

**CONTROLLO TETTONICO ED EUSTATICO SULLA DEPOSIZIONE DELLE UNITA'
DEL MIOCENE SUPERIORE DELLA VAL DI FINE (TOSCANA, PISA)(**)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 581
ABSTRACT	" 581
INTRODUZIONE	" 581
SEQUENZE DEPOSIZIONALI RICONOSCIUTE	" 581
LIMITI DI SEQUENZA RICONOSCIUTI: CONTROLLO TETTONICO O EUSTATICO? DISCUSSIONE	" 588
BIBLIOGRAFIA	" 591

RIASSUNTO

La Val di Fine è un bacino neogenico estensionale situato a sud del fiume Arno (Toscana). In questa area, all'interno dei depositi di età compresa tra il Tortoniano superiore ed il Pliocene basale, sono state riconosciute tre sequenze deposizionali i cui limiti sembrano essere collegati ad eventi di ordine maggiore controllati sia da tettonica che da eustatismo. Il primo limite di sequenza (Tortoniano superiore) segna l'impostazione del bacino ed ha, dunque un controllo tettonico. Il secondo limite di sequenza (Messiniano *p.p.*, parte basale della *Non Distinctive Zone*) precede la deposizione evaporitica connessa alla nota "crisi di salinità", che interessò l'intera area mediterranea, ed ha dunque, secondo le più recenti interpretazioni, un carattere prevalentemente eustatico. Il terzo limite di sequenza (Messiniano *p.p.*, parte sommitale della *Non Distinctive Zone*) è il più controverso da interpretare, non essendo visibili in Val di Fine discordanze angolari e non essendo segnalate, nelle curve del terzo ordine di variazione globale del livello marino di HAQ *et alii* (1988), fluttuazioni eustatiche a questa altezza cronostratigrafica. L'ipotesi di un controllo tettonico ben si accorderebbe con discordanze angolari segnalate alla stessa altezza stratigrafica, sia nella stessa Toscana che nel margine in compressione padano-adriatico e per questo motivo viene ritenuta consistente.

ABSTRACT

The Fine Valley is a neogenic extensional basin located south of the Arno river (Tuscany). In this area, in the Upper Tortonian-Lower Pliocene deposits three main depositional sequences have been recognized. Their boundaries seem to be controlled by tectonics and by sea level changes. First boundary surface (Upper Tortonian) is related to the first extensional event that generated horst and graben system and thus it has a tectonic control. The second boundary surface (Messinian *p.p.*, lower portion of *Non Distinctive Zone*) come before the evaporitic deposition, which affected the whole Mediterranean area, and according to more recent assumption, is related to eustatic fluctuation. The third sequence

boundary (Messinian *p.p.*, upper portion of *Non Distinctive Zone*) is the most controversial to interpret, for the lack of angular discordance evidence in the Fine Valley. Moreover there are no evidence of eustatic fluctuation in the HAQ curves (HAQ *et alii*, 1988) at this chronostratigraphy level. The presence of angular discordance at the same stratigraphical position in other basin of Tuscany and in the compressional margin agrees the tectonic control assumption.

PAROLE CHIAVE: Neogene, Bacino estensionale, Limite di sequenza, Tettonica, Eustatismo.

KEY WORD: Neogene, Extensional basin, Sequence boundary, Tectonic, Eustasy.

INTRODUZIONE

I bacini neogenici della Toscana a sud del fiume Arno costituiscono un sistema di depressioni, ad allineamento circa appenninico, impostatesi in risposta ad un regime tettonico prevalentemente distensivo, che interessò l'intero settore tirrenico della catena appenninica a partire dal Tortoniano superiore. Il *rifting* tirrenico, testimoniato nell'area toscana da una migrazione spazio-temporale discontinua, da ovest verso est, dell'attività vulcanica (SERRI *et alii*, 1991), si associa ad una migrazione nello stesso senso del sistema catena avanfossa (MALINVERNO & RYAN, 1986, PATACCA & SCANDONE, 1989). I dati, al momento a disposizione, sembrano indicare una sostanziale sincronicità tra le discontinuità che separano i cicli sedimentari riconosciuti nel margine in compressione e quelle individuate nel margine estensionale tirrenico (PATACCA *et alii*, 1990, SARTORI, 1989).

Un problema aperto, importante nel contesto della comprensione dell'evoluzione cinematica del sistema tirreno-catena-avanfossa, resta quello di distinguere, laddove tali discontinuità non siano marcate da evidenti discordanze angolari per le quali la causa tettonica è indiscutibile, se queste siano state controllate da fatti tettonici, eustatici oppure dall'interazione di entrambi. Nel presente studio, in funzione di questa problematica, limitatamente all'intervallo temporale Tortoniano superiore - Pliocene basale, si descrivono dapprima le sequenze deposizionali riconosciute nella Val di Fine (Fig. 1) e, successivamente, inquadrando nel contesto geodinamico generale, si discute la possibilità che i limiti di tali sequenze possano essere collegati ad eventi di ordine maggiore controllati in parte da tettonica ed in parte da eustatismo.

DESCRIZIONE SEQUENZE DEPOSIZIONALI

Nei depositi del Miocene superiore - Pliocene ba-

(*)Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Pisa.

(**)Questo lavoro rappresenta una sintesi parziale del lavoro di dottorato di ricerca concluso nel 1994 e svolto sotto il tutorato della prof.ssa ETTA PATACCA e del prof. PAOLO SCANDONE.

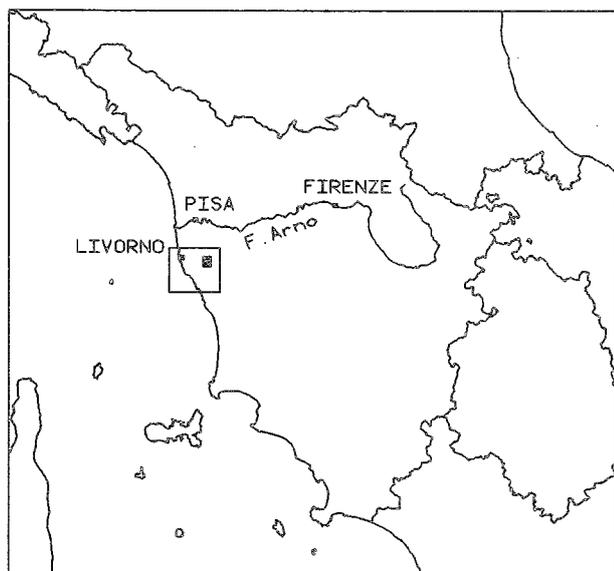


Fig. 1 - Ubicazione dell'area indagata. Il riquadro in neretto corrisponde all'area rilevata. La finestra è relativa alla zona illustrata in figura 2.

sale della Val di Fine (Fig. 2, e Tav. 2)⁽¹⁾, che giacciono in discordanza sul substrato costituito dall'alloctono ligure, sono state riconosciute tre sequenze deposizionali (SARTI, 1994). La prima sequenza deposizionale⁽²⁾ (S1 in Tav. 1)⁽³⁾, nella quale è stato riconosciuto un sistema trasgressivo (*transgressive system tract*) ed un sistema di stazionamento alto (*highstand system tract*), si sviluppa solo nel settore occidentale del bacino ed è compresa tra il Tortoniano superiore ed il Messiniano *p.p.*, al limite tra la zona a *Globigerina multiloba* e la *Non Distinctive Zone*. Il limite inferiore di questa sequenza è costituito dall'appoggio trasgressivo/discordante dei primi depositi neogenici (Conglomerati basali, M1a, M1b) sul substrato ligure. All'interno del sistema trasgressivo sono stati riconosciuti cinque successivi momenti di migrazione progressiva degli *onlap* costieri (t1-t5) da SE verso NO. Il primo tratto trasgressivo (t1) è stato osservato solo presso il torrente Morra (settore nord occidentale) ed è caratterizzato da depositi di conoide subaerea (Fig. 3). Il secondo tratto (t2) è caratterizzato (da NO verso SE) da depositi fluviali (zona Acquaviva) passanti a depositi di *fan-delta* subaqueo in ambiente dulcicolo (zona Torrente Morra). La zona di Castelnuovo, ancora emersa a questo momento, separa questo settore dalla zona dell'Acquabona caratterizzata da depositi di *shore* marino. Nel terzo tratto trasgressivo (t3) si depositano conglomerati di *shore* lagunare (zona Acquaviva), depositi di *fan-delta* in ambiente lagunare (Zona Torrente Morra), che

⁽¹⁾I depositi del Miocene superiore - Pliocene basale sono stati rilevati *ex novo*, alla scala 1:10000. Il rilevamento della restante parte dei sedimenti del Pliocene e di quelli del Quaternario è stato integrato con i dati di BARTOLETTI *et alii* (1986), LAZZAROTTO *et alii* (1990) e GIANNINI (1962), mantenendo i nomi formazionali indicati da questi autori. La carta è stata successivamente digitalizzata e elaborata, in collaborazione con il Dott. Meletti (ricercatore GNDT), con il programma Arc/info con una stesura finale alla scala 1:25000.

⁽²⁾Per la terminologia sequenziale si è fatto riferimento ai lavori di POSAMENTIER *et alii* (1988) e HAO *et alii* (1988).

⁽³⁾E' in corso di svolgimento una ricalibrazione dei dati biostratigrafici, con la recente revisione della scala globale delle inversioni di polarità proposta da CANDE & KANT (1992; 1995).

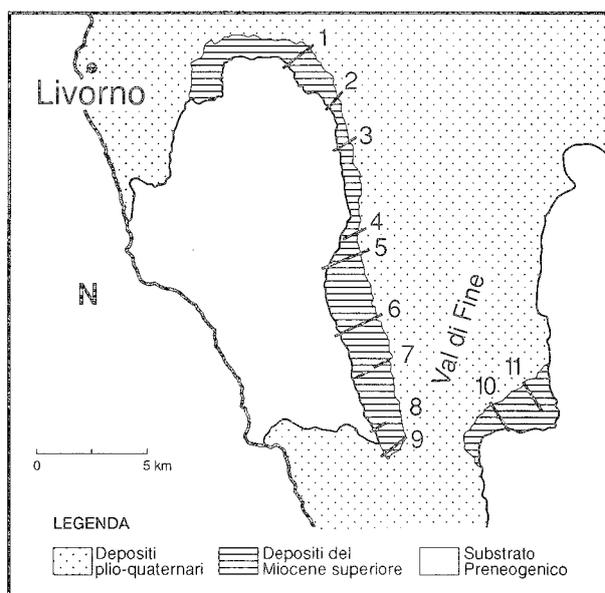


Fig. 2 - Schema geologico semplificato della Val di Fine con ubicazione delle sezioni stratigrafiche riportate in tavola 1. 1) Sez. Acquaviva. 2) Sez. Torciano - Botro Valinacci. 3) Sez. Torrente Morra. 4) Sez. Cava Serredi. 5) Sez. Villa Nardi - Podere Pane e Vino. 6) Sez. Castelnuovo. 7) Sez. Botro della Giunca. 8) Sez. Acquabona. 9) Sez. Poggio Pipistrello. 10) Sez. Sant'al Poggio. 11) Sez. Pomaia.

verso SE passano a depositi di *shore* marino (zona di Castelnuovo) e a depositi carbonatici in facies di *upper talus-reef* (Bossio *et alii*, 1981) e *marginal reef-flat* presso l'Acquabona (*Calcari dell'Acquabona* M1c). Prima del passaggio al quarto tratto trasgressivo si registra nella parte sommitale dei *Calcari dell'Acquabona* un episodio di emersione (Fig. 4). Questo episodio assume, nell'interpretazione qui proposta, una valenza locale. L'ambiente di deposizione dei *Calcari dell'Acquabona*, estremamente marginale, è soggetto, come testimoniato da esempi fossili e attuali, a frequenti e periodici momenti di emersione (LONGMAN, 1981), essendo sufficienti piccole fluttuazioni del livello marino e/o aumenti o diminuzioni del tasso di crescita della scogliera stessa per passare da condizioni subaquee a condizioni di emersione. D'altra parte, se tale fluttuazione avesse rappresentato, come valore assoluto dell'oscillazione e dunque come estensione areale, un evento importante, se ne sarebbe dovuta trovare evidenza anche nei coevi depositi di *shore* e di *fan-delta* (Conglomerati basali M1a, M1b). Un'oscillazione negativa del livello marino, avrebbe avuto, come diretta conseguenza, un ringiovanimento morfologico, con ripresa dei fenomeni erosivi e, dunque, nuovi arrivi di *input* grossolani. Invece, nei Conglomerati basali il *trend* è chiaramente retrogradante ed in passaggio graduale ai *Calcari di Castelnuovo*, gli stessi che sormontano i *Calcari dell'Acquabona*. Fatta questa precisazione il quarto tratto trasgressivo (t4) è rappresentato dagli appena citati *Calcari di Castelnuovo* (M2), depositi in ambiente lagunare marino (Fig. 5) con episodi di biocostruzione discontinua (*patch-reefs*) a prevalente opera di *Porites*. L'inizio di questo quarto tratto trasgressivo è caratterizzato dalla *first-occurrence* di *Bulimina echinata*. Il quinto tratto trasgressivo (t5) rappresenta il momento di massima trasgressione (*maximum flooding surface*) con l'instaurazione di condizioni marine franche generalizzate (*Marne argillose* del



Fig. 3 - Conglomerati basali M1a (primo tratto trasgressivo t1 della prima sequenza deposizionale S1) di conoide subaerea presso il Torrente Morra. Litofacies conglomeratiche basali, di prevalente colore rosso, fortemente disorganizzate, granulometricamente variabili dai 2 ai 50 cm, messe in posto con meccanismi di *debris flow*. Si organizzano in strati, spessi fino a 2 metri, a base netta o lievemente ondulata.



Fig. 4 - Panoramica dei *Calcari dell'Acquabona* (M1c) presso l'omonima cava (terzo tratto trasgressivo t3 della prima sequenza deposizionale S1) in facies di *upper talus-reef*, caratterizzati da sequenze clinostatificate in cui si alternano momenti di apporto bioclastico e/o clastizzazione in loco e momenti di biocostruzione ad opera di *Porites*. Nella parte sommitale è visibile la superficie di *unconformity*, indicata dalla freccia, dovuta ad un breve episodio di emersione, che separa i *Calcari dell'Acquabona* dai soprastanti *Calcari di Castelnuovo* (M2), in facies lagunare. Questi ultimi appartengono al quarto tratto trasgressivo (t4) della stessa sequenza deposizionale (S1).

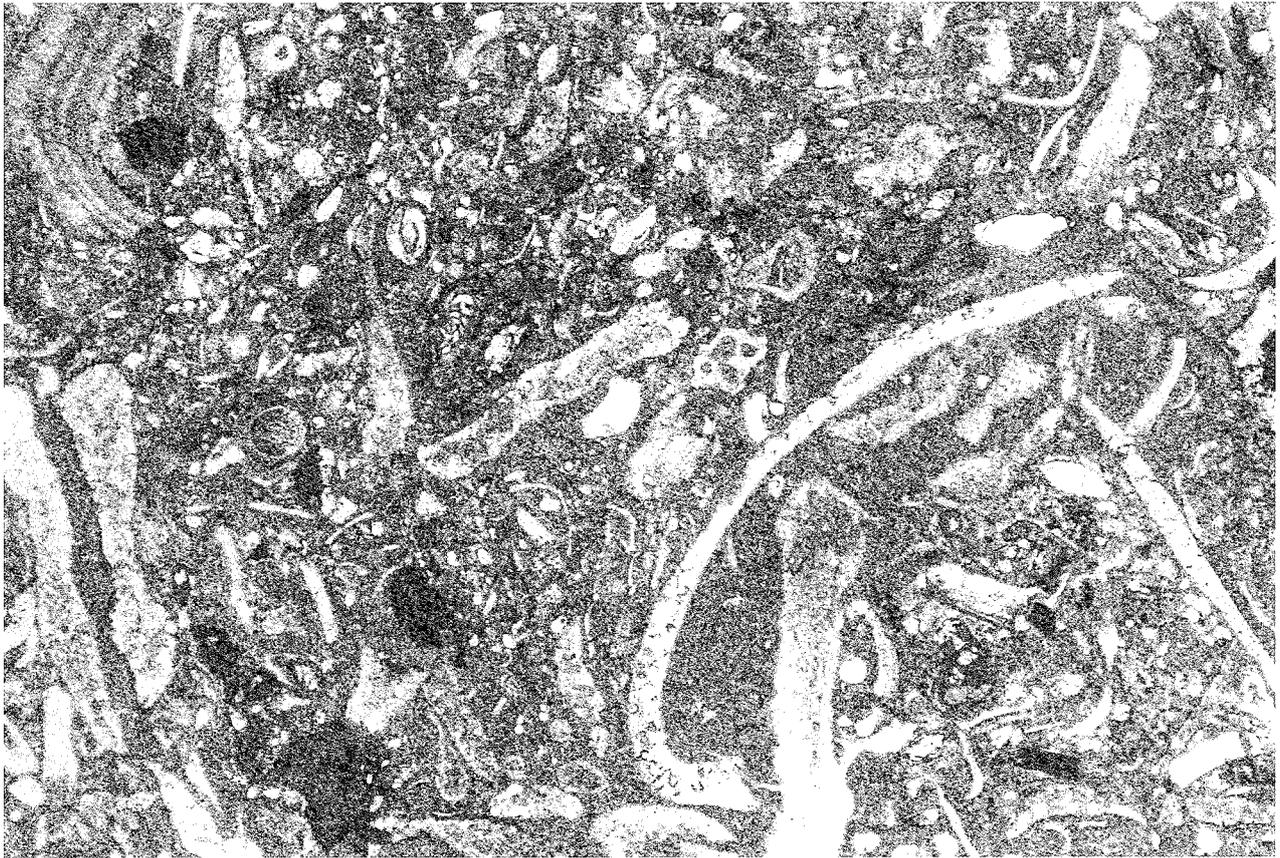


Fig. 5 - *Calcarei di Castelnuovo* (unità M2, quarto tratto trasgressivo t4 della prima sequenza deposizionale S1), presso il Torrente Morra. Litofacies calcarenitiche: *packstone* a gasteropodi, textularidi, lamellibranchi, miliolidi di ambiente lagunare marino (x 6 N.P.).

Torrente Morra M3a), tranne che nell'estremo settore nord-occidentale (zona Acquaviva, Fig. 2) dove permangono condizioni lagunari. Proseguendo verso la zona di Castelnuovo è evidente un *trend* di approfondimento con il raggiungimento di condizioni di deposizione rallentate (facies condensate). Questo quinto tratto trasgressivo è caratterizzato, nella parte medio alta, dalla *first-appearance* di *Globigerina multiloba*. Il passaggio al sistema di stazionamento alto si realizza con un graduale ma rapido aumento dell'*input* terrigeno associato ad una rapida diminuzione della profondità, con l'instaurazione di ambienti lagunari marini, caratterizzati da fondali asfittici e da deposizione tripolacea (*Tripoli di Paltratico* M3b, Fig. 6).

La seconda sequenza deposizionale (S2, in Tav. 1), nella quale sono stati riconosciuti un sistema di stazionamento basso (*lowstand system tract*), un sistema trasgressivo, ed un sistema di stazionamento alto, si sviluppa ubiquitariamente in tutto il bacino ed è compresa interamente nel Messiniano (*Non Distinctive Zone p.p*). Il limite inferiore è costituito da superfici di non deposizione nel settore nord occidentale (zona Acquaviva) e nel settore sud orientale (congiungente Poggio Pipistrello - Pomaia) e da superfici di *unconformity* nella zona di Castelnuovo, dove si sviluppa un sistema di stazionamento basso costituito da depositi deltizi progradanti in facies torbidityca, alimentati dai settori nord-nord orientali (*Formazione del Rio Sanguigna* M4a, "*Sanguigna Formation*" di BARTOLINI *et alii*, 1975). Il primo momento trasgressivo (t1) è evidenzia-

to in questa area dal passaggio, nella *Formazione del Rio Sanguigna*, da uno stile progradazionale ad uno retrogradazionale. Nel resto del settore occidentale del bacino, invece, questo primo episodio è registrato dalla deposizione di corpi evaporitici (Evaporiti inferiori M4b), espressione in questa area della "crisi di salinità" (Hsü *et alii*, 1978), organizzati in sequenze *fining and thinning upwards* (Fig. 7). Ricordiamo che modelli deposizionali che prevedono la possibilità di deposizione evaporitica primaria nella parte iniziale di un Sistema trasgressivo, sono stati recentemente proposti in TUCKER (1991). Nel settore sud orientale, invece (zona di Sant'al Poggio - Pomaia), questo primo momento è registrato dalla deposizione trasgressiva discordante di facies deltizie retrogradanti (*Conglomerati di Sant'al Poggio* M4c, Fig. 8) passanti a depositi lagunari (Fig. 9) depositi in ambiente intertidale (*Calcarei stromatolitici di Casa San Giovanni* M4d). Il successivo tratto trasgressivo (t2) è caratterizzato dalla fine delle condizioni evaporative e dall'impostazione di ambienti lagunari subtidali (Fig. 10), con caratteristiche prossimali nelle zone nord occidentali (*Sabbie e marne dell'Acquaviva* M5a) e distali nelle zone sud-sud orientali (*Marne e sabbie fini di cava Serredi* M5b, Fig. 11), dove sono stati riconosciuti ambienti deposizionali variabili dall'*off-shore* al prodelta. Nella parte basale di questo secondo tratto trasgressivo la comparsa di *Loxconcha djaffarovi*, essendo svincolata dal controllo di facies, sembra avere, almeno in questa zona, valenza di *marker* biostratigrafico. Il sistema di stazionamento

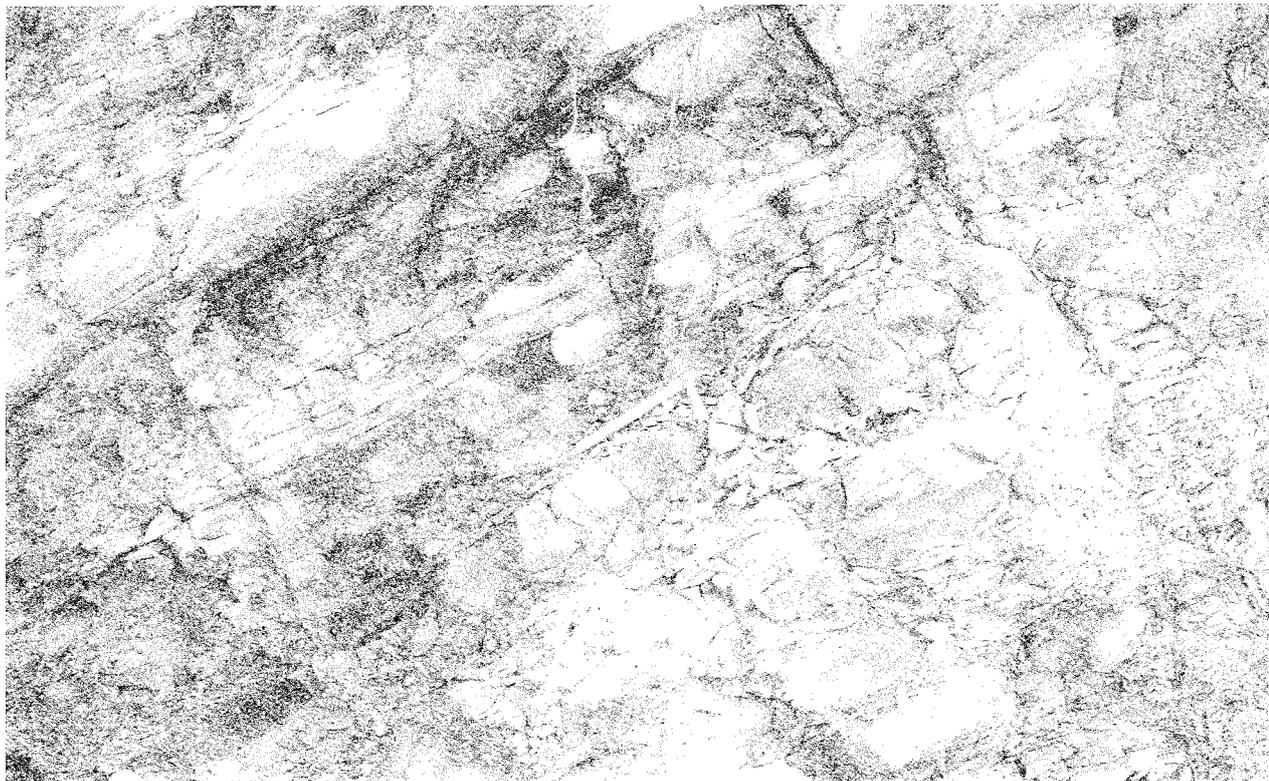


Fig. 6 - Tripoli di Paltratico (M3a), presso il Torrente Morra (sistema di stazionamento alto della prima sequenza deposizionale S1). Litofacies marnoso-sabbiose con livelletti tripolacei di ambiente lagunare marino di debole profondità con fondali anossici. Questa unità è sistematicamente affetta da *slump* e deformazioni da carico. Nella figura sono visibili, appena sotto il martello, strutture tipo *ball and pillow*.



Fig. 7 - Evaporiti inferiori (M4b, primo tratto trasgressivo t1 della seconda sequenza deposizionale S2) presso l'Acquaviva. Gessi selenitici in posizione di crescita organizzati in sequenza *fining and thinning upwards* (facies 3 di VAI & RICCI LUCCHI, 1977), indicativi di un ambiente evaporativo subtidale di debole profondità con fondali anossici.



Fig. 8 - Conglomerati di Sant'al Poggio (M4c primo tratto trasgressivo t1 della seconda sequenza deposizionale S2) come si presentano poco a sud del paese di Pomaia (settore sud orientale del bacino). Litofacies conglomeratiche *clast supported* ben classate con scarsa matrice sabbiosa organizzate in piccole sequenze *coarsening upward*. Nella figura è evidente la doppia direzione di embriciamento. Nei livelli basali di questa, direttamente discordante sul substrato ofiolitico ligure, sono stati rinvenuti clasti calcarei ad alghe rosse, provenienti dal rimaneggiamento delle unità carbonatiche (*Calcari dell'Acquabona* e/o *Calcari di Castelnuovo*) della sottostante sequenza deposizionale. E' stato interpretato come deposito deltizio in ambiente lagunare salmastro soggetto a rimaneggiamento da moto ondoso.

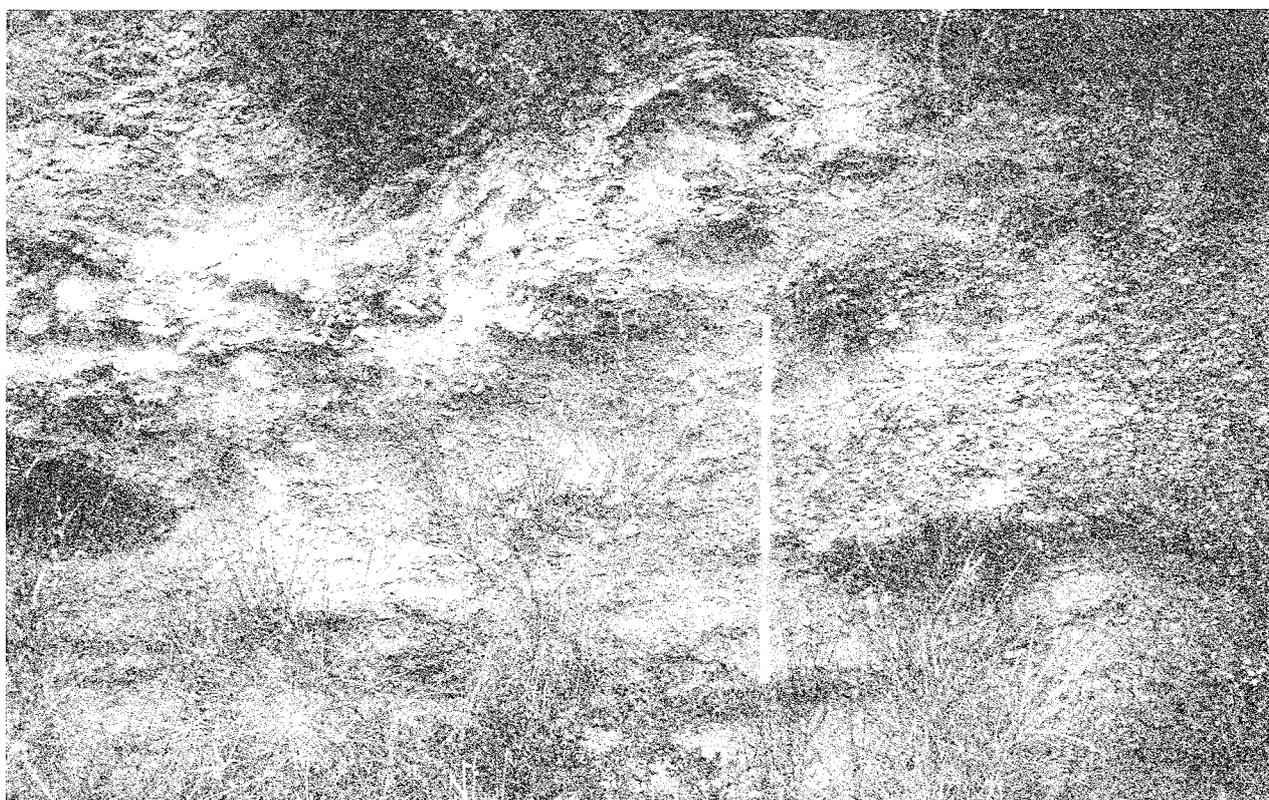


Fig. 9 - *Calcari stromatolitici* di Casa San Giovanni (M4d). Impostazione sui Conglomerati di Sant'al Poggio di duomi stromatolitici.

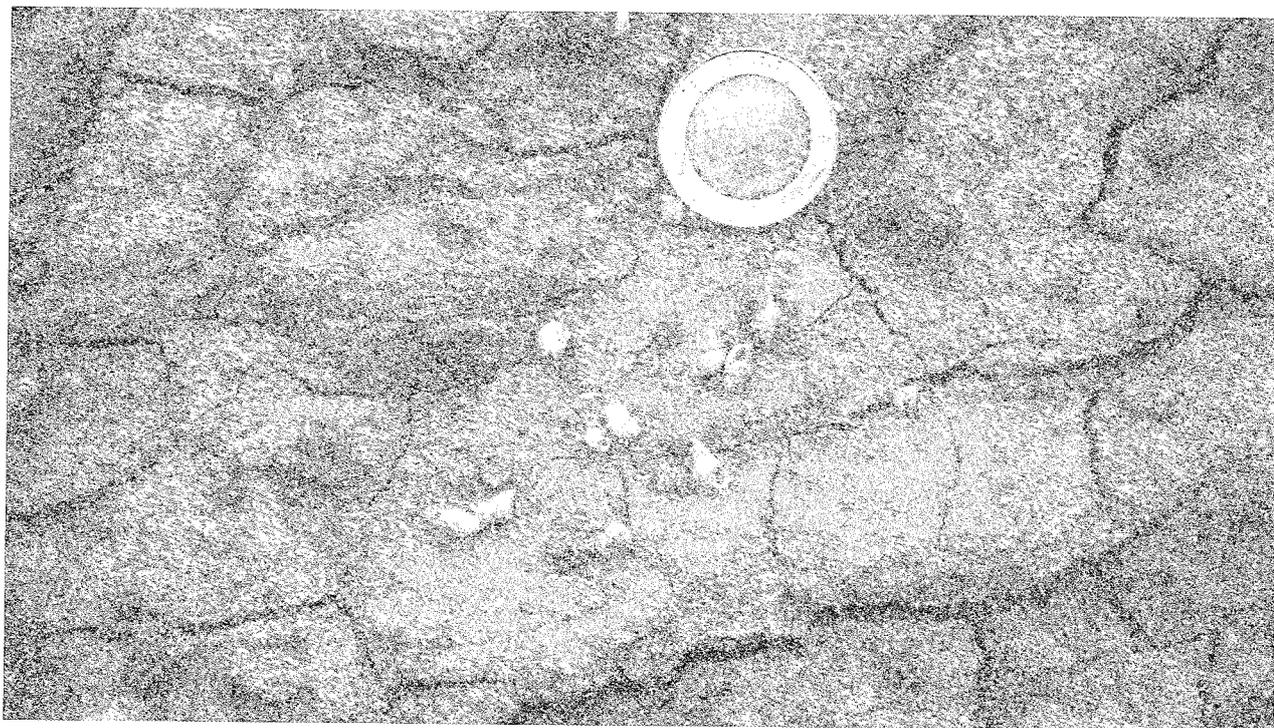


Fig. 10 - Sabbie e marne dell'Acquaviva (M5a) presso l'Acquaviva (secondo tratto trasgressivo t2 della seconda sequenza deposizionale). Litofacies marnose-argillose ricche in *Melanopsis*, di ambiente lagunare salmastro di debole profondità.



Fig. 11 - Marne e sabbie fini di cava Serredi (M5b, secondo tratto trasgressivo t2 della seconda sequenza deposizionale). Rip-
ple sinusoidali nelle litofacies marnoso siltose di prodelta.

alto è caratterizzato nelle aree marginali del settore occidentale da un aumento progressivo degli *input* terrigeni che portano, nella zona dell'Acquaviva (Fig. 12), al colmatamento della laguna ed ad una successiva emersione. Verso SE, invece, tale evento è registrato dal passaggio transizionale a sequenze di barra deltizia (Fig. 13) o dalla comparsa di deboli influssi terrigeni nelle zone più distali (zona Castelnuovo). Nella zona approssimativamente compresa tra Poggio Pipistrello e Pomaia, il passaggio al sistema di stazionamento alto è costituito dalla transizione da un ambiente lagunare subtidale ad uno evaporativo. La deposizione evaporitica (M5c) si organizza in sequenze *shallowing upward* caratterizzate da un episodio di emersione nella parte sommitale.

Nella terza sequenza deposizionale (S3 in Tav. 1), studiata solamente nella sua parte inferiore dal Messiniano *p.p.* (parte altissima della *Non Distinctive Zone*) allo Zancleano *p.p.* (zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina*), sono stati riconosciuti un sistema di stazionamento basso e un sistema trasgressivo. Il limite inferiore della sequenza è costituito da superfici di emersione nel settore nord occidentale (zona Acquaviva) e nel settore sud orientale (congiungente Poggio Pipistrello - Pomaia), da superfici di *unconformity* nelle zone poste poco a sud est della zona dell'Acquaviva (congiungente Torciano - cava Serredi) e dalle relative superfici di conformità nelle zone più distali (zona di Castelnuovo). Il sistema di stazionamento basso (*Conglomerati e Sabbie di Cordecimo e di Villa di Poggio Piano M6a, M6b*) si

sviluppa solo nel settore occidentale ed è costituito da depositi fluviali grossolani (Fig. 14) passanti a depositi di *fan-delta* subaqueo nelle zone marginali. Proseguendo verso SE questo evento è registrato invece da canalizzazione di fronte di barra deltizia (zona Torrente Morra e zona cava Serredi, Figg. 15, 16) e dal passaggio da depositi di *off-shore* lagunare a depositi di barra distale nella zona di Castelnuovo. Il primo tratto trasgressivo (t1) è registrato nel passaggio ubiquitario a condizioni di deposizione in ambiente variabile da piana deltizia sommersa a lagunare salmastra, caratterizzata da sedimentazione pelitica fine con deboli e sporadici apporti gessarenitici (*Marne argillose gessifere di Torciano M7a*). In questo momento permangono le condizioni di emersione nella zona dell'Acquaviva. Nel secondo tratto trasgressivo una rapida ingressione marina (Argille azzurre P1a del Pliocene basale, appartenenti alla zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina*), espressione del generale ristabilirsi di condizioni marine franche nell'intera area mediterranea (Mc KENZIE *et alii*, 1990), porta ad un generale e rapido approfondimento dell'ambiente deposizionale in tutta l'area studiata.

LIMITI DI SEQUENZA RICONOSCIUTI: CONTROLLO TETTONICO O EUSTATICO? DISCUSSIONE

Nei depositi alto miocenici della Val di Fine sono state riconosciute tre sequenze deposizionali e tre limi-

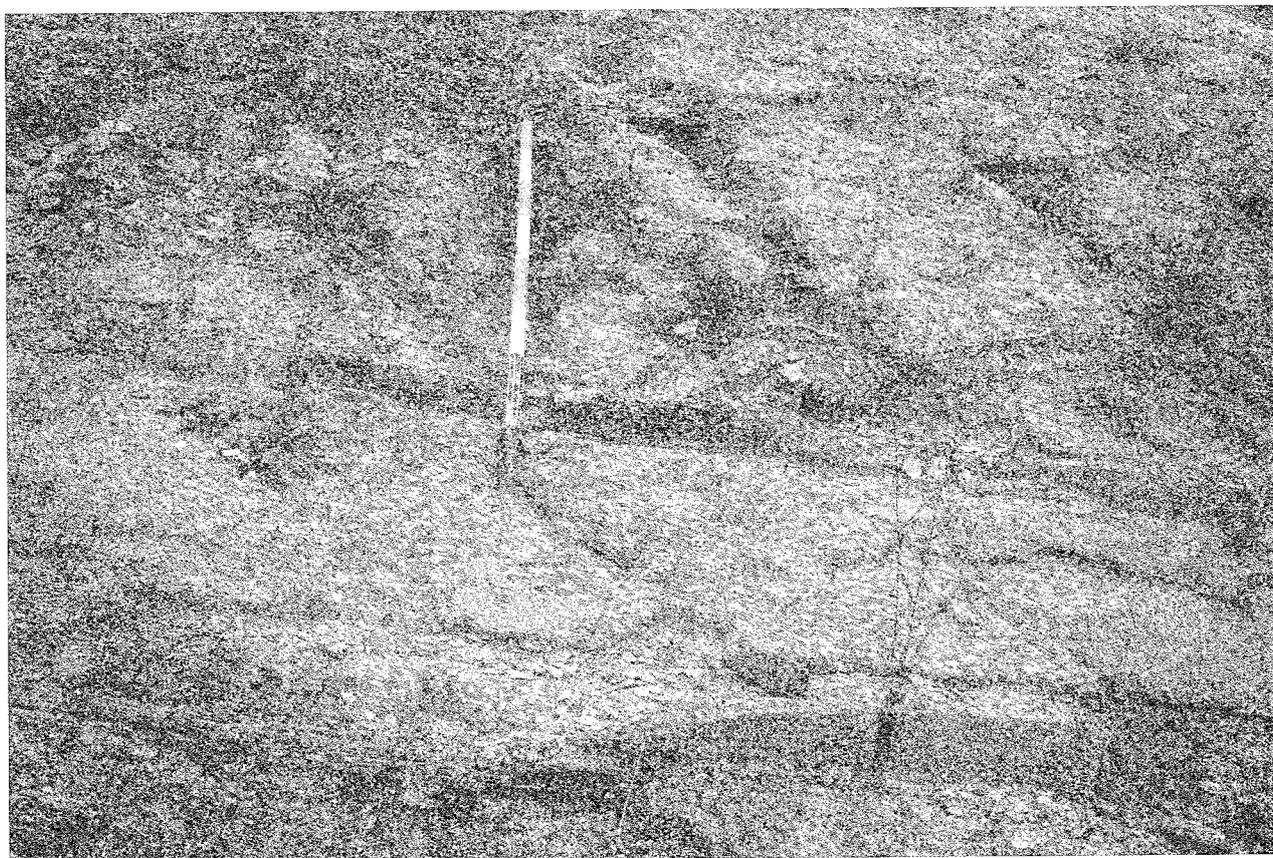


Fig. 12 - *Sabbie e marne dell'Acquaviva (M5a)* presso l'Acquaviva (Sistema di stazionamento alto della seconda sequenza deposizionale). Litofacies sabbiose grossolane sommitali, organizzate in banchi amalgamati, messi in posto con meccanismi di *grain flow*, di potenza variabile dai 40 ai 160 cm. L'evidenza nella parte sommitale di emersioni periodiche (livelli a calici) indicano, in questa zona, la rapida diminuzione della profondità della laguna ed il suo colmatamento.

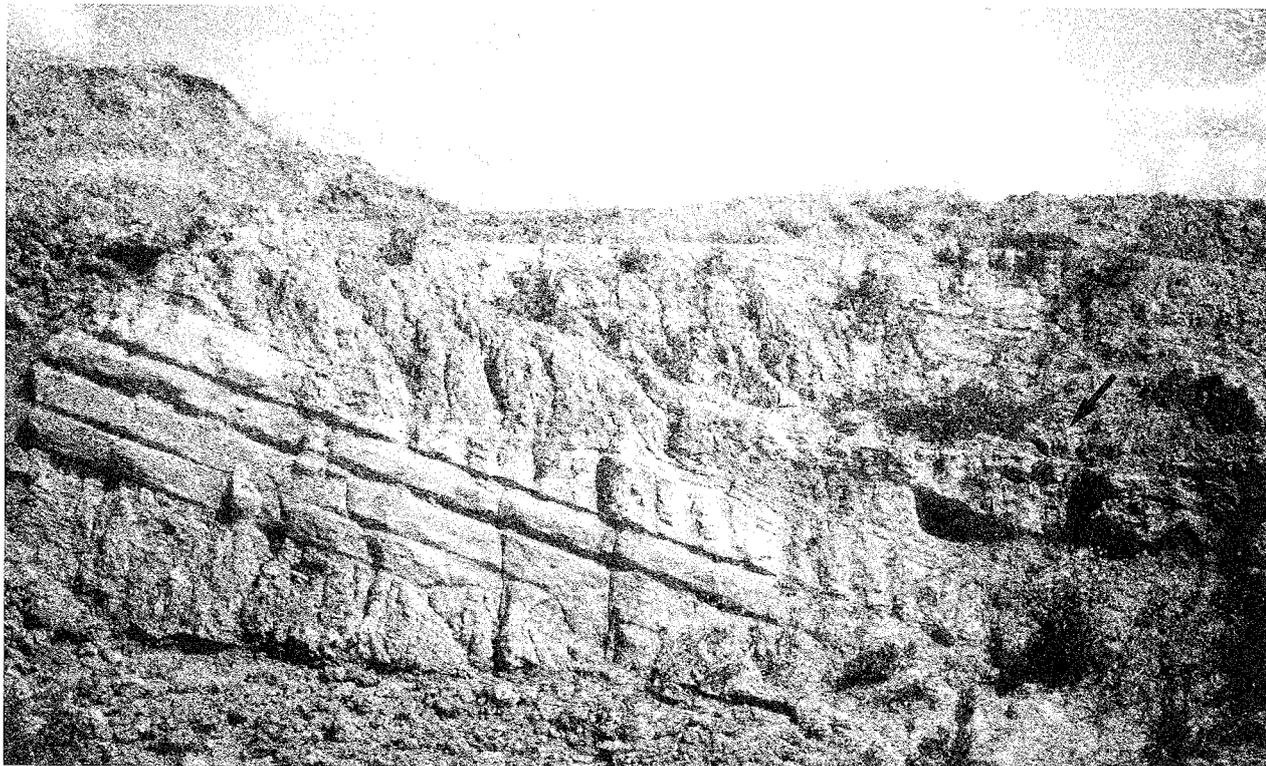


Fig. 13 - Parte sommitale delle *Marne e sabbie fini di cava Serredi* (M5b) presso l'omonima cava (sistema di stazionamento alto della seconda sequenza deposizionale S2). Litofacies sabbioso-siltose di barra deltizia organizzate in banchi ad andamento pianoparallelo con base netta non erosiva. In alcuni casi è stata osservata laminazione incrociata a basso angolo e *burrows*. La freccia in alto a destra indica un particolare del primo episodio di canalizzazione (*Conglomerati e sabbie di Villa di Poggio Piano M6b*) che caratterizza il sistema di stazionamento basso della successiva sequenza deposizionale (terza sequenza deposizionale S3) illustrato in panoramica in figura 16.



Fig. 14 - *Conglomerati e sabbie di Cordecimo* (M6a) presso Torciano rappresentanti il sistema di stazionamento basso della terza sequenza deposizionale. Poggiano in *unconformity* sulle sottostanti *Marne e Sabbie dell'Acquaviva* (M5a) con evidente salto di facies. In figura è mostrata una litofacies conglomeratica grossolana, mal classata, *matrix supported* di ambiente fluviale.



Fig. 15 - *Conglomerati e sabbie di Villa di Poggio Piano* (M6b, sistema di stazionamento basso della terza sequenza deposizionale S3), presso il Torrente Morra. Primo episodio di canalizzazione sulle sottostanti *Marne e Sabbie dell'Acquaviva* (M5a). Particolare del *lag* basale e dei *soft clast* isorientati. Si noti inoltre la stratificazione planare incrociata a basso angolo.



Fig. 16 - *Conglomerati e sabbie di Villa di Poggio Piano* (M6b, sistema di stazionamento basso della terza sequenza deposizionale S3), presso la cava Serredi. Nella figura è visibile il primo episodio di canalizzazione, indicato dalla freccia, sui depositi di barra deltizia delle sottostanti *Marne e sabbie fini di cava Serredi* (M5b) appartenenti al sistema di stazionamento alto della precedente sequenza deposizionale (S2).

ti di sequenza. Il primo limite coincide con l'impostazione, al Tortoniano superiore, del bacino ed è dunque controllato dalla tettonica. Il secondo, situato alla base della *Non Distinctive Zone*, è da collegare alla chiusura parziale o totale delle comunicazioni tra Mar Mediterraneo ed Oceano Atlantico (HSÜ, 1973, PLATT & VIUSSER, 1989) dovuta secondo i modelli più recenti (MC KENZIE & OBERHANSLI, 1985, HODDEL *et alii*, 1986, HODDEL & KENNET, 1986), a fattori glacio-eustatici. Il terzo limite di sequenza, collocabile nella parte sommitale della *Non Distinctive Zone* è il più controverso da interpretare. Una sua attribuzione a fattori esclusivamente eustatici non trova riscontro, a questa altezza stratigrafica, nelle curve del terzo ordine di HAQ *et alii* (1988). Una interpretazione di tipo tettonico presupporrebbe invece l'evidenza di discordanze angolari, non visibili però nell'area studiata. Tuttavia, questa ipotesi trova sostegno sia in discordanze angolari riconosciute alla stessa altezza stratigrafica nel limitrofo bacino di Volterra (SARTI & TESTA, 1993), che presumibilmente, in altre discordanze angolari segnalate in letteratura nei vicini bacini di Montebamboli (GIANNINI *et alii*, 1972) e di Pomarance (MAZZANTI, 1966). Ulteriori dati, a sostegno dell'ipotesi del controllo tettonico sul terzo limite di sequenza, provengono dal margine in compressione padano-adriatico dove sono state riconosciute, sia in superficie (MARABINI & VAI 1985) che in sottosuolo (PATACCA *et alii*, 1990), discordanze angolari a questa altezza stratigrafica. Medesimo significato potrebbe essere attribuito alla superficie di *unconformity* riconosciuta all'interno dell'unità evaporitica II (CHANNEL *et alii*, 1990) nel sito 654 (ODP), situato sul lato orientale del margine continentale passivo sardo e del quale i settori interni della catena appenninica possono essere considerati i margini coniugati (SARTORI, 1989). In conclusione nei depositi alto miocenici della Val di Fine, sono state riconosciute tre sequenze deposizionali e tre limiti di sequenza. Il primo limite (Tortoniano superiore) è controllato dalla tettonica. Il secondo (parte basale della *Non Distinctive Zone*) ha un controllo eustatico. Il terzo (parte sommitale della *Non Distinctive Zone*) è molto probabilmente controllato dalla tettonica.

BIBLIOGRAFIA

- BARTOLINI C., BERLATO S. & BORTOLOTTI V. (1975) - *Upper Miocene shallow-water turbidites from western Tuscany*. *Sediment. Geol.* 14, 77-122.
- BARTOLETTI E., BOSSIO A., ESTEBAN M., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G., SANESI G., & SQUARCI P. (1986) - *Studio geologico del territorio comunale di Rosignano Marittimo in relazione alla carta geologica alla scala 1:25000*. Suppl. Quad., Mus., St., Nat., Livorno, 6 (1985), 33-127.
- BOSSIO A., BRADLEY F., ESTEBAN M., GIANNELLI L., LANDINI W., MAZZANTI R., MAZZEI R., & SALVATORINI G. (1981) - *Alcuni aspetti del Miocene superiore del bacino del Fine*. In: IX Convegno della Società Paleontologica Italiana (3-8 ottobre 1981, Pisa), 21-54.
- 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).
- 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.

- GIANNINI E. (1962) - *Geologia del bacino della Fine (Province di Pisa e Livorno)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 81, 99-224.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic chrono-stratigraphy and cycles of sea-level change*. In: *Sea level changes an integrated approach*. Soc. Econ. Paleontologists spec. pub., n° 42, 71-108.
- HSU 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. HSÜ *et alii*. (Eds.) *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 42, (1), 1053-1078.
- LAZZAROTTO A., MAZZANTI R. & NENCINI C. (1990) - *Geologia e morfologia dei comuni di Livorno e Collesalveti*. Suppl. n° 2 ai Quad. Mus. Stor. Nat. di Livorno, 11, 1-85 LONGMAN M.W. (1981) - *A process approach to recognizing facies of reef complexes*. SEPM special publication, 30, 9-40.
- MC KENZIE J.A., SPROVIERI R. & CHANNEL J.E.T. (1990) - *The terminal Messinian flood and earliest Pliocene paleoceanography in the Mediterranean: results from ODP LEG 107, site 652, Tyrrhenian sea*. *Mem. Soc. Geol.* 44, 81-91.
- MC KENZIE J.A. & OBERHANSLI H. (1985) - *Paleoceanographic expression of the Messinian salinity crisis*. In: "South Atlantic Paleocyanographic" (HSÜ J., WEISSERT H. Eds.), Cambridge University Press, Cambridge 99-123.
- GIANNINI E. LAZZAROTTO A. & SIGNORINI R. (1972) - *Lineamenti di geologia della Toscana meridionale*. *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.* 27 (fascicolo speciale).
- HODDEL D.A. & KENNET J.A. (1986) - *Late Miocene-Early Pliocene stratigraphy and paleoceanography of the south Atlantic and southwest Pacific Oceans: a synthesis*. *Paleoceanography*, 1, 285-311.
- HODDEL D.A., ELMSTROM K.M. & KENNET J.A. (1986) - *Latest Miocene benthic $\delta^{18}O$ changes, global ice volume, sea level and the "Messinian salinity crisis"*. *Nature*, 320, 411-414.
- HSÜ K.J., RYAN W.B.F. & CITA B.M. (1973) - *The origin of Mediterranean evaporites*. In *Initial rep. Deep Sea Drill. Proj.*, vol 13, edit by RYAN W.B.F. & HSÜ K.J., 1203-1231.
- 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.
- MARABINI S. & VAI G.B. (1985) - *Analisi di facies e macrotettonica della vena del gesso in Romagna*. *Boll. Soc. Geol. It.* 104, (1), 21-42.
- MAZZANTI R. (1966) - *Geologia della zona di Pomarance- Larderello (prov. di Pisa)*. *Mem. Soc. Geol. It.* 5, 105-138.
- PLATT J.P. & VIUSSER R.L.M. (1989) - *Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea, and Gibraltar arc*. *Geology*, 17, 540-543.
- 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. BORLANI, M. BONAFEDDE, 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.
- POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T. & VAIL P. R. (1988) - *Eustatic controls on clastic deposition*. In: *Sea level changes an intergrated approach*. Soc. Econ. Paleontologists spec. pub., n° 42, 109-124.
- SARTORI R. (1989) - *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti*. *Gior. Geol.* 3^a, 51/2, 1-39.
- 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. & TESTA G. (1993) - *Studio geologico-stratigrafico della successione tortoniana sup.-pliocenica del margine occidentale del bacino di Volterra (Pisa)*. *Mem. Serv. Geol. It.*, special issue: "Evoluzione dei bacini neogenici e loro rapporti con il magnetismo plio-quadernario nell'area toscano-laziale", (Pisa 12-13 giugno 1991), 49, 189-228.
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERRARA G. (1991) - *Il magmatismo neogenico quaternario dell'area toscano-*

laziale-umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino settentrionale In: G. PIALLI, M. BIANCHI, M. MENICHETTI (eds) "Studi preliminari sull'acquisizione dati del profilo CROP 03 Punta Ala - Gabicce" Studi Geol. Camerti, Vol. Spec 1991/1, 429-463.

TUCKER M.E. (1991) - *Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea*. J. Geol. Soc. (London), **148**, 1019-1036.

VAI G.B. & RICCI LUCCHI F. (1977) - *Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case history from the Messinian of the Northern Appennines*. Sedimentology, **24**, 211-244.