

IALMA MATER STUDIORUM  
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE FISICHE NATURALI

---

Corso di laurea in SCIENZE AMBIENTALI

EVENTI METEOROLOGICI ESTREMI  
IN MEDITERRANEO

Tutore

Prof. NADIA PINARDI

Presentata da

Co-Relatore  
SPIRITO

FRANCESCO

LUCA GIACOMELLI

III SESSIONE  
Anno Accademico 2005-2006

## **Indice**

1. Introduzione	3
2. Dati a disposizione	5
3. Variabilità stagionale dei regimi di vento	7
3.1 Inverno	8
3.2 Primavera	10
3.3 Estate	11
3.4 Autunno	13
4. Ricerca degli eventi estremi tramite la vorticità	15
4.1 Metodologia	15
4.2 Selezione dei casi	16
4.3 Vorticità ciclonica	17
4.3.1. Percorsi ed effetti	20
4.4 Vorticità anticiclonica	26
4.4.1 Effetti	28
5. Conclusioni	31
Bibliografia	32
Tavole	35



## 1.Introduzione

Il bacino del Mediterraneo è conosciuto come una regione di frequente sviluppo di cicloni, influenzata da depressioni in movimento generate nell'Oceano Atlantico o nell' Europa Nordoccidentale. Essendo il Mediterraneo circondato da catene montuose pressoché continue, e il mare più caldo rispetto all' Oceano, la distribuzione geografica e temporale delle depressioni risulta abbastanza complessa. Solo depressioni con certe caratteristiche ma soprattutto localizzate in regioni ben precise corrispondono ad eventi estremi, principalmente per l'influenza dell'orografia sullo sviluppo di questi sistemi.

Petterssen (1956) fu il primo a studiare la frequenza dei cicloni in Mediterraneo come parte di una climatologia che copre l'intero emisfero Nord. In seguito sono state identificate regioni preferenziali di ciclogenese da parte del "Meteorological Office" (1962) e Radinovic (1987).

Più recentemente, Trigo *et al.* (1999) hanno testato metodi obiettivi di ricerca e di tracciamento di cicloni in Mediterraneo usando dataset ad alta risoluzione per un periodo di 18 anni per valutare diverse caratteristiche quali la durata, l'intensità il cammino e le regioni di formazione e sviluppo.

Ma è negli ultimi anni, soprattutto grazie alla disponibilità di dataset più completi (NCEP/NCAR, HIPOCAS, ERA-40, ecc..), che la ricerca si è concentrata in questo settore; Maheras *et al.* (2000) hanno fornito una descrizione della climatologia dei cicloni in Mediterraneo negli ultimi 40 anni, focalizzando l'attenzione sulla distribuzione spaziale e temporale. Un'efficiente metodologia per l'identificazione di cicloni, intesi come centri di basse pressioni in generale e non solo cicloni extra-tropicali, è stata sviluppata da Sinclair (1997) e in seguito da Picornell *et al.* (2001) implementando il sistema HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) (Gustafsson 1991) e definendo i metodi di individuazione dei cicloni e le relative magnitudini.

Infine Campins, Jansà e Genovés negli ultimi due anni si sono occupati della struttura tridimensionale dei cicloni (Agosto 2005) degli eventi

estremi di pioggia e vento correlati allo sviluppo di cicloni (Gennaio 2006) e più in generale della rilevabilità di tempeste intense in Mediterraneo dall'analisi di dataset (Febbraio 2006).

La relazione fra eventi estremi e cicloni è stata dimostrata sia per i singoli casi (Ramis et al., 1998) sia da un punto di vista statistico (Jansà et al., 2001; Romero et al., 1999). Questa relazione è inoltre alla base del progetto MEDEX il cui obiettivo principale è aumentare la conoscenza e migliorare le capacità di previsione di cicloni che producono eventi a forte impatto (MEDEX Science Plan Phase 1, <http://medex.inm.uib.es> ).

L'elaborato si inserisce in questo contesto nel verificare la corrispondenza fra gli eventi estremi che emergono dall'analisi dei dati e le notizie storiche di eventi realmente accaduti.

## 2. Dati a disposizione

I dati a disposizione sono gli ERA-40, forniti dall' INGV (Istituto Nazionale di Geologia e Vulcanologia) di Bologna e creati dall' ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecast).

Era-40 è l'acronimo di "ECMWF ReAnalysis-40". Quando il progetto iniziò si proponeva di fornire un dataset di 40 anni di dati osservati e rielaborati per fornire una serie temporale continua. Attualmente copre un periodo di 45 anni ( dal settembre 1957 ad agosto 2002) e consiste in un archivio di dati ottenuti con sistemi tradizionali e osservazioni da satellite elaborati da un modello. Naturalmente, grazie all'implemento dei sistemi di rilevamento (nuove stazioni, boe, sonde, ecc.) e allo sviluppo di nuove tecnologie (satelliti), i dati più recenti sono supportati da osservazioni mentre i più vecchi sono ottenuti da re-analisi da modello. La Fig. 1 fornisce una serie temporale delle tecnologie usate per l'assimilazione dei dati per l'intero periodo mentre la Tavola 1 rappresenta la distribuzione spaziale delle sonde a Terra.

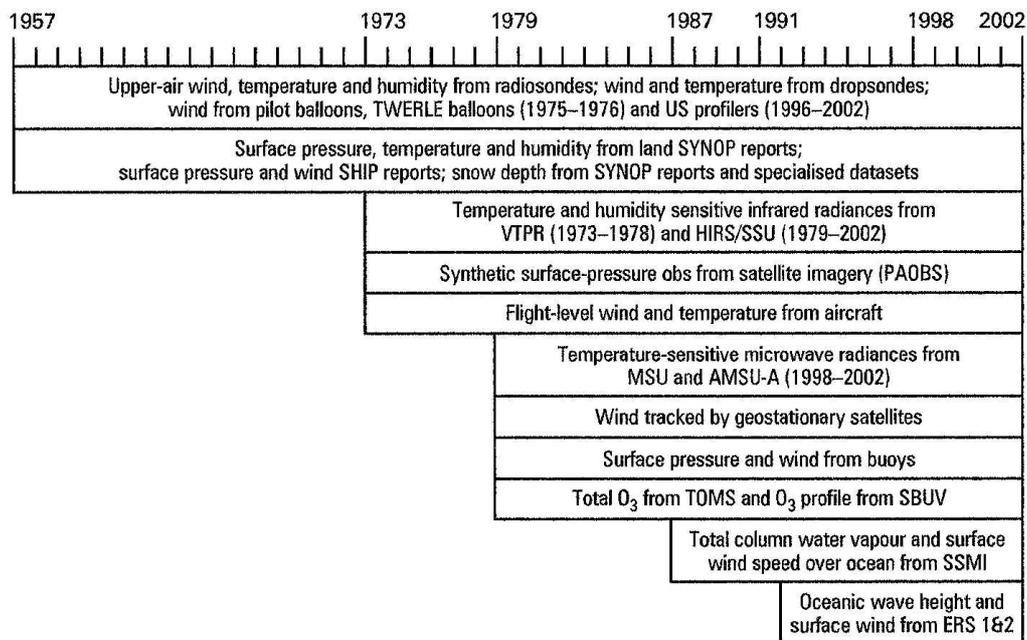


Fig.1 Serie temporale delle tecnologie usate per l'acquisizione dei dati (da [www.ecmwf.int](http://www.ecmwf.int)).

Il sistema è basato su una assimilazione 3-D di variabili che utilizza una risoluzione orizzontale T159 (~125km) (Uppala et al.,2004) su una

griglia spaziata di  $1.125^\circ$  sia in latitudine che in longitudine. Fornisce i campi di numerose variabili suddivise in “Upper Air” (24), “Surface” (86), e “Ocean Wave” (26), su 60 livelli di altezza o 23 livelli di pressione, ogni 6 ore, su tutto il pianeta per un periodo di 45 anni. Uno dei limiti di questi dati, soprattutto per quanto riguarda analisi su aree ristrette, è la distribuzione spaziale, abbastanza estesa.

I dati riguardanti questa analisi coprono quasi l'intero periodo (Gen. 1958- Dic. 2001), considerano tre variabili, pressione media al livello del mare e le due componenti u e v del vento a 10 metri, ogni 6 ore su una griglia (lat  $7^\circ\text{W}$ - $42^\circ\text{E}$ , lon  $28^\circ\text{N}$ - $50^\circ\text{N}$ ) che copre interamente il Mediterraneo (Mar Nero compreso).

### 3. Variabilità stagionale dei regimi di vento

Nella regione del Mediterraneo sono stati individuati tre centri di maggior frequenza per i cicloni: uno nel bacino ovest (Baleari e golfo di Genova) uno nel bacino centrale (Tirreno meridionale e Ionio), e uno nel bacino est (Egeo e Cipro) come illustrato da studi precedenti (Meteorological Office, 1962; Alpert *et al.*, 1990) (Fig. 2). Questi centri sono evidenziati durante tutto l'anno sebbene possano apparire differenze stagionali e giornaliere nella loro distribuzione media o massima e nell'intensità. Solo una minima parte di questi cicloni è correlata ad eventi estremi, infatti si classificano in tre categorie: maggiori di 1005 hPa (deboli), 1005-995 hPa (moderati), minori di 995 hPa (intensi) (Maheras *et al.*, 2000).

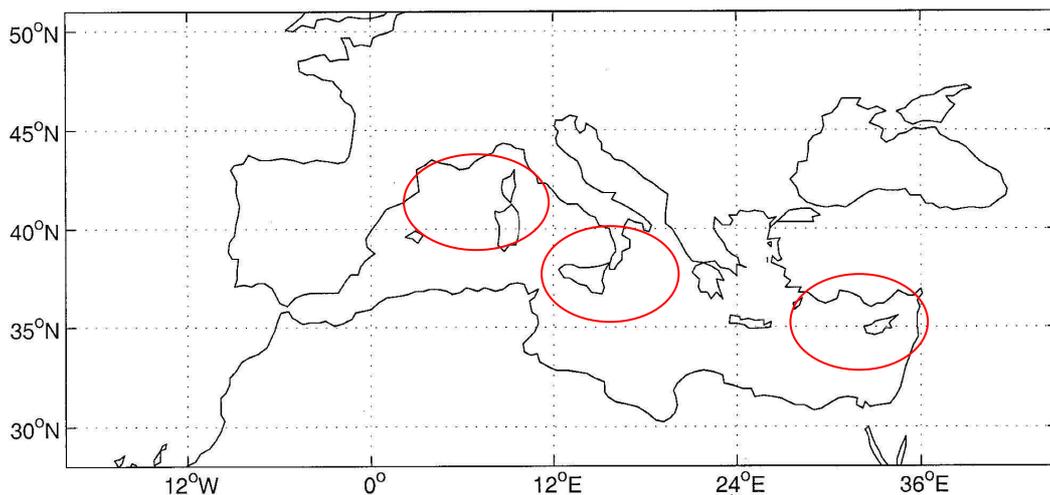


Fig. 2 Principali zone di sviluppo di cicloni

I venti superficiali del bacino sono in parte determinati dagli effetti superficiali locali, quali il riscaldamento differenziale tra terra e mare e le deviazioni determinate dall'orografia ed in parte dalle teleconnessioni. Il risultato sono numerosi venti regionali (associati alle caratteristiche del vento a grande scala) e locali (associati ai caratteri specifici dell'orografia e delle linee di costa) rappresentati in Fig. 3.



Fig. 3 Principali venti regionali del Mediterraneo.

### 3.1. Inverno

Durante l'inverno un numero rilevante di cicloni si forma sul nord-est Egeo corrispondente al picco annuale di ciclogenese in questa zona (Flocas e Karacostas, 1996). Inoltre, in questa stagione, le depressioni che si originano nel Mediterraneo centrale e occidentale scendono facilmente sul Mar Egeo (Katsoulis, 1980).

E' interessante notare che il numero di cicloni aumenta durante la notte quando il contrasto termale all'interfaccia aria mare è massimo (Maheras *et al.*, 2000).

Nel Mediterraneo Occidentale il numero di centri di cicloni in questa stagione è il minore dell'anno (320 rispetto ai 580 in estate) ma corrisponde ai più profondi e intensi (Campins *et al.*, 2005). La maggiore frequenza di centri è sul Golfo di Genova (90 su 320 totali) sebbene vedremo che raramente queste depressioni sono correlate ad eventi estremi.

E' infatti nel Mediterraneo centrale ed in questa stagione che si sono verificati gli eventi a maggior impatto e sebbene non sia un centro preferenziale di ciclogenese, è qui che le depressioni raggiungono il loro maggiore sviluppo e precisamente nel Tirreno Meridionale (1958, 1975, 1978, 1987) o sullo Ionio (1962, 1976, 1981).

La restante parte del Mediterraneo occidentale, la penisola Iberica, e

l'Africa nord occidentale sono interessati da zone anticicloniche (Trigo *et al.*, 1999).(Fig.4)

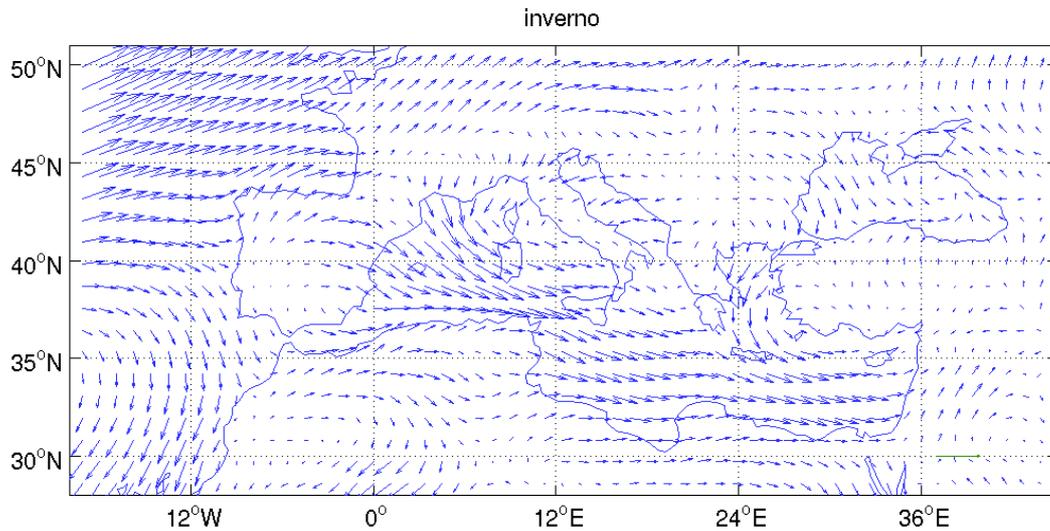


Fig. 4 Struttura climatologica del vento, dati ERA-40 (dicembre-gennaio-febbraio).

### 3.1.1. Venti

Il *Maestrale* o *Mistral* è un flusso di aria fredda da nord-ovest, di origine atlantica che, incanalandosi tra i Pirenei, il Massiccio Centrale e le Alpi sfocia, aprendosi a ventaglio, sul Golfo del Leone. Le condizioni classiche che lo generano sono la presenza di una zona di alta pressione a sud ovest della Francia ed una depressione che interessa il Mediterraneo centrale. Il *Mestrale*, come ogni vento geostrofico, soffia infatti ad occidente della depressione ed è tanto più intenso quanto maggiore è il gradiente di pressione. Sebbene soffi tutto l'anno portando aria fresca e asciutta e buon tempo nel sud della Francia, è durante l'inverno che spesso acquista forza ed è in grado di alzare mare grosso (forza 7-8) nel Mediterraneo centrale, tanto da influenzare fortemente la struttura climatologica del vento di questi mesi su tutto il Mediterraneo. Nel Mediterraneo orientale si unisce ai venti *Etesi* che in questo periodo non sono particolarmente intensi.

Sul versante Adriatico è invece frequente la *Bora*, un vento da nord est che può attaccare con forza soprattutto in inverno. Violente raffiche (fino a 100 nodi) possono abbattersi sulla parte orientale del bacino, costituendo un serio pericolo per la navigazione soprattutto per la loro scarsa possibilità di previsione.

Infine sulla parte occidentale di Corsica e Sardegna è frequente la *Tramontana* un vento da nord nord-est simile al *Maestrale* che raramente acquista forza. E' associato a una depressione sull'Adriatico simultanea ad un anticiclone sull'estremo ovest.

### **3.2.Primavera**

In primavera la frequenza di cicloni nel Mediterraneo Orientale aumenta ulteriormente sebbene si tratti di fenomeni deboli o moderati (Maheras *et al.*, 2000).

Nel Mediterraneo Occidentale la caratteristica principale é la formazione di un pronunciato centro di basse pressioni sulle Baleari che non esiste in inverno come già sostenuto da Urbani (1956) Radinovic (1965) e Trigo *et al.* (1999).

La frequenza di cicloni nel Golfo di Genova é leggermente ridotta rispetto all'inverno per la tendenza di questi centri a scendere durante le ore del giorno a causa di forzanti locali o instabilità sulle Alpi (Gomis *et al.*, 1990) e a saldarsi con centri depressionari del sud Italia. Raramente queste depressioni possono dare luogo a fenomeni intensi sebbene alcuni casi abbiano avuto luogo in queste zone in Marzo.

In questa stagione si assiste anche ad un significativo aumento di cicloni sulle coste Nordoccidentali dell'Africa conosciute come depressioni Sahariane.

Le zone anticicloniche sono ora predominanti lungo il confine meridionale del Mediterraneo, con tre massimi, uno sopra l'Algeria, uno a sud della Sicilia e un terzo vicino ad Israele. E' stato notato (Flocas *et al.*, 2001) che queste alte pressioni si espandono durante il giorno arrivando a coprire gran parte del Mediterraneo meridionale fino a lambire le Isole Baleari.(Fig.5)

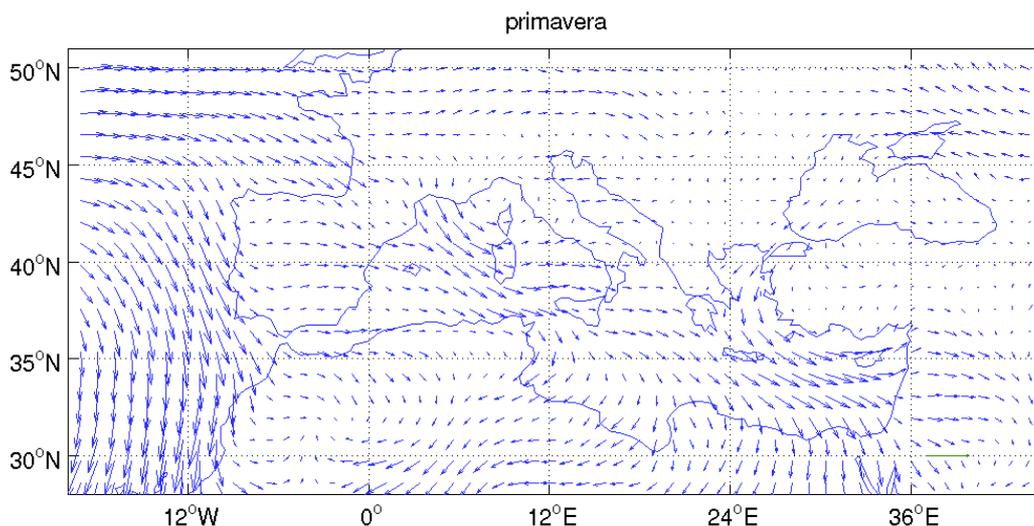


Fig. 5 Struttura climatologica del vento, dati ERA-40 (marzo-aprile-maggio).

### 3.2.1 Venti

E' la stagione dei venti sud orientali: il *Khamsin* un vento secco, polveroso e caldo proveniente dall'Egitto non é associato ad una direzione ben precisa, ma piuttosto alle caratteristiche di umidità, temperatura e intensità che può assumere. I venti di *Khamsin* soffiano davanti alle depressioni in movimento verso est sul Mediterraneo.

Situazioni simili infatti sono responsabili anche dei venti di *Scirocco* che soffiano sull'Adriatico e sul Tirreno, venti caldi ma molto più umidi accompagnati spesso da piogge. In Libia prende il nome di *Ghibli*.

Sul versante occidentale la stessa situazione sinottica da luogo ai *Levantades* venti da est nord-est a lungo "fetch" che soffiano lungo le coste della Spagna.

### 3.3. Estate

Durante l'estate il numero di cicloni cresce in maniera cruciale nel Golfo di Genova arrivando ad essere il maggior centro di depressioni durante l'anno (Maheras *et al.*, 2000), in contrasto rispetto a precedenti studi (Radinovic, 1965; Alpert *et al.*, 1990a). Questo risulta evidente durante la notte quando la differenza di temperatura fra mare e terra è massima. Inoltre è chiaro che gran parte di questi cicloni sono migratori, essendo il Golfo di Genova situato sulla linea di migrazione dei cicloni del Nord

Europa in questa stagione (Flocas, 1988).

Anche il numero di cicloni nel sud Italia subisce un incremento in questa stagione. Ciò sembra connesso alla strada di percorrenza preferenziale delle depressioni occidentali che si esauriscono nel Golfo di Taranto (Alpert *et al.*, 1990b).

A differenza del Mediterraneo Occidentale la frequenza di cicloni in Adriatico, Ionio e Mar Egeo diminuisce sensibilmente mentre rimane alta per la zona di Cipro (Maheras *et al.*, 2000).

Durante l'estate le zone anticicloniche si espandono ulteriormente, arrivando a coprire tutto il Mediterraneo meridionale; ciò è connesso all'estensione dell'alta pressione delle Azzorre e all'influenza dell'anticiclone sub-tropicale centrato sul Nord Africa, come già dimostrato da Prezerakos (1984). (Fig.6)

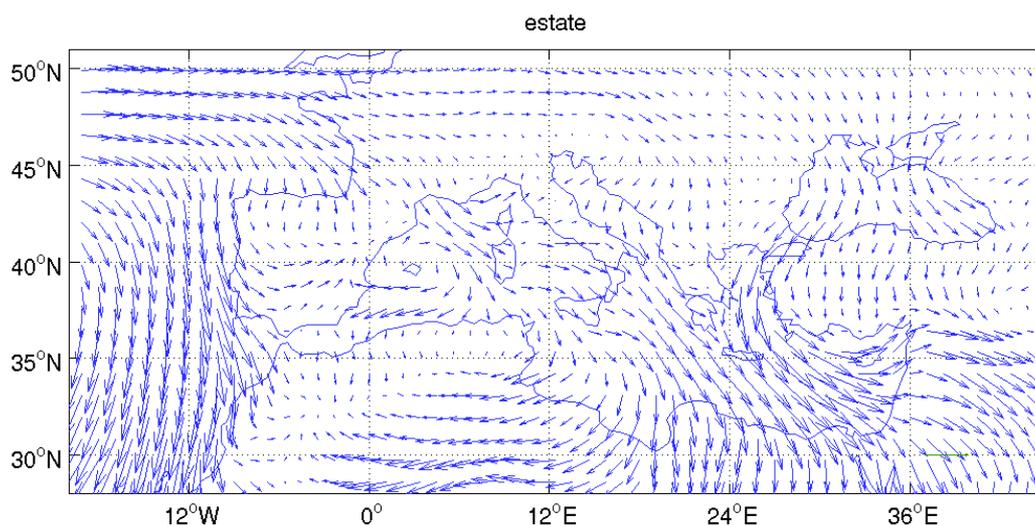


Fig. 6 Struttura climatologica del vento, dati ERA-40 (giugno-luglio-agosto).

### 3.3.1. Venti

Gli *Etesi* (o *Meltemi*) sono i venti predominanti nel bacino orientale del Mediterraneo nel periodo estivo. La massa d'aria che li contraddistingue è di tipo polare continentale, proveniente in genere dalla Russia meridionale e dal Mar Caspio; sono dunque principalmente venti secchi. La loro presenza è garantita dalla concomitante presenza in estate della relativa alta pressione centrata sull'Europa meridionale e della depressione continentale sul sud-est asiatico; gli *Etesi* possono

persistere molto a lungo e non a caso la parola che li definisce deriva dal greco “etesios” cioè annuale. Nonostante siano venti stagionali estivi (Brody, 1980), sono spesso presenti in autunno e inverno ma con minore intensità.

Sul versante occidentale del bacino, oltre alle innumerevoli situazioni di brezza locale, predomina il *Libeccio* soprattutto su Corsica e Sardegna; è un vento sud occidentale, proveniente dall’Africa che spesso sfocia in burrasche locali. In inverno si alterna alla tramontana in queste zone.

Sul Golfo del Leone il *Marin*, secondo come frequenza dopo il *Maestrale*, soffia da sud-est ed è generalmente caldo e umido, portatore di pioggia ed è associato alle depressioni che entrano dall’Atlantico attraverso il golfo di Biscaglia.

### **3.4.Autunno**

In Autunno il centro est del Mediterraneo presenta caratteristiche simili all’inverno ed alla primavera e rimane invariato in magnitudine (Maheras *et al.*, 2000).

Il golfo di Genova è sempre favorevole alla presenza di cicloni in tutte le stagioni come mostrato da Trigo *et al.*, (1999), mentre sulle Baleari si registra un numero abbastanza alto di depressioni deboli o moderate che possono però portare a eventi di piovosità estrema come notato da Campins *et al.* 2006a.

Il centro situato nel sud Italia sembra avere le stesse caratteristiche dell’estate ma con una frequenza leggermente inferiore (Maheras *et al.*, 2000).

Come in primavera esiste anche un centro sulle coste Nordafricane ma intenso solo durante la notte.

In questa stagione, la zona anticiclonica subisce uno spostamento verso sud causato dall’aumentata attività delle depressioni a nord. Soltanto il massimo sul Mediterraneo orientale si muove verso nord durante il giorno, permettendo la risalita della zona anticiclonica fino a sud di Cipro (Folcas *et al.*, 2001).(Fig.7)

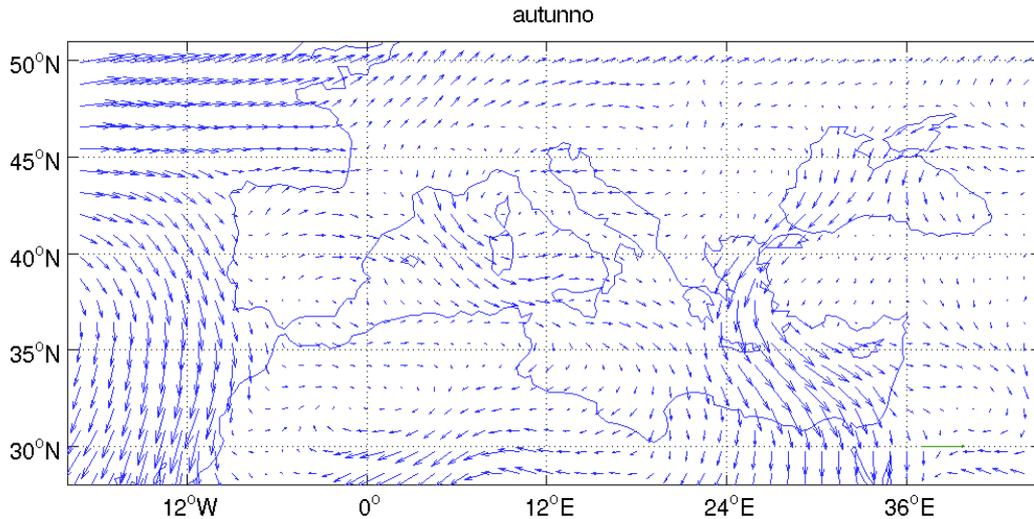


Fig. 7 Struttura climatologica del vento, dati ERA-40 (settembre-ottobre-novembre).

### 3.4.1. Venti

Sul bacino est predominano ancora gli *Etesi* ma con intensità ridotte; come in primavera è frequente lo *Scirocco* su tutto il Mediterraneo centrale e i *Levantades* che possono assumere parecchia forza sulle coste orientali della Spagna.

Sullo Stretto di Gibilterra la tarda stagione è il periodo dei *Vendavales*, forti venti da sud-ovest associati alle depressioni nord africane che possono sfociare in temporali violenti.

Sebbene i venti locali si alternino durante le stagioni la struttura climatologica del vento sul Mediterraneo è fortemente influenzata dal Maestrone nella stagione invernale e dai venti Etesi in quella estiva come già dimostrato da May (1982) e da Lavagnini *et al.* (2005).

## **4. Ricerca eventi estremi tramite la vorticità**

Riconoscendo il problema dei potenziali cambiamenti climatici, la World Meteorological Organization (WMO) e il United Nations Environment Programme (UNEP), hanno istituito l' Intergovernamental Panel on Climate Change (IPCC) nel 1988. Il ruolo dell'IPCC è fornire le basi di una oggettiva, comprensiva e scientifica analisi delle informazioni rilevanti per capire il rischio dei cambiamenti climatici indotti dalle attività umane, i suoi potenziali impatti e le opzioni per un mitigamento di questi effetti. Secondo l'IPCC 2001 “..un evento meteorologico estremo è un evento ‘raro’ in riferimento alla sua distribuzione statistica. La definizione di ‘raro’ può variare ma normalmente è intesa come inferiore del decimo o novantesimo percentile.” Sempre per definizione “... le caratteristiche di ciò che chiamiamo ‘evento meteorologico estremo’ possono variare da luogo a luogo; un evento climatologico estremo è la media del numero di eventi meteorologici estremi su un certo periodo di tempo , media che è essa stessa estrema (es. precipitazioni su una stagione).”

### **4.1. Metodologia**

La relazione fra cicloni ben formati ed eventi di intensa piovosità è stata dimostrata sia per i singoli casi ( Ramis *et al.*, 1998; Jansà *et al.*, 2000) sia da un punto di vista statistico (Jansà *et al.*, 2001; Romero *et al.*, 1999). E' stato notato (Campins *et al.*, 2006a) che i cicloni correlati ad eventi di vento forte sono più profondi, con una vorticità geostrofica più alta e più intensi a tutti i livelli, rispetto a quelli correlati ad alti valori di piovosità. La ricerca è basata sullo studio delle vorticità dei sistemi ciclonici ( senso antiorario, valori positivi ) e anticiclonici ( senso orario, valori negativi ). A prescindere dal senso di rotazione, qui riferito all'emisfero nord, la natura di questi sistemi è profondamente diversa; i cicloni si presentano sulle carte al suolo con isobare generalmente chiuse, con un minimo di pressione al centro verso il quale il vento converge e sale; hanno zone preferenziali di genesi e sviluppo, seguono dei percorsi ben definiti e hanno valori di vorticità più alti.

Gli anticicloni hanno isobare non ben definite o chiuse, un massimo di pressione al centro dal quale il vento diverge in senso orario; sono generalmente più estesi, con valori di vorticità minori e piuttosto stazionari.

#### 4.2. Selezione dei casi

Tradizionalmente le variazioni di intensità di un ciclone erano direttamente correlate alle variazioni di pressione al livello del mare vicino al centro depressionario; le cadute di pressione centrali erano considerate l'effetto dell'intensificazione delle forzanti in gioco. Sfortunatamente l'uso delle pressioni centrali può essere fallace; a volte, repentine cadute di pressione, possono essere dovute alla rapida migrazione del sistema su zone con un diverso campo barometrico piuttosto che ad un aumento della circolazione. Sanders (1986) e Gyakum (1989) hanno riportato esempi in cui l'aumento della circolazione era modesto a dispetto di enormi cadute di pressione.

L'uso alternativo della vorticità centrale come misura della forza di un ciclone riduce questo problema, sebbene sia facile notare che sistemi con vorticità simili possano differire in dimensioni, struttura, e intensità apparente. Pertanto, l'identificazione di cicloni tramite lo studio delle medie di vorticità rispetto agli estremi dei gradienti di pressione, è ritenuto uno standard necessario (Sinclair, 1997).

Poiché il vento a 10 m è ritenuta una misura migliore rispetto al vento geostrofico nell'approssimazione delle condizioni reali (Sinclair, 1997), stimiamo il campo del vento di gradiente dalle componenti zionali ( $u$ ) e meridionali ( $v$ ) e ne calcoliamo la vorticità .

$$\zeta [s^{-1}] = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

La circolazione, intesa come la vorticità media sull'area o dominio del ciclone, è la più realistica misura della forza di un ciclone, perché tiene conto sia delle dimensioni sia del tasso di rotazione del sistema (Sinclair, 1997). La maggiore difficoltà consiste nel definire la regione di

flusso di aria associata a ciascun vortice. Questo è possibile nello studio di un singolo caso o servendosi di database informatici come TRAX, un software usato per la ricerca di cicloni con determinate caratteristiche. Nel nostro caso, non essendo possibile l'analisi di decine di migliaia di carte sinottiche, operiamo una restrizione dell'area alla zona di maggior sviluppo di sistemi ciclonici, basata su studi precedenti (Genovés *et al.*, 2006; Flocas *et al.*, 2001) e rappresentata in Fig. 8 per le vorticità cicloniche e in Fig. 22 per quelle anticicloniche.

### 4.3 Vorticità ciclonica

Come si può facilmente notare l'area presa in esame comprende solo due delle tre zone di ciclogenese e sviluppo; l'esclusione del Mare Egeo è dovuta al fatto che i sistemi che interessano questa zona sono più ristretti a causa dell'orografia e non corrispondono mai a valori alti di circolazione (Genovés *et al.*, 2006), che dipende appunto dalla regione di flusso d'aria associata.

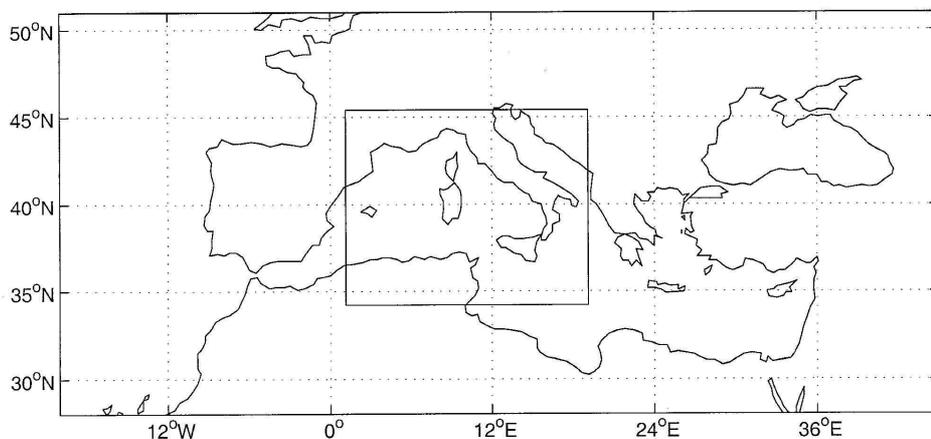


Fig. 8 Area di analisi della vorticità ciclonica.

I valori di vorticità, mediati giornalmente per escludere fenomeni passeggeri di poche ore, sono stati esaminati su tutto il periodo all'interno dell'area presa in esame. Sono stati considerati solo i valori positivi che insistono sulla zona e ne è stata calcolata la media. Il grafico ottenuto è rappresentato in Figura 9. Il valore di vorticità media è di  $0,63 \text{ s}^{-1}$  con deviazione standard  $0,2 \text{ s}^{-1}$ . Il 90% dei casi hanno valori inferiori

a  $0,91 \text{ s}^{-1}$  mentre la massima frequenza dei casi presenta vorticità medie attorno a  $0,58 \text{ s}^{-1}$  con distribuzione di tipo Poisson (Fig. 10); dalla serie temporale sono stati scelti i nove casi più intensi, mostrati in Tab. 1.

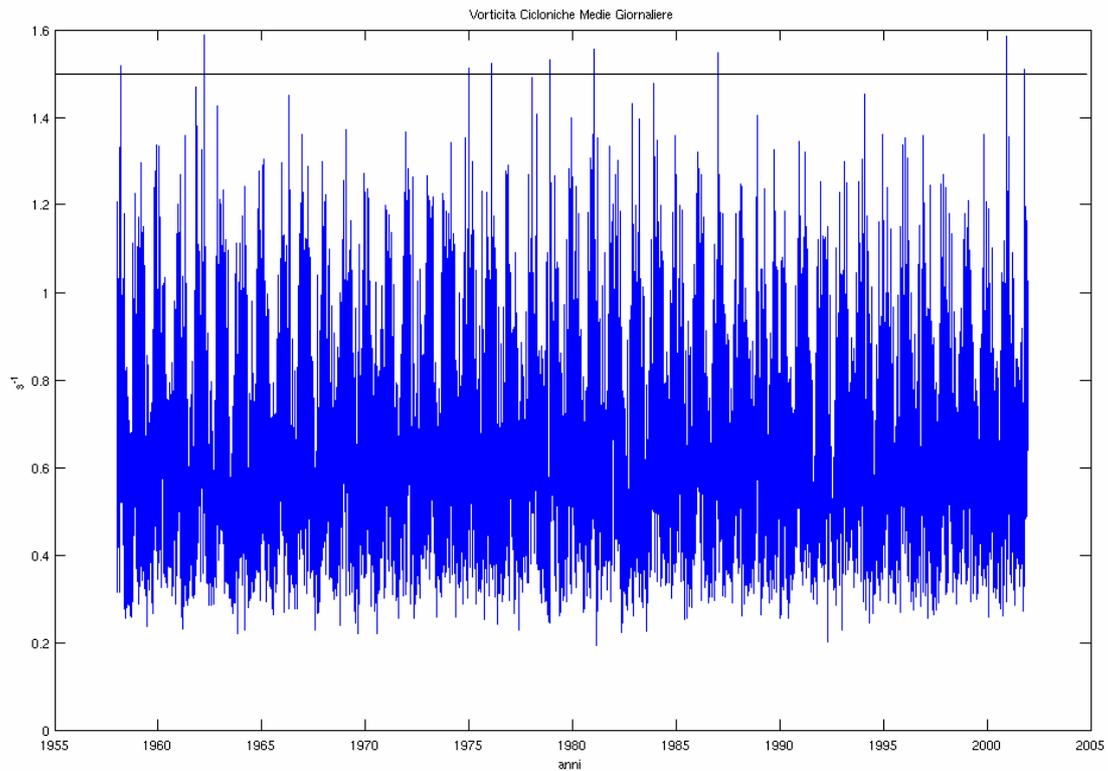


Fig. 9. Vorticità positive gionaliere all'interno dell'area

La scelta del valore di soglia ( $1,5 \text{ s}^{-1}$ ) è dettata dall'intenzione di selezionare i nove casi più intensi; i valori di vorticità che eccedono questo valore corrispondono allo 0,06% della distribuzione;

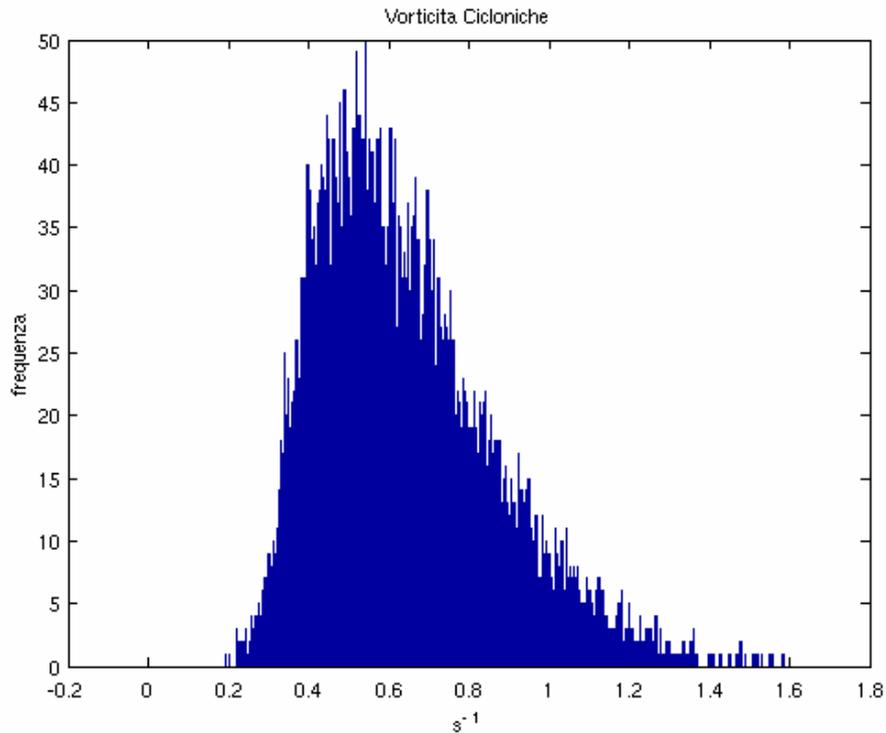


Fig. 10. Distribuzione di frequenza delle vorticità positive

ogni caso è stato tracciato per individuare la zona interessata e il momento di massimo sviluppo; sono rappresentati solo i tre casi più recenti (2001, 2000, 1987).

Evento	Massimo Sviluppo	Vorticità Media ( $s^{-1}$ )
13 - 16 Marzo 1962	14 alle 06:00 UTC	1.5871
29 - 31 Dicembre 2000	30 alle 18:00 UTC	1.5845
20 - 27 Gennaio 1981	21 alle 12:00 UTC	1.5556
9 - 13 Gennaio 1987	10 alle 12:00 UTC	1.5481
27 Novembre – 1 Dicembre 1978	30 alle 18:00 UTC	1.5314
1 – 4 Febbraio 1976	03 alle 12:00 UTC	1.5234
27 Febbraio – 2 Marzo 1958	01 alle 00:00 UTC	1.5185
30 Dicembre – 2 Gennaio 1975	01 alle 06:00 UTC	1.5125
10 - 12 Novembre 2001	11 alle 06:00 UTC	1.5085

Tabella 1. Cicloni più intensi ottenuti dall'analisi di dati ERA-40.

#### 4.3.1. Percorsi ed effetti

La tabella mostra che la maggior parte degli eventi si è verificata in inverno o tardo autunno, e solo due casi in Marzo; non si notano tendenze di intensificazione di tali fenomeni ma solamente un lungo periodo di assenza ( dal 1988 al 2000 ). Questo non significa che non siano stati registrati casi di fenomeni intensi, ma che i sistemi che si sono sviluppati in questo periodo non hanno assunto vaste proporzioni.

I percorsi dei casi selezionati sono rappresentati in Figura 11;

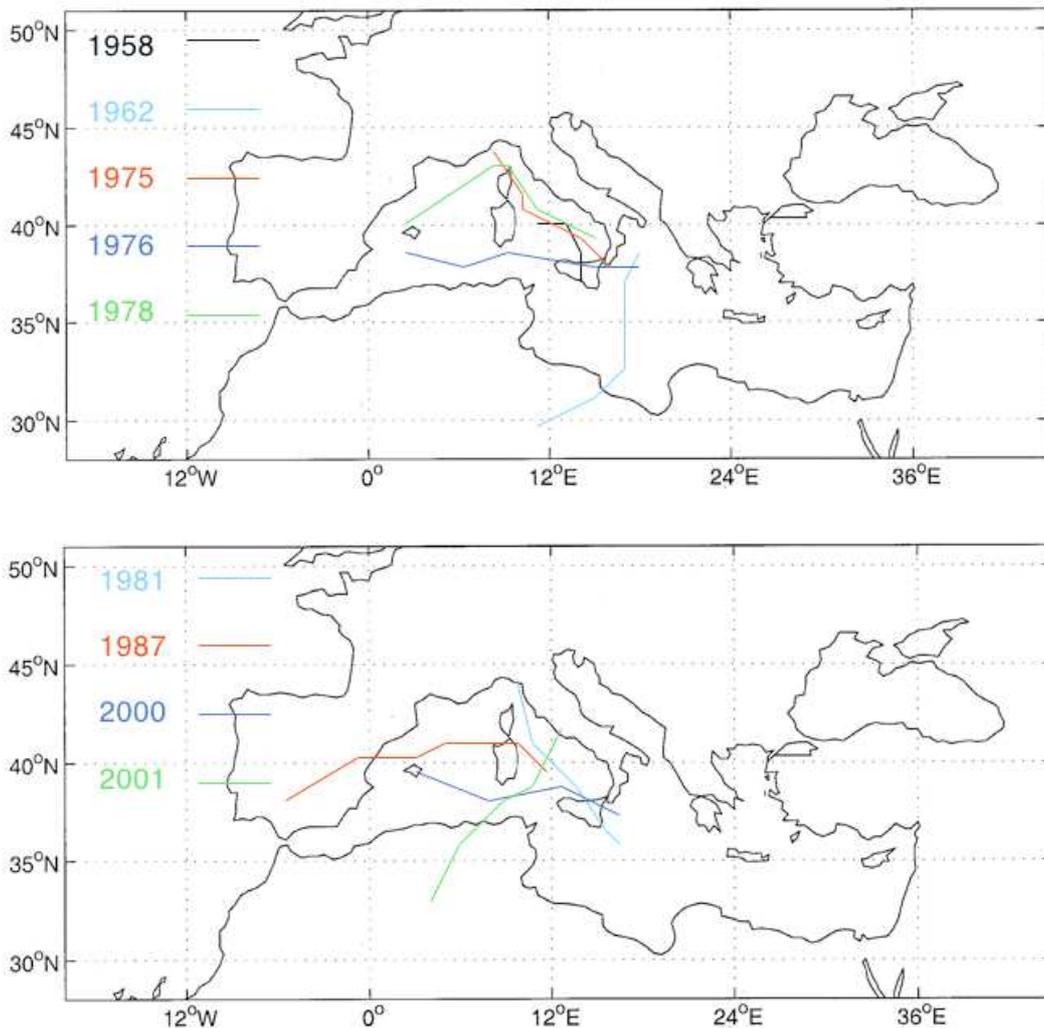


Fig. 11. Percorso dei casi identificati

Il caso più remoto, quello del 1958, è confermato da studi precedenti (Genovés et al., 2006), ma non è supportato da notizie storiche. La depressione si formò sulla Sicilia e si sviluppò completamente nel Tirreno centrale; è l'unico caso in cui la depressione si muove, anche se

di poco, verso ovest. Non dobbiamo dimenticare che i dati rilevati direttamente da sonde per la prima parte del periodo considerato sono più scarsi e gran parte del dataset è ricostruito da modello.

La tempesta del 1962 provocò uno dei più severi eventi di bora documentati in Croazia facendo registrare intensità record di vento a Spalato (Vucetic, 1997); fu inoltre classificato come il più intenso e duraturo evento di Bora nel sud della Croazia, (probabilmente superato da un eccezionale caso nel 2004) (Horvarth *et al.*, 2005).

L'evento del 2000, riportato fra i casi di studio del progetto MEDEX, interessò la Catalogna (SP) con venti di nord ovest a 35 m/s, l'Italia tirrenica con venti forti e sette giorni di piogge e si abbattè sulla Tunisia con venti forti di oltre 40 m/s e raffiche fino a 50 m/s a Kasserine (TU), con gravi danni per la navigazione e gli edifici (Fig. 12). Le immagini rappresentano i venti (frecce) e le vorticità relative (colori).

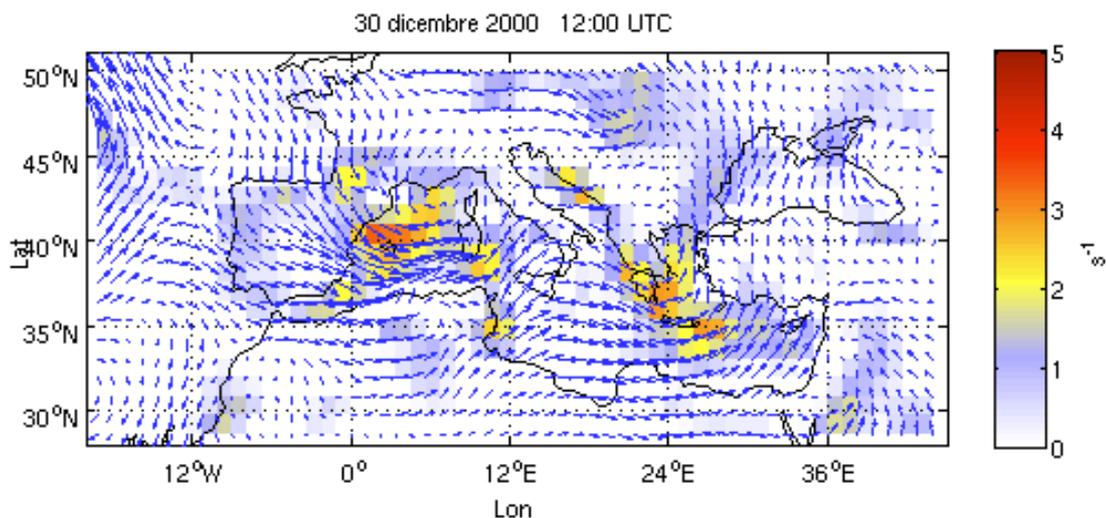


Fig. 12. Formazione del ciclone del dicembre 2000 (dati ERA-40)

Come il caso del 1976 la depressione si formò sulle Baleari e si spostò verso est passando a sud della Sardegna (Fig. 13) fino a raggiungere il massimo sviluppo sul Tirreno meridionale, sebbene nel '76 i fenomeni furono di intensità minori (Genovés *et al.*, 2006).

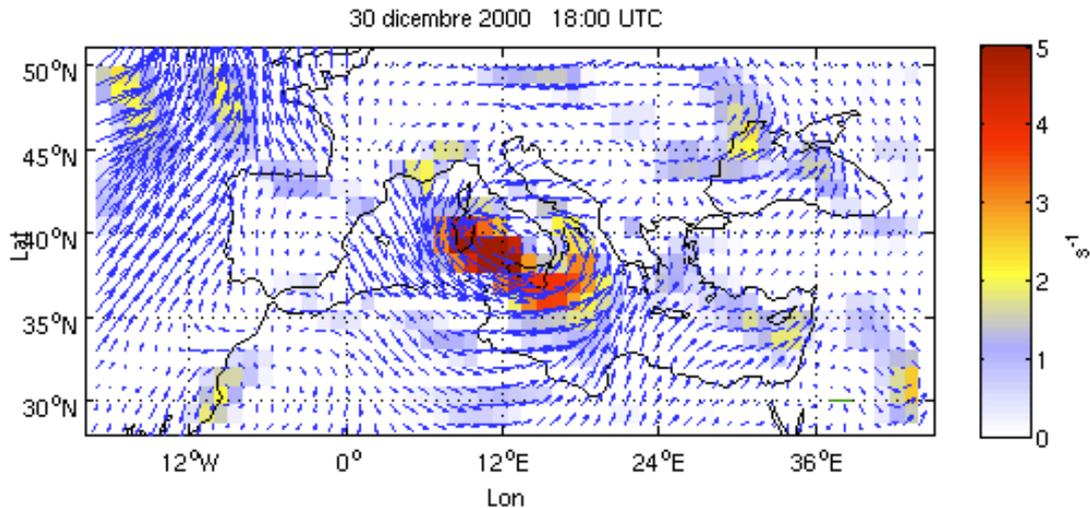


Fig. 13. Massimo sviluppo sul Tirreno centrale 6 ore dopo.

Il sistema proseguì verso il Mediterraneo orientale abbattendosi sul Mar Egeo, dove perse forza scontrandosi sui Balcani (Fig. 14).

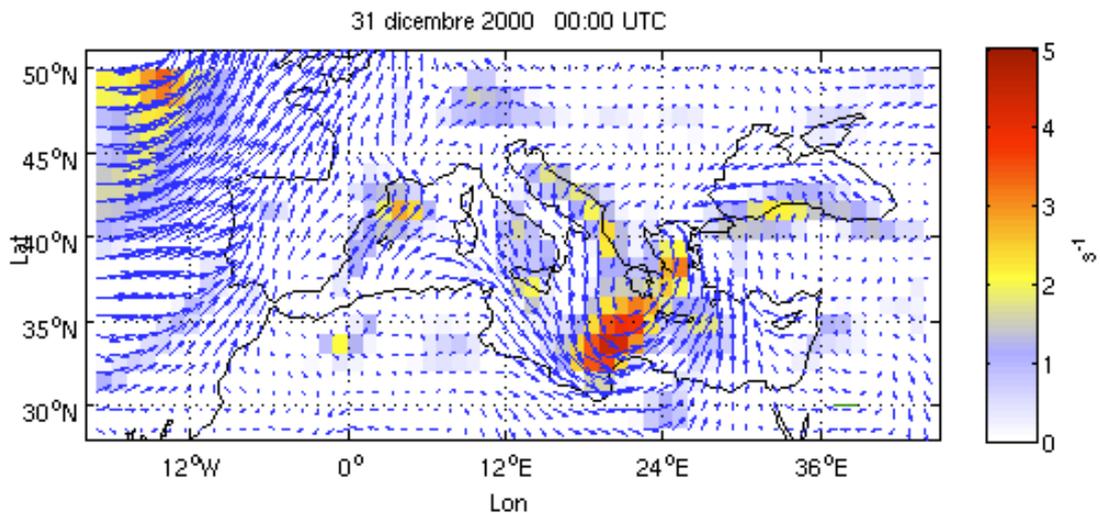


Fig. 14. Migrazione e esaurimento.

Due soli eventi, quelli del 1975 e del 1981, corrispondono a ciclogenesi esplosiva nel Golfo di Genova; in queste occasioni infatti le Alpi hanno causato un effetto di accrescimento delle condizioni di vorticità del sistema che si è poi sviluppato completamente una volta raggiunto il Tirreno meridionale causando forti venti e mareggiate nel sud Italia, Tunisia, Libia e Grecia Ionica (Genovés *et al.*, 2006).

Situazioni simili causarono lo sviluppo del ciclone del 1978; dalle Baleari transitò sul golfo di Genova dove ricevette impulso fino a raggiungere il massimo sviluppo nel Tirreno Meridionale.

Il ciclone del 1987 corrisponde ad una bassa pressione localizzata inizialmente sulla Spagna sud occidentale che evolve in una profonda depressione non appena entra nel Mediterraneo (Fig. 15); vennero registrati forti venti e grandi quantità di pioggia sulle Baleari.

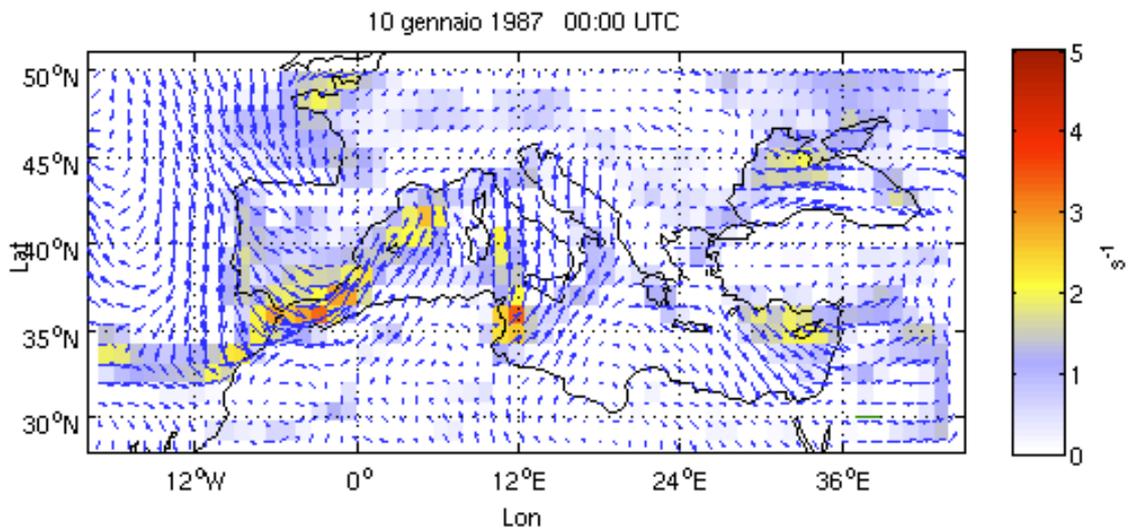


Fig. 15. Ciclogenesi sul Mediterraneo occidentale.

Il sistema proseguì verso il Tirreno centrale dove raggiunse il massimo sviluppo il 10 gennaio (Fig. 16). E' un evento ben documentato perché causò forti venti su tutto il Mediterraneo centrale e record storici di onda.

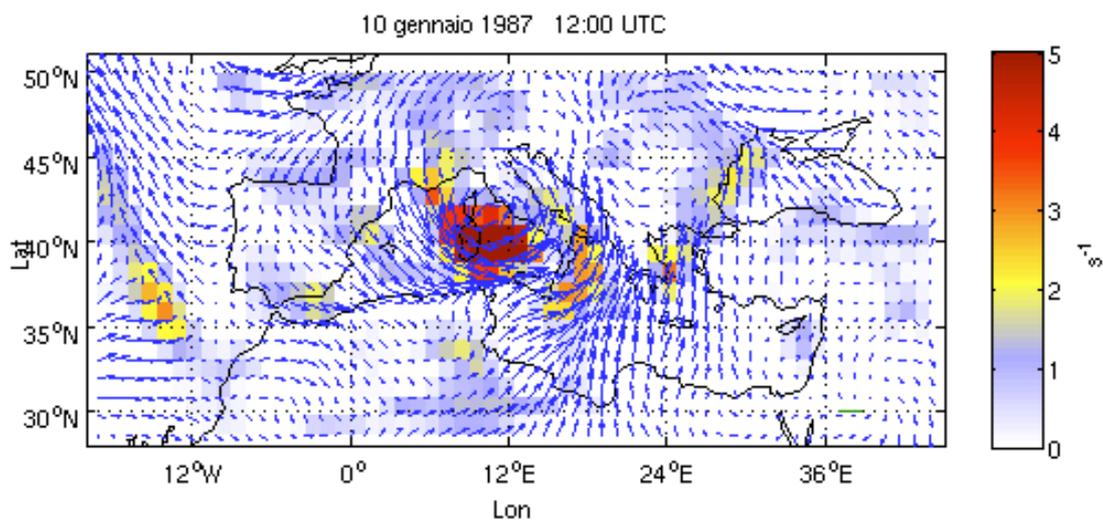


Fig. 16. Massimo sviluppo del ciclone del gennaio 1987 (dati ERA-40)

A differenza del caso precedente, il sistema stazionò sul Tirreno centro meridionale per altre 24 ore, e fu proprio la persistenza sulla stessa zona di forti venti a provocare record storici di onda (Fig. 17).

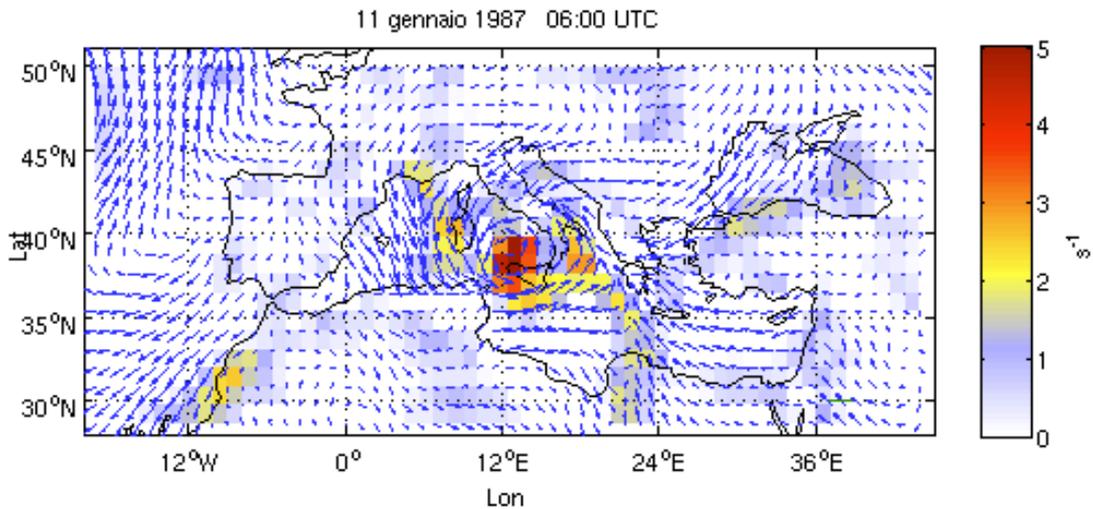


Fig. 17. Evoluzione del ciclone 18 ore dopo.

Infine, il caso del Novembre 2001, di cui esiste uno studio dedicato di Hamadache et al., 2003, presentò un' origine nord africana con un violento e rapido sviluppo sul mare, fece registrare record storici di vento sull'Isola di Maiorca (Genovés e Jansà, 2003) e sull'Algeria, (Fig. 18).

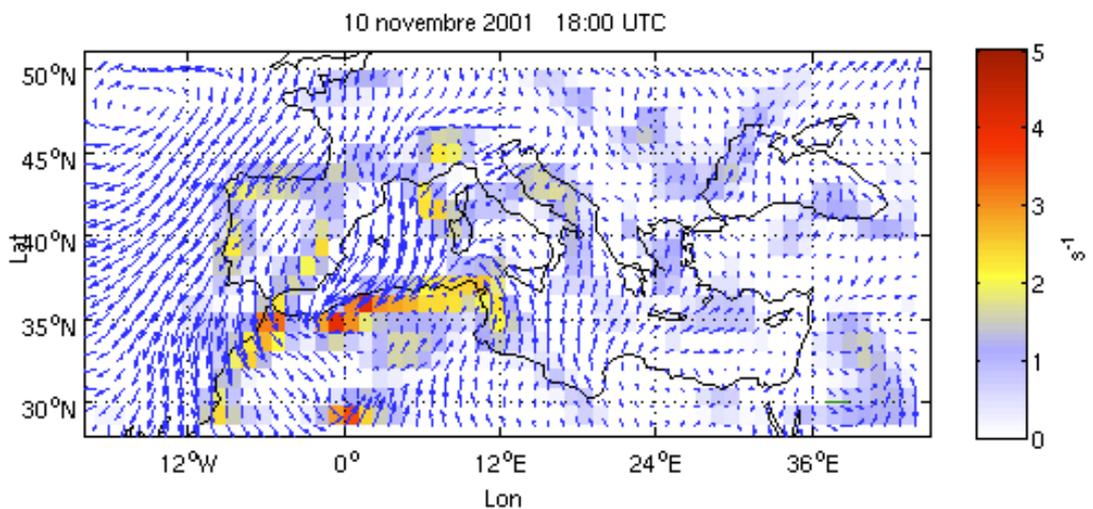


Fig. 18. Formazione del ciclone del novembre 2001

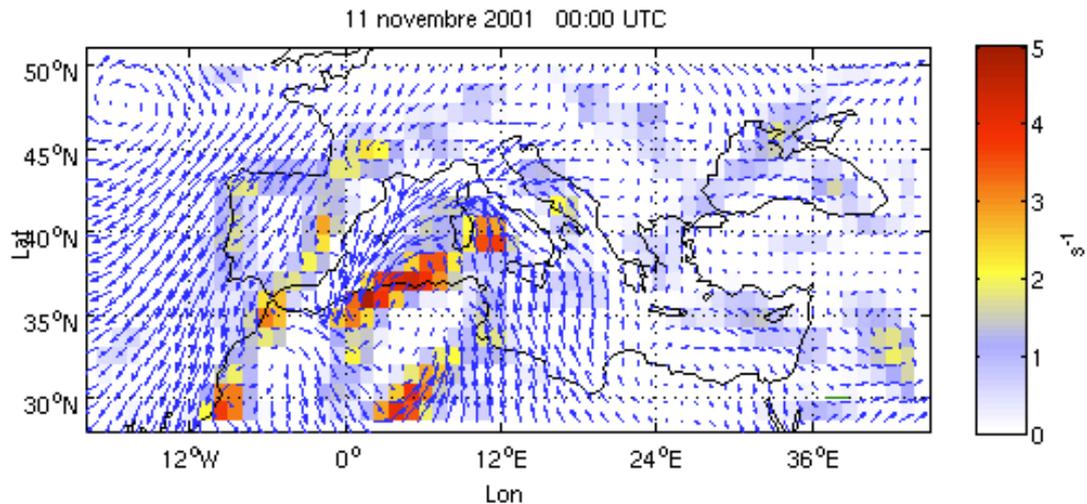


Fig. 19. Sviluppo del ciclone del novembre 2001

Il sistema raggiunge il massimo sviluppo sul mare la mattina dell'11 novembre (Fig. 19), causando forti venti e grosse mareggiate su Sardegna, Corsica e Baleari fino ad abbattersi violentemente sulle coste dell'Algeria (Fig. 20). I catastrofici effetti che ne derivarono (776 morti e 126 dispersi in Algeria) fanno di questo evento un riferimento per gli ultimi anni, ben documentato dai moderni sistemi di osservazione e dagli attuali modelli NWP ad alta risoluzione.

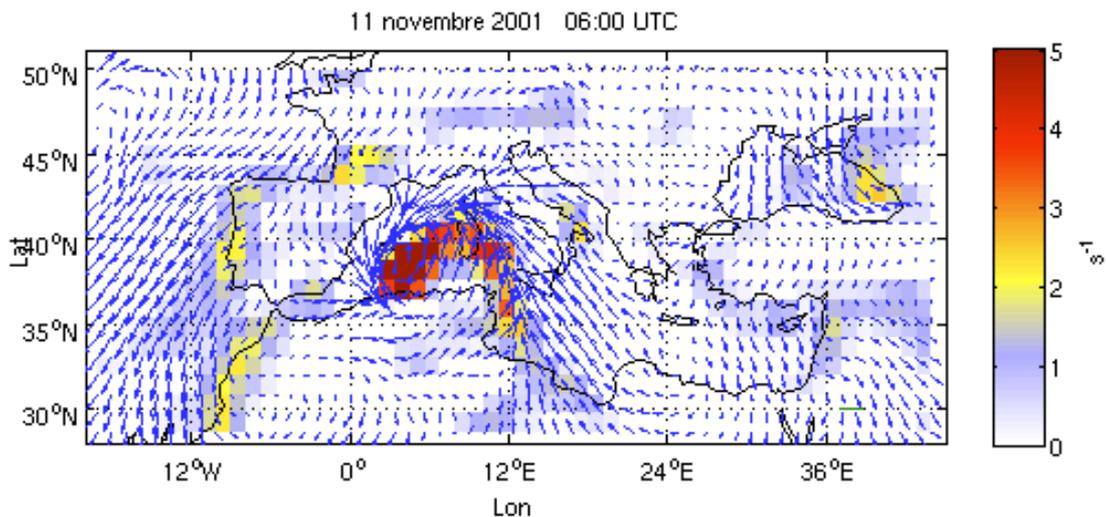


Fig. 20. Massimo sviluppo del ciclone del novembre 2001.

L'immagine è esplicativa dell'influenza dell'orografia su questi sistemi, che nel caso preso in esame provocò uno spostamento della perturbazione verso l'Italia con relativa riduzione nell'intensità (Fig. 21).

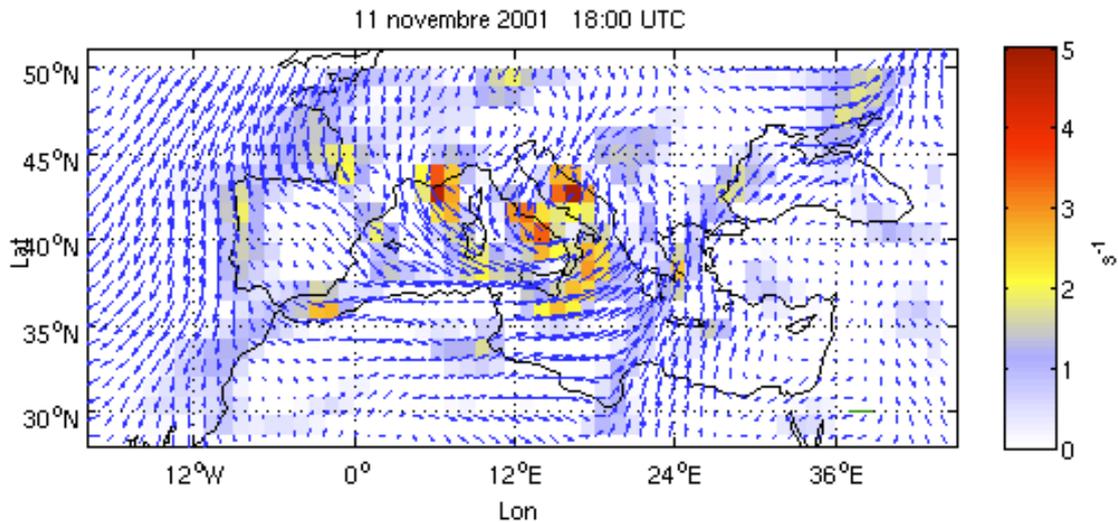


Fig. 21. Spostamento verso nord e diminuzione dell'intensità.

Dall'analisi di dati ERA-40 pertanto è possibile l'identificazione di sistemi ciclonici a forte impatto. La regione di massimo sviluppo di sistemi "esplosivi" è identificata nel Tirreno centrale, mentre le zone di ciclogenesi preferenziale sono le Baleari e il Golfo di Genova. L'orografia riveste un ruolo importante nei tracciati e nelle variazioni di intensità di tali sistemi.

Ad eccezione del 1978 tutti gli eventi di ciclogenesi intensa riportati in tabella 1 sono confermati dal calendario delle "Meteorological bombs" di Conte (1985) per il periodo 1964-1984 e 1985-1995.

#### 4.4. Vorticità anticiclonica

L'area presa in esame per lo studio delle vorticità negative è quella su cui più frequentemente insistono questi sistemi (Fig. 22). Durante il periodo estivo, grazie all'estensione dell'anticiclone delle Azzorre (Prezerakos, 1984) le alte pressioni sono più frequenti e persistono di più, anche se non mancano casi di alte vorticità anticiloniche in primavera o autunno. La zona considerata inoltre lambisce con quella delle vorticità positive; infatti è dall'interazione di questi due sistemi, (ciclonico e anticiclonico) che si sviluppano i venti di Maestrale che costituiscono la caratteristica principale della struttura climatologica del vento in Mediterraneo (vedi tavole 2,3).

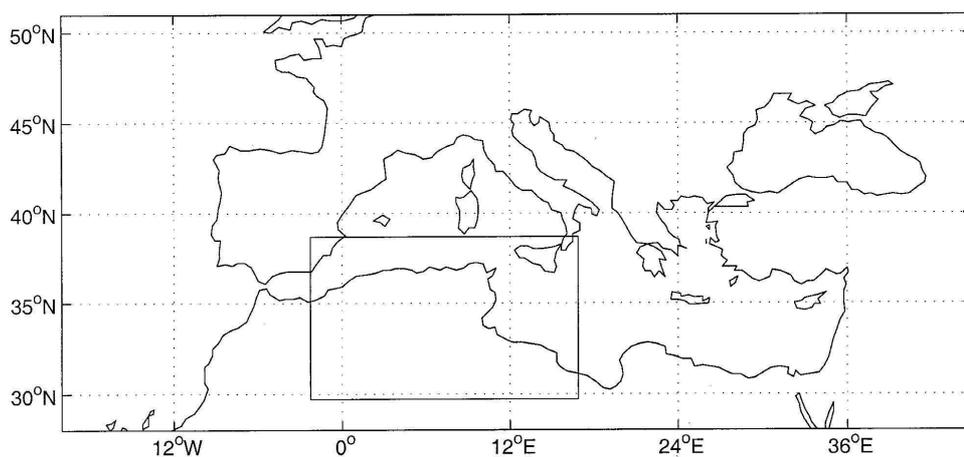


Fig. 22. Area di analisi della vorticità anticiclonica.

I valori considerati sono solo quelli negativi, mediati sul giorno, per tutto il periodo. Il valore medio,  $-0,61 \text{ s}^{-1}$  con deviazione standard  $0,11 \text{ s}^{-1}$ , è leggermente inferiore a quello delle vorticità positive, come ci si aspettava, perché le caratteristiche principali di questi sistemi sono l'ampiezza dell'area su cui insistono e il periodo, piuttosto che le intensità relative dei venti messi in moto; grandi differenze si notano infatti nei valori di vorticità massima (Fig. 23).

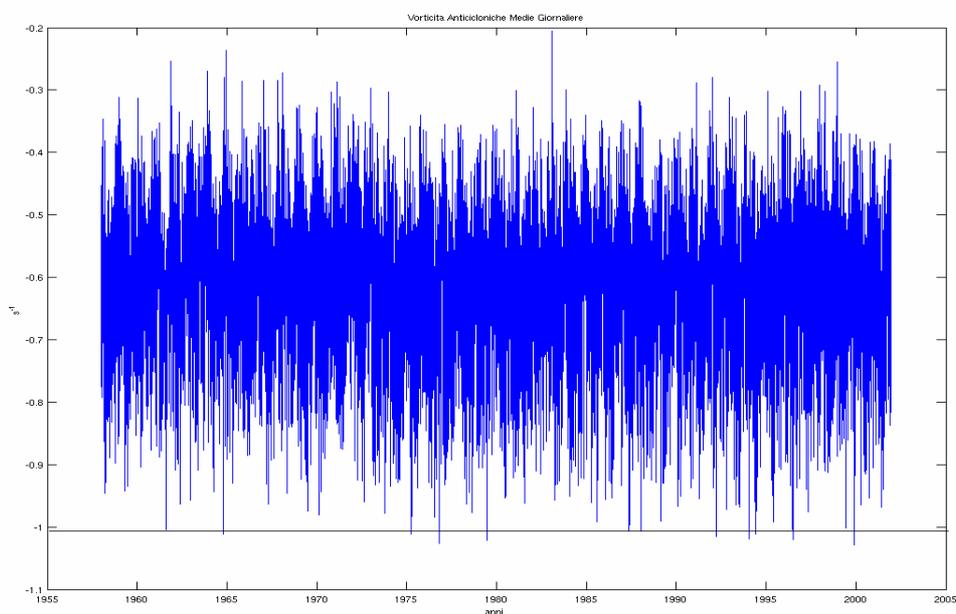


Fig. 23. Vorticità negative giornaliere all'interno dell'area

Il 90% dei casi hanno valori inferiori a  $-0,76 \text{ s}^{-1}$  mentre la massima frequenza dei casi presenta vorticità medie attorno a  $-0,56 \text{ s}^{-1}$  sempre con distribuzione di tipo Poisson (Fig. 24). Il valore di soglia è stato fissato a  $-1,01 \text{ s}^{-1}$  e nove casi lo oltrepassano, corrispondenti allo 0,06% della distribuzione.

Per le vorticità anticiloniche non sono stati calcolati i tracciati perché appunto si riscontrano variazioni nell'espansione o restringimento di questi sistemi, piuttosto che percorsi ben definiti. La selezione dei casi è riportata in tabella 2.

Evento	Massimo Sviluppo	Vorticità Media
10 - 13 Dicembre 1999	12 alle 06:00 UTC	-1.030
26 - 29 Ottobre 1976	28 alle 06:00 UTC	-1.026
30 Giugno – 8 Luglio 1979	04 alle 00:00 UTC	-1.022
4 - 13 Luglio 1996	09 alle 12:00 UTC	-1.020
4 - 8 Febbraio 1994	06 alle 18:00 UTC	-1.019
31 Marzo – 2 Aprile 1992	01 alle 18:00 UTC	-1.015
10 - 14 Marzo 1964	11 alle 06:00 UTC	-1.012
28 - 30 Aprile 1975	30 alle 12:00 UTC	-1.011
9 - 13 Giugno 1994	11 alle 12:00 UTC	-1.011

Tabella 2. Selezione degli eventi anticiclonici più intensi (Dati ERA-40).

#### 4.4.1 Effetti

La selezione dei casi mostra che gli eventi estremi di vorticità anticiclonica sono meno intensi e con una distribuzione più approssimata a una gaussiana (Fig. 24).

La maggior parte dei casi si verifica tra la primavera e l'autunno, anche se il caso più estremo si è verificato in dicembre. Gli alti valori di vorticità in questi sistemi non corrispondono ad eventi particolarmente intensi; sebbene tutti i casi considerati corrispondano ad un'intensificazione dei venti di gradiente, nessuno può essere considerato un evento estremo e la ricerca bibliografica non ha prodotto nessun risultato.

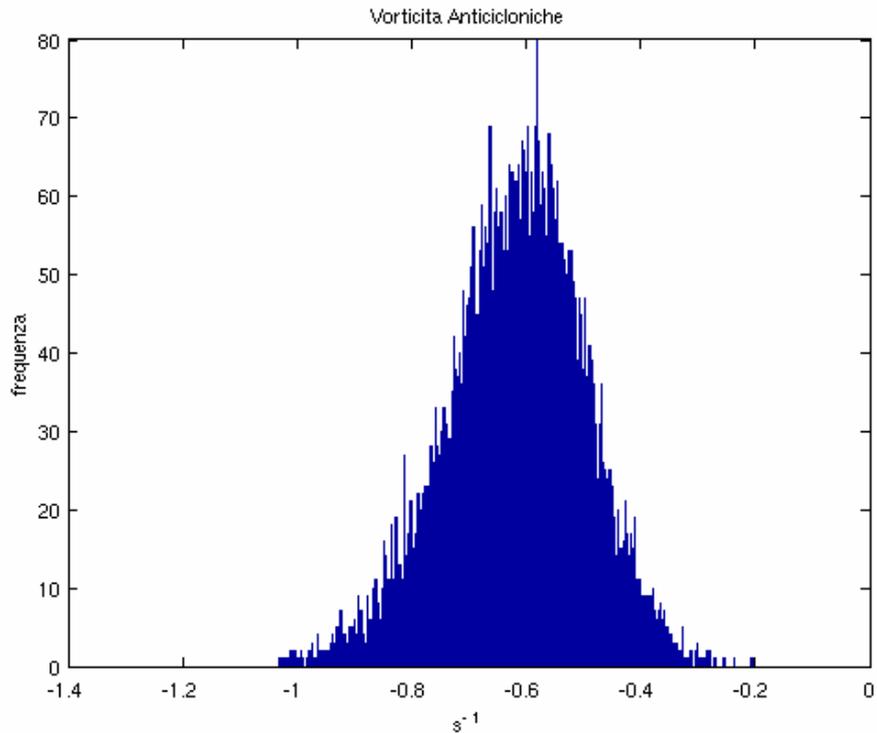


Fig. 24. Distribuzione di frequenza delle vorticità positive

Come per i cicloni sono riportate le situazioni di vento e vorticità per i tre casi più recenti, ma è stato riportato solo il momento di massimo sviluppo perché, come già detto sopra, questi sistemi variano in intensità ma sono sostanzialmente fermi (Figg. 25, 26, 27).

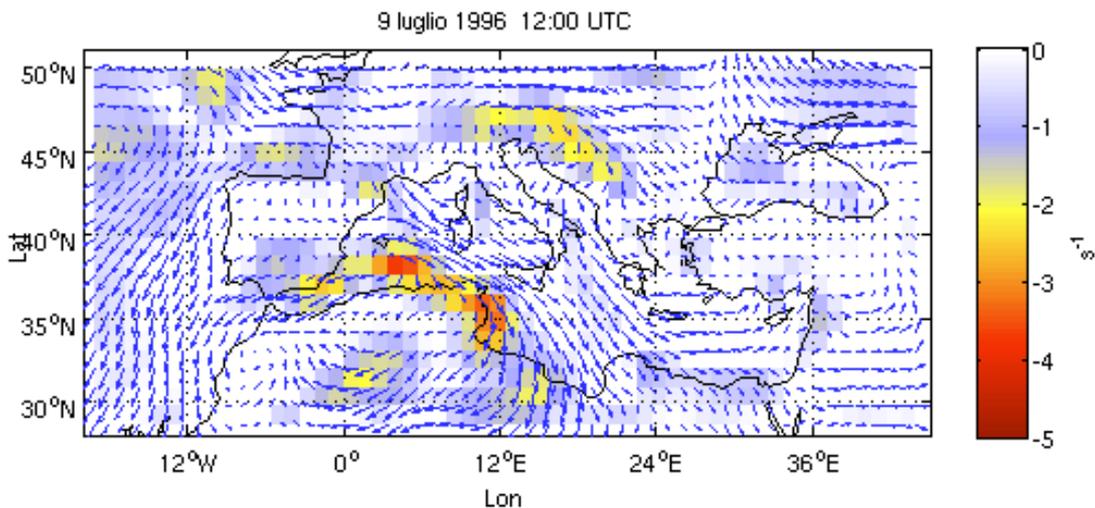


Fig. 25. Massimo di vorticità negativo; Luglio 1996.

Come già notato dai valori in tabella, le vorticità negative massime sono parecchio inferiori in valore assoluto a quelle positive. Ciò è dovuto ai

diversi meccanismi che governano questi sistemi come già spiegato sopra.

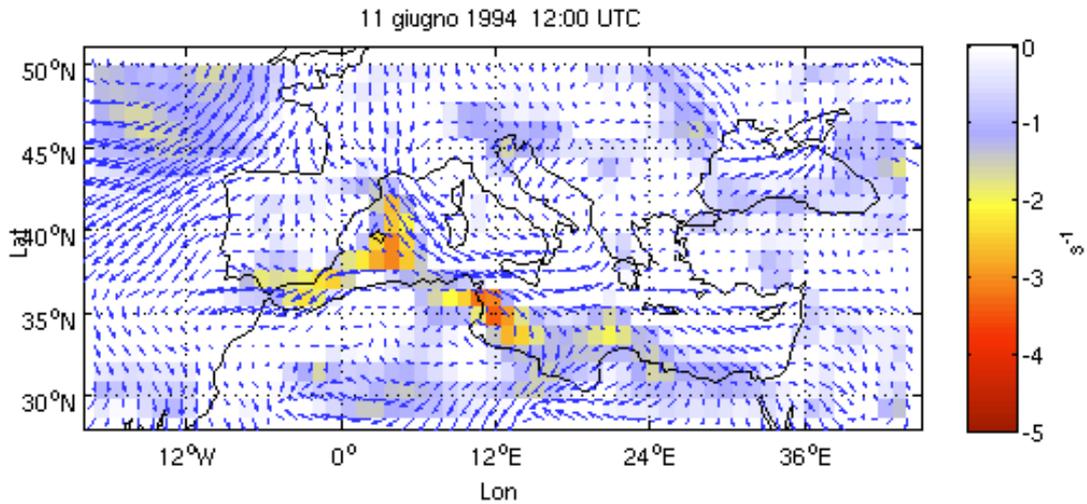


Fig. 26. Massimo di vorticità negativo; Giugno 1994

E' interessante notare che a prescindere dal fatto che la vorticità è stata studiata su un'area circoscritta, i massimi si verificano esattamente sulla stessa zona, il bordo all'interfaccia terra-mare dell'Africa settentrionale.

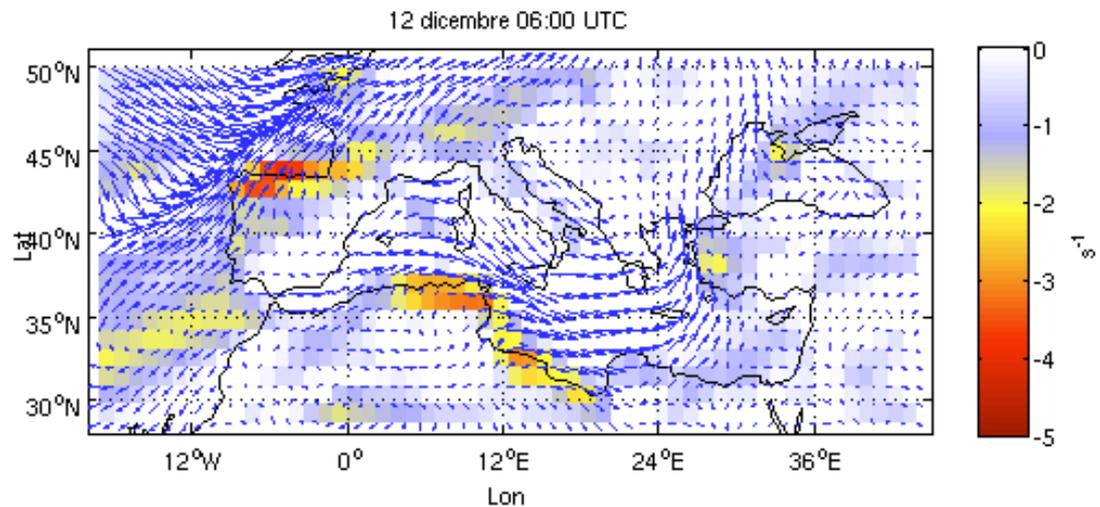


Fig. 27. Massima vorticità anticiclonica di tutto il periodo considerato (1958-2001).

Eventi estremi correlati ai sistemi anticiclonici come le ondate di calore (Heat Waves) sono dovuti alla situazione sinottica in quota (Baldi *et al.*, 2006) piuttosto che a valori alti di vorticità.

## 5. Conclusioni

E' stata fornita la struttura climatologica del vento da dati ERA-40 per un periodo di 43 anni (tavole 2, 3) e un'ulteriore catalogazione di eventi estremi che concorda con studi precedenti.

L'utilizzo dei dati ERA-40 per individuare e tracciare i cicloni in generale e quelli più intensi in particolare è possibile; la misura dell'intensità di questi sistemi tramite i valori di vorticità piuttosto che i gradienti di pressione è preferibile come già sostenuto da Sinclair (1997). Il criterio di questa selezione ha imposto una restrizione dell'area alla zona di maggior sviluppo dovuta al lungo periodo considerato, mentre per i singoli casi o per periodi ristretti è preferibile considerare l'area su cui insiste ogni singolo sistema.

L'influenza dell'orografia sui percorsi e gli sviluppi dei sistemi ciclonici è stata confermata, e a tal proposito sarebbe auspicabile una risoluzione maggiore della griglia dati per lo studio di tali sistemi all'interno del Mediterraneo.

Sono state individuate due zone preferenziali di massimo sviluppo: il Tirreno centro-meridionale, con cinque casi su nove e il Mar Ionio e Mar di Sardegna con i restanti casi. Le Baleari ed il Golfo di Genova sono le zone preferenziali di ciclogenese di sistemi esplosivi, raramente anche il nord Africa; tutti i casi raggiungono il loro massimo sviluppo sul mare. Questi risultati concordano con precedenti studi climatologici riguardanti eventi estremi, sebbene altre aree di ciclogenese esplosiva siano state identificate.

Lo studio dei valori massimi di vorticità nei sistemi anticiclonici non è necessario nella ricerca di eventi a forte impatto.

La verifica degli eventi estremi nei dati ERA-40 pertanto ne rende possibile l'utilizzo per lo studio di eventi estremi futuri.

## Bibliografia

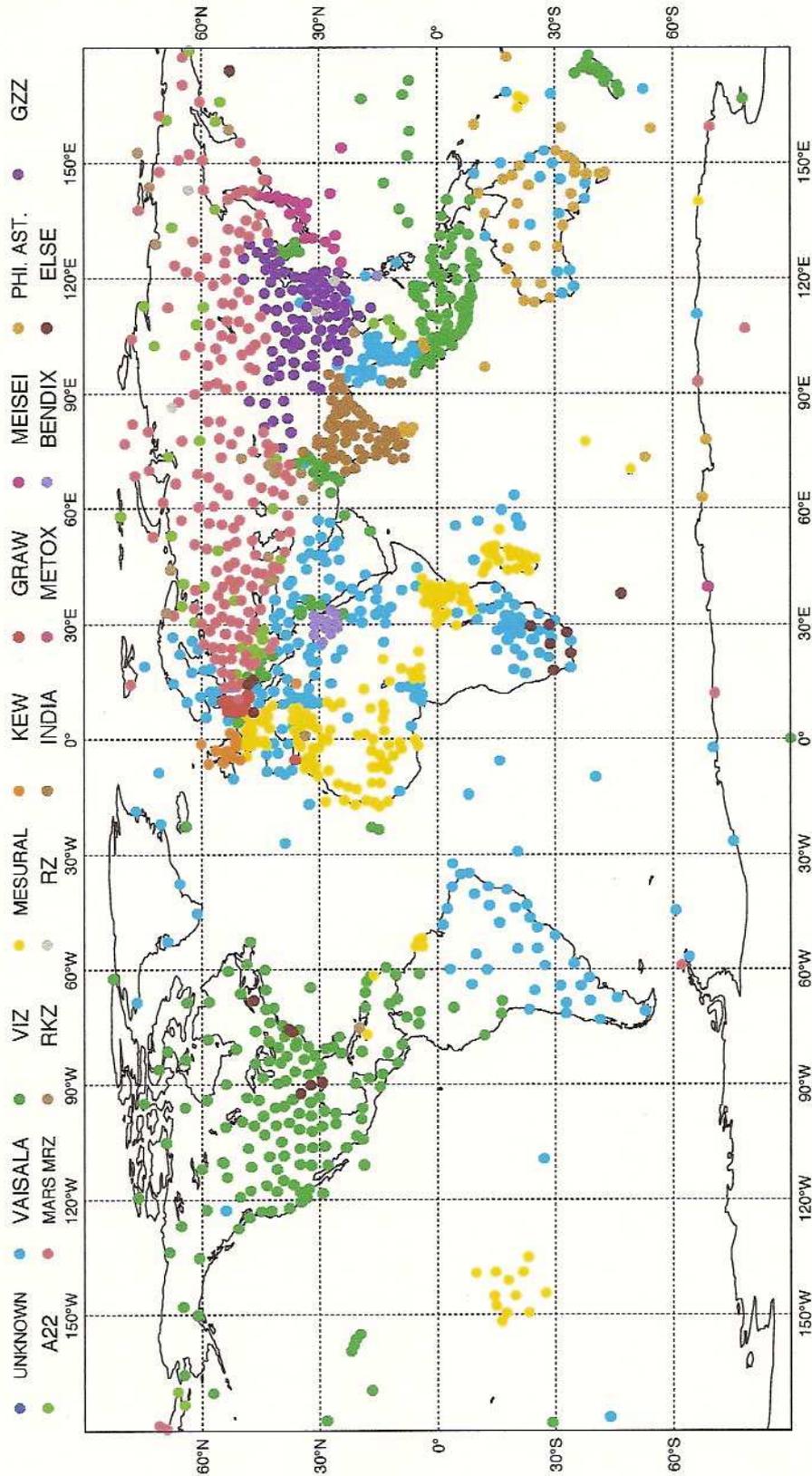
- Alpert P, Neeman B, Shay-El Y, 1990a: *Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data*. Tellus 42A: 65-67
- Alpert P, Neeman B, Shay-El Y, 1990b: *Intermonthly variability of cyclone tracks in the Mediterranean*. Journal of Climate 3: 1474-1478
- Baldi M, Dalu G, Maracchi G, Pasqui M, Cesarone F, 2006: *Heat waves in the Mediterranean: a local feature or a larger-scale effect?* Int. Journal of Climatology 26: 1477-1487
- Brody LR, Nestor L, 1980: *Regional Forecasting Aids for the Mediterranean basin*. Naval Postgraduate School, Monterey, CA
- Campins J, Jansà A, Genovés A, 2005: *Three-dimensional structure of western mediterranean cyclones*. Int. Journal of Climatology 26: 323-343
- Campins J, Jansà A, Genovés A, 2006a: *Heavy rain and strong wind events and cyclones in the Balearics*. Advances in Geosciences, 7: 73-77
- Conte M, 1985: *The meteorological "bomb" in the Mediterranean: a synoptic climatology*. Report of the Steering group meeting on Medoterranean Cyclon Study Project. PSPM Report Series No.20 WMO/TD No.128: 17-31
- Flocas HA, 1988: *Frontal depressions over the Mediterranean Sea and central southern Europe*. Méditerranée 4: 43-52
- Flocas HA, Karacostas T, 1996: *Cyclogenesis over the Aegean Sea: identifications and synoptic categories*. Meteorologic Applications 3: 53-61
- Flocas HA, Maheras P, Karacostas TS, Patrikas I, Anagnostopoulou C, 2001: *A 40 year climatological study of relative vorticity distribution over the Mediterranean*. Int. Journal of Climatology 21: 1759-1778
- Genovés A, Campins J, Jansà A, 2006: *Intense storms in the Mediterranean: a first description from the ERA-40 perspective*. Advances in Geosciences, 7: 163-168
- Genovés A, Jansà A, 2003: *Diabatic Process contribution to the November 2001 storm*, CD of proceeding of the 4th Conference on Mediterranean storms, PLC04-A.
- Gyakum JR, Anderson R, Grumm RH, Gruner EL, 1989: *North Pacific cold season surface cyclone activity: 1975-1983*. Mon. Weather Rev., 117: 1141-1155
- Gomis D, Buzzi A, Alonso A, 1990: *Diagnosis of mesoscales structure in cases of lee cyclogenesis during ALPEX*. Meteorological Atmospheric Physics 43: 49-57
- Gustafsson N, 1991: *The HIRLAM Model*. Seminar proceedings on numerical methods in Atmospheric models, vol II. ECMWF Reading: 115-146
- Hamadache B, Terchi A, Brachemi O, 2003: *Study of the meteorological situation which affected the west and the center of Algeria in general and Bab-el-Oued in particular on the 10th November 2001*. CD fo proceedings of the 4th EGS Plinius Conf. On Mediterranean storms, PLC04-A-00063
- Horvarth K, Fita L, Romero R, Ivancan-Picek B, Stiperski I, 2005: *Sensitivity of the November 2004 Mediterranean cyclone and induced bora flow in Adriatic Sea to macroscale dynamical factors*. 7th Plinius Conf. On Mediterranean storms, PLC07-A Jansà 2000 2001

- Katsoulis BD, 1980: *Climatic and synoptic considerations of the Mediterranean depressions developing and passing over or near the Balcan Peninsula*. In Proceedings of the 1st Hellenic-British Climatological Congress. Hellenic Meteorological Society, Athens: 73-84
- Lavagnini A, Sempreviva AM, Transerici C, Accadia C, Casaioli M, Mariani S, Speranza A, 2005: *Offshore wind climatology over the Mediterranean basin*. Wind Energy vol.9, issue 3: 251-266
- Maheras P, Flocas HA, Patrikas I, Anagnostopoulou C, 2000: *A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region. Spatial and temporal distribution*. International Journal of Climatology 21: 109-130
- May PW, 1982: *Climatological flux estimate in the Mediterranean Sea. Winds and wind stresses*. Naval Ocean Reserch and Development Activity NSTL Station MS
- Meteorological Office, 1962: *Weather in the Mediterranean*, vol 1. Air Ministry, British Meteorological Office. HMSO: London
- Pettersen S, 1956: *Weather analysis and Forecasting*, vol 1. McGraw-Hill Book Company: New York.
- Picornell M, Jansà A, Genovés A, Campins J, 2001: *Automated database of mesocyclones from the HIRLAM-0,5° analysis in the western Mediterranean*. Int. Journal of Climatology, 21: 335-354
- Prezerakos NG, 1984: *Does the extension of the Azores' anticyclone towards the Balkans really exist?*. Archives of Meteor., Geophysics and Bioclimatology A: 217-227
- Radinovic D, 1965: *Cyclonic activity in Yugoslavia and surrounding areas*. Archives for Meteorology, Geophysics and Bioclimatology, Series A 14: 391-408
- Radinovic D, 1987: *Mediterranean Cyclones and their Influence on the Weather and Climate*. Programme on Short and Medium Range Weather Prediction Research, W.M.O. Sofia 24
- Ramis C, Romero R, Homar V, Alonso S, Alarcón M, 1998: *Diagnosis and numerical simulation of torrental precipitation event in Catalonia*. Meteorological Atmos. Phys, 69: 1-21
- Romero R, Summer G, Ramis C, Genovés A, 1999: *A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area*. Int. Journal of Climatology, 19: 765-785
- Sanders F, 1986: *Explosive cyclogenesis in the west-central North Atlantic Ocean, 1981-1984: composite structure and mean behavior*. Mon. Wea. Rev., 114: 1781-1794
- Sinclair MR, 1997: *Objective identification of cyclones and their circulation intensity and climatology*. Weather Forecasting, 12: 595-612
- Trigo I, Davies T, Bigg G, 1999: *Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region*. Journal of Climate 12: 1685-1696
- Urbani M, 1956: *Sulla ciclogenesi nel Mediterraneo durante l'inverno*. Rivista di Meteorologia Aeronautica XVI(1): 3-9
- Vucetic V, 1997: *Severe bora along the Adriatic coast in INM/WMO*. International symposium on cyclones and hazardous weather in the Mediterranean: 517-524



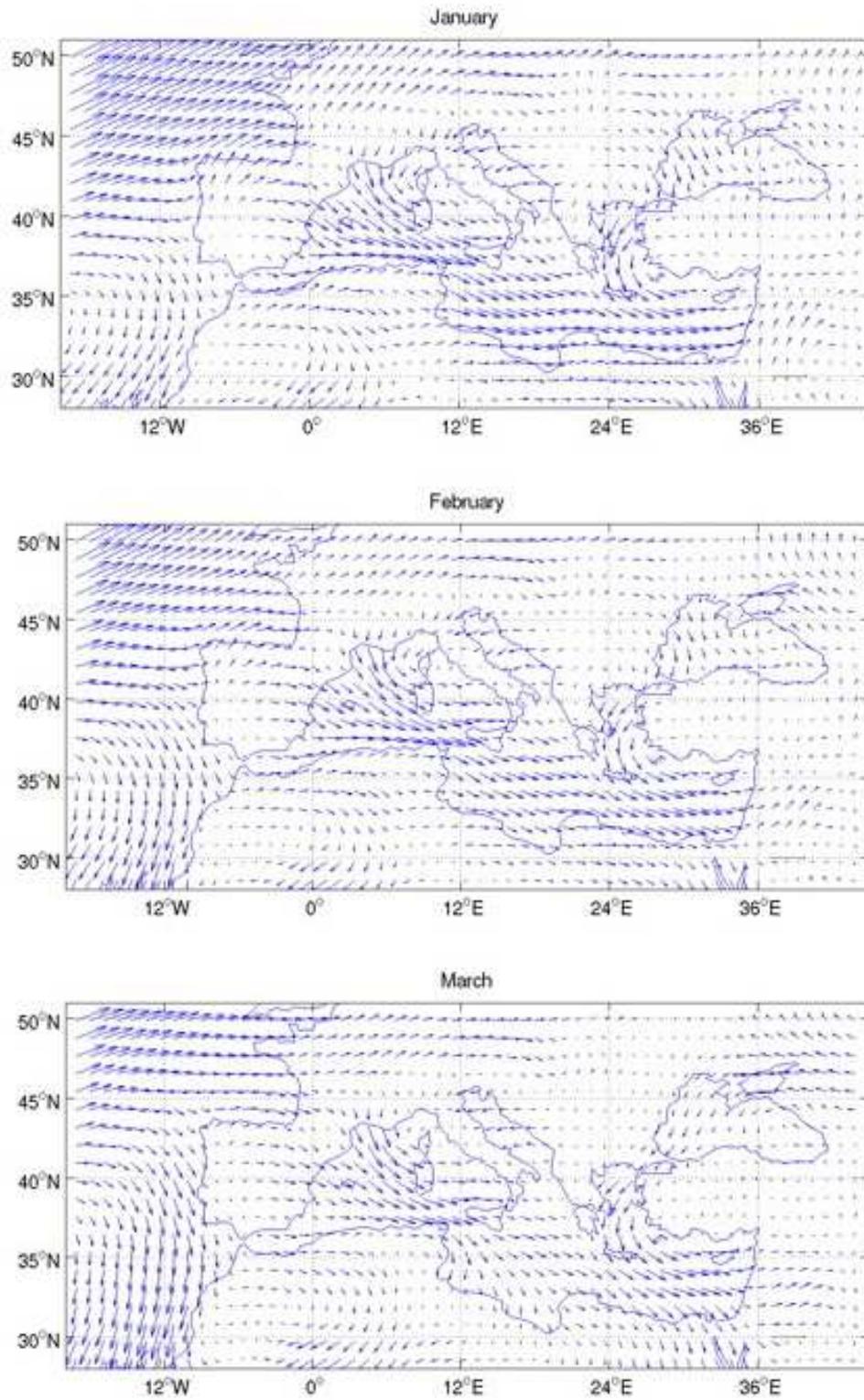
Tavola 1. Distribuzione spaziale delle radiosonde (da [www.ecmwf.int](http://www.ecmwf.int))

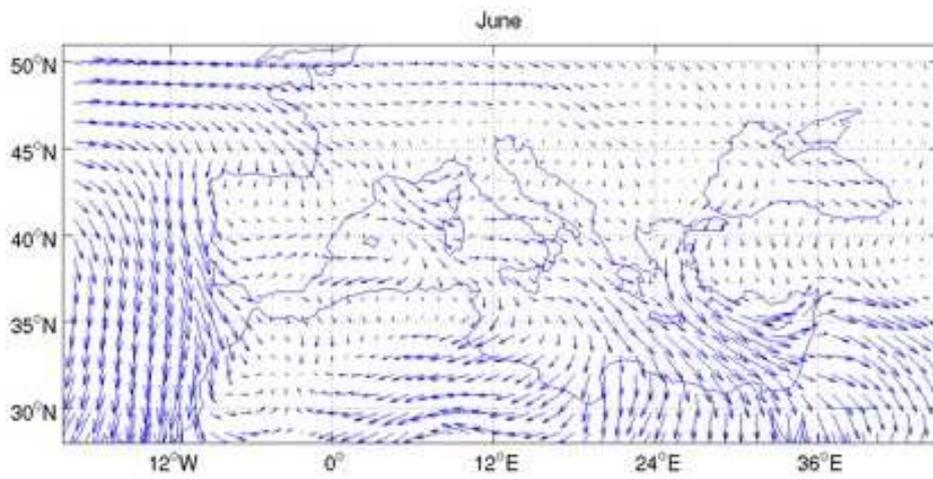
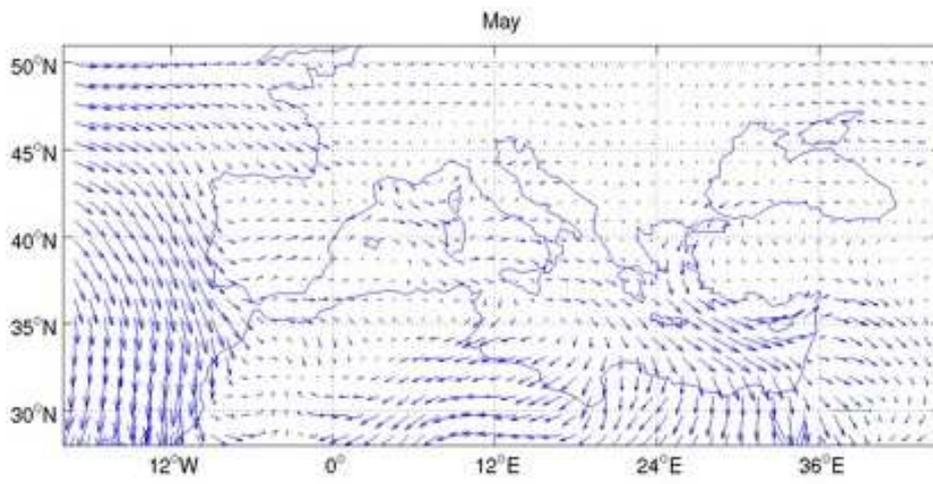
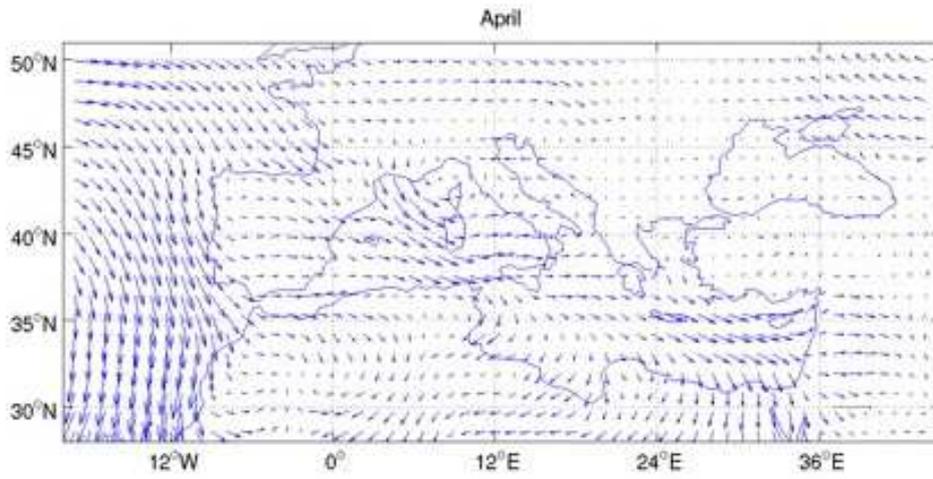
# RAWINSONDE TYPE JANUARY 1988





**Tavola 2. Struttura climatologica del vento 1958-2001 (Gennaio - Giugno)**





**Tavola 3. Struttura climatologica del vento 1958-2001 (Luglio – Dicembre)**

