

Geologia. — *Stratigrafia magnetica ad alta risoluzione del limite Eocene-Oligocene nella successione Umbro-Marchigiana.* Nota di LUCA LANCI, WILLIAM LOWRIE e ALESSANDRO MONTANARI, presentata (*) dal Corrisp. F. C. Wezel.

ABSTRACT. — *High-resolution magnetostratigraphy of the Eocene-Oligocene boundary in the Umbro-Marchean Apennine.* High-resolution magnetostratigraphy across the Eocene-Oligocene boundary has been employed in a detailed investigation of the nature of low-amplitude, short-wavelength oceanic magnetic anomalies. A core, 39.4 m long and 10 cm in diameter, was drilled through the Eocene-Oligocene boundary near to the Massignano Quarry stratotype section near Ancona, Italy. The stratigraphy of the core, which traverses the Scaglia Variegata and Scaglia Cinerea formations, was correlated precisely to the quarry section by linear regression of the depths of identifiable biotite-rich layers. The good recovery of intact material allowed an average sampling interval of about 12 cm, which is closer than in preceding magnetostratigraphic studies of Umbrian-Marche sequences. The characteristic remanent magnetization was obtained by both progressive alternating field and thermal demagnetizations. The stable component of the natural remanent magnetization could be isolated by thermal demagnetization at temperatures of 300-540 °C or by alternating field demagnetization in fields higher than 20 mT. It is probably carried by magnetite in the Scaglia Cinerea marls, while some amount of hematite is present in the underlying Scaglia Variegata. A stratigraphic plot of the ChRM directions shows well-defined magnetozones and the resulting polarity sequence correlates well with polarity chrons C12r to C16n-2. A few single-sample normal magnetozones that do not correspond to the geomagnetic polarity timescale are found within chron 16n.1-r. The magnetozones corresponding to chrons C12r or C13r do not exhibit short subchrons that might account for the low-amplitude and short-wavelength magnetic anomalies reported in this part of the marine magnetic record. In investigation of relative paleointensity fluctuations has been carried out in this part of the core, which embraces the Scaglia Cinerea formation. Anhyseretic remanent magnetization (ARM) has been used to normalize the natural remanent magnetization (NRM), compensating variations in sedimentary input. The ensuing NRM/ARM ratio is taken to be a proxy for relative variation of paleomagnetic field intensity. The paleointensity fluctuates systematically and has minimum values close to the reported positions of low-amplitude, short-wavelength magnetic anomalies in the marine record.

KEY WORDS: Paleomagnetism; Magnetostratigraphy; Paleointensity; Eocene-Oligocene; Tiny wiggles.

RIASSUNTO. — La stratigrafia magnetica ad alta risoluzione del limite Eocene-Oligocene ed il magnetismo delle rocce sono stati studiati in dettaglio per verificare la presenza di eventuali inversioni di polarità brevi (*short chrons*) e variazioni della intensità del campo geomagnetico che possano essere messe in relazione con le anomalie oceaniche a bassa ampiezza e corto periodo. Una carota della lunghezza di 39,4 m e del diametro di 10 cm è stata perforata attraverso il limite Eocene-Oligocene nei pressi della sezione-tipo di Massignano (Ancona, Italia). La sequenza stratigrafica della carota, costituita dalle formazioni della Scaglia Cinerea e Variegata, è stata correlata con precisione alla sezione-tipo mediante alcuni marker stratigrafici costituiti da straterelli vulcanoclastici. Il buon recupero di materiale intatto della carota ha reso possibile una magnetostratigrafia con un intervallo di campionamento medio di circa 12 cm mai ottenuto nei precedenti lavori sulla successione Umbro-Marchigiana. Le direzioni caratteristiche della magnetizzazione naturale (ChRM) sono state ottenute mediante la demagnetizzazione progressiva sia in campi alternati (AF) che termica. La componente stabile della magnetizzazione rimanente naturale (NRM) è stata isolata per coercività maggiori di 20 mT e temperature comprese fra i 300 °C ed i 540 °C. Il principale minerale magnetico nella formazione della Scaglia Cinerea è risultato essere magnetite mentre nella Scaglia Variegata sono presenti sia magnetite che ematite. La stratigrafia magnetica ottenuta dalle direzioni della ChRM

(*) Nella seduta del 24 aprile 1998.

mostra magnetozone ben definite con una sequenza di polarità che si correla bene con i *chrons* dal C12r al C16n-2 della scala geomagnetica marina ad eccezione di alcune brevi magnetozone normali comprese nel *chron* C16n.1-r. Le magnetozone corrispondenti ai *chrons* C12r e C13n non mostrano nessuna breve magnetozona che possa essere messa in relazione con le anomalie oceaniche a bassa ampiezza e corto periodo trovate in questa parte del record geomagnetico oceanico. Lo studio delle paleointensità relative nell'intervallo compreso nei *chrons* C12r e C13n mostra invece delle fluttuazioni di intensità del campo geomagnetico con minimi in corrispondenza sia delle inversioni di polarità sia delle anomalie a bassa ampiezza e corto periodo riportate nella scala delle polarità magnetiche [1].

INTRODUZIONE

Il record delle polarità magnetiche fornito dai fondali oceanici, che rappresenta la scala di riferimento per le inversioni del campo geomagnetico dal Giurassico medio, è stato ottenuto dalla interpretazione delle anomalie magnetiche oceaniche a grande lunghezza d'onda (100-200 km) ed ampiezza (300-500 nT). L'analisi delle anomalie nelle zone a rapida espansione dei fondali oceanici mostra però anche numerose anomalie a bassa ampiezza e corto periodo denominate *tiny wiggles* [1, 2]. Esse sono state trovate in profili paralleli ed in diversi bacini oceanici e non possono quindi essere attribuite a variazioni locali della magnetizzazione della crosta ma devono rappresentare una caratteristica del campo dipolare [3]. L'interpretazione delle *tiny wiggles* non è univoca ed esse possono esser spiegate con due modelli alternativi. Le *tiny wiggles* possono essere causate da inversioni di polarità di breve durata, stimata in circa 20 ka e che sarebbero troppo corte per essere adeguatamente risolte nei rilievi magnetici marini, oppure da variazioni di intensità del campo geomagnetico. Proprio a causa di questa loro natura incerta queste anomalie sono state denominate *kriptochrons* [3]. In una recente revisione della scala geomagnetica [1, 4], che ha fornito una nuova sequenza di polarità geomagnetiche per gli ultimi 83 Ma (qui denominata **CK95**) sono state rivalutate le lunghezze relative dei *chron* e *subchron* ed è stata anche identificata la posizione di numerosi *kriptochrons*.

L'effettiva presenza di inversioni di polarità brevi ha una certa importanza nella comprensione del meccanismo di inversione del campo geomagnetico. Il meccanismo basato sul modello stocastico proposto da Cox [5] prevede una distribuzione esponenziale della lunghezza degli intervalli di polarità (*chrons*). La distribuzione degli intervalli di polarità osservata nella scala geomagnetica fornita dalle anomalie oceaniche non è esponenziale perché contiene troppe poche inversioni di polarità brevi. Essa è rappresentata meglio da una distribuzione gamma [6, 7] nella quale la probabilità di un nuovo cambiamento di polarità cresce col passare del tempo dall'ultima inversione. Le inversioni di polarità molto corte che non sono risolvibili nel record oceanico possono essere registrate nella colonna sedimentaria e quindi possono anche essere identificate tramite una magnetostatigrafia che abbia un intervallo di campionamento adeguatamente breve. Questo è stato l'obiettivo di uno studio dettagliato sulle inclinazioni paleomagnetiche nel *chron* C12r in una carota di sedimenti oceanici dal sito DSDP 522 [8]. In questo studio non è stato trovata nessuna inversione di polarità breve entro il *chron* C12r, dove la scala **CK95** ha identificato ben 8 *kriptochrons*, inoltre le variazioni di intensità della magnetizzazione rimanente naturale (NRM) che sono state trovate in corrispondenza delle

tiny wiggles sono state interpretate come prove delle variazioni di intensità del campo geomagnetico.

Studi di stratigrafia magnetica attraverso il limite Eocene-Oligocene (E/O) nella successione Umbro-Marchigiana hanno spesso segnalato la presenza di brevi inversioni di polarità, solitamente registrate da un singolo campione con polarità diversa dai campioni vicini [9-11]. Questi campioni con direzioni «anomale» sono stati spesso interpretati come brevi inversioni di polarità senza però che fossero fornite prove convincenti sulla loro reale esistenza. Lowrie e Lanci [12] hanno mostrato l'inconsistenza dei risultati ottenuti nel riconoscimento di queste brevi inversioni fra i diversi studi in sezioni parallele nel periodo compreso fra i *chrons* C12r-C16n suggerendo che essi non rappresentino un comportamento reale del campo geomagnetico. In questo lavoro viene studiata in dettaglio la stratigrafia magnetica del limite E/O fra i *chron* C12r-C16n in virtù di un intervallo di campionamento adeguato a risolvere inversioni di polarità di durata inferiore a 20 ka. Inoltre vengono prese in considerazione le variazioni delle paleointensità del campo geomagnetico per cercare di stabilire la natura dei *kriptochrons*.

MATERIALE E METODI

I campioni studiati provengono da una carota trivellata nelle immediate vicinanze della sezione di Massignano (Ancona) che è stata accettata come stratotipo per il limite E/O [13, 14]. La carota, denominata da qui in avanti MASSICORE, ha un diametro di 10 cm e una lunghezza di 39,4 m. MASSICORE è stata trivellata dalla ditta RODIO di Milano grazie all'interessamento del Dott. F. Pallotta e del Dott. P. Beer ed è stata resa disponibile per uno studio di paleomagnetismo dal Dott. A. Montanari. Essa è localizzata 110 m a sud della sezione nella cava di Massignano alle coordinate 42°32'09,6'' N; 13°35'34,3'' E ed alla quota di 208 m sul livello del mare (fig. 1). Il recupero di materiale intatto si aggira intorno al 70% a causa della propensione della carota a rompersi in corrispondenza degli strati marnosi, mentre la lunghezza dei pezzi (spezzoni) di carota interi è in genere attorno ai 20-30 cm. Lo spessore stratigrafico della carota, a cui ci riferiremo sempre di qui in avanti, è leggermente diverso dalla sua lunghezza a causa della inclinazione degli strati e corrisponde a 35 m.

Le litologia della parte superiore della carota è costituita dai calcari marnosi di colore grigio della formazione della Scaglia Cinerea che passano ai calcari multicolori della Scaglia Variegata nella parte inferiore. I primi 3 metri di sedimento sono costituiti da argille e marne visibilmente alterate e non sono stati campionati; il resto della carota è fresco e perfettamente adatto ad uno studio paleomagnetico. Da MASSICORE sono state trapanate 260 carote del diametro di 2,5 cm e da ognuna delle quali sono stati ricavati 2 campioni di dimensioni standard 2,5 × 2,2 cm (1" × 7/8"). L'intervallo di campionamento medio ottenuto è di circa 12 cm nello spessore stratigrafico. I campioni sono stati trapanati perpendicolarmente all'asse della carota principale e normalmente alla direzione dei piani di stratificazione che risultavano ben visibili (fig. 1). L'azimuth dei piani di strato è stato supposto uguale a quello misurato in campagna in prossimità del sito, mentre la loro inclinazione è stata calcolata usando le laminazioni visibili sulla

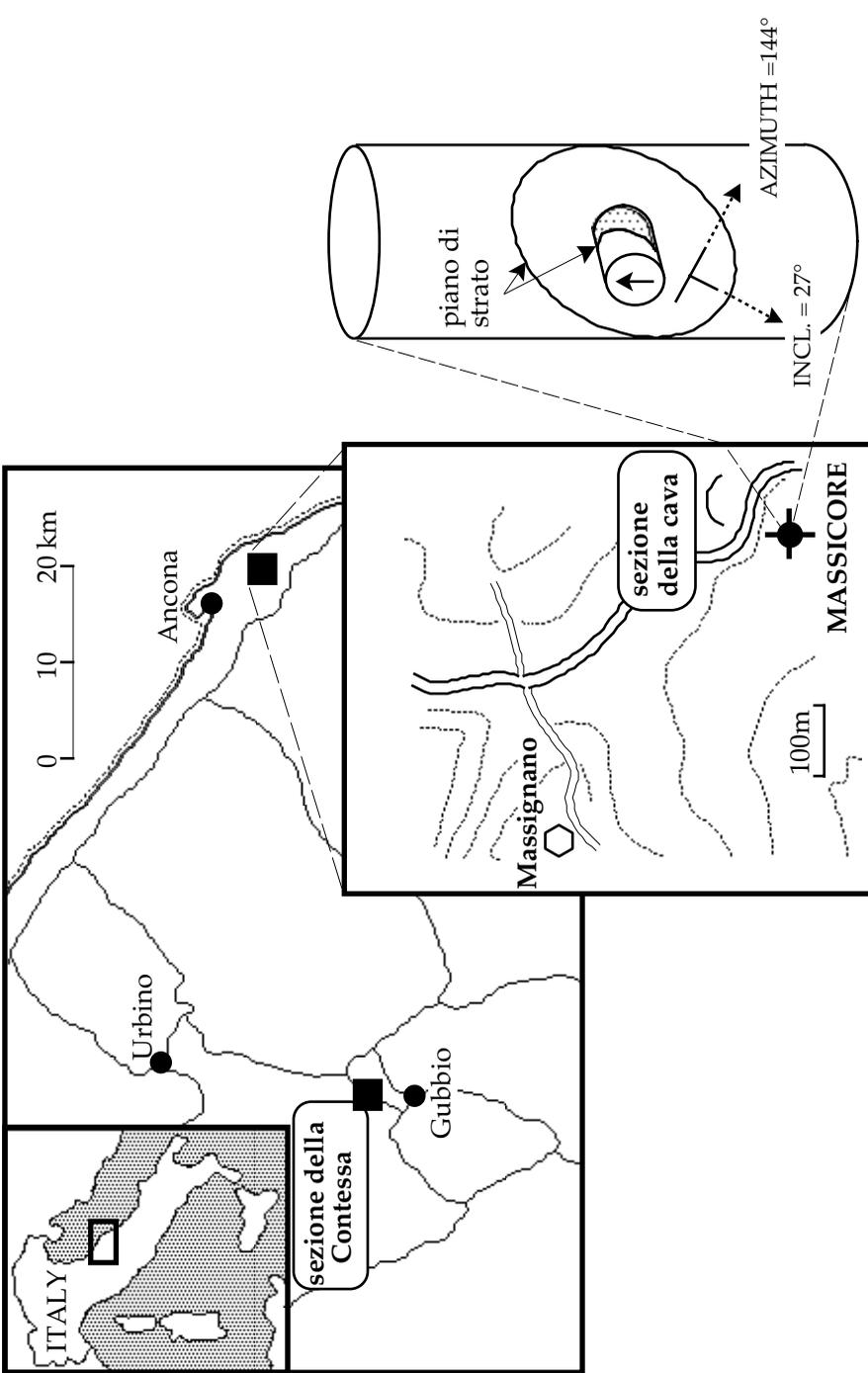


Fig. 1. —Localizzazione della sezione-tipo del limite Eocene-Oligocene nella cava di Massignano e della adiacente trivellazione di MASSICORE. La stratificazione, ben visibile nella carota è stata usata per orientare l'azimuth dei campioni.

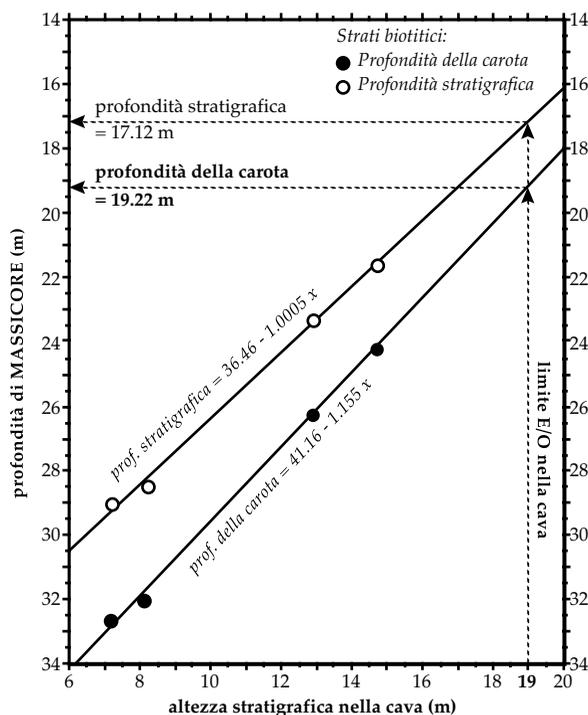


Fig. 2. – Correlazione stratigrafica fra la cava di Massignano e MASSICORE ricavata dalla regressione lineare della posizione di markers stratigrafici costituiti da straterelli biotitici.

superficie dei campioni sapendo che la carota è stata perforata in verticale. L'inclinazione calcolata in 20 campioni presi lungo tutta la carota ha dato come risultato una inclinazione piuttosto costante di $27^{\circ} \pm 1^{\circ}$.

Grazie alla stratificazione regolare, l'assenza di disturbi tettonici e la presenza di alcuni livelli vulcanoclastici ricchi di biotite e quindi facilmente riconoscibili, è stato possibile correlare con precisione la litologia della carota a quella della adiacente sezione-tipo nella cava di Massignano per la quale sono disponibili numerosi studi paleontologici e geocronologici [15]. Una correlazione precisa è stata ottenuta usando una regressione lineare sulla posizione di 4 straterelli biotitici (fig. 2). Ne risulta che MASSICORE copre praticamente tutto l'intervallo stratigrafico equivalente alla sezione più ulteriori 10 m circa verso l'alto che non sono esposti nella cava.

La mineralogia magnetica dei calcari e calcari marnosi della Scaglia Cinerea e Variiegata di Massignano è già stata studiata nella sezione-tipo della cava che ha una litologia del tutto equivalente a quella di MASSICORE [12]. Le analisi sono consistite nella acquisizione progressiva della magnetizzazione rimanente isoterma (IRM) fino ad un campo massimo di 1 T e la demagnetizzazione termica di una IRM ottenuta applicando differenti campi in direzioni fra loro ortogonali (fig. 3a) secondo il metodo descritto da Lowrie [16]. Le curve di acquisizione della IRM sui campioni di Scaglia Cinerea

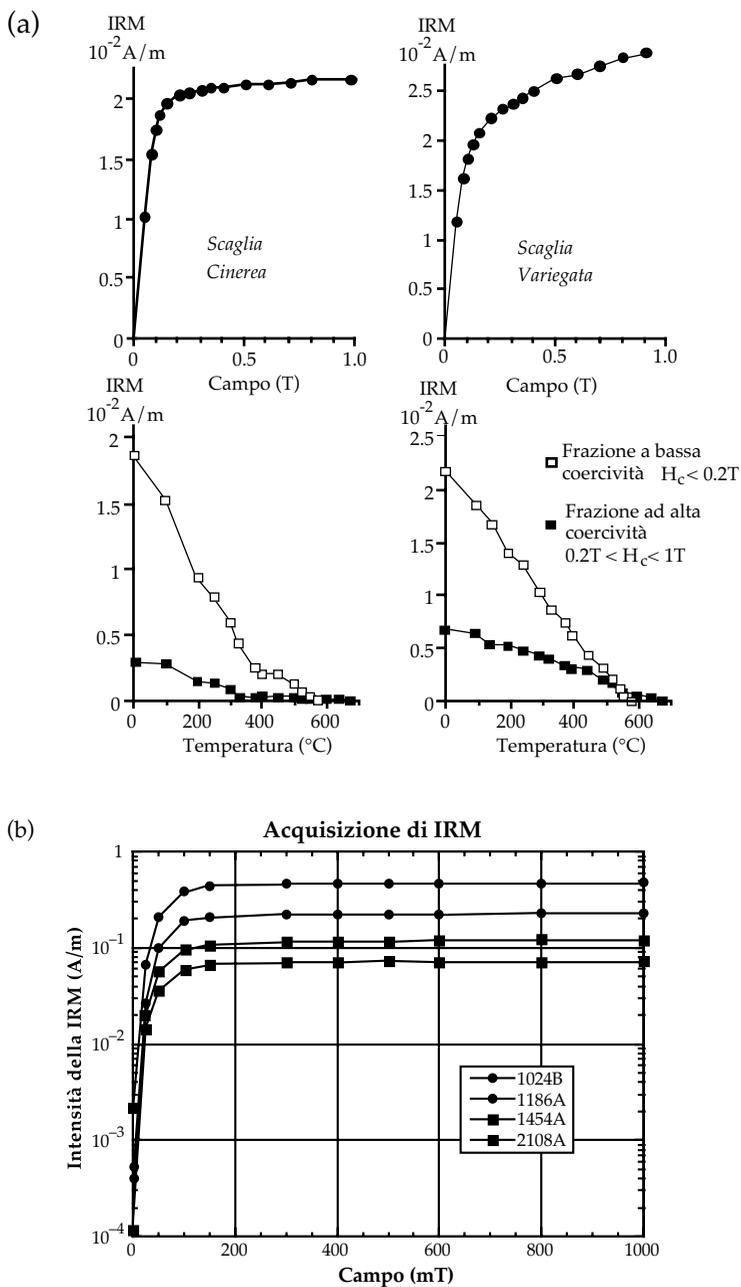


Fig. 3. – *a*) Acquisizione progressiva di IRM e demagnetizzazione termica in alcuni campioni della cava di Massignano che hanno una litologia del tutto equivalente a quella di MASSICORE. *b*) Acquisizione progressiva di IRM in campioni della Scaglia Cinerea di MASSICORE.

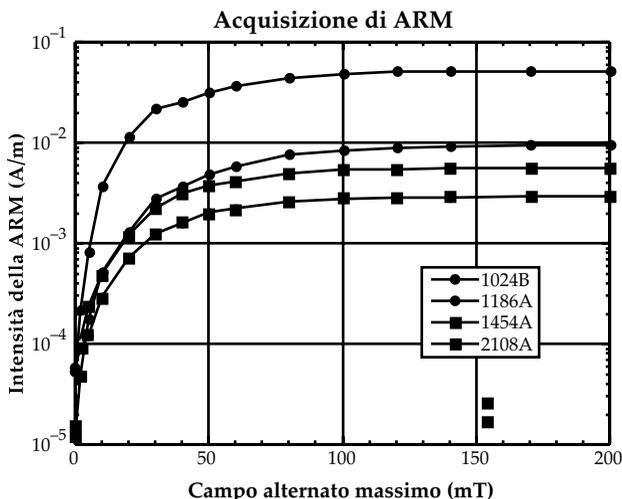


Fig. 4. – Acquisizione di ARM in campioni della Scaglia Cinerea. La ARM è stata acquisita con un campo continuo di 0,05 mT e un campo alternato massimo progressivamente crescente fino a 200 mT.

di MASSICORE mostrate in fig. 3*b* confermano i risultati precedenti. Nella Scaglia Cinerea l'unico minerale magnetico presente in quantità significative è la magnetite, mentre nella sottostante formazione della Scaglia Variegata sono presenti sia ematite che magnetite.

Una particolare attenzione è stata posta allo studio delle proprietà magnetiche della Scaglia Cinerea in virtù della sua semplice mineralogia magnetica. Una magnetizzazione rimanente anisteretica (ARM) è stata acquisita in campioni selezionati della formazione della Scaglia Cinerea, con un campo continuo di 0,05 mT e con campi alternati massimi fino a 200 mT (fig. 4). Nei campioni analizzati la ARM è saturata per campi alternati di 180-200 mT. Successivamente sono state acquisite una ARM con un campo AF massimo di 200 mT e una IRM di saturazione con un campo di 1 T in tutti i campioni della Scaglia Cinerea. La variazione delle ARM, NRM e suscettività magnetica (χ) rispetto alla profondità sono mostrate in fig. 5.

La χ è piuttosto costante lungo tutta la carota con un valore di circa $1 \cdot 10^{-4}$ SI ed è risultata essere indipendente dal tipo di formazione e dalla litologia. Per valutare l'importanza del contributo alla suscettività dei minerali paramagnetici è stata misurata la χ alla temperatura dell'azoto liquido (77 K) in alcuni campioni selezionati. Come primo ordine di grandezza la variazione della suscettività nei minerali paramagnetici è inversamente proporzionale alla temperatura assoluta, quindi la suscettività paramagnetica a 77 K dovrebbe essere circa 3,8 volte più grande del suo valore a temperatura ambiente (290 K). L'aumento di suscettività misurato nei campioni della Scaglia Variegata ha un valore medio di $3,5 \pm 0,5$ (fig. 6) che è statisticamente indistinguibile dal valore paramagnetico. Ne deduciamo quindi che la suscettività magnetica è controllata principalmente dai minerali paramagnetici.

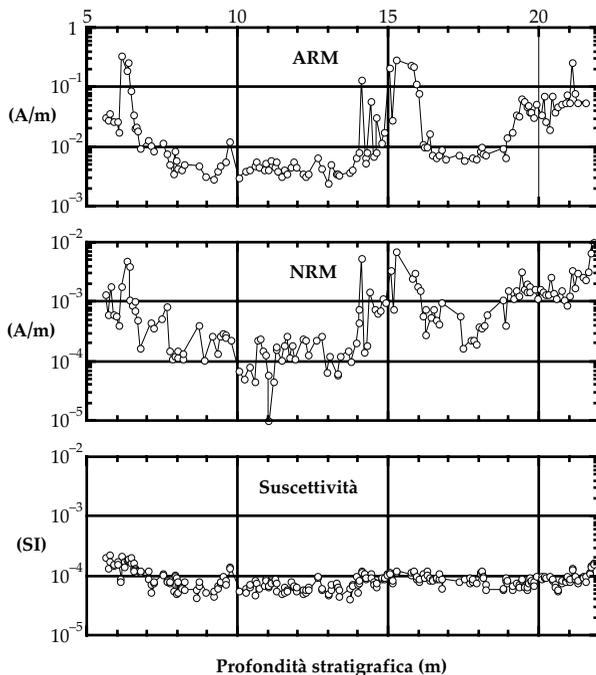


Fig. 5. – Variazione stratigrafica di ARM, NRM e χ in campioni della Scaglia Cinerea.

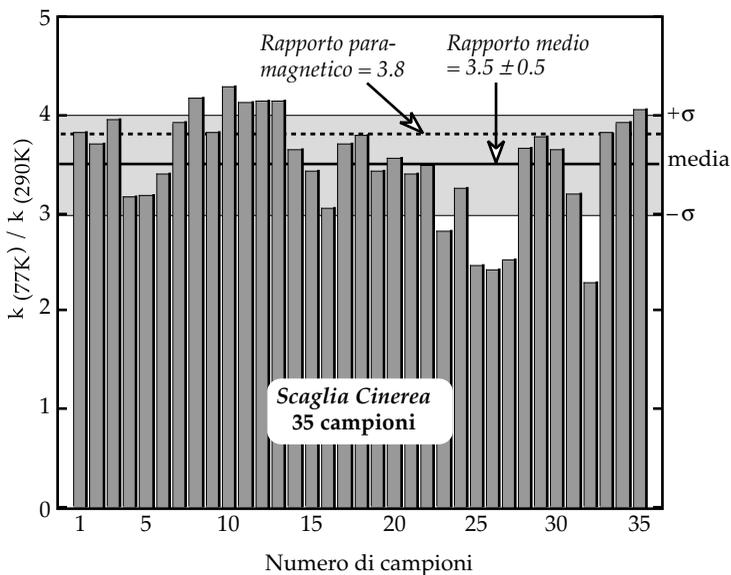


Fig. 6. – Rapporto fra la suscettività misurata alla temperatura dell'azoto liquido (χ_{77}) e a temperatura ambiente (χ_{300}) in campioni della Scaglia Cinerea.

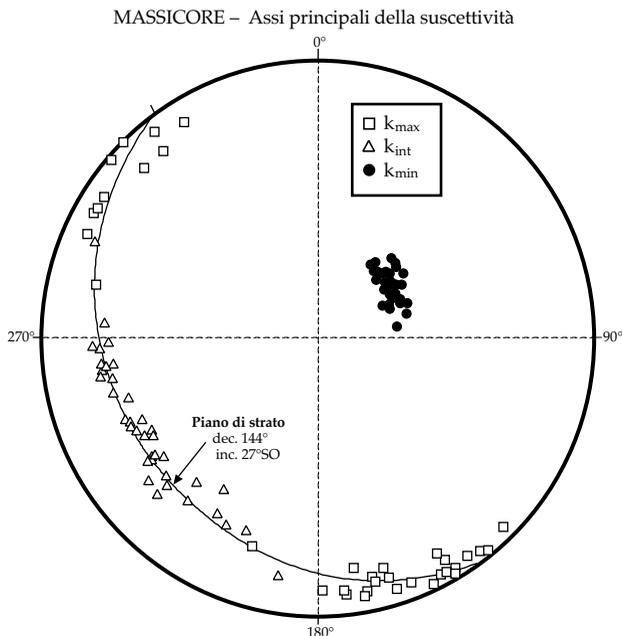


Fig. 7. – Proiezione equiareale della direzione degli assi principali della suscettività magnetica in campioni della Scaglia Cinerea di MASSICORE.

La anisotropia della suscettività magnetica (AMS) è stata misurata in un insieme rappresentativo di campioni. Essa è caratterizzata da un tensore medio di forma oblati con raggruppamento degli assi minori K_{\min} posto perpendicolarmente ai piani di stratificazione mentre gli assi maggiori sono distribuiti sul piano di strato con l'asse K_{\max} che mostra una orientazione preferenziale lungo il piano di strato (fig. 7). Questo indica che sia la compattazione che la compressione tettonica hanno avuto una influenza sulla orientazione dei minerali paramagnetici.

L'intensità media della NRM è differente nelle due litologie nonostante essa fluttui largamente anche entro le singole formazioni. Nella Scaglia Cinerea la NRM ha un valore medio di $5 \cdot 10^{-4} \text{ Am}^{-1}$, circa un ordine di grandezza più piccola rispetto alla Scaglia Variegata che ha una intensità media di $4 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^{-1}$. Le componenti della NRM sono state isolate usando sia la demagnetizzazione in campi alternati (AF) che la demagnetizzazione termica. I diagrammi vettoriali della demagnetizzazione per alcuni campioni rappresentativi sono mostrati in fig. 8. La demagnetizzazione AF ha individuato almeno due componenti nei campioni di entrambe le formazioni; una componente a bassa coercività che è rimossa con campi massimi di 10-20 mT ed una componente coercività più alta. Il campo massimo applicato (50-70 mT) è stato in grado di rimuovere in media circa l'80-90% della magnetizzazione naturale. La demagnetizzazione termica ha dato risultati simili ed ha permesso di definire anch'essa due componenti della NRM. La prima componente con una temperatura di blocco di 150-250 °C e la seconda, più stabile, con temperature di blocco di almeno 580 °C. Le

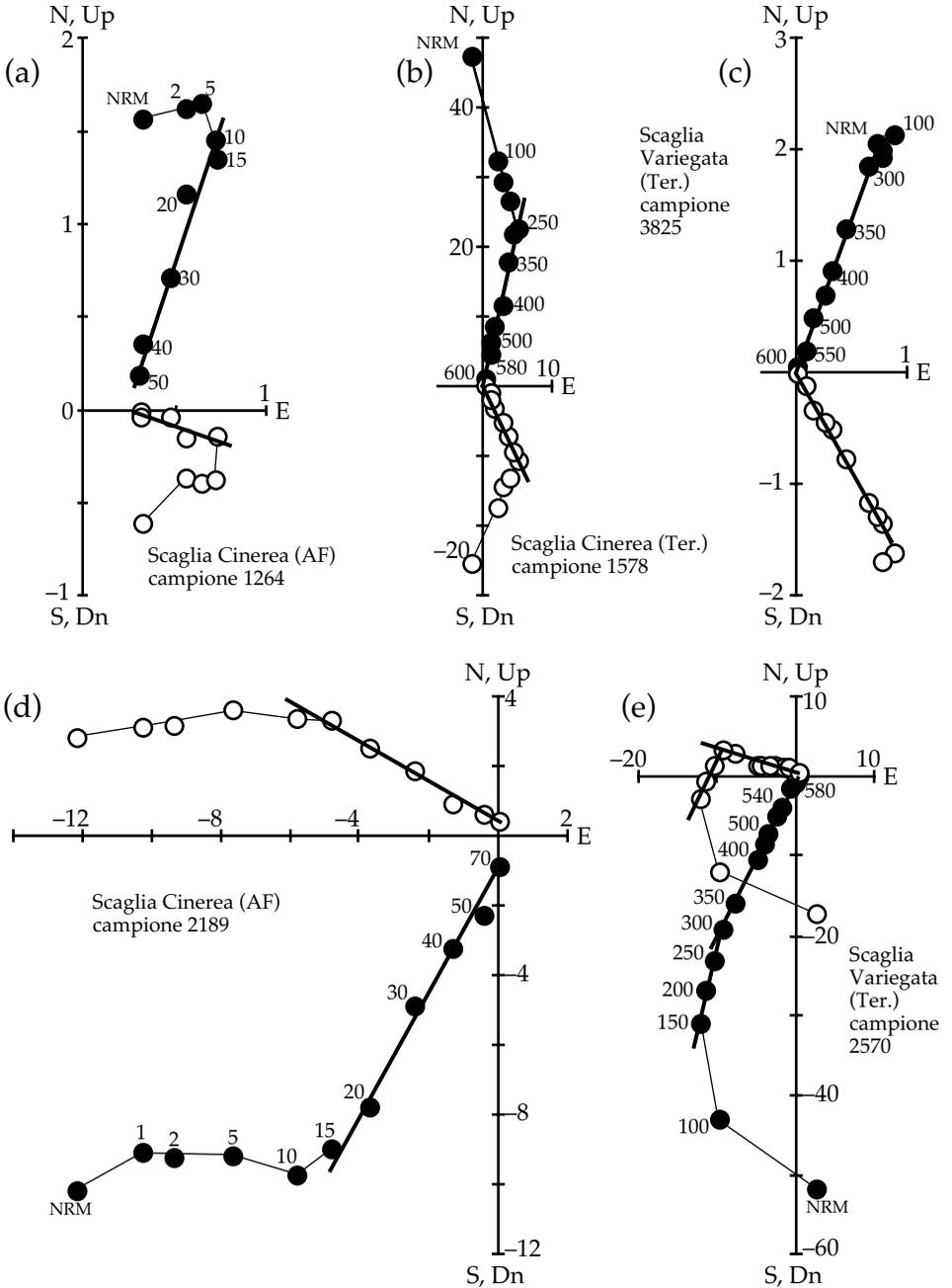


Fig. 8. – Diagrammi vettoriali di Zijderveld in campioni di MASSICORE.

componenti della NRM sia a polarità normale che inversa sono risultate chiare dall'uso di entrambi i metodi. La demagnetizzazione AF è stata quindi preferita per i campioni della Scaglia Cinerea che scaldati ad alta temperatura mostrano la tendenza ad acquisire una magnetizzazione viscosa mentre la demagnetizzazione termica è stata usata nei campioni della Scaglia Variegata che contengono minerali a coercività troppo alta per essere efficacemente demagnetizzata in campi alternati. Le componenti più stabili della magnetizzazione, cioè quelle a più alta coercività o temperatura di blocco, sono state interpretate come magnetizzazione caratteristica (ChRM) di ogni campione.

Le direzioni della ChRM ottenute direttamente mostrano due raggruppamenti di polarità opposte, ma la dispersione delle direzioni è piuttosto grande in entrambi i gruppi (fig. 9a). In particolare diversi campioni mostrano inclinazioni o declinazioni intermedie dalle quali risulterebbe una stratigrafia magnetica con molti campioni con una bassa latitudine del polo geomagnetico virtuale (VGP) e diverse zone a polarità incerta. La presenza di questi campioni con polarità intermedia è risultata causata da errori di orientazione e questo è evidente dall'esame delle direzioni della componente meno stabile (*soft*) di alcuni di essi che invece di essere vicina alla direzione del campo attuale aveva una direzione completamente diversa. L'errore di orientazione è stato causato dall'errato posizionamento di alcuni segmenti di carota dopo la trivellazione. Gli spezzoni di carota di 1 m di lunghezza dopo essere stati rimossi dal carotiere sono infatti stati sistemati in contenitori semi-cilindrici mantenendo l'allineamento degli strati che sono visibili sulla sua superficie. Molte di queste sezioni sono in effetti costituite da diversi segmenti lunghi 10-30 cm alcuni dei quali sono stati inavvertitamente posti sottosopra e, non essendo visibile la polarità degli strati dalle strutture sedimentarie, essi sono indistinguibili dagli altri. Applicando una rotazione inversa a questi campioni la loro componente *soft* ritorna a cadere nella direzione aspettata.

Il riconoscimento di tutti i campioni male orientati sulla base della direzione della componente *soft* non è stato possibile e ci siamo serviti di una analisi statistica detta *K-mean cluster analysis* che è stata applicata su tutto l'insieme dei campioni. La *cluster analysis* sfrutta il fatto che la direzione media dei campioni ad orientazione errata è diversa da quella degli altri campioni, essa risulta inoltre particolarmente utile in quanto non richiede la conoscenza a priori dei parametri di suddivisione dei vari gruppi (*clusters*) permettendo una verifica della qualità del risultato. L'algoritmo di *clustering* funziona dividendo l'insieme dei casi (campioni) nel numero di gruppi prestabilito in modo da massimizzare la distanza fra i gruppi e minimizzare la distanza fra i campioni all'interno di ogni gruppo. Sia l'orientazione media dei gruppi che i campioni che li compongono sono calcolati dal programma. Nel nostro caso si è scelto di dividere l'insieme dei dati in quattro gruppi che corrispondono rispettivamente ai campioni con polarità inversa (gruppo A), quelli con polarità normale (gruppo B), ai campioni male orientati con polarità inversa (gruppo C) e a quelli male orientati con polarità normale (gruppo D). Le direzioni medie dei quattro gruppi così calcolati consistono di due direzioni a polarità opposta quasi antipodali (gruppi B ed A) che corrispondono alle direzioni aspettate per le polarità normale ed inverse in quell'area [12, 10] ed di altri due gruppi (C e D) che possono essere spiegati tramite la rotazione accidentale di alcuni spezzoni

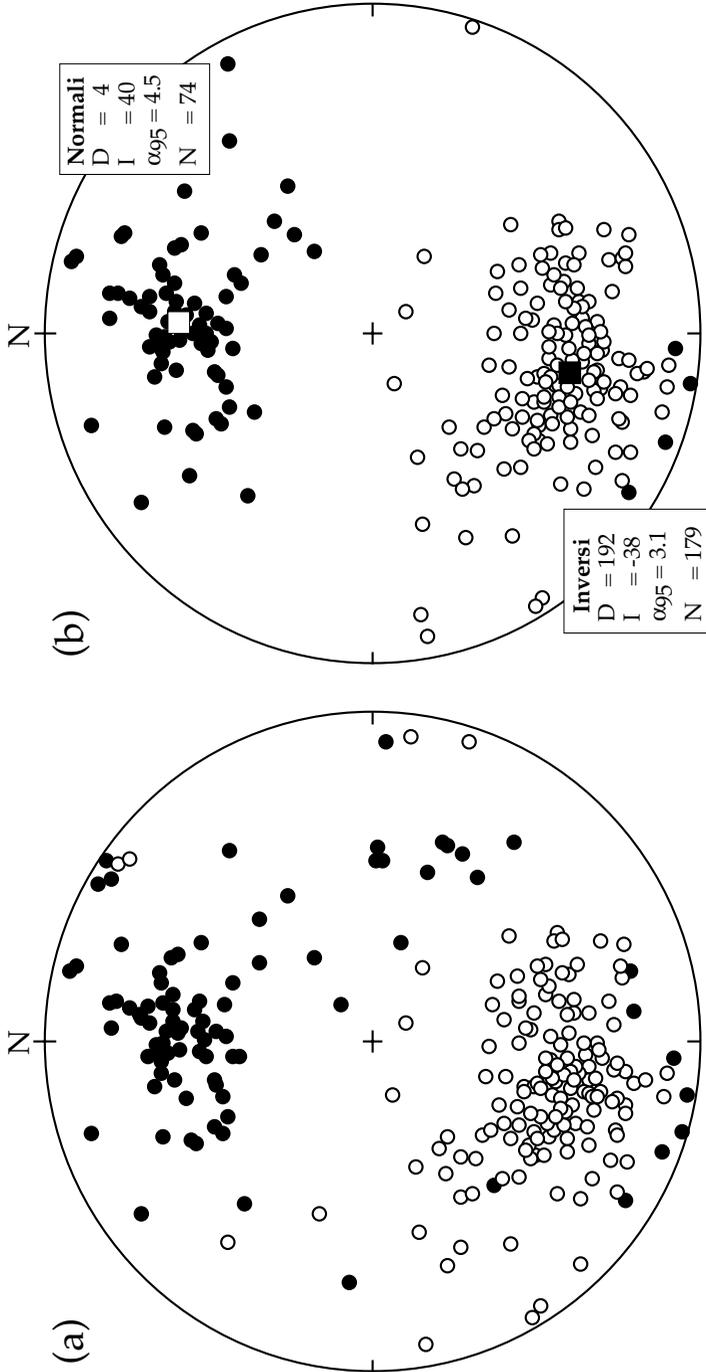


Fig. 9. —Diagrammi equi-areali delle direzioni delle ChRM dopo la correzione tettonica. *a)* Prima della correzione sono evidenti i gruppi a polarità opposte ed i campioni con direzioni anomale. *b)* Dopo la correzione dei campioni male orientati. I circoli e i pallini rappresentano rispettivamente le proiezioni sugli emisferi superiore ed inferiore.

di carota. Applicando una rotazione inversa ai campioni dei gruppi C e D infatti otteniamo che le loro direzioni medie diventano simili, rispettivamente, a quelle dei gruppi A e B. Abbiamo quindi corretto la direzione dei singoli campioni con direzioni anomale scartando quelli provenienti da segmenti di carota con anche un solo campione correttamente orientato, in questi casi sono state mantenute le orientazioni anomale. La direzione media ed i parametri statistici dell'insieme delle ChRM che ne risultano dopo la correzione per l'inclinazione tettonica degli strati sono mostrate in tab. I. Essi formano due gruppi quasi, ma non perfettamente, antipodali (fig. 9b), i circoli di confidenza si sovrappongono parzialmente ma purtroppo un F-ratio test [17] conferma che, sia pure per poco (F-ratio calcolato = 4,2, ipotesi nulla $F_0 = 3,0$) le due direzioni sono statisticamente differenti ad un livello di confidenza del 95%. La non perfetta antipodalità potrebbe essere dovuta ad una componente *soft* non completamente rimossa o a qualche campione male orientato sfuggito alla *cluster analysis*. La direzione media dei 253 campioni utilizzabili di MASSICORE è declinazione = 10° ed inclinazione = 39° ($\alpha_{95} = 2,5^\circ$).

TABELLA I.

Campioni	N	D_m	I_m	α_{95}	R	k
Normali	74	3,6	40,1	4,5	68,93	14,41
Inversi	179	191,9	-38,0	3,1	164,50	12,28
Tutti	253	9,5	39,0	2,5	233,10	12,67

La latitudine del polo geomagnetico virtuale (VGP) è stata calcolata in ogni campione ruotando la declinazione per compensare le possibili rotazioni tettoniche. La latitudine del sito al momento della deposizione, che è necessaria per questa correzione, è stata dedotta dalla direzione media delle direzioni paleomagnetiche di MASSICORE. La profondità stratigrafica dei campioni è stata calcolata considerando la inclinazione degli strati di 27° . La stratigrafia magnetica che ne risulta consiste di 10 magnetozone più 3 campioni «anomali» con polarità opposta a quella dei loro vicini (fig. 10). La latitudine del VGP delle singole magnetozone rimane solitamente ad alte latitudini con occasionali deviazioni a latitudini intermedie che possono essere attribuite a effetti litologici, componenti secondarie della magnetizzazione non completamente rimosse o proprietà del campo geomagnetico.

La sequenza stratigrafica di MASSICORE risulta in buon accordo con la scala delle polarità magnetiche del periodo corrispondente. I *chrons* dal C12r fino al C15r sono chiaramente identificabili e la correlazione con la scala delle polarità magnetiche fornisce una stima del tasso di sedimentazione che è di circa 11,3 m/Ma nella Scaglia Cinerea e di circa 8,2 m/Ma nella Scaglia Variegata. Non sono stati trovati *short chron*s tranne una sottile magnetozona a polarità inversa nel *chron* C15n alla profondità stratigrafica di 25,2-25,3 m, che è definita da due campioni con una latitudine della VGP di soli 52° . Se questa magnetozona rappresenta realmente uno *short chron*, esso non ha nessuna corrispondenza nella scala delle inversioni di polarità oceaniche che infatti non mostra nessun *kriptonchron* in questo punto. La sequenza dei *chrons* C16n.1-n, C16n.1-r e

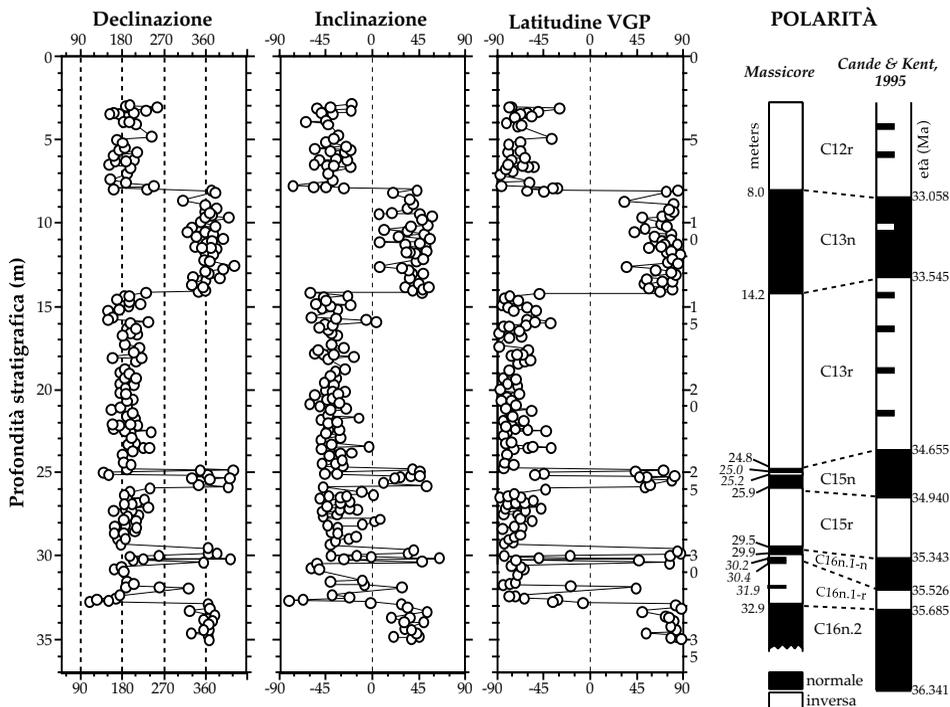


Fig. 10. – Variazioni stratigrafiche della declinazione, inclinazione, latitudine VGP e l'interpretazione della colonna delle polarità. Nella colonna di MASSICORE le mezze barre orizzontali rappresentano magnetozone definite da un singolo campione, nella scala CK95 le mezze barre indicano la posizione dei *kriptochrons*.

C16n.2 contiene diverse direzioni intermedie con diversi campioni singoli a «polarità anomala» che sono indicati nella colonna delle polarità in fig. 10 con delle brevi barre.

È stata anche investigata la presenza di variazioni cicliche nelle proprietà magnetiche. L'attrazione gravitazionale del sole, della luna e dei pianeti causa infatti cambiamenti nella geometria dell'orbita della Terra e produce variazioni della insolazione alle diverse latitudini [18]. Queste variazioni orbitali sono conosciute come cicli di Milankovitch e causano variazioni climatiche che a loro volta si riflettono anche sui processi di sedimentazione. Le variazioni cicliche del clima globale sono ben conosciute nel record paleoclimatico del Pleistocene ed ampiamente studiate tramite gli isotopi dell'ossigeno ^{18}O nelle carote di sedimenti oceanici [19]. Variazioni cicliche che possano essere messe in relazione con questo tipo di fluttuazioni climatiche sono state investigate usando una analisi di Fourier sui profili della magnetizzazione rimanente anistertica (ARM), isoterica (IRM) e naturale (NRM). Per il calcolo dei periodogrammi è stato usato un algoritmo attribuito a Lomb e descritto in [20], che permette il calcolo della trasformata di Fourier in serie discrete con spaziatura irregolare dei dati senza la necessità di ricorrere alla interpolazione. Ciò ha permesso di ridurre la preparazione dei dati unicamente alla *detrend*. Le frequenze spaziali sono state convertite in età approssimative usando un

tasso di sedimentazione medio di 10,5 m/Ma, che è stato dedotto dalla magnetostratigrafia. L'intervallo di campionamento medio è di 12 cm e corrisponde ad una frequenza di Nyquist di circa $0,04 \text{ cm}^{-1}$, che equivale ad un periodo di 25 ka. Questo ci impedisce purtroppo di risolvere gli eventuali effetti della precessione. I periodogrammi dei profili delle magnetizzazioni rimanenti sono risultati piuttosto disturbati (fig. 11) e non hanno mostrato picchi di frequenze coerenti in corrispondenza dei periodi di 41 e 100 ka. Le frequenze più basse invece sono simili nei periodogrammi delle diverse rimanenze che mostrano tutte un picco statisticamente significativo per il periodo di 413 ka. Questo periodo corrisponde ad una periodicità orbitale dovuta alla variazione della eccentricità dell'orbita ed è presumibilmente una conseguenza dell'influenza della variazione di questo parametro orbitale sul record sedimentario.

La somiglianza degli spettri dei diversi profili analizzati e la predominanza del periodo di 413 ka in ognuno di essi suggerisce che entrambe la ARM e la IRM siano adatte a compensare gli effetti dovuti alle influenze climatiche sulla NRM. Il periodogramma del rapporto NRM/ARM infatti, pur essendo anch'esso disturbato, mostra un picco statisticamente significativo corrispondente al periodo di 220 ka ma nessuna evidenza delle periodicità di Milankovitch. Questo suggerisce che l'influenza delle variazioni orbitali nel rapporto NRM/ARM sia assente o fortemente ridotta.

Le proprietà magnetiche della parte di carota compresa fra i 5 ed i 25 m di profondità sono risultate adatte ad ottenere informazioni sulle paleointensità relative del campo geomagnetico [21, 22]. Il *proxy* della paleointensità usato è basato sulla ARM e, per confronto, anche sulla IRM. La suscettività magnetica invece non è stata usata per questo scopo essendo risultata prevalentemente controllata dai minerali paramagnetici. La intensità della NRM di ogni campione è stata divisa per l'intensità della ARM, in entrambi i casi dopo una demagnetizzazione parziale AF a 20 mT. Il rapporto NRM/ARM normalizzato fornisce un *proxy* B_{ARM} delle paleointensità relative. In maniera simile è stato ottenuto il *proxy* B_{IRM} usando la intensità della IRM. Per verificare se le variazioni litologiche hanno qualche influenza sulla B_{ARM} è stato usato un *contingency-table test*. In questo test i campioni sono stati divisi in due gruppi sulla base della B_{ARM} , corrispondenti ai campioni con la B_{ARM} più alta o più bassa del suo valore mediano. In maniera simile i campioni sono stati anche divisi in due categorie sulla base della litologia, marnosa o calcarea ed è stato preso in considerazione il numero di campioni in ognuno dei quattro gruppi. Il test ha dimostrato che le variazioni della B_{ARM} sono indipendenti dalla quelle della litologia per un livello di confidenza del 95% e questo aumenta l'affidabilità il B_{ARM} come *proxy* delle paleointensità.

Il confronto della B_{ARM} con la magnetostratigrafia (fig. 12) mostra che alcuni dei minimi di paleointensità si trovano in corrispondenza dei cambiamenti di polarità dove, come mostrato da altri studi [22-25], ci si aspetta una diminuzione della intensità del campo geomagnetico. Anche questo rafforza la nostra fiducia nel fatto che la B_{ARM} rifletta le reali paleointensità del campo geomagnetico. È interessante notare che gli altri minimi di intensità trovati nel record di MASSICORE cadono vicino alla posizione delle *tiny wiggles* nel record della polarità oceanico. Questi minimi inoltre si trovano in magnetozona dove non sono state rinvenute corrispondenti inversioni di polarità brevi.

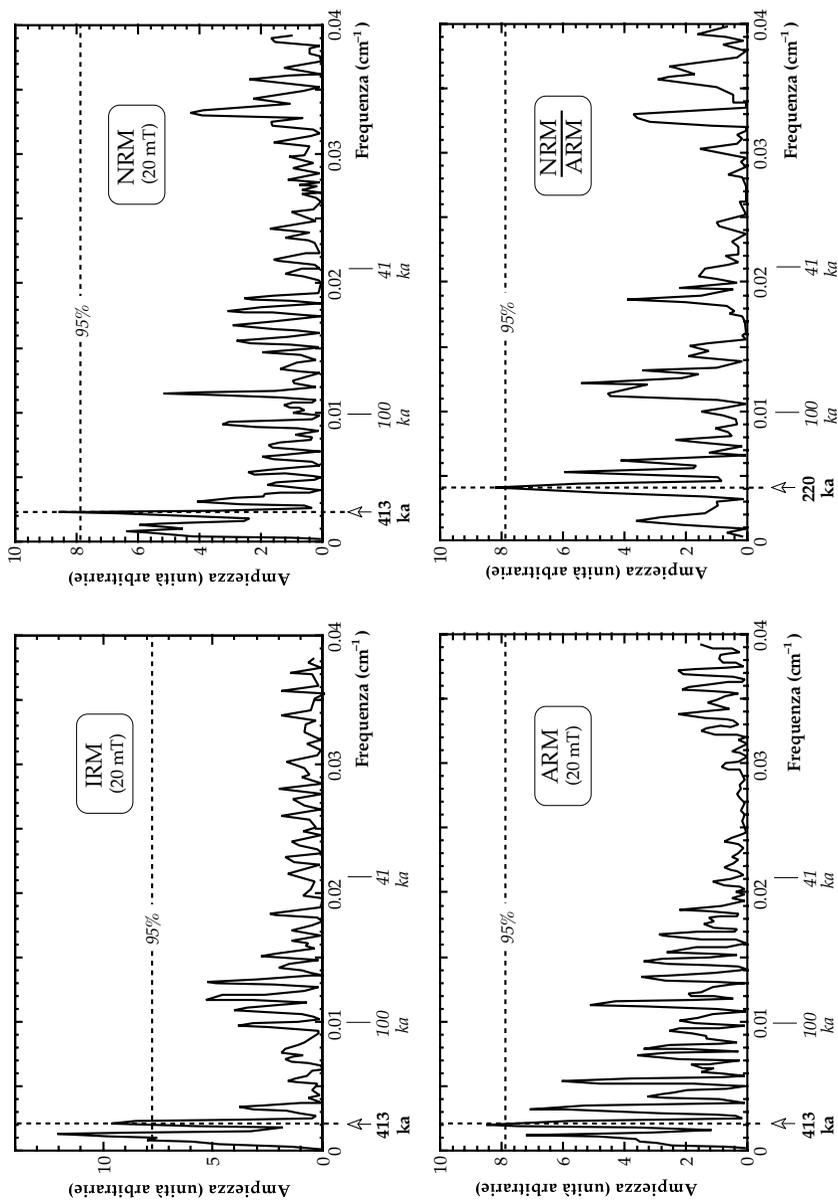


Fig. 11. — Periodogrammi della ARM, IRM, NRM e del rapporto NRM/ARM nei campioni della Scaglia Cinerea dopo una demagnetizzazione parziale AF a 20 mT. La linea tratteggiata orizzontale indica l'intervallo di confidenza del 95%.

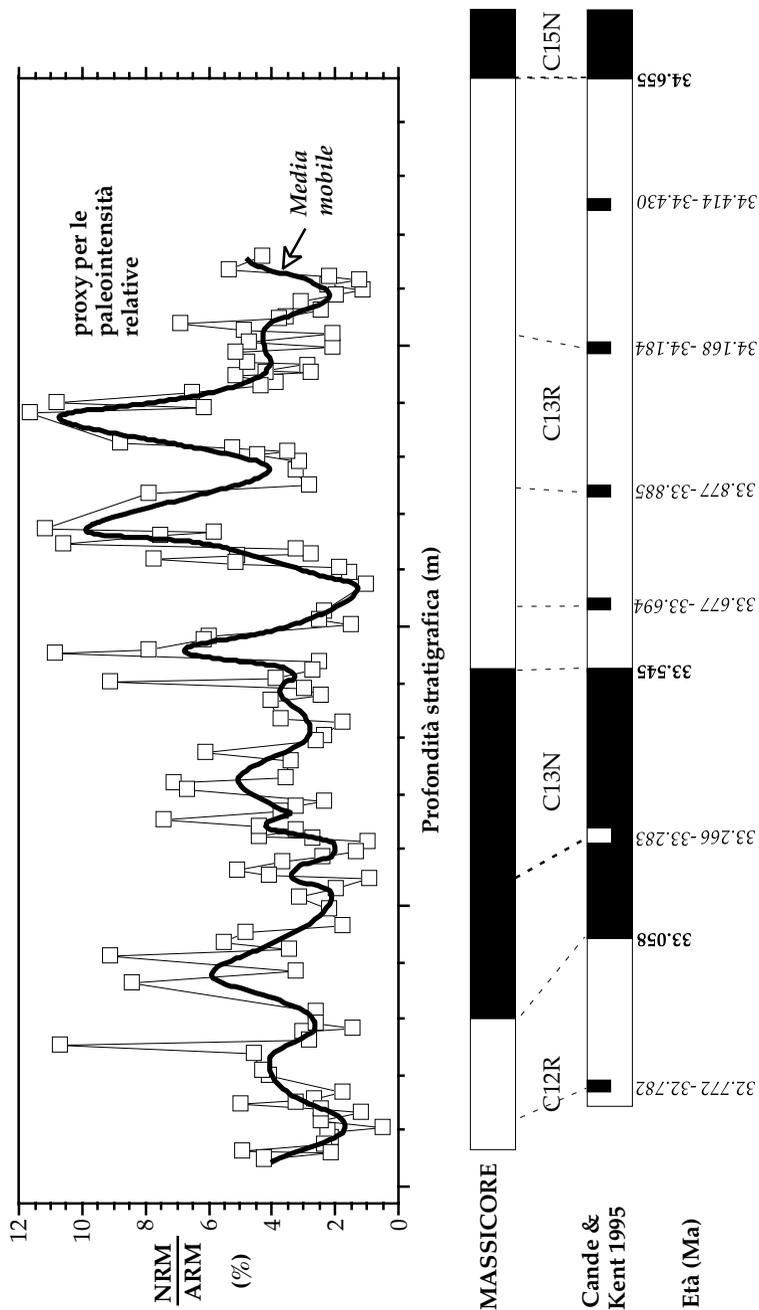


Fig. 12. —Variazione stratigrafica dei proxy della paleointensità B_{ARM} confrontato con la posizione dei kriptochron sulla scala CK95.

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

La magnetostratigrafia di MASSICORE si correla piuttosto bene con quelle nella adiacente cava di Massignano e nella sezione della Contessa (fig. 13). Il limite E/O è situato all'interno del *chron* C13r, come già trovato in studi precedenti ma in una posizione all'interno del *chron* leggermente diversa. La distanza del limite E/O dal limite superiore (più giovane) del *chron*, espressa come frazione della sua lunghezza, varia da C13r (0,17) a C13r (0,5); Cande and Kent [1, 4] hanno usato 0,14 come livello di calibrazione nella loro scala geomagnetica. La diversa posizione del limite E/O in diverse sezioni può riflettere piccoli cambiamenti nell'assemblamento dei fossili. Nella sezione denominata «Contessa Highway» [9] il limite è stato collocato a C13r (0,29); nel sito DSDP 522 [8] il limite E/O è stato posto in corrispondenza dell'ultimo ritrovamento della *G. cerroazulensis* approssimativamente a C13r (0,17). L'ultimo ritrovamento della *Hantkeninidae* nella sezione di Massignano posiziona il limite E/O a C13r (0,17) nella magnetostratigrafia di Bice e Montanari [11], mentre Lowrie e Lanci [12] hanno trovato, nella stessa sezione, ulteriori campioni a polarità inversa sopra il limite. Purtroppo

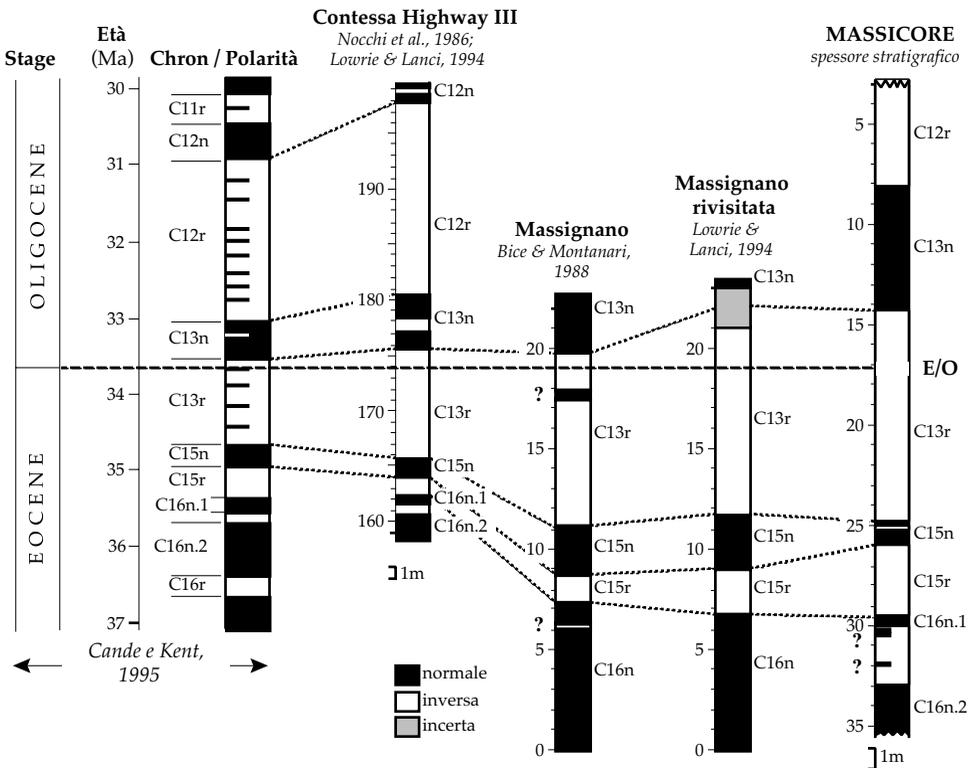


Fig. 13. – Confronto fra le scale delle polarità oceaniche di Cande e Kent (1995) e le stratigrafie magnetiche nella sezione della Contessa, Massignano e MASSICORE. Le mezze barre orizzontali rappresentano magnetozone definite da un singolo campione nelle magnetostratigrafie e la posizione dei *kriptochrons* nella scala CK95.

l'ampio intervallo di campionamento ha impedito di collocare esattamente il confine dell'intervallo di polarità ed il limite E/O cade fra C13r (0,27) e C13r (0,36). Nella carota di MASSICORE non sono state fatte analisi paleontologiche ma l'eccellente correlazione con l'adiacente sezione (fig. 2) indica che il limite E/O debba essere posto a C13r (0,28). Le discrepanze trovate nelle definizioni dei *chrons* C16n.1-n e C16n.2 fra la sezione di Massignano e MASSICORE possono essere spiegate dall'ampio intervallo di campionamento nella sezione di Massignano e dalla peggiore qualità della magnetizzazione causata dalla alterazione della roccia nella cava. Le differenze nello spessore delle magnetozone fra la carota e le corrispondenti polarità della scala geomagnetica possono essere dovute a variazioni del tasso di sedimentazione.

La magnetostratigrafia di MASSICORE con un intervallo di campionamento equivalente a circa 11-12 ka non ha trovato nessuno *short chron* che possa essere messo in relazione con i *kriptonochrons* della scala CK95. L'unico *short chron* trovato è situato all'interno del *chron* C15n che non ha equivalenti nella scala geomagnetica oceanica. Ciò suggerisce che, se questi brevi intervalli di polarità esistono davvero, la loro durata è dell'ordine di 10 ka o meno. Anche il confronto di MASSICORE con le precedenti magnetostratigrafie del limite E/O suggerisce che gli *short chron* trovati occasionalmente non rappresentino una reale caratteristica del campo geomagnetico. Alcune delle magnetostratigrafie mostrate in fig. 13 contengono singoli campioni con polarità diversa da quelli vicini. Un possibile *short chron* in corrispondenza del *kriptonochron* entro il C13n è stato trovato nella sezione della Contessa [9] ma non nelle altre. Un altro *short chron* nel *chron* C13r vicino al limite E/O è stato segnalato da Bice e Montanari [11] nella sezione di Massignano, ma non è stato confermato dal riesame della stessa sezione [12] nè dalla magnetostratigrafia di MASSICORE. Sebbene non sia possibile stabilire con certezza se questi campioni anomali siano dovuti a disturbi locali, orientazione errata o se rappresentino *kriptonochrons* ci sembra importante osservare che nessuno di essi è stato confermato in sezioni parallele.

La nostra interpretazione delle paleointensità relative nella formazione della Scaglia Cinerea (la parte superiore della carota di MASSICORE) si basa sul record della B_{ARM} ma gli stessi massimi e minimi sono evidenti nel segnale della B_{IRM} . Le analisi di Fourier hanno mostrato che la B_{ARM} è libera da significative influenze causate dai cicli orbitali e il *contingency-table test* ha mostrato che non ci sono significative correlazioni fra litologia e minimi e massimi della B_{ARM} . Il *proxy* della paleointensità B_{ARM} mostra un'alternanza irregolare di massimi e minimi; nel record di MASSICORE lungo circa 1,5 Ma sono presenti 6-8 cicli che potrebbero giustificare la pseudoperiodicità di 220 ka trovata nelle analisi di Fourier (fig. 11). I minimi della B_{ARM} sono osservati in corrispondenza delle transizioni di polarità, dove è previsto che l'intensità del campo geomagnetico diminuisca, e in corrispondenza delle posizioni dove i *kriptonochrons* sono stati segnalati nella scala delle polarità geomagnetiche [1, 4]. Questa analisi delle paleointensità nella carota di MASSICORE, insieme alla mancanza dei brevi cambiamenti di polarità dove sarebbero previsti in questa parte della scala geomagnetica, sostiene l'ipotesi che le *tiny wiggles* nelle anomalie magnetiche oceaniche siano dovute a fluttuazioni di intensità del campo paleomagnetico.

BIBLIOGRAFIA

- [1] S. C. CANDE - D. V. KENT, *A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. J. Geophys. Res., 97, 1992, 13917-13951.
- [2] J. L. LABREQUE - D. V. KENT - S. C. CANDE, *Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time*. Geology, 5, 1977, 330-335.
- [3] S. C. CANDE - D. V. KENT, *Ultra-high resolution marine magnetic anomaly-profiles: a record of continuous paleointensity variation?* J. Geophys. Res., 97, 1992, 15075-15083.
- [4] S. C. CANDE - D. V. KENT, *Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic*. J. Geophys. Res., 100, 1995, 6093-6095.
- [5] A. COX, *Length of geomagnetic polarity intervals*. J. Geophys. Res., 73, 1968 3247-3260.
- [6] J. D. PHILLIPS, *Time variation and asymmetry in the statistics of the geomagnetic reversal sequences*. J. Geophys. Res., 82, 1977, 835-843.
- [7] P. L. MCFADDEN - R. T. MERRILL, *Inhibition and geomagnetic field reversal*. J. Geophys. Res., 98, 1993, 6189-6199.
- [8] L. TAUXE - P. TUCKER - N. P. PETERSEN - J. L. LABREQUE, *The magnetostratigraphy of leg 73 sediments*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 42, 1983 65-90.
- [9] M. NÖCCHI - G. PARISI - P. MONACO - M. MADILE - S. MONECHI - G. NAPOLEONE - M. RIPEPE - M. ORLANDO - I. PREMOLI SILVA - D. M. BICE, *The Eocene-Oligocene boundary in the Umbrian pelagic sequence*. In: CH. POMEROL, I. PREMOLI SILVA (eds.), *Geological events at the Eocene/Oligocene boundary*. Elsevier, Amsterdam, 1986, 25-40.
- [10] A. MONTANARI - D. M. BICE, *Paleomagnetic analysis across the Eocene-Oligocene boundary at Massignano (Ancona): correlation with the classic sequence of Contessa (Gubbio)*. Bull. Liaison Inf., Int. Geol. Correlation Proj., 196, 1986 44-58.
- [11] D. M. BICE - A. MONTANARI, *Magnetic stratigraphy of the Massignano section across the Eocene-Oligocene boundary*. In: R. COCCIONI - I. PREMOLI SILVA - A. MONTANARI (eds.), *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria basin (Italy)*. International Subcommittee on Paleogeography and Stratigraphy, Anibaldi, Ancona (Italy), 1988, 111-117.
- [12] W. LOWRIE - L. LANCI, *Magnetostratigraphy of Eocene-Oligocene boundary sections in Umbria, Italy: no evidence for short subchrons within chron 13r*. Earth Planet. Sci. Lett., 126, 1994, 247-258.
- [13] A. MONTANARI - G. S. ODIN, *Eocene-Oligocene boundary at Massignano (Ancona, Italy): potential boundary stratotype*. In Abstr., volume 2, page 453, Washinton DC. 28th Int. Geol. Congr., 1989.
- [14] I. PREMOLI SILVA - D. G. JENKINS, *Decision on the eocene-oligocene boundary stratotype*. Episodes, 16, 1993 379-382.
- [15] R. COCCIONI - I. PREMOLI SILVA - A. MONTANARI (eds.), *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria basin (Italy)*. International Subcommittee on Paleogeography and Stratigraphy, Anibaldi, Ancona (Italy) 1988.
- [16] W. LOWRIE, *Identification of magnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties*. Geophys. Res. Lett., 17, 1990, 159-162.
- [17] G. S. WATSON, *Analysis of dispersion on a sphere*. Mon. Not. R. Astron. Soc., Geophys. Suppl., 7, 1956, 153-159.
- [18] A. BERGER, *Milankovitch theory and climate*. Rev. Geophys., 26, 1988, 624-657.
- [19] J. D. HAYS - J. IMBRIE - N. J. SHACKLETON, *Variation in Earth's orbit: pacemaker of ice age*. Science, 194, 1984, 1121-1132.
- [20] W. H. PRESS - S. A. TEUKOLSKY - W. T. VETTERLING - B. P. FLANNER, *Numerical Recipes in C: the Art of Scientific Computing*. 2nd ed., Cambridge Univ. Press, New York 1992.
- [21] J. W. KING - S. K. BANERJEE - J. MARVIN, *A new rock-magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: application to paleointensity for the last 4000 years*. J. Geophys. Res., 88, 1983, 5911-5921.
- [22] L. TAUXE, *Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice*. Rev. Geophys., 31, 1993, 319-354.
- [23] N. D. OPDIKE - D. V. KENT - W. LOWRIE, *Details of magnetic polarity transitions recorded in a high deposition rate deep see core*. Earth Planet. Sci. Lett., 17, 1973, 315-324.

- [24] D. NINKOVICH - N. D. OPDYKE - B. C. HEEZEN - J. H. FOSTER, *Paleomagnetic stratigraphy, rates of deposition and tephrochronology in North Pacific deep-sea sediments*. Earth Planet. Sci. Lett., 1, 1966, 476-492.
- [25] N. D. OPDYKE, *Paleomagnetism of deep-sea cores*. Rev. Geophys. Space Phys., 10, 1972, 213-249.

Pervenuta il 13 febbraio 1998,
in forma definitiva il 21 aprile 1998.

L. Lanci:
Institut für Geophysik
ETH Hönggerberg
8093 ZURIGO (Svizzera)
luca@mag.ig.erdw.ethz.ch
e Istituto di Dinamica Ambientale
Università degli Studi di Urbino
61029 URBINO

W. Lowrie:
Institut für Geophysik
ETH Hönggerberg
8093 ZURIGO (Svizzera)

A. Montanari:
Osservatorio Geologico di Coldigiogo
62020 FRONTALE DI APIRO MC