

**PALEOMAGNETISMO NEI SEDIMENTI EMIPELAGICI
TARDO-PLEISTOCENICI DEL MAR TIRRENO(****)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 307
ABSTRACT	” 307
INTRODUZIONE	” 307
POSIZIONAMENTO, TASSO DI SEDIMENTAZIONE E CAMPIONAMENTO	” 308
MISURAZIONI E PROPRIETA' MAGNETICHE	” 308
CORRELAZIONI CON IL RECORD PALEOCLIMATICO	” 314
DISCUSSIONE	” 316
BIBLIOGRAFIA	” 317

RIASSUNTO

Il paleomagnetismo e le proprietà magnetiche dei sedimenti emipelagici della carota BS77-15 campionata nel bacino Sardo, Mar Tirreno forniscono un interessante registrazione delle variazioni paleoclimatiche e del campo geomagnetico del tardo Pleistocene.

La magnetizzazione rimanente caratteristica (ChRM) dei campioni è stata ottenuta usando la demagnetizzazione progressiva in campi alternati, non essendo l'azimut della carota orientato sono state prese in considerazione solamente le inclinazioni della ChRM. Le proprietà magnetiche dei sedimenti sono state studiate misurando l'intensità della magnetizzazione naturale rimanente (NRM), la suscettività magnetica (χ), la *frequency dependent susceptibility* (χ_{FD}), l'acquisizione della magnetizzazione rimanente anisteretica (ARM) ed isotermica (IRM), ed il *median destructive field* (MDF) in ognuno dei circa 100 campioni esaminati.

I minerali magnetici sono stati identificati sulla base della coercività e della temperatura di sblocco, le variazioni delle caratteristiche magnetiche lungo la carota definite in termini di coercività, granulometria e mineralogia magnetica.

Le proprietà magnetiche sono state confrontate con un record paleoclimatico alternativo basato sulla associazioni faunistiche dei foraminiferi planctonici già studiati sulla stessa carota (MORLOTTI & RAFFI, 1982). Una significativa correlazione è stata trovata fra χ_{FD} ed il *faunal climatic index* dimostrando che nelle proprietà magnetiche del sedimento è registrato un segnale paleoclimatico. L'analisi delle altre proprietà magnetiche mostra che esso è dovuto alle frazioni del minerale magnetico a bassa coercività ed a granulometria sottile, cioè con dimensioni a cavallo ed inferiori del limite superparamagnetico/singolo dominio (SP/SD) della magnetite.

La carota fornisce inoltre un record delle inclinazioni paleomagnetiche e delle paleointensità relative che sono state ottenute, con risultati simili, normalizzando la NRM sia rispetto alla χ che rispetto alla SIRM. L'inversione di polari-

tà magnetica che è stata trovata alla base della carota, la cui età è stata stimata da studi precedenti (TORELLI & BUCCHERI, 1982) in circa 85 ka, potrebbe corrispondere all'evento di Blake all'interno dell'epoca di Brunhes datato circa 110-130 ky.

ABSTRACT

The magnetic properties of late Quaternary hemipelagic sediment from piston core BS77-15 taken in the Tyrrhenian Sea were investigated and the results compared with paleoclimatic records. The magnetic mineralogy of the sediment was studied and the magnetic carriers were identified by their spectra of coercivity and unblocking temperature. Investigations of rock magnetic parameters such as the Natural Remanent Magnetization (NRM), the low field magnetic susceptibility χ , the frequency dependent susceptibility χ_{FD} , the acquisition of Anhyseretic Magnetization (ARM) and Isothermal Magnetization (IRM) and the Median Destructive Field (MDF) have established the downcore variations in terms of magnetic mineralogy, grain size and coercivity in the sediments. The rock magnetic parameters were compared with an alternative climatic record from the same core based on the faunal association of planktonic foraminifera. A significant correlation was found between faunal climatic record and χ_{FD} . Together with the magnetic properties of the sediment this suggests that a paleoclimatic signal is recorded by a fine-grained low-coercivity fraction of the magnetic minerals.

PAROLE CHIAVE: Paleoclima, Paleomagnetismo, Pleistocene, Magnetismo delle rocce.

KEY WORDS: Paleoclimate, Paleomagnetism, Pleistocene, Rock magnetism.

INTRODUZIONE

Diversi studi di paleomagnetismo ambientale sono stati fatti, sia in sedimenti continentali che marini, con lo scopo di interpretare le variazioni di proprietà magnetiche delle rocce come indicatori delle variazioni paleoclimatiche. Alcuni sedimenti continentali come il Loess della Cina mostrano sostanziali cambiamenti di litologia e di alcune proprietà magnetiche in accordo con i cambiamenti del clima (HELLER & LIU 1986, KUKLA *et alii*, 1988, LIU X.M. *et alii*, 1991; HELLER *et alii*, 1991, LIU X.M. *et alii*, 1992). Durante i periodi caldi infatti la pedogenesi insieme al ridotto apporto eolico porta alla creazione di minerali magnetici con una forte componente superparamagnetica che può essere facilmente individuata misurando la suscettività magnetica e la *frequency dependent susceptibility*. Correlazioni fra indicatori climatici (isotopi dell'ossigeno o microfossili) e proprietà magnetiche sono anche stati trovati in sedimenti pelagici. WOLLIN *et alii* (1971) ha mostrato una significativa correlazione inversa (bas-

(*)Istituto di Geologia - Università di Urbino.

(**)Institut für Geophysik, ETH Hönggerberg, Zürich, Switzerland.

(***)Istituto di Geologia - Università di Urbino e Centro Linceo Interdisciplinare - Accademia Nazionale dei Lincei, Roma.

(****)Contributo del progetto coordinato C.N.R. "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino" (Resp. F.C. WEZEL). Contributo n. 842 Institut für Geophysik, ETH-Zürich.

se intensità durante gli interglaciali) fra l'intensità della NRM ed il clima registrato negli isotopi dell'ossigeno e nell'analisi delle faune. Una correlazione negativa fra l'intensità della NRM ed isotopi dell'ossigeno è stata trovata anche da KENT (1982) che ha anche dimostrato come i cambiamenti nelle proprietà magnetiche, in particolare la NRM fossero controllati da variazioni litologiche piuttosto che da fluttuazioni dell'intensità del campo geomagnetico. Questi cambiamenti litologici sono prevalentemente dovuti a variazione della produttività di carbonati che influiscono sulla concentrazione di minerale magnetico nel sedimento e come conseguenza sulla intensità della NRM e sulla suscettività. Simili risultati sono stati ottenuti da ROBINSON (1986) e BLOEMENDAL *et alii* (1988) in sedimenti profondi dell'oceano Atlantico, dove alte concentrazioni magnetiche sono caratteristiche di orizzonti glaciali nei quali la produttività è ridotta e gli apporti detritici aumentati. Fluttuazioni cicliche delle proprietà magnetiche coincidenti con variazioni climatiche sono riportate da HESSE (1994) in sedimenti del mare di Tasmania nei quali le proprietà magnetiche sono controllate da variazioni della mineralogia magnetica nella concentrazione dei minerali antiferromagnetici e minerali ferromagnetici a singolo dominio. Questi ultimi sono inoltre stati identificati come magnetofossili tramite l'osservazione diretta con il microscopio elettronico a trasmissione (T.E.M.) su estratti magnetici. In questi sedimenti gli intervalli a bassa concentrazione di magnetite di origine batterica si hanno nei periodi freddi.

POSIZIONAMENTO, TASSO DI SEDIMENTAZIONE E CAMPIONAMENTO

La carota BS77-15 è stata campionata dalla R/V Bannock durante la crociera BS77 nel bacino di Sardegna, mar Tirreno (10° 13.9'N 39° 31.6'E) alla profondità di 1731 m (Fig. 1). Il recupero ottenuto con il carotiere a pistone è stato di 9.30 m di sedimenti emipelagici tardo quaternari.

La litologia della carota è piuttosto uniforme e formata prevalentemente da fanghi uniformemente bioturbati di colore grigio-verdi con abbondanti microfossili. Il colore del sedimento, che suggerisce delle condizioni anossiche o sub-ossiche lungo quasi tutta la carota cambia rapidamente nella parte sommitale, dove gli ultimi 40 cm assumono un colore marrone-giallastro chiaro, indicando condizioni ossiche. Inoltre nella carota si trovano 2 o 3 sottili straterelli siltosi o sabbiosi, probabilmente risedimentati, il cui spessore raggiunge complessivamente i 6-7 cm circa.

Diversi studi sedimentologici, paleontologici e paleoclimatici sono stati svolti su questa carota (WEZEL *et alii*, 1979; MORLOTTI & RAFFI, 1981; TORELLI & BUCCHERI, 1982; WEZEL *et alii*, 1982) ma purtroppo non sono ancora disponibili dati sul $\delta^{18}O$ o altri isotopi che fornirebbero importanti indicazioni ambientali. Sono risultati utili nella nostra ricerca lo studio paleoclimatico basato sulle faune a foraminiferi planctonici di MORLOTTI & RAFFI (1981) che fornisce un affidabile record climatico e quello sulle faune a pteropodi di TORELLI & BUCCHERI (1982) che ha permesso la stima del tasso di sedimentazione medio di circa 10 cm/ka.

Per questo studio di magnetismo ambientale la carota è stata campionata ad intervalli di 5 cm nei primi 50 cm superiori, dove il tasso di sedimentazione secon-

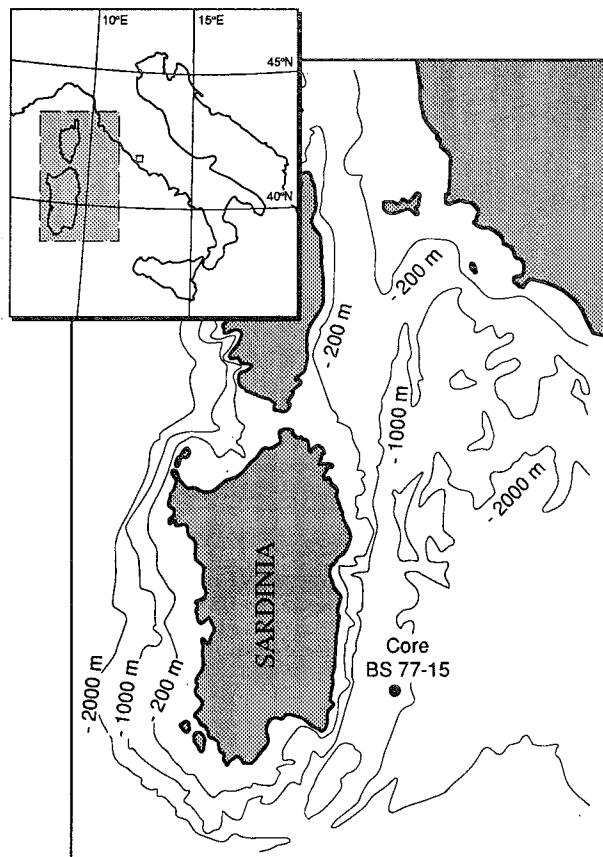


Fig. 1 - Localizzazione della carota BS77-15.

do le stime di TORELLI & BUCCHERI (1982) era di circa la metà, ed approssimativamente ad intervalli di 10 cm nel resto della carota. Sono stati prelevati un totale di 110 campioni di sedimento non consolidato che sono stati conservati in contenitori cilindrici di plastica del volume di circa 3.4 cm³. L'intervallo di tempo mediato in ciascun campione è molto piccolo, stimato circa intorno a 0.9 ka.

MISURAZIONI E PROPRIETA' MAGNETICHE

Le misure di laboratorio sono state eseguite nel laboratorio di paleomagnetismo dell'ETH di Zurigo; sono state misurate l'intensità della rimanenza naturale (NRM) e la sua demagnetizzazione progressiva in campi alternati (AF), la acquisizione progressiva di una rimanenza anisteretica (ARM) ed isoterma (IRM), la magnetizzazione rimanente isoterma di saturazione (SIRM), la suscettività magnetica in campo debole (χ) e la *frequency dependent susceptibility* (χ_{FD}).

Il peso di ogni campione è stato usato per normalizzare i parametri magnetici misurati.

La magnetizzazione rimanente naturale (NRM) è stata misurata usando un magnetometro criogenico a 3 assi 2G. I campioni sono quindi stati progressivamente demagnetizzati AF in campi massimi crescenti fino a 70 mT. La demagnetizzazione AF ha rimosso circa il 90% della NRM originale fornendo una curva di demagnetizzazione regolare ed un vettore ben definito, ad una sola componente nella maggior parte dei campioni (Fig. 2). La piccola componente viscosa trovata in alcuni campioni, probabilmente acquisita durante la

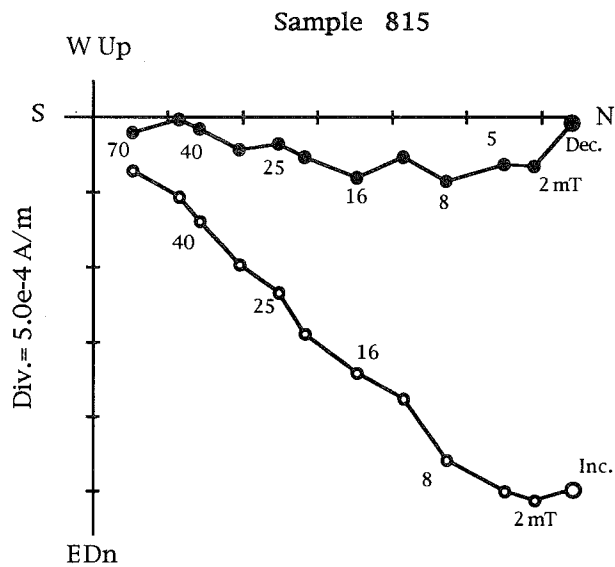


Fig. 2 - Diagrammi vettoriali della demagnetizzazione in campi alternati (AF) della NRM per alcuni tipici campioni. Direzioni in coordinate geografiche.

conservazione della carota, è stata completamente rimossa a 2 mT.

L'acquisizione di ARM è stata eseguita in tutti i campioni usando un campo diretto di 0.1 mT ed un campo alternato aumentato progressivamente fino a 120 o 150 mT (Fig. 3). I campioni hanno normalmente raggiunto la saturazione a 90 mT. Una IRM è stata acquisita progressivamente in alcuni campioni selezionati fino ad un campo massimo di 1T, è stata usata una bobina per campi inferiori a 0.1T ed un elettromagnete per campi superiori. Le curve di acquisizione, alcune delle quali sono mostrate nella Fig. 4a, mostrano che i campioni sono saturati per il 95% ad un campo di 250 mT con un ulteriore piccolo aumento della magnetizzazione fino a 500-700 mT. Il campo di 1T è stato quindi scelto per indurre una SIRM in tutti i rimanenti campioni.

Per una migliore definizione della mineralogia ma-

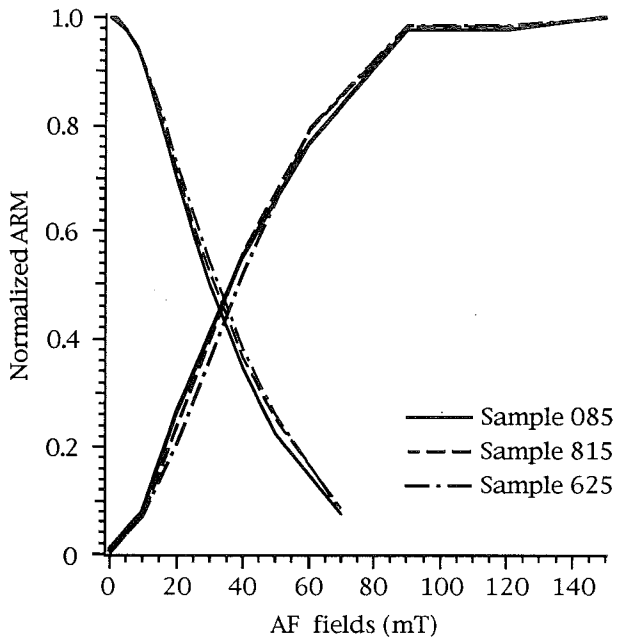


Fig. 3 - Curve (normalizzate) di acquisizione di magnetizzazione rimanente anisotropa (ARM) e della sua successiva demagnetizzazione AF, per alcuni campioni significativi. La ARM è stata acquisita con un campo magnetico continuo di 0.1 mT ed un campo magnetico alternato progressivamente crescente fino a 150 mT.

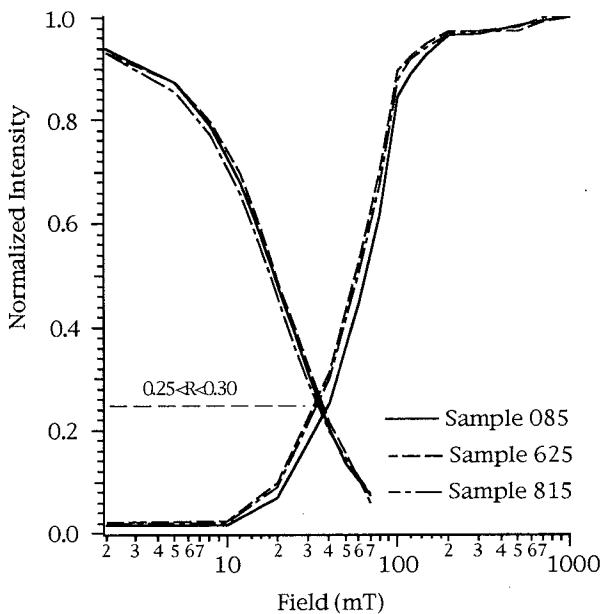


Fig. 4a - Acquisizione di magnetizzazione rimanente isotermica (IRM) e successiva demagnetizzazione AF.

gnetica è stato usato il metodo di LOWRIE (1990). Una magnetizzazione rimanente isotermica con campi di 1.85, 0.6 e 0.2T è stata applicata in successione lungo i 3 assi ortogonali di ognuno dei campioni pilota che sono stati successivamente smagnetizzati termicamente. Il minerale magnetico più importante, nei campioni misurati, ha coercività < 0.2T ed una temperatura di sblocco compresa fra 550 e 600 °C (Fig. 4b), la componente intermedia che ha una coercività compresa fra

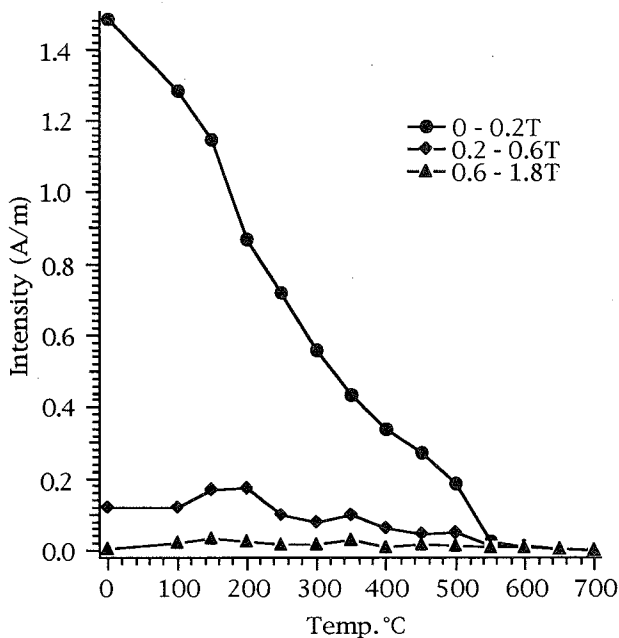
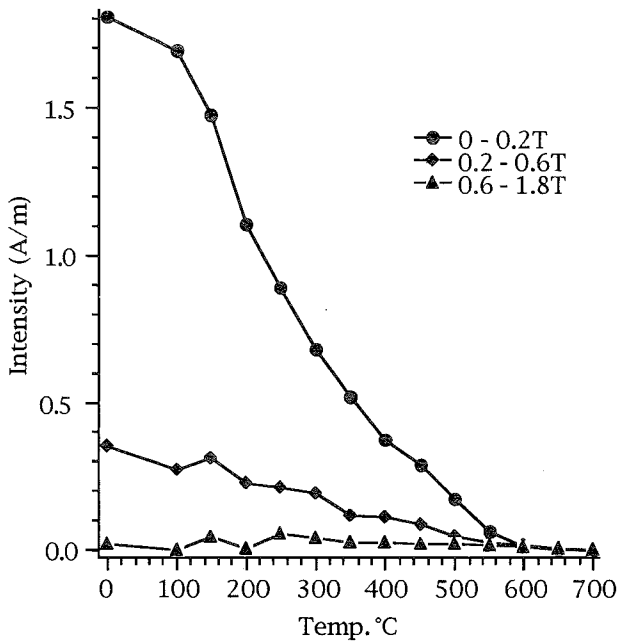


Fig. 4b - Demagnetizzazione termica di IRM a 3 componenti (LOWRIE, 1990). Sette diversi campioni scelti lungo la carota hanno dato risultati molto simili.

0.2 e 0.6T ha la stessa temperatura di sblocco mentre la componente ad alta coercività è trascurabile. Questi risultati ci mostrano che la magnetite è il principale minerale magnetico, insieme forse a qualche piccola quantità di minerale a coercività più alta, come suggerito dalle curve di acquisizione della IRM. Le condizioni sub-ossiche o leggermente anossiche del sedimento suggeriscono che possa trattarsi di pirrotite sebbene ciò non sia chiaro dalle curve di demagnetizzazione termica.

Un confronto fra la demagnetizzazione in campi alternati di ARM ed IRM è stata eseguita in alcuni campioni selezionati per applicare il test di Lowrie-Fuller usando la ARM al posto della TRM (LOWRIE & FULLER, 1971; JOHNSON *et alii*, 1975). La IRM ha mostrato una coercività più bassa della ARM in tutti i campioni misurati che mostrano inoltre caratteristiche uni-

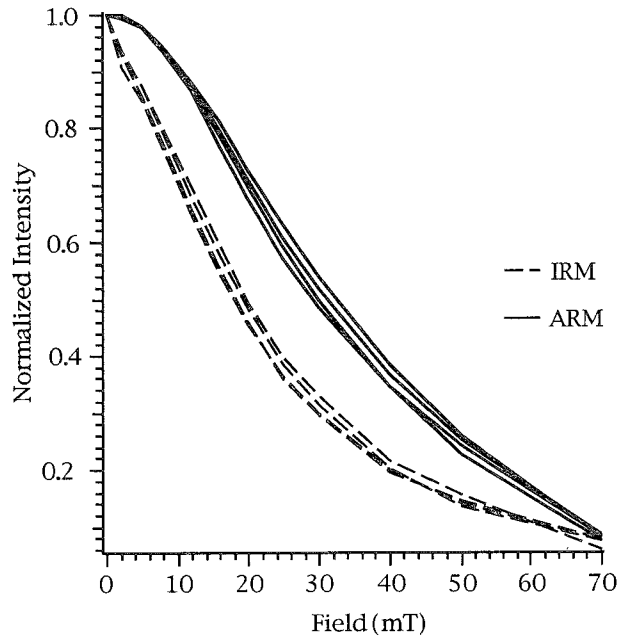


Fig. 5 - Test di Lowrie-Fuller (LOWRIE & FULLER, 1971; JOHNSON *et alii*, 1975) con ARM invece della TRM. Tutti i campioni misurati danno un test di Lowrie-Fuller positivo, con la IRM (linea tratteggiata) meno resistente della ARM (linea continua) alla demagnetizzazione AF, indicando minerali magnetici a singolo dominio (SD).

formi (Fig. 5) e ciò suggerisce un minerale ferrimagnetico a singolo dominio (SD).

Il "Wohlfarth's ratio" (WOHLFARTH, 1958) è definito dal punto di intersezione della curva normalizzata di acquisizione della IRM e dalla sua curva di demagnetizzazione AF (Fig. 4a). Il campo magnetico che corrisponde a questo punto approssima la coercività della rimanenza mentre la porzione rimanente di IRM è chiamata appunto *Wohlfarth's ratio* (R). Valori di R compresi fra 0.23 e 0.28, con un valore medio di 0.254, sono stati trovati in questi sedimenti tirrenici, essi sono ben più piccoli del valore teorico di 0.5 per granuli di magnetite a singolo dominio senza alcuna interazione magnetica (WOHLFARTH, 1958) e ciò mostra come in questi campioni esista una interazione piuttosto forte fra i granuli di magnetite.

La suscettività magnetica in campo debole χ è stata misurata con un KLY-2 *susceptibility meter* ed i valori che ne risultano sono plottati rispetto alla profondità in Fig. 6. La *frequency dependent susceptibility* χ_{FD} , espressa come percentuale di χ persa quando misurata in alta frequenza rispetto alla bassa frequenza, è stata misurata con un *Bartington susceptibility meter* provvisto del sensore a doppia frequenza (470/4700 Hz). Qualche dispersione dei dati è dovuta alla bassa precisione dello strumento, per questo motivo le misure originali sono state convolute con una funzione triangolare di lunghezza uguale a 3 punti (*Gaussian smooth*) prima di essere usate per ulteriori calcoli. La χ_{FD} mostra la presenza di una frazione di granuli superparamagnetici (SP) nel sedimento con una concentrazione che varia lungo la carota come mostrato in Fig. 6.

A causa della mancanza di orientazione della carota gli azimuth delle direzioni paleomagnetice sono privi di significato mentre le inclinazioni sono positive con una inclinazione media di 57° che è molto vicina

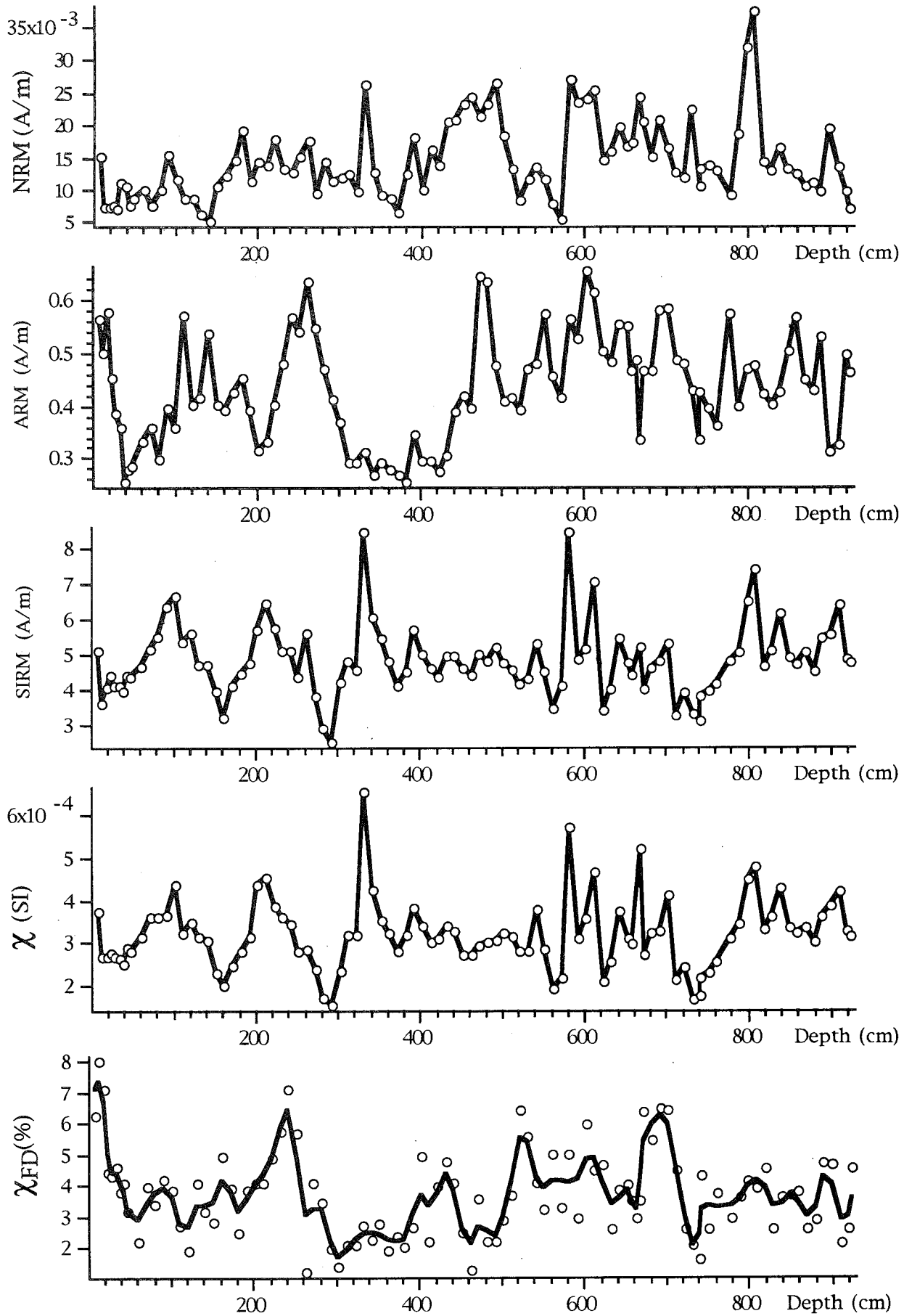
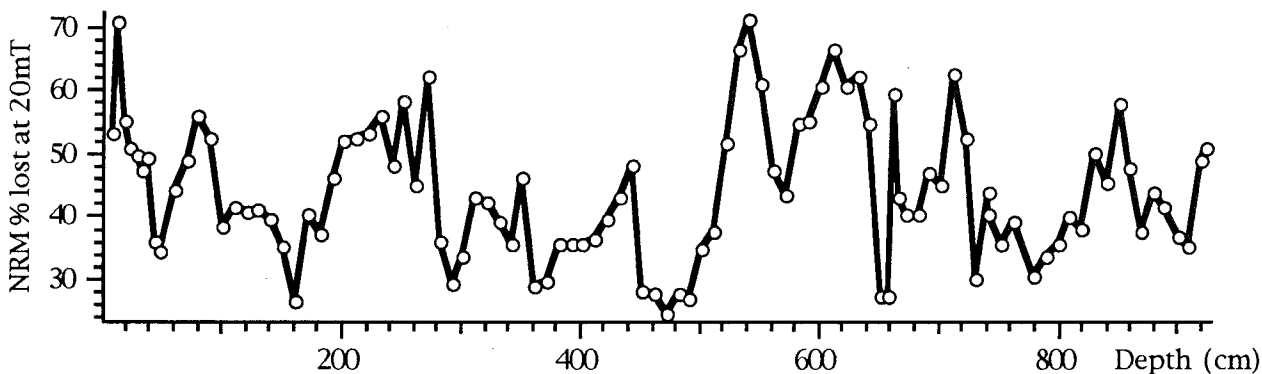
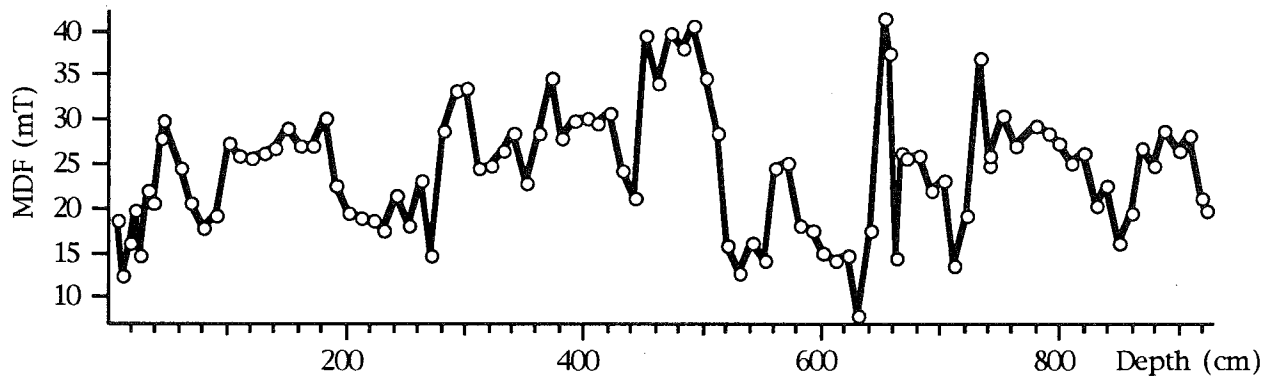


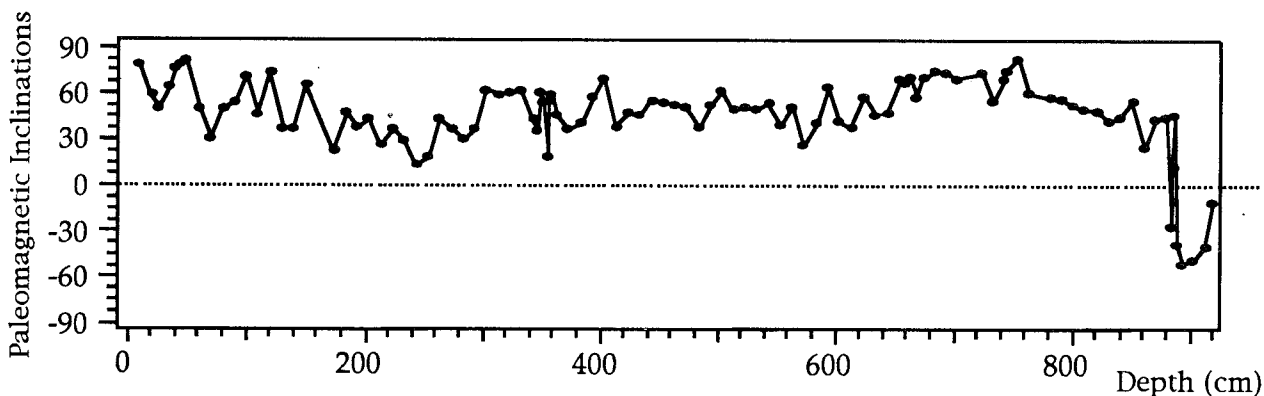
Fig. 6 - Variazione della NRM ed altri parametri di magnetismo delle rocce con la profondità nella carota BS 77-15. La χ_{FD} è plottata come valori misurati (punti) e dopo il "Gaussian smooth" (linea continua).

alla attuale inclinazione del campo. Alcuni campioni sul fondo della carota hanno mostrato inclinazioni negative (Fig. 7) che potrebbero rappresentare l'evento di Blake che è già stato trovato altre volte nel Mediterraneo (es. CREER *et alii*, 1980; TOUCHOLKA *et alii*, 1987). L'evento di Blake è stato datato in studi precedenti fra i 110 ka ed i 130 ka usando diverse metodologie, CHAM-

PION *et alii*, (1988) hanno ottenuto una età di 128 ± 33 ka usando il metodo K-Ar in colate laviche in Idaho (USA), mentre TOUCHOLKA *et alii*, (1987) hanno stimato una età di circa 117 ka con la stratigrafia dell' $\delta^{18}O$. Questo fornisce una datazione della base della carota che si discosta sensibilmente dagli 85 ka stimati da TORRELLI & BUCCHERI (1982) sulla base del confronto fra



a



b

Fig. 7 - a) Variazione dei parametri magnetici collegati alla coercività; il campo di distruzione mediano (MDF) della NRM e la percentuale di NRM persa dopo la demagnetizzazione AF a 20 mT.

b) Inclinazione della NRM ottenuta dalla analisi vettoriale della demagnetizzazione AF; le inclinazioni negative vicino al fondo potrebbero rappresentare l'evento di Blake.

l'indice climatico ottenuto dalle faune a pteropodi ed altre curve climatiche datate. Il tasso di sedimentazione medio della carota che si ottiene con questa nuova datazione è di circa 7-8,5 cm/ka ma essa potrebbe variare anche di parecchio all'interno della carota fra gli intervalli con clima temperato e quelli con clima freddo.

Il coefficiente di correlazione molto alto ($r = 0.94$ con 98 punti) ottenuto plottando χ rispetto a SIRM (Fig. 8) suggerisce una composizione ed una distribuzione granulometrica costante dei minerali magnetici lungo la carota nonostante il contributo paramagnetico causato dalla frazione di minerali argillosi. Inoltre la piccola variazione di χ e SIRM lungo la carota (minore di un fattore di 4) rivela una concentrazione piuttosto costante dei minerali magnetici. Le fluttuazioni della ARM invece non sono correlate significativamente con χ e SIRM, comunque il confronto della ARM con parametri dipendenti dalla granulometria magnetica fornisce una debole ma statisticamente significativa correlazione. I coefficienti di correlazione della ARM e χ_{FD} sono rispettivamente $r = 0.34$ e $r = 0.38$ per i dati originali e mediati con il *Gaussian smooth*, entrambi i valori superano il livello di significatività del 99% ($r_{99} = 0.26$ per 98 punti).

Rispetto alla IRM la ARM ha una maggiore sensibilità ai minerali magnetici con granulometrie sottili che aumenta rapidamente avvicinandosi al limite singolo-dominio/superparamagnetico (MAHER, 1988). Noi pensiamo che in questi sedimenti l'intensità della ARM sia fortemente influenzata dalla presenza di granuli di magnetite molto sottili.

Dalle curve di demagnetizzazione AF è stato calcolato il campo di distruzione medio (MDF) in tutti i campioni ed è stato plottato rispetto alla profondità in Fig. 8. Inoltre è stata calcolata la percentuale di NRM persa dopo la demagnetizzazione AF a 20 mT (NRM_{lost}) che fornisce un altro parametro direttamente collegato alla coercività mostrato anch'esso in Fig. 8. Le due curve hanno una chiara correlazione inversa con un coefficiente di correlazione $r = -0.94$ per 98 punti (Fig. 9a) ed inoltre

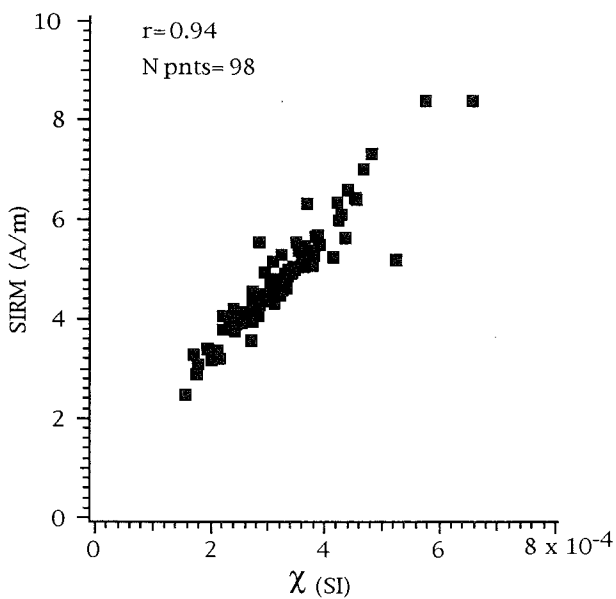


Fig. 8 - Correlazione fra magnetizzazione rimanente isoterma (IRM) e suscettibilità magnetica (χ). L'ottima correlazione suggerisce una costante composizione dei minerali magnetici lungo la carota.

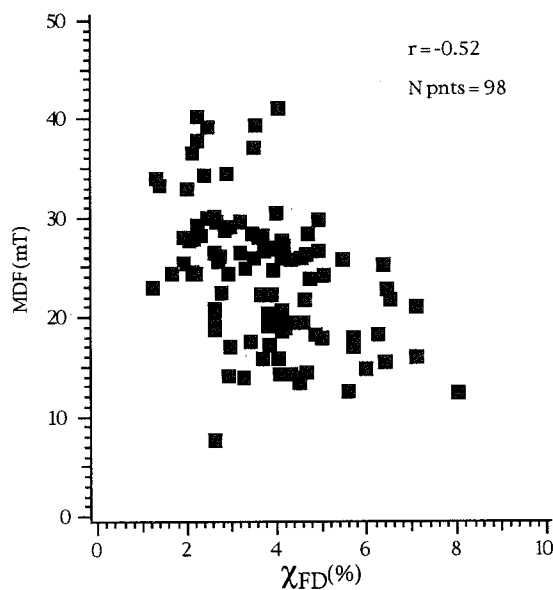
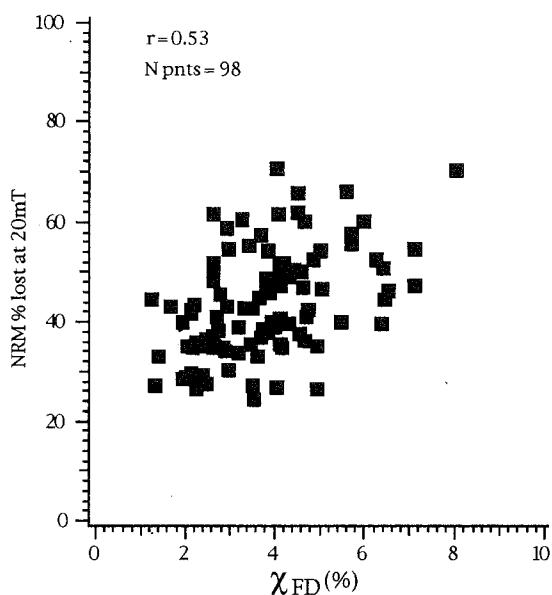
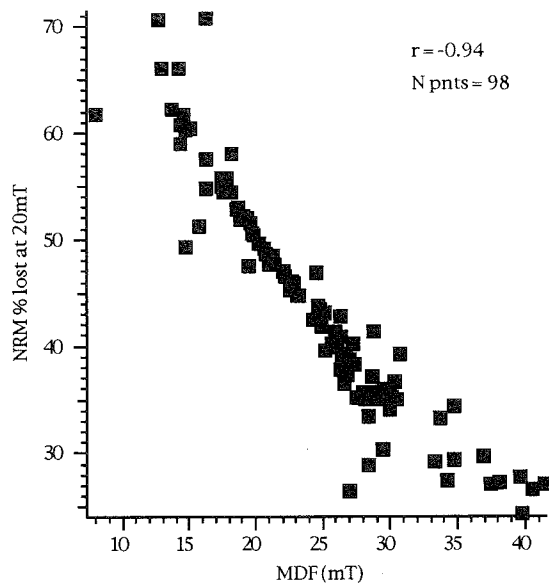


Fig. 9 - Coefficienti di correlazione lineare fra alcuni parametri magnetici.

entrambe assomigliano alla curva della χ FD (Fig. 6) come confermato anche dai coefficienti di correlazione $r=0.53$ ed $r=0.52$ rispettivamente per NRM_{lost} e MDF (Fig. 9b e 9c). Ciò suggerisce che la frazione di minerale magnetico a bassa coercività e la frazione superparamagnetica abbiano una origine comune.

La NRM si correla significativamente con entrambe le SIRM e χ ma la sua fluttuazione lungo la carota è molto più ampia, quindi è possibile che nella variazione della NRM sia registrata la variazione relativa della intensità del campo geomagnetico. Le caratteristiche del sedimento, in particolare la uniformità litologica, la bioturbazione omogenea e la concentrazione dei minerali magnetici che rimane relativamente uniforme lungo la carota, lo rendono adatto al calcolo delle paleointensità relative (TAUXE, 1993). Un grafico delle paleointensità relative (Fig. 10) è quindi stato ottenuto normalizzando la magnetizzazione rimanente naturale rispetto alla ARM, SIRM ed a χ denominate rispettivamente B_{ARM} , B_{SIRM} e B_{χ} . Per eliminare ogni possibile effetto dovuto ad una magnetizzazione viscosa (VRM) è stato scelto il valore della NRM dopo una parziale demagnetizzazione AF a 20 mT valore al quale le 3 curve della paleointensità relativa mostrano un andamento molto simile.

CORRELAZIONI CON IL RECORD PALEOCLIMATICO

Per capire se le proprietà magnetiche del sedimento contenessero o no un segnale paleoclimatico, i parametri magnetici misurati sono stati confrontati con un record climatico alternativo.

A causa della mancanza di una datazione affidabile non è stato possibile correlare i nostri dati con quelli provenienti da altre carote né usare come record climatici i dati isotopi dell'ossigeno $\delta^{18}O$ disponibili nella letteratura per il mare Mediterraneo (es. VERGNAUD GRAZZINI & BARTOLINI, 1970; VERGNAUD GRAZZINI, 1975; ROSSIGNOL-STRICK *et alii*, 1982; BASSINOT *et alii*,

1994). Sono invece disponibili interessanti studi paleoclimatici basati sulle associazioni faunistiche di pteropodi (TORELLI & BUCCHERI, 1982) e foraminiferi planctonici (MORLOTTI & RAFFI, 1981) che provengono dalla stessa carota BS77-15; entrambi gli studi forniscono un segnale climatico ma il secondo è stato preferito per il campionamento più dettagliato e l'analisi di faune planctoniche. Per un confronto con i dati magnetici è stata usata la curva dell'indice climatico cumulativo (MORLOTTI & RAFFI, 1981) ottenuta plottando per ogni campione la somma degli indicatori di acqua fredda e degli indicatori di acqua calda considerati rispettivamente negativi e positivi. Gli indicatori di acqua calda e fredda rappresentano rispettivamente la somma delle percentuali di specie calde e fredde dei foraminiferi planctonici trovate in ogni campione.

Il confronto fra dati di origine così diversa (faunistiche e magnetiche) può essere difficile, infatti i segnali registrati dal sedimento (cioè l'indice climatico e la χ FD) possono avere diverse risposte non lineari al segnale (climatico) originale e ciò può oscurare possibili correlazioni. Le due curve inoltre non hanno gli stessi intervalli di campionamento e quindi si è resa necessaria una interpolazione.

La variazione dell'indice climatico cumulativo basato sui foraminiferi planctonici da MORLOTTI & RAFFI (1981) è mostrata in Fig. 11 insieme a quella della χ FD. Esse mostrano una chiara somiglianza e la loro correlazione è stata provata semplicemente calcolando il coefficiente di correlazione lineare (r). Per fare ciò la χ FD è stata ricampionata scegliendo i campioni più vicini a quelli dell'indice climatico, entrambi poi sono stati interpolati alla stessa scala di profondità. Lo stesso metodo è stato usato per confrontare l'indice climatico con gli altri parametri magnetici (Tab. 1).

Nonostante l'*offset* (relativamente piccolo) di circa 25-35 cm fra le due curve, che è chiaramente visibile confrontando i picchi principali (Fig. 11), il coefficiente di correlazione $r=0.56$ per un numero di punti $n=51$ è più alto del limite di confidenza del 99%, $r_{99}=0.36$. Facendo scorrere le due curve in modo da azzerare il

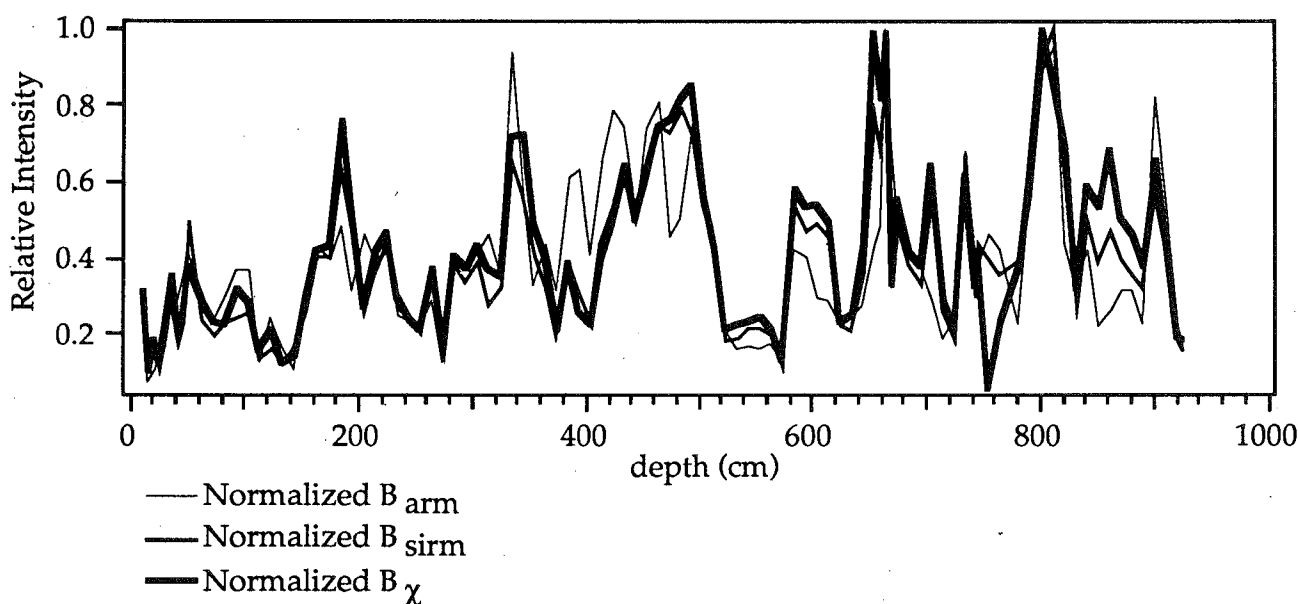


Fig. 10 - Grafico delle paleointensità relative; le 3 curve rappresentano diversi modi di ottenere le paleointensità, normalizzando la NRM rispetto a χ , SIRM e ARM. Possiamo notare come i risultati ottenuti siano molto simili.

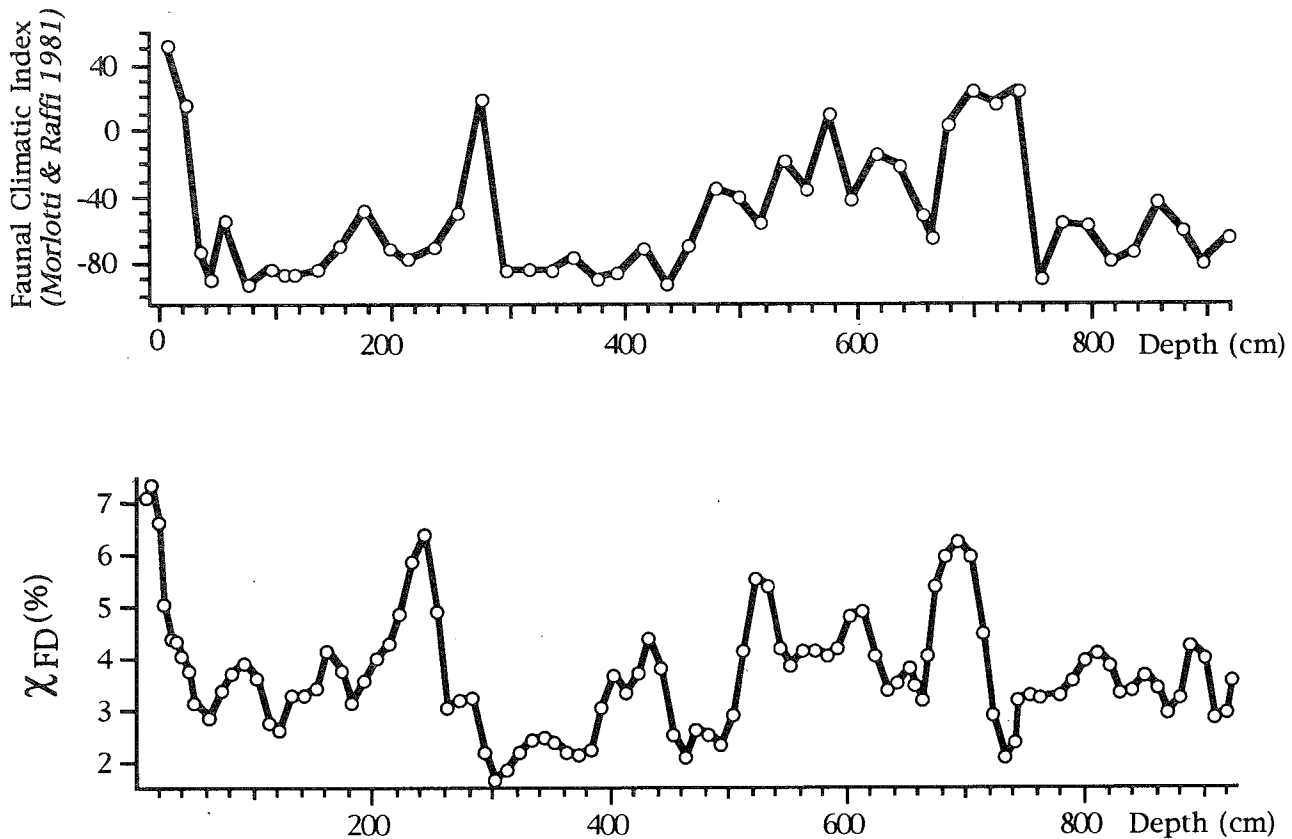


Fig. 11 - *Faunal climatic index* cumulativo per i foraminiferi planctonici (da MORLOTTI & RAFFI, 1981) e la *frequency-dependent susceptibility* (χ_{FD}) plottate rispetto la profondità della carota.

Tab. 1 - Coefficienti di correlazione fra parametri magnetici e *foraminiferal index*. I valori in neretto sono significativi al livello di confidenza del 99% ($r_{99} = 0.26$ per 98 punti; $r_{99} = 0.36$ per 51 punti (prima riga).

	NRM	MDF	SIRM	χ	χ_{FD}	NRM % lost at 20mT	ARM
Foram. Index (resampled N=51)	0.22	-0.44	-0.30	-0.28	0.56 (0.68)	0.49	0.58
ARM	0.25	-0.22	0.02	0.05	0.38	0.30	
NRM % lost at 20 mT	-0.13	-0.94	0.07	0.11	0.53		
χ_{FD}	0.001	-0.52	0.005	0.11			
χ	0.44	0.12	0.94				
SIRM	0.47	0.07					
MDF	0.19						

piccolo *offset* il coefficiente di correlazione aumenta ulteriormente a $r = 0.68$ che è molto buono per dati di origine così diversa.

Una ulteriore prova è stata eseguita calcolando la funzione di *cross-correlazione* fra l'indice climatico e χ_{FD} . In questo caso entrambi i segnali sono stati interpolati a 98 punti equidistanti prima di calcolare la *cross-correlazione* che è mostrata in Fig. 12b. Una correlazione positiva ben sopra il livello massimo per un segnale casuale è mostrata dal picco principale della funzione di *cross-correlazione* vicino al *phase lag* = 0. Il piccolo

ritardo corrisponde approssimativamente a 25-35 cm come aspettato da una semplice correlazione picco a picco.

DISCUSSIONE

E' stata stabilita una significativa correlazione fra l'indice climatico e χ_{FD} ed è in oltre possibile correlare positivamente altri parametri magnetici che siano in relazione con la coercività (Tab. 1). Questo insieme agli altri dati magnetici suggerisce che il segnale paleocli-

matico sia registrato dalla frazione di minerale magnetico a granulometria fine (superparamagnetico) ed a bassa coercività.

E' inoltre stata trovata una correlazione abbastanza forte dell'indice climatico con la ARM (Tab. 1) e noi crediamo che ciò sia dovuto alla sua maggiore sensibilità verso la frazione a granulometria sottile. Il coefficiente di correlazione della ARM con l'indice climatico è persino maggiore di quello di χ_{FD} sebbene la forma della curva di quest'ultima sembri più simile a quella dell'indice climatico (Fig. 11). La funzione di *cross*-correlazione fra l'indice climatico e χ_{FD} indica un piccolo *offset*, mostrato dalla posizione del picco principale (Fig. 12a) che indica un ritardo di poco inferiore ai 3000 anni fra le due curve (considerando un tasso di sedimentazione di circa 8 cm/ka).

Non sono state trovate correlazioni significative dell'indice climatico con la NRM, la SIRM χ , e questo indica che in questa carota non ci sono correlazioni dirette fra cambiamenti climatici e concentrazione totale dei minerali magnetici. Inoltre l'assenza di ogni *trend* nella concentrazione suggerisce che la magnetite non si dissolve a causa della condizioni riducenti nel sedimento.

Il *record* delle inclinazioni paleomagnetiche ha individuato una breve inversione di polarità vicino al fondo della carota che è stata interpretata come l'evento di Blake.

Sebbene la NRM si correli significativamente con entrambe le SIRM e χ la fluttuazione della NRM lungo la carota è piuttosto grande se confrontata con SIRM e χ , quindi pensiamo che la variazione della NRM possa riflettere la fluttuazione della intensità del campo geomagnetico piuttosto che indicare qualche cambiamento paleoclimatico. Purtroppo a causa della mancanza di datazioni affidabili ci è impossibile investigare sulla presenza di periodicità orbitali in questo record magnetico, ed inoltre la sua lunghezza, valutata attorno i 110-130 ky, grazie alla presenza dell'evento di Blake, è troppo piccola per ottenere una buona risoluzione.

Per spiegare la correlazione fra l'indice climatico e χ_{FD} possiamo azzardare due ipotesi. Assumendo che

l'origine di quella frazione di minerale magnetico che registra le variazioni climatiche non sia detritica, essa deve formarsi *in situ*, direttamente nel sedimento come magnetite autigena o di origine biologica (es. *magnetotactic bacteria*, BAZYLINSKI, 1990). Magnetite biogenetica è stata trovata in una ampia varietà di rocce sedimentarie e sedimenti di acqua profonda e potrebbe contribuire in maniera fondamentale alla magnetizzazione delle rocce sedimentarie (PETERSEN *et alii*, 1986; STOLZ & KING, 1986; LOVLEY *et alii*, 1987; CHANG *et alii*, 1987; CHANG & KIRSCHVINK, 1989). Ciò potrebbe fornire un argomento a sostegno della buona correlazione con un record anch'esso climatico di origine biologica ma ci costringe ad assumere che le influenze climatiche si risentano anche in un ambiente relativamente profondo come questo. L'origine biogenetica della magnetite a granulometria sottile inoltre, non può essere stabilita solo con analisi di magnetismo delle rocce; una risposta definitiva può essere ottenuta tramite l'osservazione diretta dei magnetosomi, in estratti magnetici, utilizzando il microscopio elettronico a trasmissione.

D'altra parte invece assumendo che questi minerali siano di origine detritica, dobbiamo dedurre cambiamenti nelle proprietà magnetiche dei materiali sorgente. La fonte di minerali magnetici a granulometria sottile ed a bassa coercività potrebbe essere fornita dallo sviluppo di suoli sulla terraferma durante i periodi caldi (MAHER, 1986; MAHER & TAYLOR, 1988) così come dallo sviluppo di magnetite biogenetica in ambienti di acqua-bassa vicino la costa (LOVLEY *et alii*, 1987; STOLZ *et alii*, 1990). Questi ambienti sono fra l'altro molto più sensibili ai cambiamenti climatici. La magnetite così prodotta sarebbe in seguito sedimentata nel bacino *off-shore*, fornendo così anche una plausibile spiegazione del ritardo fra l'indice climatico e χ_{FD} che rappresenterebbe il tempo necessario per il trasporto del sedimento e la sedimentazione. Il carattere della sedimentazione sul margine Sardo che è caratterizzato da influssi terrigeni più o meno accentuati (WEZEL *et alii*, 1982) è un ulteriore argomento che ci fa preferire questa ultima ipotesi. Lo studio di una carota sedimentata in un ambiente diverso, ai margini del bacino Sardo su un alto strutturale, è attualmente in corso per verificarla.

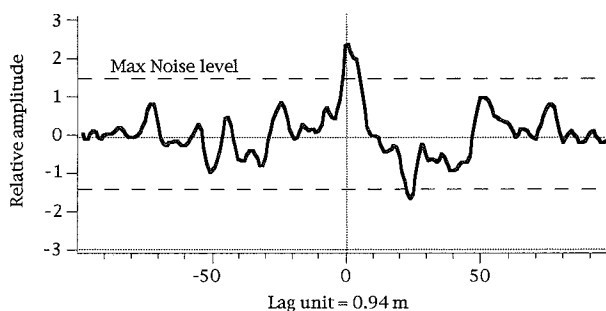
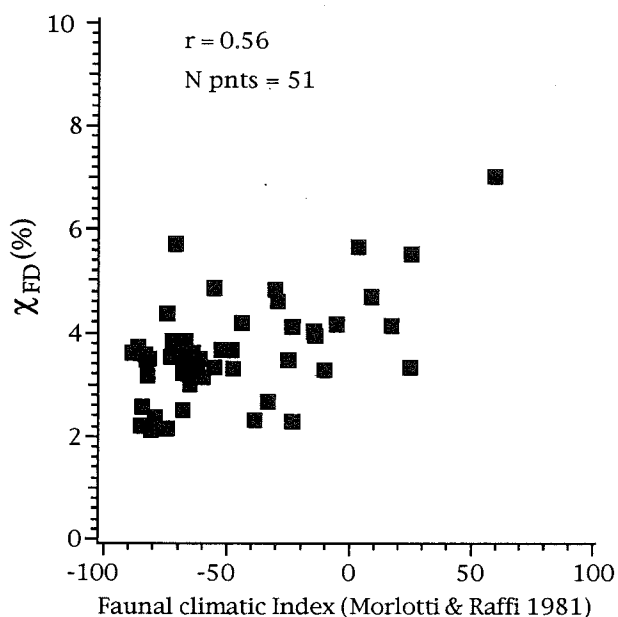


Fig. 12 - a) *Faunal climatic index* plottato rispetto la *frequency-dependent susceptibility* ricampionata allo stesso numero di campioni. Nonostante il piccolo *offset* di circa 25-35 cm visibile correlando i picchi principali delle 2 curve, il coefficiente di correlazione $r = 0.56$ per un numero di punti $n = 51$ è molto più alto del livello di confidenza del 99% ($r_{99} = 0.36$).

b) Funzione di *cross* correlazione fra il *faunal climatic index* e χ_{FD} .

RINGRAZIAMENTI

Un sentito grazie alla Dott. E. MORLOTTI che ha gentilmente fornito i dati paleontologici originali, al Prof. F. HELLER ed a T. FORSTER per le utili discussioni.

BIBLIOGRAFIA

- BAZYLINSKI D.A. (1990) - *Anaerobic production of single-domain magnetite by the marine, magnetotactic bacterium, strain MV-1*. In: R.B. FRANKEL & R.P. BLAKEMORE (Editors), *Iron Biominerals*, New York pp. 69-77.
- BLOEMENDAL J., LAMB B. & KING J. (1988) - *Paleoenvironmental implications of rock-magnetic properties of late Quaternary sediments core from the eastern equatorial Atlantic*. *Paleoceanography*, **3**, 71-87.
- CHANG S.R., STOLZ J.F. & KINSCHVINK J.L. (1987) - *Biogenic magnetite as a primary remanence carrier in limestone*. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **46**, 289-303.
- CHANG S.R. & KINSCHVINK J.L. (1989) - *Magnetofossils, the magnetization of sediments, and the evolution of magnetite biomineralization*. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **17**, 169-195.
- CHAMPION D.E., LANPHERE M.A. & KUNZ M.A. (1988) - *Evidence for a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: Discussion of short polarity reversal in the Brunhes and the late Matuyama polarity chrons*. *J. Geophys. Res.*, **93**, 11667.
- CREER K.M., READMAN P.W. & JACOBS A.M. (1980) - *Paleomagnetic and paleontological dating of a section at Gioia Tauro: Identification of the Blake event*. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, **50**, 289-300.
- HELLER F. & LIU T.S. (1986) - *Palaeoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China*. *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1169-1172.
- HELLER F., LIU X.M., LIU T.S. & XU T.C. (1991) - *Magnetic susceptibility of loess in China*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **103**, 301-310.
- HESSE P.P. (1984) - *Evidence for bacterial paleoecological origin of mineral magnetic cycles in oxic and sub-oxic Tasman Sea sediments*. *Marine Geology*, **117**, 1-17.
- JOHNSON H.P., LOWRIE W. & D.V. KENT (1975) - *Stability of anhysteretic remanent magnetization in fine and coarse grained magnetite and maghemite particles*. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **41**, 1-10.
- KENT D. V. (1982) - *Apparent correlation of paleomagnetic intensity and climate records in deep sea sediments*. *Nature*, **299**, 538-53.
- KUKLA G., HELLER F., LIU X.M., XU T.C., LIU T.S. & AN Z.S. (1988) - *Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility*. *Geology*, **16**, 811-814.
- LIU X.M., LIU T.S., SHAW J., HELLER F., XU T.C. & YUAN B.Y. (1991) - *Paleomagnetic and paleoclimatic studies of chinese loess*. *Environment and Global Change*, 61-81.
- LIU X.M., SHAW J., LIU T.S., HELLER F. & YUAN B.Y. (1992) - *Magnetic mineralogy of chinese loess and its significance*. *Geophys. J. Internat.*, **108**, 301-308.
- LOVLEY D.R., STOLZ J.F., NORD G.L. & PHILLIPS J.P. (1987) - *Anaerobic production of magnetite by dissimilatory iron-reducing microorganism*. *Nature*, **330**, 252-254.
- LOWRIE W. & FULLER M. (1971) - *On the alternating field demagnetization characteristics of multidomain thermoremanent magnetization in magnetite*. *J. Geophys. Res.*, **76**, 6339-6349.
- LOWRIE W. (1990) - *Identification of magnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties*. *Geophys. Res. Letters*, **17**, 159-162.
- MAHER B. A. (1986) - *Characterisation of soils by mineral magnetic measurements*. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **42**, 76-92.
- MAHER B. A. (1988) - *Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites*. *Geophysical Journal*, **94**, 83-96.
- MAHER B.A. & TAYLOR R.M. (1988) - *Formation of ultra-fine grained magnetite in soils*. *Nature*, **336**, 368-370.
- MORLOTTI E. & RAFFI I. (1981) - *Climatic fluctuation in the Tyrrhenian Sea (cores BS77-15 and BS78-13)*. In: *Sedimentary basins of Mediterranean margins*, F.C. WEZEL (editor), 163-172.
- PETERMANN H. & BLEIL U. (1993) - *Detection of live magnetotactic bacteria in South Atlantic deep-sea sediments*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **117**, 223-228.
- PETERSEN N., VON DOBENECK T. & VALI H. (1986) - *Fossil bacterial magnetite in deep sea sediments from the S. Atlantic ocean*. *Nature*, **320**, 611-615.
- ROBINSON S.G. (1986) - *The late Pleistocene paleoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral-magnetic measurements*. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **42**, 22-47.
- ROSSIGNOL-STRICK M., NESTEROFF W., OLIVE P. & VERGNAUD-GRAZZINI C. (1982) - *After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formation*. *Nature*, **295**, 105-110.
- SHACKLETON N.J. & OPDYKE N.D. (1976) - *Oxygen isotopes and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239: Late Pliocene to Latest Pleistocene*. *Mem. Soc. Geol. Am.*, **145**, 449-464.
- STOLZ J.F. & KING J.W. (1986) - *Magnetotactic bacteria and single-domain magnetite in hemipelagic sediments*. *Nature*, **321**, 849-851.
- STOLZ J.F., LOVLEY D.R., & HAGGERTY S.E. (1990) - *Biogenic magnetite and the magnetization of sediments*. *J. Geophys. Res.*, **95**, 4355-4371.
- TAUXE L. (1993) - *Sedimentary records of relative paleointensity of geomagnetic field: Theory and practice*. *Reviews of Geophysics*, **31**, 3, 319-354.
- TORELLI L. & BUCCHIERI G. (1981) - *Stratigraphy and paleoclimatic evaluations of the core BS 77-15 and BS 77-33 (Sardinia Basin, western Tyrrhenian Sea) by means of pteropods assemblages*. *Ateneo Permessense, Acta Nat.*, **17**, 73-94.
- TUCHOLKA P., FONTUGNE M., GUICHARD F. & PATERNE M. (1987) - *The Blake magnetic polarity episode in cores from Mediterranean Sea*. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, **86**, 320-326.
- VERGNAUD-GRAZZINI C. & BARTOLINI C. (1970) - *Evolution paléoclimatique des sédiments würmiens et post-würmiens en mer d'Alboran*. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **11**, 279-292.
- VERGNAUD-GRAZZINI C. (1975) - *180 changes in foraminiferal carbonate during the last 105 years in the Mediterranean sea*. *Scienze*, **190**, 272-274.
- WEZEL F.C., SAVELLI D. & TRAMONTANA M. (1982) - *Sedimentazione sui margini tirrenici in relazione alla evoluzione tettonica*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **24**, 401-426.
- WEZEL F.C., SAVELLI D., BELLAGAMBA M. & NAPOLEONE G. (1979) - *Stile della sedimentazione quaternaria nel bacino della Sardegna (mar Tirreno)*. *Atti del convegno P.F. Oceanografia e Fondi Marini 753-767*.
- WOLLIN G., ERICSON D.B., & RYAN W.B.F. (1971) - *Variation in magnetic intensity and climatic changes*. *Nature*, **232**, 549-551.
- WOHLFARTH E.P. (1958) - *Relations between different modes of acquisition of remanent magnetisation of ferromagnetic particles*. *J. Appl. Phys.*, **29**, 595-596.

