

RISULTATI DI UN'INDAGINE INTERDISCIPLINARE (ANALISI DI FACIES, BIOSTRATIGRAFIA, MAGNETOSTRATIGRAFIA) SVOLTA SU DUE SEZIONI DELLA VAL DI FINE (TOSCANA, PISA) DI ETÀ COMPRESA TRA IL MIOCENE SUPERIORE ED IL PLIOCENE INFERIORE

INDICE

RIASSUNTO	pag. 593
ABSTRACT	" 593
INTRODUZIONE	" 593
ANALISI DI FACIES	" 594
BIOSTRATIGRAFIA	" 595
MAGNETOSTRATIGRAFIA	" 595
SINTESI DEI DATI E CONCLUSIONI	" 596
BIBLIOGRAFIA	" 600

RIASSUNTO

Sono riportati i risultati di una indagine multidisciplinare (analisi di facies, biostratigrafia, magnetostratigrafia e anisotropia della suscettività magnetica) svolta su due sezioni di età compresa tra il Tortoniano superiore ed il Pliocene basale, ubicate sul margine nord occidentale della Val di Fine, 15 km circa a SE di Pisa. La Val di Fine è un bacino neogenico estensionale della Toscana a sud dell'Arno, impostatosi in risposta ad un regime tettonico distensivo che interessò il margine tirrenico a partire dal Tortoniano superiore. Delle due sezioni investigate, la sezione affiorante lungo l'incisione del Torrente Morra è la più completa, avendo uno spessore di 375 metri e estendendosi dal Tortoniano superiore sino al Pliocene basale; nella sezione della cava Serredi, invece, situata a circa 2 km a SO del Torrente Morra, affiora solo la parte sommitale del Messiniano per uno spessore di 200 metri. Il confronto tra i dati biostratigrafici e magnetostratigrafici, per quanto frammentari, è in accordo con quanto osservato in successioni coeve nell'area mediterranea e nei sondaggi dell'ODP, sito 654 (polarità inversa post "crisi di salinità"). E' tuttora in corso di svolgimento una ricalibrazione dei risultati bio e magnetostratigrafici alla luce della recente scala globale delle inversioni di polarità (CANDE & KENT, 1992; 1995). L'analisi dell'anisotropia della suscettività magnetica ha rivelato, per le unità campionate nella cava Serredi (Messiniano sommitale - Zancleano), una lineazione circa NE-SW, in accordo con la direzione di estensione regionale. La sequenza del Torrente Morra è invece caratterizzata da un *fabric* magnetico inverso, determinato dal particolare contenuto mineralogico (presenza abbondante di dolomite ferrifera).

ABSTRACT

A multidisciplinary study (facies analysis, biostratigraphy, magnetostratigraphy and magnetic anisotropy analysis) has been performed on two land sections, located on the NW edge of the Val di Fine, some 15 km SE of Pisa, with ages between Late Tortonian and Early Pliocene. Val di Fine is a neogenic extensional basin in the Tuscan region, south of the Arno river, Late Tortonian in age. The thickness of the Morra creek section is about 375 m with an age between Late Tortonian and Early Pliocene. The Serredi quarry section, located about 2 km SW of the Morra section, is about 200 m thick and Late Messinian in age. The comparison between

biostratigraphic and magnetostratigraphic data is in agreement with observations in coeval successions in the Mediterranean area and from ODP site 654. Recalibrations of the biostratigraphic and magnetostratigraphic results are in progress on the basis of the CK92 (CANDE & KENT, 1992; 1995) global paleomagnetic time scale. The magnetic anisotropy analysis of the Upper Messinian/Zanclean units revealed a NE-SW lineation, according to the regional extensional direction. On the contrary, the Morra section shows an inverse magnetic fabric, mainly due to a peculiar mineralogical content.

PAROLE CHIAVE: Analisi di facies, Biostratigrafia, Neogene, Fabric magnetico, Magnetostratigrafia, Appennino settentrionale.

KEY WORDS: Facies analysis, Biostratigraphy, Neogene, Magnetic fabric, Magnetostratigraphy, Northern Apennine.

INTRODUZIONE

La Val di Fine è parte del sistema di depressioni tettoniche che costituiscono la prosecuzione a terra dell'area estensionale tirrenica, dove i processi distensivi si attivarono dal Tortoniano superiore, alle spalle del sistema catena-avanfossa progressivamente migrante verso l'avampaese padano-adriatico (MALINVERNO & RYAN, 1986; PATACCA *et alii*, 1990). La migrazione dei processi estensivi verso NE sembra essersi concretizzata attraverso una successione discreta di eventi all'interno dei quali si sono sviluppate sequenze deposizionali con caratteristiche lito-bio e cronostratigrafiche distinte (PATACCA & SCANDONE, 1989). Il riconoscimento e la caratterizzazione di ciascuna sequenza e quindi la scansione dei vari eventi, dove possibilmente sia possibile distinguere il controllo tettonico da quello eustatico (SARTI, presente volume), rappresentano tappe fondamentali per poter porre vincoli stratigrafici alla formulazione di modelli cinematici realistici. Le difficoltà nell'attuazione di questa strategia di ricerca sono molteplici. Per i depositi messiniani dell'area tirrenica, i principali sono costituiti sia dalla mancanza di schemi biostratigrafici, che permettano correlazioni tra successioni continentali e marine, sia dalla sovrapposizione tra gli effetti legati alla chiusura parziale o totale delle comunicazioni del Mar Mediterraneo con l'Oceano Atlantico ("crisi di salinità", Hsü *et alii*, 1978) e gli eventi tettonici legati al *rifting* tirrenico che determinano condizioni deposizionali caratterizzate da rapide variazioni di facies sia in verticale che in orizzontale. Nel presente studio si è cercato un contributo alla risoluzione di queste difficoltà attraverso lo svolgimento di indagini magnetostratigrafiche, in quanto potenzialmente in grado di fornire elementi di correlazione indipendenti sia da eventi biologici sia da eventi geologici locali. Si riportano dunque i risultati di un'indagine interdisci-

(*)Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Pisa.
(**)Istituto Nazionale Geofisica - Roma.

plinare (analisi di facies, biostratigrafia, magnetostratigrafia) svolta su due sezioni di età compresa tra il Tortoniano superiore ed il Pliocene basale, affioranti lungo il margine nord occidentale della Val di Fine circa 15 km a SE di Pisa (Fig. 1).

ANALISI DI FACIES

Prima di passare alla descrizione puntuale delle due sezioni è necessario premettere che i dati relativi all'interpretazione dell'ambiente deposizionale sono parte di un più ampio studio svolto sull'intera Val di Fine (SARTI, 1994; SARTI, presente volume), supportato da un rilevamento alla scala 1:10000 e dalla misura di numerose altre sezioni stratigrafiche. La prima sezione studiata (Tav. 1) è quella del Torrente Morra.

Nell'incisione di questo torrente, dove è esposta con buona continuità l'intera sequenza del Miocene superiore - Pliocene basale, si riconoscono, dal basso verso l'alto, le seguenti unità:

M1) Conglomerati basali: conglomerati organizzati in sequenza *fining and thinning upwards* dove è stata riconosciuta un parte basale depostasi in ambiente di *fan-delta* subaereo, passante superiormente a depositi di *fan-delta* retrogradanti. La retrogradazione avviene in acque dolci nella parte intermedia (M1a), in acque salmastre in quella sommitale (M1b).

M2) *Calcari di Castelnuovo*: calcareniti e calcilutiti (*packstone* e *wackestone*) di ambiente lagunare marino.

M3a) *Marne argillose del Torrente Morra*: marne argillose e argille, massive nella porzione intermedia, laminate al tetto ed alla base, depostesi in ambiente marino di piattaforma interna.

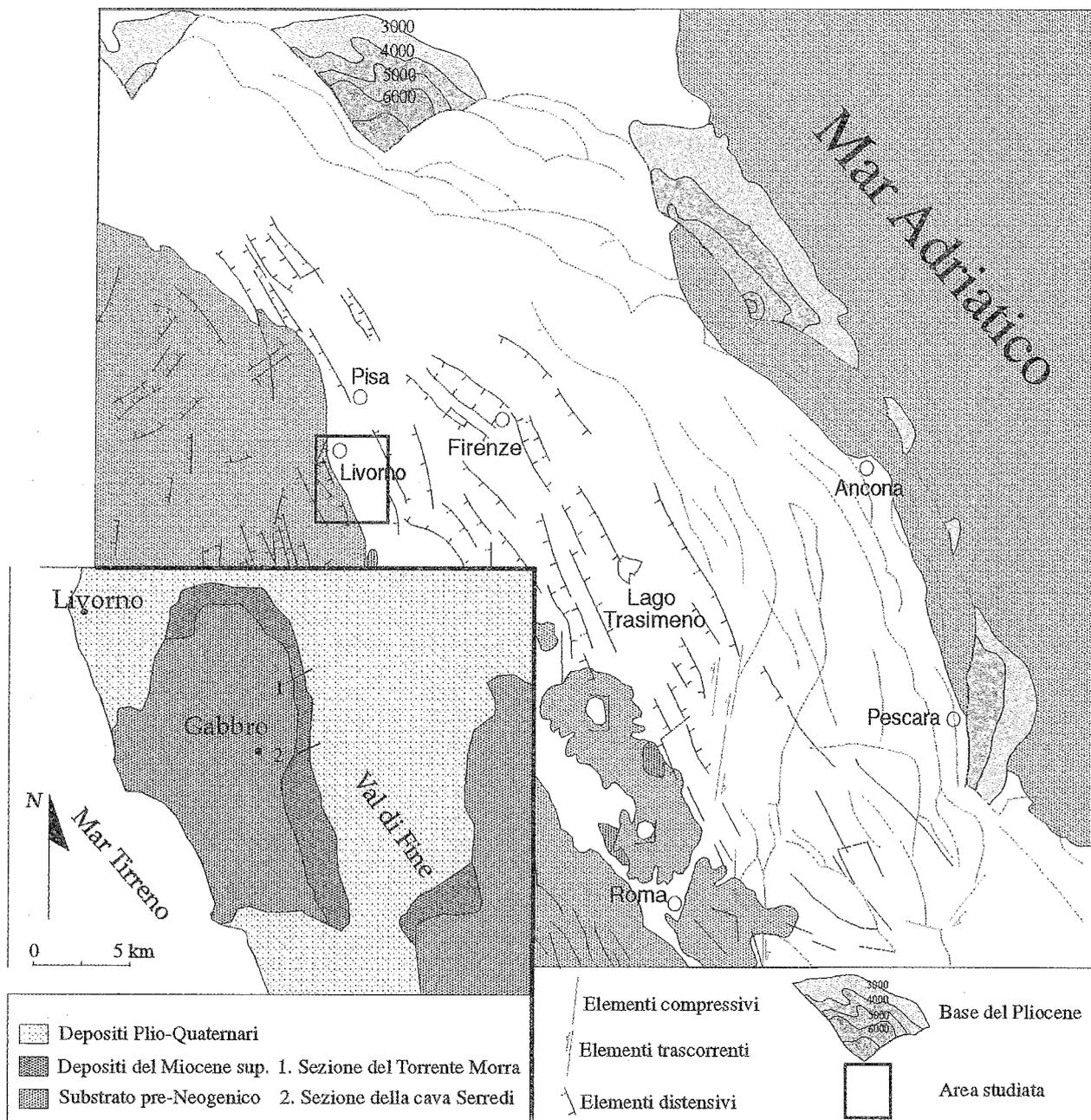


Fig. 1 - Localizzazione delle due sezioni studiate e carta strutturale semplificata dell'Italia centro-settentrionale.

M3b) *Tripoli di Paltratico*: marne e marne sabbiose con livelli tripolacei. L'intero intervallo è caratterizzato da *slump* e da strutture di deformazione da carico.

M4a) *Formazione del Rio Sanguigna*: microconglomerati a gradazione diretta, messi in posto con meccanismi torbiditici, di ambiente deltizio.

M4b) Gessi alabastrini di ambiente lagunare evaporitico, dove sono riconoscibili fantasmi di gesso selenitico in posizione di crescita.

M5a) *Sabbie e marne dell'Acquaviva*: marne e marne sabbiose depostesi in ambiente deltizio/lagunare dulcicolo-salmastro, a bassa energia, caratterizzato nella parte sommitale da un progressivo aumento dell'*input* terrigeno.

M6b) *Conglomerati e sabbie di Villa di Poggio Piano*: sabbie grossolane e conglomerati, organizzati in sequenze di riempimento di canale.

M7) *Marne argillose gessifere di Torciano*: marne e argille sabbiose di piana deltizia sommersa (M7a) con apporti di gesso clastico (M7b) nella parte sommitale.

P1a) Argille azzurre di ambiente marino di piattaforma esterna.

Presso la cava Serredi (Tav. 2), situata 2 km circa a SW del Torrente Morra, affiora solo la parte sommitale, post-deposizione evaporitica, della successione del Miocene superiore, nella quale è individuabile un ambiente deposizionale con caratteristiche più distali. In particolare l'unità M5a è sostituita dalle *Marne e sabbie fini di cava Serredi* (M5b), depostesi nella parte basale ed intermedia in un ambiente di prodelta e nella parte sommitale in ambiente di fronte distale di barra deltizia. L'unità M6b mantiene le stesse caratteristiche osservate presso il Torrente Morra canalizzandosi sul fronte di barra deltizia dell'unità sottostante. L'unità M7 si depone in ambiente di piana deltizia sommersa differenziandosi dalla sezione del Torrente Morra per apporti gessarenitici (M7b) maggiori, presenti a tutte le altezze stratigrafiche, e per la presenza di un livello calcilutitico alla base (M7c).

BIOSTRATIGRAFIA

Il primo dato biostratigrafico utile è costituito dalla *first occurrence* di *Bulimina echinata* nella parte basale dell'unità M2 a cui segue, nella parte alta dell'unità M3a, la *first appearance* di *Globigerina multiloba*. In base a questi dati, facendo riferimento allo schema di correlazione proposto in PATACCA *et alii* (1990), con le lievi modifiche apportate in SARTI (1994) e SARTI (presente volume), le unità M2, M3a, M3b e, probabilmente, l'unità M4a, sono da attribuire alla zona a *Globorotalia mediterranea p.p.* e alla zona a *Globigerina multiloba*.

Il calcolo dei tassi di sedimentazione autorizza a ritenere molto probabile un'appartenenza dei Conglomerati basali (M1a), almeno nella loro parte iniziale, al Tortonianiano superiore. Le unità M4a, M5a, M5b, M6b, M7 si depositano invece interamente all'interno dell'intervallo corrispondente alla *Non Distinctive Zone*. Questo intervallo stratigrafico è caratterizzato dalla biofacies di "lago mare" (CARBONELL, 1978) con presenza sin dalla base di ostracofaune pannoniche (*Loxococoncha diaffarovi*, *Euxinocythere praebaquana*, *Caspiolla venusta*), alle quali si aggiungono ubiquitariamente (Tavv. 1 e 2) *Cyprideis gr. torosa*, *Loxococoncha mulleri*, e solo nella parte sommitale, vicino al passag-

gio con i depositi pliocenici, *Loxocauda limata*. Da segnalare inoltre, il ritrovamento presso il Torrente Morra, all'interno dell'unità M6b, di una tibia di artiodattilo riferita a *Capreolus sp.* (SARTI *et alii*, 1995). L'unità P1a infine, è riferibile alla zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina*, che caratterizza il Pliocene basale.

MAGNETOSTRATIGRAFIA

Per entrambe le sezioni studiate è stato effettuato un campionamento di carote orientate mediante perforazione *in situ* degli intervalli più argillosi. Il primo campionamento è stato effettuato nella cava Serredi. Sono state campionate 56 carote distribuite su 150 metri circa di spessore verticale. Nel Torrente Morra sono state prelevate 82 carote in 250 metri di sequenza stratigrafica. Ogni carota è stata successivamente tagliata in cilindri standard 25x22mm. Tutte le misure sono state effettuate nella stanza magneticamente schermata del laboratorio di paleomagnetismo dell'Istituto Nazionale di Geofisica. Le magnetizzazioni rimanenti sono state misurate con un magnetometro spinner JR-4 (Geofyzika Brno). Per entrambe le sezioni alcuni campioni pilota, sono stati smagnetizzati per campo magnetico alternato (AF) ed altri termicamente. Quindi sulla base delle indicazioni fornite dai campioni pilota, i restanti campioni sono stati opportunamente smagnetizzati per tappe. Le componenti di magnetizzazione sono state individuate tramite l'Analisi delle Componenti Principali (KIRSCHVINK, 1980), sui dati di smagnetizzazione. Alcuni dati rappresentativi sono illustrati in figura 2. Inoltre per entrambe le sezioni è stato effettuato lo studio della mineralogia magnetica, finalizzato alla definizione della/e fasi portatrici della magnetizzazione rimanente. Per entrambi le sezioni la magnetite è il minerale magnetico dominante. La magnetite è talora associata, soprattutto nella parte sommitale del Torrente Morra (Fig. 3), ad una fase a debole coercività e massima temperatura di blocco intorno a 250 - 300°C. I risultati indicano che le unità M5b, M6b, M7a,b hanno magnetizzazione inversa, mentre per l'unità P1 l'intensità di magnetizzazione naturale è al di sotto dei limiti di sensibilità strumentale e non è possibile definire una magnetizzazione caratteristica.

Il campionamento della sezione del Torrente Morra è stato effettuato allo scopo di estendere al Tortonianiano l'analisi magnetostatigrafica di quest'area. Per ovvi motivi legati alla litologia, il campionamento è iniziato a partire dall'unità M3a. Sfortunatamente l'intensità di magnetizzazione naturale rimanente (NRM) è risultata troppo bassa (NRM media per tutta la sezione di 116×10^{-6} A/m) per la massima parte della sequenza investigata, così che soltanto nella parte sommitale dell'unità M3b è stato possibile effettuare una soddisfacente analisi paleomagnetica. I campioni sono stati smagnetizzati termicamente e la magnetizzazione caratteristica isolata ha mostrato una polarità magnetica inversa (Fig. 4).

Per tutti i campioni di entrambe le sezioni è stata inoltre misurata la suscettività magnetica e la sua anisotropia in campo debole, con un *kappabridge* KLY-2 (Geofyzika Brno). L'analisi dell'anisotropia della suscettività magnetica (AMS) è stata effettuata al fine di raccogliere informazioni sul *fabric* delle unità studiate e sui processi geologici che lo hanno determinato. Le unità alto messiniane/zancleano campionate alla cava

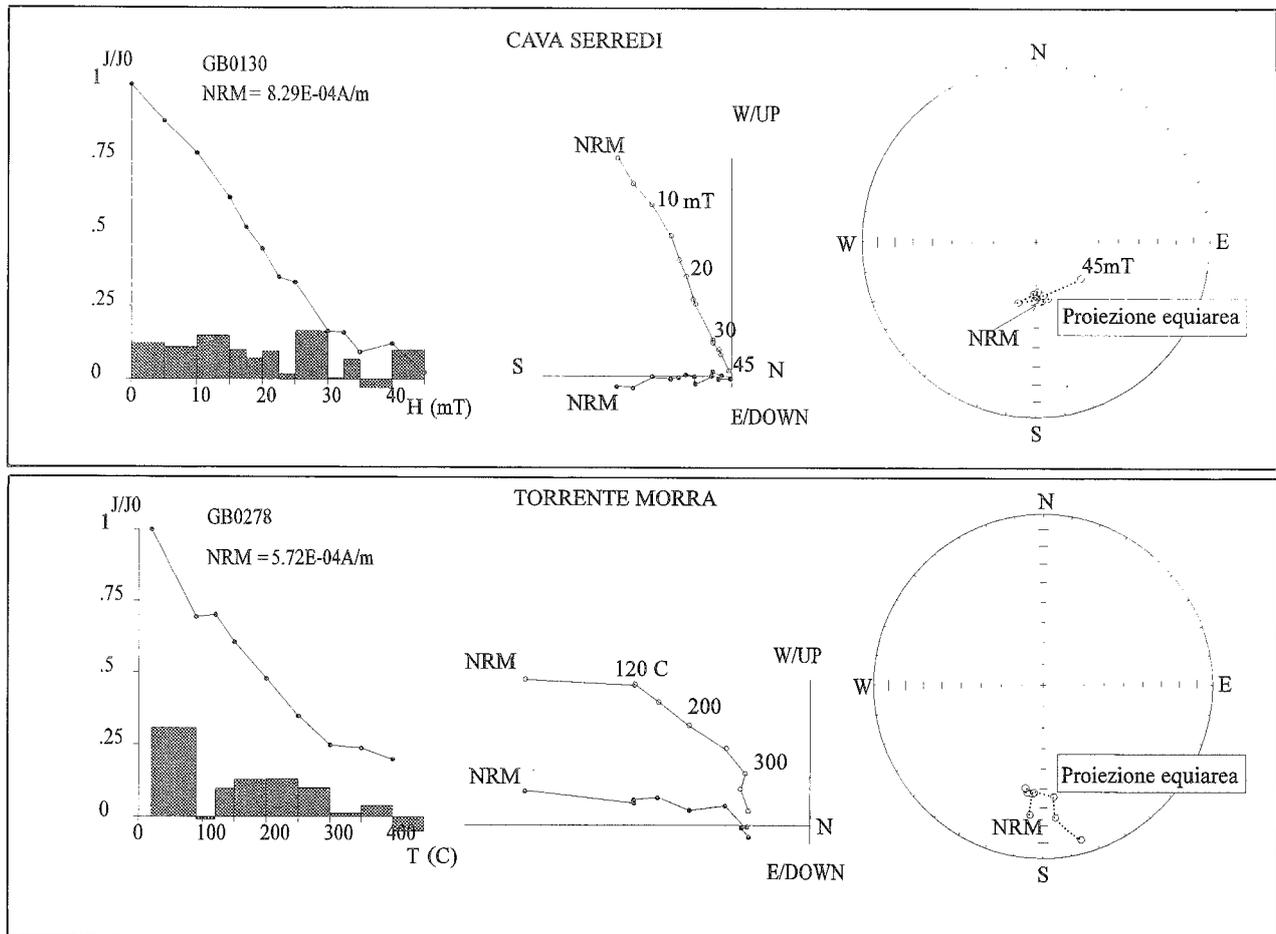


Fig. 2 - Grafici di smagnetizzazione rappresentativi per un campione della sequenza del Torrente Morra (GB0278), smagnetizzato per campo magnetico alternato e per un campione della cava Serredi (GB0130), smagnetizzato termicamente. A): intensità di magnetizzazione in funzione del campo smagnetizzante; B) proiezione ortogonale (diagramma di Zijdeveld) (●: Proiezione sul piano orizzontale; □: Proiezione sul piano verticale); C) proiezione sferica (□: emisfero superiore, polarità inversa).

Serredi sono caratterizzate da un *fabric* magnetico normale, con foliazione magnetica perpendicolare al polo della stratificazione e lineazione magnetica circa NE-SW (Fig. 5). È un *fabric* tipicamente sedimentario con possibile debole risentimento della tettonica; infatti l'orientazione della lineazione magnetica è in buon accordo con la direzione di estensione regionale. La sequenza campionata lungo il Torrente Morra è invece in gran parte caratterizzata da un *fabric* magnetico inverso (suscevitività massima, k_{max} , coincidente con il polo della stratificazione). Tale risultato sembra essere in relazione con l'abbondante presenza di dolomite ferrifera (ankerite), identificata alla microsonda elettronica ed al SEM. Il *fabric* magnetico della sequenza del Torrente Morra è quindi determinato da peculiari motivi mineralogici.

SINTESI DEI DATI E CONCLUSIONI

Le sezioni indagate nel presente lavoro sono situate sul bordo occidentale della Val di Fine e sono costituite da depositi di età compresa tra il Tortoniano superiore ed il Pliocene basale. Nel bacino della Val di Fine, all'interno di questi depositi, sono state riconosciute (SARTI, 1994; SARTI, presente volume) tre sequenze de-

posizionali. I depositi appartenenti alla prima sequenza deposizionale sono visibili presso la sezione del Torrente Morra e sono caratterizzati da un sistema trasgressivo retrogradante sino all'unità M3a, con passaggio da depositi deltizi in acque dolci prima, salmastre dopo (unità M1a, M1b), a depositi marini di piattaforma interna (unità M2 e M3a). L'unità M3b, caratterizzata da un aumento dell'*input* terrigeno e dall'instaurazione di ambienti lagunari anossici di modesta profondità, è stata attribuita al successivo sistema di stazionamento alto. Nella seconda sequenza deposizionale è stato riconosciuto (SARTI, 1994; SARTI, presente volume) un sistema di stazionamento basso, affiorante sempre presso la sezione del Torrente Morra, costituito da depositi deltizi in facies torbiditica (unità M4a) che testimoniano un brusco aumento dell'*input* terrigeno grossolano, indicativo di un ringiovanimento morfologico e di una ripresa della capacità erosiva fluviale. La cessazione degli apporti terrigeni e l'instaurarsi di ambienti lagunari subtidali evaporativi (unità M4B), considerati l'espressione in questa area della "crisi di salinità" (Hsü *et alii*, 1978), vengono posti in relazione (SARTI, 1994; SARTI, presente volume) ad un primo evento trasgressivo. Cessate le condizioni evaporative, un ulteriore evento trasgressivo è rappresentato dai depositi lagunari-deltizi in facies dulcicola-salmastra

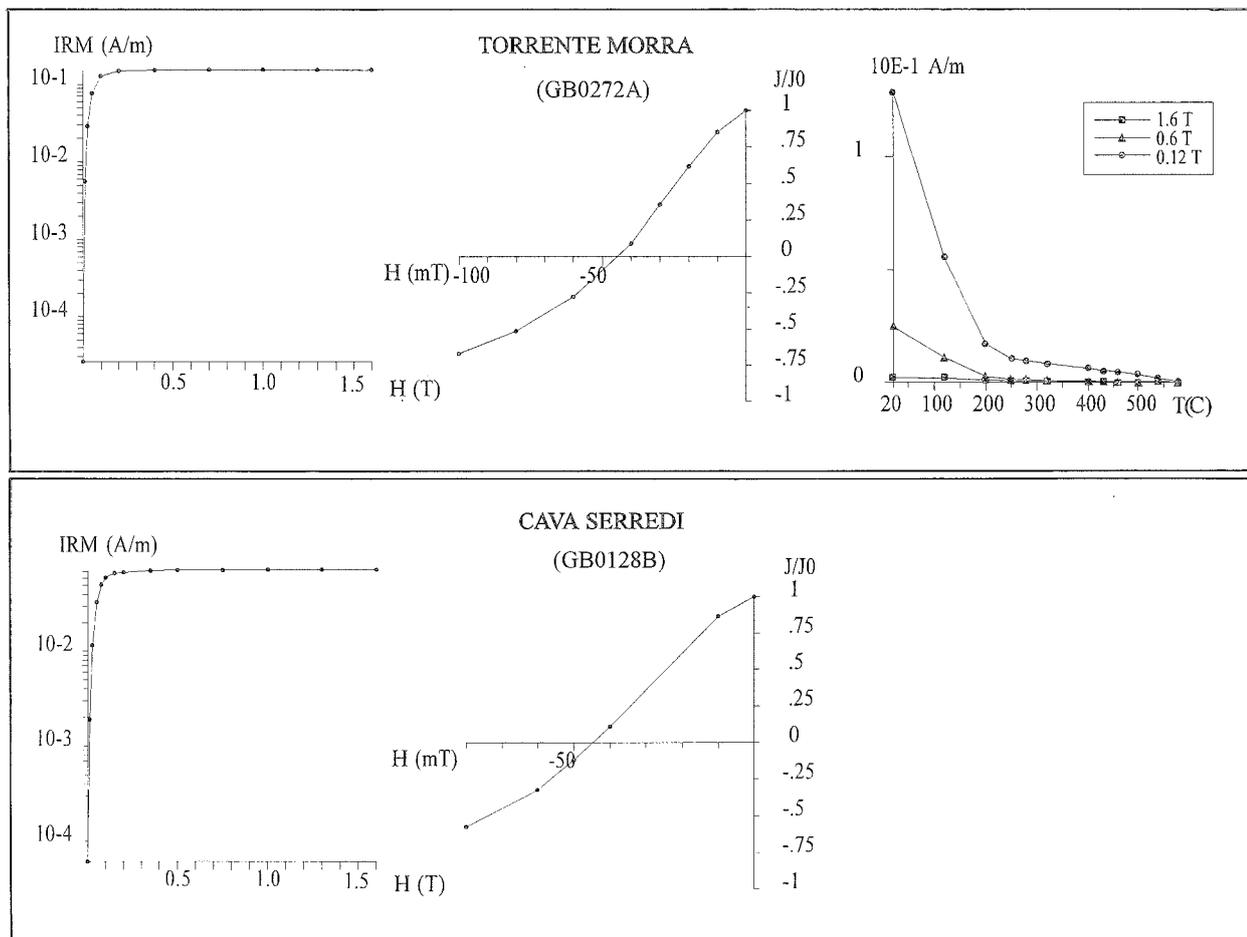


Fig. 3 - Analisi di mineralogia magnetica per due campioni rappresentativi della sequenza del Torrente Morra (GB0228b) e della cava Serredi (GB0172a). A): curva di acquisizione di una magnetizzazione isoterma rimanente (IRM); B) decremento della IRM acquisita ad 1.6 Tesla per applicazione di un campo gradualmente crescente in direzione opposta. L'intersezione della curva con l'asse x fornisce la coercività della rimanenza; C): smagnetizzazione termica di tre IRM impartite, in ordine decrescente di intensità, lungo tre assi ortogonali di un provino standard (LOWRRE, 1990). I dati mostrati sono caratteristici di fasi magnetiche a bassa coercività. Il raggiungimento della saturazione in campi di circa 0.2 - 0.3 T, una coercività della rimanenza intorno a 45 mT e una massima temperatura di blocco di circa 580° C sono tipici della magnetite. La fase magnetica a bassa coercività e massima temperatura di blocco, circa 250-300°C è rappresentata da solfuri di ferro ferrimagnetici (pirrotina, greigite?) o da titanomagnetiti a basso contenuto in Ti.

(M5a) presso il Torrente Morra, e dai corrispondenti depositi di prodelta (M5b) presso la cava Serredi. L'aumento degli input terrigeni (parte sommitale dell'unità M5a, presso il Torrente Morra) ed il passaggio a depositi di barra deltizia distale (parte sommitale unità M5b, presso la cava Serredi) caratterizzano il passaggio ad un sistema di stazionamento alto. Gli episodi (unità M6b) di canalizzazione ed incisione dei sottostanti depositi, visibili sia presso la sezione del Torrente Morra sia presso quella della cava Serredi, costituiscono il sistema di stazionamento basso della terza sequenza deposizionale (SARTI, 1994; SARTI, presente volume). Il passaggio a depositi di piana deltizia sommersa con deboli apporti terrigeni (M7a, M7b) costituisce il primo evento trasgressivo della terza sequenza deposizionale e chiude la deposizione miocenica superiore. Un secondo evento trasgressivo di ampie proporzioni, legato alla riapertura delle connessioni tra Mar Mediterraneo ed Oceano Atlantico (Mc KENZIE *et alii*, 1990), segna l'inizio del Pliocene ed il ristabilimento di condizioni marine franche.

Da un punto di vista biostratigrafico la sezione del torrente Morra è delimitata al tetto dai depositi del Pliocene basale appartenenti alla zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* e si sviluppa all'interno del Messiniano. Il calcolo dei tassi di sedimentazione rende verosimile l'appartenenza della parte iniziale dei Conglomerati basali (M1a) al Tortoniano superiore. La sezione della cava Serredi si sviluppa invece interamente nel Messiniano all'interno della *Non Distinctive Zone*.

Le caratteristiche magnetiche della successione sono sfortunatamente in larga parte non idonee al dettaglio magnetostratigrafico che sarebbe necessario. Ciò nonostante, il confronto tra i dati magnetostratigrafici e biostratigrafici, per quanto frammentari, mostra un buon accordo con i dati relativi a successioni coeve nell'area mediterranea. Infatti, la polarità magnetica inversa osservata nella sezione della cava Serredi sembra confermare quanto osservato nel Tirreno per i sondaggi dell'O.D.P., in particolare presso il sito 654 (CHANNEL *et alii*, 1990; KASTENS, 1992) dove è documentata una polarità inversa nei depositi post crisi

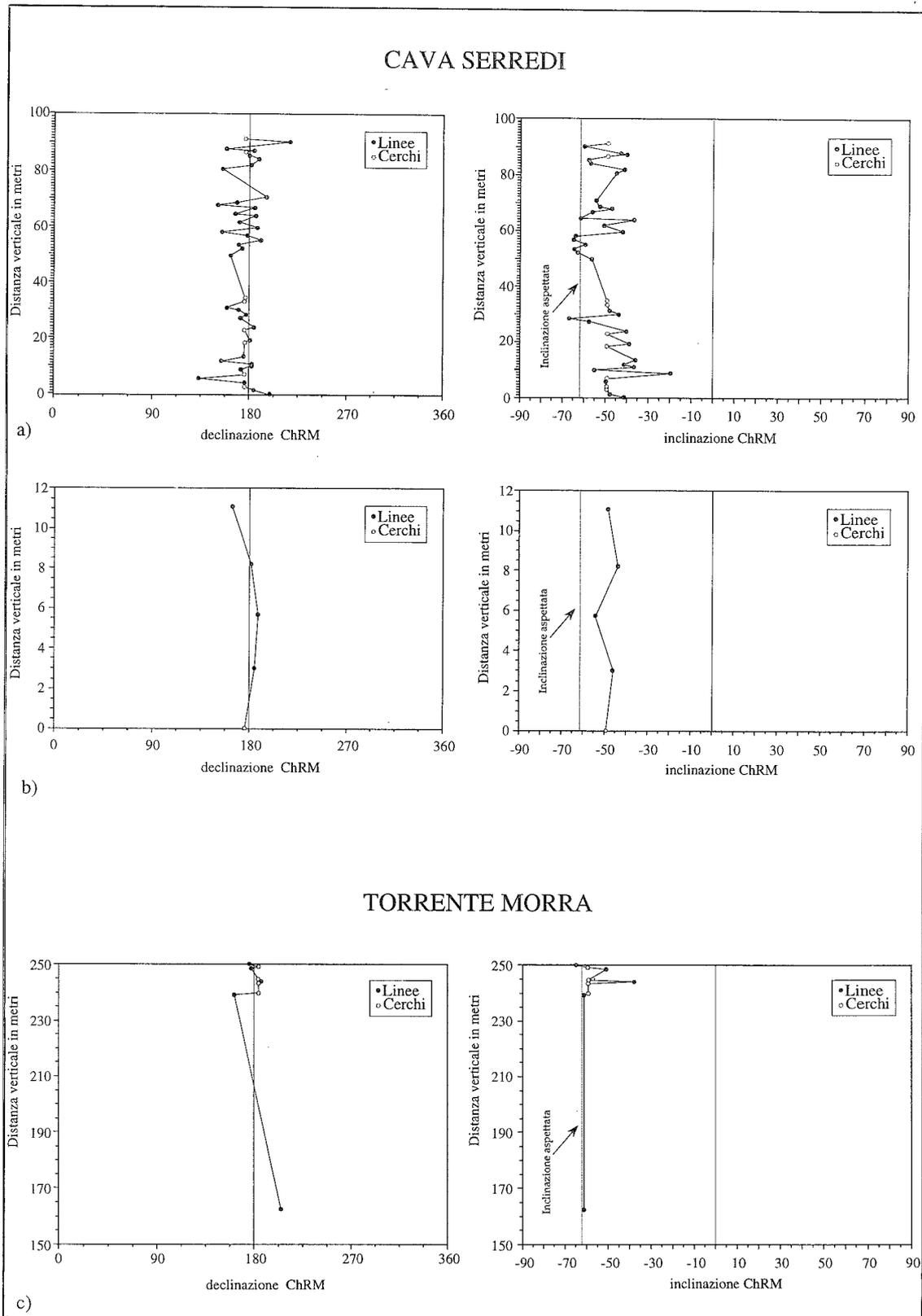
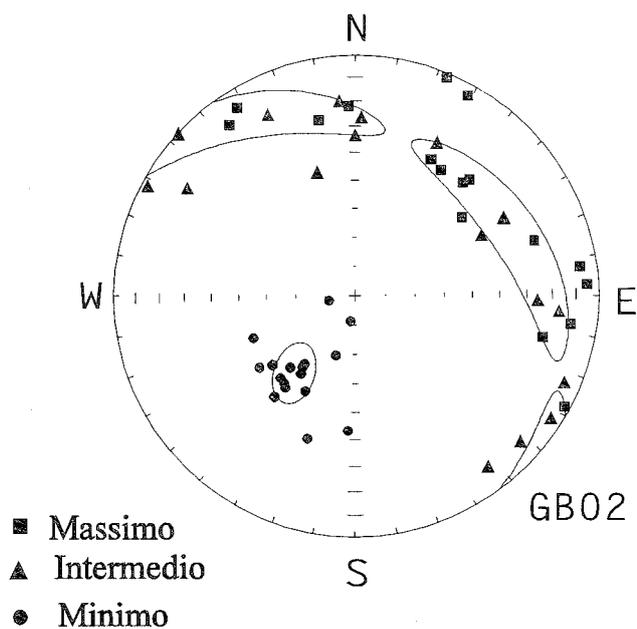
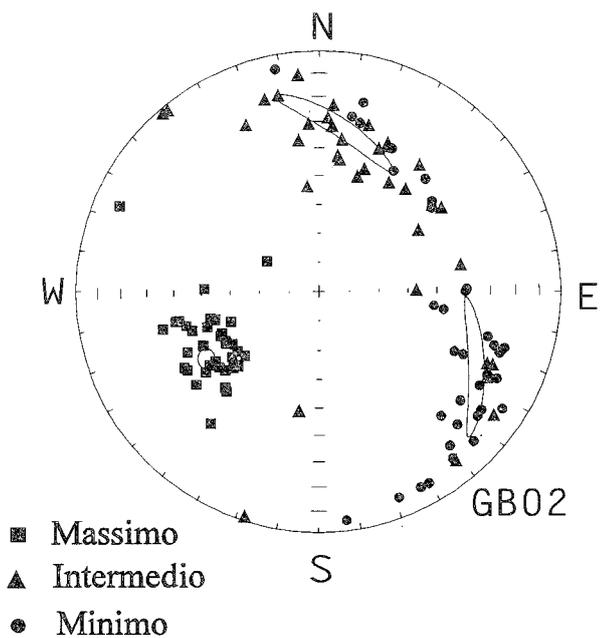


Fig. 4 - Variazione della declinazione e dell'inclinazione della magnetizzazione caratteristica rimanente (ChRM) per la sequenza della cava Serredi (a- parte bassa: da 190 m a 90 m in Tav 2; b- parte: da 5 m a 16 m in Tav 2) e la sequenza del Torrente Morra (c). La direzione della ChRM è stata identificata tramite Analisi dei Componenti Principali sui dati di smagnetizzazione (KIRSCHVINK, 1980). In figura si rappresentano come "linee" i dati relativi ad un'unica ChRM isolata nel corso del processo di smagnetizzazione (segmento lineare verso l'origine di un diagramma di Zijderveld). Nel caso della presenza di due componenti di magnetizzazione con spettri di stabilità parzialmente sovrapposti, la direzione della ChRM è stata stimata dal punto di convergenza dei "cerchi di rimagnetizzazione" (indicati come "cerchi" in figura). Si noti che le direzioni si distribuiscono intorno alla direzione attesa per un campo magnetico geocentrico assiale inverso per la località (declinazione = 180° ; inclinazione = -62.2°). In particolare non si osserva alcuna rotazione intorno ad un asse verticale; è evidente solo un leggero appiattimento dell'inclinazione nella sezione della cava Serredi.

Fabric inverso di suscettività'
parte bassa del torrente Morra

Fabric normale di suscettività'
parte alta del torrente Morra



Fabric normale di suscettività'
Sezione Serredi
(Messiniano medio-superiore)

Fabric normale di suscettività'
Sezione Serredi
(Messiniano sup.-Pliocene inf.)

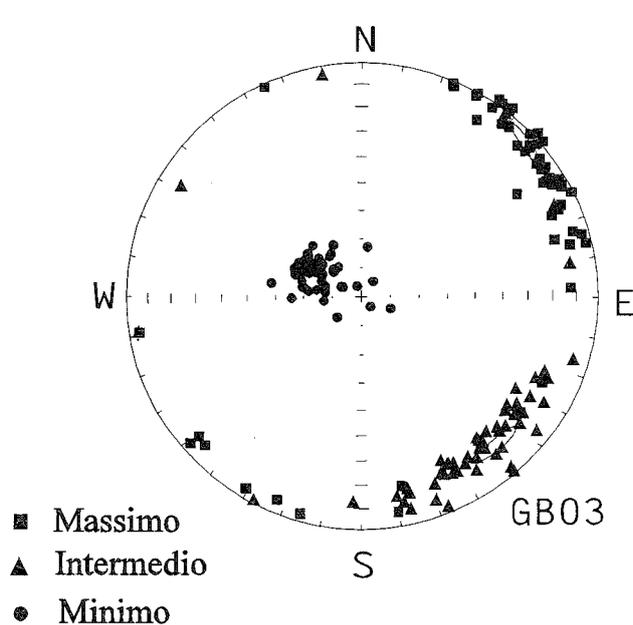
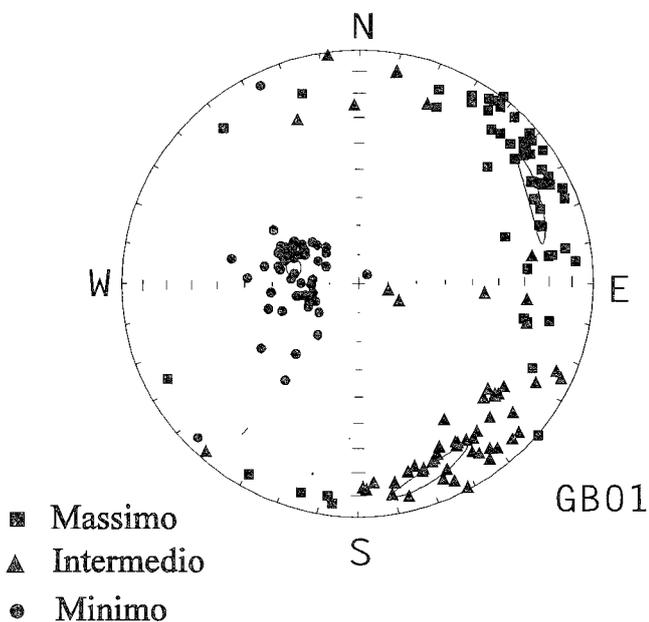


Fig. 5 - Proiezione equiarea di Schmidt (emisfero inferiore) degli assi principali degli ellissoidi di suscettività magnetica, con ellissi al 95% di confidenza intorno alle direzioni medie, per la sezione del Torrente Morra e della cava Serredi.

salinit , e quanto proposto in BENSON *et alii* (1991) per la sezione Caltanissetta - Falconara in Sicilia.   tuttora in corso di svolgimento una ricalibrazione dei risultati bio e magnetostratigrafici fino ad oggi ottenuti, tenendo conto della recente revisione della scala globale delle inversioni di polarit  di CANDE & KENT (1992; 1995).

BIBLIOGRAFIA

- BENSON R.H., EL BIED K.R., BONADUCE G. (1991) - *An important current reversal (influx) in the Rifian corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of Tethys Ocean*. *Paleoceanography*, 6, no.1, 164-192.
- BOUMA A.H., (1962) - *Sedimentology of some flysh deposits*. Elsevier, Amsterdam 168 pp.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1992) - *A new Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. *J. Geophys. Res.* 97, 13917-13951.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1995) - *Revised calibration of the Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. *J. Geophys. Res.*, (in stampa).
- CARBONNEL G. (1978) - *La zone a Loxoconcha djaffarovi Schneider (Ostracoda Miocene superieur) ou le Messinien de la vall e du Rhone*. *Rev. Micropal.*, 21(3), 106-118.
- CHANNEL J.E.T., TORII M., & HAWTHORNE T. (1990) - *Magnetostratigraphy of sediments recovered at sites 650, 651, 652, and 654 (leg 107 in the Tyrrhenian Sea)*. In *Proc. Ocean. Drill. Program Sci. Results*, vol 107, edit by KASTENS K.A. & MASCLE J. 335-346.
- KASTENS K.A. (1992) - *Did glacio-eustatic sea level drop trigger the Messinian salinity crisis? New evidence from Ocean Drilling Program site 654 in the Tyrrhenian sea*. *Paleoceanography*, 7, 3, 333-356.
- HS  K.J., MONTADERT L., BERNOULLI D., CITA M.B., ERICKSON A., GARRISON R.E., KIDD R.B., MELIERES F., MULLER C., WRIGHT R. (1978) - *History of Mediterranean salinity crisis*. In: K.J. HS  *et alii*. (Eds.) *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 42 (1), 1053-1078.
- KIRSCHVINK J.L. (1980) - *The leastsquares line and plane and the analysis of paleomagnetic data*. *Geophys. J. R. ast. Soc.* 62, 699-718.
- LOWRIE W. (1990) - *Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties*. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 159-162.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics*, 5, 227-245.
- ROCHETTE P. (1988) - *Inverse magnetic fabric in carbonate-bearing rocks*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 229-237
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (eds.), *The lithosphere in Italy: Advances in Earth Science Research*. *It. Nat. Comm. Int. Lith., Progr., Mid-Term Conf.* (Rome, 5-6 May 1987). *Atti Conv. Lincei*, 80, 157-176.
- PATACCA E., SARTORI R., SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and apenninic arcs: kinematic relation since Late Tortonian times*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45, 425-451.
- SARTI G. (1994) - *I depositi Neogenici della Val di Fine (Toscana a sud dell'Arno) nel quadro dell'evoluzione del margine tirrenico della catena appenninica tra il Tortoniano superiore e il Pliocene basale*. Pisa, tesi di dottorato.
- SARTI G. (1995) - *Controllo tettonico ed eustatico sulla deposizione delle unit  del Miocene superiore della Val di Fine (Toscana, Pisa)*. Presente volume.
- SARTI G., MAZZA P. & RUSTIONI M. (1995) - *On the occurrence of Miocene Roe-deer at Torrente Morra (Collesalveti, Livorno Italy)*. *J. Paleontol.* (Sottoposto).
- STOW D.A.V. & SHANMUGAN G. (1980) - *Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysh sediments*. *Sediment. Geol.*, 25, 23-42.