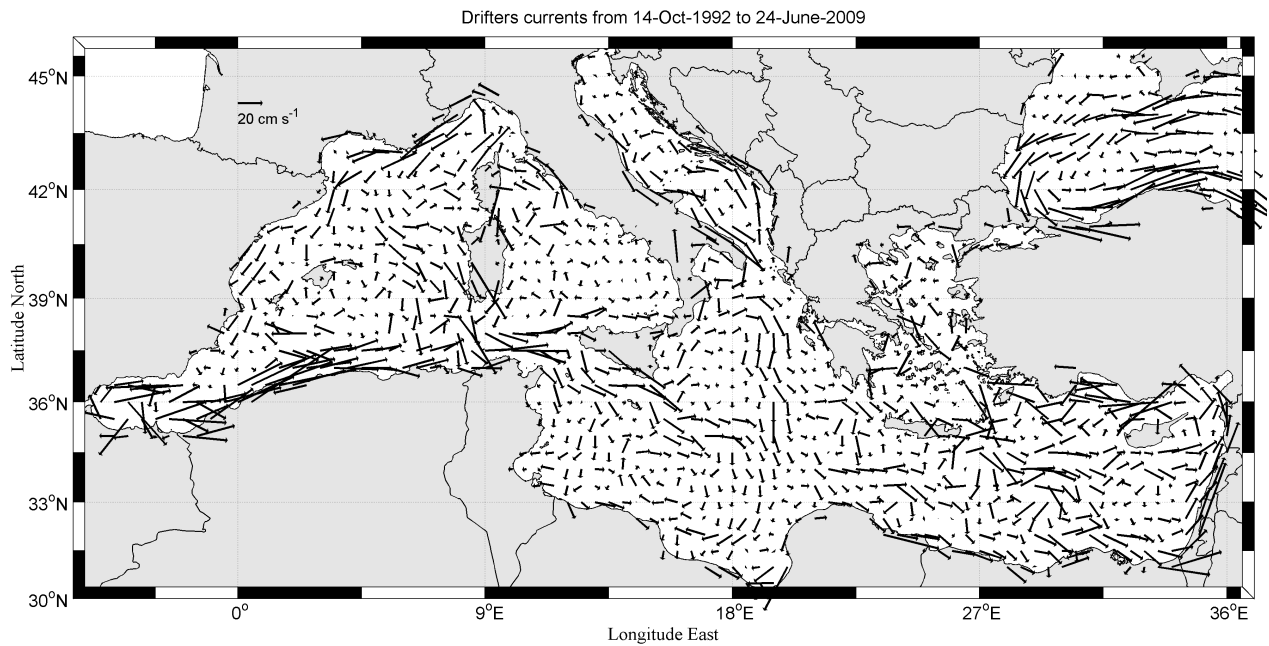


Figura 4. Mappa media delle correnti misurate dai drifter in bin di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ nel periodo ottobre 1992 – giugno 2009.

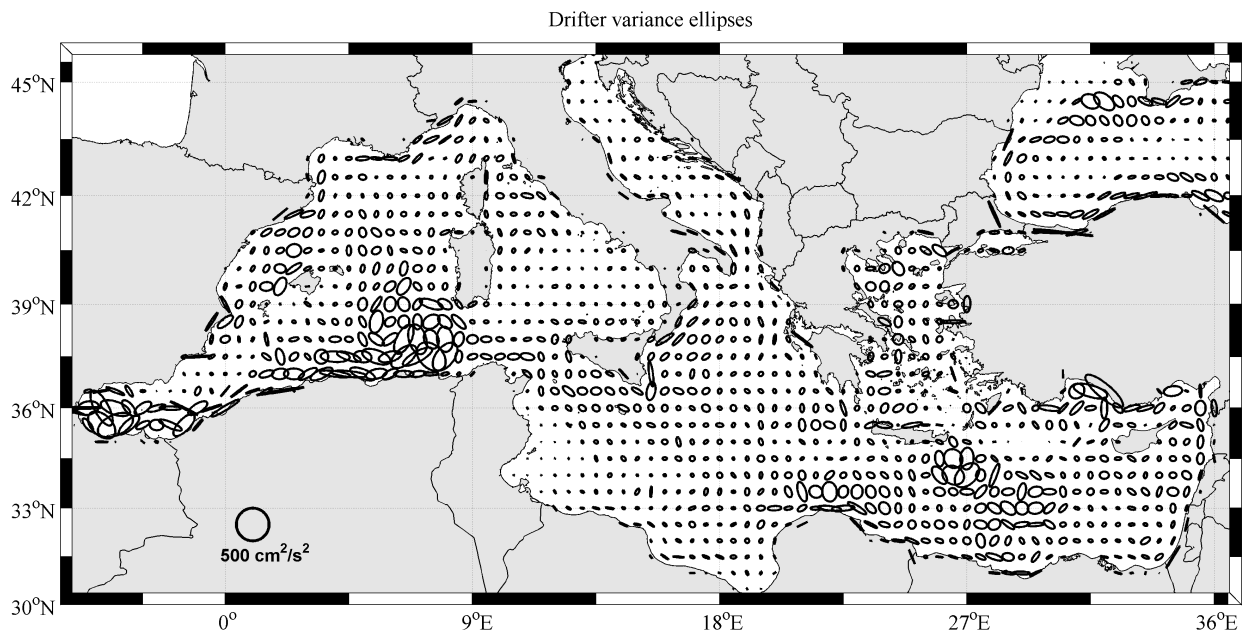


Figura 5. Ellissi di varianza relative al campo di velocità pseudo-Euleriane in Figura 4.

2.2 Data-set del vento

I dati di vento utilizzati in questo lavoro sono prodotti CCMP (Cross-Calibrated, Multi-Platform) scaricati dal NASA Physical Oceanography DAAC per il periodo luglio 1987 – giugno 2009 (http://podaac.jpl.nasa.gov/DATA_CATALOG/ccmpinfo.html).

Questi prodotti sono stati creati usando il metodo dell'analisi variazionale per combinare le misure derivanti dagli scatterometri di diversi satelliti e dai radiometri a microonde (Atlas et al., 2009). I venti utilizzati sono analisi medie su sei ore con una risoluzione di 0.25° (Level 3.0). La mappa media dei venti CCMP nel periodo 1 luglio 1987 – 30 giugno 2009 è rappresentata in *Figura 6*. Sono evidenti i forti venti di Maestrale (da nord-ovest) a sud della Francia e di Meltemi (o venti Etesi, da nord e nord-ovest) nel Mar Egeo e nel Bacino Levantino.

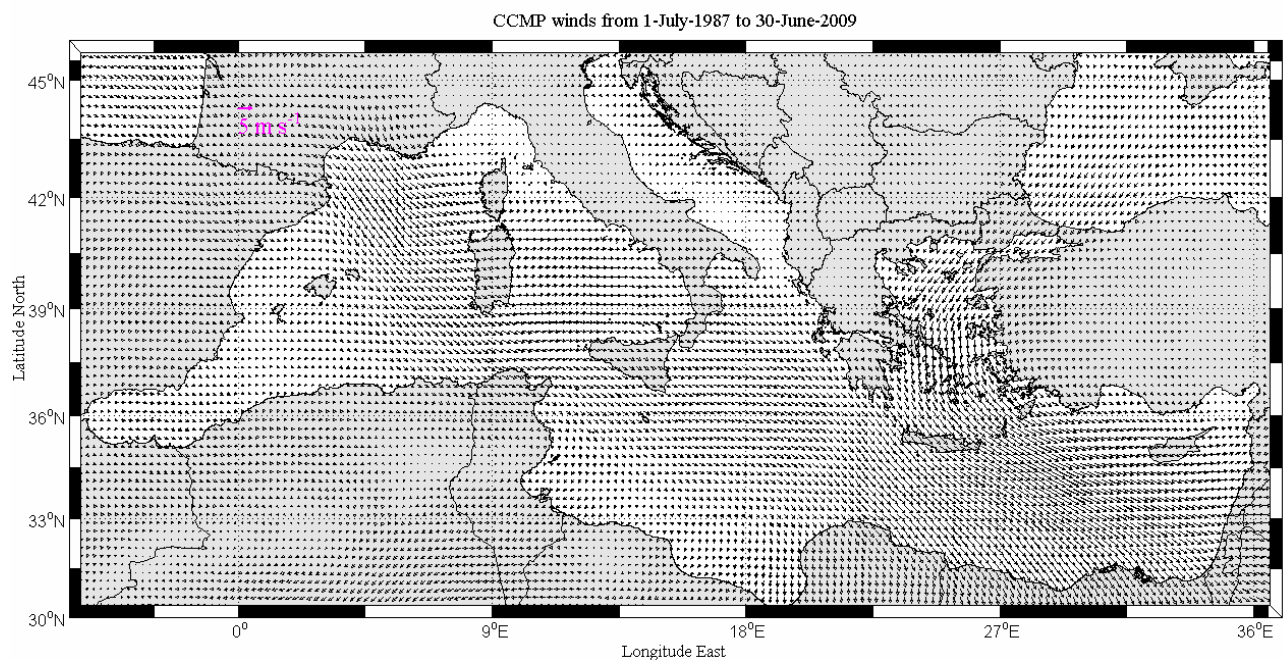


Figura 6. Mappa media dei venti CCMP (Level 3.0) relativa al Mar Mediterraneo nel periodo luglio 1987- giugno 2009.

2.3 Anomalie della velocità geostrofica, velocità geostrofiche assolute e media sintetica della topografia dinamica (SMDT)

I dati di altimetria da satellite per il Mar Mediterraneo utilizzati in questo lavoro sono prodotti da SSALTO/DUACS e distribuiti da AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) con il supporto di CNES (www.aviso.oceanobs.com/). In particolare sono state scaricate le mappe settimanali ad alta risoluzione (griglia di $1/8^\circ \times 1/8^\circ$) delle anomalie della velocità geostrofica, v'_{SLA} , derivanti dalle mappe di Sea Level Anomaly ottenute combinando tutti i satelliti (Jason-1 / Topex/Poseidon / Envisat / GFO). Le anomalie del livello medio del mare e le corrispondenti anomalie della velocità geostrofica sono riferite ad una media di 7 di dati anni (dal 1 gennaio 1993 al 31 dicembre 1999). I dati aggiornati in delayed mode coprono il periodo ottobre 1992 – luglio 2009; i dati disponibili per il Mar Nero in questa prima fase del lavoro non sono stati presi in considerazione.

La media ‘unbiased’ delle anomalie delle correnti geostrofiche distribuite da AVISO, $\langle v'_{SLA} \rangle_u$, per il periodo disponibile è rappresentata in *Figura 7* e suddivisa in bin di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$; il relativo campo di varianza è mostrato in *Figura 8*. La velocità massima di ~ 10 cm/s si raggiunge nel Bacino Levantino a sud-est di Creta in corrispondenza dello Ierapetra Eddy, ad esso corrisponde anche il massimo valore di varianza (~ 400 cm²/s²); intensità di ~ 8 cm/s si ritrovano a sud del Peloponneso, nella regione del Pelops Gyre, mentre nella zona a sud di Cipro e nel mare di Alboran si raggiungono i 5 cm/s. Valori di varianza superiori a 150 cm²/s² si raggiungono nel Bacino Algerino e nel Mare di Alboran.

In aggiunta sono state scaricate le mappe settimanali di Absolute Geostrophic Velocities (AGV), anch'esse disponibili su un griglia regolare di $1/8^\circ \times 1/8^\circ$ per il periodo ottobre 1992 – luglio 2009 (la media delle AGV è rappresentata in *Figura 9*), utilizzate nel paragrafo 3 insieme ai dati dei drifter per valutare le correnti indotte dal vento. I dati di Absolute geostrophic velocities non coprono la regione settentrionale del Mar Adriatico.

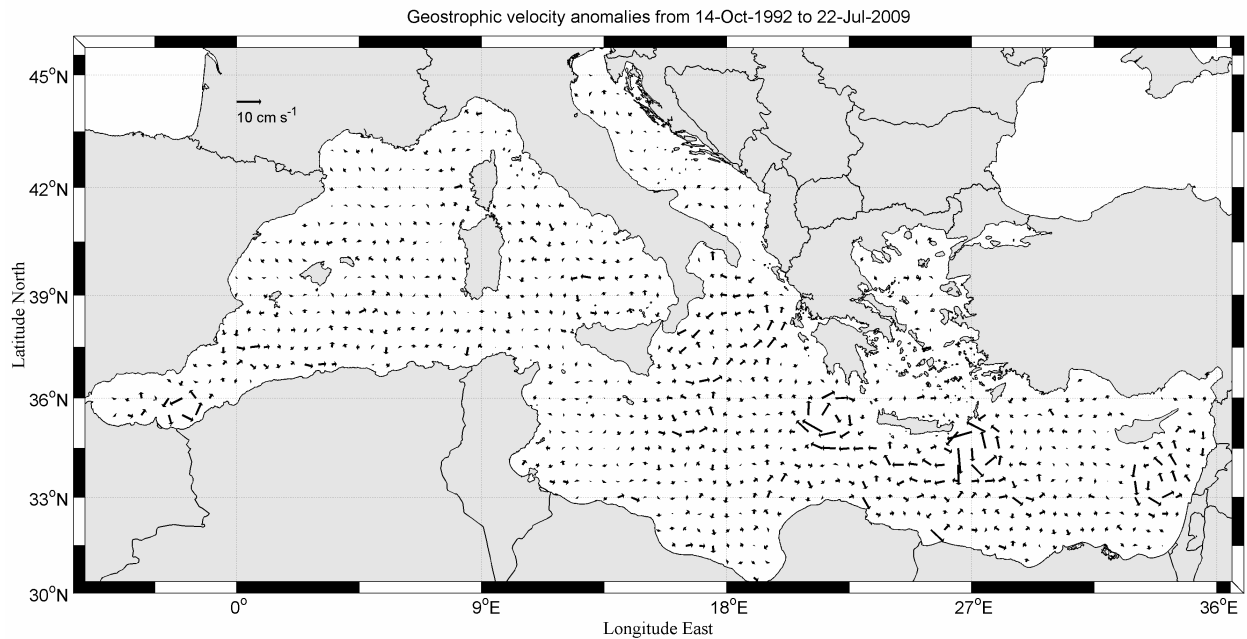


Figura 7. Media temporale nel periodo ottobre 1992 – luglio 2009 delle anomalie della corrente geostrofica da satellite.

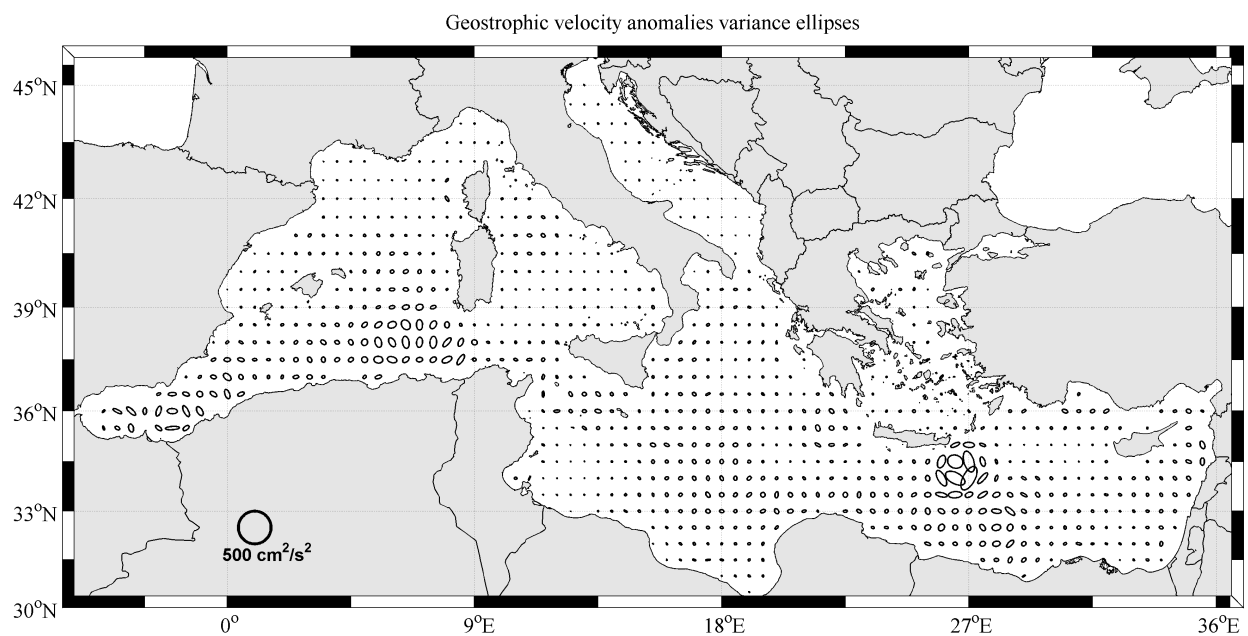


Figura 8. Ellissi di varianza relative alle anomalie della corrente geostrofica da satellite mostrate in Figura 7.

Infine, tra i prodotti ausiliari distribuiti da AVISO, è stata scaricata la Synthetic Mean Dynamic Topography (SMDT) stimata da Rio et al. (2007) e relativa al periodo 1993-1999 (*Figura 10*) e la corrispondente circolazione geostrofica media (RioMed in *Figura 11*). Per ulteriori dettagli è possibile consultare il SSALTO/DUACS Users Handbook disponibile alla pagina web:

http://www.aviso.oceanobs.com/fileadmin/documents/data/tools/hdbk_duacs.pdf.

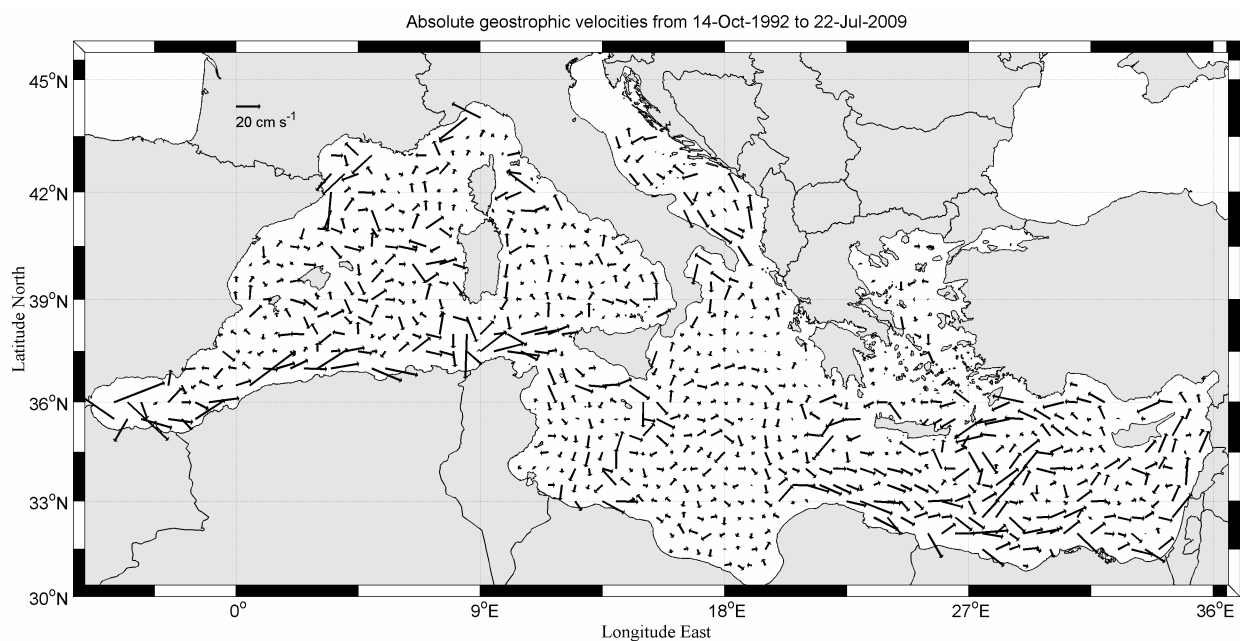


Figura 9. Media temporale nel periodo ottobre 1992 – luglio 2009 delle correnti geostrofiche assolute derivate da satellite.

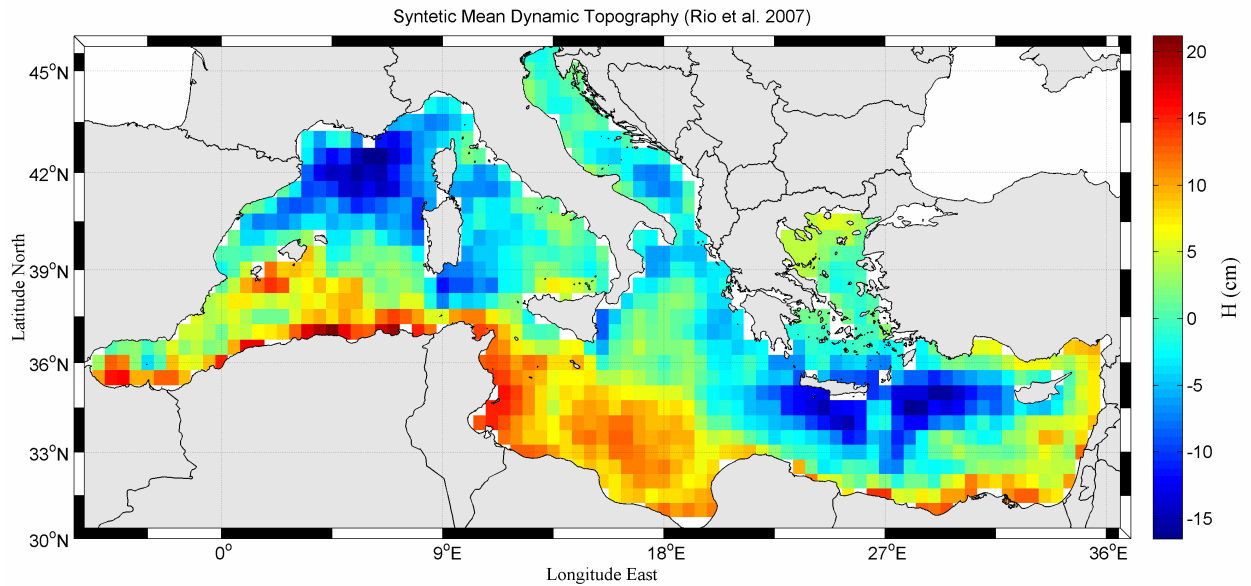


Figura 10. Synthetic Mean Dynamic Topography (SMDT) prodotta da Rio et al., 2007 per il periodo gennaio 1993- dicembre 1999.

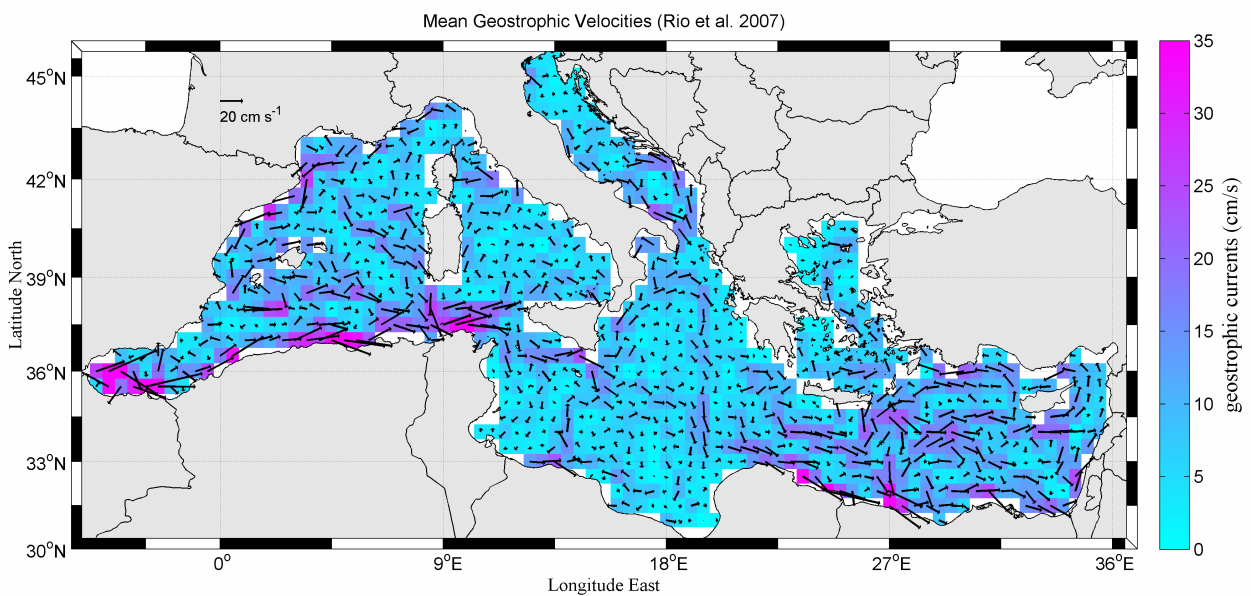


Figura 11. Velocità geostrofiche medie (RioMed) prodotte da Rio et al., 2007 per il periodo gennaio 1993- dicembre 1999.

3. Correnti indotte dal vento

I prodotti di vento CCMP sono stati utilizzati per valutare l'effetto del vento sulle correnti prossime alla superficie misurate dai drifter. Le serie temporali prese in esame vanno dal 14 ottobre 1992 al 24 giugno 2009 e corrispondono al periodo in cui i tre data-set presi in considerazione (drifter, vento ed altimetria) si sovrappongono. Per rendere confrontabile il data-set dei venti con quello dei drifter, i dati di vento CCMP sono stati interpolati alle posizioni ed ai tempi dei drifter ed è stato applicato un filtro di Hamming passa basso che rimuove i periodi al di sotto delle 36 ore.

A questo punto, alle serie temporali di vento e corrente sono stati applicati diversi modelli di regressione lineare, semplice o multivariata, per ottenere la miglior stima possibile delle correnti di Ekman.

Il primo modello utilizzato, tratto da studi precedenti (Ralf and Niiler, 1999, Poulain et al., 2009), può essere descritto come:

$$(1) \quad \mathbf{U}_{\text{wind-driven}} = \beta e^{i\theta} \mathbf{W},$$

dove β è una costante reale, θ è un angolo (positivo in senso antiorario), ed \mathbf{U} e \mathbf{W} sono rispettivamente le velocità del vento e della corrente espresse come numeri complessi ($\mathbf{U} = u_1 + iu_2$, $\mathbf{W} = w_1 + iw_2$, dove gli indici 1 e 2 corrispondono alle direzioni zonali e meridionali). Applicando l'Eq. (1) alle velocità dei diversi tipi di drifter presenti nel Mediterraneo otteniamo il seguente modello di regressione lineare complessa:

$$(2) \quad \mathbf{U}_{\text{DRIFTER}(x,y,t)} = \alpha_i + \beta_i \mathbf{W}_{\text{DRIFTER}(x,y,t)} + \text{error},$$

dove $\mathbf{U}_{\text{DRIFTER}(x,y,t)}$ rappresenta la velocità dei drifter e $\mathbf{W}_{\text{DRIFTER}(x,y,t)}$ rappresenta la velocità del vento interpolata alle posizioni dei drifter. I coefficienti complessi α_i e β_i possono essere valutati minimizzando l'errore; il termine $\beta_i \mathbf{W}_{\text{DRIFTER}(x,y,t)}$ descrive le correnti indotte dal vento o correnti di Ekman; l'indice i corrisponde ai diversi tipi di drifter.

I risultati della regressione (2), applicata alle diverse tipologie di drifter, sono elencati nella *Tabella 3*; per ogni tipo di drifter si valuta anche il caso in cui l'offset della regressione (α_i)

sia zero, allo scopo di trovare una semplice relazione lineare tra le velocità dei drifter e quelle del vento. Le diverse tipologie di drifter SVP, come mostrato in *Tabella 2*, sono accessoriate con drogue a varie profondità (0 m, 12.5 m, 15 m, 30 m, 50 m, 75 m), con una netta prevalenza di quelle a 15 m (presenti in 283 strumenti su 366 totali). Per questo motivo si è scelto di non tener conto delle differenze di profondità ma di suddividere gli SVP in base alla presenza o all'assenza della drogue. Nella *Tabella 3* e nelle tabelle successive i pedici SVPD, SVPU ed SVP rappresentano rispettivamente i drifter che hanno mantenuto (drogued) o perso (undrogued) la drogue e quelli di cui non si hanno informazioni sulla presenza o meno della drogue. I drifter CMOD sono sprovvisti di un indicatore di presenza/assenza della drogue, costituita dall'involucro di metallo che originariamente contiene lo strumento; per questo motivo, consideriamo tutti i CMOD come 'undrogued' ed effettuiamo un'unica regressione. Anche per i drifter A106/A111 si effettua una sola regressione considerando gli strumenti privi di drogue.

Tabella 3. Risultati dei modelli di regressione lineare descritti dall'Eq(2). N è il numero delle osservazioni ed R^2 è il coefficiente di determinazione. Gli angoli sono espressi in gradi ed orientati in senso antiorario.

Model	α (cm s ⁻¹)	β	R ² (%)	N
$U_{CODE} = \alpha + \beta W$	$1.35 \exp(-47^\circ i)$	$0.01 \exp(-24^\circ i)$	8.2	157219
$U_{CODE} = \beta W$		$0.01 \exp(-23^\circ i)$	7.7	157219
$U_{SVPD} = \alpha + \beta W$	$2.76 \exp(-2.7^\circ i)$	$0.005 \exp(-45^\circ i)$	2.2	27714
$U_{SVPD} = \beta W$		$0.005 \exp(-30^\circ i)$	1	27714
$U_{SVPU} = \alpha + \beta W$	$1.64 \exp(2.4^\circ i)$	$0.01 \exp(-21^\circ i)$	18	18589
$U_{SVPU} = \beta W$		$0.01 \exp(-18.5^\circ i)$	18	18589
$U_{SVP} = \alpha + \beta W$	$0.63 \exp(-76^\circ i)$	$0.007 \exp(-29^\circ i)$	5	86115
$U_{SVP} = \beta W$		$0.008 \exp(-28^\circ i)$	5	86115
$U_{CMOD} = \alpha + \beta W$	$1.3 \exp(-28^\circ i)$	$0.02 \exp(-15^\circ i)$	20	26461
$U_{CMOD} = \beta W$		$0.02 \exp(-14.5^\circ i)$	19	26461
$U_{A106/111} = \alpha + \beta W$	$8.5 \exp(3.7^\circ i)$	$0.01 \exp(-9.5^\circ i)$	8.6	5204
$U_{A106/111} = \beta W$		$0.016 \exp(-9^\circ i)$	1	5204

Il secondo modello utilizzato si propone di migliorare i risultati della regressione (2) sottraendo alle velocità dei drifter le velocità geostrofiche dedotte dell'altimetria satellitare (Rio ed Hernandez, 2003). I dati da satellite relativi all'Absolute geostrophic velocities (la cui media è mostrata in *Figura 9*) sono stati interpolati alle posizioni ed ai tempi dei drifter, $U_{AVG}(x,y,t)$, ed è stata stimata la componente ageostrofica della corrente applicando il seguente modello di regressione:

$$(3) \quad U_{DRIFTER}(x,y,t) = U_{AGV}(x,y,t) + \beta_i W_{DRIFTER}(x,y,t) + error.$$

In aggiunta, la regressione è stata effettuata anche utilizzando le velocità geostrofiche medie per il periodo 1993-1999 derivanti dalla RioMed, $U_{RIO}(x,y)$ (*Figura 11*):

$$(4) \quad U_{DRIFTER}(x,y,t) = U_{RIO}(x,y) + \beta_i W_{DRIFTER}(x,y,t) + error.$$

I valori delle correnti di Ekman ottenuti dell'Eq (3) e dell'Eq (4) sono elencati in *Tabella 4*. I 3 diversi modelli di regressione (Eq (2), Eq (3), Eq (4)) forniscono risultati confrontabili (*Tabella 3* e *Tabella 4*). Le correnti di Ekman misurate dai drifter CODE sono circa l'1% della velocità del vento con un angolo che varia a seconda del modello utilizzato tra i 23° ed i 34° a destra rispetto alla direzione del vento; il coefficiente di determinazione R^2 varia tra l'8% e l'11%. I drifter SVP provvisti di drogue sono meno correlati con il vento: R^2 è compreso tra 1% e 2% e le correnti di Ekman sono circa lo 0.5% della velocità del vento con un angolo di 30°-45° alla destra del vento. Quando i drifter SVP perdono la drogue la correlazione con il vento cresce, le correnti di Ekman sono orientate 18°-27° a destra rispetto al vettore vento e rappresentano circa 1% della velocità del vento con R^2 che raggiunge il 17%-21%. I drifter SVP per i quali non si hanno informazioni in merito alla drogue, sono stati trattati separatamente e mostrano correnti di Ekman con un'intensità pari allo 0.7% della velocità del vento, un angolo di 28°-32° a destra rispetto alla direzione del vento ed R^2 uguale al 5%-6%. I drifter CMOD sono quelli meglio correlati con il vento, con R^2 che varia tra 19%-27%, le correnti che sono circa il 2% della velocità del vento e l'angolo alla destra del vento tra i 14° ed i 19°. Le correnti misurate dai drifter A106/111 sono circa l'1% della velocità del vento con un angolo che varia tra i 9° ed i 19° a destra del vento.

Tabella 4. Risultati dei modelli di regressione lineare descritti dall'Eq(3) e dall'Eq(4). N è il numero delle osservazioni ed R^2 è il coefficiente di determinazione. Gli angoli sono espressi in gradi ed orientati in senso antiorario.

Model	β	R^2 (%)	N
$U_{CODE} = U_{AGV} + \beta W$	$0.01\exp(-34^\circ i)$	11	102826
$U_{CODE} = U_{RIO} + \beta W$	$0.01\exp(-34^\circ i)$	10	105480
$U_{SVPD} = U_{AGV} + \beta W$	$0.005\exp(-34^\circ i)$	1	25479
$U_{SVPD} = U_{RIO} + \beta W$	$0.004\exp(-36^\circ i)$	1	23274
$U_{SVPD} = U_{AGV} + \beta W$	$0.01\exp(-26^\circ i)$	21	17195
$U_{SVPD} = U_{RIO} + \beta W$	$0.01\exp(-27.5^\circ i)$	17	15029
$U_{SVP} = U_{AGV} + \beta W$	$0.007\exp(-32^\circ i)$	6	48908
$U_{SVP} = U_{RIO} + \beta W$	$0.006\exp(-31^\circ i)$	5	45091
$U_{CMOD} = U_{AGV} + \beta W$	$0.02\exp(-19^\circ i)$	27	22035
$U_{CMOD} = U_{RIO} + \beta W$	$0.016\exp(-19^\circ i)$	21	20042
$U_{A106/111} = U_{AGV} + \beta W$	$0.007\exp(-19^\circ i)$	7	4450
$U_{A106/111} = U_{RIO} + \beta W$	$0.01\exp(-16^\circ i)$	5	3695

Il terzo metodo impiegato per il calcolo delle correnti di Ekman prevede l'utilizzo di un modello di regressione lineare multivariata, descritto da Centurioni et al. (2009). Questo metodo combina le velocità del vento con quelle dei drifter e con le mappe settimanali di anomalia della corrente geostrofica da satellite (v'_{SLA}). Per rendere confrontabili i data-set, le velocità dei diversi tipi di drifter e quelle del vento sono state suddivise in bin di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ e poi mediate, all'interno di ogni bin spaziale, su periodi di 7 giorni; i bin presi in esame sono quelli che presentano più di 5 osservazioni per settimana. Il modello utilizzato è il seguente:

$$(5) \quad U = V_C + \alpha_i v'_{SLA} + \beta_i \tilde{W} + error$$

dove U è la velocità orizzontale delle correnti alla profondità dei drifter, V_C è il campo medio di velocità geostrofiche per il periodo in esame e v'_{SLA} è il campo medio delle anomalie della corrente geostrofica da satellite (rappresentato in Figura 7); le correnti indotte dal vento sono

descritte dal termine $\beta_i \tilde{W}$, dove $\tilde{W} = \frac{W}{\sqrt{f}}$, W rappresenta la velocità del vento ed f è il parametro di Coriolis. L'utilizzo del parametro di Coriolis ci permette di tener conto della dipendenza delle correnti di Ekman dalla latitudine; il valor medio di f nel Mediterraneo è pari a $9.14 \cdot 10^{-5}$ rad/s. Le incognite dell' Eq (5) sono tre (V_C , α_i e β_i) e possono essere valutate minimizzando la seguente cost function:

$$(6) \quad E = \sqrt{\left\langle \left(V_D - V_C - \alpha v'_{SLA} - \beta \tilde{W} \right) \left(V_D - V_C - \alpha v'_{SLA} - \beta \tilde{W} \right)^* \right\rangle}$$

dove V_D è la velocità misurata dai drifter, le parentesi angolate $\langle \rangle$ rappresentano la media in ogni bin spaziale, la barra rappresenta la media su tutta l'area del Mediterraneo (media di tutti i bin spaziali) e l'asterisco rappresenta i complessi coniugati.

I risultati relativi alla parte dell'Eq (5) che descrive le correnti di Ekman sono riassunti in *Tabella 5*. L'utilizzo di dati mediati settimanalmente in bin spaziali di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ provoca un appiattimento di tutta la variabilità con periodi inferiori a 7 giorni e con scale spaziali inferiori alle dimensioni dei bin; per questo motivo i valori assunti da β sono confrontabili con quelli dei precedenti modelli, mentre i valori di R^2 risultano sensibilmente più alti.

Dall'analisi dei risultati dei diversi modelli applicati, abbiamo scelto di utilizzare per calcolare le correnti di Ekman il modello di regressione descritto dall'Eq (3). L'Eq (5) è stata scartata perché, come spiegato in precedenza, filtra una parte della variabilità spaziale e temporale insita nei dati drifter; ai modelli descritti dalle Eq (2) e (4) è stato invece preferito quello dell'Eq (3) perché fornisce coefficienti di determinazione più alti e quindi stabilisce la proporzione migliore tra la variabilità dei dati e la varianza del modello statistico utilizzato.

Le correnti di Ekman ($V_E = \beta W$), valutate con questo modello di regressione, sono state sottratte alle correnti misurate dai drifter (V_D) per ottenere la serie temporale delle velocità geostrofiche (V_{DG}):

$$(7) \quad V_{DG} = V_D - V_E$$

Tabella 5. Risultati del modello di regressione multivariata descritta dall'Eq(5). N è il numero delle osservazioni ed R^2 è il coefficiente di determinazione. Gli angoli sono espressi in gradi ed orientati in senso antiorario.

Model	β	R^2 (%)	N
$U_{CODE} = V_C + \alpha v'_{SLA} + \beta \tilde{W}$	$0.018 \exp(-25^\circ i)$	13	385
$U_{SVPD} = V_C + \alpha v'_{SLA} + \beta \tilde{W}$	$0.008 \exp(-43^\circ i)$	12	209
$U_{SVPV} = V_C + \alpha v'_{SLA} + \beta \tilde{W}$	$0.02 \exp(-20^\circ i)$	20	478
$U_{SVP} = V_C + \alpha v'_{SLA} + \beta \tilde{W}$	$0.016 \exp(-13^\circ i)$	15	538
$U_{CMOD} = V_C + \alpha v'_{SLA} + \beta \tilde{W}$	$0.03 \exp(-15^\circ i)$	24	628
$U_{A106/111} = V_C + \alpha v'_{SLA} + \beta \tilde{W}$	$0.02 \exp(-15^\circ i)$	42	129

Le mappe dei campi medi per i venti CCMP, per le correnti dei drifter, per le correnti di Ekman e per quelle geostrofiche sono state realizzate attraverso il metodo pseudo-Euleriano, suddividendo l'area di studio in bin di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ed effettuando le medie temporali all'interno di ogni bin.

Le Figure 12 e 13 mostrano rispettivamente la media dei venti CCMP interpolati ai tempi ed alle posizioni dei drifter in ogni bin e la loro relativa varianza. E' possibile individuare alcuni dei principali regimi di vento del Mediterraneo: il Maestrone, proveniente da nord ovest, interessa il bacino occidentale ed il Canale di Sicilia con una varianza prevalentemente orientata in senso meridionale; i venti Etesi, provenienti da nord, interessano l'Egeo ed il Bacino Levantino fino alle coste egiziane, con ellissi di varianza orientate rispettivamente in senso meridionale nella zona Egea ed in senso zonale nella regione Levantina. Il data-set CCMP non riesce a rilevare la presenza della Bora, vento da nord-est caratteristico dell'Adriatico settentrionale.

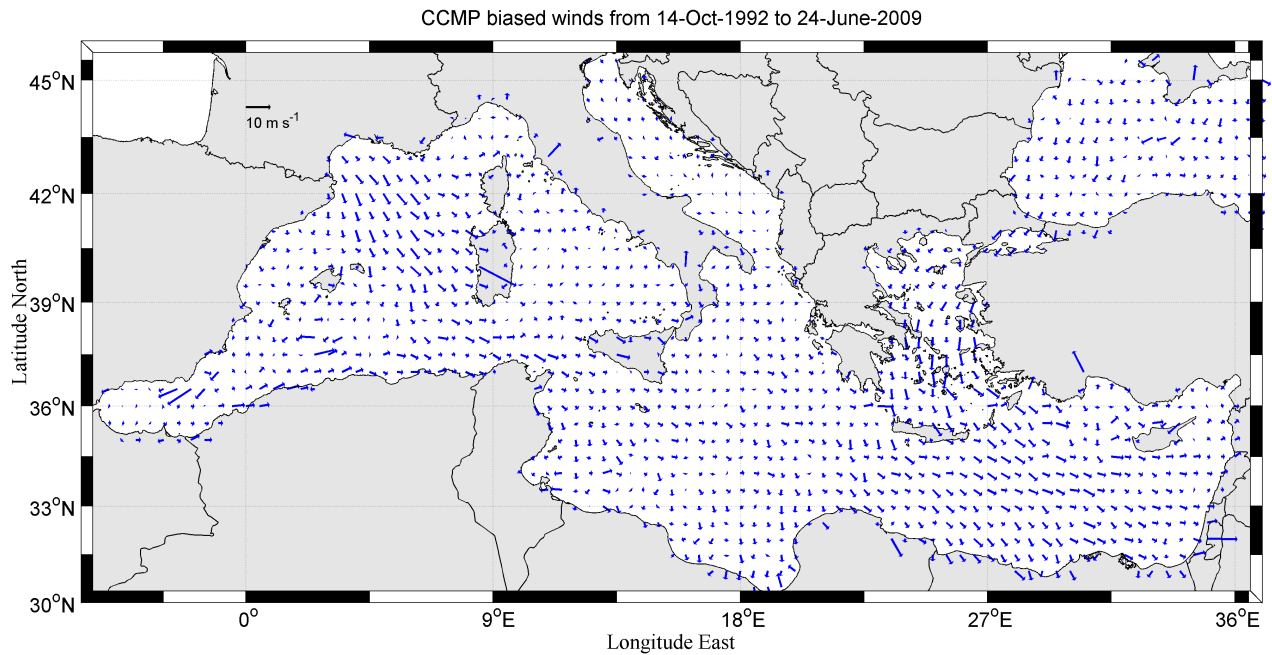


Figura 12. Venti CCMP interpolati alle posizioni dei drifter e poi mediati all'interno di bin di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ nel periodo ottobre 1992 - giugno 2009.

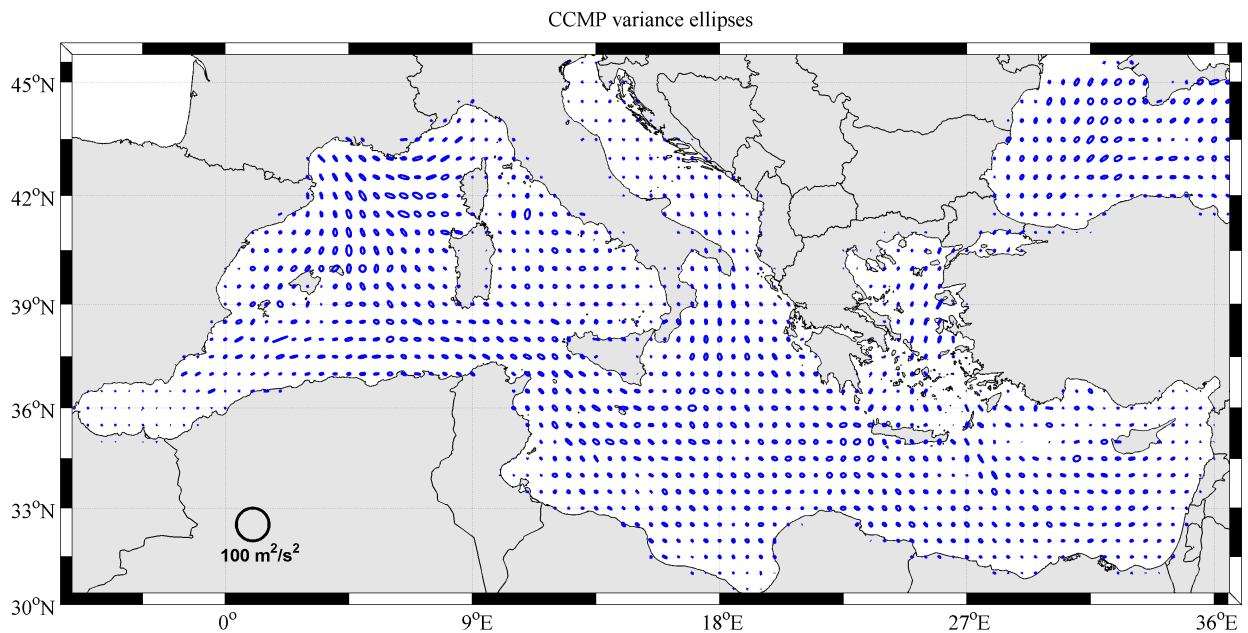


Figura 13. Ellissi di varianza relative ai venti medi CCMP mostrati in Figura 12.

L'utilizzo dei venti CCMP nell'Eq (3) ci ha permesso di calcolare le correnti di Ekman a cui si somma un contributo parziale dovuto allo slip (scivolamento) sottovento; queste correnti, identificate come V_E , sono rappresentate in *Figura 14* e la loro relativa varianza in *Figura 15*. Il valor medio delle correnti di Ekman su tutto il bacino è di ~ 2 cm/s; i valori più alti, tra 7 cm/s e 10 cm/s si raggiungono nel Bacino Ligure-Provenzale, nel Mare di Sardegna e nel Bacino Levantino, in corrispondenza dei venti più intensi; queste regioni sono anche caratterizzate dai valori più alti di varianza (60-100 cm^2/s^2).

L'energia cinetica media per unità di massa (Mean Kinetic Energy- MKE) delle correnti di Ekman (*Figura 16a*) raggiunge il massimo valore di 70 cm^2/s^2 lungo la costa occidentale della Sardegna e valori di 20-30 cm^2/s^2 nel Bacino Levantino e nel Mare di Alboran; le restanti regioni del Mediterraneo sono caratterizzate da valori inferiori a 10 cm^2/s^2 . La rimozione della componente di Ekman dalle velocità dei drifter porta ad una riduzione della MKE nel 64% dei bin (*Figura 16b*); la diminuzione media di MKE su tutto il bacino è del 5%. L'energia cinetica turbolenta per unità di massa (Eddy Kinetic Energy – EKE) correlata alle correnti di Ekman (*Figura 17a*) segue il campo di varianza con valori massimi di 70 cm^2/s^2 osservati a sud delle Baleari e nel Bacino Levantino. La rimozione della componente di Ekman dalle velocità dei drifter porta ad una riduzione della EKE nel 80% dei bin (*Figura 17b*); la riduzione media su tutto il bacino è del 15%.

Il risultato dell'Eq (7) è rappresentato in *Figura 18*, dove è possibile confrontare le correnti medie geostrofiche (V_{DG}) e totali (V_D) calcolate con i dati drifter.

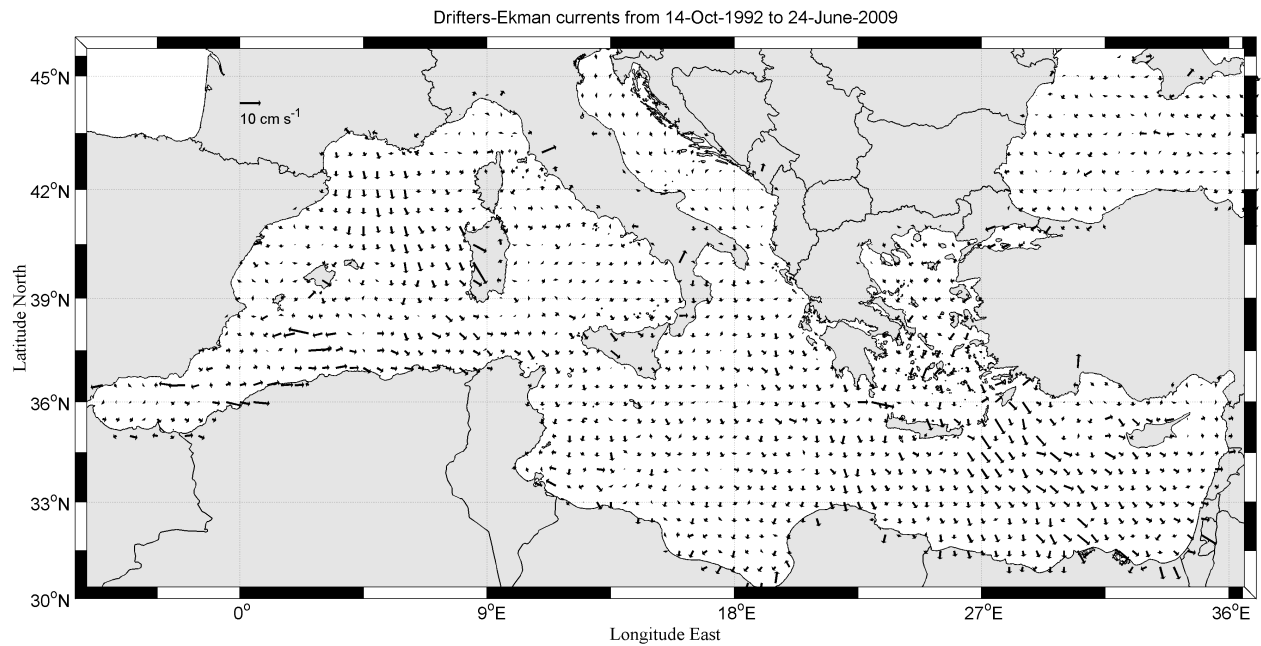


Figura 14. Correnti medie di Ekman V_E ottenute per bin $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ applicando i risultati del modello di regressione descritto dall'Eq (3).

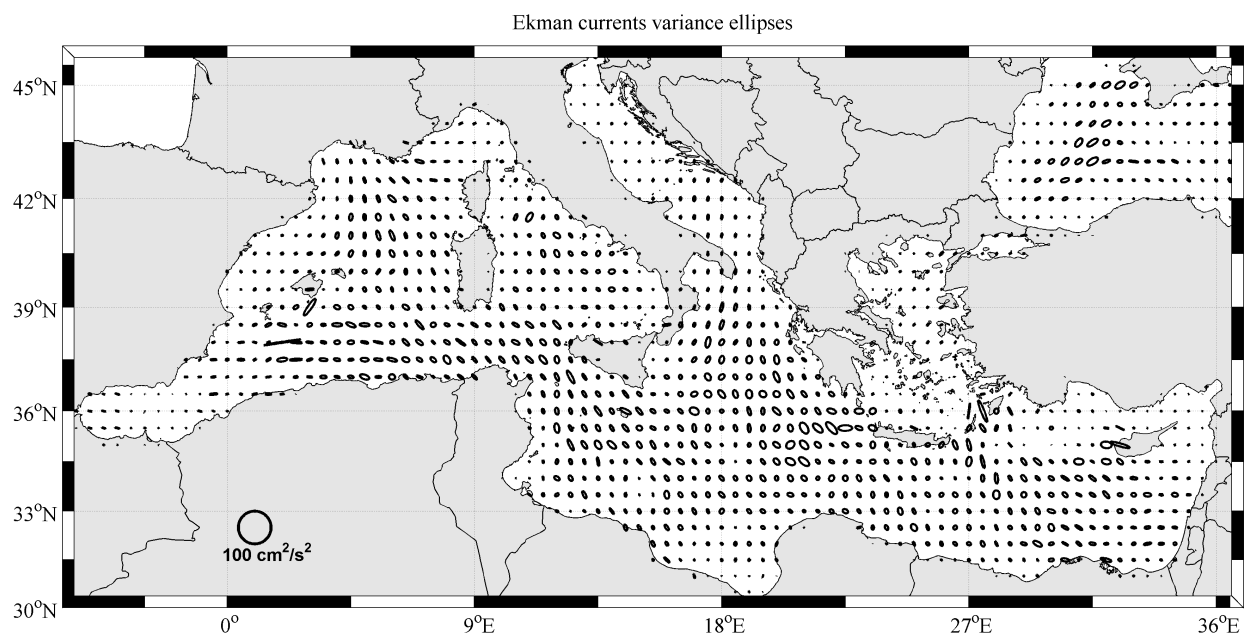


Figura 15. Ellissi di varianza relative alle correnti medie di Ekman V_E mostrate in Figura 14.

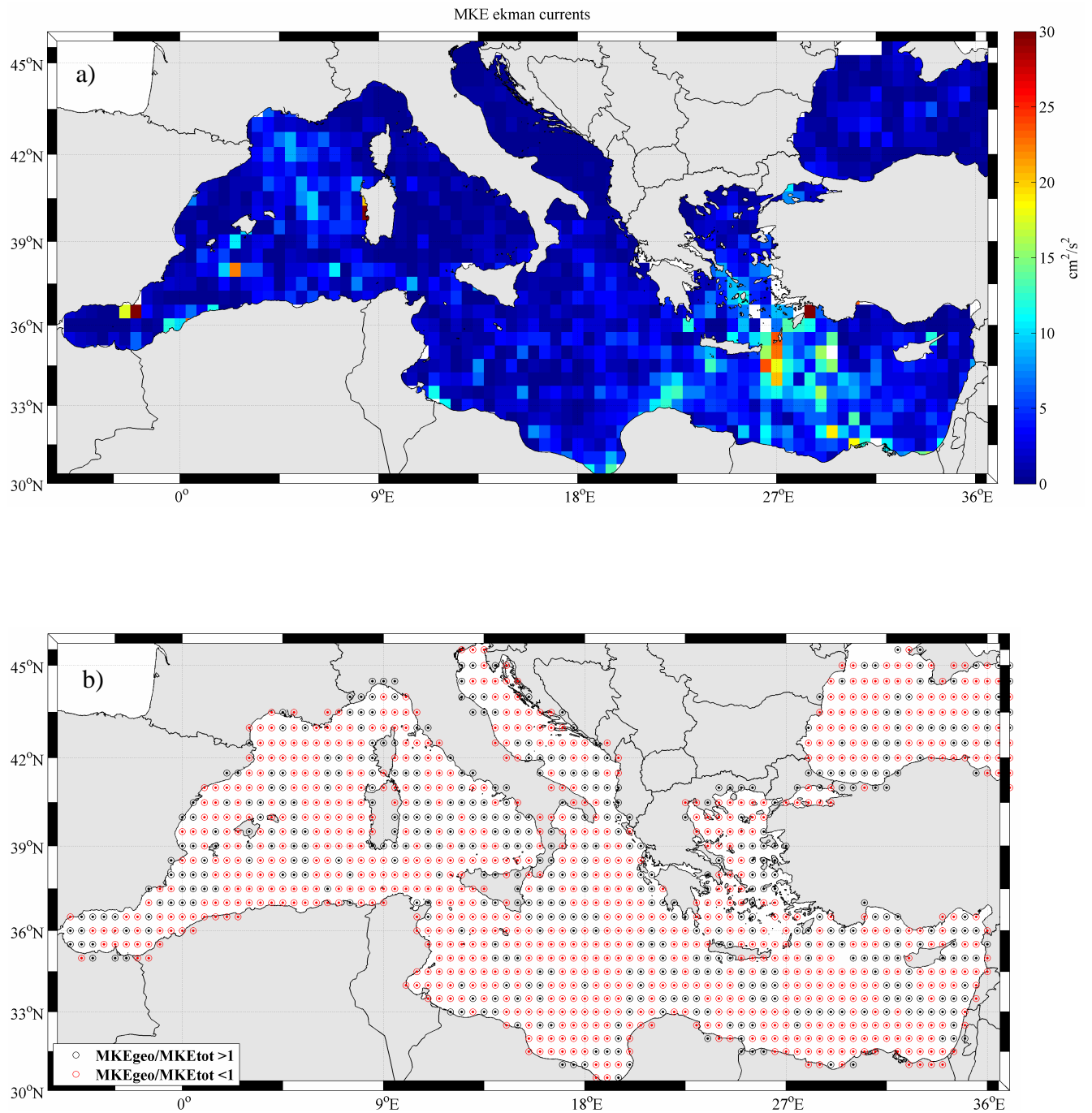


Figura 16. Energia cinetica media (MKE) relativa al campo di correnti di Ekman (a) e rapporto tra la MKE del campo di correnti geostrofiche e la MKE del campo di correnti totali ottenute dai drifter (b).

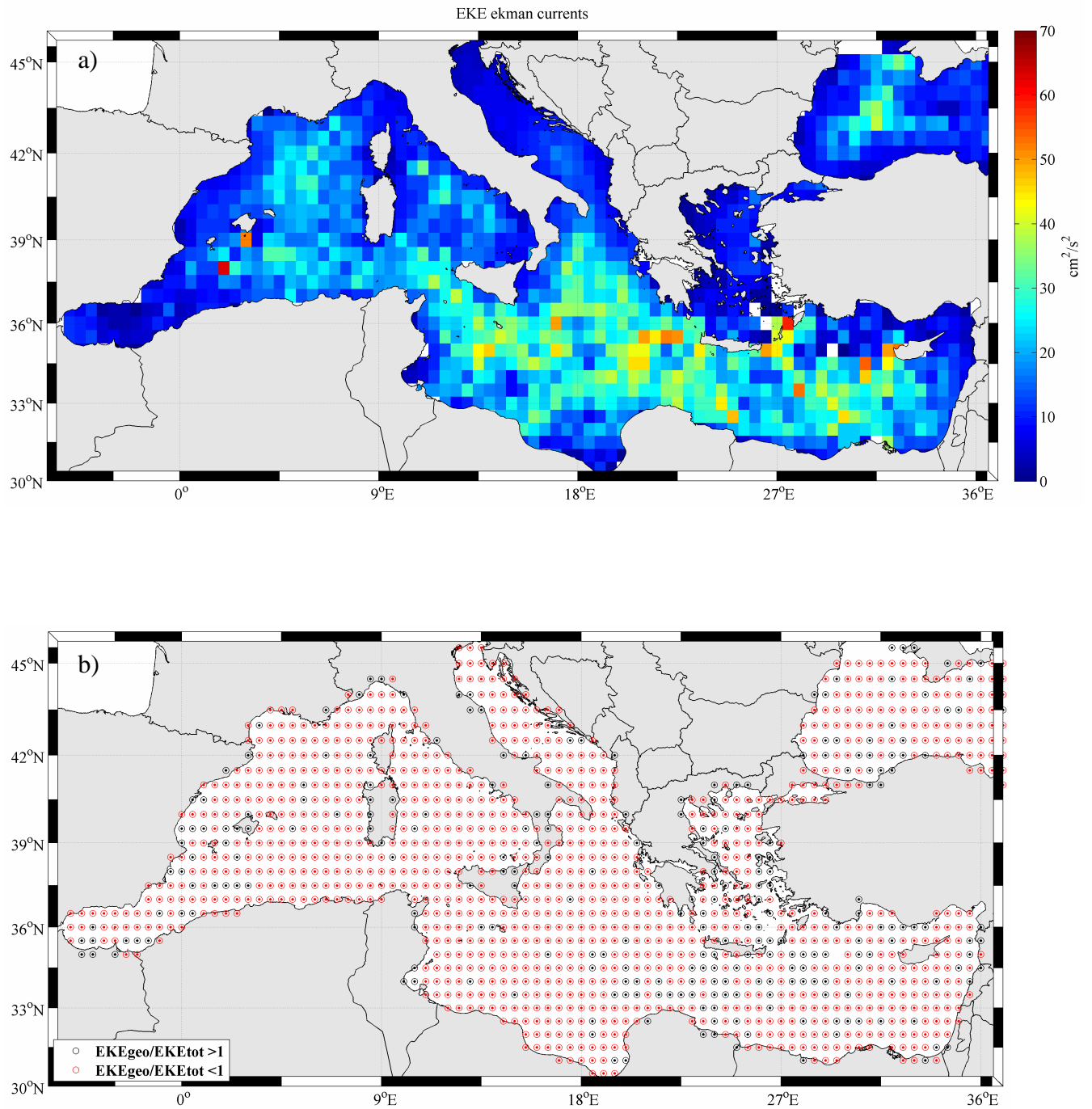


Figura 17. Energia cinetica turbolenta (EKE) relativa al campo di correnti di Ekman (a) e rapporto tra la EKE del campo di correnti geostrofiche e la EKE del campo di correnti totali ottenute dai drifter (b).

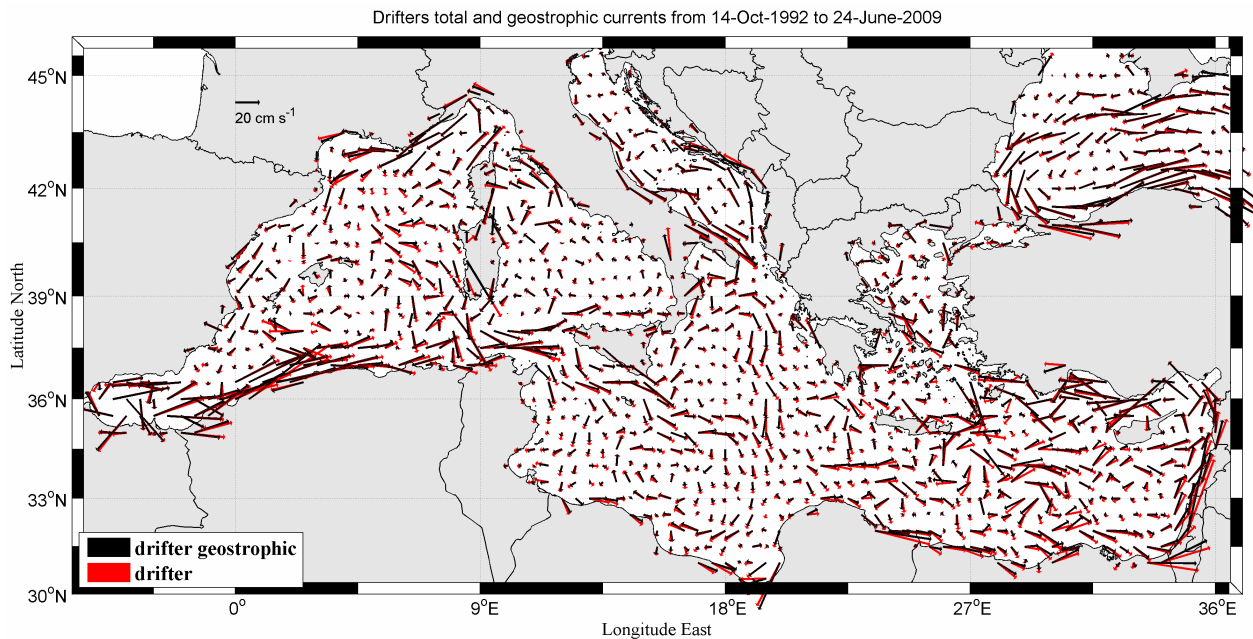


Figura 18. Correnti medie totali V_D (in rosso) e correnti medie geostrofiche V_{DG} (in nero) ottenute dai dati drifter mediate in bin di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.

4. Correnti geostrofiche

La media delle correnti geostrofiche V_{DG} , prodotta nel paragrafo precedente utilizzando i dati dei drifter, è definita ‘biased’ in quanto il campionamento non è uniforme nello spazio e nel tempo. Le anomalie della corrente geostrofica fornite dai dati satellitari AVISO sono invece regolarmente campionate nello spazio e nel tempo (‘unbiased’), ma non possono garantire la stessa accuratezza nella misura prodotta dai dati dei drifter. Per questi motivi, la combinazione dei due data-set può fornire una immagine più accurata della circolazione media rispetto a quella che si avrebbe usandoli singolarmente. La procedura utilizzata per combinare dati dei drifter e da satellite si basa sul metodo di Centurioni et al. (2008) e di Niiler et al. (2003).

I dati di anomalia delle correnti geostrofiche da satellite (v'_{SLA}) hanno un intervallo di campionamento di una settimana e sono divisi in bin di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Per rendere confrontabile v'_{SLA} con le velocità geostrofiche dei drifter V_{DG} , queste ultime sono state mediate su periodi

di 7 giorni in bin spaziali di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, ottenendo una serie temporale irregolarmente campionata (v_{DG}); nel calcolo delle medie settimanali sono stati eliminati i bin contenenti meno di 5 osservazioni. Il numero di settimane in cui sono presenti dati drifter all'interno di ogni bin è rappresentato in *Figura 19*; i bin con meno di 10 settimane di dati non sono stati presi in considerazione.

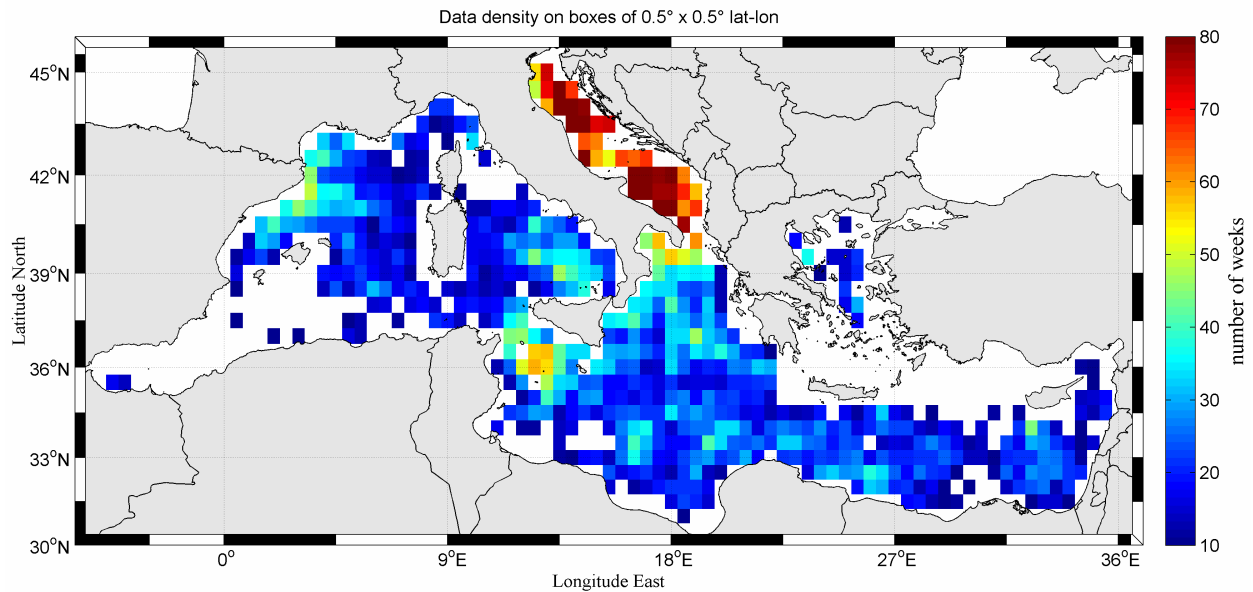


Figura 19. Distribuzione spaziale delle settimane in cui sono presenti i dati dei drifter nel periodo 14 ottobre 1992 - 24 giugno 2009, in bin di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. I bin con meno di 10 settimane di dati non sono stati considerati.

La velocità geostrofica media ‘unbiased’ $\langle v_G \rangle_u$ all’interno di ogni bin può essere calcolata con la seguente equazione:

$$(8) \quad \langle v_G \rangle_u = A \langle v'_{SLA} \rangle_u + V_C ;$$

dove le parentesi angolate $\langle \rangle_u$ indicano le medie temporali ‘unbiased’ ottenute per l’intero periodo di circa 17 anni in cui sono disponibili i dati da satellite (ottobre 1992 – luglio 2009). Il modello corrispondente all’Eq (8) è :

$$(9) \quad v_G = Av'_{SLA} + V_C + errore ;$$

dove le incognite sono la slope A e l'intercetta V_C che possono essere calcolate minimizzando l'errore.

Come spiegato nel paragrafo 2.3, le anomalie della corrente geostrofica da satellite sono state determinate come variazioni della corrente geostrofica rispetto ad un media di 7 anni di dati; ciò comporta che il valor medio di tali anomalie, valutato nello stesso periodo di 7 anni, risulta nullo, $\langle v'_{SLA} \rangle_{7anni} = 0$. In questa situazione l'Eq (8) si riduce a $\langle v_G \rangle_{7anni} = V_C$, con il termine costante del fit lineare bidimensionale, V_C , che rappresenta proprio la media temporale del campo di velocità geostrofiche 'unbiased' nel periodo in esame.

Nel caso in cui si prende in considerazione qualsiasi altro periodo, più ampio o meno ampio rispetto ai 7 anni di riferimento, la media delle anomalie della corrente geostrofica da satellite non si annulla, $\langle v'_{SLA} \rangle_u \neq 0$. Per il periodo di 17 anni selezionato per questo lavoro $\langle v'_{SLA} \rangle_u$ risulta uguale al campo di correnti mostrato in *Figura 7*. La slope A nell'Eq (8) è l'aggiustamento locale dell'ampiezza delle anomalie della velocità AVISO mentre il termine $A \langle v'_{SLA} \rangle_u$ rappresenta il fattore di correzione da sommare a V_C per ottenere la media 'unbiased' relativa ai 17 anni in esame.

Per trovare un'equazione che ci permetta di calcolare le velocità geostrofiche 'unbiased' $\langle v_G \rangle_u$ combinando i dati da satellite con quelli dei drifter, applichiamo il modello dell'Eq (9) ai dati dei drifter:

$$(10) \quad v_{DG} = Av'_{SLA} + V_C + errore$$

La correlazione tra le anomalie della corrente geostrofica dei drifter e da satellite è data da:

$$(11) \quad C = \frac{\langle v'_{SLA} \cdot v'_{DG} \rangle_D}{\left(\langle v'_{SLA} \cdot v'_{SLA} \rangle_D \langle v'_{DG} \cdot v'_{DG} \rangle_D \right)^{\frac{1}{2}}}$$

La correlazione calcolata per i singoli bin è mostrata in *Figura 20*.

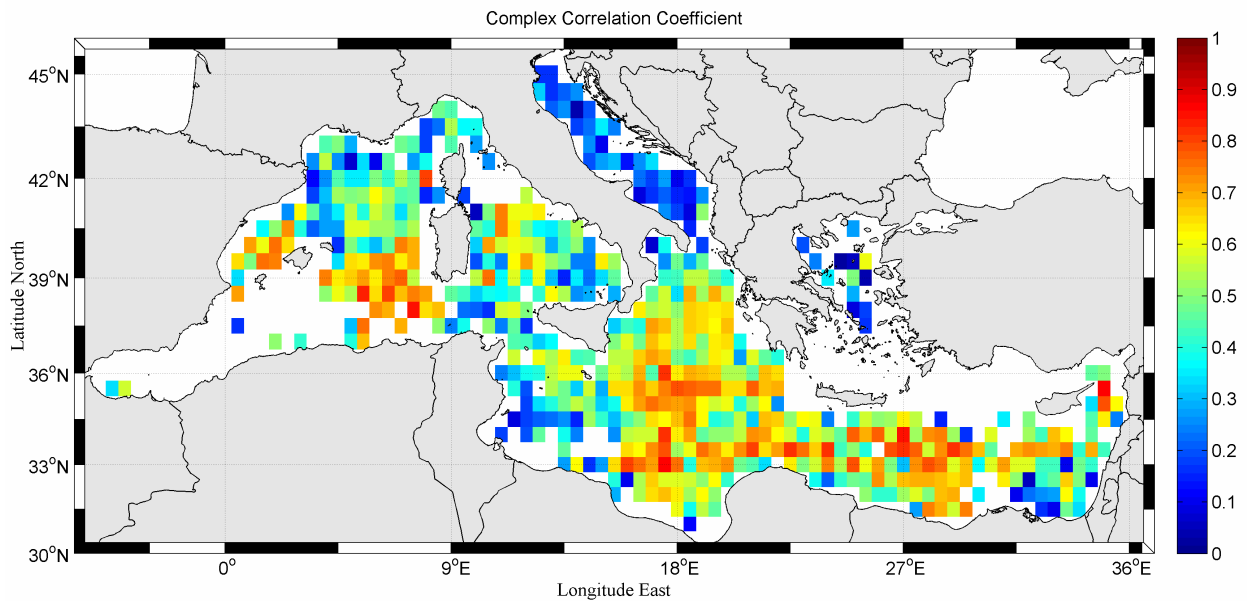


Figura 20. Correlazione tra le anomalie della corrente geostrofica da satellite e dei drifter in bin di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ definita dall'equazione (10).

La media 'biased' della corrente geostrofica può essere espressa come:

$$(12) \quad \langle v_{DG} \rangle_D = A \langle v'_{SLA} \rangle_D + V_C$$

dove le parentesi angolate $\langle \rangle_D$ indicano medie temporali 'biased' effettuate nelle settimane in cui sono presenti i dati dei drifter. Nei bin con elevata correlazione, localizzati nel Mar di Sardegna, nel Mar Tirreno, nel Mar Ionio e nel Bacino Levantino, può essere applicata l'Eq. (12).

La slope A (Figura 21a) assume valori che variano da 0.08 a 2.25, con un valor medio su tutto il bacino di ~ 0.7 , ed ha la funzione di migliorare la correlazione spazio-temporale tra le anomalie della corrente geostrofica derivata da satellite e quella derivata dai drifter. Il termine $A \langle v'_{SLA} \rangle_D$ (Figura 21b) è la correzione da sommare a V_C per ottenere la media 'biased' delle correnti geostrofiche dei drifter ed assume un valor medio di 1.3 cm/s, con valori massimi di 9-10 cm/s raggiunti nelle regioni di Ierapetra Eddy e del Pelops Gyre.

L'intercetta V_C (Figura 22) è molto simile in intensità e direzione al campo di correnti 'biased' $\langle v_{DG} \rangle_D$ descritto dall'Eq (12) e rappresentato in Figura 23.

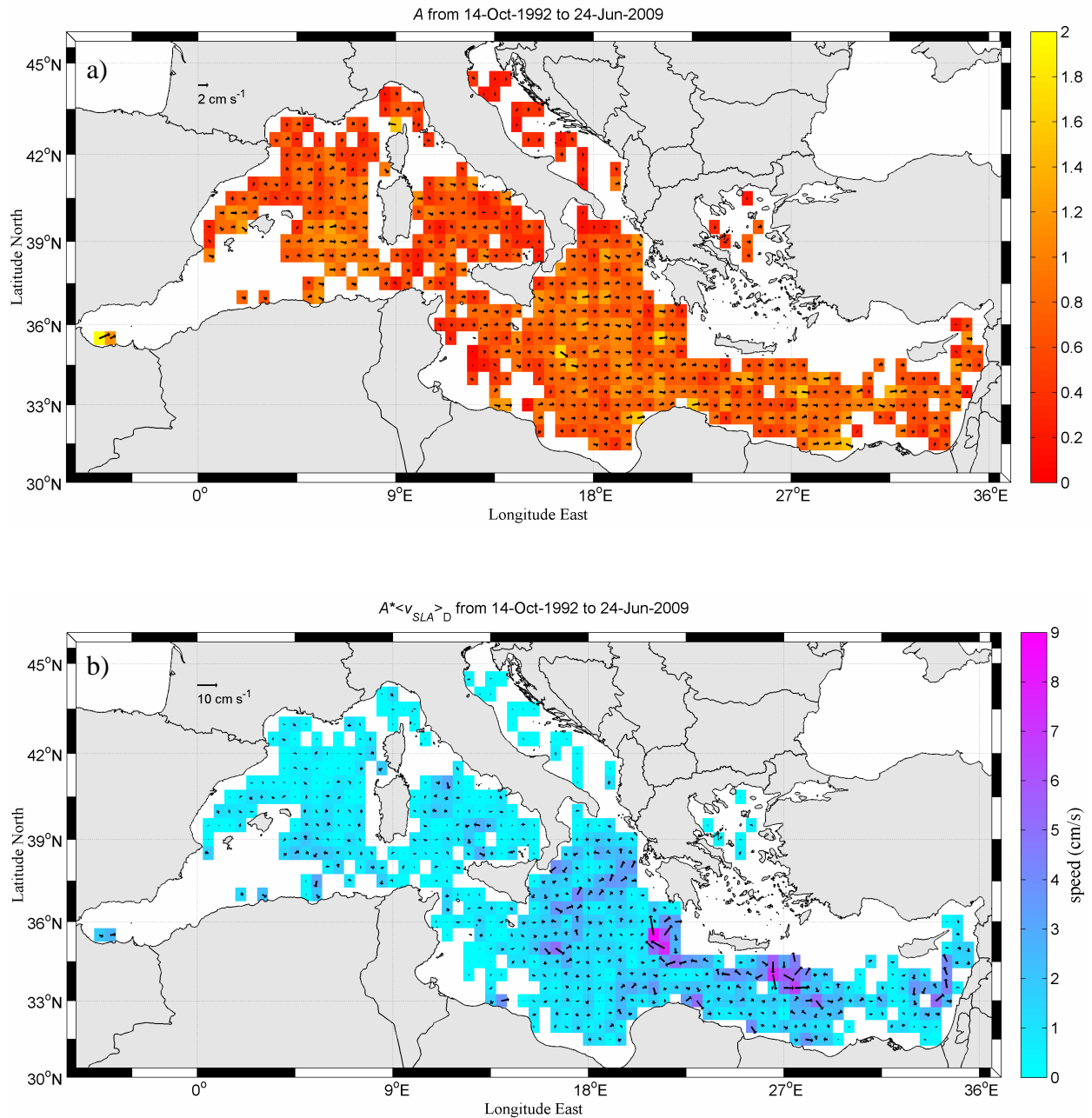


Figura 21. Rappresentazione vettoriale ed ampiezza per bin della slope A (a) e del termine $A \langle v'_{SLA} \rangle_D$ (b) nel periodo 14 ottobre 1992 - 24 giugno 2009.

Dall'Eq (12) ricaviamo V_C in funzione della velocità geostrofica dei drifter:

$$(13) \quad V_C = \langle v_{DG} \rangle_D - A \langle v'_{SLA} \rangle_D$$

sostituiamo quindi nell'Eq (8) il valore di V_C ottenuto dall'Eq (13):

$$(14) \quad \langle v_G \rangle_u = A \left(\langle v'_{SLA} \rangle_u - \langle v'_{SLA} \rangle_D \right) + \langle v_{DG} \rangle_D$$

ed otteniamo l'equazione che calcola la velocità $\langle v_G \rangle_u$ combinando i dati dei drifter ed i dati satellitari. Il termine $A \left(\langle v'_{SLA} \rangle_u - \langle v'_{SLA} \rangle_D \right)$ è la differenza tra le medie 'unbiased' e 'biased' della corrente geostrofica (*Figura 24*); questa differenza raggiunge un valore massimo di 1.5 cm/s e rappresenta il fattore correttivo da sommare alle velocità medie dei drifter per ottenere il campo di velocità geostrofiche 'unbiased'.

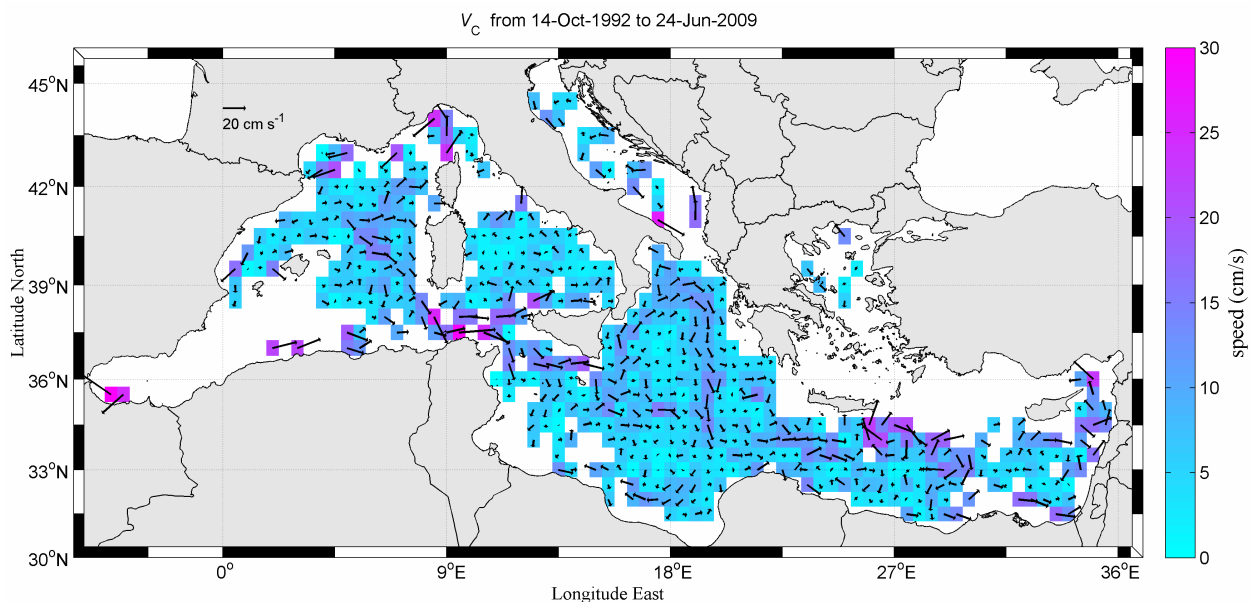


Figura 22. Ampiezze per bin dell'intercetta V_C nel periodo 14 ottobre 1992 - 24 giugno 2009.

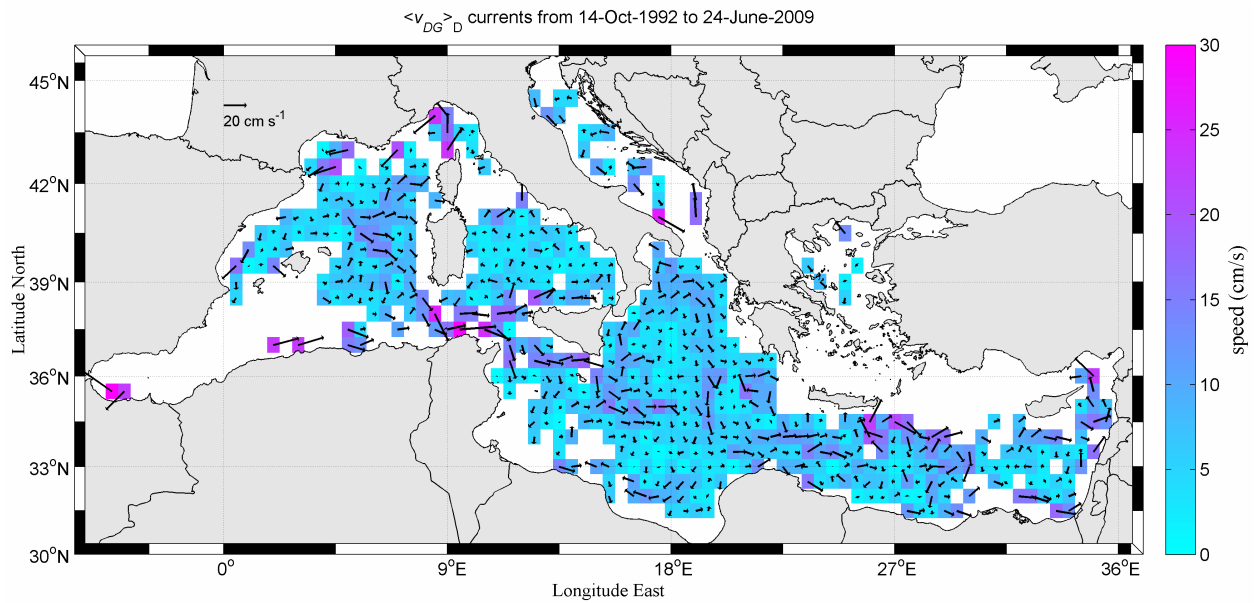


Figura 23. Velocità ‘biased’ $\langle v_{DG} \rangle_D$ ottenute combinando i dati dei drifter e le anomalie delle velocità da satellite nel periodo 14 ottobre 1992 - 24 giugno 2009.

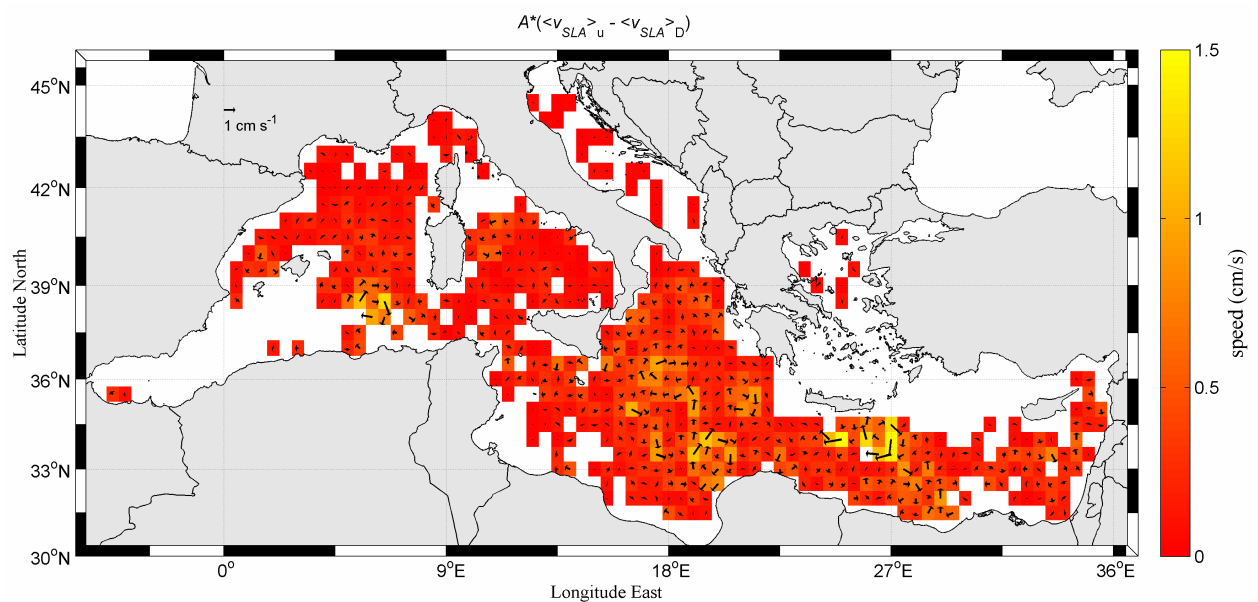


Figura 24. Differenza tra le medie ‘unbiased’ $\langle v_{SLA} \rangle_u$ e ‘biased’ $\langle v_{SLA} \rangle_D$ della corrente geostrofica.

La media delle velocità geostrofiche ‘unbiased’ $\langle v_G \rangle_u$ descritta dall’Eq (14) è mostrata in *Figura 25a*; il valor medio del campo di velocità su tutto il bacino è di ~ 8.4 cm/s; i valori massimi, che raggiungono i 32 cm/s, si trovano lungo la costa Tunisina e nel Mare di Alboran; valori tra 15 cm/s e 25 cm/s si osservano nel Canale di Sicilia, mentre nel Bacino Levantino e Liguro-Provenzale si raggiungono velocità di 20-22 cm/s. La *Figura 25b* mostra la media delle velocità geostrofiche ‘biased’ ottenute effettuando le medie settimanali delle correnti geostrofiche ricavate dai drifter nel paragrafo 3, ed eliminando i bin in con meno di 5 osservazioni settimanali. Per rendere più facilmente confrontabili le velocità geostrofiche ‘unbiased’ con quelle ‘biased’, abbiamo provveduto a mostrare in *Figura 25b* solo i risultati dei bin presenti anche in *Figura 25a*. I due campi di velocità appaiono differenti in termini di valori medi; le velocità geostrofiche ‘biased’ risultano nel complesso più intense con un valore medio su tutto il bacino di 8.4 cm/s. Nel Mediterraneo occidentale, l’intenso flusso che parte dal Bacino Liguro-Provenzale diretto verso le coste Tunisine, assume velocità di 10-15 cm/s per il campo di correnti $\langle v_G \rangle_u$ (*Figura 25a*) e velocità di 15-20 cm/s per il campo geostrofico ‘biased’ (*Figura 25b*); l’ampia struttura anticiclonica che caratterizza la circolazione nello Ionio settentrionale, mostra velocità che raggiungono i 10-12 cm/s per il campo di correnti $\langle v_G \rangle_u$ (*Figura 25a*) e velocità che arrivano fino a 20 cm/s per il campo geostrofico ‘biased’ (*Figura 25b*); anche in alcuni settori del Bacino Levantino le velocità $\langle v_G \rangle_u$ mostrano una diminuzione di intensità dell’ordine dei 3-5 cm/s rispetto al campo di velocità geostrofiche ‘biased’.

La *Figura 26a* mostra il campo di varianza corrispondente alle velocità v_G : la massima variabilità, dell’ordine di $400 \text{ cm}^2/\text{s}^2$, si registra nel Bacino Levantino; valori alti di varianza si trovano anche nel mare di Alboran ($300 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) e nel Bacino Algerino ($200 \text{ cm}^2/\text{s}^2$). Il campo di varianza relativo alle velocità geostrofiche ‘biased’ (*Figura 26b*) raggiunge il valore massimo di $500 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ nel Mare di Alboran; il Bacino Algerino e quello Levantino sono caratterizzati da valori di varianza tra $200 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ e $450 \text{ cm}^2/\text{s}^2$.

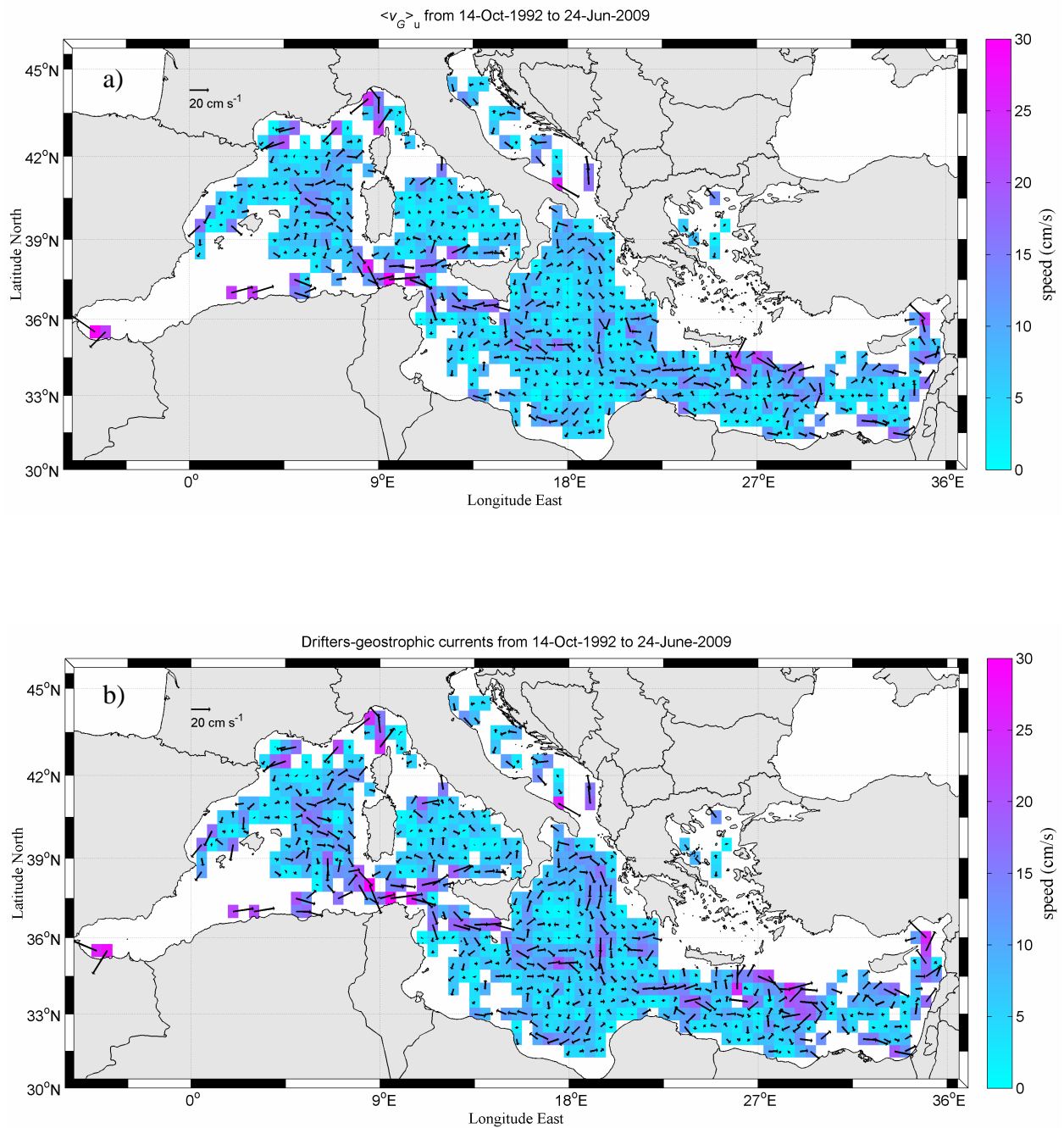


Figura 25. (a) Media 'unbiased' della velocità geostrofica $\langle v_G \rangle_u$ ottenuta combinando le velocità geostrofiche dei drifter e le anomalie della velocità geostrofica da satellite; (b) mappa media delle correnti geostrofiche 'biased' ottenuta dalle medie settimanali delle correnti geostrofiche dei drifter.

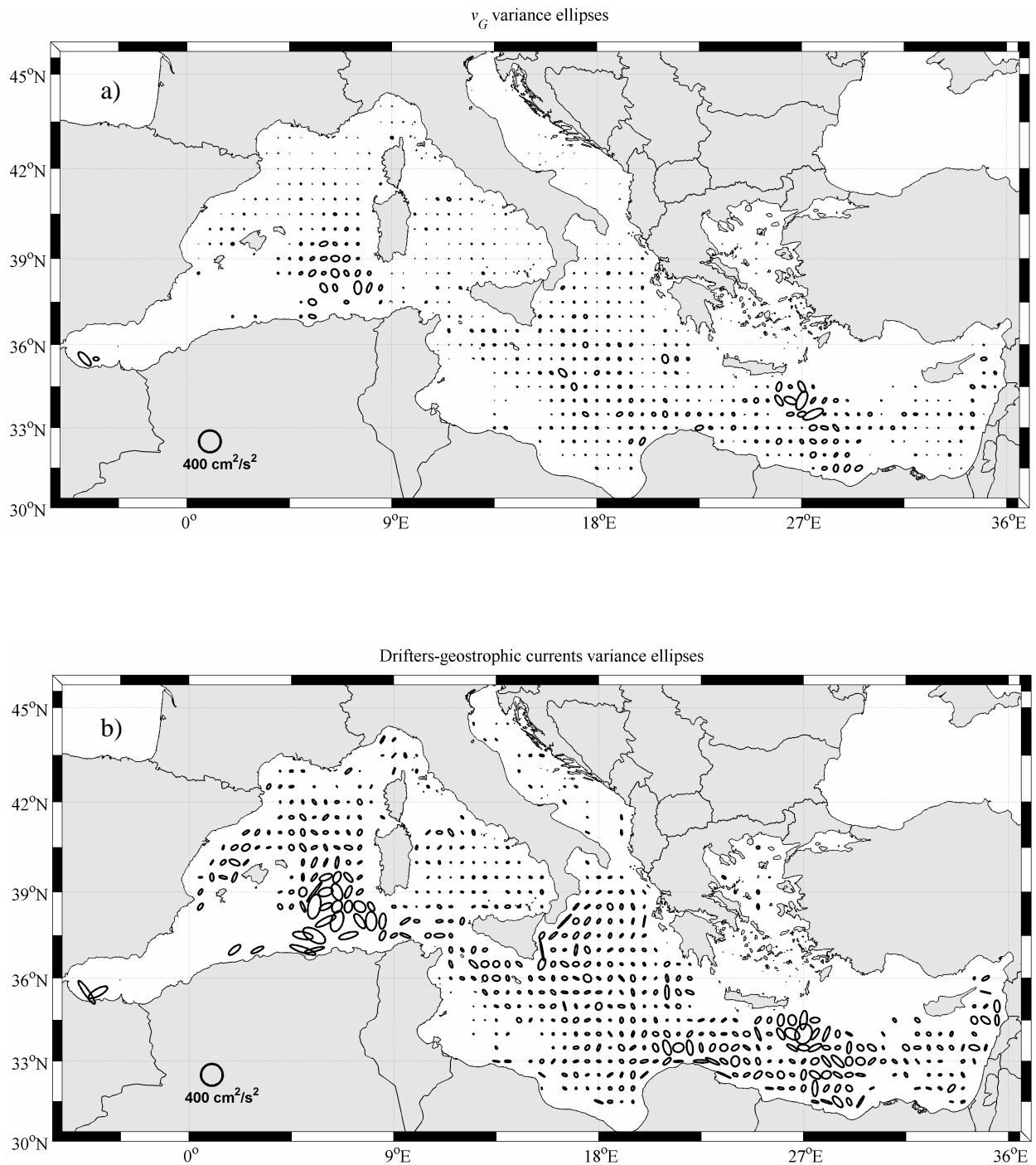


Figura 26. (a) Ellissi di varianza relative alla velocità geostrofica 'unbiased' v_G mostrata in Figura 25 a; (b) ellissi di varianza relative alla velocità geostrofica 'biased' mostrata in Figura 25 b.

Le distribuzioni di energia cinetica media (MKE) ed energia cinetica turbolenta (EKE) per unità di massa relative a v_G sono rappresentate nella *Figura 27*. La MKE (*Figura 27a*) raggiunge valori massimi di $500 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ nel Mare di Alboran e lungo la costa Tunisina; valori di $300\text{-}400 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ si osservano all'imbocco occidentale del Canale di Sicilia e nel Bacino Ligure-Provenzale; nel Bacino Levantino i valori massimi di MKE sono di $200\text{-}250 \text{ cm}^2/\text{s}^2$, localizzati nell'area dello Ierapetra Eddy. La EKE (*Figura 27b*) raggiunge valori che superano i $500 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ nel Mare di Alboran e nel Bacino Levantino in corrispondenza dello Ierapetra Eddy; la regione centrale del Bacino Algerino mostra valori di EKE compresi tra $200 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ e $350 \text{ cm}^2/\text{s}^2$; nello Ionio meridionale e lungo la costa Libico-Egiziana si raggiungono valori $200\text{-}250 \text{ cm}^2/\text{s}^2$. Dal rapporto tra le due energie (*Figura 28*) si evidenzia la dominanza di MKE nelle regioni costiere, caratterizzate da correnti permanenti, nella regione ad est delle Baleari e nel Canale di Sicilia; i valori di EKE superano in intensità quelli di MKE nelle aree lontane dalla costa ed in quelle dominate da strutture dinamiche turbolente (eddy).

Le *Figure 29 e 30* mostrano le energie cinetiche medie e turbolente ed il loro rapporto per il campo geostrofico 'biased' misurato dai drifter; anche in questo caso, per rendere più agevole il confronto con le energie cinetiche del campo di correnti v_G , mostriamo i risultati solo nei bin presenti anche nelle *Figure 27 e 28*. Le MKE ed EKE relative alle correnti 'biased' (*Figura 29*) superano di intensità quelle relative alle correnti v_G (*Figura 27*). I valori massimi di MKE (*Figura 29a*), tra $400 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ e $500 \text{ cm}^2/\text{s}^2$, si raggiungono nel Mare di Alboran e lungo la costa Algerina; valori di $350 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ si osservano nei pressi della costa Tunisina, all'imbocco del Canale di Sicilia; nel Bacino Levantino i valori più alti di MKE vanno dai $200 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ ai $350 \text{ cm}^2/\text{s}^2$. La EKE (*Figura 29b*) raggiunge valori massimi di $600 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ lungo la costa Algerina e nel Bacino Levantino; valori tra $300 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ e $500 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ si raggiungono nella regione centrale del Bacino Algerino e nel Mare di Alboran; nel Mar Ionio, nel Bacino Ligure-Provenzale ed in alcuni settori del Bacino Levantino si osservano valori di EKE tra $150 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ e $200 \text{ cm}^2/\text{s}^2$. La distribuzione delle energie (*Figura 30*) mostra una prevalenza della MKE nelle regioni costiere e della EKE nelle regioni interne.

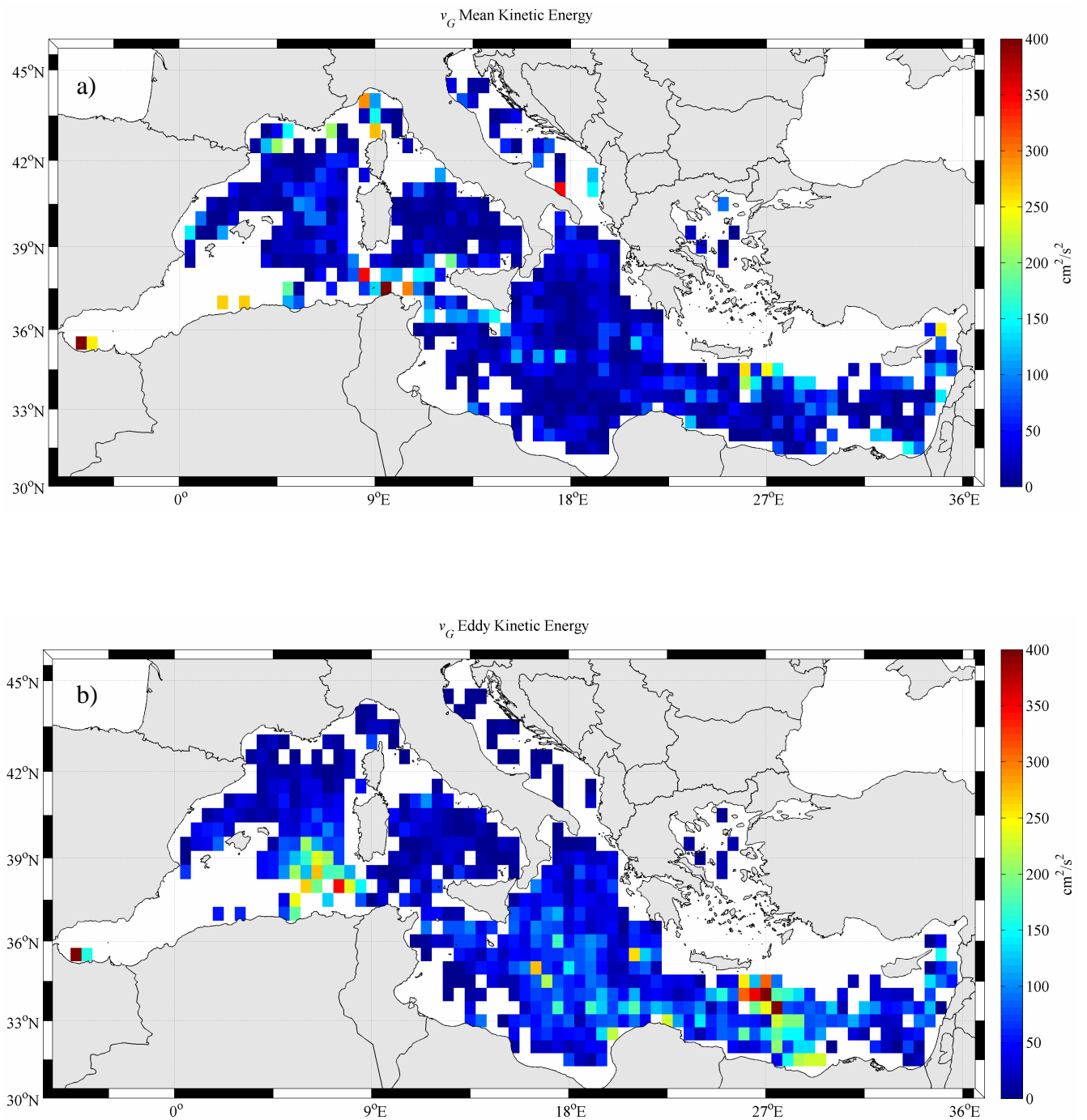


Figura 27. Energia cinetica media MKE (a) ed energia cinetica turbolenta EKE (b) relative al campo di correnti geostrofiche 'unbiased' $\langle v_G \rangle_u$.

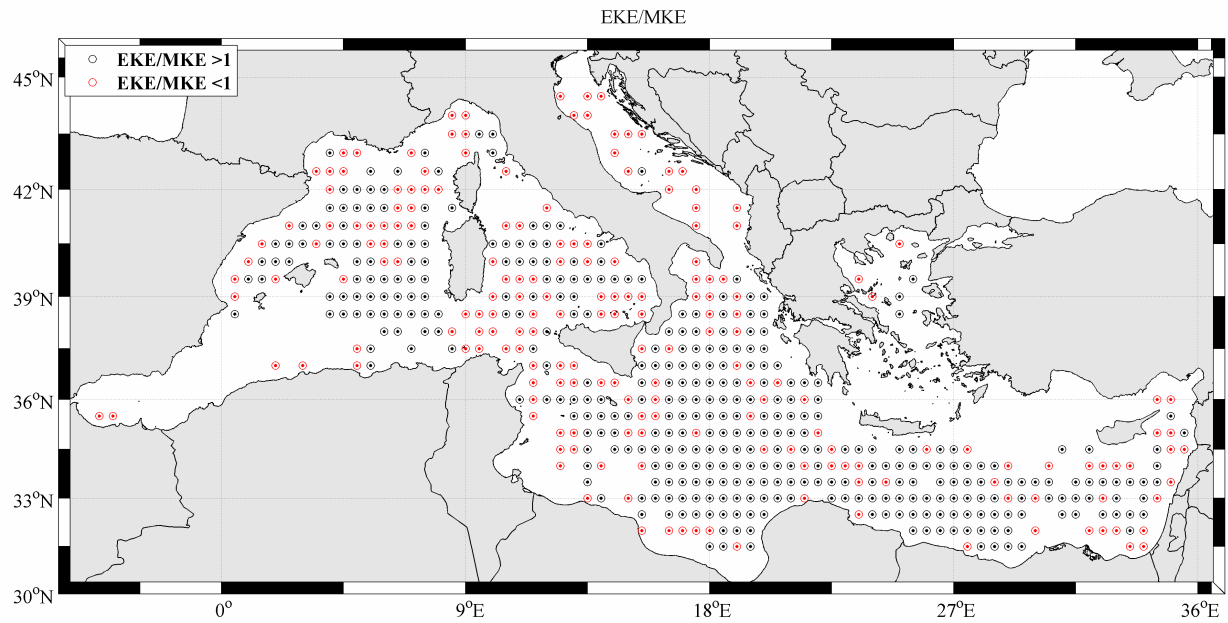
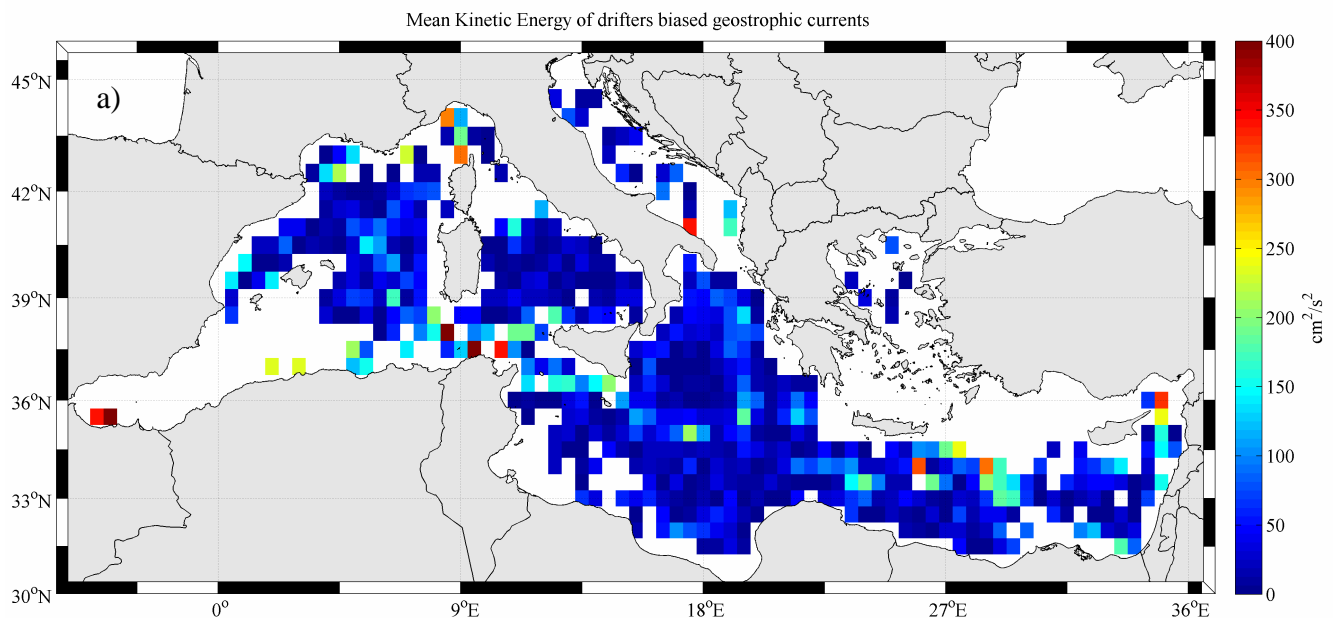


Figura 28. Distribuzione dell'energia cinetica tra il campo di correnti geostrofiche medie e quelle turbolente di $\langle v_G \rangle_u$ (rapporto EKE/MKE).



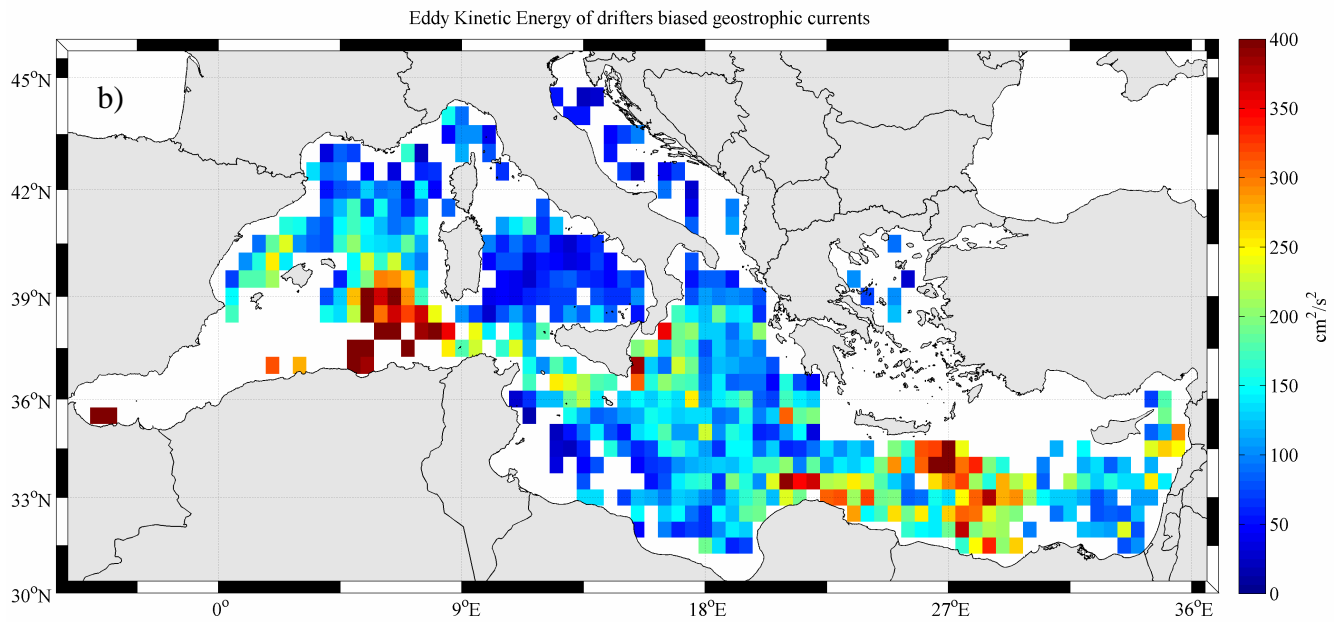


Figura 29. Energia cinetica media MKE (a) ed energia cinetica turbolenta EKE (b) relative al campo di correnti geostrofiche 'biased' misurate dai drifter $\langle v_{DG} \rangle_D$.

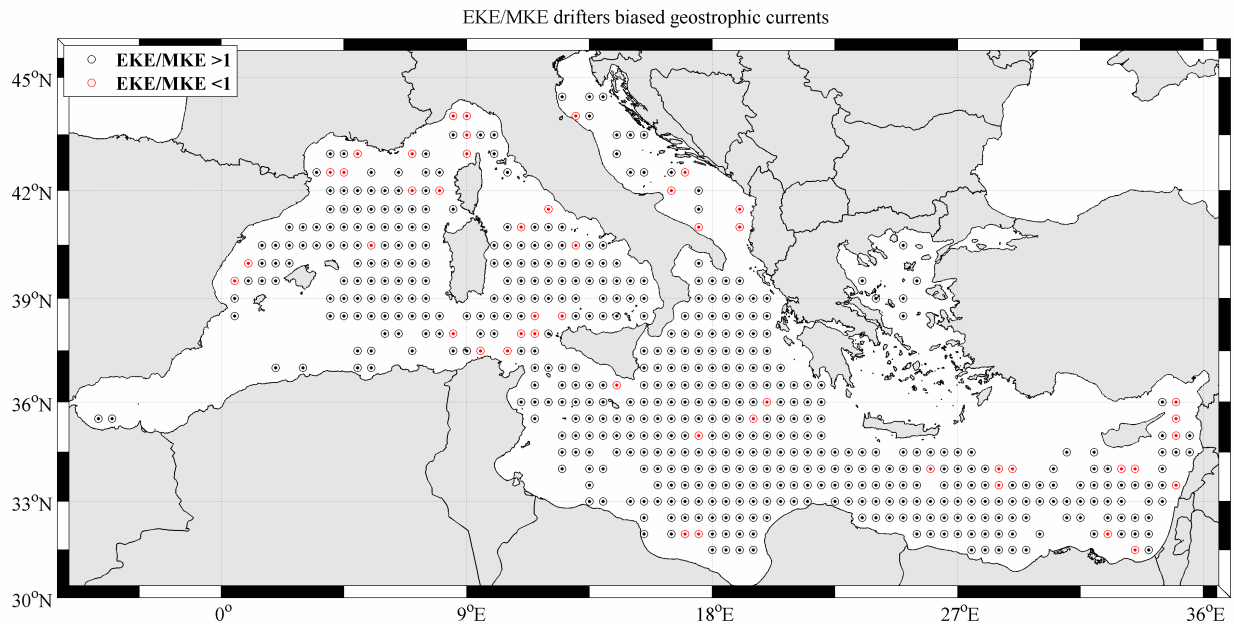


Figura 30. Distribuzione dell'energia cinetica tra il campo di correnti geostrofiche medie e quelle turbolente di $\langle v_{DG} \rangle_D$ (rapporto EKE/MKE).

5. Confronto tra correnti geostrofiche e la media sintetica della topografia dinamica (SMDT)

Le velocità geostrofiche medie RioMed, prodotte da Rio et al. (2007) per il periodo 1993-1999 (*Figura 11*), sono state utilizzate per ottenere una nuova stima della corrente geostrofica ‘unbiased’ da confrontare con i risultati del paragrafo precedente. La SMDT di Rio et al. (2007) (*Figura 10*) può essere combinata con le mappe di Sea Level Anomaly (SLA) per ottenere l’Absolute Dynamic Topography (ADT):

$$(15) \quad \text{ADT} = \text{SLA} + \text{SMDT}.$$

Scrivendo l’Eq (15) in termini di velocità otteniamo:

$$(16) \quad \langle v_G \rangle_{u_{RIO}} = \langle v'_{SLA} \rangle_u + V_{C_{RIO}}$$

dove $\langle v_G \rangle_{u_{RIO}}$ è velocità geostrofica media ‘unbiased’ corrispondente all’ADT, $\langle v'_{SLA} \rangle_u$ è la media delle anomalie della corrente geostrofica mostrata in *Figura 7* ed il campo di correnti $V_{C_{RIO}}$, corrispondente alla SMDT del Mediterraneo, coincide con la RioMed mostrata in *Figura 11*.

Il campo di correnti $\langle v_G \rangle_{u_{RIO}}$ ottenuto dall’Eq (16) è mostrato in *Figura 31*; esso presenta un andamento molto simile a $\langle v_G \rangle_u$ (*Figura 25*), ma con correnti più intense soprattutto lungo le coste. La differenza tra $\langle v_G \rangle_{u_{RIO}}$ e $\langle v_G \rangle_u$ è mostrata in *Figura 32*; la media delle differenze su tutto il bacino è di 6.9 cm/s, con valori massimi di 25-27 cm/s raggiunti nel Bacino Levantino lungo la costa Libico-Egiziana; differenze nell’ordine di 15-20 cm/s si riscontrano nel Bacino Ligure-Provenzale e nel Bacino Algerino.

Le differenze tra $\langle v_G \rangle_{u_{RIO}}$ e $\langle v_G \rangle_u$ possono essere ricondotte a diverse ragioni:

- la Synthetic Mean Dynamic Topography, da cui deriva il campo di velocità geostrofiche medie descritto da Rio et al. (2007), è ottenuta combinando le velocità

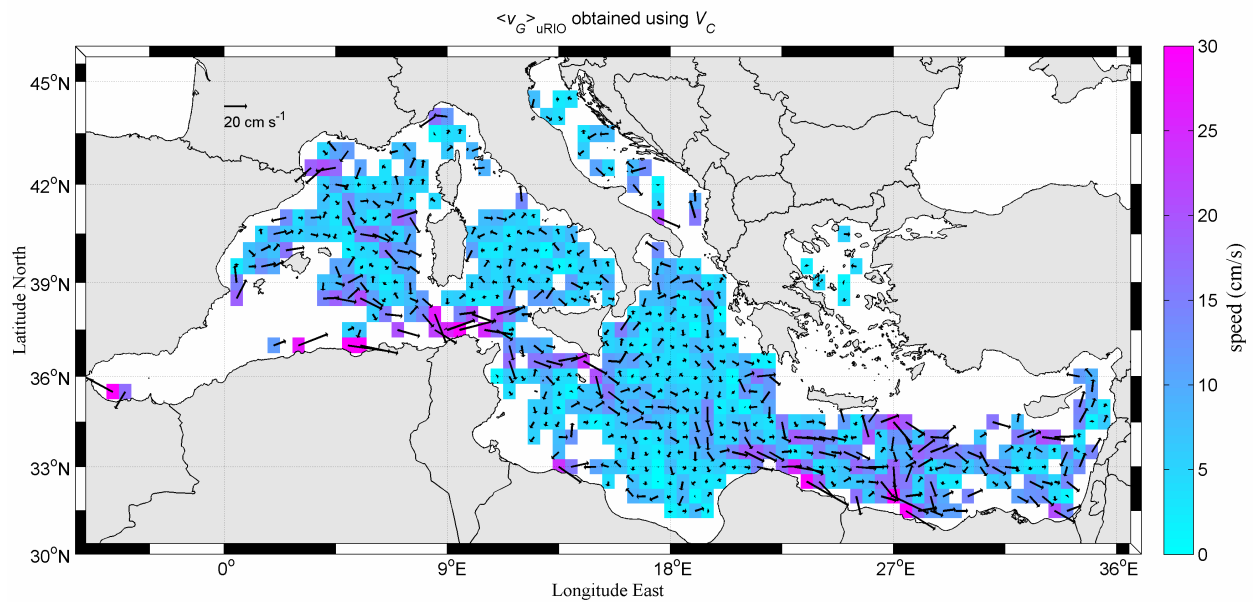


Figura 31. Velocità geostrofica 'unbiased' $\langle v_G \rangle_{uRIO}$ ottenuta combinando le velocità geostrofiche medie di Rio et al. (2007) e le anomalie della velocità geostrofica.

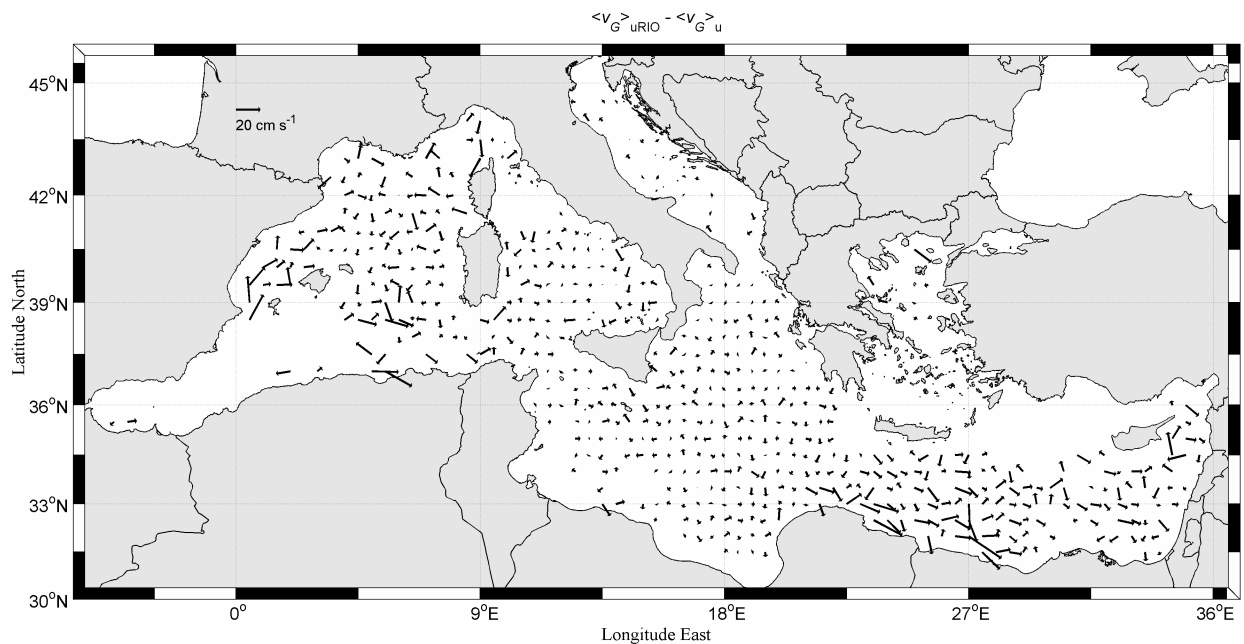


Figura 32. Differenza tra $\langle v_G \rangle_{uRIO}$ e $\langle v_G \rangle_u$.

- geostrofiche dei drifter, le anomalie della velocità geostrofica da satellite ed i risultati di modelli di circolazione. Invece le velocità geostrofiche ‘unbiased’, prodotte in questo lavoro utilizzando il metodo di Centurioni et al. (2008) e di Niiler et al. (2003), non si basano su output di modelli;
- il data-set di drifter utilizzato in questo lavoro non coincide con quello utilizzato da Rio et al. (2007);

il metodo applicato in questo lavoro prevede l'utilizzo di un aggiustamento locale dell'ampiezza delle anomalie della velocità da satellite, costituito dalla slope A .

6. Correnti geostrofiche valutate per i drifter SVP con drogue a 12.5-15 m

Il data-set totale utilizzato nelle sezioni precedenti deriva da drifter di diverso tipo che misurano le correnti a varie profondità nello strato superficiale (*Tabella 2*); poiché le correnti in prossimità della superficie risultano in genere più intense di quelle sottostanti, è possibile che la disomogeneità nella misura diventi una sorgente di errore nel calcolo delle correnti geostrofiche. Per approfondire questo aspetto, abbiamo ripetuto le elaborazioni dei paragrafi 3 e 4 (calcolo delle correnti di Ekman e delle correnti geostrofiche ‘unbiased’), considerando solo i dati degli SVP equipaggiati con drogue a 15 m ed a 12.5 m di profondità (SVP15). Infine abbiamo confrontato le correnti geostrofiche ottenute dagli SVP15 con quelle ottenute dal data-set totale.

I dati SVP15 includono gli strumenti che hanno mantenuto la drogue ed anche quelli che l'hanno persa durante la permanenza in mare; il periodo di attività di questi drifter va dal 19 luglio 1995 al 24 giugno 2009. La *Figura 33* mostra le traiettorie dei 242 drifter SVP15; i drifter SVP15 del Mar Nero (59 strumenti) sono stati esclusi da questa elaborazione e non sono quindi riportati in *Figura 33*.

La *Figura 34* mostra il valor medio del campo di correnti V_{D15} realizzato dai dati dei drifter SVP15, attraverso l'applicazione del metodo pseudo-Euleriano in bin di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. La velocità media su tutto il bacino è di 12 cm/s; i valori massimi di ~ 50 cm/s si osservano in corrispondenza della corrente Liguro-Provenzale, nelle strutture vorticosi del Bacino

Algerino e nel Canale di Sicilia; velocità tra i 30 cm/s e 40 cm/s si osservano nel Bacino Levantino, in corrispondenza dello Ierapetra Eddy e lungo la costa meridionale della Turchia. Le correnti di Ekman, V_{E15} , sono state ottenute applicando al data-set SVP15 il modello di regressione descritto dall'Eq (3). Il campo medio per il periodo in esame (*Figura 35*), suddiviso in bin di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, mostra l'andamento prevalentemente meridionale delle correnti indotte dal vento; il valor medio su tutto il bacino è di ~ 2.7 cm/s con valori che arrivano a 18 cm/s nel Bacino Levantino e che superano i 10 cm/s in alcuni bin dello Ionio e del Bacino Algerino-Provenzale.

Le correnti di Ekman V_{E15} sono state sottratte alle correnti dei drifter V_{D15} per ottenere il campo di geostrofiche V_{DG15} (non mostrato); V_{DG15} è stato poi mediato su periodi di 7 giorni in bin di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ per renderlo confrontabile con i dati di anomalia delle correnti geostrofiche (v'_{SLA}); i bin con meno di 5 osservazioni settimanali non sono stati presi in considerazione. Il numero di settimane in cui sono presenti i dati dei drifter all'interno di ogni bin è rappresentato in *Figura 36*; i bin con meno di 4 settimane di dati non sono stati presi in considerazione.

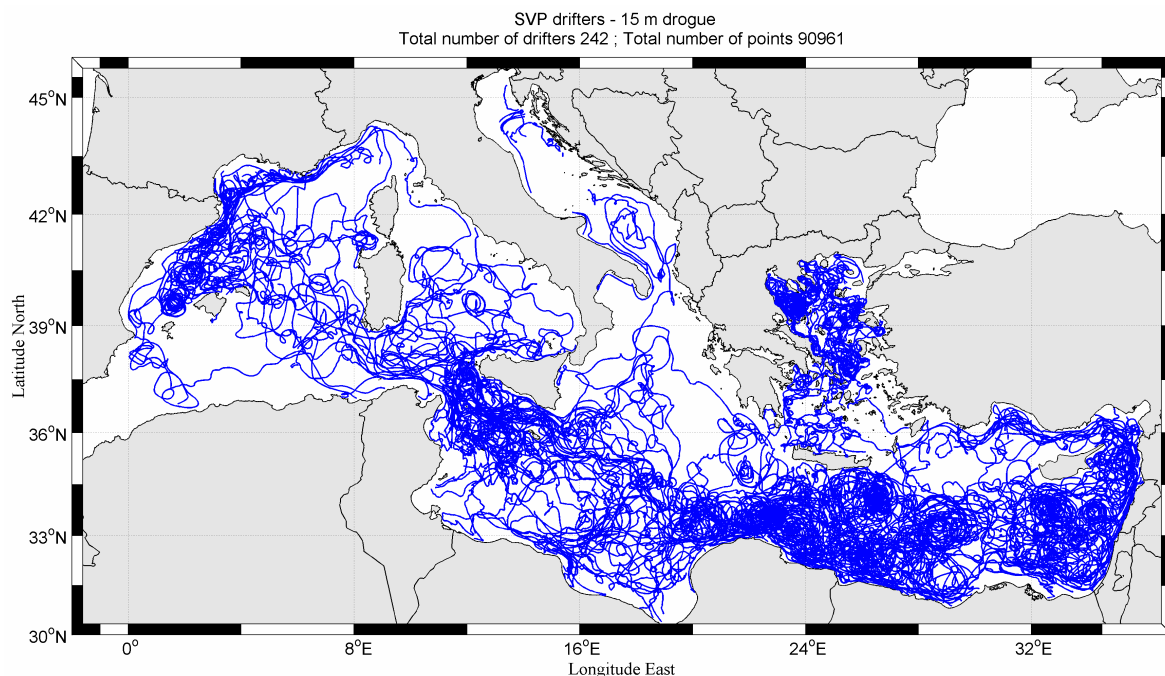


Figura 33. Traiettorie dei drifter SVP15.

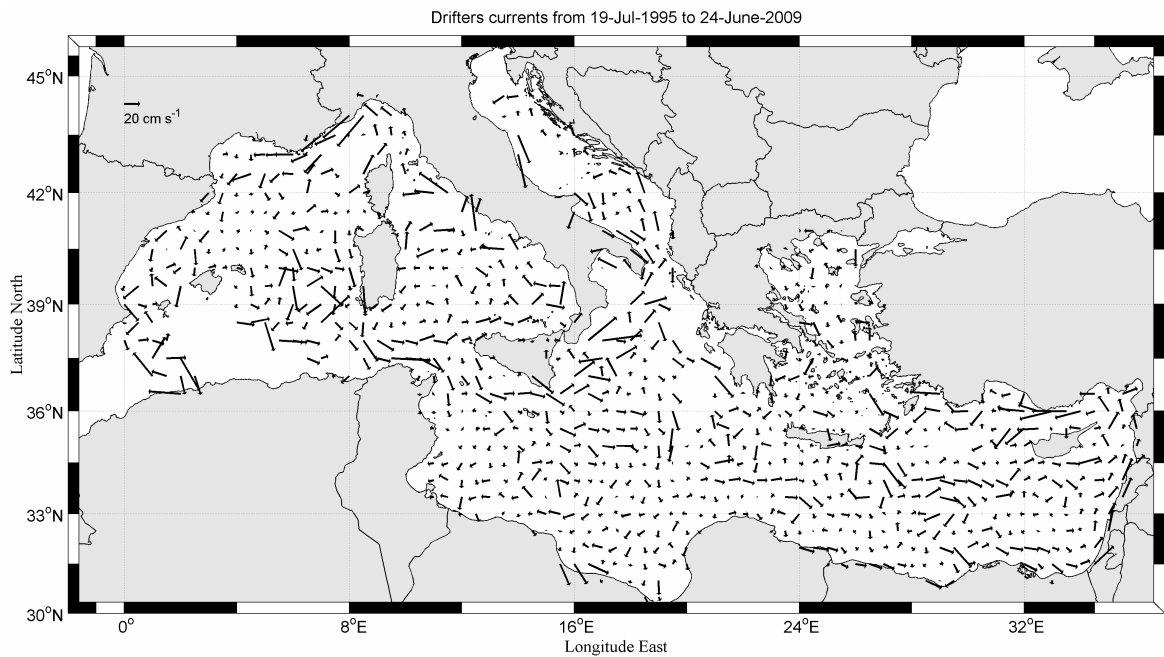


Figura 34. Mappa media delle correnti misurate dai drifter SVP15, in bin di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ nel periodo luglio 1995 – giugno 2009.

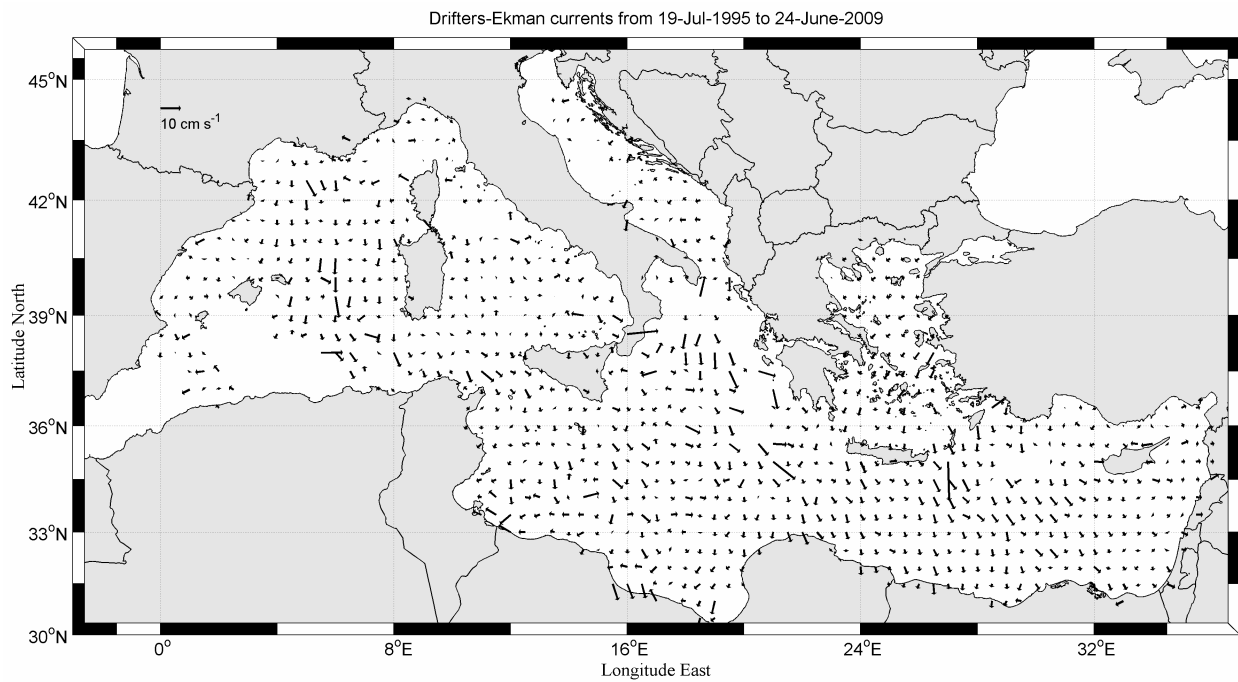


Figura 35. Correnti medie di Ekman, in bin di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, relative al data-set SVP15.

La correlazione tra le anomalie della corrente geostrofica dei drifter e da satellite, espressa dall'Eq (11) ed applicata al data-set degli SVP15, è mostrata in *Figura 37*; i due data-set risultano ben correlati principalmente nello Ionio meridionale e nel Bacino Levantino. Nei bin con elevata correlazione è stata applicata l'Eq (13). La slope A (*Figura 38*) assume valori che vanno da 0.01 a 2.34, con un valor medio su tutto il bacino di 0.75; il fattore correttivo, valido per il periodo luglio 1995 – giugno 2009, da applicare alle correnti medie dei drifter per ottenere il campo di velocità geostrofiche ‘unbiased’ è dato da $A(\langle v'_{SLA} \rangle_u - \langle v'_{SLA} \rangle_D)$ ed è rappresentato in *Figura 39*; il valore medio su tutto il bacino è di 0.6 cm/s; il valore massimo di 3.6 cm/s si raggiunge nel Bacino Levantino.

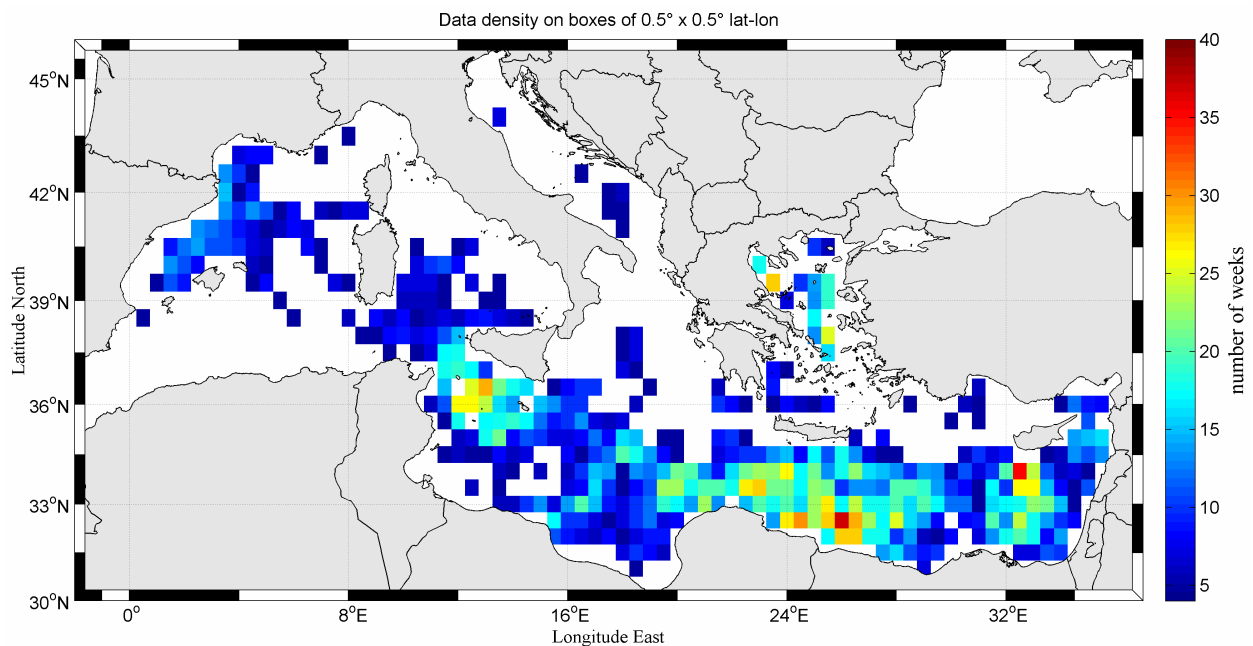


Figura 36. Distribuzione spaziale della quantità di settimane in cui sono presenti i dati dei drifter nel periodo luglio 1995 - giugno 2009. I bin con meno di 4 settimane di dati non sono stati considerati.

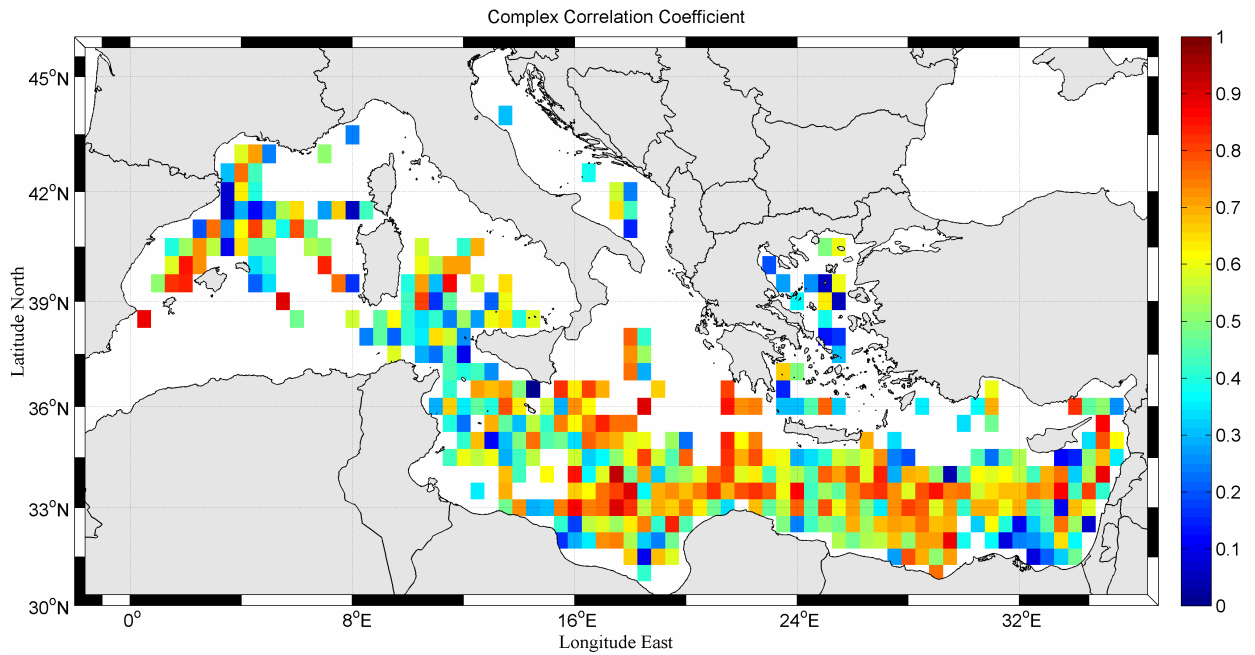


Figura 37. Correlazione tra le anomalie della corrente geostrofica da satellite e dei drifter in bin di $0.5^\circ \times 0.5$. I bin con meno di 4 settimane di dati non sono stati considerati.

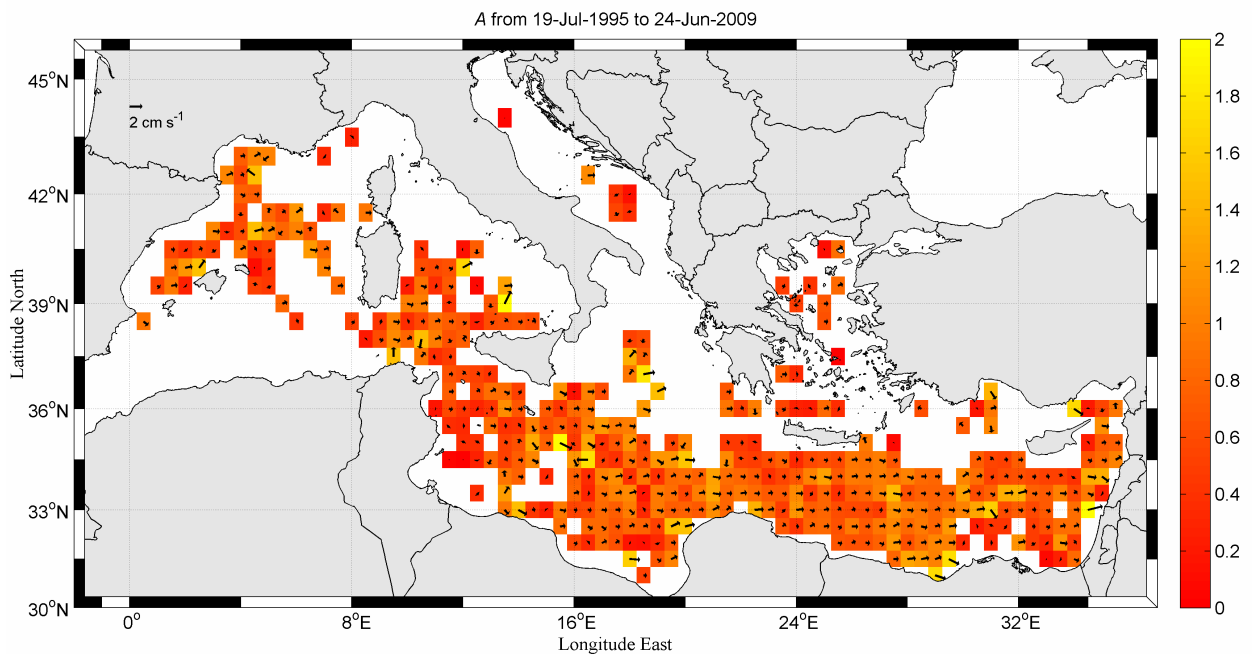


Figura 38. Rappresentazione vettoriale e ampiezza per bin della slope A per i drifter SVP15.

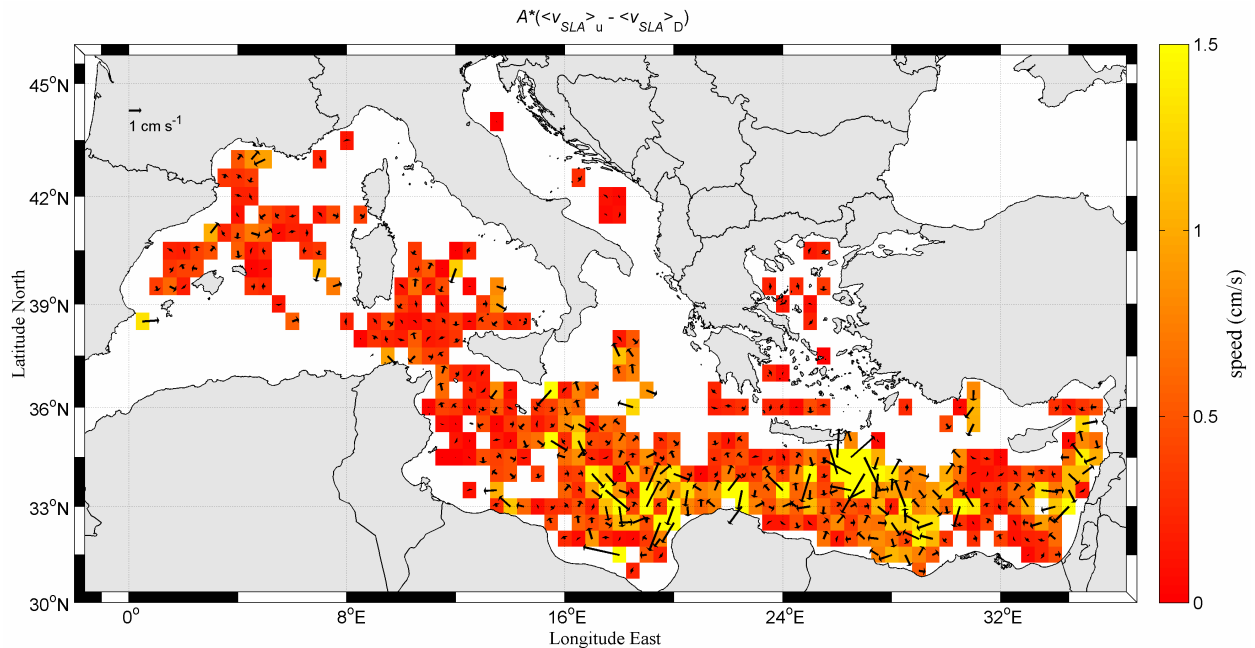


Figura 39. Differenza tra le medie ‘unbiased’ $\langle v'_{SLA} \rangle_u$ e ‘biased’ $\langle v'_{SLA} \rangle_D$ della corrente geostrofica per i drifter SVP15.

Di seguito riportiamo le statistiche pseudo-Euleriane (flusso geostrofico medio, varianza ed energia cinetica) mettendo a confronto i risultati ottenuti per i campi di velocità geostrofiche SVP15 ‘biased’ ed ‘unbiased’.

La media delle velocità geostrofiche ‘unbiased’ $\langle v_G \rangle_u$ su tutto il bacino, ottenuta applicando l’Eq (13) al data-set SVP15 (Figura 40a), è di 9.2 cm/s; i valori massimi, tra 30 cm/s e 45 cm/s si raggiungono nel Canale di Sardegna e lungo la costa Tunisina; valori di 15-20 cm/s si osservano nel Canale di Sicilia e nel Tirreno meridionale; nel Bacino Ligure-Provenzale e Levantino si raggiungono valori massimi di 20-30 cm/s. Le velocità geostrofiche ‘biased’ (Figura 40b) risultano più intense di $\langle v_G \rangle_u$, con un valor medio di 10.4 cm/s; lungo la costa Tunisina si raggiungono valori massimi di 47 cm/s; il Canale di Sicilia ed il Tirreno meridionale sono caratterizzati da correnti nell’ordine dei 20-25 cm/s; nel Bacino Levantino si raggiungono velocità di 30-35 cm/s.

Il campo di correnti ‘unbiased’ è caratterizzato da minore variabilità (*Figura 41a*; valor medio di $\sim 39 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) rispetto al campo di correnti ‘biased’ (*Figura 41b*; valor medio di $\sim 109 \text{ cm}^2/\text{s}^2$); i valori massimi si raggiungono in entrambi i casi nel Bacino Levantino.

La distribuzione di MKE per le correnti ‘unbiased’ (*Figura 42a*) e ‘biased’ (*Figura 42b*) risulta molto simile; i valori medi sono intorno ai $60 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ ed i valori massimi, superiori a $500 \text{ cm}^2/\text{s}^2$, si raggiungono in corrispondenza delle correnti più intense (costa della Tunisia e Ierapetra Eddy). La EKE associata alle correnti ‘unbiased’ (*Figura 43a*; valor medio $60 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) è invece molto ridotta rispetto a quella delle correnti ‘biased’ (*Figura 43b*; valor medio $150 \text{ cm}^2/\text{s}^2$); i valori massimi, superiori a $600 \text{ cm}^2/\text{s}^2$, si osservano in entrambi i casi in corrispondenza dello Ierapetra Eddy.

Le correnti geostrofiche ottenute dal data-set SVP15 (*Figura 40a*) risultano più intense di quelle ottenute dal data-set totale (*Figura 25a*) in tutti i bin presi in considerazione. Il valor medio della differenza tra le velocità SVP15 e le velocità del data-set totale è di 2.6 cm/s ; i bin statisticamente più rilevanti, in cui la densità dei dati di SVP15 è confrontabile con quella del data-set totale, presentano differenze inferiori ad 1 cm/s . La variabilità dei due campi di corrente risulta confrontabile, con valori massimi di $400 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ nel Bacino Levantino (*Figura 26a*; *Figura 41a*). La MKE di SVP15 (*Figura 42a*) raggiunge valori più alti rispetto alla MKE del data-set totale (*Figura 27a*), con differenze massime di $\sim 100 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ nell’area dello Ierapetra Eddy; non si rilevano significative variazioni della EKE per i due data-set (*Figura 27b*; *Figura 43a*).

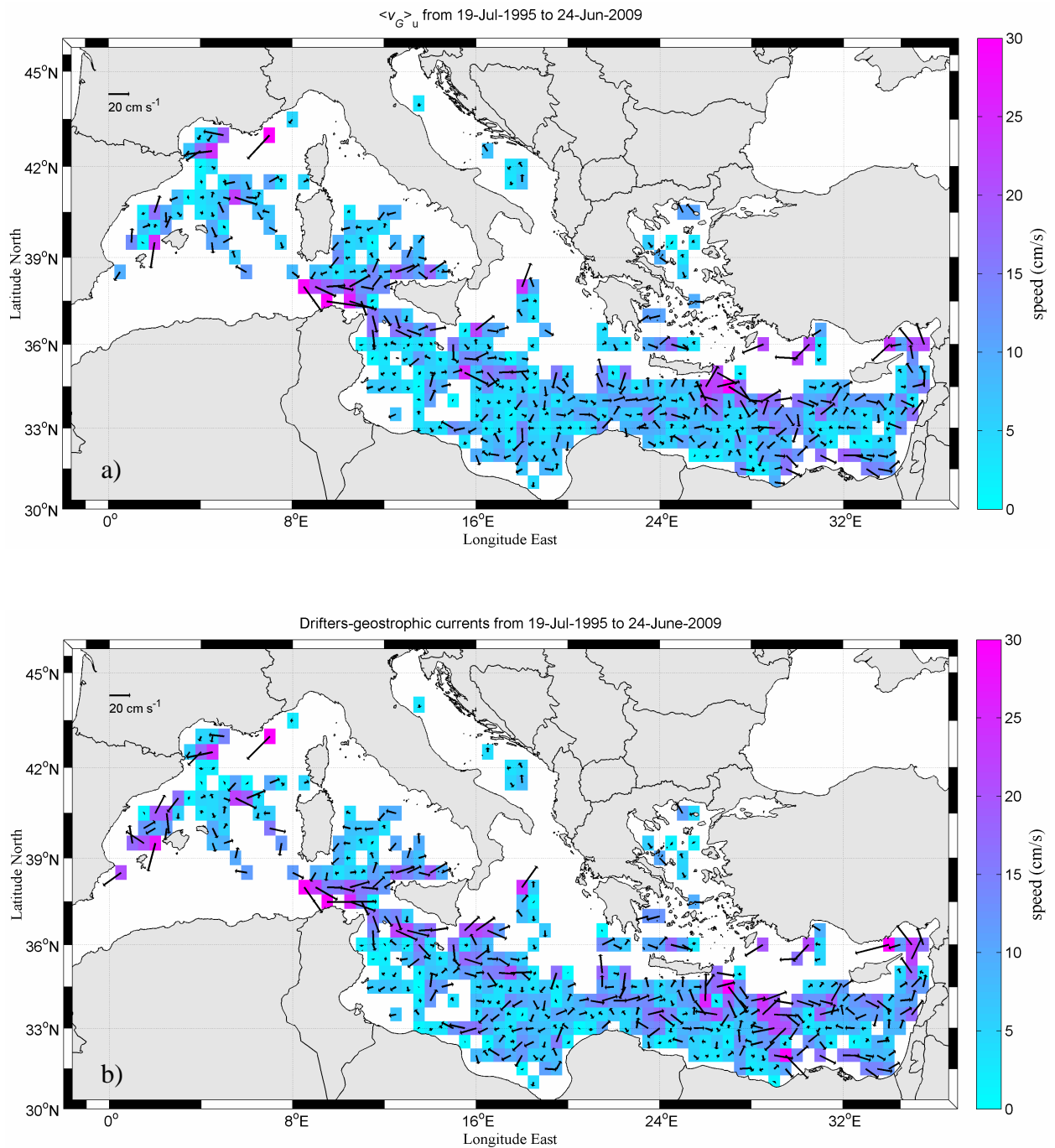


Figura 40. (a) Media 'unbiased' della velocità geostrofica $\langle v_G \rangle_u$ ottenuta combinando le velocità geostrofiche dei drifter SVP15 e le anomalie della velocità geostrofica da satellite; (b) mappa media delle correnti geostrofiche 'biased' ottenuta dalle medie settimanali delle correnti geostrofiche dei drifter.

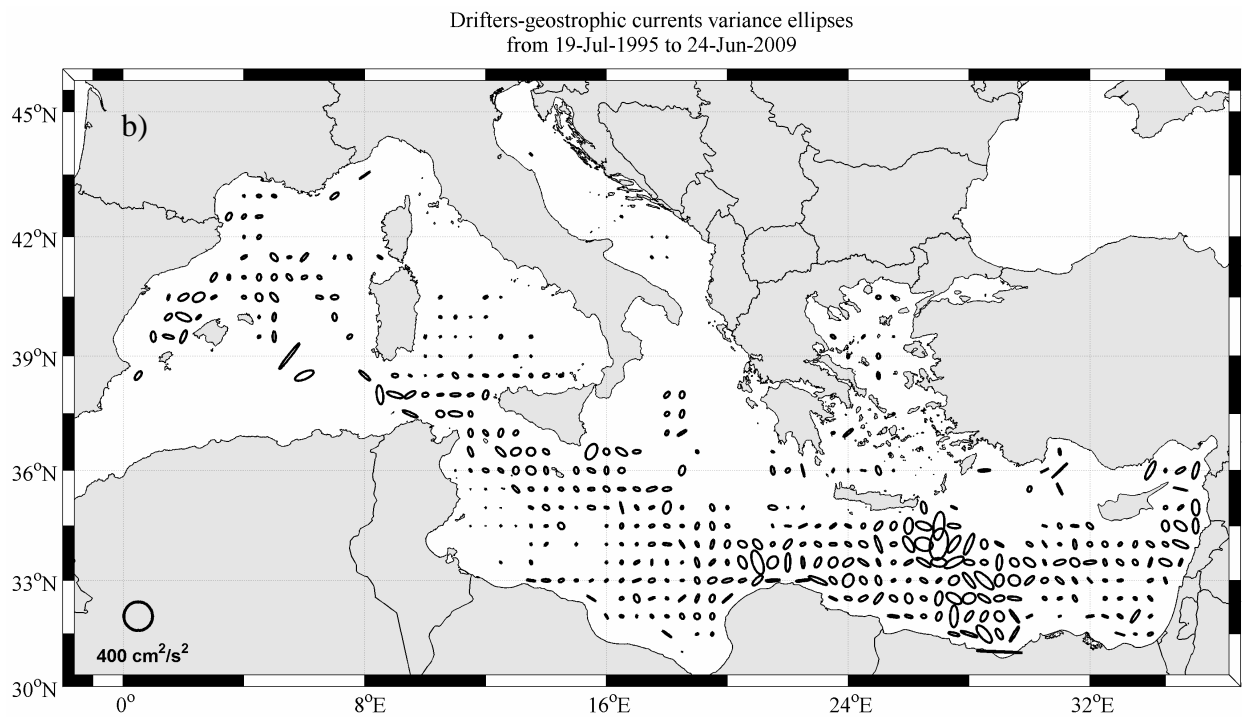
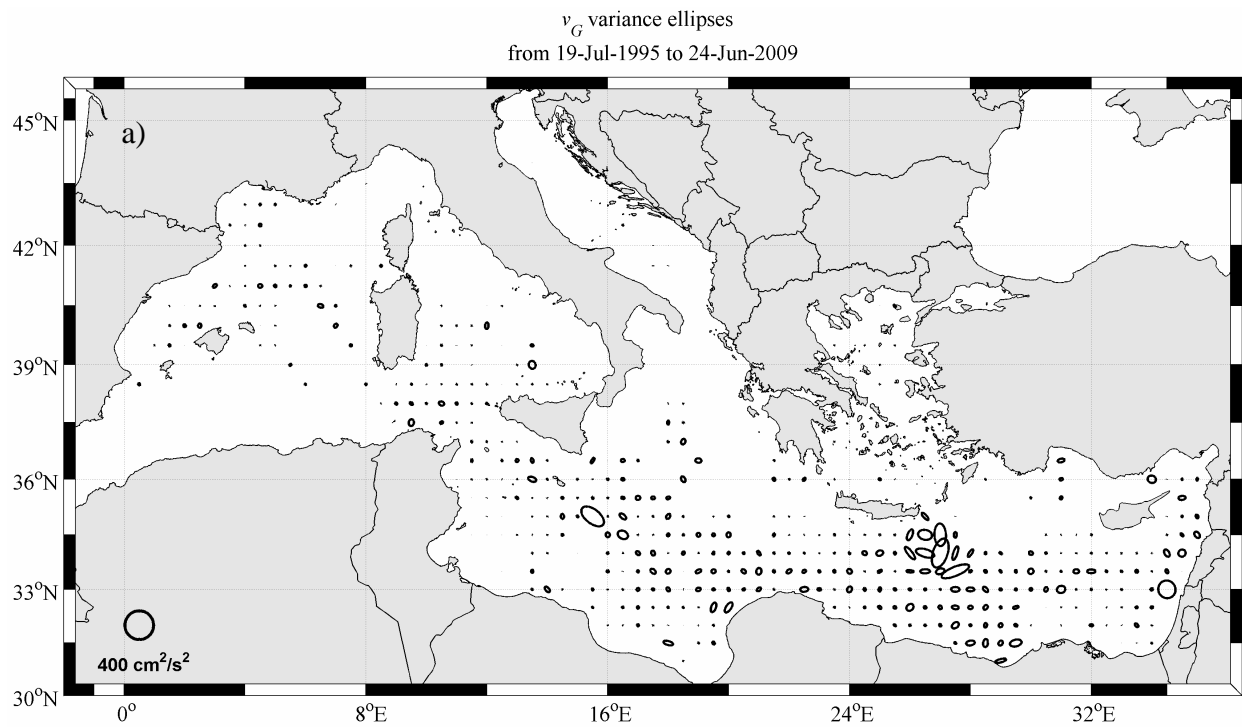


Figura 41. (a) Ellissi di varianza relative alla velocità geostrofica ‘unbiased’ v_G mostrata in Figura 40 a; (b) ellissi di varianza relative alla velocità geostrofica ‘biased’ mostrata in Figura 40 b.

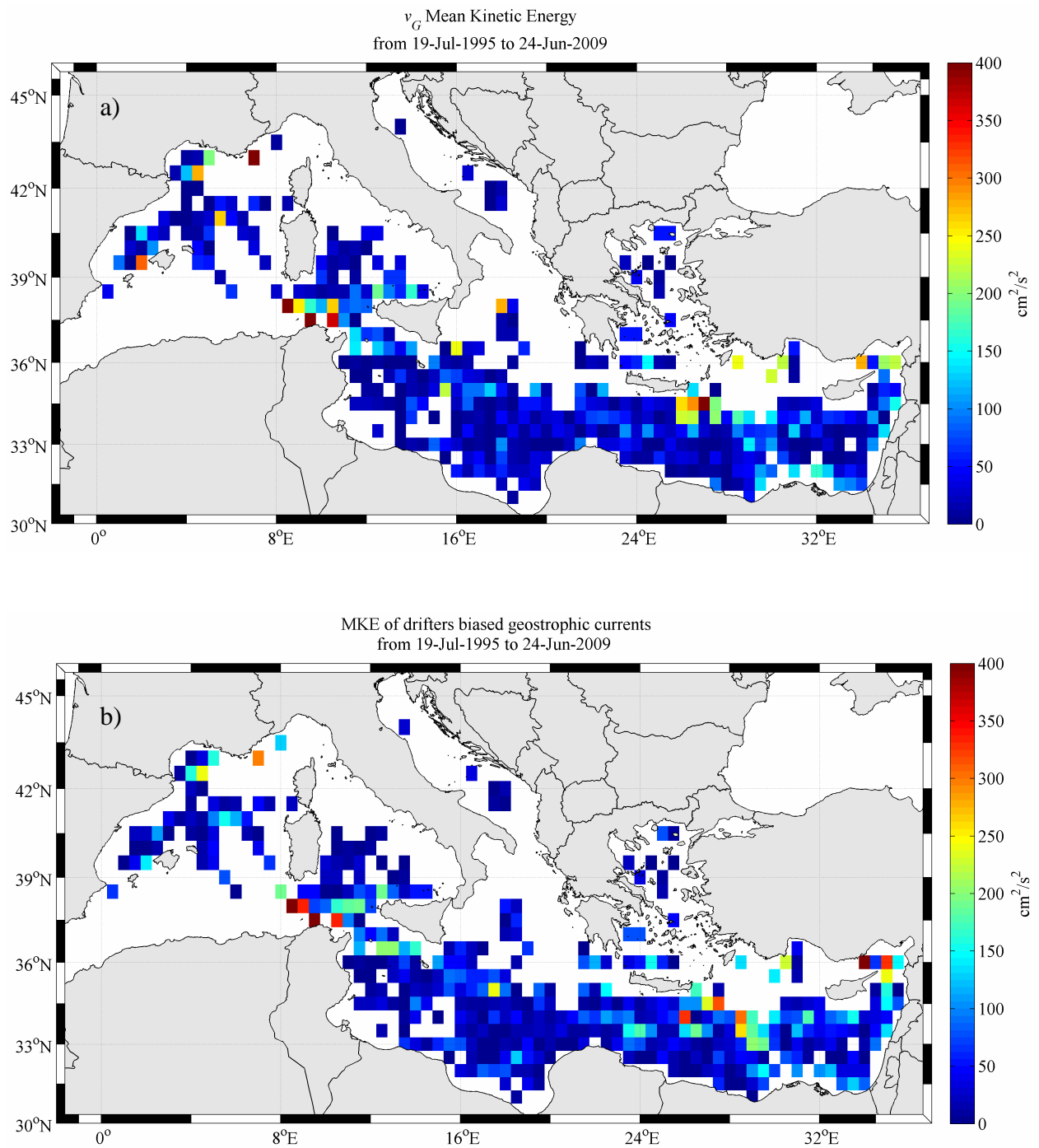


Figura 42. Energia cinetica media MKE del campo di correnti geostrofiche SVP15 'unbiased' (a) e 'biased' (b).

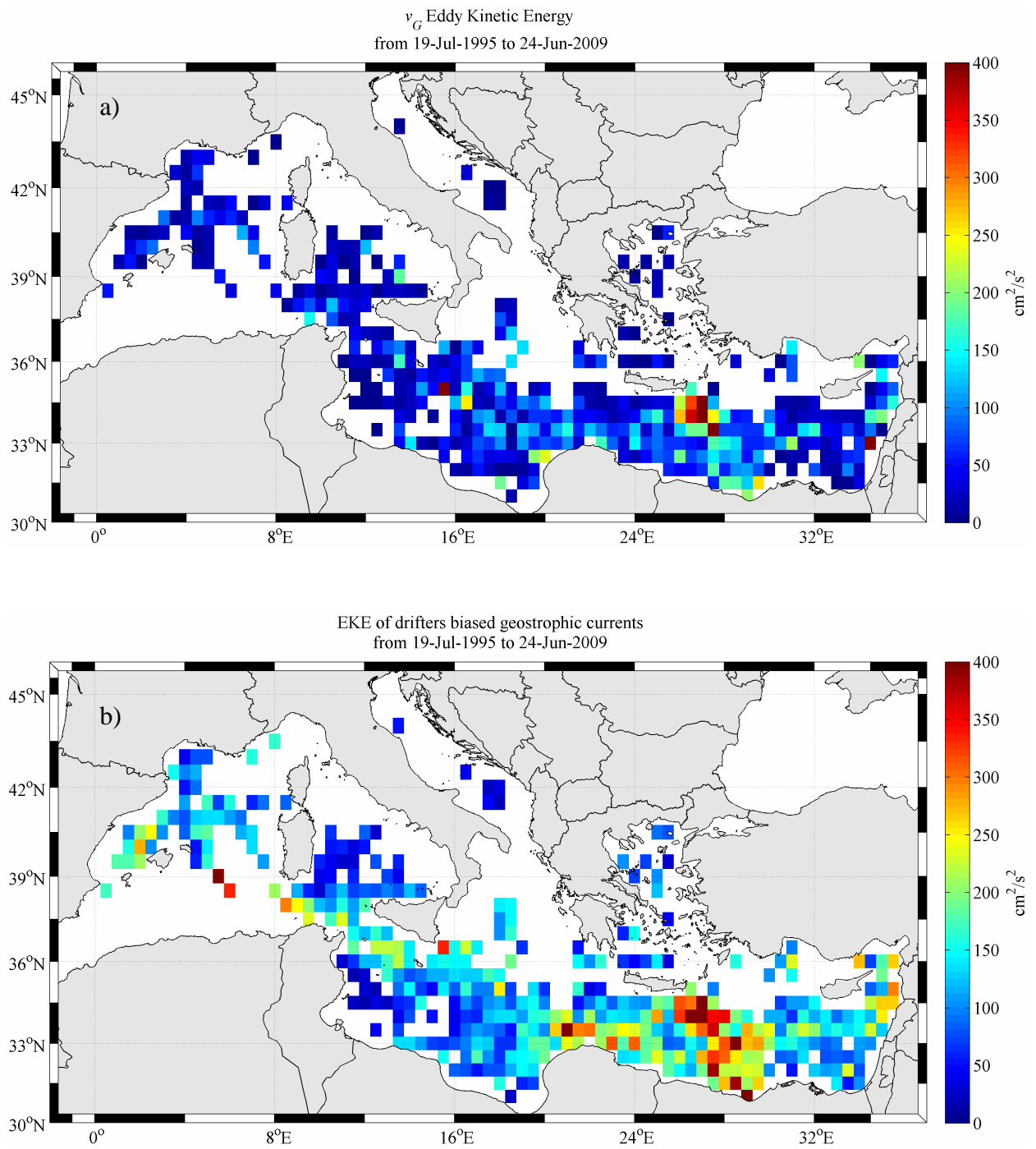


Figura 43. Energia cinetica media EKE del campo di correnti geostrofiche SVP15 ‘unbiased’ (a) e ‘biased’ (b).

7. Correnti geostrofiche nel Mar Ionio

In questa sezione applichiamo il metodo utilizzato nel paragrafo 4 per valutare le correnti geostrofiche nel Mar Ionio. Le mappe pseudo-Euleriane, raffiguranti il flusso geostrofico medio, le ellissi di varianza e l'energia cinetica, sono realizzate per l'intero data-set (paragrafo 7.1), separando i dati in modo da studiare l'inversione della circolazione superficiale del Mar Ionio avvenuta a metà del 1997 (paragrafo 7.2), ed infine suddividendo i dati per stagioni di durata semestrale, che chiamiamo 'extended seasons' (paragrafo 7.3). L'analisi è estesa anche al Mar Tirreno e all'Adriatico meridionale, ma i risultati relativi a tali regioni non sono commentati in questo rapporto.

7.1 Statistiche pseudo-Euleriane nel periodo ottobre 1992 – giugno 2009

I risultati ottenuti nel paragrafo 4 in merito alla circolazione geostrofica nel Mediterraneo, vengono qui di seguito riproposti focalizzando l'attenzione sul Bacino Ionico. Il numero di settimane di dati disponibili varia da 15 a 40 (*Figura 44a*) e la correlazione tra le anomalie della corrente geostrofica dei drifter e quelle dei dati da satellite raggiunge valori tra 0.7 e 0.9 nelle aree centrali del bacino (*Figura 44b*).

Le statistiche pseudo-Euleriane sono state realizzate, in bin di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, sia per le correnti geostrofiche 'biased' derivate dalle medie settimanali dei dati dei drifter che per le correnti geostrofiche 'unbiased' $\langle v_G \rangle_u$ ottenute combinando le velocità geostrofiche dei drifter e le anomalie della velocità geostrofica da satellite.

Le mappe medie delle correnti geostrofiche nel Mar Ionio sono rappresentate in *Figura 45*. La circolazione superficiale è caratterizzata da due strutture anticicloniche, rispettivamente localizzate nella parte settentrionale e meridionale del bacino, separate da una intensa corrente (velocità di 20-30 cm/s) detta Atlantic-Ionian Stream (Robinson et al, 1999; Poulain and Zambianchi, 2007) proveniente dal Canale di Sicilia e diretta a sud-est verso il Bacino Levantino. Il campo di correnti 'biased' (*Figura 45a*) è caratterizzato da velocità più intense di quello 'unbiased' (*Figura 45b*); le differenze maggiori, dell'ordine di 6-7 cm/s, si osservano nel ramo discendente della struttura ciclonica settentrionale e in corrispondenza dell'Atlantic-Ionian Stream.

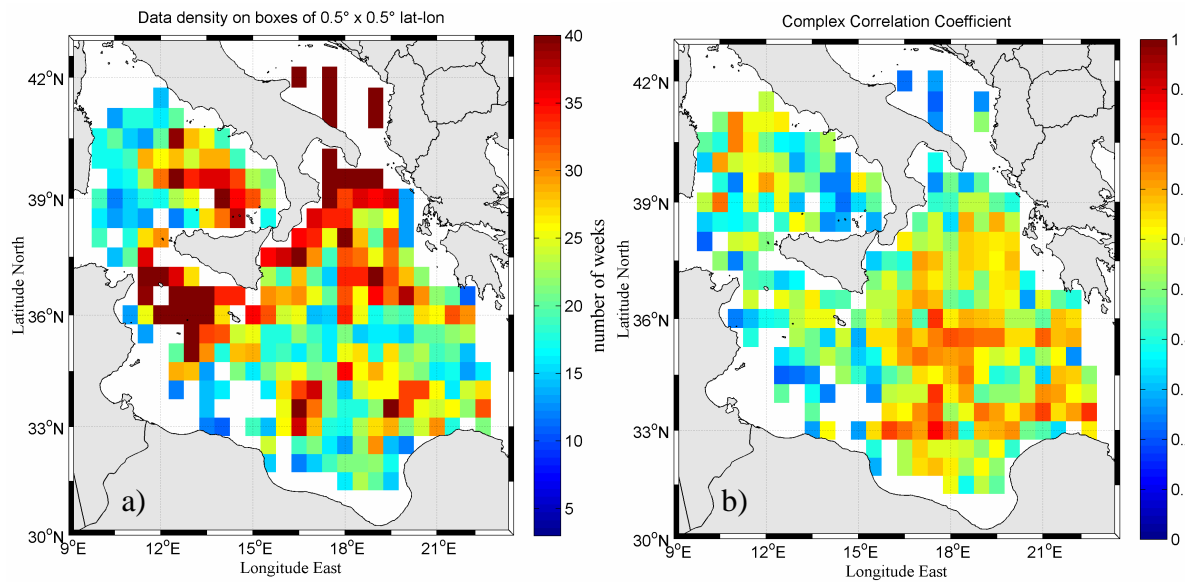


Figura 44. (a) Numero di settimane in cui sono presenti i dati dei drifter e (b) correlazione tra le anomalie della corrente geostrofica da satellite e dei drifter nel Mar Ionio nel periodo 1992 – 2009. I bin con meno di 10 settimane di dati non sono stati considerati.

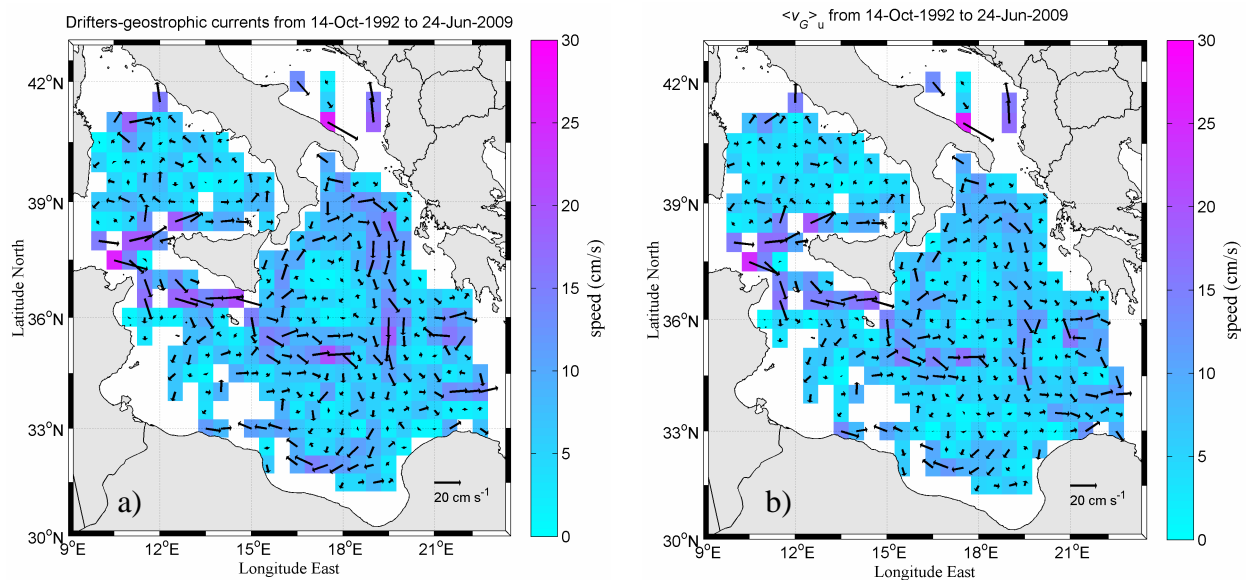


Figura 45. (a) Mappa media delle correnti geostrofiche ‘biased’ ottenuta dalle medie settimanali delle correnti geostrofiche dei drifter; (b) media ‘unbiased’ della velocità geostrofica ottenuta combinando le velocità geostrofiche dei drifter e le anomalie della velocità geostrofica da satellite. I bin con meno di 10 settimane di dati non sono stati considerati.

I campi di varianza corrispondenti alle correnti geostrofiche ‘biased’ e ‘unbiased’ sono rappresentati in *Figura 46*. La massima variabilità del campo di correnti ‘biased’ (*Figura 46a*), di $\sim 400 \text{ cm}^2/\text{s}^2$, si osserva lungo le coste orientali della Sicilia e della Calabria; valori di $250\text{-}300 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ si raggiungono nella regione sud orientale del Bacino Ionico, in vicinanza della costa Tunisina. La variabilità del campo di correnti ‘unbiased’ (*Figura 46b*) risulta notevolmente ridotta rispetto a quella del campo di correnti ‘biased’, con valori massimi di circa $200 \text{ cm}^2/\text{s}^2$.

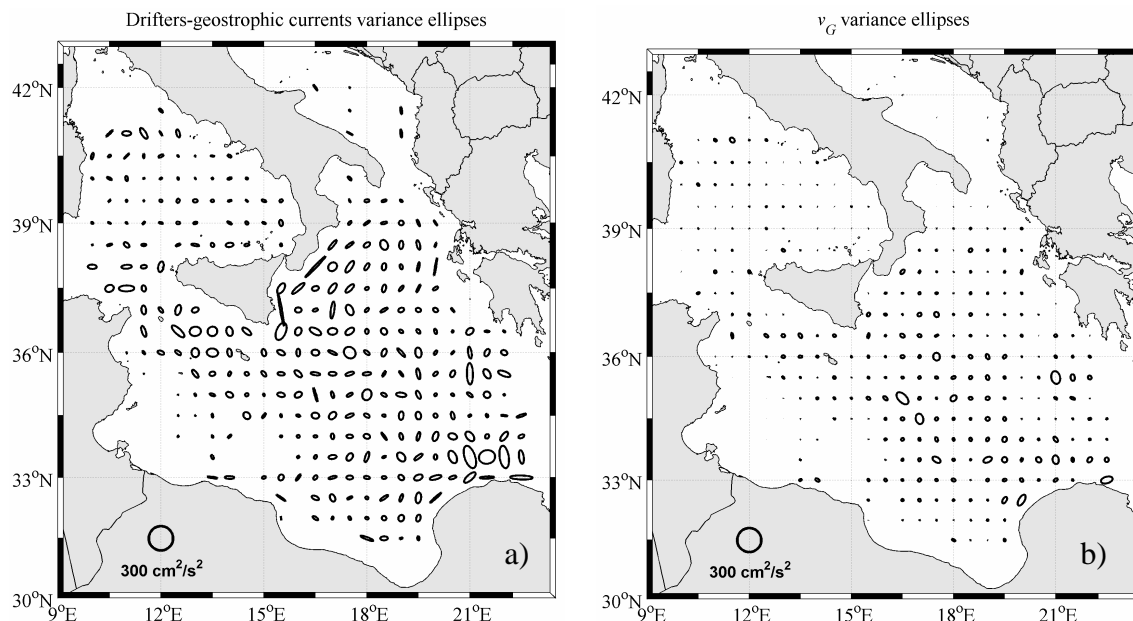


Figura 46. (a) Ellissi di varianza relative alla velocità geostrofica ‘biased’ mostrata in Figura 45a; (b) ellissi di varianza relative alla velocità geostrofica ‘unbiased’ v_G mostrata in Figura 45b. I bin con meno di 10 settimane di dati non sono stati considerati.

L’energia cinetica media relativa alle correnti ‘biased’ (*Figura 47a*) ha un valor medio su tutto il bacino pari a $\sim 39 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ e presenta una distribuzione molto simile a quella delle correnti ‘unbiased’ (*Figura 47b*), il cui valor medio è par a $\sim 32 \text{ cm}^2/\text{s}^2$. L’energia cinetica turbolenta relativa al campo di correnti ‘biased’ (*Figura 47c*) raggiunge invece valori più alti (valor medio su tutto il bacino $\sim 119 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) di quella relativa al campo di correnti ‘unbiased’ (*Figura 47d*) (valor medio su tutto il bacino $\sim 47 \text{ cm}^2/\text{s}^2$).

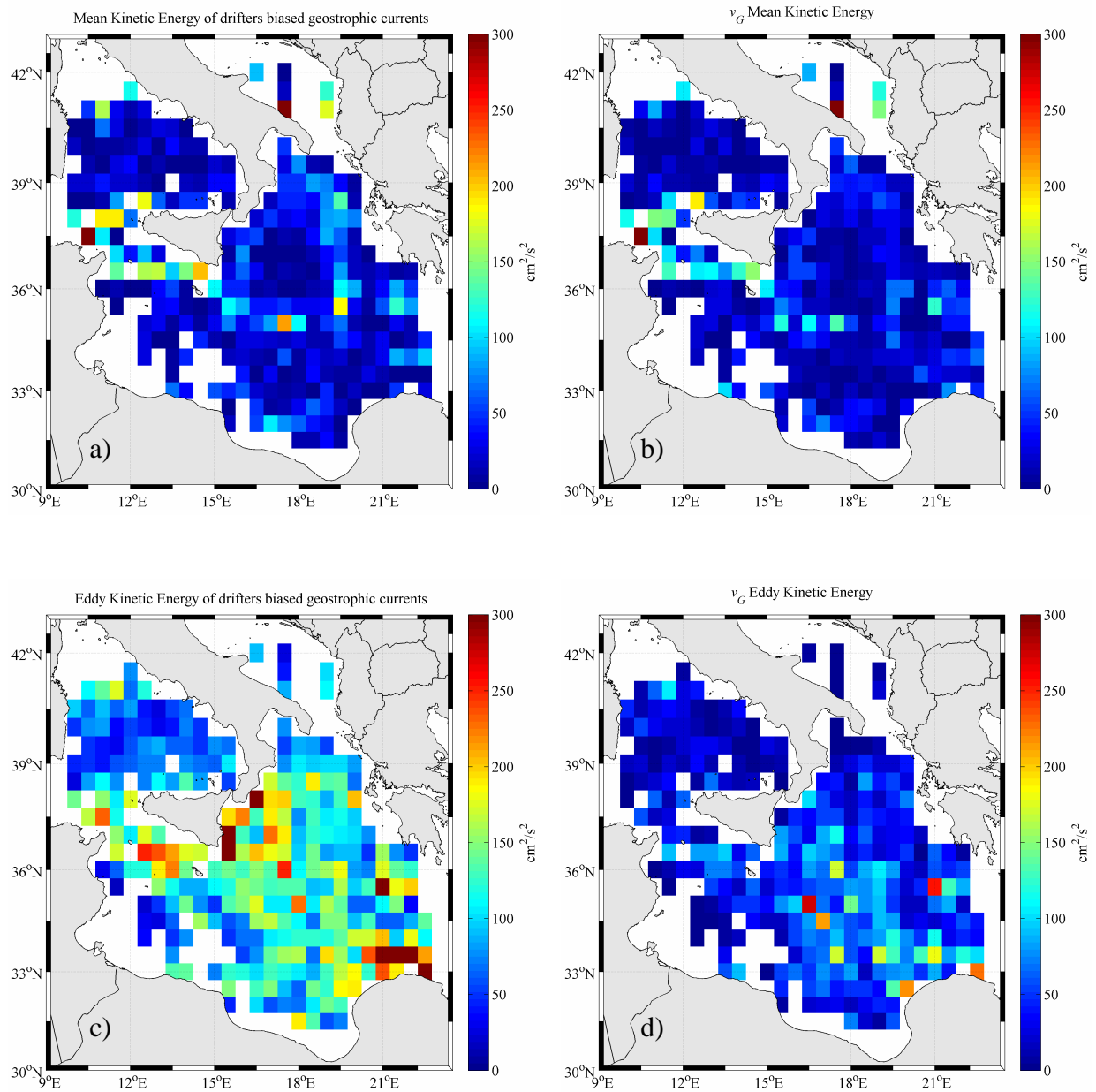


Figura 47. Energia cinetica media MKE del campo di correnti geostrofiche 'biased' (a) ed 'unbiased' (b); energia cinetica turbolenta EKE del campo di correnti geostrofiche 'biased' (c) ed 'unbiased' (d). I bin con meno di 10 settimane di dati non sono stati considerati.

7.2 Correnti geostrofiche e statistiche pseudo-Euleriane prima e dopo il 1 luglio 1997

Gli studi effettuati negli ultimi anni (Borzelli et al., 2009; Gačić et al., 2010) basati sull'analisi dei dati di ADT (Absolute Dynamic Topography) e di SST (Sea Surface Temperature) nel periodo compreso tra il 1993 ed il 2008, hanno riscontrato un rapido e netto cambiamento della circolazione superficiale nel Mar Ionio a partire dalla metà del 1997. Questo cambiamento, presumibilmente associato all'Eastern Mediterranean Transient (EMT), consiste in un'inversione completa della circolazione superficiale dello Ionio da anticiclonica a ciclonica.

L'inversione di circolazione è documentata anche dai dati da satellite utilizzati in questo lavoro. La mappa media di AGV (Absolute Geostrophic Velocities) nel periodo antecedente al 1 luglio 1997 mostra una netta circolazione in senso anticiclonico nella parte centro-settentrionale del bacino con correnti di 10-20 cm/s (*Figura 48a*); dopo il 1 luglio 1997 (*Figura 48b*) la struttura anticiclonica persiste nella parte centrale, mentre la parte settentrionale dello Ionio è caratterizzata da una circolazione di tipo ciclonico con velocità massime di 16 cm/s. Lo stesso tipo di inversione si riscontra anche nelle mappe medie di anomalia delle correnti geostrofiche (*Figura 48c*; *Figura 48d*). Il Pelops Gyre, con un diametro di ~ 250 km, è facilmente individuabile nel periodo successivo al 1 luglio 1997 (*Figura 48b*; *Figura 48d*), mentre non è visibile nel periodo precedente al 1 luglio 1997 per via delle dimensioni ridotte (vedi la *Figura 2* in Gačić et al., 2010).

Le velocità geostrofiche dei drifter v_{DG} (definite nel paragrafo 4), suddivise nei due periodi presi in esame (14 ottobre 1992 – 30 giugno 1997 e 1 luglio 1997 – 24 giugno 2009), sono state analizzate separatamente eliminando i bin con meno di 3 settimane di dati ed i bin caratterizzati da scarsa correlazione (inferiore a 0.5) con le anomalie della velocità geostrofica da satellite.

Le mappe medie delle correnti geostrofiche 'biased' ed 'unbiased' nel Mar Ionio per i due periodi in esame, sono rappresentate in *Figura 49*. Nel periodo antecedente al 1 luglio 1997 le correnti geostrofiche 'biased' (*Figura 49a*) dei drifter confermano la circolazione anticiclonica già osservata per i dati AGV (*Figura 48a*), ma mostrano velocità molto più intense che superano i 30 cm/s nel ramo occidentale ed i 15-20 cm/s nel ramo orientale della struttura anticiclonica. Le correnti geostrofiche 'unbiased' (*Figura 49c*) mostrano lo stesso andamento della 'biased' con velocità che diminuiscono di 1-6 cm/s, in particolare nel ramo orientale della struttura anticiclonica; il ramo settentrionale mantiene velocità che superano i

30 cm/s. Le correnti ‘unbiased’ risultano comunque più intense di quelle AGV, con differenze che arrivano a 15-20 cm/s nel ramo occidentale ed a 8-10 cm/s nel ramo orientale della struttura ciclonica.

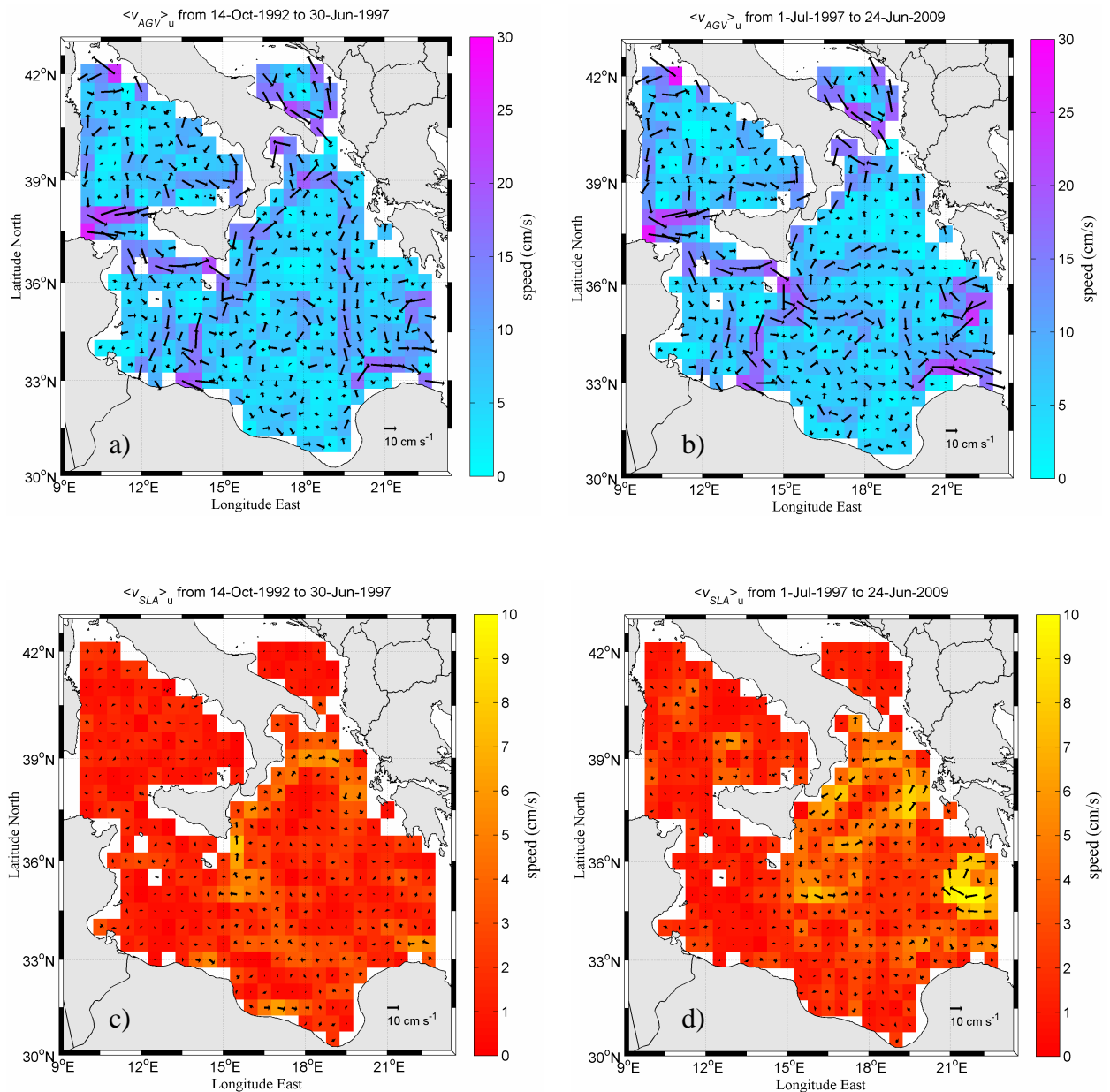


Figura 48. Correnti geostrofiche medie da satellite (AGV) per il periodo 14 ottobre 1992 – 30 giugno 1997 (a) e per il periodo 1 luglio 1997 – 24 giugno 2009 (b); medie delle anomalie della corrente geostrofica da satellite per i periodi 14 ottobre 1992 – 30 giugno 1997 (c) e 1 luglio 1997 – 24 giugno 2009 (d).

Nel periodo successivo al 1 luglio 1997 le correnti geostrofiche ‘biased’ (*Figura 49b*) mostrano una inversione della circolazione nella parte nord-occidentale del bacino, lungo le coste orientali della Sicilia e della Calabria, con il flusso diretto a sud-ovest (velocità tra 10 cm/s e 20 cm/s); nella parte nord-orientale la corrente è diretta a sud-est, così come avveniva nel periodo antecedente al 1 luglio 1997, con velocità di 5-10 cm/s. Non si può parlare quindi di una vera e propria rotazione ciclonica, ma piuttosto di una inversione della corrente lungo le coste nord-occidentali dello Ionio. Nella parte meridionale dello Ionio, tra i 32-35.5° N ed i 14°-18.5° E, si osserva la formazione di una struttura anticiclonica con velocità che superano i 20 cm/s nel ramo settentrionale (corrispondente con l’Atlantic-Ionian Stream); a sud del Peloponneso è chiaramente visibile l’anticiclone di Pelops caratterizzato da intensità tra 15 cm/s e 25 cm/s. Anche in questo caso le correnti geostrofiche ‘unbiased’ (*Figura 49d*) mostrano lo stesso andamento della ‘biased’ con velocità che diminuiscono di 1-6 cm/s in particolare nell’area nord orientale dello Ionio e nella struttura anticiclonica a sud. Dal confronto tra le correnti ‘unbiased’ le AGV (*Figura 48b*) questa volta non riscontriamo solo differenze nell’intensità delle correnti ma anche nelle strutture: nel campo AGV è appena accennata la struttura anticiclonica a sud mentre risulta dominante una struttura anticiclonica localizzata nel centro dello Ionio; questa struttura è assente nei campi di correnti geostrofiche ‘unbiased’ e ‘biased’.

La varianza relativa ai campi di corrente geostrofica ‘biased’ ed ‘unbiased’ per i due periodi in esame è raffigurata in *Figura 50*. Nel periodo antecedente al 1 luglio 1997 i valori medi di varianza su tutto il bacino sono di 77 cm²/s² per il campo di correnti ‘biased’ (*Figura 50a*) e di 24 cm²/s² per il campo di correnti ‘unbiased’ (*Figura 50c*). La variabilità delle correnti nel Mar Ionio risulta maggiore per il periodo successivo al 1 luglio 1997 (*Figura 50b*; *Figura 50d*), caratterizzato da una serie di strutture dinamiche che dominano la circolazione superficiale; i valori medi sono di 87 cm²/s² per il campo di correnti ‘biased’ (*Figura 50b*) e di 30 cm²/s² per il campo di correnti ‘unbiased’ (*Figura 50d*); i valori di varianza più alti (maggiori di 250 cm²/s²) si raggiungono in corrispondenza delle correnti più intense.

La MKE del campo di correnti ‘unbiased’ raggiunge, nel periodo antecedente al 1 luglio 1997 (*Figura 51a*), valori massimi di ~ 400 cm²/s² in corrispondenza del ramo occidentale della struttura anticiclonica; la EKE ha gradienti meno forti della MKE e raggiunge il valore massimo di ~ 300 cm²/s² (*Figura 51c*) con valori inferiori a 100 cm²/s² nella maggior parte dei bin dello Ionio. Nel periodo successivo al 1 luglio 1997 (*Figura 51b*) la MKE è meno

intensa del periodo precedente con valori massimi tra $200 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ e $300 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ osservati in corrispondenza delle correnti più intense e del Pelops Gyre; la EKE (Figura 51d) assume invece valori molto più alti del periodo precedente in particolare nella regione centrale del bacino caratterizzata da intensità tra $150 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ e $300 \text{ cm}^2/\text{s}^2$.

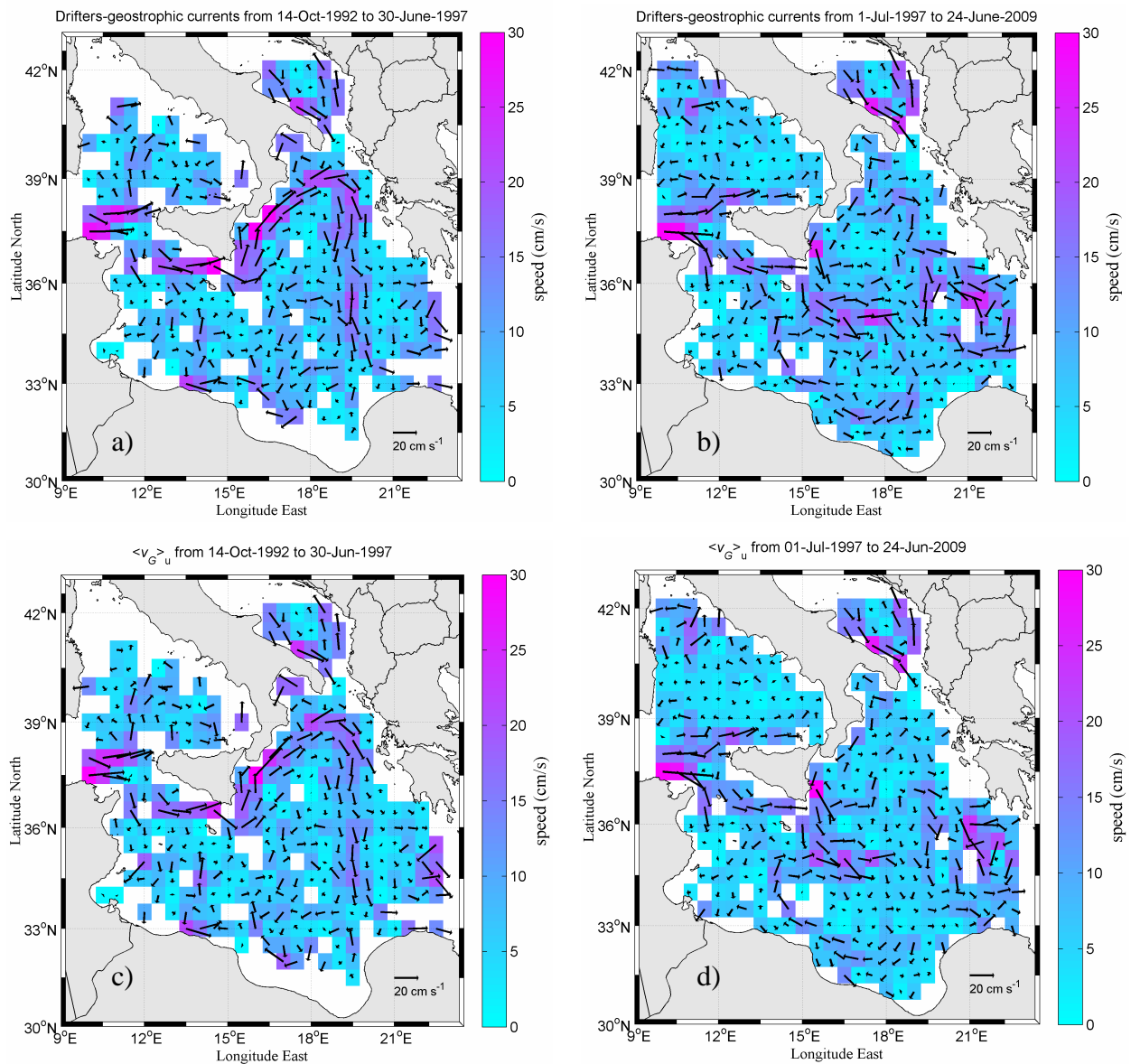


Figura 49. Mappa media delle correnti geostrofiche 'biased' ottenuta dalle medie settimanali delle correnti geostrofiche dei drifter prima (a) e dopo (b) il 1 luglio 1997; media 'unbiased' della velocità geostrofica ottenuta combinando le velocità geostrofiche dei drifter e le anomalie della velocità geostrofica da satellite prima (c) e dopo (d) il 1 luglio 1997.

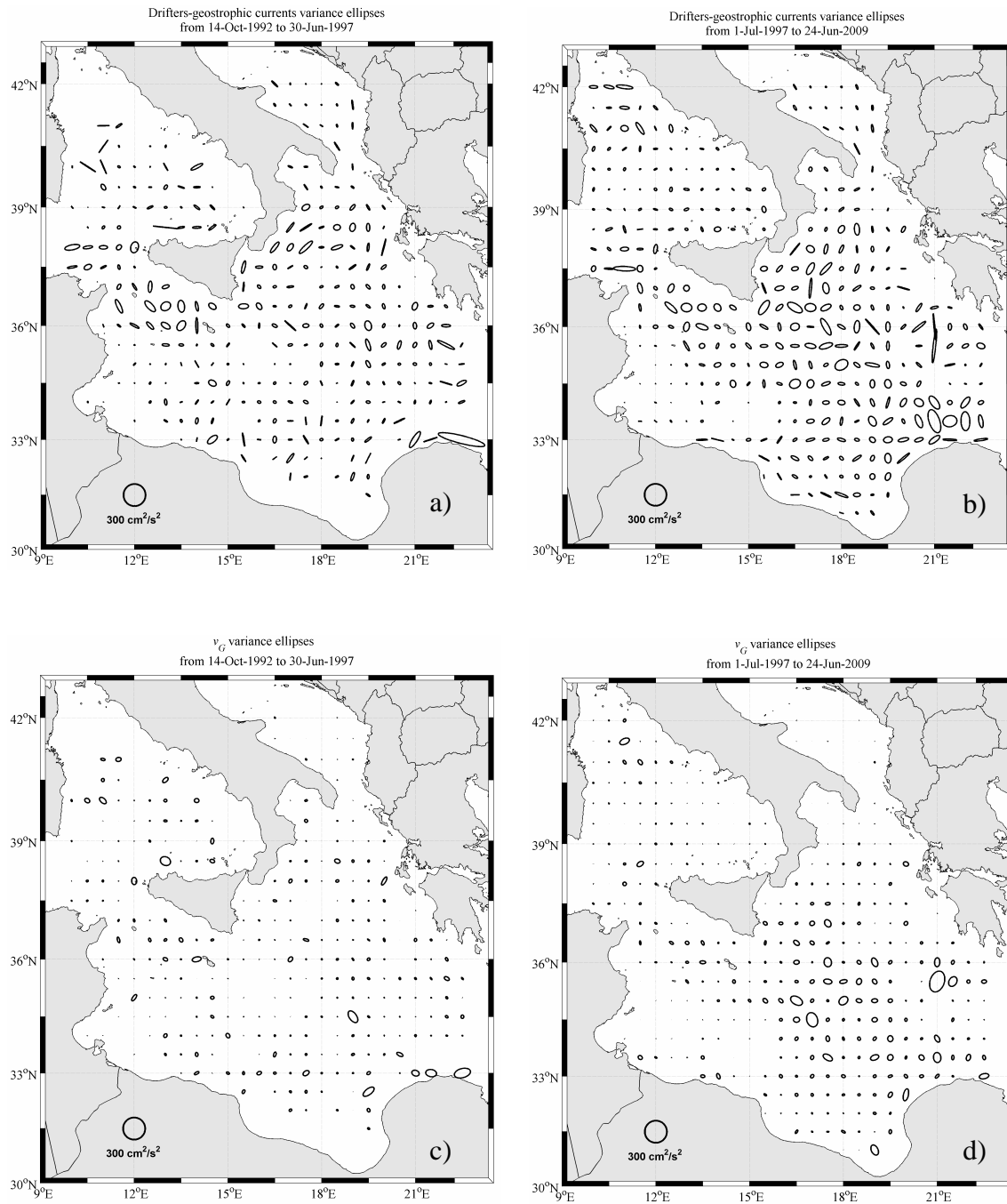


Figura 50. Ellissi di varianza relative alla velocità geostrofica ‘biased’ prima (a) e dopo (b) il 1 luglio 1997; ellissi di varianza relative alla velocità geostrofica ‘unbiased’ prima (c) e dopo (d) il 1 luglio 1997.

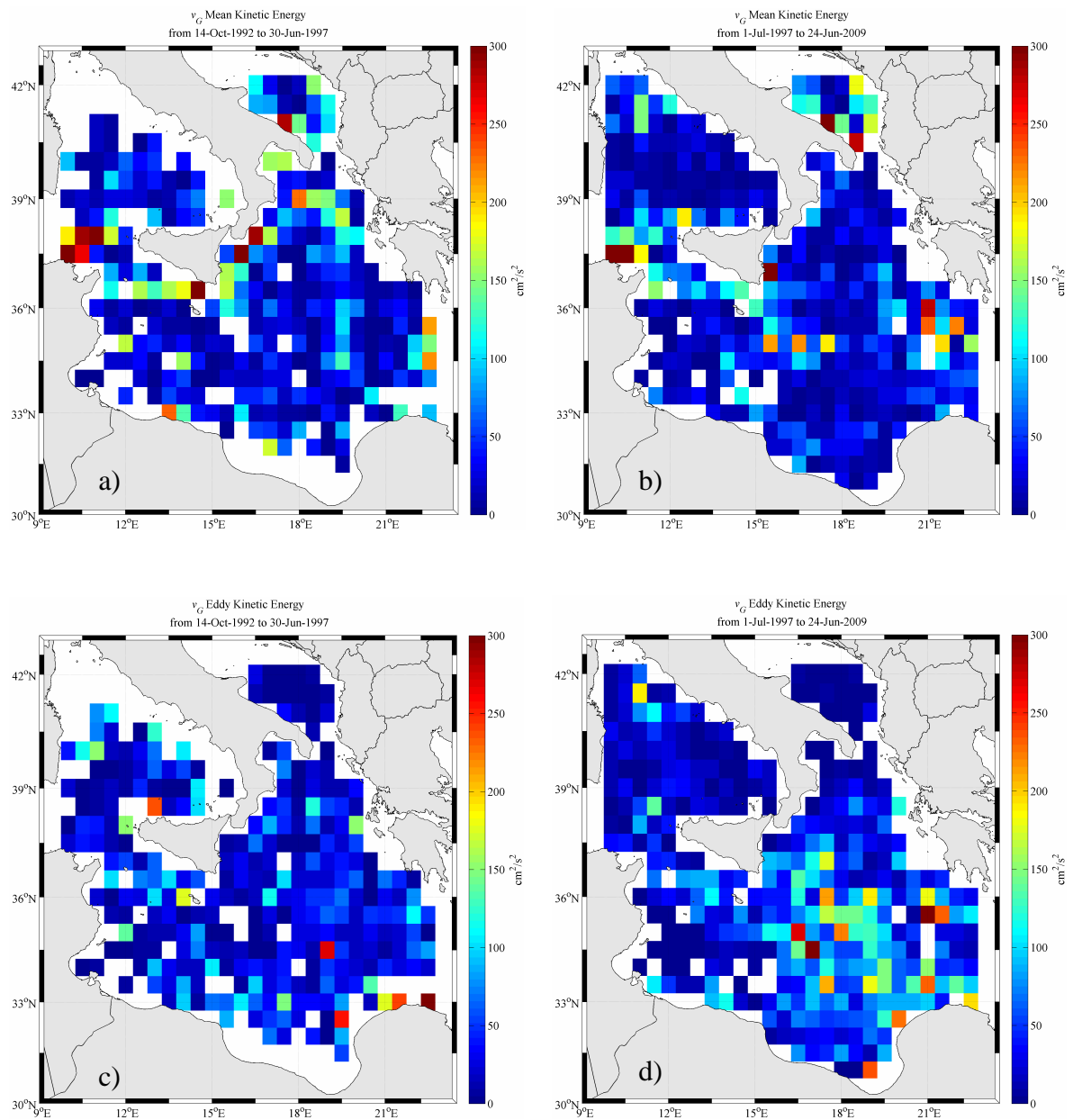


Figura 51. Energia cinetica media MKE del campo di correnti geostrofiche ‘unbiased’ prima (a) e dopo (b) il 1 luglio 1997; energia cinetica turbolenta EKE del campo di correnti geostrofiche ‘unbiased’ prima (c) e dopo (d) il 1 luglio 1997.

7.3 Variabilità stagionale della circolazione geostrofica nel Mar Ionio

Per valutare la variabilità stagionale della circolazione superficiale del Mar Ionio dai dati dei drifter per l'intero data-set (ottobre 1992 – giugno 2009), abbiamo effettuato le statistiche pseudo-Euleriane su due stagioni di durata semestrale chiamate extended seasons o stagioni estese. L'estate estesa corrisponde ai mesi di maggio-ottobre; l'inverno esteso corrisponde ai mesi di novembre-aprile (Poulain and Zambianchi, 2007). La scelta di utilizzare le stagioni estese dipende dalla necessità di avere per ogni stagione una quantità di dati tale da garantire risultati statisticamente rilevanti; questa condizione non si verifica suddividendo i dati nelle quattro stagioni convenzionali.

Le velocità geostrofiche dei drifter v_{DG} (definite nel paragrafo 4), suddivise nelle due stagioni estese, sono state analizzate separatamente eliminando i bin con meno di 3 settimane di dati ed i bin caratterizzati da scarsa correlazione (inferiore a 0.5) con le anomalie della velocità geostrofica da satellite.

Le mappe medie delle correnti geostrofiche 'unbiased' per le due stagioni estese sono rappresentate in *Figura 52*. L'ingresso di acqua atlantica dal Canale di Sicilia è molto intenso (velocità massime di 30 cm/s) nel periodo estivo (*Figura 52a*) e va ad alimentare la struttura anticiclonica localizzata nella regione settentrionale dello Ionio, caratterizzata da velocità di 15-25 cm/s; nel periodo invernale (*Figura 52b*) il flusso di acqua atlantica dal Canale di Sicilia è caratterizzato da velocità di 10-15 cm/s e la struttura anticiclonica nella regione settentrionale assume velocità inferiori ai 15 cm/s. Il Gyre anticiclonico Pelops, localizzato a sud del Peloponneso, raggiunge velocità di 30 cm/s nel periodo estivo e di 10-15 cm/s nel periodo invernale. In estate la struttura anticiclonica localizzata nella parte meridionale dello Ionio è disposta lungo l'asse nordovest-sudest ed il suo ramo settentrionale coincide con l'Atlantic-Ionian Stream; le velocità sono comprese tra 15 cm/s e 20 cm/s. In inverno l'Atlantic-Ionian Stream è meno evidente e l'asse della struttura anticiclonica è orientato in direzione ovest-est con intensità che superano i 25 cm/s. A sud-est del bacino, lungo le coste della Libia, è possibile distinguere nel periodo invernale una intensa corrente (velocità di ~ 20 cm/s) diretta verso il Bacino Levantino; questa corrente è assente o diretta verso ovest durante il periodo estivo (Poulain and Zambianchi, 2007).

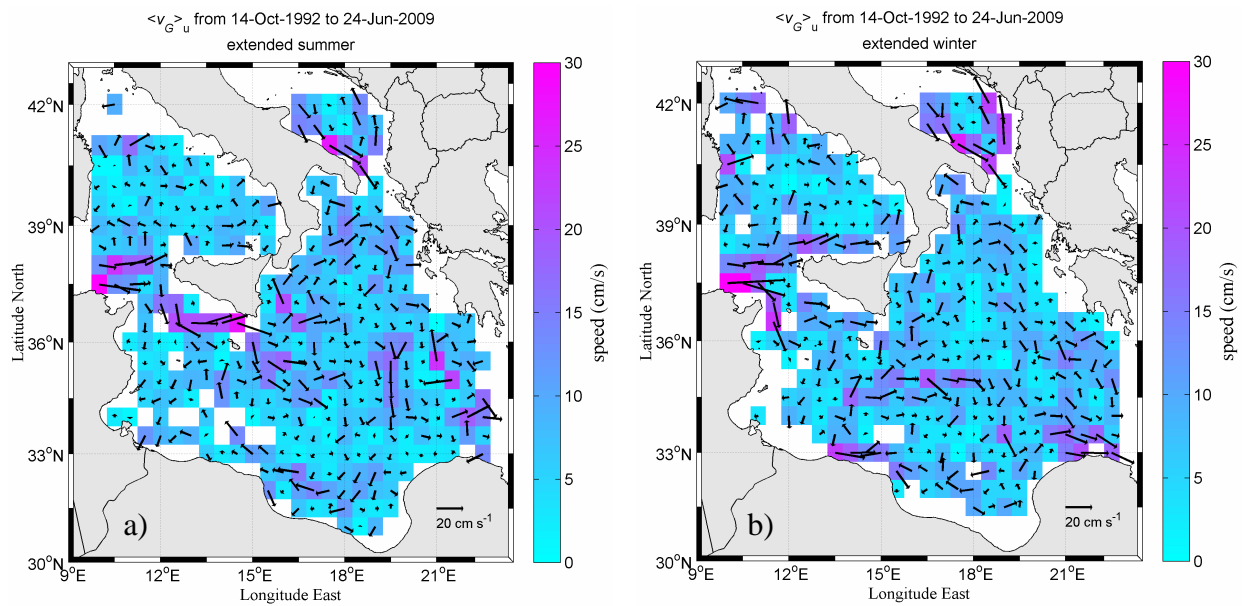


Figura 52. Mappa media delle correnti geostrofiche ‘unbiased’ ottenuta dalle medie settimanali delle correnti geostrofiche dei drifter per l’estate estesa (a) e per l’inverno esteso (b).

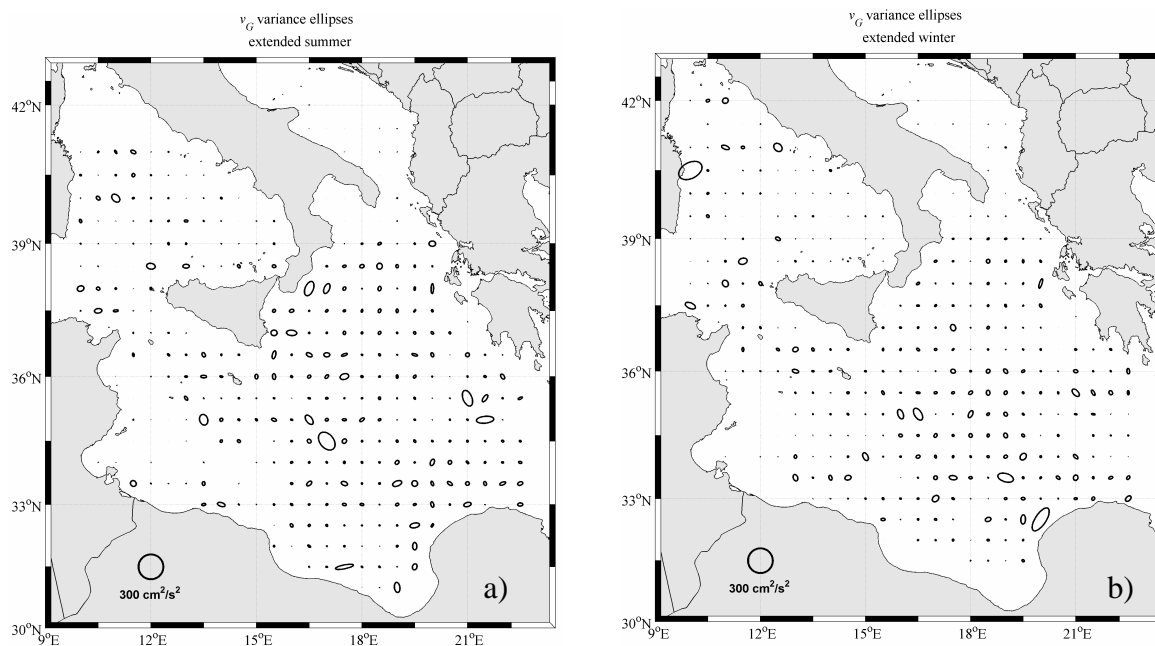


Figura 53. Ellissi di varianza relative alla velocità geostrofica ‘unbiased’ per l’estate estesa (a) e per l’inverno esteso (b).

La variabilità del campo di correnti nel periodo estivo (*Figura 53a*) raggiunge il suo valore più alto (maggiore di $200 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) nel centro del bacino, in corrispondenza con l'Atlantic-Ionian Stream; valori di varianza superiori a $100 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ si osservano nella regione settentrionale ed in corrispondenza del Pelops gyre. Nel periodo invernale (*Figura 53b*) la variabilità maggiore si osserva nella regione meridionale del bacino, con un massimo di circa $300 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ lungo la costa Libica.

La MKE nel periodo estivo (*Figura 54a*) raggiunge valori più alti che nel periodo invernale (*Figura 54b*). Intensità di $300 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ si osservano in estate nel Canale di Sicilia e nel ramo occidentale della struttura ciclonica settentrionale; valori tra $100 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ e $200 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ si osservano nella regione centrale e centro-orientale dello Ionio. Nel periodo invernale tutti i valori di MKE nel Mar Ionio sono inferiori a $100 \text{ cm}^2/\text{s}^2$, fatta eccezione per la costa Libica dove si osservano intensità di $200\text{-}250 \text{ cm}^2/\text{s}^2$. La EKE in estate (*Figura 54c*) supera i $150 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ lungo le coste orientali della Sicilia e della Calabria, in corrispondenza del Pelops gyre e della l'Atlantic-Ionian Stream; in inverno (*Figura 54d*) l'energia cinetica raggiunge valori massimi (maggiore di $150 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) nell'area centro-meridionale del bacino.

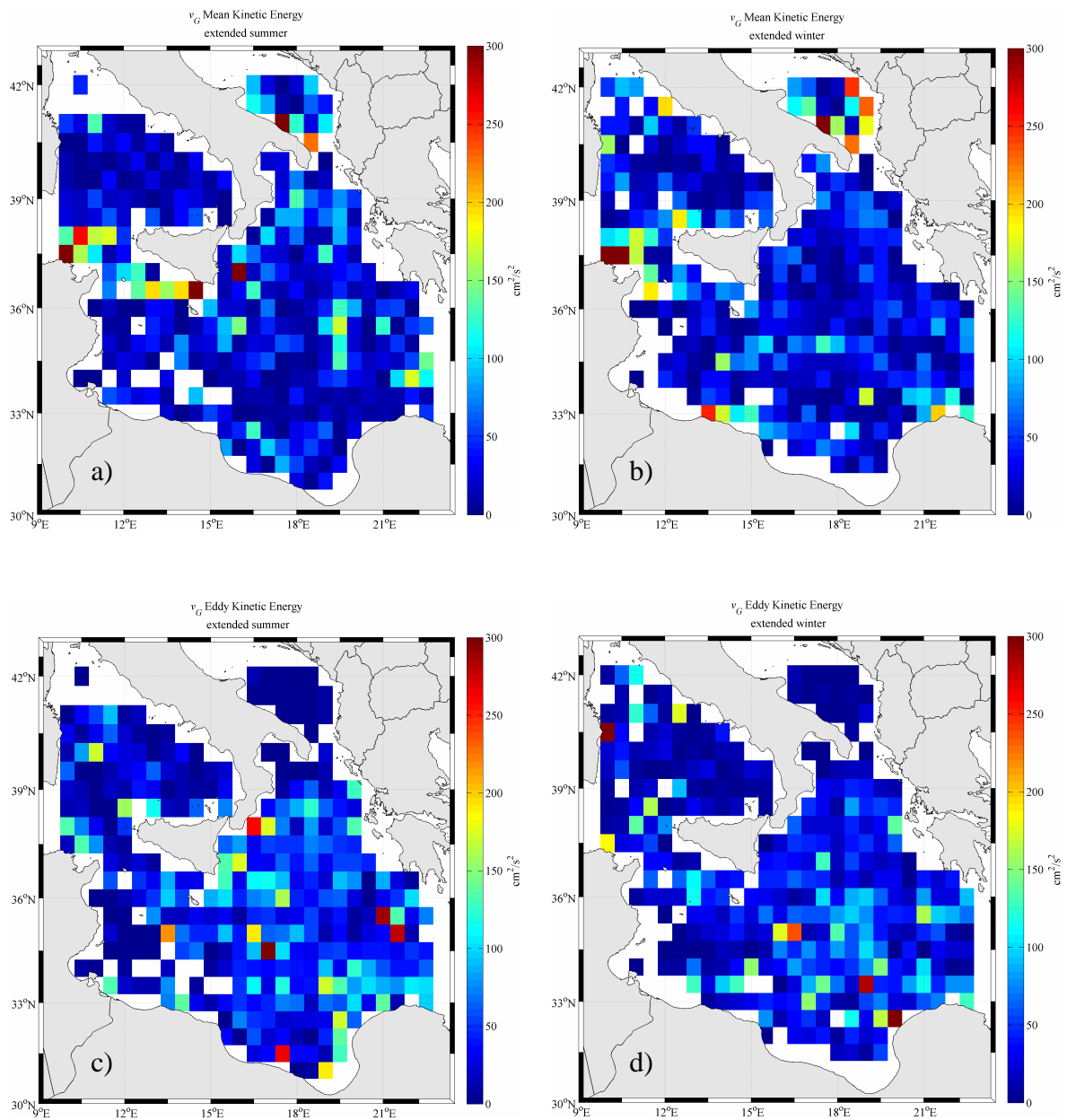


Figura 54. Energia cinetica media MKE del campo di correnti geostrofiche ‘unbiased’ per l’estate estesa (a) e l’inverno esteso (b); energia cinetica turbolenta EKE del campo di correnti geostrofiche ‘unbiased’ per l’estate estesa (c) e l’inverno esteso (d).

8. Conclusioni

Il dati dei drifter rilasciati nel Mediterraneo nel periodo 1992-2009, opportunamente ripuliti da spike e outlier ed interpolati, sono stati combinati con i prodotti di vento CCMP e con le anomalie della velocità geostrofica da satellite per ottenere le mappe medie della velocità geostrofica in superficie e della velocità indotta dal vento (correnti di Ekman) su tutto il bacino.

Le velocità misurate dai drifter contengono sia la componente geostrofica che quella ageostrofica delle correnti oceaniche. Una parte delle correnti ageostrofiche è stata rimossa grazie ad un filtro passa-basso, che elimina i periodi al di sotto di 36 ore (correnti di marea, oscillazioni inerziali ed onde interne); l'altra parte, dovuta alle correnti di Ekman, è stata valutata e rimossa usando i dati di vento, interpolati alle posizioni ed ai tempi dei drifter. Le correnti di Ekman medie (*Figura 14*), valutate su tutto il bacino del Mediterraneo, sono di ~ 2 cm/s con valori massimi tra 7 cm/s e 10 cm/s in corrispondenza delle regioni battute da venti più intensi. La rimozione delle correnti di Ekman dal campo di correnti totale dei drifter porta ad una riduzione media della MKE del 5% e della EKE del 15% (*Figure 16 e 17*).

La componente geostrofica delle velocità dei drifter, irregolarmente campionata nello spazio e nel tempo, è stata combinata con i dati di anomalia delle correnti geostrofiche da satellite (Centurioni et al., 2008; Niiler et al., 2003) allo scopo di ottenere una mappa media della circolazione geostrofica superficiale nel Mediterraneo $\langle v_G \rangle_u$ corrispondente a dati campionati uniformemente nello spazio e nel tempo ('unbiased'). Il termine $A(\langle v'_{SLA} \rangle_u - \langle v'_{SLA} \rangle_D)$ è la differenza tra le medie 'unbiased' e 'biased' della corrente geostrofica; questo termine rappresenta il fattore correttivo da sommare alle velocità medie dei drifter per ottenere $\langle v_G \rangle_u$ e raggiunge un valore massimo di 1.5 cm/s (*Figura 24*).

Il valor medio di $\langle v_G \rangle_u$ (*Figura 25*) su tutto il bacino è di 8.4 cm/s, con massimi di velocità che superano i 30 cm/s osservati in corrispondenza della Corrente Algerina, nel Mare di Alboran e nel Canale di Sicilia; valori di 20-25 cm/s si raggiungono nel Bacino Levantino e Liguro-Provenzale e nel Canale di Sicilia. La MKE del campo di correnti geostrofiche ha gradienti più forti della EKE e domina le regioni costiere, caratterizzate da correnti

permanenti; la componente fluttuante del campo di correnti (EKE) domina invece le aree lontane dalla costa e quelle caratterizzate da strutture dinamiche turbolente.

Le correnti geostrofiche medie $\langle v_G \rangle_u$ sono state messe a confronto con quelle ottenute utilizzando la SMDT di Rio et al. (2007) $\langle v_G \rangle_{u_{RIO}}$; le differenze maggiori in termini di intensità si riscontrano nelle aree dominate da forti correnti permanenti (*Figura 32*) e sono principalmente dovute alle diverse metodologie ed ai diversi data-set usati.

Il calcolo delle correnti di Ekman e delle correnti geostrofiche ‘unbiased’ è stato effettuato per una parte del data-set totale dei drifter, costituito dagli SVP equipaggiati con drogue a 15 m e a 12.5 m di profondità (SVP15). Il valor medio di $\langle v_G \rangle_u$ (*Figura 40*) per questi drifter è pari a 9.2 cm/s; valori massimi, tra 30 cm/s e 45 cm/s si raggiungono nel Canale di Sardegna e lungo la costa Tunisina; nel Bacino Liguro-Provenzale e Levantino si raggiungono valori massimi di 20-30 cm/s. La MKE raggiunge valori superiori a 500 cm²/s² in corrispondenza delle correnti più intense (costa della Tunisia e Ierapetra Eddy). La EKE raggiunge valori superiori a 600 cm²/s² nel Bacino Levantino.

Confrontando le correnti geostrofiche ottenute dal data-set SVP15 (*Figura 40a*) con quelle del data-set totale (*Figura 25a*), le prime risultano più intense in tutti i bin presi in considerazione. Il valor medio della differenza tra le velocità SVP15 e le velocità del data-set totale è di 2.6 cm/s; i bin statisticamente più rilevanti, in cui la densità dei dati di SVP15 è confrontabile con quella del data-set totale, presentano differenze inferiori ad 1 cm/s. La variabilità (*Figura 26a*; *Figura 41a*) e la EKE (*Figura 27b*; *Figura 43a*) dei due campi di corrente risultano confrontabili, mentre la MKE di SVP15 (*Figura 42a*) raggiunge valori più alti rispetto alla MKE del data-set totale (*Figura 27a*), con differenze massime di ~ 100 cm²/s² nell’area dello Ierapetra Eddy. Le differenze del campo medio e delle energie tra i due data-set derivano principalmente dalle profondità in cui si effettua la misura di corrente e dalla quantità di dati disponibile; SVP15 consente di stimare le correnti a ~ 15 m nella colonna d’acqua, mentre il data-set totale, utilizzando strumenti diversi con le drogue a diverse profondità, risulta rappresentativo della corrente tra 0 m e 50 m. I due data-set risultano comunque confrontabili in particolare nei bin caratterizzati da una elevata quantità di dati; tra i risultati è preferibile quello ottenuto dal data-set totale, perché permette di coprire più vaste regioni del Mediterraneo e perché consente di effettuare statistiche pseudo-Euleriane più robuste.

Infine abbiamo focalizzato l'attenzione sul Mar Ionio organizzando i dati dei drifter in modo da studiare sia le correnti superficiali prima e dopo la metà del 1997 che la variabilità stagionale dell'intero data-set. Studi recenti (Borzelli et al., 2009; Gačić et al., 2010) hanno riscontrato una inversione della circolazione superficiale dello Ionio, da anticiclonica a ciclonica, in parte confermata dai dati dei drifter. La circolazione geostrofica 'unbiased' dello Ionio prima del 1 luglio 1997 (*Figura 49a; Figura 49c*) è caratterizzata da un'ampia rotazione anticiclonica che coinvolge tutta la parte centro-settentrionale del bacino, il cui ramo occidentale corrisponde ad una corrente diretta a nord-est (velocità massime di 30 cm/s) lungo le coste orientali della Sicilia e della Calabria, ed il ramo orientale corrisponde ad una corrente diretta a sud sud-est. Dopo il 1 luglio 1997 (*Figura 49b; Figura 49e*) questa struttura scompare lasciando posto ad una corrente diretta a sud-ovest nella regione nord-occidentale dello Ionio; non si può parlare di una vera e propria rotazione ciclonica perché nella regione nord-orientale del bacino la corrente continua ad essere diretta a sud-est. Nella parte meridionale dello Ionio si osserva una struttura anticiclonica caratterizzata da velocità che superano i 20 cm/s nel ramo settentrionale, mentre a sud del Peloponneso è chiaramente individuabile l'anticiclone di Pelops (velocità tra 15 cm/s e 25 cm/s).

La variabilità stagionale della circolazione superficiale del Mar Ionio è stata studiata dividendo il data-set in due stagioni di durata semestrale chiamate extended seasons o stagioni estese (estate estesa da maggio ad ottobre; inverno esteso da novembre ad aprile). In entrambe le stagioni estese, la regione settentrionale dello Ionio è caratterizzata da circolazione anticiclonica, con velocità di 15-25 cm/s in estate e di 10-15 cm/s in inverno. Il Pelops Gyre raggiunge velocità di 30 cm/s in estate e di 10-15 cm/s in inverno, mentre la struttura anticiclonica nella regione meridionale del bacino raggiunge velocità maggiori in inverno (maggiori di 25 cm/s) rispetto all'estate (15-25 cm/s). L'Atlantic-Ionian Stream è più intensa ed evidente nel periodo estivo (velocità tra 20 cm/s e 25 cm/s). Lungo le coste orientali della Libia si verifica un'inversione stagionale della corrente, che è diretta ad est nel periodo invernale e ad ovest nel periodo estivo.

9. Bibliografia

Atlas, R., Ardizzone, J.V., Hoffman, R., Jusem, J.C. and Leidner, S.M.: Cross-calibrated, multi-platform ocean surface wind velocity product (MEaSUREs Project). Guide Document. Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PO.DAAC). JPL, Pasadena, California, 18 May 2009, Version 1.0., 26p, 2009.

Borrione I., Gerin R., Poulain P.-M. : Description of Mediterranean Drifter Program (MedSVP) as of May 2008. Rel. OGS 2008/76 OGA 25 SIRE. Trieste, Italy 2008.

Borzelli, G. L. E., Gačić, M., Cardin, V., and Civitarese, G.: Eastern Mediterranean Transient and reversal of the Ionian Sea circulation, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L15108, 2009. doi:10.1029/2009GL039261.

Centurioni, L. R., Niiler, P. N., and Lee, D.-K.: Near-Surface circulation in the South China Sea during the winter monsoon. *Geophysical Research Letters*, 36, L06605, 2009. doi 10.1029/2008GL037076.

Centurioni, L. R., Ohlmann, J. C., and Niiler P. P.: Permanent meanders in the California Current System. *Journal of Physical Oceanography*, 38, 1690–1710, 2008.

Gačić, M., Borzelli, G. L. E., Civitarese, G., Cardin, V., and Yari S.: Can internal processes sustain reversals of the ocean upper circulation? The Ionian Sea example, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L09608, 2010. doi:10.1029/2010GL043216.

Hansen, D. V. and Poulain, P.-M.: Processing of WOCE/TOGA drifter data. *Journal of Atmospheric and Ocean Technology*, 13, 900–909, 1996.

Menna, M., Gerin, R., Bussani, A., and Poulain, P.-M.: Database dei drifter IFREMER nel Mediterraneo occidentale (2009). Rel. 2009/168 OGA 36 SIRE . Trieste, Italy. 21pp, 2009.

Niiler, P. P., Maximenko, N. A., Panteleev, G. G., Yamagata, T., and Olson, D. B.: Near-surface dynamical structure of the Kuroshio Extension. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 108, C6, 24-1, 2003. doi 10.1029/2002JC001461.

Poulain, P.-M., Barbanti, R., Cecco, R., Fayes, C., Mauri, E., Ursella, L., and Zanasca, P.: Mediterranean surface drifter database: 2 June 1986 to 11 November 1999. Rel. 75/2004/OGA/31, OGS, Trieste, Italy (CDRom), 2004.

Poulain, P.-M., Gerin, R., Mauri, E., Pennel, R.: Wind Effects on Drogued and Undrogued Drifters in the Eastern Mediterranean. *Journal of Atmospheric and Ocean Technology*, 26, 1144-1156, 2009.

Poulain, P.-M. and Zambianchi, E.: Surface circulation in the central Mediterranean Sea as deduced from Lagrangian drifters in the 1990s. *Continental Shelf Research*, 27, 981-1001, 2007. doi: 10.1016/j.csr.2007.01.005.

Ralph, E. A., and Niiler, P. P.: Wind-driven currents in the tropical Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 29, 2121–2129, 1999.

Rio, M.-H., and Hernandez, F.: High-frequency response of wind-driven currents measured by drifting buoys and altimetry over the world ocean. *Journal of Geophysical Research*, 108, C8, 3283, 2003. doi 10.1029/2002JC001655.

Rio, M.-H., Poulain, P.-M., Pascual, A., Mauri, E., Larnicol, G. and Santoleri R.: A Mean Dynamic Topography of the Mediterranean Sea computed from altimetric data, in-situ measurements and a general circulation model. *Journal of Marine Systems*, 65, 484-508, 2007.

Robinson, A.R., Sellschopp, J., Warn-Varnas, A., Leslie, W.G., Lozano, C.J., Haley Jr., P.J., Anderson, L.A., Lermusiaux, P.F.J.: The Atlantic Ionian Stream. *Journal of Marine Systems* 20, 129–156, 1999.

Ringraziamenti

Gli autori desiderano ringraziare il Dr. Luca Centurioni (Scripps Institution of Oceanography, San Diego, California) per il supporto scientifico ricevuto. I dati altimetrici utilizzati in questo lavoro sono prodotti da SSALTO/DUACS e distribuiti da AVISO con il supporto di CNES. La RioMed è prodotta dal CLS Space Oceanography Division e distribuita da AVISO con il supporto di CNES.