

A. BOSSIO (*), L.M. FORESI (**), R. MAZZANTI (***), R. MAZZEI (**), G. SALVATORINI (**)

NOTE MICROPALAEONTOLOGICHE SULLA SUCCESSIONE MIOCENICA DEL TORRENTE MORRA E SU QUELLA PLIOCENICA DEL BACINO DEI FIUMI TORA E FINE (PROVINCIE DI LIVORNO E PISA)

Riassunto - Sono stati esaminati i sedimenti neogenici affioranti nel settore centro-settentrionale del bacino dei fiumi Fine e Tora, compreso tra i Monti Livornesi a Ovest e quelli di Castellina a E ed ubicato circa 15 km ad E della città di Livorno. L'esame, in particolare di tipo micropaleontologico, è stato effettuato su 10 sezioni stratigrafiche (sezz. T. Morra, T. Morra-S. Regolo, Casa Poggetto, Botro Marianna, Casa Sodonì, Casalino, Casino, Castell'Anselmo, Poggio la Ripa, Pagliana). La successione del Miocene Superiore incontrata lungo la Sezione del T. Morra è costituita dai depositi di tre episodi di sedimentazione. Il primo episodio è rappresentato da sedimenti prevalentemente conglomeratici di ambiente fluvio-lacustre e di età turoliana (Tortoniano superiore), riconducibili a quelli della "Serie lignitifera". Il secondo (di ambiente marino con salinità in generale elevata e scarsa ossigenazione al fondo), discordante sul primo, è invece rappresentato da calcari, marne (più o meno calcaree o argillose e talvolta laminatiche), diatomiti e gessi del Messiniano inferiore; esso esprime la seconda trasgressione messiniana rilevata nel bacino dei fiumi Tora e Fine (la prima, qui non esaminata, è presente nella porzione meridionale di questo bacino). Il terzo episodio, i cui sedimenti sono in continuità con quelli dell'episodio precedente, è costituito da sabbie, sabbie argillose e gessi del Messiniano superiore depositi in ambiente di tipo lacustre (con acque dolci o debolmente salmastre) e riconducibili alla ben nota facies di "lago-mare". La successione pliocenica, che si sviluppa in continuità di sedimentazione su quella miocenica, contrariamente a quanto sostenuto da alcuni autori, è l'espressione di un unico ciclo sedimentario di età Zancleano-Piacenziano (Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. - Zona a *Globorotalia aemiliana*; Zona a *Discoaster variabilis* s.l. - Zona a *D. tamalis*). I depositi di questo ciclo sono costituiti in gran parte da argille sabbie e calcari. Le argille si sono deposte in ambiente di piattaforma esterna o addirittura di piana epibatiale e ad esse si intercalano tre livelli sabbiosi che esprimono episodi a sedimentazione torbida. Le sabbie e i calcari sommitali rappresentano invece le facies di chiusura della sedimentazione ed esprimono perciò un ambiente meno profondo, di piattaforma interna. Dopo la conclusione della fase regressiva, l'emersione e la successiva erosione parziale dei depositi del Pliocene Medio, si realizza un nuovo ciclo sedimentario comprendente termini pleistocenici dell'intervallo Santerniano (non basale) - Emiliano.

Parole chiave - Stratigrafia, paleoambiente, Foraminiferi, Ostracodi, nannofossili calcarei, Neogene, Toscana meridionale.

Abstract - *Micropaleontological notes on the Miocene succession of Morra Stream and on the Pliocene succession of Tora and Fine rivers basin (Leghorn and Pisa provinces)*. The Neogene sediments of the northern-central sector of the Fine-Tora rivers basin, located in Southern Tuscany (about 15 km east of Livorno City) have been examined. The analyses have been carried out on 10 stratigraphic sections. The sections have been chiefly analysed in order to their micropaleontological content (Foraminifers, Ostracods and calcareous nannoplankton). The aim of the work has been to reconstruct the stratigraphic evolution of this basin sector and to furnish the micropaleontological setting of the formations. The Miocene succession consists of deposits of three sedimentary episodes and it is well represented in the Morra Stream Section. The first episode is represented by sediments, mainly conglomerates, of fluvio-lacustrine environment and it is Turolian in age (Upper Tortonian). This episode is related to the "Serie lignitifera" (a group of deposits widespread in Southern Tuscany). In these sediments, only vegetal remains and rare Ostracods (*Iliocypris* sp. and *Candona* sp.) have been found. The second episode is unconformable on the former. It is represented by early Messinian ("Non distinctive Zone" of Foraminifers, upper part of the *Amaurolithus delicatus* - *A. amplifucus* of the calcareous nannoplankton) reef limestones, calcareous or clayey marls sometimes laminated and diatomitic, and gypsum. With the exception of the barren gypsum and diatomitic marls, where rare diatoms have been found, the other lithology contains rests of various organisms: planktic and benthic Foraminifers, calcareous nannofossils, Ostracods, Radiolarians, Diatoms, Sponges, Bivalves, Gastropods, Echinoids, Bryozoans. The assemblages often have an ologotypical character (teratological specimens are not rare) and that testifies for a marine inner platform sedimentation with hypersaline conditions and poor bottom ventilation. These sediments are referred to the second Messinian transgression of the Southern Tuscany (the sediments of the first transgression only exist in the southern portion of the Tora-Fine basin and it is not examined here). As regards the gypsum, it represents the evaporitic phase resulting from the closure of the Mediterranean Basin. The third sedimentary episode of the late Miocene consists of sands, clayey sands and gypsums of late Turolian age that deposited in a lacustrine environment with fresh or brackish waters. The stratigraphic relationship between the third and second episodes is of uncertain resolution, even if a slight angular unconformity seems to be existing in some place. The third sedimentary episode is related to the well-known "lago-mare" facies that characterised the Messinian interval

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

(**) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Siena

(***) Centro Studi per la Geologia strutturale e dinamica dell'Appennino - Pisa

- Lavoro eseguito con i contributi MURST 60% di Bossio, Mazzei, Salvatorini e stampato con fondi INTERREG II Corsica - Toscana

of Mediterranean salinity crisis. In fact, the micropaleontological assemblages are constituted by small Gastropods and Bivalves (*Dreissena* and *Maetra*), benthic Foraminifers (*Ammonia beccarii tepida*, *Cribronion articulatam*, *Cassidulinita prima* and *Bolivina* sp.) and by very abundant Ostracods (among the others, specimens of *Loxocochoa mülleri* and *Cyprideis* gr. *torosa* are always present and very abundant) The Pliocene succession is in conformable contact on the Mioocene succession and the transition from the first to the second one happens in an always submerged environment ("acqua su acqua" of the local literature) rapidly changing from lacustrine to marine. The very rapid transition is closely linked to the reopening of the Mediterranean- Atlantic Ocean communications. The Pliocene succession is composed by one sedimentary episode of Zanclean-Piacenzian age (*Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. Zone – *Globorotalia aemiliana* Zone, *G. crassaformis crassaformis* Subzone interval, *Discoaster variabilis* s.l. Zone – *D. tamalis* Zone, *Coccolithus pelagicus* Subzone). The deposits of this episode consist mostly of clays, sands and limestones. The clays have been deposited in the outer neritic- upper epibathyal environment. In fact, they are very rich of calcareous nannofossils and Foraminifers (plankton > benthos). Three sandy levels are interbedded into the clays and they point out periods of turbiditic sedimentation. Sands and limestones are representative of less deep environment than clays (the micropaleontological assemblages are characterised mainly by benthic Foraminifers). In fact, they deposited in the inner shelf environment and represent the regressive facies of the Pliocene sedimentation.

Key words - stratigraphy, paleoenvironment, Foraminifers, Ostracods, calcareous nannofossils, Neogene, Southern Tuscany, Italy

Il bacino dei fiumi Tora e Fine si estende con direzione meridiana tra i Monti Livornesi a Ovest (facenti parte nel corso del Neogene della Dorsale Melioria-Vada; Bossio *et al.*, 1992a) e quelli di Castellina a Est (costituenti nel Neogene la porzione settentrionale della Dorsale Peritirrenica; *op. cit.*). Esso contiene sedimenti del Miocene Superiore e del Pliocene; i primi affiorano sui margini occidentale e sud-orientale; i secondi sono molto estesi e in continuità di sedimentazione sui precedenti lungo il bordo occidentale, trasgressivi sul substrato pre-neogenico per gran parte di quello orientale. A Sud le successioni neogeniche vengono a contatto per faglia con termini del Pleistocene Inferiore mentre a Nord esse sono ricoperte da quelli trasgressivi delle successioni del Pleistocene Inferiore e Medio delle Colline Pisane e Livornesi.

Il bacino è attualmente percorso in senso pressoché longitudinale dal F. Fine per la sua metà meridionale, dal F. Tora per quella settentrionale. Per la prima



Fig 1 - Ubicazione dell'area riportata in Fig. 2

è stato pubblicato lo studio geologico della porzione relativa al Comune di Rosignano Marittimo (Bartolletti *et al.*, 1986), supportato e completato dallo studio micropaleontologico di tutte le unità neogeniche e di quelle pleistoceniche delle colline e della piana di Rosignano Solvay (Bossio *et al.*, 1986); questi studi completano i precedenti eseguiti dagli scriventi sull'estremità meridionale del bacino dei fiumi Tora e Fine in occasione del «Messinian Seminar N.4» (Bossio *et al.*, 1978), su questa e sulla estremità settentrionale in occasione del IX Convegno della Società Paleontologica Italiana (Bossio *et al.*, 1981a-b). Ancor più di recente è stato eseguito lo studio geologico di dettaglio della porzione bacinale rientrante nei Comuni di Livorno e Collesalveti (Lazzarotto *et al.*, 1990). In quella occasione furono eseguite anche campionature per le analisi micropale-

Fig. 2 – Ubicazione delle sezioni studiate. Le sigle utilizzate in legenda sono quelle di Lazzarotto *et al.*, 1987, spiegazione: C5a: Argilliti varicolori del Fortulla con banchi di brecciola, liditi, calcari a grana fine e da arenarie, C5b: Argilliti, arenarie calcariere, marne e siltiti (Formazione di Antignano) (Cretaceo Sup.); Pe2: Flysch calcareo-marnoso di Poggio S. Quirico con livelli di breccie (Eocene Inf.-Medio-Paleocene Sup.); C6: Arenarie, siltiti, argilliti con *Pithonella*, livelli di breccie e olisostromi (Cretaceo Sup.); C7: Flysch calcareo-marnoso di Monteverdi M.^{mo} (Cretaceo Sup.); S: Serpentiniti (Giurese); G: Gabbri e Breccie di Gabbro (Giurese); C2: Argilliti e calcari silicei "Palombini" (Cretaceo Inf.); m: Conglomerati rossi e verdi talora lignitiferi (Turoliano); m3: Conglomerati di Villa Mirabella (Messiniano); m4: Calcari di Castelnuovo (Messiniano); m5: Marne e marne argillose (Messiniano); m6: Diatomiti ("Tripoli" di Paltratico) (Messiniano); m7: Gessi (Messiniano); m8: Sabbie e Conglomerati della Villa di Poggio Piano (Turoliano); p: Argille azzurre (Pliocene Inf.-Medio); p3: Sabbie gialle, in questa figura sono state distinte le sabbie intercalate (Pliocene Inf.) alle Argille azzurre da quelle regressive (Pliocene Med.); p4: Calcareni e sabbie ad *Amphistegina* (Pliocene Med.); q2: Sabbie e Argille ad *Arctica* (Pleistocene Inf.); q3: Sabbie di Nugola Vecchia (Pleistocene Inf.); q6: Conglomerati, sabbie e limi di Casa Poggio ai Lecci (Pleistocene Medio).

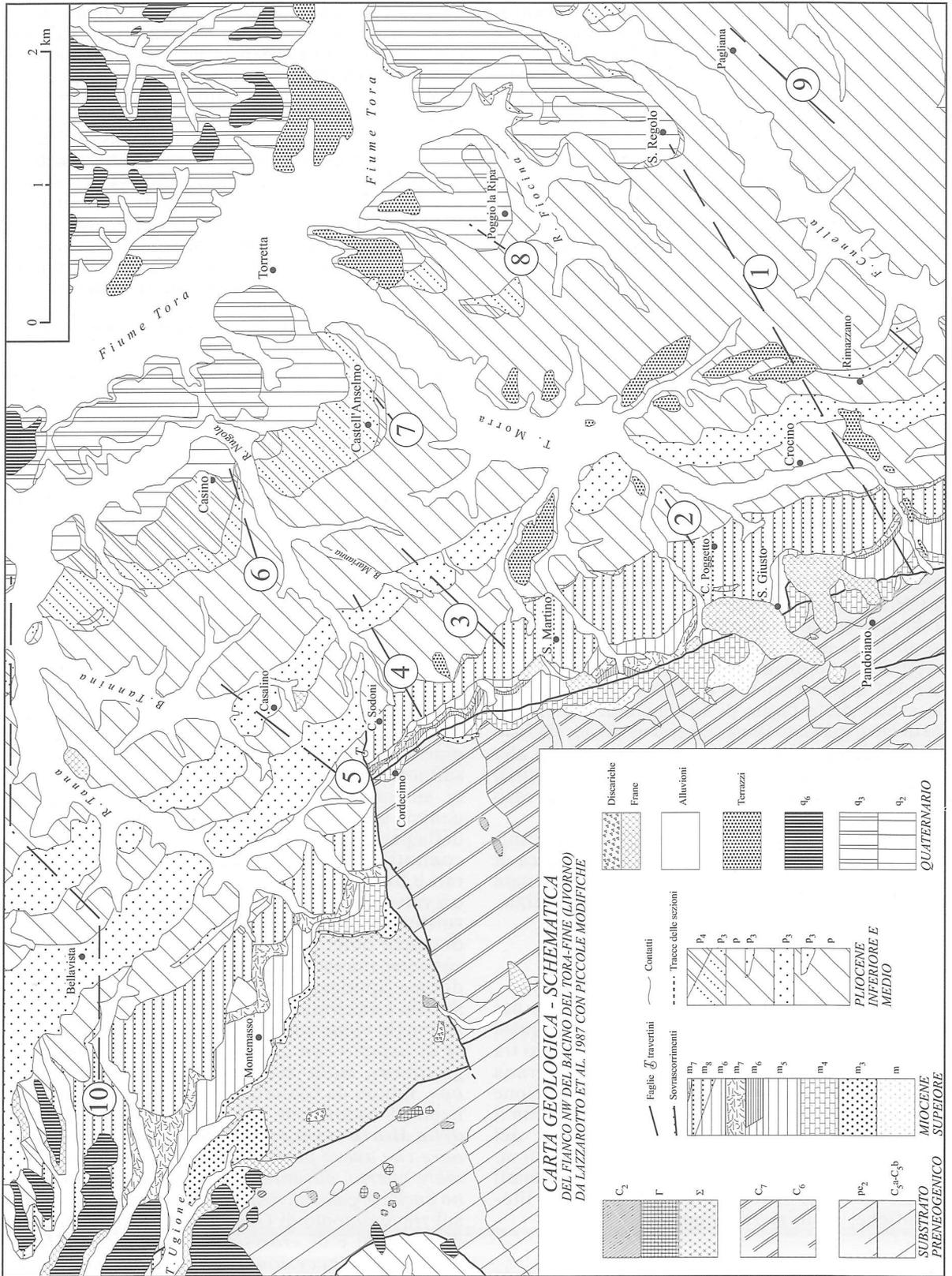


Fig.2

ontologiche sia nell'intera successione miocenica affiorante lungo il T. Morra, sia in più sezioni della soprastante successione pliocenica (Figg. 1-2). I risultati di queste analisi però non sono mai stati resi noti, eccezion fatta per quelli pliocenici, anticipati in Bossio *et al.* (1991d, 1993). D'altra parte non ci sembra esaustiva per le conoscenze sul Neogene del bacino l'illustrazione del contenuto micropaleontologico di tratti della successione messiniana e dell'intera successione pliocenica eseguita in precedenza da Giannelli *et al.* (1982) e Bossio *et al.* (1981b) relativamente agli affioramenti della Strada degli Archi alla sua estremità settentrionale. La pubblicazione dei dati inediti sopra indicati ci sembra pertanto opportuna, oltretutto per i suddetti motivi, per il completamento del quadro evolutivo della stratigrafia e paleogeografia neogenica toscana che sta emergendo dalle recenti ricerche e da quelle tuttora in corso (soprattutto nell'ambito del nuovo programma cartografico patrocinato dal Servizio Geologico d'Italia). Fondamentali per questo quadro rimangono, per il Miocene, il modello di evoluzione proposto da Bossio *et al.* (1991a¹) e, per il Pliocene, la documentazione per un'area molto vasta a Sud del F. Cecina di una evoluzione articolata in due cicli sedimentari, uno del Pliocene inferiore e l'altro del Pliocene medio (Bossio *et al.*, 1991b; 1992b-e). L'area interessata da quest'ultima è risultata successivamente ancor più vasta (Bossio *et al.*, 1992a; 1993; 1994a,d) ma non tanto da abbracciare anche il bacino dei fiumi Tora e Fine anche se una documentazione in tal senso, ma con tappe cronologicamente ben diverse, è stata presentata da Cerrina Feroni *et al.* (1990) per un'estesa fascia a Sud della faglia di Cordecimo. Un chiarimento di ciò è già stato illustrato con un poster (Bossio *et al.*, 1991d) in occasione del workshop di cui alla nota 1 a piè di pagina; questo lavoro vuol essere quindi anche l'occasione per rendere noti i dati su cui esso fu impostato.

Nell'esposizione verranno utilizzati gli stessi termini litostratigrafici impiegati nella carta geologica di Lazzarotto *et al.* (1987), allegata alla loro già citata nota del 1990, a cui si rimanda per ulteriori notizie.

MIOCENE - SEZIONE DEL T. MORRA

La sezione, già nota nella letteratura geologica per lo studio di Giannini (1960), è stata campionata quasi per intero lungo le incisioni del torrente, ubicato tra Pandoiano e Colognole, poco a Sud di Parrana S. Giusto (Fig. 2). In corrispondenza della sezione la successione miocenica, a contatto per faglia con il Flysch calcareo-marnoso di Monteverdi M.^{mo} del Cretaceo superiore, ha uno spessore di circa 350 m; vi sono stati prelevati 107 campioni, i cui contenuti fossiliferi sono qui di seguito esposti per unità litostratigrafiche, ad iniziare da quella di base.

Conglomerati rossi e verdi talora lignitiferi (m) (fig. 3)

Il tratto inferiore dell'unità, per circa 30 m di spes-

sore, è costituito localmente da prevalenti arenarie in un'alternanza di livelli a variabili granulometria (da fine a molto grossolana) e spessore (anche oltre il metro); ricorrenti in esso gli intervalli a più o meno abbondante componente pelitica, mentre sono alquanto scarsi e sottili i livelli di marne contenenti minuti ciottoli sparsi. In questa porzione basale i conglomerati costituiscono un elemento subordinato; formano intercalazioni di limitato spessore (al massimo 10-20 cm) e sono caratterizzati da elementi prevalentemente piccoli, soprattutto calcarei, ben elaborati (tranne che nei primi metri della sequenza), in matrice sabbiosa o argillosa. Il colore dominante è rosso (che vernicia anche la superficie dei clasti) con fiamme grigio-verdognole, anche se nel particolare sono presenti livelletti con tonalità grigie, di esclusiva composizione pelitica.

A partire da 30 m sopra la base le intercalazioni conglomeratiche sono più frequenti, più spesse (fin oltre i 4 m) e talora anche con elementi più grossolani (fino a 30-40 cm di diametro), ma sempre con netta prevalenza di clasti calcarei e ben elaborati. Ben palese, inoltre, un aumento di frequenza e di spessore (in taluni casi oltre i 5 m) degli intervalli marnosi nella metà superiore della successione; questi, con il loro colore grigio, interrompono periodicamente la colorazione rossastra acquisita, in tutta la formazione, dai corpi conglomeratici ed arenacei.

Nei circa 110 m dell'unità non sono stati incontrati resti di macroorganismi ma soltanto frammenti di vegetali carbonizzati, presenti soprattutto nelle intercalazioni pelitiche. Questi sono stati rinvenuti, talora in abbondanza, anche nella quasi totalità dei 19 campioni esaminati, in ricorrente associazione ad abbondanti concrezioni carbonatiche vacuolari di origine algale. Mentre in molti campioni sono presenti saltuari Foraminiferi marini, bentonici e planctonici, sicuramente rimaneggiati da sedimenti pre-neogenici, solo in due (provenienti da livelli marnosi della parte superiore della formazione) sono stati incontrati Ostracodi sicuramente autoctoni, ma molto rari e limitati unicamente a frammenti di *Ilyocypris* e a valve immature di *Candona*. Ciò nondimeno sono sufficienti a far desumere con certezza un ambiente di acque dolci per la porzione superiore della successione, ma estrapolabile senza dubbio anche al resto di essa (ipotizzato in facies fluviale e di delta lacustre da Lazzarotto *et al.*, 1990). Tale contesto deposizionale viene così a rafforzare «*le forti somiglianze di aspetto con certi livelli della «formazione lignitiferi», molto sviluppata nella Maremma toscana»*, intuite da Giannini (1960, pag. 37), pur supponendo l'Autore che «*la serie basale della sezione della Morra si sia sedimentata in un ambiente lagunare che aveva però temporanee comunicazioni col mare aperto, durante le quali penetravano nel bacino anche organismi marini»*. Tale deduzione era basata sul rinvenimento di *Ostrea lamellosa*, di frammenti di Echinidi e di «*rarissimi foraminiferi (Miliolidi, Arenacei ed, eccezionalmente, Globigerinidi) di taglia assai più piccola del normale spesso riempiti di pirite ed in pessimo stato di conservazione»* (op. cit., pag. 36); tale associazione, certamente etero-

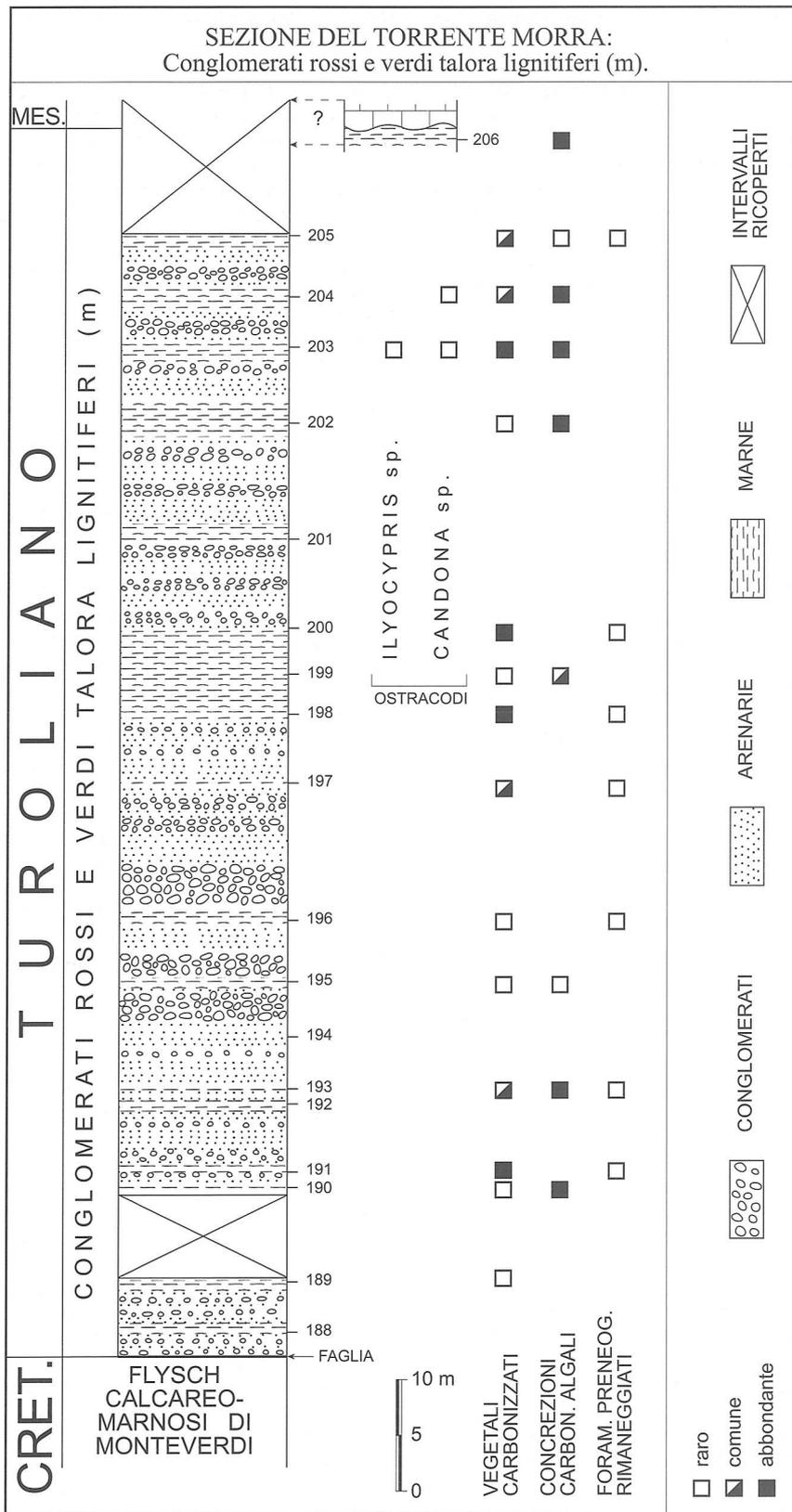


Fig. 3

genea dal punto di vista ecologico, è senza dubbio il prodotto in parte di rimaneggiamento extraformazionale ed in parte di «inquinamento» per franamento dai soprastanti livelli marini che affiorano sui versanti della valle incisa dal torrente.

Comunque la correlazione tra l'unità ora descritta nella Sezione del T.Morra e la «Serie lignitifera» lacustre, ampiamente diffusa alla base delle successioni supramioceniche della Toscana, rimane tuttora ipotetica, non consentendo gli Ostracodi rinvenuti una specifica indicazione in merito; quindi ipotetica è anche l'attribuzione ad un'età turoliana della prima per confronto con l'età precisata per la seconda (Hurzeler e Engesser, 1976; Lazzarotto e Sandrelli, 1979; v. anche in Bossio *et al.*, 1993).

Calcari di Castelnuovo (m4)

Questo membro della formazione del Calcare di Rossignano attualmente non è più osservabile sul fondo dell'incisione torrentizia, in quanto in un tratto di quest'ultima, lungo circa 80 m e comprendente la parte terminale dell'unità precedentemente descritta, il membro m4 e la porzione basale della soprastante sequenza m5 sono ricoperti da detrito e da fitta vegetazione. Unicamente lungo un sentiero all'interno del bosco, sul fianco destro del versante, appaiono alcuni affioramenti dai quali è stato possibile ricostruire il tratto di successione rappresentato di lato alle colonne nelle Figg. 3 e 4 e raccogliere alcuni campioni, ma certamente non dati di dettaglio. Per informazioni su questa facies recifale, localmente di modesto spessore (poco più di 2 m), alquanto tenace e fossilifera, si rimanda quindi alla nota di Lazzarotto *et al.* (1990) per gli affioramenti dell'area circostante e a quelle di Bossio *et al.* (1978, 1981a, 1986, 1996b), Bartoletti *et al.* (1986), per quelli dei Monti Livornesi nel loro complesso. In questa sede ci preme unicamente rilevare che, pur nella discontinuità degli affioramenti, è evidente come il passaggio dall'unità fluvio-lacustre del Turoliano a quella marina del Messiniano inferiore non si sia realizzato con gradualità, giacendo i sedimenti marini (presumibilmente di scarpata di scogliera) direttamente su depositi di acqua dolce senza l'interposizione di un episodio salmastro. Anche la carta geologica di Lazzarotto *et al.* (1987) evidenzia con chiarezza il carattere trasgressivo dei Calcari di Castelnuovo, non solo sulla formazione continentale, ma addirittura sul substrato pre-miocenico. Le espressioni sedimentarie di un episodio salmastro caratterizzano invece costantemente, e con spessori talora non indifferenti, le successioni sedimentarie dei bacini del Mioce-ne superiore più orientali, compresi tra la Dorsale Peritirrenica e quella Medio Toscana, dove la sostituzione dell'ambiente lacustre da parte di quello marino si è realizzata appunto senza soluzione di continuità del dominio acquatico (Bossio *et al.* 1978, 1981c, 1991a, 1992a,f, 1993, 1994a-c, 1995, 1996a-b).

Marne e marne argillose (m5, intervallo sottostante alle diatomiti) (Fig. 4)

L'unità ha una potenza di poco meno di 100 m ed è costituita da marne grigio-scure, spesso calcaree (specialmente nella metà inferiore), talora argillose, in strati da decimetrici ad oltre 2 m di spessore; nel tratto superiore sono ricorrenti gli intervalli laminitici. Nei terzi inferiori della successione sono presenti numerose intercalazioni di calcari grigio-chiaro più o meno marnosi, talora arenacei; il loro spessore può superare il metro nel tratto inferiore ma diminuisce sensibilmente, insieme al loro numero, verso l'alto dove non supera i 10 cm. Sia i calcari che le marne contengono fossili (*Turritella*, *Nassa*, *Cardium*, *Mactra*, *Pinna*, *Pecten*, *Chlamys*, ecc.; per maggiori ragguagli si rimanda a Capellini, 1878, 1880 e a Gillet, 1957, 1960, 1963), frequenti soprattutto nella metà inferiore dell'unità.

Per l'esame micropaleontologico sono stati prelevati 35 campioni, risultati pressoché tutti caratterizzati dalla presenza di organismi marini (pochi sono gli sterili) (Tab. 1). Con l'esclusione di alcuni campioni con sole forme silicee (Radiolari, Diatomee, spicole di Spongieri), l'elemento di gran lunga caratterizzante è rappresentato dai Foraminiferi, rari solo in un numero limitato di casi. Pur tuttavia le associazioni sono in genere poco diversificate, spesso addirittura povere e ricorrentemente oligotipiche. Per quanto riguarda i bentonici, a determinare il carattere oligotipico per la loro elevata abbondanza sono in genere *Bulimina echinata* (spesso con deformazioni teratologiche), *Bolivina dentellata*, *B. dilatata*, *Cassidulina* sp. e, in taluni livelli, *Hanzawaia boueana* e *Glomospira* sp. Nelle associazioni meno stressate possono comunque rivelarsi abbondanti anche *Heterolepa bellincionii*, *H. praecincta*, *Melonis soldanii* e alcune specie di *Textularia*. Comuni almeno in un caso si presentano *Ammonia beccarii beccarii*, *Asterigerinata planorbis*, *Astrononion stelligerum*, *Cibicoides pseudoungerianus*, *Criboelphidium decipiens*, *Elphidium* gr. *crispum-macellum*, *Florilus boueanus*, *Fursenkoina schreibersiana*, *Gyroidinoides umbonatus*, *Haplophragmoides* sp., *Hopkinsina bononiensis*, *Neoconorbina terquemi*, *Nonion* sp., *Quinqueloculina* spp., *Rectuvigerina siphogenerinoides*, *Rosalina globularis*, *Spirillina vivipara*, *Textularia aciculata*, *Valvulineria bradyana*. Le altre forme sono sempre rare e limitate a uno o pochi campioni. I Foraminiferi planctonici sono spesso assenti e comunque sempre rappresentati da poche specie, in qualche livello solo da una. I taxa che possono raggiungere abbondanze consistenti, tanto da conferire una fisionomia oligotipica al plancton (riscontrabile anche tra i Radiolari e le Diatomee centriche), sono *Globigerina bulloides* e soprattutto *Orbulina* spp. Gli Ostracodi sono presenti in meno della metà dei campioni esaminati e, tranne che per pochissime eccezioni, sono rappresentati da un numero molto basso di specie (da 1 a 5); quelle relativamente più ricorrenti sono *Xestoleberis reymonti*, *Loxoconcha agilis*, *Aurila cicatricosa*, *A. albicans*, *Cytheridea*

neapolitana e *Ruggieria tetraptera*, le ultime tre peraltro con abbondanze rilevanti almeno in qualche caso. Tra le forme saltuarie possono essere citate *Acantocythereis histrix*, *Bosquetina* sp., *Callistocythere antoniettae*, *Loxoconcha rhomboidea*, *Loxocorniculum* aff. *quadricornis*.

Per le analisi dei nannofossili calcarei è stata utilizzata una campionatura effettuata da Sarti (1994) diversa da quella sopra considerata; essa, comunque, ricopre con buon dettaglio l'unità in esame. Dei campioni considerati solo in uno, proveniente dal tratto intermedio dell'unità, è stata rinvenuta un'associazione a nannofossili calcarei; essa è costituita da un numero limitato di taxa dei quali solo alcuni raggiungono frequenze elevate. Tra le forme meglio rappresentate si ricordano *Pyrocyclus* spp. e *Sphenolithus abies*; quantitativamente apprezzabile è anche la presenza di *Calcidiscus* sp., *Helicosphaera carteri* e *Reticulofenestra* spp.

Nell'ambito della porzione superiore dell'unità sono presenti livelli caratterizzati da abbondanti organismi silicei (Diatomee e Silicoflagellati), in genere però mal conservati e frantumati.

Dalle caratteristiche qualitative e quantitative delle associazioni microfaunistiche e nannofloristiche trapare chiaramente un ambiente con caratteri particolari, talora più tal'altra meno accentuati, per tutto l'arco di deposizione della formazione. Queste caratteristiche sono comuni a tutte le associazioni delle facies pelitiche marine del Messiniano della Toscana e sono state messe in relazione soprattutto a elevata salinità della massa d'acqua e scarsa ossigenazione al fondo (Tavani, 1955; Salvatorini, 1968; Lazzarotto *et al.*, 1964; Bossio *et al.*, 1978, 1981d, 1986, 1992a, 1993, 1994a-c); evidenze di quest'ultima sono anche la generale elevata frequenza di pirite nei lavati e la ricorrenza di livelli laminatici specialmente nella porzione superiore dell'unità. Le particolari caratteristiche delle associazioni obliterano alquanto il significato batimetrico di quest'ultime; le ripartizioni delle forme più significative tra i Foraminiferi e gli Ostracodi indicano comunque profondità minori per la metà inferiore della successione, certamente contenute entro la zona neritica interna, e superiori per il resto della successione ma comunque verosimilmente non troppo discosti dal limite tra zona neritica interna ed esterna.

Dal punto di vista cronostratigrafico le particolarità generali delle associazioni a Foraminiferi bentonici e planctonici sono peculiari del Messiniano inferiore non solo della Toscana, ma del Bacino Mediterraneo in generale. A riprova di questa è la presenza di *Bulimina echinata*, *Bolivina dentellata*, *Neoglobobulimina acostaensis* con individui destrorsi (in proposito si veda in D'Onofrio *et al.*, 1975; Colalongo *et al.*, 1979a,b; Iaccarino e Salvatorini, 1982) tra i Foraminiferi e di *Aurila albicans*, *A. philippii*, *Callistocythere antoniettae*, *Capsocythere sicula*, *Cletoocythereis minor*, *Loxoconcha agilis*, *L. variesculpta*, *Pokornyella devians* e *P. italica*, forme «saheliane» tra gli Ostracodi (Ruggieri, 1967b; Ruggieri *et al.*, 1977; Aruta, 1982; Bonaduce *et al.*, 1987 e 1988).

Diatomiti (m6, «Tripoli» di Paltratico) (Fig. 4)

Di questa particolare litofacies, che affiora in Toscana unicamente sul bordo occidentale del bacino dei fiumi Tora e Fine e che è tipicamente costituita da una fitta alternanza di lamine bianche e grigie, nella Sezione del T. Morra è visibile attualmente solo uno spessore di poco superiore ai 6 m, quindi metà circa della sua locale potenza (Giannini, 1960). Per la descrizione di questa unità si rimanda alla copiosa bibliografia in merito, per la quale ci limitiamo a ricordare, oltre ai lavori di Giannini (1960, 1962), quelli ancor più recenti di Landini *et al.* (1978), Bossio *et al.* (1981a), Bradley e Landini (1984, 1986), Bartoletti *et al.* (1986), Lazzarotto *et al.* (1990). Il «Tripoli» livornese ed in particolare quello della celebre località del Gabbro, è comunque noto in letteratura soprattutto per i suoi fossili annoveranti, oltre ovviamente microorganismi silicei (Diatomee, Silicoflagellati, spicole di Spongari; Castracane, 1877; Bossio *et al.*, 1981a; Bradley e Landini, 1984), anche Ittioliti (Capellini, 1878; De Bosniaski, 1878a,b, 1879a-c, 1880; D'Erasmus, 1930; Landini *et al.*, 1978; Landini e Menesini, 1980; Landini, 1981; Bossio *et al.*, 1981a; Bradley e Landini, 1984, 1986), filliti (Capellini, 1880; D'Erasmus, 1930; Marchetti, 1935; Martinoli, 1938; Berger, 1957; Bossio *et al.*, 1981a; Bradley e Landini, 1984, 1986), pollini (Trevisan, 1967), Insetti (Capellini, 1878; Rebel, 1898; Bossio *et al.*, 1981a; Bradley e Landini, 1984, 1986), Molluschi (Bossio *et al.*, 1981a), impronte di uccelli e strutture biogeniche (Bradley e Landini, 1984); recentemente sono stati esaminati anche Foraminiferi, Ostracodi e nannofossili calcarei (Bossio *et al.*, 1986). Questa diversità e in taluni casi abbondanza di fossili non trova certamente riscontro nell'affioramento del T. Morra; infatti, se sul terreno abbiamo osservato solo alcuni frustoli carboniosi e qualche foglia, nei sette lavati micropaleontologici esaminati è stata incontrata solo qualche diatomea. Del resto questa non è la sola eccezione; già Bossio *et al.* (1986) hanno riscontrato casi in cui l'unità è pressoché priva di essi o costituita da soli elementi silicei. Pur nella consapevolezza che la ricostruzione paleoambientale di una formazione, così variabile paleontologicamente nel limitato spazio e nel breve tempo in cui si è sedimentata, costituisce una tematica alquanto complessa e di risoluzione interdisciplinare, Bossio *et al.* (1986) riportano le seguenti considerazioni basate esclusivamente su micro- e nannofossili calcarei: «... appare abbastanza evidente un generale quadro ambientale decisamente sfavorevole sia ai bentonici sia ai planctonici, talora più manifesto in un gruppo, tal'altra più immediato in un altro. Non mancano tuttavia saltuari episodi di minore difficoltà di sopravvivenza, registrabili quando nel Nannoplankton calcareo ..., quando nei Foraminiferi ..., ma mai negli Ostracodi. In considerazione di ciò e del fatto che tra i rappresentanti più frequenti dei Foraminiferi spiccano ancora *Buliminidi* e *Bolivinitidi* (con la solita e significativa triade: *Bulimina echinata*, *Bolivina dilatata* e *B. dentellata*), possiamo concludere che

Tab. 1 - Ripartizione di Foraminiferi e Ostracodi: nelle unità m₅, m₆ e m₇

Unità	raro	comune	abbondante	frequenza non stimata
Globigerina		(G.) bulloides		
"		quinqueloba		
"		spp. (indeterminabili)		
Orbulina		bilobata		
"		suturalis		
"		universa		
Neogloboquadrina		acostaensis		
Globigerinita		uvula		
Globigerinella		obesa		
"		pseudobesa		
Ammobaculites		sp.		
Ammonia		beccarii		
"		beccarii tepida		
Asterigerinata		planorbis		
Astronionon		stelligerum		
Bolivina		dentellata		
"		dilatata		
"		plicatella		
Bulimina		pseudoplicata		
Calcarina		echinata		
Cancris		sp.		
Cassidulina		auriculus		
Cibicides		sp. (piccola)		
Cibicides		lobatulus		
Cibicides		pseudoungarianus		
Cibicides		decipiens		
Criboelphidium		articulatum		
Cribronionon		punctatum		
"		sp.		
Cyclamina		sp.		
Dentalina		sp.		
Elphidium		aculeatum		
"		gr. crispum-macellum		
Fissurina		marginata		
Florilus		boeuanus		
Fursenkoina		schreibersiana		
Globobulimina		affinis		
"		pyrula		
Glomospira		sp.		
Gyroidinoides		umbonatus		
Hanzawaia		boeana		
Haplophragmoides		sp.		
Heterolepa		bellionii		
"		praecincta		
Hopkinsina		bononiensis		
Lagena		striata		
Melonis		cultrata		
Milutinella		soldanii		
Milutinella		sp.		
Neoconorbina		terquemi		
Nodosaria		raphanistrum		
Nonion		sp. (piccolo)		
Oolina		exagona		

continua

almeno gli organismi studiati indicano un ambiente di sedimentazione nel suo insieme scarsamente ossigenato al fondo (messo in evidenza anche dagli aspetti sedimentologici del deposito, in particolare dall'assenza di tracce di bioturbazione, dalla laminazione e dalla perfetta conservazione con cui si rinvergono ittioliti, filliti ecc.) e con acque a salinità superiore al normale. Variazioni più o meno sensibili di questi due fattori, sia nello spazio che nel tempo, sono responsabili possibili della casistica riscontrata nelle microtanatocenosi, anche se altri parametri più o meno interrelazionati (apporti nutritivi e diluenti di acque continentali, «upwelling» con risalita di grande quantità di materiale nutritivo dal fondo, eutrofizzazione dovuta ad Alge, sviluppo di idrogeno solforato dalle sostanze in putrefazione, pH, concorrenza tra gruppi diversi e nell'ambito di uno stesso gruppo, ecc.) possono essere intervenuti in maniera più o meno determinante favorendo (o sfavorendo) questo o quell'altro gruppo di organismi. Una salinità mediamente elevata è del resto conciliabile con il quadro ambientale tracciato per le sottostanti marne, e, in particolare, con la constatazione che le diatomiti precedono immediatamente la deposizione evaporitica.

Dal punto di vista batimetrico ... la stima intorno ai 50 m desunta per il «tripoli» di Villa Nardi sulla base delle ittiofaune e delle associazioni a Diatomee (Bossio *et al.*, 1981), ben si concilia con la media delle indicazioni degli organismi da noi studiati ...» (*op. cit.*, pag. 137). Si deve rilevare anche che nella gamma delle caratteristiche ambientali ipotizzate ben rientrano pure le considerazioni basate sugli altri gruppi di fossili (si veda ad es. Bradley e Landini, 1984, 1986).

Per quel che concerne l'età del «Tripoli», che caratterizza le successioni supramioceniche non solo della Toscana ma anche di altre regioni italiane, la sola tipologia litologica o la sola posizione stratigrafica (compresa tra i Calcari di Castelnuovo e il primo livello di evaporiti) sono elementi che non necessitano di ulteriori ragguagli per l'attribuzione al Messiniano inferiore (cosiddetto preevaporitico), tant'è che esso è considerato un ottimo livello guida di questo intervallo. Per l'esattezza si ricorda che sulla base dei Foraminiferi planctonici e del nannoplancton calcareo Bossio *et al.* (1986) precisano che il «Tripoli» toscano appartiene ad un Messiniano inferiore ben inoltrato, essendo l'inizio della sua deposizione sensibilmente posteriore a quello nella Sezione di Falconara del Bacino di Caltanissetta (Sicilia), proposta come stratotipo del limite Tortonianio/Messiniano (Colalongo *et al.*, 1979b); nelle due aree sarebbe invece pressoché contemporanea la fine della deposizione diatomitica.

Marne e marne argillose (m5, intervallo tra le diatomiti e il primo livello di gessi) (Fig. 4)

Questo intervallo, localmente non cartografato da Lazarotto *et al.* (1987) ma comunque segnalato dagli stessi AA. nel 1990, affiora per uno spessore di circa

17 m ed è separato dal sottostante «Tripoli» di Paltratico e dalle soprastanti evaporiti da due coperture che obliterano la successione rispettivamente per circa 7 e 4 m di spessore. Alla sua base Giannini (1960) segnala un sottile e discontinuo livello di gesso, di cui però non abbiamo rinvenuto traccia nemmeno sui circostanti fianchi vallivi.

Si tratta sostanzialmente di marne e marne argillose grigie in strati da 10 cm a oltre mezzo metro di spessore, con frequenti intercalazioni di sottili (1-5 cm) livelli di marne calcaree, più chiare e più dure, particolarmente fitti nella parte medio-superiore dell'intervallo; in questa sono presenti anche alcuni livelletti spesso lentiformi di sabbie e di conglomerati minuti. Una passata conglomeratica più potente e lenticolare (con massimo spessore di 50 cm) è ubicata nella porzione inferiore; essa è costituita in prevalenza da piccoli clasti di rocce verdi, con evidente gradazione verso l'alto. Per qualche decina di centimetri al di sotto si rilevano livelletti arenacei (eccezionalmente di 10 cm) fittamente alternati alle marne.

Dalla loro posizione stratigrafica è evidente che i livelli detritici più grossolani dell'intervallo in parola corrispondono alle Sabbie e Conglomerati del Rio Sanguigna, individuati più a S nello stesso bacino da Giannini (1960) e descritti, oltreché da Giannini (1962), anche da Bartolini *et al.* (1975) e da Bartoletti *et al.* (1986). Si tratta di depositi torbiditici dovuti allo sbocco presso la Villa di un corso d'acqua, il quale avrebbe avuto importanti riflessi sul chimismo e quindi sulla sedimentazione nonché sulla biologia del bacino. «Questo temporaneo episodio infatti si è realizzato nel momento in cui si chiudeva la sedimentazione del «Tripoli» e la salinità delle acque raggiungeva valori tali da fare iniziare la precipitazione dei gessi ... La mancanza di questi ultimi in corrispondenza della zona del Rio Sanguigna e lungo un tratto a Nord e a Sud di essa è appunto da ricollegarsi con tutta probabilità a una locale diluizione delle acque marine per l'apporto di acque dolci del torrente» (Bartoletti *et al.*, 1986, pag. 68). «Grazie a questa diluizione il bacino non ha conosciuto una sterilizzazione in organismi marini, i quali hanno avuto la possibilità di evitare momentaneamente le zone più proibitive e trovarvi anche se non tutti, una nuova diffusione quando la salinità offriva garanzie di almeno minima tollerabilità. Permaneva comunque un ambiente marino decisamente sfavorevole agli organismi per elevata salinità e bassa ossigenazione, anche se episodiche diluizioni facilitavano temporaneamente la diffusione di alcuni taxa» (Bossio *et al.*, 1986, pag. 145). Ci sembra che queste considerazioni possano adattarsi molto bene anche al contesto paleoambientale del T. Morra, dove però l'«effetto torbiditico» non avrebbe inibito ma solo di poco ritardato l'inizio della precipitazione delle evaporiti. Dal punto di vista paleontologico se si fa eccezione per i frustoli di vegetali carbonizzati, ricorrenti in pressoché tutto l'intervallo, quest'ultimo è risultato alquanto povero in macrofossili, limitati a qualche rappresentante di Cardidi e, a detta di Giannini (1960), ad alcuni frammenti di Echinidi e

di *Ditrupa*. Un quadro assai scarno è emerso anche dalle analisi micropaleontologiche dei 17 campioni esaminati (Tab. 1). Quelli prelevati nei livelli sottostanti lo strato conglomeratico di 50 cm sono infatti risultati sterili o con qualche forma di Foraminiferi bentonici ed Ostracodi. La presenza esclusiva di *Ammonia beccarii tepida*, *Cribronion articulatum* e di individui appartenenti ad *Haplophragmoides* (talvolta i soli ad essere presenti), *Loxoconcha* (di tipo salmastro), taxa tipici di ambienti con acque sottosalate, indica una sensibile riduzione della salinità del dominio marino rispetto all'episodio diatomitico, operata da apporti di acque continentali; i livelli arenacei e lo strato conglomeratico rappresentano del resto l'espressione macroscopica di questi ultimi. Dalle forme sopra citate sembrerebbe anche verosimile una diminuzione della profondità e ciò è riscontrabile anche nella successione soprastante al livello conglomeratico; in essa, infatti, si registra la presenza, talora con comuni individui, di taxa caratterizzanti soprattutto modeste batimetrie (*Ammonia beccarii beccarii*, *Cribronion punctatum*, *Elphidium* gr. *crispum-macellum*, *Miliolinella* sp., *Protelphidium granosum*, *Quinqueloculina seminulum*, *Q.* spp., *Spiroloculina excavata*, *Cytherella* sp.).

Molto probabilmente in un trend di progressiva riduzione batimetrica si sovrappone una effimera oscillazione di senso opposto intorno al livello da cui proviene il campione 257. In quest'ultimo, infatti, è assente la maggior parte delle forme prima citate e per contro acquisiscono una consistenza più o meno elevata specie ad habitat più profondo (*Bolivina dilatata*, *Cassidulina* sp., *Globobulimina affinis*, *Heterolepa bellincionii*, *Melonis soldanii*, *Sigmoilopsis coelata*, *Textularia aciculata*, *T. soldanii*, *T.* spp., *Trifarina angulosa*, *Valvulineria bradyana*).

Si fa presente che i Foraminiferi e gli Ostracodi, come del resto i frammenti di macrofossili rinvenuti nei campioni (*Turritella*, *Ditrupa*, Echinidi, Briozoi), sono limitati alla metà inferiore della successione compresa tra il livello conglomeratico e quello di gesso; con la sola eccezione del livello da cui il campione 257, in cui sono presenti 25 taxa di Foraminiferi, le associazioni sono molto povere e quindi indicative di un sensibile deterioramento delle condizioni ambientali. La sterilità (se si escludono più o meno rari frammenti di vegetali carbonizzati) della soprastante porzione ne è la conseguenza e prelude alla «crisi di salinità s.s.», caratterizzata dalla precipitazione delle evaporiti e quindi da una completa sterilizzazione dell'ambiente deposizionale.

Gessi (m7)

In questo primo intervallo di evaporiti, di circa 4 m di potenza e costituito da due banchi di gesso alabastrino, non sono stati prelevati campioni per le analisi micropaleontologiche data la sua natura ovviamente sfavorevole alla vita degli organismi. Non abbiamo quindi niente da aggiungere a quanto riportato da Lazzarotto *et al.* (1990).

Sabbie e conglomerati della villa di Poggio Piano (m8) - Marne e marne argillose (m5, intervallo terminale) (Fig. 5)

Nonostante sia comprensivo di unità diverse questo intervallo viene trattato nel suo insieme in quanto dai contenuti micropaleontologici assai simili che rispecchiano uno stesso contesto deposizionale.

Sopra al primo intervallo evaporitico una copertura detritica nasconde circa 20 m di spessore della successione. Purtroppo più a valle, lungo il fondo del torrente, gli affioramenti sono alquanto saltuari e di modeste dimensioni; per la campionatura abbiamo dovuto quindi ricorrere anche alle piccole plaghe di sedimento che affiorano soprattutto sul fianco vallivo destro. Complessivamente sono stati campionati circa 70 m di successione sotto il secondo livello di gessi (m7); pur nella discontinuità delle osservazioni è risultato evidente che l'unità m8 è costituita prevalentemente da sabbie grigie o giallastre, fini o grossolane, con frequenti livelletti di sabbie argillose o argille sabbiose grigie (solo in qualche caso queste ultime possono avere una consistenza di qualche decina di centimetri). I macrofossili sono scarsi e costituiti da foglie e frustoli vegetali carbonizzati, piccoli Lamellibranchi e Gasteropodi; Giannini (1960) vi segnala *Congeria* (leggi *Dreissena*) e *Macra*.

Sopra le Sabbie e conglomerati della Villa di Poggio Piano è presente un livello di gessi di 7,70 m di spessore, costituito da un banco (1 m) di gessareniti sottilmente stratificate a cui segue un grosso banco (4 m) di gesso alabastrino; dopo 1,90 m di argilla grigia affiora un ulteriore strato di gesso di 0,80 m.

La successione miocenica del T. Morra si chiude con l'unità delle Marne e marne argillose che, pur ricoperta per buona parte, si presenta localmente costituita in prevalenza da argille.

Nei campioni prelevati dall'intervallo (complessivamente 29; 22 dalle Sabbie e conglomerati della Villa di Poggio Piano, 3 dalle intercalazioni argillose dei gessi e 4 dalle soprastanti argille) sono stati rinvenuti pressoché costantemente abbondanti vegetali carbonizzati; in qualche caso sono stati riscontrati anche frequenti concrezioni carbonatiche di origine algale e rari oogoni di *Characeae*. Per quel che riguarda le microfaune l'elemento più caratterizzante è rappresentato dagli Ostracodi, in genere abbondanti anche se rappresentati da poche forme per campione. I taxa più ubiquitari e ricorrentemente con elevato numero di individui sono *Loxoconcha mülleri* e *Cyprideis* gr. *torosa*; talora raggiungono quantità apprezzabili anche *Paralimnocythere* sp., *Candona* sp., *Amnicythere* sp., *A. lacunosa*, *A. palimpsesta* e *Cyprideis* sp. (le ultime tre specie limitate al tratto sommitale); sempre rare, oltretutto presenti in uno o due campioni (pressoché esclusivi della porzione superiore o addirittura sommitale), si sono rivelate *Loxoconcha djaffarovi*, *L.* aff. *rhombovalis*, *Ilyocypris* sp., *Leptocythere subcaspia*, *Euxinocythere praebaquana*, *Caspiolla venusta*.

In numerosi campioni sono presenti anche Foraminiferi bentonici, ma le loro associazioni sono o mo-

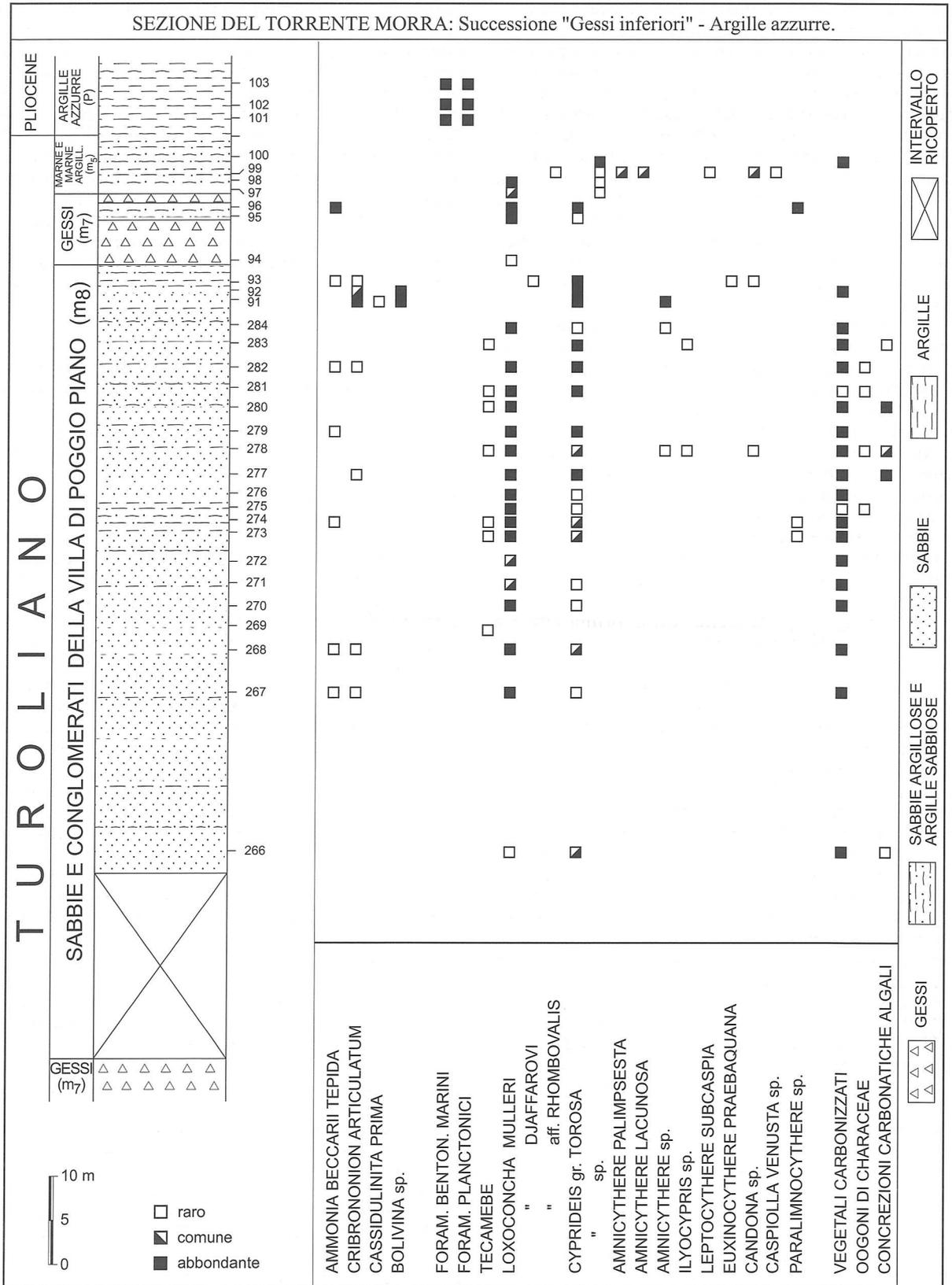


Fig. 5

nospecifiche (ad *Ammonia beccarii tepida* o a *Cribrononion articulatum*) o comunque costituite da 2 o 3 specie (ai taxa di cui sopra possono aggiungersi *Cassidulinina prima* e/o *Bolivina* sp.), con abbondanze elevate limitate solo a qualche caso. Altro elemento peculiare di questo intervallo è infine la presenza di Tecamebe che, con rari esemplari del gen. *Centropyxis*, caratterizza spesso i campioni privi di Foraminiferi. L'insieme degli elementi elencati, tutti peculiari delle acque dolci o salmastre, è una palese testimonianza che il bacino deposizionale, dopo la «crisi evaporitica» e la conseguente locale sterilizzazione in organismi marini, è stato occupato da quel dominio acquatico continentale noto in letteratura con il termine di «lago-mare». In costante regime di modeste batimetrie, determinato da un sostanziale equilibrio fra velocità di subsidenza e di sedimentazione, questo dominio ha conosciuto, almeno a giudicare dalle distribuzioni qualitative e quantitative degli organismi citati, momenti di acque pressoché dolci e fasi con acque salmastre (a salinità però molto basse). Con Bossio *et al.* (1986) riteniamo che «... per un bacino lacustre con acque debolmente profonde, quale doveva essere quello prospettato, ci sembra logico ipotizzare che le oscillazioni nel chimismo delle acque non dovevano dipendere unicamente dagli apporti di solfati preesistenti (vuoi per dilavamento, vuoi per afflusso dalle sponde), ma verosimilmente anche dalle variazioni del bilancio idrogeologico del bacino conseguenti alle interrelazioni tra evaporazione ed alimentazione dulcicola» (op. cit., pag. 142).

Come è noto l'episodio di «lago-mare», le cui espressioni sedimentarie (conosciute anche con il termine «strati a Congerie» o «strati a *Melanopsis*») sono state segnalate in numerose località del Mediterraneo (Bellagamba, 1978; Casati *et al.*, 1978; Cita, 1978, 1979; Cita e Colombo, 1979; Cita *et al.*, 1978, 1980; Colalongo *et al.*, 1978; Decima e Sprovieri, 1973; Hsü *et al.*, 1973; Iaccarino e Papani, 1979; Rizzini e Dondi, 1980; Ruggieri, 1958, 1967a; Ruggieri e Sprovieri, 1974, 1976, 1977, 1978; Vismara Schilling *et al.*, 1978; ecc.), si è realizzato nella parte terminale del Miocene in conseguenza della prosecuzione della chiusura delle comunicazioni tra Mediterraneo e Atlantico dopo «la crisi di salinità» s.s. Questa facies lacustre è stata ampiamente documentata anche nelle successioni della Toscana (Capellini, 1874, 1878, 1880; Gillet, 1960, 1963; Bossio *et al.*, 1978, 1986, 1991a,c, 1992a,e,f, 1993, 1994a,b, 1996a; Giannelli *et al.*, 1981), dove peraltro contiene, nelle ostracofaune dei suoi livelli sommitali, forme caratteristiche della Paratetide. Queste ultime sono state rinvenute anche al T. Morra ed annoverano *Euxinocythere praebaquana*, *Leptocythere subcaspia*, *Loxoconcha djaffarovi* e *Caspiolla venusta*.

PLIOCENE

Lo studio della successione pliocenica del bacino dei fiumi Tora e Fine è stato affrontato sostanzialmente dal punto di vista biostratigrafico. Per questo scopo sono state esaminate le associazioni a Foraminiferi

planctonici e a nannoplancton calcareo utilizzando le campionature a disposizione per il tratto di bacino compreso tra il Rio la Tanna (nei pressi della Strada degli Archi, la cui sezione pliocenica è stata studiata in precedenza da Bossio *et al.*, 1981b e Giannelli *et al.*, 1982) a Nord e l'allineamento Colognole-località Pagliana a Sud. Tali campionature (Fig. 2) sono state eseguite lungo una sezione dell'intera successione pliocenica (Sezione T. Morra - S. Regolo), nonché lungo sezioni integrative parziali eseguite nel tratto inferiore della successione (sezz. Casalino, Casa Sodoni, Botro Marianna, Casa Poggetto) e in quello superiore (sezz. Casino, Castell'Anselmo, Poggio La Ripa, Pagliana). Anche se nel capitolo viene trattato soprattutto l'inquadramento biostratigrafico dei locali sedimenti pliocenici (utilizzando lo schema di Fig. 6 ripreso da Foresi *et al.*, in preparazione) ciò nondimeno verranno pure eseguite sintetiche considerazioni paleoambientali basate sulla documentazione delle associazioni a Foraminiferi bentonici. Prima di presentare i dati micropaleontologici delle singole sezioni, per non incorrere in inutili ripetizioni anticipiamo un sintetico quadro della locale successione pliocenica, rimandando per ulteriori notizie a Lazzarotto *et al.* (1990). Nel tratto di bacino in esame i sedimenti pliocenici formano una monoclinale immergentesi verso Est e si adagiano in concordanza su quelli miocenici del bordo orientale dei Monti Livornesi. La successione (potente circa 700 m nella Sez. T. Morra - S. Regolo e circa 900 m in quella della Strada degli Archi) è costituita soprattutto da Argille azzurre (p) mal stratificate in grossi banchi, con ricorrenti fossili rappresentati soprattutto da Lamellibranchi (*Amusium*, *Chlamys*, *Pycnodonte*, ecc.), Gasteropodi, Scafopodi, Coralli isolati, resti di Pesci (per questi ultimi si veda in Landini, 1977). Il contenuto in fossili è comunque in genere molto abbondante nella porzione superiore, più sabbiosa, dove si rinvencono *Anadara*, *Chlamys*, *Clavagella*, *Corbula*, *Glossus*, *Limopsis*, *Lucinoma*, *Megaxinus*, *Venus*, *Amyclina*, *Aporrhais*, *Archimediella*, *Calyptraea*, *Cassidea*, *Choronia*, *Conus*, *Lunatia*, *Mitra*, *Mitrella*, *Moniliopsis*, *Natica*, *Naticarius*, *Niso*, *Ringicula*, *Sveltia*, *Turricula*, *Turris*, *Turritella*, *Dentalium* (si veda anche in Menesini, 1977).

A prescindere dalle intercalazioni sabbiose di piccola entità, la monotonia della successione è interrotta soprattutto da due grossi intervalli di prevalenti Sabbie gialle (p3). Il più basso stratigraficamente (denominato intercalazione di Bellavista da Lazzarotto *et al.*, 1990) ha uno spessore di oltre 150 m nella parte settentrionale dell'area (sez. Strada degli Archi) e si riduce progressivamente verso Sud (circa 100 m nella sez. Casalino), estinguendosi bruscamente in corrispondenza della faglia di Cordecimo. Quello soprastante (a cui è stato attribuito il termine di intercalazione di Casalino da Lazzarotto *et al.*, 1990) è meno potente ma più esteso longitudinalmente; nell'area di nostro interesse il suo spessore varia da 30-40 m (sezz. Casalino, Casa Sodoni e Botro Marianna) a 80-90 m (sezz. T. Morra-S. Regolo e Strada degli Archi), ma comunque si riduce anch'esso verso Sud fino ad annullarsi poco al di fuori dell'area

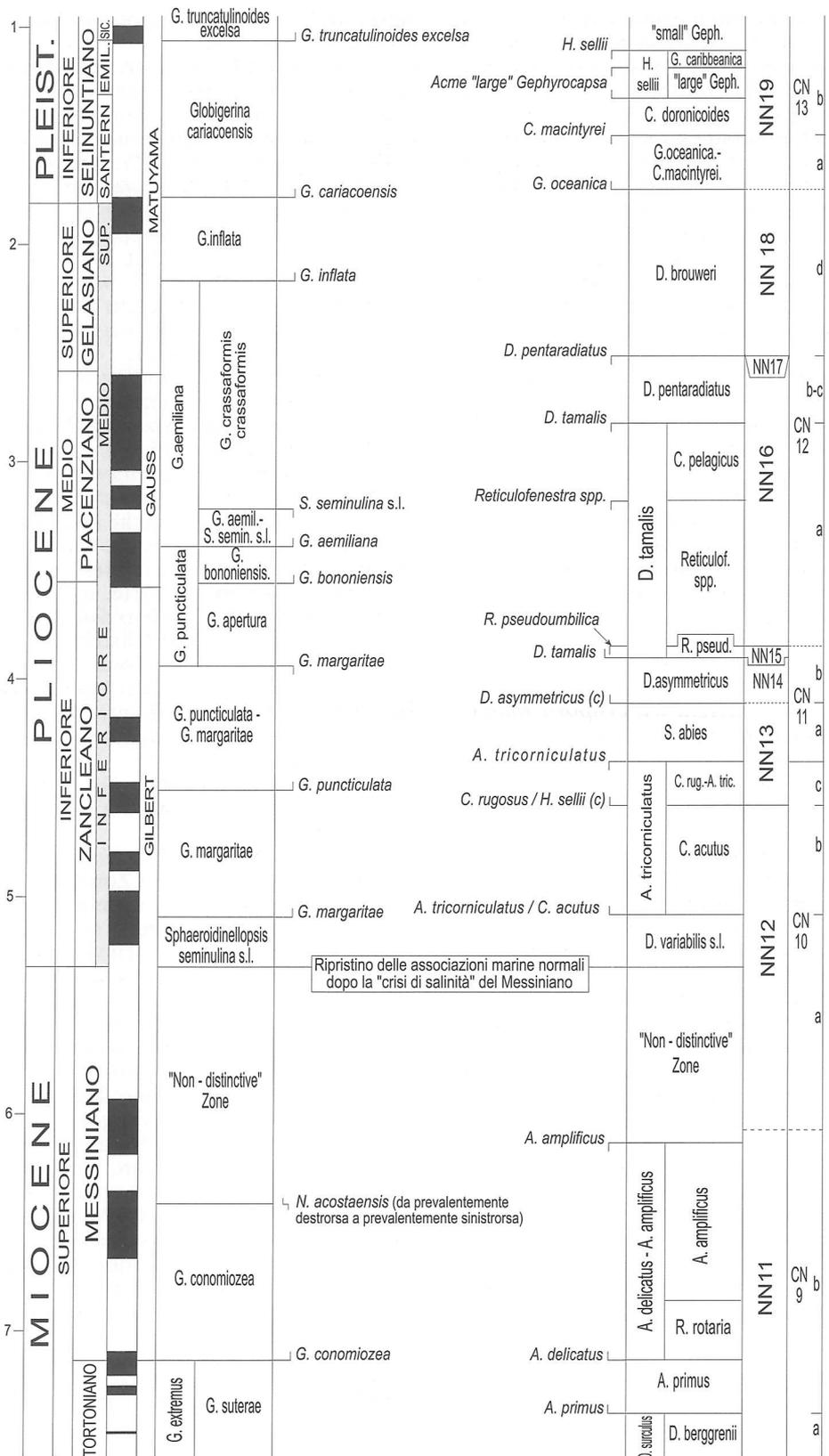


Fig. 6

considerata. Nella parte più meridionale di quest'ultima affiorano alcune altre lenti sabbiose più recenti e di modesta estensione, il cui massimo spessore non supera i 20 m. Se questi corpi sabbiosi, per le caratteristiche dei quali si rimanda a Lazzarotto *et al.* (1990), hanno un particolare significato nell'evoluzione dinamica e sedimentaria del bacino (sul quale si sono già espressi, oltre agli Autori sopracitati, Bossio *et al.*, 1981b e Giannelli *et al.*, 1982), espressione di un regime regressivo sono invece le Sabbie gialle che, con le Calcareniti e sabbie ad *Amphistegina*, chiudono verso l'alto la successione pliocenica. Il passaggio dalle argille alle sabbie è sempre graduale ed avviene per progressivo aumento della frazione sabbiosa, talora accompagnato da alternanza di sottili strati dei due litotipi. Le sabbie sono più o meno grossolane, di colore giallo-ocraceo e in genere mal stratificate in grossi banchi. Talora la stratificazione è evidenziata dalla presenza di straterelli calcarei fossiliferi (sotanzialmente Alghe ed Ostreidi), più frequenti e più spessi (fino a 30-40 cm) nella parte bassa, più sporadici e sottili verso l'alto. In altri casi a marcare l'andamento delle sabbie sono livelli, di spessore da 10 a 30 cm, costituiti principalmente da frammenti di fossili e piccoli clasti immersi in matrice calcareo-sabbiosa.

Le sabbie sono spesso prive di fossili o con faune molto scarse e per lo più oligotipiche a *Ostrea* e/o *Cardium*, *Tapes* e Balanidi, ai quali possono associarsi anche *Lucinoma*, *Arcopagia*, *Pecten*, *Chlamys*. Non mancano comunque anche abbondanti concentrazioni a cui partecipano *Barbatia*, *Glycymeris*, *Pinna*, *Chlamys*, *Pecten*, *Flabellipecten*, *Anomia*, *Ostrea*, *Chama*, *Glans*, *Trachycardium*, *Venus*, *Megaxinus*, *Balanus*.

Lo spessore degli affioramenti sabbiosi varia in funzione dell'erosione operata nel corso della successiva fase di emersione e della nuova trasgressione del ciclo pleistocenico; nella zona considerata quello massimo si presenta nei pressi di Castell'Anselmo dove raggiunge i 100 m.

Alla base, all'interno o al tetto delle sabbie si presentano ammassi lenticolari di Calcareniti e sabbie ad *Amphistegina* (p4) di potenza fino a 20 m. Se il foraminifero che dà loro il nome è pressoché sempre presente con eccezionali concentrazioni, i macrofossili sono in genere limitati ad alcuni livelli e spesso in notevole quantità; essi sono rappresentati soprattutto da Molluschi (*Pecten*, *Flabellipecten*, *Ostrea*, *Glycymeris*, *Chama*, *Turritella*, *Strombus*, ecc.) e Brachiopodi. Per una completa documentazione paleontologica di questa unità si rimanda comunque a Bossio *et al.* (1981c), anche se si riferisce alla vicina area di Casciana Terme, dove però l'unità presenta i caratteri più tipici e gli affioramenti più classici.

1 - Sezione T. Morra - S. Regolo

È la prosecuzione verso Nord-Est della sezione miocenica del T. Morra ed interessa tutta la successione pliocenica del bacino dei fiumi Tora e Fine affiorante fino a S. Regolo dove è troncata dalle Sabbie ed

argille ad *Arctica* (q2), trasgressive localmente su unità diverse del Pliocene.

Per le analisi dei Foraminiferi planctonici e del Nanoplankton calcareo sono stati raccolti 53 campioni, risultati pressoché tutti favorevoli (Tab. 2a, b).

Per i Foraminiferi planctonici le ripartizioni stratigrafiche di *Globorotalia* (*H.*) *margaritae*, *G.* (*G.*) *puncticulata* e *G.* (*T.*) *aemiliana* consentono di riconoscere nella successione, a partire dal basso, le zone a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. (camp. 101-114), a *G. margaritae* (115-122), a *G. puncticulata* - *G. margaritae* (123-126), a *G. puncticulata* (127-144; nella parte sommitale di quest'ultima si registra, con la comparsa di *G. bononiensis*, l'omonima sottozona e il livello del campione 143 la separa dalla sottostante Sottozona a *Globigerina apertura*) e a *G. aemiliana* (145-153; la sezione non è favorevole alla discriminazione tra Sottozona a *G. aemiliana* - *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. e Sottozona a *Globorotalia crassaformis crassaformis*).

Per la distribuzione dei taxa nelle singole unità biostratigrafiche, espressa anche in termini semiquantitativi, si rimanda alla Tab. 2a. Qui ci limitiamo a focalizzare alcune presenze interessanti ed alcuni eventi che commenteremo, in parte, nella appendice 2.

- *Globigerina* (*Globigerina*) *foliata* è saltuaria ed in genere rara; la sua locale distribuzione non va oltre la parte sommitale della Zona a *G. margaritae*;

- *Globigerina* (*Globigerina*)? *incisa* è stata rinvenuta unicamente nella metà inferiore della Zona a *G. puncticulata* dove può raggiungere anche una notevole abbondanza;

- *Globigerina* (*Zeaglobigerina*) *apertura* nella forma tipica è presente a partire dalla Zona a *S. seminulina* s.l. inoltrata;

- *Globigerina* (*Zeaglobigerina*) *nepenthes* è un ottimo marker dell'intervallo Zona a *S. seminulina* s.l.

- Zona a *G. margaritae*; scompare alla sommità di quest'ultima unità insieme a *G.* (*G.*) *foliata*;

- *Globigerinoides bollii* si rinviene fin entro la parte basale della Zona a *G. puncticulata*;

- *Globigerinoides elongatus* compare, nella sua forma pienamente tipica, a partire dalla base della Zona a *G. puncticulata* - *G. margaritae* dove peraltro sono frequenti le forme di transizione da *G. extremus*. Nelle popolazioni di quest'ultimo degli intervalli biostratigrafici sottostanti si rinvencono saltuari esemplari con 3 camere nel giro terminale di spira ma con una sola apertura supplementare per camera o con due aperture supplementari solo nell'ultima camera, indicati in tabella con *G.* cf. *elongatus*;

- *Globigerinoides emeisi* è presente con forme atipiche nella prima biozona pliocenica ma si distribuisce con morfologie del tutto tipiche a partire dalla Zona a *G. margaritae* e fin nella metà inferiore della Zona a *G. puncticulata*;

- *Globigerinoides ruber* fa la sua comparsa dopo *G. elongatus*, alla base della Zona a *G. puncticulata*;

- *Globigerinoides seigliei* e *G. fragilis* sono alquanto interessanti dal punto di vista biostratigrafico in quanto si rinvencono, seppur in modo sporadico, unicamente nella Zona a *S. seminulina* s.l.;

- *Globorotalia* (*Hirsutella*) aff. *hirsuta* localmente è

stata rinvenuta solo al passaggio tra le sottozone a *G. apertura* e a *G. bononiensis* della Zona a *G. puncticulata*. Si tratta di un taxon rappresentato da rari esemplari debolmente concavo-convessi simili alla forma tipica ma con camere ventralmente meno rigonfie e quindi con guscio nel complesso più appiattito; al contrario della tipica forma essi sono sinistrorsi ricordando in ciò *G. (H.) margaritae* dalla quale si discostano per avere 4 e non 5 camere nel giro terminale e quindi una loro diversa disposizione reciproca.

- *Globorotalia (Globoconella) bononiensis* compare nel campione 143 nel quale sono frequenti gli esemplari di transizione da *G. (G.) puncticulata*; una parte presenta caratteri più prossimi a quest'ultima ed una parte si avvicina maggiormente a *G. (G.) bononiensis*;

- *Neogloboquadrina planispira* compare nella metà superiore della Zona a *G. puncticulata*;

- *Dentoglobigerina* gr. *altispira* è presente saltuariamente fino alla base della Zona a *G. puncticulata*;

- *Sphaeroidinellopsis* gr. *seminulina* manifesta una distribuzione discontinua fino ad intaccare la Sottozona a *G. bononiensis* (Zona a *G. puncticulata*);

- *Hastigerinopsis digitiformans* costituisce un rinvenimento del tutto eccezionale ma è limitato ad un campione della Zona a *S. seminulina* s.l.

Per quanto riguarda il nannoplancton calcareo (Tab. 2b) si rileva la presenza nella sezione delle seguenti unità, a partire da quella stratigraficamente più bassa:

- Zona a *Discoaster variabilis* s.l. (campioni 101-115).

L'unità, che ha come limite inferiore la «... first appearance of permanent open marine condition in the Mediterranean ... after the Late Miocene «salinity crisis»» (Cita, 1975) e come limite superiore la comparsa di *Ceratolithus acutus*, non è perfettamente riconoscibile nella sezione per l'assenza del ceratolite. La scomparsa del taxon nominale (tra i campioni 113 e 114) e la comparsa di *Amaurolithus tricorniculatus* (campione 116) sono da considerarsi, tuttavia, elementi fortemente indicativi per il riconoscimento del tetto della biozona. Contrasta con questa collocazione del limite superiore della Zona a *D. variabilis* s.l. la presenza di *Ceratolithus armatus* nel campione 105; Gartner e Bukry (1975), infatti, segnalano il taxon solo a partire da livelli di poco successivi alla comparsa di *C. acutus*. Nell'ambito della biozona sono presenti taxa ad affinità miocenica come *Discoaster* cf. *calcaris*, *D. intercalaris*, *D. pansus* (riportato in Tab. 2b all'interno di *D. variabilis* s.l.), *D. stellulus*, *Scyphosphaera amphora*, *S. intermedia* e *S. pulcherrima*. Essa è caratterizzata, inoltre, dalla presenza tra gli amauroliti dei soli *Amaurolithus delicatus* e *A. primus*. Al tetto di questa unità (campione 115) si rinvencono rari esemplari di *Helicosphaera sellii* e di *Syracosphaera histrica*.

- Zona a *Amaurolithus tricorniculatus* (campioni 116-123). Questa biozona, definita superiormente dalla scomparsa del taxon nominale, viene suddivisa in due sottozone (a *Ceratolithus acutus* e a *C. rugosus* - *A. tricorniculatus*) sulla base della comparsa di *Ceratolithus rugosus*. Localmente le due sottozone sono individuabili non tanto per questo evento, quanto sulla

base dell'inizio del rinvenimento comune e continuo di *Helicosphaera sellii* che in molte sezioni mediterranee lo approssima. La Sottozona a *C. acutus* verrebbe così ad abbracciare l'intervallo dei campioni 116-118 mentre quella a *C. rugosus* - *A. tricorniculatus* l'intervallo dei campioni restanti.

Oltre alla presenza del taxon nominale, nell'ambito dell'unità è da segnalare quella di *Amaurolithus delicatus*, *A. primus* (fino al campione 121) e *Ceratolithus* sp. nonché quella, decisamente rara, di alcuni dei taxa ad affinità miocenica evidenziati nella biozona precedente (*Discoaster* cf. *calcaris*, *D. intercalaris*, *D. stellulus*, *Scyphosphaera amphora*). Si ricorda inoltre la diversificazione del genere *Scyphosphaera* e, in particolare, il comune rinvenimento di alcuni suoi rappresentanti (*S. apsteini* e *S. turris*).

- Zona a *Sphenolithus abies* (campioni 124-126) e Zona a *Discoaster asymmetricus* (campione 127). La separazione delle due unità è indicata dal primo comune rinvenimento di *Discoaster asymmetricus*. Purtroppo nella sezione questo evento si realizza in livelli più recenti, di pertinenza della Zona a *Discoaster tamalis* (campione 128). In considerazione tuttavia della comparsa di *D. tamalis* (definisce la base della zona omonima) nel campione 128, di *D. asymmetricus* nel campione 127 e della breve durata della seconda biozona è verosimile che quest'ultima possa essere rappresentata nell'ambito dell'intervallo compreso tra i campioni 126 e 128. Nella prima unità è costantemente presente *Amaurolithus delicatus* mentre si riduce il numero e la frequenza dei rappresentanti dei generi *Scyphosphaera*, *Sphenolithus* e *Discoaster* (*D. brouweri*, *D. stellulus* e *D. surculus*); nella seconda ricompare, tra i discoasteridi, *D. pentaradiatus* e, anche se raro, è presente *Sphenolithus abies*.

- Zona a *Discoaster tamalis* (campioni 128-153). L'unità consiste di tre sottozone: a *Reticulofenestra pseudoumbilica* (campioni 128-131), a *Reticulofenestra* spp. (campioni 132-147) e a *Coccolithus pelagicus* (campioni 148-153). I limiti tra queste sottozone sono marcati dall'estinzione dei primi due taxa nominali, quello superiore della zona dalla scomparsa di *D. tamalis*. La rarità e saltuarietà di *D. tamalis* nel tratto sommitale della sezione unitamente alla presenza di alcune forme plioceniche rimaneggiate potrebbero indurre ad attribuire lo stesso tratto alla successiva Zona a *Discoaster pentaradiatus*. Tuttavia, al momento, questa possibilità sembra poco verosimile essenzialmente per l'assenza di *Rabdosphaera clavigera*, un taxon che si distribuisce a partire dalla porzione superiore della Zona a *D. tamalis* e che assume una presenza consistente solo dalla Zona a *D. pentaradiatus*.

L'unità è caratterizzata dalla presenza, oltre che del taxon nominale, di *Discoaster asymmetricus*. Nel tratto di pertinenza della Sottozona a *R. pseudoumbilica* è da rilevare anche la presenza di *Sphenolithus abies* (fino al campione 128), quella di *Pseudoemiliania lacunosa* di grandi dimensioni (a partire dal campione 129) e quella di *Gephyrocapsa* spp. (dal campione 129); nell'ambito di intervalli della Sottozona a *Reticulofenestra* spp., lo sviluppo dei rappresentanti

Oridorsalis stellatus, *Planulina ariminensis*, *Pulleinia bulloides*, *Sigmoilopsis coelata*, *Siphonina planoconvexa*, *S. reticulata*, *Stilostomella hispida*, *S. monilis*, *Trifarina bradyi*, *Uvigerina peregrina*, *U. rutila*, *Valvulinera complanata*, tra le altre.

Ciò nondimeno non è da sottovalutare neanche il significato batimetrico delle numerose specie che non raggiungono abbondanze apprezzabili e per le quali si rimanda alla tabella. Da quest'ultimo stock vanno però escluse alcune forme tipiche di ambienti di minore batimetria i cui rari esemplari sono stati verosimilmente spiazati da zone più superficiali (es. *Ammonia beccarii beccarii*, *Asterigerinata mamilla*, *A. planorbis*, *Aubignyna perlucida*, *Cancris auriculus*, *Cibicides lobatulus*, *C. refulgens*, *Criboelphidium decipiens*, *Elphidium* spp., *Eponides repandus*, *Florilus boueanus*, *Neoconorbina williamsoni*, *Reussella laevigata*, *Rosalina globularis*). Se tutti questi taxa rivestono un ruolo veramente accessorio nelle associazioni dei livelli sottostanti a quello del campione 139, a partire da quest'ultimo aumenta progressivamente il numero delle specie di questo gruppo che acquisiscono una consistente rappresentanza (in ordine progressivo *A. beccarii beccarii*, *F. boueanus*, *A. planorbis*, *C. lobatulus*, *Elphidium* spp., *C. refulgens*, *R. globularis*, a cui si associano anche *Reussella spinulosa*, *Neoconorbina terquemi* e vari Miliolidi). Comunque cresce anche il numero delle forme di acque basse che si presentano più o meno rare (a quelle prima citate si aggiungono *Amphistegina gibbosa*, *Buccella frigida granulata*, *Cibicides variabilis*, *Cribronionium advenum*, *Miliolinella circularis*, *Planorbulina mediterranea*, *Protelphidium granosum*, *Quinqueloculina seminulum*, *Rosalina bradyi*, *Spiroloculina grata*). Parallelamente in questo intervallo non pochi taxa di ambiente profondo scompaiono o comunque diminuiscono nel numero di esemplari, come pure diminuiscono i valori del rapporto plancton/benthos (contrariamente al sottostante resto della successione, in questo intervallo i planctonici sono di regola subordinati quantitativamente ai bentonici). Tutte queste circostanze sono chiaramente indicative di una diminuzione della colonna d'acqua, con batimetrie che passano gradualmente a valori assai prossimi a quello del limite tra zona neritica esterna ed interna prima e di pertinenza di quest'ultima dopo. Questo trend regressivo (evidenziato dalle Calcareniti e sabbie ad *Amphistegina* al tetto della sequenza argillosa) pur tuttavia non è, almeno inizialmente, conseguente ad un sollevamento, bensì ad un progressivo interrimento del bacino seppur in regime di subsidenza, ed in tal senso depongono le stime paleobatimetriche rapportate alle misure degli spessori. Non si esclude tuttavia che il trend regressivo sia imputabile, almeno in parte, ad una variazione del livello del mare.

2 - Sezione Casa Poggetto

Si tratta di una successione campionata per circa 110 m nella collina che scende da Parrana S. Giusto verso la S.S. n° 206, costituita dalla porzione superiore

delle Sabbie e conglomerati della Villa di Poggio Piano riferibile alla parte sommitale del Messiniano (campioni 78-81); quest'unità è in parte franata sulle Argille azzurre, le quali costituiscono il resto della successione esaminata (campioni 82-90).

L'intervallo miocenico presenta i caratteristici elementi della biofacies di acqua dolce o leggermente salmastra che caratterizza le acque di modesta profondità dell'episodio di «lago-mare» già illustrato per la Sezione del T.Morra. Essi annoverano soprattutto Ostracodi (con abbondanti *Loxoconcha mülleri*, *L. djaffarovi*, *Euxinocythere praeabaquana*, comune *Loxocanda limata*, rare *Amnicocythere palimpsesta*, *A. cf. propinqua*, *A. sp.*, *Candona sp.*, *Caspiolla venusta*, *Cyprideis gr. torosa* e *C. sp.*), ai quali si aggiungono alcune specie di Foraminiferi, ciascuna con pochi individui (*Ammonia beccarii tepida*, *Cassidulinina prima* e *Cribronionium articulatum*) e qualche oogone di *Characeae*.

In ragione della frana dei sedimenti miocenici su quelli pliocenici, non è stato possibile campionare la prima biozona del Pliocene dei due gruppi considerati. Per quanto riguarda i Foraminiferi planctonici il campione più basso delle argille appartiene alla Zona a *Globorotalia margaritae* (campioni 82-87), mentre quelli più alti della sezione sono da riferire alla Zona a *Globorotalia puncticulata* - *G. margaritae* (campioni 88-90).

Anche per questa sezione focalizziamo la distribuzione di alcuni taxa significativi su cui ritorneremo in seguito, rimandando alla Tab. 3 per una visione completa delle composizioni qualitative e quantitative delle singole associazioni a Foraminiferi planctonici.

- *Globigerina (Zeoglobigerina) nepenthes* è presente fin quasi alla sommità della Zona a *G. margaritae*;

- *Globorotalia (Menardella) menardi* s.l. è stata rinvenuta con rari esemplari solo in un livello della Zona a *G. margaritae*;

- *Globigerinoides bollii* è quasi sempre presente nei campioni delle due zone;

- *Globigerinoides elongatus* si presenta con esemplari tipici solo a partire dalla Zona a *G. puncticulata* - *G. margaritae*;

- *Globigerinoides emeisi* è stato rinvenuto in ambedue le zone documentate, anche se raggiunge una apprezzabile abbondanza solo in quella più recente.

Per quanto riguarda la biostratigrafia a nannofossili si rileva che nella Sezione Casa Poggetto sono documentabili la Zona a *Amaurolithus tricorniculatus* (camp. 82-87) e la Zona a *Sphenolithus abies* (camp. 88-90). Nell'ambito della prima unità sono riconoscibili le due sottozone per il rinvenimento comune di *Helicospahera sellii* a partire dal campione 86. La seconda biozona è identificabile sulla base dell'assenza di *A. tricorniculatus* in presenza di *Amaurolithus delicatus* e del taxon nominale.

Le porzioni di Zona a *A. tricorniculatus* e di Zona a *S. abies* rappresentate nella sezione contengono gran parte dei taxa riconosciuti in intervalli analoghi della Sezione T.Morra - S.Regolo. Da segnalare di nuovo rispetto a questa il rinvenimento di *Discoaster*

triradiatus e di *D. blackstockae* nell'ambito della prima unità, di *Ceratolithus separatus* e di *Amaurolithus bizzarus* all'interno della seconda. Per la distribuzione degli altri taxa nella sezione si rimanda alla Tab. 3. Dal punto di vista paleoambientale non vi è da aggiungere altro a quanto già detto per l'equivalente intervallo della Sezione T. Morra - S. Regolo; le associazioni bentoniche testimoniano costantemente per un ambiente profondo riconducibile alla parte più profonda della zona neritica esterna o al tratto più superficiale della zona epibatiale superiore.

3 - Sezione Botro Marianna

È ubicata poco meno di 2 km a Nord-Ovest della precedente sezione, lungo il crinale che dai pressi di Parrana S. Martino degrada verso valle in destra del Botro Marianna. La campionatura è stata realizzata a partire dalla sommità della facies di «lago-mare» (dall'esame micropaleontologico è risultato che il limite Mio/Pliocene in corrispondenza della sezione deve essere spostato alcune decine di metri verso Est rispetto a quanto rilevato da Lazzarotto *et al.*, 1987 e per l'esattezza ubicato tra i campioni 63 e 64) e proseguita nelle Argille azzurre per circa 140 m del loro spessore.

A prescindere dal campione prelevato nella facies lacustre di fine Messiniano e contenente solo Foraminiferi bentonici (*Ammonia beccarii tepida* e *Cribronion articulatum*) ed Ostracodi (*Cyprideis* gr. *torosa*, *C. sp.* e *Loxococoncha mülleri*) di acque debolmente salmastre, i campioni raccolti nelle Argille azzurre plioceniche sono ricchi in Foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei, i cui contenuti qualitativi e quantitativi sono espressi nella Tab. 4.

Per i Foraminiferi planctonici la successione di eventi quali comparsa di *Globorotalia (H.) margaritae*, comparsa di *G. (G.) puncticulata* e scomparsa di *G. (H.) margaritae* consente l'individuazione della Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. (campioni 64-66), della Zona a *G. margaritae* (campioni 67-71), della Zona a *G. puncticulata - G. margaritae* (campioni 72-75) e della Zona a *G. puncticulata* (campioni 76-77).

Si puntualizza che:

- *Globigerina (Z.) apertura* nella forma tipica è presente dall'interno della prima biozona pliocenica;
- *Globigerina (Z.) sallentina* è stata rinvenuta in Zona a *G. puncticulata - G. margaritae*;
- *Globigerina (Z.) nepenthes* si ripartisce fino alla sommità della Zona a *G. margaritae*;
- *Globigerina (G.) foliata* è comune in Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l., ma si rinviene fino alla sommità della Zona a *G. puncticulata - G. margaritae*;
- *Globigerina (G.) incisa* in questa sezione si presenta solo alla base della Zona a *G. puncticulata*;
- *Globigerinoides bollii* localmente inizia la sua distribuzione a partire dalla Zona a *G. margaritae* e giunge fino alla sommità della campionatura;
- *Globigerinoides elongatus* nella sua tipica morfologia si presenta dalla Zona a *G. puncticulata - G.*

margaritae. Ricorrenti forme di transizione tra *G. extremus* e *G. elongatus* caratterizzano la parte sommitale della sottostante biozona.

- *Globigerinoides emeisi* si ripartisce dall'interno della Zona a *G. margaritae*;

- *Dentoglobigerina* gr. *altispira* si presenta con rari esemplari nella Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. e nella soprastante unità biostratigrafica.

Per quel che concerne il nannoplancton calcareo è riconoscibile nella sezione l'intervallo Zona a *Discoaster variabilis* s.l. - Zona a *D. tamalis* (parte iniziale). Più in particolare la comparsa di *Amaurolithus tricorniculatus* nel campione 67 consente di limitare superiormente la prima biozona pliocenica (a cui competono quindi i campioni 64-66) mentre la sua distribuzione permette di individuare la zona omonima (campioni 67-71); la Sottozona a *Ceratolithus rugosus - A. tricorniculatus*, che insieme a quella a *Ceratolithus acutus* costituisce la seconda biozona, è rappresentata verosimilmente dal solo campione 71. Relativamente all'intervallo di provenienza dei campioni 72-77 si rileva che è correlabile in parte all'intervallo Zona a *Sphenolithus abies - Zona a Discoaster asymmetricus* (campioni 72-76) ed in parte (campione 77) alla porzione iniziale della successiva Zona a *Discoaster tamalis*. Questa asserzione è sostenuta dalla presenza, nel campione sommitale, di esemplari di *Pseudoemiliania lacunosa* (di grandi dimensioni) e di *Discoaster asymmetricus* che caratterizzano la Zona a *D. tamalis*; nello stesso campione è inoltre osservabile una brusca caduta di frequenza di *Sphenolithus abies*, indicativa del tratto iniziale di detta biozona.

Relativamente alla distribuzione dei taxa è da metter in evidenza la presenza di *Discoaster triradiatus* nella Zona a *A. tricorniculatus*, analogamente a quanto osservato per la Sezione Casa Poggetto.

Anche per la Sezione Botro Marianna le associazioni a Foraminiferi bentonici, ricche e ben diversificate, nonché i valori del rapporto plancton/benthos indicano batimetrie non indifferenti, certamente comprese tra la parte più profonda della zona neritica esterna e la parte superiore della zona epibatiale.

4 - Sezione Casa Sodoni

La campionatura è stata eseguita nei dintorni di C. Sodoni, circa 1 km a Nord-Ovest della precedente, a partire dai sedimenti di «lago-mare» dell'unità Sabbie e conglomerati di Villa di Poggio Piano (campioni 51-57, ricoprenti uno spessore di circa 52 m); è stata poi proseguita nelle Argille azzurre plioceniche con un percorso immediatamente a Sud della faglia di Cordecimo e parallelo a questa (campioni 58-62 su circa 200 m di spessore).

I campioni prelevati a Sud di C. Sodoni sono stati raccolti soprattutto per controllare la lacuna medio-pliocenica ivi postulata da Colalongo *et al.*, 1973. Per chiarimenti in merito si rimanda a Lazzarotto *et al.*, 1990 e a Bossio *et al.*, 1993; in questa sede ci limitiamo a documentare che le associazioni a microfossili sono unicamente caratterizzate da Forami-

niferi bentonici (*Ammonia beccarii tepida*, *Cassidulinina prima*, *Cribronionion articulatum*) ed Ostracodi (*Cyprideis* gr. *torosa*, *C. sp.*, *Loxoconcha mülleri*) tipici dell'ambiente debolmente salmastro del Messiniano terminale.

Per quel che riguarda l'inquadramento biostratigrafico delle Argille azzurre, le condizioni degli affioramenti hanno consentito di documentare con un solo campione (58) la Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l., mentre il resto della campionatura è risultato di pertinenza della Zona a *G. margaritae*. Per la distribuzione qualitativa e quantitativa delle singole forme dei Foraminiferi planctonici si rimanda alla Tab. 5, dalla quale peraltro non si evince alcunché di nuovo rispetto alle sezioni precedentemente illustrate. Alla stessa tabella si rimanda anche per le associazioni a nannofossili calcarei, le quali sono risultate di pertinenza della Zona a *Discoaster variabilis* s.l. (campione 58) e della Zona a *Amaurolithus tricorniculatus* (campioni 59-62).

Le batimetrie della successione pliocenica, deducibili dalle associazioni a Foraminiferi bentonici, sono ancora riconducibili alla parte più distale della zona neritica esterna se non addirittura alla porzione superiore della zona epibatiale.

5 - Sezione Casalino

È ubicata poco a Nord della faglia di Cordecimo ed interessa un tratto di successione pliocenica di oltre 170 m di spessore, a cavallo della potente intercalazione sabbiosa di Bellavista.

Nella Tab. 6 sono riportate le distribuzioni dei Foraminiferi planctonici, le quali consentono l'attribuzione alla Zona a *Globorotalia margaritae* dell'intervallo ricoperto dai campioni 35-41 (comprendente buona parte della sopraddetta intercalazione sabbiosa) e alla Zona a *Globorotalia puncticulata* - *G. margaritae* della soprastante successione fino al campione 50.

Nella sezione rileviamo che:

- *Globigerina (Z.) nepenthes* si estingue nell'ambito della Zona a *G. margaritae*;
- *Globigerina (Z.) sallentina* è presente e frequente nel campione più alto della Zona a *G. puncticulata* - *margaritae*;
- *Globigerina (G.) incisa* ricorre unicamente nella zona più alta tra le due localmente documentate;
- *Globigerinoides bollii* si rinviene dalla Zona a *G. margaritae* fin quasi alla sommità della sezione;
- *Globigerinoides elongatus* ancora una volta compare con morfologie tipiche solo nell'ambito della Zona a *G. puncticulata* - *G. margaritae*, mentre nella sottostante unità si rinvencono solo alcuni sporadici esemplari a 3 camere nel giro terminale ma con una sola apertura supplementare per camera sul lato spirale;

Dentoglobigerina gr. *altispira* si presenta unicamente nella Zona a *G. puncticulata* - *G. margaritae*.

Le associazioni a nannofossili calcarei della successione (Tab. 6) sono riferibili con certezza alla Zona a *Amaurolithus tricorniculatus* (campioni 35-42) e

alla Zona a *Sphenolithus abies* (campioni 43-50). Nell'ambito della prima biozona è possibile riconoscere le due sottozone che la costituiscono sulla base del rinvenimento di *Ceratolithus rugosus* in associazione con il taxon zonale: quella a *Ceratolithus acutus* (campioni 35-40) e quella a *C. rugosus* - *A. tricorniculatus* (campioni 41-42). La presenza di *Discoaster asymmetricus* nel campione sommitale fa ritenere del tutto verosimile la collocazione del limite tra la Zona a *Sphenolithus abies* e quella a *D. asymmetricus* (indicato dalla prima consistente presenza del discoasteride) in prossimità dello stesso campione.

Per quel che concerne l'ambiente deposizionale, se si prescinde dal campione 38, prelevato nell'intercalazione sabbiosa e risultato costituito unicamente dalla frazione terrigena, tutti gli altri campioni hanno rivelato associazioni a Foraminiferi bentonici indicative di batimetrie paragonabili a quelle desunte per gli intervalli equivalenti delle altre sezioni illustrate. È quindi evidente che le sabbie dell'intercalazione di Bellavista esprimono uno o più episodi di risedimentazione, in armonia con i ricorrenti Foraminiferi bentonici di acque basse associati a quelli ad habitat ben più profondo e certamente spiazzati da zone più superficiali.

6 - Sezione Casino

È stata campionata circa 1 km a Nord-Ovest di Castell'Anselmo, lungo le pendici del colle sulle quali è ubicato l'abitato di Casino. La campionatura ha interessato oltre 20 m della porzione superiore delle Argille azzurre (campioni 154-157), le soprastanti Sabbie gialle (campione 158) e le Calcareniti e sabbie ad *Amphistegina* (campioni 159-160), arrestandosi in corrispondenza della parte basale delle Sabbie ed argille ad *Arctica* (campioni 161 e 162), trasgressive sull'unità ad *Amphistegina*.

L'elenco completo dei Foraminiferi planctonici rinvenuti e le relative distribuzioni nella successione sono riportati in Tab. 7, dalla quale risulta altresì evidente che l'intervallo sedimentario pliocenico (campioni 154-160) è interamente riferibile alla Zona a *Globorotalia aemiliana*. Il taxon nominale è in realtà presente anche nei due campioni di sicura attribuzione al Santerniano (le Sabbie ed argille ad *Arctica* contengono *A. islandica* e sono invece prive di *Hyalinea baltica*; a conferma dell'attribuzione ricordiamo anche la presenza, tra gli altri taxa, di *Paphia rhomboides*, *Panomya arctica*, *Soldania mytiloides*, *Trachycardium multicostatum*, *Glycymeris inflata*, *Amusium cristatum*, *Niso terebellum*); il suo stato di conservazione ne evidenzia comunque il rimaneggiamento dai sottostanti sedimenti pliocenici insieme a numerosi altri taxa (v. Tab. 7).

Nel rimandare per i dettagli alla tabella, si sottolinea che:

- alcuni elementi rimaneggiati sono presenti anche nella Zona a *G. aemiliana* (*Globorotalia (H.) margaritae*, *G. (G.) puncticulata*, *Globigerinoides emeisi*);
- il genere *Sphaeroidinellopsis* è presente fino al cam-

pione 157 e ciò comporta un'attribuzione dei circa 15 m inferiori della successione alla Sottozona a *G. aemiliana* - *S. seminulina* s.l.; la rimanente porzione pliocenica viene quindi ad essere di pertinenza della successiva Sottozona a *G. crassaformis crassaformis*;

- *Neogloboquadrina planispira* è stata rinvenuta, seppur con rari esemplari, anche in livelli santerniani, ma non è del tutto garantita la sua autoctonia in ragione del diffuso rimaneggiamento in essi constatato;

- *Neogloboquadrina atlantica* è invece presente unicamente e con numerosi esemplari nei campioni pleistocenici;

- *Globigerina* (*Z.*) *apertura*, *G.* (*Z.*) *decoraperta* e *Globigerinoides extremus* si ripartiscono fino alla sommità della successione campionata, ma sulla loro presenza nei livelli pleistocenici vale quanto detto per *N. planispira*.

La tabella 7 evidenzia anche la distribuzione stratigrafica dei nannofossili calcarei. Su questa base i campioni 154-158 sono da riferire alla porzione della Zona a *Discoaster tamalis* (Sottozona a *Reticulofenestra* spp.) corrispondente alla parte inferiore della Zona a *G. aemiliana*. Oltre ai rispettivi taxa nominali caratterizzano questo intervallo *Discoaster asymmetricus*, *D. tristellifer*, *Gephyrocapsa* spp., *Pseudoemiliania lacunosa* (di grandi dimensioni), *Rhabdosphaera procera* e rari rappresentanti del genere *Scyphosphaera*; anche se limitata ad un solo campione è da segnalare ancora la presenza di rari esemplari di *Discoaster triradiatus*. I campioni 159-160, provenienti dalle Calcareni e sabbie ad *Amphistegina*, appartengono invece ad un intervallo correlabile con la parte superiore della Zona a *D. tamalis* (o con quella basale della successiva Zona a *Discoaster pentaradiatus*) sostanzialmente per la presenza concomitante di *Rhabdosphaera procera* e di *R. clavigera* nonché per la diffusione delle piccole *Gephyrocapsa*. Il rinvenimento di taxa pliocenici sicuramente rimaneggiati è indicativo dell'alloctonia dei rari esemplari di *Reticulofenestra* spp. I campioni più alti della sezione (161-162), di pertinenza dell'unità ad *Arctica islandica*, sono da riferire infine alla Zona a *Gephyrocapsa oceanica*-*Calcidiscus macintyreii* del Santerniano per la presenza di taxa che notoriamente compaiono poco al di sopra della base del Pleistocene (*Aspidorhabdus stylifer*, *Gephyrocapsa caribbeanica*, *G. oceanica*) e di *Calcidiscus macintyreii* (la sua ultima presenza definisce il limite superiore della zona omonima di Gartner, 1977, e precede di poco l'inizio dell'acme di «large» *Gephyrocapsa*), *Helicosphaera sellii*, *Gephyrocapsa aperta* e *G.* spp. La composizione delle associazioni a Foraminiferi bentonici delle Argille azzurre, considerata in termini qualitativi e quantitativi, indica batimetrie riferibili alla zona neritica esterna. Profondità sensibilmente inferiori sono invece manifestate dalle Sabbie gialle e soprattutto dalle soprastanti Calcareni e sabbie ad *Amphistegina*. In quest'ultime, la particolare frequenza di *A. gibbosa* in associazione ad abbondanti *Ammonia beccarii beccarii*, *Asterigerinata planorbis*, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium crispum*, a comuni *Cancri auriculus*, *Planorbulina mediter-*

ranensis, *Reussella laevigata*, *R. spinulosa*, *Rosalina globularis* e a seppur rare *Buccella frigida granulata*, *Criboelphidium decipiens*, *Cribrononion advenum*, *Elphidium aculeatum*, *E. complanatum*, *Florilus boueanus*, *Neoconorbina terquemi*, *Protelphidium granosum*, *Quinqueloculina* spp., è infatti evidente testimonianza di un ambiente neritico interno; questo doveva essere più profondo per il livello del campione 159, dove sono presenti non poche specie con preferenze per acque più profonde e dove ancora frequenti sono i planctonici (anche se è evidente un parziale rimaneggiamento dei due gruppi), e alquanto meno per il livello del campione 160 in cui le une e gli altri sono piuttosto scarsi.

Per quel che concerne infine i livelli santerniani, a titolo di documentazione ricordiamo che in essi raggiungono consistenze più o meno elevate *Ammonia beccarii beccarii*, *Asterigerinata planorbis*, *Bolivina alata*, *B. catanensis*, *B. pseudoplicata*, *Bulimina marginata*, *Cassidulina neocarinata*, *Cibicides lobatulus*, *C. refulgens*, *Cibicoides pseudoungarianus*, *Dorothia gibbosa*, *Elphidium crispum*, *Florilus boueanus*, *Globobulimina affinis*, *G. pyrula*, *Gyroidina soldanii*, *Gyroidinoides umbonatus*, *Hanzawaia boueana*, *Heterolepa bellionii*, *Melonis soldanii*, *Planorbulina mediterranea*, *Pullenia bulloides*, *Rosalina globularis*, *Sigmoilopsis coelata*, *Sphaeroidina bulloides*, *Uvigerina peregrina*, *Valvulinaria bradyana*. Sono invece sempre rare *Anomalinoidea ornatus*, *Asterigerinata mamilla*, *Astrononion stelligerum*, *Bigennerina nodosaria*, *Bolivina italica*, *B. spathulata*, *B. usensis*, *Buccella frigida granulata*, *Cancri auriculus*, *Coryphostoma perforata*, *Criboelphidium decipiens*, *Cribrononion advenum*, *C. punctatum*, *Dentalina communis*, *Elphidium complanatum*, *Fissurina lacunata*, *Fursenkoina schreibersiana*, *Glandulina laevigata*, *Globobulimina affinis*, *Gyroidinoides neosoldanii*, *Martinottiella communis*, *Neoconorbina terquemi*, *Nonion umbilicatum*, *Nonionella turgida*, *Oridorsalis stellatus*, *Planulina ariminensis*, *Protelphidium granosum*, *Pyrgo depressa*, *Quinqueloculina padana*, *Q. seminulum*, *Reussella spinulosa*, *Siphonina reticulata*, *Siphotextularia affinis*, *Spiroculina canaliculata*, *S. excavata*, *Stainforthia complanata*, *Textularia aciculata*, *T. jugosa*, *Trifarina angulosa*, *Uvigerina canariensis*. Anche se il diffuso rimaneggiamento (evidenziato dalla presenza di numerosi esemplari di *Amphistegina gibbosa* e di rari *Anomalinoidea helcinus*, *Cibicoides ungerianus*, *Hoeglundina elegans*, *Marginulina costata*, *Melonis padanus* e *Siphonina planoconvexa*) oblitera in certo qual modo il significato batimetrico delle associazioni, quest'ultime tuttavia indicano profondità che non si discostano molto dal limite tra zona neritica interna ed esterna.

7 - Sezione Castell'Anselmo

La campionatura, eseguita nel colle su cui si erge Castell'Anselmo, ha interessato 75 m di spessore della locale successione rappresentata dal tratto terminale delle Argille azzurre (campioni 163-166), dalle Cal-

careni e sabbie ad *Amphistegina* (campione 167), dalle Sabbie gialle, nonché dalle Sabbie e argille ad *Arctica* del ciclo pleistocenico (campioni 168-169). La distribuzione dei Foraminiferi planctonici e del nannoplankton calcareo è riportata nella Tab. 8, dalla quale risulta palese l'attribuzione del tratto pliocenico (campioni 163-167) alla Zona a *Globorotalia aemiliana* e alla Zona a *Discoaster tamalis* (Sottozona a *Reticulofenestra* spp.), mentre l'unità pleistocenica (campioni 168-169) è di competenza della Zona a *Globigerina cariacensis* e della Zona a *Gephyrocapsa oceanica-Calcidiscus macintyreii*.

Nell'ambito dei Foraminiferi planctonici si documenta l'esclusiva pertinenza pliocenica di *Neogloboquadrina planispira* e quella pleistocenica di *Globigerina cariacensis*; si ricorda inoltre la presenza del genere *Sphaeroidinellopsis* fino al campione 164 e la conseguente discriminazione delle due sottozone a *G. aemiliana*-*S. seminulina* s.l. e a *G. crassaformis crassaformis*.

Anche in questa sezione sono stati riconosciuti taxa rimaneggiati da diverse biozone del Pliocene inferiore entro i sedimenti della Zona a *G. aemiliana* e di quella a *G. cariacensis*. Non è da escludere che per i Foraminiferi planctonici siano da inserire tra i rimaneggiati nei sedimenti pleistocenici *Globigerina (Z.) apertura*, *G. (Z.) decoraperta* e *Globigerinoides extremus*.

Per quel che concerne il nannoplankton calcareo si rileva che l'attribuzione zonale e sottozonale della porzione pliocenica (Zona a *Discoaster tamalis*, Sottozona a *Reticulofenestra* spp.) è basata sulla presenza costante dei rispettivi taxa nominali; il riferimento zonale della porzione pleistocenica (Zona a *G. oceanica* - *C. macintyreii*), pur essendo derivato dall'analisi di un solo campione (l'altro disponibile è risultato del tutto privo di nannofossili), peraltro piuttosto povero, è conseguente invece al rinvenimento di pressoché tutti gli elementi significativi riscontrati in campioni favorevoli dell'unità ad *Arctica* (*Gephyrocapsa oceanica*, *G. aperta*, *G. spp.*, *Calcidiscus macintyreii*, *Helicosphaera sellii*).

Niente di nuovo vi è da aggiungere sul significato ambientale dei singoli livelli rispetto a quanto desunto per la precedente sezione sulla base delle caratteristiche delle associazioni a Foraminiferi bentonici; anche localmente è quindi palese una tendenza regressiva che, da batimetrie della zona neritica esterna, conduce a un contesto deposizionale della zona neritica interna prima e all'emersione dopo. Anche le profondità raggiunte localmente dalla successiva trasgressione marina sono paragonabili a quelle documentate nella Sezione Casino.

8 - Sezione Poggio La Ripa

È ubicata circa 2 km a Sud-Est della precedente, nella collina che fiancheggia a Ovest quella di Luciana. La campionatura ha interessato poco meno di 15 m sommitali delle Argille azzurre (campioni 170-174), la porzione inferiore delle quali è già stata illustrata a proposito della Sezione Casa Poggetto, nonché un

equivalente spessore delle Sabbie e argille ad *Arctica* (campioni 175-181), qui direttamente trasgressive sulle argille plioceniche.

L'intervallo pliocenico è interamente riferibile alla Zona a *Globorotalia aemiliana* e lo prova la costante presenza del marker nominale (Tab. 9). Per i Foraminiferi planctonici possono essere svolte le stesse considerazioni espresse per le due sezioni precedenti, sia per il rimaneggiamento, sia per gli elementi autoctoni. Rimane semmai da puntualizzare la presenza nei livelli santerniani di piccoli esemplari di una *Globorotalia* indicata *G. (G.) cf. inflata* oltreché la ricorrenza di *Neogloboquadrina atlantica*.

Le associazioni a nannofossili rinvenute in questa porzione delle Argille azzurre (campioni 170-174) appartengono alla Zona a *Discoaster tamalis* (Sottozona a *Reticulofenestra* spp.). Esse sono caratterizzate, oltre che dalla presenza dei rispettivi taxa nominali, da quella di *Discoaster asymmetricus*, *D. triradiatus*, *D. tristellifer*, *Gephyrocapsa* spp., *Pseudoeumiliana lacunosa* (di grandi dimensioni), *Rhabdosphaera procera* e di vari rappresentanti del genere *Scyphosphaera*.

Per quanto riguarda invece le associazioni relative all'unità ad *Arctica* è da mettere in evidenza la componente fortemente alloctona nei campioni stratigraficamente più bassi (175-177). Tra i taxa da considerare rimaneggiati si ricordano *Discoaster asymmetricus*, *D. brouweri*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus*, *D. tamalis* e *D. tristellifer*; nonostante di difficile rimaneggiamento sono da ritenere probabilmente non in posto anche i rappresentanti del genere *Scyphosphaera*. Per il resto delle associazioni (campioni 178-181) nulla si aggiunge rispetto a quanto riconosciuto per l'intervallo santerniano della Sezione di Castell'Anselmo. È documentabile, infatti, la Zona a *Gephyrocapsa oceanica-Calcidiscus macintyreii* come testimoniato dalla presenza dei taxa nominali (oltre che di quella di *Aspidorhabdus stylifer*, *Gephyrocapsa caribbeanica*, *G. spp.* e *Helicosphaera sellii*) e dall'assenza di morfotipi riconducibili alle «large» *Gephyrocapsa*.

Le associazioni a Foraminiferi bentonici della locale porzione sommitale delle Argille azzurre indicano un ambiente neritico esterno, con batimetrie però già prossime al limite con la zona neritica interna; per contro quelle dei livelli pleistocenici manifestano profondità leggermente inferiori rapportabili a quelle della porzione più distale della zona neritica interna. Se per un aggiornamento dell'elenco dei taxa rinvenuti in Zona a *G. aemiliana* si rimanda alla sezione successiva, all'elenco delle forme pleistoceniche fornito per la Sezione Casino possiamo ora aggiungere, tra quelle comuni o abbondanti, *Bulimina basispinosa*, *B. costata*, *B. subulata*, *Chilostomella ovoidea*, *Quinqueloculina vulgaris* e, tra quelle rare, *Amphicoryna proxima*, *Bilocolinella globula*, *Bolivina aenariensis*, *B. beyrichi*, *B. punctata*, *B. subspinescens*, *Buliminella* gr. *aldovrandii*, *Cassidulinoides bradyi*, *Cibicidoides ungerianus*, *Cyclogyra involvens*, *Dentalina guttifera*, *Fissurina lacunata*, *F. pseudoorbignyana*, *Globobulimina ovata*, *Globulina tuberculata*, *Gyroidinoides neosoldanii*, *Hopkin-*

Tab. 9 - Ripartizione di Foraminiferi planctonici e nannoplancton calcareo nella Sez. Poggio la Ripa

--- raro — comune ■ abbondante			170	171	172	173	174	175	176	177	178	179	180	181
R rimaneggiato														
Globigerina	(G.)	bulloides												
"	"	falconensis												
"	"	quinteloba												
"	(Z.)	apertura						R?	R?	R?	R?	R?		
"	"	decoraperta						R?	R?	R?			R?	R?
Globigerinoides		elongatus												
"		emeisi							R					
"		extremus						R?	R?	R?	R?			R?
"		quadrilobatus												
"		ruber												
"		sacculifer												
"		trilobus												
Orbulina		bilobata												
"		suturalis												
"		universa												
Globorotalia	(G.)	bononiensis						R	R	R			R	R
"	"	cf. inflata												
"	"	puncticulata					R	R	R	R	R			R
"	(H.)	margaritae	R				R		R	R	R			R
"	"	scitula												
"	(T.)	aemiliana						R	R	R	R			R
"	"	crassaformis						R	R					R
Neogloboquadrina		acostaensis												
"		atlantica												
"		pachyderma												
"		planispira						R?	R?	R?				R?
Globigerinita		glutinata												
"		uvula												
Globigerinella		aequilateralis												
"		praecalida												
Aspidorhabdus		stylifer												
Braarudosphaera		bigelovi												
Calcidiscus		leptoporus											R	R
"		macintyrei												
"		sp.												
Ceratolithus		cristatus												
Coccolithus		pelagicus												
Crenalithus		doronicoides												
Cricolithus		jonesi												
Cyclolithella		sp.												
Discoaster		asymmetricus								R				
"		brouweri								R				
"		intercalaris												
"		pentaradiatus											R	
"		stellulus												
"		surculus								R				
"		tamalis												
"		triradiatus												
"		tristellifer												
Gephyrocapsa		aperta												
"		caribbeanica												
"		oceanica												
Helicosphaera		carteri												
"		sellii												
Lithostromation		perdurum												
Pontosphaera		discopora												
"		japonica												
"		multiopora												
Pseudoemiliana		lacunosa												
Reticulofenestra		spp.								R	R	R	R	
Rhabdosphaera		clavigera												
"		procera								R			R	
Scapholithus		fossilis												
Scyphosphaera		apsteini												
"		australensis												
"		deflandrei												
"		gladstonensis												
"		globulata												
"		graphica												
"		haldali												
"		procera												
"		turris												
"		spp.												
Syracosphaera		histrica												
"		pulchra												
Umbilicosphaera		sibogae												

NB

sina bononiensis, *Lagena clavata*, *L. gracillima*, *L. semistriata*, *L. striata*, *Miliolinella subrotunda*, *Neconorbina williamsoni*, *Nubecularia lucifuga*, *Oolina hexagona*, *Plectofrondicularia inaequalis*, *Pullenia quinqueloba*, *Pyrgo elongata*, *P. subsphaerica*, *Pyrgoella sphaera*, *Quinqueloculina contorta*, *Q. intricata*, *Q. nodulosa*, *Q. undulata*, *Q. venusta*, *Rectuvigerina siphogenerinoides*, *Reussella laevigata*, *Saccamina sphaerica*, *Spirillina vivipara*, *Scutelloris semicostata*, *Spiroloculina disparilis*, *S. grata*, *Spiroplectamina wrighti*, *Stilostomella aspera*, *S. hispida*, *S. sublineata*, *Textularia conica*, *T. sagittula*, *T. soldanii*, *Trifarina fornasinii*, *Triloculina trigonula*.

9 - Sezione Pagliana

Si tratta di uno spezzone di Argille azzurre di circa 70 m di spessore campionato lungo il crinale del colle di zona Pagliana, 1 km circa a Sud-Est di S.Regolo. Dalla Tab. 10, in cui sono riportate la distribuzione e la stima semiquantitativa delle forme determinate tra i Foraminiferi planctonici e i nannofossili calcarei, risulta immediato il riferimento della sezione alla Zona a *Globorotalia aemiliana* e alla Zona a *Discoaster tamalis* (Sottozona a *Reticulofenestra* spp.). Analogamente a quanto riscontrato nella Sezione T. Morra-S. Regolo nell'ambito dell'intervallo è presente *Ceratolithus cristatus*. Nulla da rimarcare, rispetto a quanto sinora riportato, per i Foraminiferi planctonici.

Per quel che riguarda i Foraminiferi bentonici, all'elenco già fornito per la Sezione di T.Morra - S. Regolo si possono aggiungere le seguenti specie: *Amphicoryna semicostata*, *Bolivina beyrichi*, *B. catanensis*, *Bulimina* aff. *marginata*, *Cassidulina crassa*, *Cribronion punctatum*, *Cyclogyra involvens*, *Dentalina elegans*, *Ehrenbergina spinulifera*, *Epistominella lecalvezi*, *Fronicularia denticulata*, *Glandulina glans*, *Globulina fissicostata*, *Lagena clavata*, *L. distoma*, *L. hispida*, *L. laevis*, *Lamarckina scabra*, *Lenticulina crassa*, *L. costata*, *L. gibba*, *L. iota*, *L. orbicularis*, *Marginulina filicostata*, *Nodosaria pentecostata*, *N. pyrula*, *N. vertebralis*, *Orthomorphina simplex*, *Quinqueloculina intricata*, *Spirillina vivipara*, *Textularia aciculata*, *T. aff. jugosa*, *T. jugosa*, *T. sagittula*, *Uvigerina longistrata*, *Vaginulinopsis bononiensis*. I contenuti qualitativi e quantitativi delle associazioni fanno desumere batimetrie di pertinenza della parte superiore della zona neritica esterna.

CONCLUSIONI

Con questo lavoro vengono documentate dal punto di vista micropaleontologico (Foraminiferi, Ostracodi, nannofossili calcarei) una delle sezioni mioceniche più rappresentative delle Colline Livornesi (Sez. T. Morra) e varie sezioni plioceniche del settore settentrionale del bacino dei fiumi Tora e Fine (sezz. T. Morra - S. Regolo, Casa Poggetto, Botro Marianna,

Casa Sodonì, Casalino, Casino, Castell'Anselmo, Poggio La Ripa, Pagliana). La successione miocenica è risultata di età Tortoniano superiore- Messiniano. Quella pliocenica è stata suddivisa in unità biostratigrafiche a partire dalla Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. fino a quella a *Globorotalia aemiliana* per i Foraminiferi planctonici, da quella a *Discoaster variabilis* s.l. fino a quella a *Discoaster tamalis*, Sottozona a *Coccolithus pelagicus*, per i nannofossili calcarei. Su questa base è stato possibile attribuirle all'intervallo Zancleano-Piacenziano (Fig. 7). Alcune delle sezioni (T. Morra - S. Regolo, Castell'Anselmo, Casino, La Ripa) presentano al tetto sedimenti del Pleistocene inferiore (Santerniano non basale): essi sono stati riferiti, infatti, alla Zona a *Globigerina cariacensis* (tratto inferiore) e alla Zona a *Gephyrocapsa oceanica* - *Calcidiscus macintyreii*. Per ciascuna delle sezioni studiate sono stati evidenziati i caratteri dell'ambiente deposizionale.

Per una migliore valutazione dei dati raccolti riteniamo opportuno inserire questi nel contesto stratigrafico e paleoambientale delineato sulla base di studi precedenti (Bossio *et al.*, 1993 *cum bibl.*), relativi alle successioni neogeniche e pleistoceniche di altre aree della regione a occidente dell'allineamento Monte Albano-Chianti, che qui di seguito riassumiamo.

La deposizione delle successioni sedimentarie del Neogene e del Pleistocene inferiore è riferita all'azione di sprofondamenti tettonici distensivi e a mutamenti paleogeografici dell'intero Bacino Mediterraneo, senza però escludere l'ingerenza di oscillazioni glacio-eustatiche del livello marino.

Il Miocene superiore è caratterizzato dal succedersi di quattro episodi di sedimentazione post-collisionale. Il più antico è di età Turoliana (fino in prossimità del limite Tortoniano-Messiniano) ed è rappresentato da depositi fluvio-lacustri della «Serie Lignitifera».

Il successivo si è realizzato nel Messiniano inferiore e corrisponde all'impostazione, direttamente sul substrato preneogenico, del notevole complesso di scogliera dell'Acquabona (presso Rosignano M.mo) e di Monte Tignoso (Ardenza, Livorno). Durante questo episodio nei bacini più interni (Volterra-Radicondoli-Chiusdino, Sassa, Val di Cornia, Castello della Marsiliana, Ribolla, ecc.) depositi di ambiente lagunare debolmente salmastro hanno sostituito in concordanza e continuità quelli della fase fluvio-lacustre precedente. L'emersione, la dolomitizzazione e la parziale erosione della scogliera dell'Acquabona, nonché la precipitazione di un primo livello di evaporiti nelle lagune interne (bacini di Ribolla e di Volterra-Radicondoli-Chiusdino) sono indicativi di una probabile interazione tra attività di subsidenza ed eustatismo negativo. Alla deposizione di questo livello ha fatto seguito, sempre nel Messiniano inferiore, il ritorno ad una sedimentazione di ambiente salmastro nelle lagune interne, mentre la scogliera dell'Acquabona è stata nuovamente sommersa dalle acque marine che hanno depositato sedimenti lagunari di retroscogliera, separati dai sottostanti da una superficie d'erosione.

Il terzo episodio è da attribuire al Messiniano infe-

Tab. 10 - Ripartizione di Foraminiferi planctonici e nannoplancton calcareo nella Sez. Pagliana

--- raro — comune ■ abbondante			182	183	184	185	186	187
Globigerina	(G.)	bulloides				■		
"	(")	falconensis	---			■		---
"	(")	quinteloba	■		■	■	■	■
"	(Z.)	apertura		■	■	■		■
"	(")	decoraperta					■	
Globigerinoides		elongatus				■		■
"		extremus	---					---
"		quadrilobatus						
"		sacculifer						
"		trilobus						
"		ruber						
Orbulina		suturalis	---					
"		universa						
Globorotalia	(G.)	bononiensis				■		---
"	(H.)	scitula						---
"	(T.)	aemiliana	■					
"	(")	crassaformis					■	
Neogloboquadrina		acostaensis			■			---
"		planispira						---
Globigerinita		glutinata			■			---
"		uvula						---
Globigerinella		aequilateralis						---
"		praecalida						---
Braarudosphaera		bigelowi						---
Calcidiscus		leptoporus						---
"		macintyreii						■
"		sp.						---
Ceratolithus		cristatus			---			
Coccolithus		pelagicus			■	■	■	■
Crenolithus		doronicoides			■	■	■	■
Cricolithus		jonesi						■
Ciccolithella		spp.			■		■	
Discoaster		asymmetricus						---
"		brouweri			■	■	■	■
"		pentaradiatus						---
"		stellulus						---
"		surculus			■			
"		tamalis			■			---
"		tristellifer						---
Gephyrocapsa		spp.			■			---
Helicosphaera		carteri		■		■	■	■
"		sellii						■
Holodiscolithus		macroporus						---
Lithostromation		perdurum						---
Pontosphaera		discopora			■	■	■	■
"		japonica		■		■	■	■
"		cf. scutellum						---
Pseudoemiliana		lacunosa						■
Reticulofenestra		spp.						---
Rhabdosphaera		procera			■	■	■	■
Scapholithus		fossilis						---
Scyphosphaera		amphora						---
"		apsteini						---
"		australensis						---
"		gladstonensis						---
"		globulata						---
"		conica						---
"		pulcherrima						---
"		turris						---
Syracosphaera		nistrica						■
Umbilicosphaera		sibogae	■					---

riore inoltrato (Non Distinctive Zone dei Foraminiferi, parte sommitale della Zona ad *Amaurolithus delicatus*-A. *amplificus* dei nannofossili); esso inizia con una trasgressione ben individuabile nei bacini più esterni quali quello dei fiumi Tora e Fine (Bossio *et al.* 1981; Bartoletti *et al.*, 1986; Bossio *et al.*, 1986) e materializzata dai depositi di patch-reef dei Calcari di Castelnuovo (giacenti sia al di sopra dell'unità dell'Acquabona o dei sedimenti della «Serie Lignitifera», sia direttamente sopra il substrato preneogenico); a questi depositi seguono marne, talora tripolacee, di ambiente marino anche se con parametri chimico-fisici molto variabili e tendenti ad una crescente limitazione per il mondo organico.

La trasgressione con la quale inizia questo episodio risulta evidente anche nei bacini più interni (nei quali il mare penetrava attraverso le soglie di Casaglia in Val di Cecina, di Val di Cornia e di Sassofortino nel Grossetano) dove dava origine a depositi di tipo prevalentemente argilloso.

Il terzo episodio si è concluso con la deposizione di evaporiti esprimenti un regime di regressione eustatica ricondotto alla nota «crisi di salinità» del Messiniano nel Bacino Mediterraneo (Hsu *et al.*, 1973). Materializza questa deposizione il secondo livello di gessi dei bacini interni, presente fino sul bordo occidentale della Dorsale Medio Toscana (Lazzarotto e Mazzanti, 1978; Bossio *et al.*, 1996a). Per il bacino dei fiumi Tora e Fine la precipitazione di queste evaporiti è localmente inibita da un notevole apporto di acque dolci in conseguenza del quale si prolunga temporaneamente un ambiente acquatico con caratteristiche di tipo marino (Bartoletti *et al.*, 1986; Bossio *et al.*, 1986).

Il quarto episodio è caratterizzato dal ritorno a facies di bassa salinità o di acqua dolce, note come di «lago-mare», ed è proseguito fino alla fine del Messiniano. Nel bacino del Tora-Fine (Bossio *et al.*, 1981; Bartoletti *et al.*, 1986; Bossio *et al.*, 1986; Lazzarotto *et al.*, 1990) i depositi di questo episodio sono stati riconosciuti ben al di sopra del primo livello di gessi e corrispondono alla parte superiore delle Marne e marne argillose e alle Sabbie e conglomerati della Villa di Poggio Piano. Intercalati a questi ultimi depositi si trovano numerosi banchi, in genere continui, di gessi sia detritici sia probabilmente «rigenerati» (cioè precipitati da soluzioni fortemente arricchite dalla erosione e/o soluzione di evaporiti preesistenti) considerato il significato ambientale dei sedimenti che li contengono. Questo episodio, caratterizzante il tetto delle successioni messiniane toscane, è stato riconosciuto anche nei bacini a Oriente della Dorsale Medio Toscana (Bossio *et al.*, 1992c; Bossio *et al.*, 1993; Bossio *et al.*, 1997; dati inediti). Per quanto riguarda il Pliocene si ricorda che esso è materializzato da sedimenti pertinenti in alcuni settori a un unico episodio marino, in altri a due episodi distinti. Nel settore a Nord del F.Cecina (bacini di Volterra e del Tora-Fine; Bossio *et al.*, 1993 *cum bibl.*) a iniziare dal Pliocene basale (Zona a *Spaeroidinellopsis seminulina* s.l.; Zona a *Discoaster variabilis* s.l.) la sedimentazione è stata continua fino a gran parte del Pliocene medio (Zona a *Globorotalia ae-*

miliana; Zona a *Discoaster pentaradiatus*); in quello a Sud (Bossio *et al.*, 1992b,c,d,e) è stata discontinua e si è realizzata attraverso un primo ciclo del Pliocene inferiore (dalla Zona a *S. seminulina* s.l. alla Zona *Globorotalia puncticulata*; dalla Zona a *Discoaster variabilis* s.l. alla Zona a *D. tamalis*, Sottozona a *Reticulofenestra pseudoumbilica*) ed un secondo del Pliocene medio (Zona a *G. aemiliana*; parte superiore della Zona a *D. tamalis* - parte inferiore di quella a *D. pentaradiatus*). La trasgressione alla base del Pliocene è avvenuta in entrambi i settori con modalità «acqua su acqua» laddove persisteva l'ambiente di «lago-mare» per cui i sedimenti della prima biozona pliocenica giacciono in continuità e concordanza su quelli messiniani.

Nel primo settore dopo un iniziale brusco innalzamento della colonna d'acqua che ha sostituito l'acqua dolce del «lago-mare» messiniano, si registra la stabilizzazione dell'ambiente neritico esterno o epibatiale superiore; in questa fase si sono sviluppati alcuni episodi di deposizione relativi a materiali rimobilizzati a causa di sprofondamenti tettonici dei bacini o di parte di essi (intercalazioni sabbiose di Bellavista, Casalino, T. Tanna e Rimazzano nelle Argille azzurre del bacino del Tora-Fine e quelle di Argille e conglomerati del T. Zambra e di Sabbie di Mazzolla nella successione argillosa a Nord del F.Cecina del bacino di Volterra).

La regressione con la quale si chiude la sedimentazione marina del Pliocene in Toscana si manifesta con l'arricchimento della frazione sabbiosa nelle Argille azzurre della Zona a *G. aemiliana* e con la deposizione delle sovrastanti Sabbie gialle nel bacino del Tora-Fine e delle Sabbie e calcari arenacei nel bacino di Volterra (Giannelli *et al.*, 1981).

Nel bacino del Tora-Fine, dopo la conclusione della fase regressiva, l'emersione e la successiva erosione parziale dei depositi del Pliocene medio, si realizza nel Pleistocene inferiore (Santerniano non basale) una trasgressione marina con cui inizia un nuovo ciclo sedimentario che si conclude nell'Emiliano (Bossio *et al.*, 1981b; Giannelli *et al.*, 1982).

I risultati ottenuti in questo lavoro ben si accordano con quanto rilevato nei lavori precedenti su questa area e su altri settori della Toscana. In particolare, degli episodi di sedimentazione neoautoctona sono riconoscibili nella sezione miocenica del T. Morra: - il primo (Tortoniano superiore) di acqua dolce, rappresentato dai Conglomerati rossi e verdi talora lignitiferi (buone esposizioni di questa unità sono state osservate anche nel Botro Inferno e presso il Pino di Parrana S. Martino);

- il terzo (Messiniano inferiore) marino, rappresentato dai Calcari di Castelnuovo (qui trasgressivi non solo sulla precedente formazione continentale ma anche sul substrato preneogenico) cui seguono in continuità e concordanza le Marne e marne argillose con lenti di diatomiti («Tripoli» di Paltratico) e i Gessi (riferibili all'evento evaporitico messiniano che ha interessato il Bacino Mediterraneo);

- il quarto di «lago-mare», rappresentato dalle Sabbie e conglomerati della Villa di Poggio Piano e dalle Marne e marne argillose (p.p.).

In questa sezione, quindi, mancano termini riferibili al secondo episodio, materializzato nei dintorni di Rosignano dai Conglomerati delle Cantine e dai Calcari dell'Acquabona.

Per quanto riguarda i depositi del quarto episodio si fa presente che in alcune località dell'area del Torra-Fine (Il Leccione, Casa Sabatini, Monte Masso, Fig. 2) essi sembrano sormontare in debole discordanza il livello inferiore di gessi.

La trasgressione del Pliocene inferiore con modalità «acqua su acqua», già riconosciuta nelle sezioni di Cava Serredi (Bossio *et al.*, 1981b) e della Strada degli Archi (Bossio *et al.*, 1981b; Giannelli *et al.*, 1982), viene qui ulteriormente documentata per le sezioni di Casa Sodonì, Botro Marianna, Casa Poggetto e T. Morra. Le analisi micropaleontologiche hanno confermato la presenza della Zona a *S. seminulina* s.l. e della Zona a *D. variabilis* s.l. alla base del Pliocene.

Il riconoscimento nella successione pliocenica (ricavata con sezioni tracciate trasversalmente alla direzione degli strati e disposte circa 1 km l'una dall'altra) di tutte le zone a Foraminiferi planctonici ed a Nannoplankton calcareo caratterizzanti il Pliocene inferiore e medio (Fig. 7) permette di ritenere questa continua e senza discordanze. Al contrario, come già detto nell'introduzione, Cerrina Feroni *et al.* ritengono che nell'area compresa tra la faglia di Cordecimo e il T. Morra manchino sedimenti riferibili alla Zona a *Globorotalia margaritae*.

APPENDICE 1

Le osservazioni da noi effettuate sulla successione miocenica del T. Morra e su quella pliocenica del Bacino neogenico dei Fiumi Tora e Fine non sempre sono in accordo con i risultati di uno studio stratigrafico e sedimentologico sulle formazioni neogeniche affioranti in Val di Fine, contenuti nella tesi di Dottorato di Ricerca di Sarti (1994) e in due note da essa derivate (Sarti, 1996 e Sarti *et al.*, 1996). Noi riteniamo che sia utile in questa sede sottolineare le differenze, non solo interpretative, che esistono tra i risultati del nostro studio e quelli di Sarti.

Per quel che concerne la Sezione del T. Morra, a parte il valore dello spessore complessivo della successione miocenica e di quelli dei suoi singoli termini, non condividiamo la correlazione tra i Conglomerati rossi e verdi talora lignitiferi, Conglomerati delle Cantine e i Conglomerati di Villa Mirabella, riuniti dall'Autore in una sola unità (analogamente a quanto cartografato da Cerrina Feroni *et al.*, 1990), quella dei cosiddetti Conglomerati basali. Si tratta infatti di tre unità, le prime due istituite da Bartoletti *et al.* (1986) e la terza proposta da Lazzarotto *et al.* (1987), differenti nel loro aspetto generale e spesso in quello particolare (costituenti e matrice) e che rappresentano, inoltre, l'espressione di tipologie ambientali diverse, susseguites nel tempo.

A proposito dell'ambiente deposizionale dei conglomerati si deve puntualizzare che il ritrovamento di *Candona* sp. e *Cyprideis* sp. nella parte mediana dei Conglomerati basali (leggi Conglomerati rossi e verdi talora lignitiferi) del T. Morra integra e conferma la nostra documentazione di un contesto ambientale di acque dolci, la quale era però limitata alla porzione sommitale dell'unità. Proprio l'ubicazione dei nostri rinvenimenti di ostracodi dulciaquicoli

ci consente però di dissentire dall'interpretazione di Sarti per questa parte della formazione, che egli considera di ambiente lagunare salmastro. L'Autore in realtà estrapola al T. Morra i risultati conseguiti nel vicino Botro Inferno, dove sarebbe ben esposta la parte superiore dei conglomerati e inoltre, «visibile con particolare chiarezza» (op. cit., pag. 67) il passaggio, ritenuto graduale, di questi ultimi ai soprastanti Calcari di Castelnuovo di ambiente recifale. Da un sopralluogo nell'incisione del corso d'acqua, gli scriventi hanno potuto constatare che la parte superiore dei conglomerati è in realtà coperta interamente da frane, detrito e vegetazione e che a monte l'unità presenta i tipici caratteri di un deposito di acque dolci. Nel tratto inferiore dell'esposizione a valle della copertura detritica è effettivamente presente del ciottolame, da cui presumibilmente proviene la microfauna «salmastra» di Sarti; si ritiene tuttavia che esso sia franato sui tipicamente marini Calcari di Castelnuovo, grosse colonie di *Porites* dei quali (probabilmente sfuggite all'Autore) sono per l'appunto presenti proprio alla base dell'esposizione. Del resto l'associazione «salmastra» citata da Sarti, e che sembrerebbe eterogenea per il differente significato ambientale dei suoi costituenti, è ben diversa da quelle dell'ambiente lagunare salmastro documentato dagli scriventi in altri bacini al passaggio dai depositi lacustri a quelli marini del Miocene della Toscana (si vedano i lavori di Bossio *et al.* riportati in bibliografia).

Con queste precisazioni viene ovviamente anche a cadere l'ipotesi di Sarti sulla gradualità nel passaggio tra l'unità lacustre e quella marina; sul carattere trasgressivo della seconda sulla prima nel bacino dei fiumi Tora e Fine abbiamo comunque già riferito nel testo.

La presenza di una discontinuità tra i Conglomerati rossi e verdi talora lignitiferi e i Calcari di Castelnuovo fa cadere anche il supporto per la datazione dei primi al Tortonianiano superiore - Messiniano inferiore (già supposta da Sarti & Testa, 1994), in verità basata su criteri alquanto nebulosi. Sarti (1994) infatti riporta per la Sezione del T. Morra che «I Conglomerati basali come detto passano stratigraficamente ai Calcari di Castelnuovo che anticipano essere caratterizzati in questa zona dalla First occurrence di *Bulimina echinata*, seguita poco dopo dalla First appearance di *Globigerina multiloba* nelle soprastanti *Marne argillose del torrente Morra*. In base a questo dato è ragionevole supporre per i Conglomerati basali un'età compresa tra il Tortonianiano superiore ed il Messiniano basale (op. cit. pag. 70); ciò sarebbe anche comprovato dal «calcolo dei tassi di sedimentazione» (?) (Sarti *et al.*, 1996, pag. 595). Il problema della datazione dell'unità lacustre è quindi tuttora aperto, sia per il momento preciso del suo inizio (che indubbiamente si realizza in un Tortonianiano superiore, in data precedente a 7.5 Ma²) ma ancor più per quello della sua fine, vuoi nei bacini ad W della Dorsale medio-toscana, vuoi e soprattutto in quelli ad E della stessa, dove mancano al tetto i sedimenti miocenici marini di riferimento. Tale riferimento è comunque alquanto aleatorio anche nei primi in quanto costituito dai calcari recifali dell'Acquabona nel settore costiero livornese e dai corrispondenti sedimenti lagunari salmastri nei bacini più interni, sinora attribuiti ad un Messiniano inferiore senza però una solida documentazione basata su organismi planctonici (Bossio *et al.*, 1986).

In definitiva l'attribuzione a quella porzione del Turoliano interamente compresa nel Tortonianiano superiore che gli scriventi hanno a più riprese riportato per i sedimenti lacustri di base delle successioni neogeniche toscane (v. i lavori di Bossio *et al.* citati in bibliografia) è da considerarsi solo ipotetica³.

Nel ribadire che la Sezione del T. Morra certamente non apporta alcun contributo alla risoluzione di questo proble-

ma cronologico, si fa presente che essa non è certamente favorevole neppure ad un inquadramento in un contesto zonale a foraminiferi planctonici della sua successione marina. Questi ultimi sono infatti spesso assenti; quando presenti sono in genere rari e rappresentati da poche specie, talora addirittura da un solo taxon. Alla luce di ciò non condividiamo quindi l'opinione di Sarti (1994 e 1996) che considera come «*first appearance*» la comparsa di *Globigerina multiloba* nella metà superiore delle Marne argillose del T.Morra, soprastanti ai Calcari di Castelnuovo. Gli scriventi non hanno rinvenuto il taxon nella sezione ma lo hanno segnalato fin dalla base delle successioni argillose toscane perfettamente correlabili con le Marne argillose del T.Morra di Sarti o addirittura nei sottostanti Calcari di Castelnuovo (v. es. in Bossio *et al.*, 1996a). Del resto anche quest'ultima unità è attribuibile, con i soprastanti corpi argillosi, alla *Non distinctive Zone* di Iaccarino & Salvatorini (1982) per la presenza di *Neogloboquadrina acostaensis* ad avvolgimento destrorso, rispetto alla cui comparsa quella di *G. multiloba* è di poco più recente (Colalongo *et al.*, 1979a) se non addirittura precedente (Sprovieri *et al.*, 1996).

Infine, ci sorprende alquanto l'episodio di emersione segnalato da Sarti (1994) tra il Miocene ed il Pliocene nell'area dell'Acquaviva (poco a N del T.Morra) in quanto una trasgressione pliocenica con modalità «acqua su acqua» era stata da noi documentata in alcune sezioni dello stesso bordo del bacino (Cava Serredi in Bossio *et al.*, 1981; Strada degli Archi in Bossio *et al.*, 1981b e Giannelli *et al.*, 1982) ed ulteriormente più vicine all'area in parola.

APPENDICE 2

PRECISAZIONI SU ALCUNI TAXA PLANCTONICI

Nella Fig. 8 sono visualizzate le distribuzioni dei taxa più significativi riscontrate nella successione plio-pleistocenica del Bacino dei fiumi Fine-Tora; per alcuni di essi qui di seguito vengono riportate sintetiche precisazioni.

Foraminiferi planctonici

Sphaeroidinellopsis seminulina s.l.

Per le distinzioni specifiche e sottospecifiche nell'ambito del genere *Sphaeroidinellopsis* sono stati seguiti i criteri espressi da Salvatorini e Cita (1979) per la successione mio-pliocenica del Pozzo DSDP 397 (Capo Bojador, Atlantico settentrionale). I due taxa rinvenuti nelle sezioni del bacino dei fiumi Fine-Tora, *S. seminulina seminulina* (Schwager) e *S. seminulina paenedehiscens* Blow, si presentano saltuariamente fin dalla base della successione pliocenica e, tranne poche eccezioni, con rari individui; la scomparsa del genere si realizza nel tratto inferiore della Zona a *Globorotalia aemiliana*.

Hastigerinopsis digitiformans Saito & Thompson

Di questo taxon, morfologicamente inconfondibile e caratteristico di acque tropicali-subtropicali, sono stati rinvenuti un modello pirittizzato completo ed alcune camere isolate in un livello della Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. della Sezione T.Morra-S.Regolo. Data la fragilità del suo guscio, la specie è stata segnalata solo raramente e soprattutto nelle acque attuali; a nostra conoscenza, per i sedimenti pre-olocenici esiste unicamente il rinvenimento, in numerosi esemplari, nei depositi messiniani del Bacino piemontese da parte di Giannelli, Salvatorini e Sampò (1976; citazione come *Hastigerinella digitata*) e quello, probabile, di camere isolate nei sedimenti del

Miocene Medio e Superiore dell'Oceano Indiano da parte di Boltovskoy (1976; citazione come «*Bulava indaca*»; v. anche in Loeblich e Tappan, 1988a,b).

Globigerina (G.) incisa (Brönnimann & Resig)

È un taxon poco citato su scala mondiale. Secondo Brönnimann e Resig (1971) esso deriverebbe da «*Globorotalia pseudopachyderma* Cita, Premoli Silva, Rossi e nel Pacifico sud-occidentale avrebbe una ripartizione stratigrafica Zona N18-Zona N20. Una distribuzione più ampia è stata invece documentata da uno degli scriventi nell'Atlantico settentrionale (Salvatorini, dati inediti sul Plio-Pleistocene del Pozzo DSDP 397), dove si presenta dalla Zona N18 alla Zona N22 e dove manifesta chiare evidenze di derivazione da *Globigerina falconensis* Blow.

Il taxon è poco citato anche nell'area mediterranea (Blechschmidt *et al.*, 1982; Rio *et al.*, 1984a; Raffi e Sprovieri, 1985; Glacon *et al.*, 1990; Sprovieri, 1992; Bossio *et al.*, in preparazione); per essa si puntualizza soprattutto che uno studio inedito dei foraminiferi planctonici eseguito da uno degli scriventi (S.G.) sulla successione plio-pleistocenica della Sezione di Vrica (Bacino di Crotone - Sparivento in Calabria), stratotipo del limite Neogene/Quaternario, ha consentito di documentare che anche la scomparsa di *G. incisa* è da annoverare tra gli eventi che si realizzano in prossimità di questo limite, realizzandosi pochi metri sopra il «marker bed». Ciò risulterebbe in buon accordo con quanto riportato da Sprovieri (1992), secondo il quale nell'area mediterranea il taxon scomparirebbe nella parte inferiore della Zona a *Globigerina cariacensis* del Pleistocene.

Nei sedimenti del bacino dei fiumi Fine-Tora la specie, che peraltro si rinviene solo in alcuni livelli e che raggiunge abbondanze non trascurabili solo in qualche caso, presenta una distribuzione stratigrafica complessiva molto parziale.

Globigerinoides bollii Blow

Nella successione pliocenica esaminata la specie si rinviene fino entro la Zona a *Globorotalia puncticulata*, analogamente a quanto osservato dagli scriventi in altre sezioni della Toscana (Bossio *et al.*, 1992b,c) e in quelle del Salento (Bossio *et al.*, 1991b); per l'area mediterranea non mancano comunque citazioni del taxon fino entro il Pleistocene inferiore (Borsetti *et al.*, 1979; Iaccarino, 1985). Discrepanze analoghe si rilevano anche per le aree extra-mediterranee, dove la scomparsa di questa forma è segnalata nell'ambito del Pliocene da alcuni ricercatori (nella Zona N21 di Blow, o in zone ad essa correlabili, da Blow, 1969; Kennett, 1973; Kennett & Srinivasan, 1983; Parker, 1967 e 1973; in zone plioceniche precedenti da Jenkins & Orr, 1972; Poore, 1979) o del Pleistocene inferiore da altri (Brönnimann e Resig, 1971).

Globigerinoides elongatus (d'Orbigny)

Contrariamente all'opinione di alcuni Autori (es. Parker, 1967; Kennett e Srinivasan, 1983) si ritiene *G. elongatus* un taxon morfologicamente e filogeneticamente distinto da *G. ruber* (d'Orbigny) e si concorda con Perconig (1969) nel farlo derivare da *G. extremus* Bolli e Bermudez con comparsa nel Pliocene inferiore. Nel bacino Fine-Tora abbiamo però avuto l'opportunità di documentare la sua comparsa pressochè concomitante a quella di *Globorotalia puncticulata* (Deshayes) (nella Fig. 8 sono indicati con cf. rari esemplari a tre camere nel giro terminale e due aperture supplementari nell'ultima camera; tolta questa, il guscio rimanente presenta però quattro camere per giro e una sola apertura supplementare per camera. Questi esemplari, peraltro con apertura principale più ampia di quella di *G. elongatus*, possono essere considerati di transizione

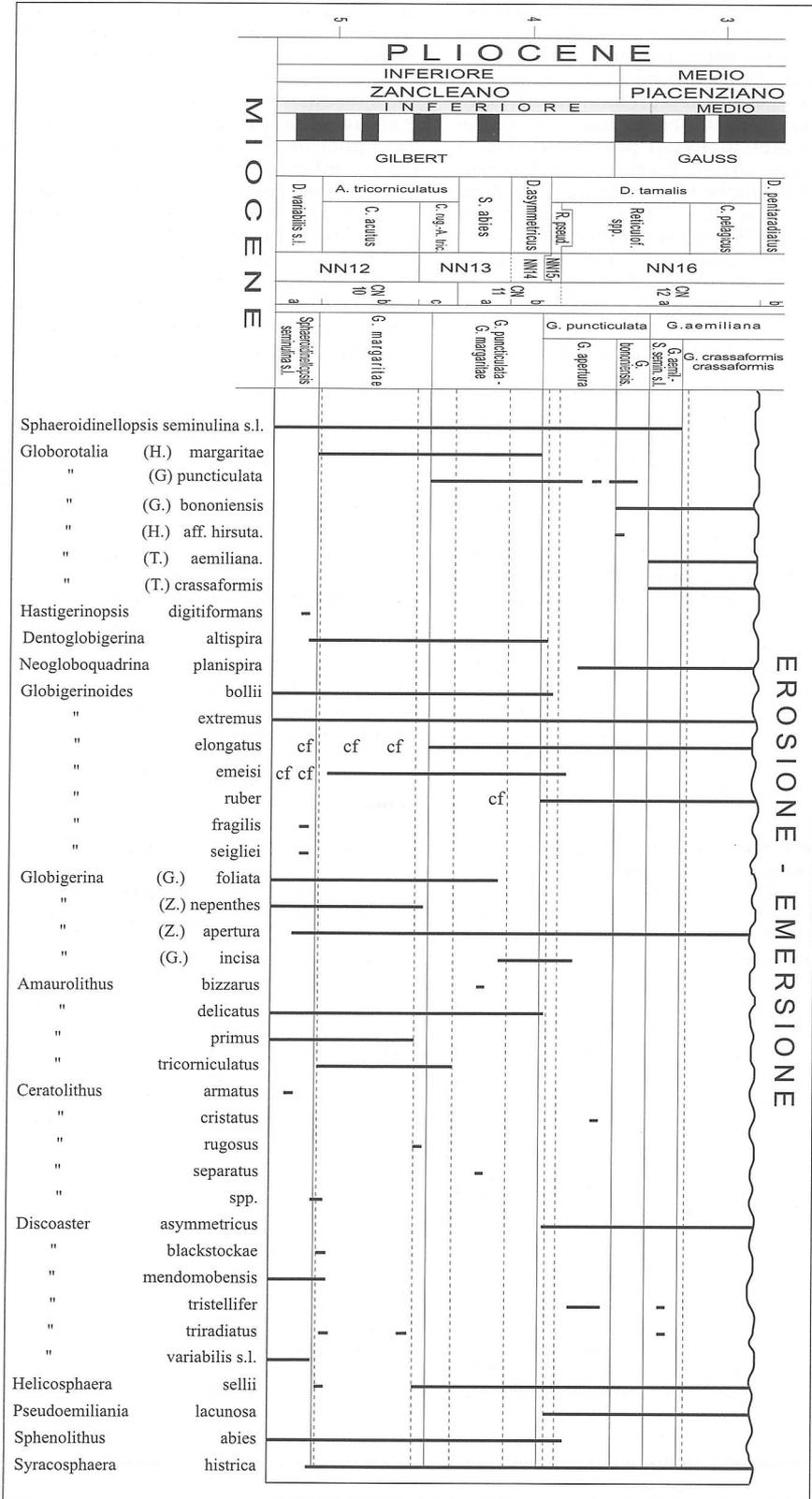


Fig. 8 - Distribuzione di alcuni taxa significativi dal punto di vista stratigrafico nella successione pliocenica del bacino dei fiumi Tora e Fine (parte settentrionale)

alla forma tipica di quest'ultimo) e non in livelli posteriori come riportato da Perconig e da altri Autori (Brönnimann e Resig, 1971; Parker, 1973, ecc.). Dobbiamo anzi precisare che le campionature della successione del Fine-Tora non consentono di cogliere esattamente il momento di comparsa evolutiva del taxon (la cui abbondanza rimane comunque un ottimo marker di livelli post-comparsa di *G.puncticulata*), in quanto rari ma tipici individui di esso sono stati da noi rinvenuti anche alla sommità della Zona a *Globorotalia margaritae* in altre sequenze sedimentarie (DSDP-397 nell'Oceano Atlantico settentrionale, Bacino di Radicofani in Toscana, ecc.; dati inediti). L'evento a questi livelli è stato del resto segnalato anche da Zachariasse (1975), pur dandone l'Autore un'interpretazione filogenetica diversa.

Naturalmente vi sono anche ricercatori, e non sono pochi, che fanno iniziare la distribuzione della specie a livelli pliocenici precedenti (es. Bizon & Bizon, 1968; Borsetti *et al.*, 1979; Colalongo & Sartori, 1979; Spaak, 1983; Iaccarino, 1985) o addirittura nel Miocene (Blow, 1969; Serrano Lozano, 1979; Martinotti, 1981; Wernli, 1987, ecc.).

Globigerinoides emeisi Bolli e *G. ruber* (d'Orbigny)

La prima specie è stata rinvenuta dalla parte basale della Zona a *Globorotalia margaritae* fin entro la Zona a *Globorotalia puncticulata*; rari esemplari atipici, probabilmente di transizione da *G.obliquus* Bolli, sono stati riscontrati in livelli precedenti della prima biozona pliocenica.

In base alla nostra esperienza sulla successione del bacino del Fine-Tora e su altre sequenze, anche atlantiche (DSDP-397), si ritiene probabile che *G.emeisi* sia il diretto progenitore di *G.ruber* con una serie di modificazioni analoghe a quelle che hanno caratterizzato la trasformazione di *G.extremus* in *G.elongatus*. Forme tipiche di *G. ruber* sono state da noi incontrate solo a partire dalla Zona a *Globorotalia puncticulata*. Si ritiene comunque necessario lo studio di ulteriore materiale per seguire nel dettaglio questa evoluzione e per precisare il momento di comparsa di *G. ruber*. Al riguardo in bibliografia esiste una notevole confusione: a prescindere da coloro che considerano come sinonimo di *G. ruber* il *G. subquadratus* Brönnimann (es. Bolli, 1957; Staniforth *et al.*, 1975; Bolli & Saunders, 1985) dando di conseguenza al primo una lunga ripartizione miocenica, anche tra coloro che lo separano dal secondo non mancano quelli che lo fanno comparire nel Miocene (es. Banner & Blow, 1960; Blow, 1969; Baroz & Bizon, 1974; Zachariasse, 1975; Serrano Lozano, 1979; Kennett & Srinivasan, 1983; Tjalsma, 1971) e diverse sono le ipotesi sulla sua derivazione (da *G.bollii*, *G. bulloideus*, *G. obliquus*, *G.subquadratus*); non pochi sono poi i ricercatori che lo fanno iniziare nel Pliocene (Parker, 1967; Brönnimann & Resig, 1971; Thunnell, 1979; Iaccarino, 1985, ecc.), ma disparati risultano i livelli di comparsa (dalla base della prima zona pliocenica fin entro la Zona N21).

Globigerinoides extremus Bolli & Bermudez

Si vuol solo puntualizzare che molti sono gli Autori che documentano la scomparsa della specie entro il Pliocene (Parker, 1967; Blow, 1969; Brönnimann e Resig, 1971; Bizon & Bizon, 1972; Rögl, 1974; Staniforth *et al.*, 1975; Cita, 1976; Bolli & Saunders, 1985; Iaccarino, 1985, ecc.) e che pertanto è alquanto verosimile l'allocation degli esemplari, tra l'altro molto tipici, riscontrati alla base della transgressione pleistocenica; del resto non è infrequente rinvenire in quest'ultima elementi sicuramente rimaneggiati dai livelli del Pliocene inferiore e medio.

Globigerinoides fragilis Borsetti & Cati e *G. seigliei* Bermudez & Bolli

Ambedue le specie sono state rinvenute solo e con rari esem-

plari nella parte superiore della Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. analogamente a quanto da noi constatato, per i sedimenti pliocenici, in altre zone della Toscana e nella Penisola Salentina (Bossio *et al.*, 1991b, 1992b e studi inediti). Ciò nondimeno queste presenze sono stratigraficamente alquanto significative in quanto indubbiamente assai prossime al momento di scomparsa delle due forme. Queste infatti iniziano la loro distribuzione stratigrafica nel Miocene superiore (*G.seigliei* compare nel Tortoniano in livelli precedenti la comparsa di *G. extremus*; Crescenti *et al.*, 1973; Borsetti e Cati, 1974, 1975; Borsetti *et al.*, 1979; Salvatorini e Cita, 1979; Colalongo *et al.*, 1979a; 1990b; Kennett e Srinivasan, 1983; Iaccarino, 1985; Wernli, 1987. *G.fragilis* compare pressochè in corrispondenza del limite Tortoniano-Messiniano; Borsetti *et al.*, 1979; Salvatorini e Cita, 1979; Colalongo *et al.*, 1980) e scompaiono nel tratto basale del Pliocene (Borsetti e Cati, 1972, 1974, 1975; Borsetti *et al.*, 1979; Berggren, 1977).

Neogloboquadrina planispira (Brönnimann & Resig)

La specie è stata sinora segnalata in pochi casi in quanto probabilmente confusa con la morfologicamente simile *N.acostaensis* Blow; da questa si differenzia per le dimensioni del guscio generalmente minori, il lato dorsale più piatto e spesso depresso in corrispondenza dei primi giri di spira, la periferia equatoriale di solito più lobata, una maggiore compressione del guscio, le dimensioni delle prime camere dell'ultimo giro di norma minori, l'avvolgimento della spirale molto più serrato.

Il taxon è stato pochissimo citato sia per le aree extra-mediterranee (Brönnimann e Resig, 1971; Staniforth *et al.*, 1975; Iaccarino e Salvatorini, 1979) sia per il bacino mediterraneo (Blechschild *et al.*, 1982; Cita *et al.*, 1984; Bossio *et al.*, 1986, 1989; Rio *et al.*, 1990; Bossio *et al.*, 1991b, 1992b; Channel *et al.*, 1992; Sprovieri, 1992). Nelle prime è ricordato dalla Zona N19 (o da intervalli biostratigrafici ad essa corrispondenti) alla parte inferiore della Zona N22; nel secondo dalla Zona a *Globorotalia margaritae* fino alla parte superiore della Zona a *Globorotalia inflata*. Studi inediti di uno degli scriventi sulla Sezione Vrica in Calabria hanno comunque consentito di appurare la presenza della specie anche nel Quaternario sebbene la sua scomparsa si realizzi poco sopra il limite Plio/Pleistocene.

Nel bacino dei fiumi Tora e Fine, come del resto in altri bacini della Toscana, la specie inizierebbe la sua distribuzione stratigrafica nella parte superiore della Zona a *Globorotalia puncticulata*, in livelli di poco precedenti la comparsa di *G. bononiensis*. Una distribuzione analoga è stata constatata da Rio *et al.* (1988) per lo stratotipo del Piacenziano.

Globorotalia (G.) bononiensis Dondi

Gli scriventi sono dell'opinione che *G. bononiensis* si sia evoluta da *G.(G.) puncticulata* (Deshayes), concordando quindi con l'ipotesi espressa originariamente da Colalongo e Sartori (1967) e ripresa da Staniforth *et al.* (1975) e Brotsma (1978), ma non accettata da Gradstein (1974), Zachariasse (1975), Spaak (1981 e 1983), Frydas e Bellas (1994). La nostra convinzione deriva dall'esame (inedito) della successione pliocenica del DSDP-397 (Capo Bojador) dove è possibile seguire nei dettagli questa evoluzione, tra l'altro talmente graduale da rendere alquanto difficile e soggettiva la precisazione del momento di comparsa dell'una e quello di scomparsa dell'altra forma. Questa evoluzione sembra comunque non indagabile nel Bacino mediterraneo, dove vari Autori documentano un «break» tra i due eventi (Rio *et al.* 1984b; Rio & Sprovieri, 1986; Glacon *et al.* 1990; Sprovieri, 1993). Nel ricordare che, per contro non poche sono le citazioni di una concomitan-

za dei due taxa anche nel Mediterraneo (Colalongo e Sartori, 1967; Follador, 1967; Colalongo, 1968; Dondi, Pappetti, 1968; Colalongo e Sartori, 1979; Borsetti *et al.* 1979; Sprovieri, 1992; Channel *et al.*, 1992; ecc.), si fa presente che nella Sez. T.Morra-S.Regolo abbiamo rinvenuto un breve intervallo di contemporanea presenza dei due taxa e con forme di transizione tra essi; comunque è in fase avanzata lo studio di altre sezioni toscane più opportunamente campionate, nel tentativo di documentare meglio questa evoluzione anche per il Bacino Mediterraneo.

Globorotalia (H.) aff. *hirsuta* (d'Orbigny)

Si tratta di pochi esemplari rinvenuti unicamente alla base della Sottozona a *Globorotalia bononiensis* della Sezione T.Morra-S.Regolo. Si distinguono dalla specie di d'Orbigny per un guscio meno concavo-convesso e meno intensamente pustuloso; hanno inoltre un avvolgimento sinistrorso anziché destrorso come nella tipica e più recente forma. Dalla sinistrorsa *G. (H.) margaritae* Bolli e Bermudez differiscono invece sostanzialmente per avere quattro camere per giro anziché cinque e quindi per una loro diversa disposizione reciproca sul lato spirale.

Nannofossili calcarei

Sul gruppo si esprimono considerazioni solo di tipo stratigrafico relative agli amauroliti ed ai ceratoliti.

Dei due generi della Famiglia Ceratolithaceae presenti nella successione pliocenica del bacino del Tora-Fine, *Amaurolithus* e *Ceratolithus*, il primo è rappresentato da *A. bizzarus*, *A. delicatus*, *A. primus* e *A. tricorniculatus*, il secondo da *C. armatus*, *C. cristatus*, *C. rugosus* e *C. separatus*. L'analisi effettuata conferma sicuramente come indicato stratigrafico *A. tricorniculatus*: il taxon, oltre a caratterizzare con la sua presenza relativamente continua parte del Pliocene inferiore, marca con la sua scomparsa il limite superiore della biozona omonima. Da precisare che la sua prima presenza in aree mediterranee è documentabile, secondo dati inediti di uno degli scriventi, in sedimenti messiniani di poco precedenti l'inizio della deposizione del «Tripoli» in Sicilia. Dopo un breve intervallo di distribuzione miocenica *A. tricorniculatus* scompare. Questa sua scomparsa non sembra sia da legare alle condizioni ambientali sfavorevoli sviluppatasi nell'ambito del Bacino Mediterraneo durante il Messiniano in quanto il taxon manifesta un comportamento analogo anche in successioni atlantiche (Bossio *et al.*, 1976). *A. tricorniculatus* è presente invece in modo più consistente nelle successioni del Pliocene inferiore, sia in aree mediterranee che extramediterranee, a partire da livelli assai prossimi a quello di comparso di *Ceratolithus acutus* (Bossio *et al.*, 1976; studi inediti di uno degli scriventi su numerose sezioni di varie zone del Mediterraneo). Sull'argomento si ricorda, in particolare, che nella Sezione di Capo Rossello e in quella di Pasquasia *A. tricorniculatus* si rinviene per la prima volta alcuni metri sopra la base dei «Trubi», nei livelli dove Cita e Gartner (1973) e Rio *et al.* (1978) segnalano la presenza di *C. acutus*. Si rileva ancora che nel Pozzo 132, ubicato nel Mar Tirreno, Bukry (1973) colloca la comparsa di *C. acutus* alcuni metri sopra la base del Pliocene e che in una revisione dello stesso pozzo, effettuata da Raffi & Rio (1979), *A. tricorniculatus* fa la sua comparsa pressoché allo stesso livello. La comparsa di *A. tricorniculatus* in livelli non basali del Pliocene è quindi utilizzabile ai fini biostratigrafici in ausilio di quella di *C. acutus*, un evento di riconoscimento più difficoltoso almeno nell'ambito del Bacino Mediterraneo.

Amaurolithus primus e *A. delicatus* sono taxa che iniziano la distribuzione rispettivamente nel Tortoniano superiore e pressoché alla base del Messiniano (Mazzei, 1977; Co-

lalongo *et al.*, 1979a,b). La comparsa del primo taxon individua la base della Zona a *A. primus*, quella del secondo la base della Zona a *A. delicatus*-*A. amplificus* (Foresi *et al.*, in preparazione). Nell'ambito del Pliocene inferiore le due forme sono ampiamente citate ma, in genere, non utilizzate ai fini stratigrafici. Si ricorda, tuttavia, che la scomparsa di *A. delicatus* (insieme con la comparsa di *Discoaster tamalis*) è proposta da Bossio *et al.* (1991) per identificare il tetto della zona omonima. Per quanto riguarda la loro distribuzione nei sedimenti pliocenici del bacino del Tora-Fine si rileva che, pur non raggiungendo frequenze elevate, esse sono di facile rinvenimento. *A. delicatus* è ricordato fino a livelli ubicati intorno al limite Zona a *Sphenolithus abies*/Zona a *Discoaster asymmetricus* (sezz. T.Morra-S.Regolo e Casalino) mentre *A. primus* sembra avere una ripartizione che non va oltre il limite superiore della Sottozona a *C. acutus* (sezz. T. Morra - S. Regolo, C. Poggetto, Botro Marianna, Casalino). Relativamente al primo taxon si evidenzia che nella successione pliocenica della parte meridionale dello stesso bacino esso scompare in livelli leggermente più recenti, essendo documentata la sua presenza in strati assai prossimi a quello in cui si riscontra il primo rinvenimento di *Discoaster tamalis* (Bossio *et al.*, 1985). È probabile che la «diversità» osservata per il momento di scomparsa di *A. delicatus* sia da legare solo ad un diverso criterio usato nelle campionature.

Per quanto riguarda *A. bizzarus* e la maggior parte dei rappresentanti del genere *Ceratolithus* si ricorda il loro rinvenimento del tutto raro e sporadico; si rileva, comunque, che la loro presenza sembra caratterizzare, almeno a livello locale, precisi intervalli biostratigrafici: *A. bizzarus* è presente solo nella Zona a *S. abies* (Sez. C. Poggetto), *C. armatus* solo in quella a *Discoaster variabilis* s.l. (Sez. T. Morra - S.Regolo), *Ceratolithus* sp. solo in quelle a *D. variabilis* s.l. (tetto) e ad *A. tricorniculatus* (parte inferiore) (Sez. T.Morra - S.Regolo), *C. cristatus* solo in quella a *D. tamalis* (parte della Sottozona a *Reticulofenestra* spp. di pertinenza del Pliocene medio) (sezz. T.Morra - S.Regolo, Pagliana), *C. separatus* solo in quella a *S. abies* (Sez. C. Poggetto). Il primo e il terzo ceratolite, (*C. armatus* e *C. cristatus*) sono stati segnalati da Bossio *et al.* (1985), in intervalli biostratigrafici analoghi di pertinenza del settore meridionale del bacino del Tora-Fine.

Anche l'ultimo dei ceratoliti presenti nella successione di Val di Tora-Fine, *C. rugosus*, è stato ritrovato in rari esemplari ed in modo saltuario (sezz. Botro Marianna e Casalino). Questo inconveniente, comune a tutta l'area mediterranea (Rio *et al.*, 1978; Vismara *et al.*, 1978; Muller, 1978; Bossio *et al.*, 1981), rende incerta l'applicazione stratigrafica della sua comparsa (essa identifica il limite inferiore della Sottozona a *C. rugosus*-*A. tricorniculatus* dello schema zonale adottato, corrispondente alla base della Zona NN13 di Martini, 1971, della Sottozona CN10c di Okada & Bukry, 1980, della Zona a *C. rugosus* di Rio *et al.*, 1990). Si evidenzia, comunque, che *C. rugosus* è presente nelle sezioni sopradette esclusivamente nell'ambito della Sottozona a *C. rugosus*-*A. tricorniculatus* (il riconoscimento di questa unità è basato sostanzialmente sul rinvenimento comune di *Helicosphaera sellii* in presenza di *A. tricorniculatus*).

I dati sulla distribuzione stratigrafica dei taxa più significativi tra quelli sopra riportati consentono di effettuare alcune precisazioni rispetto a quanto conosciuto in letteratura sull'argomento.

Amaurolithus tricorniculatus compare nelle successioni plioceniche poco al di sopra della loro base; la scomparsa del taxon indica il tetto della Zona CN10 di Okada e Bukry (1980) ed è da collocare nell'ambito della porzione inferiore della Zona NN13 di Martini (1971). Questa distribuzione pliocenica di *A. tricorniculatus*, che individua con

buona approssimazione la zona omonima di Foresi *et al.* (in preparazione), non sempre è condivisa dagli Autori. A titolo di esempio si ricorda che Perch-Nielsen (1985) indica una distribuzione più ampia, collocando l'evento di scomparsa di questa forma al limite NN14/NN15. *Amaurolithus primus* e *A. delicatus* sono due taxa a distribuzione mio-pliocenica. Il primo sembra scomparire nell'ambito della Zona a *A. tricorniculatus* (più precisamente poco più in basso del livello in cui è ubicabile il limite superiore della Sottozona a *Ceratolithus acutus*); il secondo in prossimità del limite inferiore della Zona a *Discoaster tamalis*. Anche sulla distribuzione di queste due forme esistono pareri discordi, verosimilmente per una diversa interpretazione sistematica da parte degli autori o per la rarità e sporadicità del loro rinvenimento. Seguendo Perch-Nielsen (1985), comunque, *A. primus* è ricordato fino all'interno della Zona NN13 di Martini (1971) e, quindi, in livelli comparabili con quelli sopra riportati; per quanto riguarda invece *A. delicatus*, l'Autore fornisce una distribuzione contrastante in quanto colloca l'estinzione del taxon nella porzione inferiore della Zona NN13. *Ceratolithus rugosus* identifica con la sua comparsa il limite inferiore dell'unità biostratigrafica omonima di numerosi schemi zonali (oltre quello standard di Martini, 1971, si ricordano quelli di Bossio *et al.*, 1991, Raffi e Rio 1979, Rio *et al.*, 1990) nonostante la sua accertata rarità nell'ambito del Bacino Mediterraneo. La comparsa del taxon, che abbiamo veduto assai prossima al primo rinvenimento comune di *Helicosphaera sellii*, è da collocare intorno a 4.5 m.a.. Gartner e Bukry (1975) limitano la sua distribuzione ai sedimenti pliocenici; Perch-Nielsen (1985) pone la sua estinzione nella porzione basale del Pleistocene. Relativamente ai taxa di minore rilevanza stratigrafica (*Amaurolithus bizzarus*, *Ceratolithus armatus*, *C. cristatus* e *C. separatus*) merita evidenziare che alcuni dei loro rinvenimenti nel bacino del Tora-Fine apportano un contributo sulla conoscenza della loro reale distribuzione. Ci riferiamo in particolare al ritrovamento di *C. cristatus* e di *C. separatus*, rispettivamente nell'ambito della Zona a *D. tamalis* (Sottozona a *Reticulofenestra* spp.) e della Zona a *S. abies* (corrispondente alla parte superiore della Zona NN13 di Martini, 1971) di pertinenza del Pliocene inferiore; infatti, il primo è ricordato come forma a distribuzione pleistocenica (si veda, ad esempio, in Gartner e Bukry, 1975; Perch-Nielsen, 1985), il secondo come forma a distribuzione Zona NN16-Zona NN18 (Perch-Nielsen, 1985).

NOTE

¹ Il modello presentato in forma di poster al workshop di Pisa organizzato nel 1991 dall'ENEL è la versione sintetica tratta dal lavoro di Bossio *et al.* (1996b). Quest'ultimo fu approntato nel 1989 per essere pubblicato da Springer-Verlag (London) in un volume dedicato alle scogliere recifali mioceniche. Per vari motivi tale volume non è stato mai stampato; di conseguenza l'articolo è stato inserito nel volume «Models for Carbonate Stratigraphy from the Miocene Reefs of the Mediterranean Regions» recentemente pubblicato dalla S.E.P.M.

² Il valore riportato ci è stato comunicato dalla Dott. Marinella Laurenzi dell'Istituto di Geocronologia e Geochimica Isotopica del CNR (Pisa) ed è da considerarsi come dato approssimativo e preliminare derivante da una misurazione col metodo ³⁹Ar/⁴⁰Ar della biotite di un livello tuftitico intercalato nella metà superiore della successione fluvio-lacustre pre-evaporitica dell'area di Sassa (Li). Questa determinazione radiometrica, una volta confermata, aggiornerebbe quella di 8.07 ± 0.11 Ma eseguita col metodo K/Ar sulla biotite dello stesso livello da D'Orazio *et al.* (1995).

³ Gli scriventi comunque non condividono nel modo più assoluto

l'opinione di Sarti & Testa (1994) secondo cui «L'Intervallo fluvio-lacustre si sedimenta per buona parte nel Messiniano ed è da considerarsi totalmente o parzialmente coevo del Calcare di Rosignano» (*op. cit.*, pag. 212). Questa asserzione deriva da un'erronea interpretazione di quanto riportato in Bossio *et al.* (1986, 1991a; si veda anche la nota 1 nel testo) sulla quale riteniamo non sia opportuno intrattenersi. Del resto i nostri successivi lavori (si veda l'elenco bibliografico) sono una chiara risposta in merito, ed evidenziano la nostra posizione anche rispetto ad altre affermazioni dei citati Autori e da noi non condivisibili (e prima fra tutte: «i gessi inferiore dei bacini di Volterra ..., Pomarance, Serrazzano - Montebamboli non sono un episodio lacale limitato alla Toscana ma corrispondono alla deposizione dei principali corpi evaporitici dell'area mediterranea» (*op. cit.*, p. 211).

BIBLIOGRAFIA

- Aruta, L., 1982. Gli Ostracodi del Saheliano (Miocene medio-superiore) di C. Pestavecchia (Bonfornello, Palermo), *Boll. Soc. paleont. ital.*, 21: 113-132.
- Banner, F.T. e Blow W.H., 1960. Some primary types of species belonging to the Superfamily Globigerinacea. *Contr. Cushman Found. Forum. Res.*, 11: 1-41.
- Baroz, F. e Bizon G., 1974. Le Néogène de la chaîne du Pentadaktylos et de la partie Nord de la Mésaïra (Chypre). *Etude stratigraphique et micropaléontologique. Rev. Inst. franc. Petrole.*, 29: 327-359.
- 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 1:25.000. *Suppl. 1 Quad. Mus. St. nat. Livorno*, 6: 33-127.
- Bartolini, C., Berlato, S., Bartolotti, V., 1975. Upper Miocene shallow-water turbidites from western Tuscany. *Sediment. Geol.*, 14 (2): 77-122.
- Bellagamba, M., 1978. Gli «strati a Congerie» di Capanne di Bronzo (Pesaro) del Messiniano terminale e deduzioni paleoambientali. *Ateneo parm.*, Acta nat., 14: 207-222.
- Berger, W., 1957. Untersuchungen an der obermiozane (sarmatischen) Flora von Gabbro (Monti Livornesi) in der Toskana. Ein Beitrag zur Auswertung tertiärer Blattfloren für die klimata und Florengeschichte. *Palaeontographia ital.*, 51: 1-96.
- Berggren, W.A., 1977. Late Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Rio Grande Rise (South Atlantic). *Mar. Micropal.*, 2: 265-313.
- Bizon, G. e Bizon, J.J., 1968. Microfaunes planctoniques du Paléogène supérieur et du Néogène marins en Grèce Occidentale. *Giorn. Geol. Ser. 2*, 35: 313-330.
- Bizon, G. e Bizon, J.J., 1972. Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen - Oligocène à Quaternaire. 316 pp., Parigi.
- Blechschildt, G., Cita M.B., Mazzei R., Salvatorini G., 1982. Stratigraphy of the western Mediterranean and southern Calabrian Ridges, eastern Mediterranean. *Marine Micropaleont.*, 7: 101-134.
- Blow, W.H., 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann and Renz: *Proc. First internat. Conf. Plankt. Microp.*, 1: 195-527, Leiden.
- Bolli, H.M., 1957. Planktonic Foraminifera from the Oligocene - Miocene Cipero and Lengua Formations of Trinidad, B.W.J. In: Loeblich A.R. *et al.*: *Studies in Foraminifera*. *Unit. Stat. Nat. Mus. Bull.* 215. 97-124.
- Bolli, H.M. e Saunders, J.B., 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. In Bolli *et al.* *Plankton Stratigraphy*, 155-262, Cambridge.
- Boltovskoy, E., 1976. «Bulava indica» a new foraminiferal guide fossil from the Indian Ocean. *Rev. Esp. Micropal.*, 8: 301-303.
- Bonaduce, G., Ruggieri, G., Russo, A., 1987. The Ostracode genus *Mutilus* and some so-called *Mutilus* from the Mediterranean Miocene-Pleistocene. *Boll. Soc. paleont. ital.*, 26: 251-268.

- Bonaduce, G., Ruggieri, G., Russo, A., 1988. New Ostracode genera of the Mediterranean Miocene. *Boll. Soc. paleont. ital.*, 27: 349-360.
- Borsetti, A.M. e Cati, F., 1972. *Globigerinoides fragilis* nuova specie del Pliocene inferiore. *Giorn. Geol.*, 38: 689-702.
- Borsetti, A.M. e Cati, F., 1974. L'importanza di *Globigerinoides ruber seigliei* nella stratigrafia del Miocene terminale e descrizione di un nuovo taxon. *Giorn. Geol.*, 39: 355-362.
- Borsetti, A.M. e Cati, F., 1975. La biostratigrafia del Messiniano nell'avanfossa padano-adriatica. *Giorn. Geol.*, 40: 73-124.
- Borsetti, A.M., Cati, F., Colalongo, M.L., Sartoni, S., 1979. Biostratigraphy and absolute ages of the Italian Neogene. *Ann. Geol. Pays Hellen*, Tome hors serie, 1979, 1: 183-197.
- Bossio, A., Bradley, F., Esteban, M., Giannelli, L., Landini, W., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., 1981a. Alcuni aspetti del Miocene superiore del Bacino del Fine. IX Convegno Soc. paleont. ital. (3-8 ottobre 1981), 21-54, Pacini, Pisa.
- Bossio, A., Cerri, R., Costantini, A., Gandin, A., Lazzarotto, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., Sandrelli, F., 1992a. Il Bacino di Volterra - Descrizione degli stop. *Soc. geol. ital.*, 76^a Riun. estiva, L'Appennino Settentrionale; Guida alle Escursioni post-congresso, 244-278.
- Bossio, A., Cerri, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., Sandrelli, F., 1996a. Geologia dell'area Spicchiola-Pignano (settore orientale del Bacino di Volterra). *Boll. Soc. geol. ital.*, 115: 393-422.
- Bossio, A., Costantini, A., Foresi, L.M., Mazzanti, R., Mazzei, R., Monteforti, B., Salvatorini, G., Sandrelli, F., Testa, G., 1994a. Note preliminari sul Neautoctono dell'area di Sassa (settore SW del Bacino di Volterra) Province di Pisa e Livorno. *Stud. Geol. camerti*, vol. spec. 1994/1, 33-43.
- Bossio, A., Costantini, A., Foresi, L.M., Mazzei, R., Monteforti, B., Salvatorini, G., Sandrelli, F., 1992e. Notizie preliminari sul Pliocene del Bacino del Medio Ombrone e della zona di Roccastrada. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A*, 98: 259-269.
- Bossio, A., Costantini, A., Gandin, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., 1995. Revisione di alcuni piccoli affioramenti «pliocenici» della Val di Cornia (province di Grosseto e Pisa). *Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A*, 101: 167-185.
- Bossio, A., Costantini, A., Lazzarotto, A., Liotta, D., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., Sandrelli, F., 1993. Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del Neautoctono toscano. *Mem. Soc. geol. ital.*, 49: 17-98.
- Bossio, A., Costantini, A., Lazzarotto, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Monteforti, B., Salvatorini, G., Sandrelli, F., 1991b. Evoluzione paleogeografica di alcuni bacini pliocenici toscani. Riassunti del workshop «Evoluzione dei bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area tosco-laziale» (Pisa, 12-13 giugno 1991), 18-20, Pisa.
- Bossio, A., Costantini, A., Lazzarotto, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., Sandrelli, F., 1992f. Aggiornamento bio- e cronostratigrafico del Neogene toscano. *Soc. geol. ital.*, 76a Riunione estiva, L'Appennino Settentrionale, Riassunti, 150-152, Firenze.
- Bossio, A., Costantini, A., Mazzei, R., Salvatorini, G., Terzuoli, A., 1994b. Il Neogene dell'area della Marsiliana (Grosseto). *Stud. Geol. camerti*, vol. Spec. 1994/1, 45-56.
- Bossio, A., Costantini, A., Salvatorini, G., Terzuoli, A., 1994c. The Neogene of the Ribolla area (Grosseto): preliminary results. *Mem. Soc. geol. ital.*, 48: 409-414.
- Bossio, A., Esteban, M., Giannelli, L., Longinelli, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Ricci Lucchi, F., Salvatorini, G., 1978. Some aspects of the Upper Miocene in Tuscany. *Messinian Seminar N. 4* (Rome, October 9-14, 1978); field trip guidebook, 1-88, Pacini, Pisa.
- Bossio, A., Esteban, M., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., 1991a. Ipotesi di correlazione tra facies sedimentarie del Miocene superiore dei bacini compresi tra il Valdarno Inferiore e la Val di Cecina. Riassunti del workshop «Evoluzione dei bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area tosco-laziale» (Pisa, 12-13 giugno 1991), 70-72, Pisa.
- Bossio, A., El-Bied Rakich, K., Giannelli, L., Mazzei, R., Russo A., Salvatorini G., 1976. Correlation, de quelques section stratigraphiques du Mio-Pliocene de la Zone atlantique du Maroc avec les stratotypes du bassin mediterranean sur la base des Foraminifères planctoniques, Nannoplancton calcaire et Ostracodes. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A*, 83: 121-137.
- Bossio, A., Esteban, M., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., 1996b. Rosignano Reef Complex (Messinian), Livornese Mountains, Tuscany, Central Italy. In FRANSSEN E.K. *et al.*: Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions. *SEPM, Concepts in Sediment. and Paleont.*, 5: 277-294.
- Bossio, A., Giannelli, L., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., 1981b. Gli strati alti del Messiniano, il passaggio Miocene-Pliocene e la sezione plio-pleistocenica di Nugola nelle colline a NE dei Monti Livornesi. IX Convegno Soc. paleont. ital. (3-8 ottobre 1981), 55-90, Pacini, Pisa.
- Bossio, A., Giannelli, L., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., 1981d. Il passaggio dalla facies lacustre alla evaporitica e le «Argille a *Pycnodonta*» presso Radicondoli (Siena). IX Convegno Soc. paleont. ital. (3-8 ottobre 1981), 161-174, Pacini, Pisa.
- Bossio, A., Guelfi, F., Mazzei, R., Monteforti, B., Salvatorini, G., 1989. Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola Salentina. VII - Precisazioni sull'età della Formazione di Uggiano la Chiesa nella zona di Otranto (Lecce). In: *Atti del Convegno conosc. Geol. Territ. Sal.*, Lecce, 12 dic. 1987. Quaderni Ric. Centro Studi Geot. Ing. Lecce, 11: 175-194.
- Bossio, A., Guelfi, F., Mazzei, R., Monteforti, B., Salvatorini, G., 1991b. Note geologiche e stratigrafiche sull'area di Palmargigi (Lecce, Puglia). *Riv. ital. Paleont. Stratigr.*, 97: 175-234.
- Bossio, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Menesini, E., Nencini, C., Salvatorini, G., Ughi, R., 1981c. Nuove osservazioni sulla stratigrafia delle formazioni plioceniche e pleistoceniche di Casciana Terme. IX Convegno Soc. paleont. ital. (3-8 ottobre 1981), 91-120, Pacini, Pisa.
- Bossio, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., 1986. Analisi micropaleontologiche delle formazioni mioceniche, plioceniche e pleistoceniche dell'area del Comune di Rosignano M.mo. *Suppl. 1 Quad. Mus. Stor. nat. Livorno*, 6: 129-170.
- Bossio, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., 1991d. Recenti sviluppi degli studi stratigrafici sui sedimenti pliocenici della Val di Tora (Colline Livornesi). Riassunti del workshop «Evoluzione dei bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area tosco-laziale» (Pisa, 12-13 giugno 1991), 73-74, Pisa.
- Bossio, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., Sandrelli, F., 1992b. Il Pliocene dell'area di Pomarance (Pisa). *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A*, 98: 1-98.
- Bossio, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., Sandrelli, F., 1992c. Il Pliocene di S.Dalmazio-Anqua e Radicondoli-Belforte (Siena-Pisa). *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A*, 98: 99-191.
- Bossio, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., Sandrelli, F., 1992d. Il Pliocene del Bacino di Chiusdino (Siena). *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A*, 98: 193-250.
- Bossio, A., Mazzei, R., Salvatorini, G., Sandrelli, F., 1994d. Nuovi dati sui depositi mio-pliocenici del Bacino del Fiume Elsa. *Paleopelagos*, 3: 101-112.
- Bradley, F. e Landini, W., 1984 - I fossili del «tripoli» messiniano di Gabbro (Livorno). *Palaeontographia. ital.*, 73: 5-33.
- Bradley, F. e Landini, W., 1986. Pesci, insetti e foglie fossili nel Terziario del Comune di Rosignano M.º. *Suppl. 1 Quad. Mus. Stor. nat. Livorno*, 6: 171-184.
- Brolsma, M.J., 1978. Quantitative foraminiferal analysis and environmental interpretation of the Pliocene and topmost Miocene on the south coast of Sicily. *Utrecht Micropal. Bull.*, 18, 159 pp.
- Brönnimann, P. e Resig, J., 1971. A Neogene Globigerinacea biochronologic time-scale of the southwestern Pacific. *Initial Reports if the Deep Sea Drilling Project*, 7, part 2: 1235-1470.
- Bukry D., 1973. Cocolith stratigraphy - Leg 13 DSDP. In: Ryan, W.B.F. *et al.*, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 13: 817-822.

- Capellini, G., 1878. Il calcare di Leitha, il Sarmatiano e gli strati a Congeria nei Monti Livornesi, di Castellina Marittima, di Miemo e di Monte Catini. *Atti R. Acc. Lincei, Ser. 3, Mem. Cl. Sc. fis. mat. nat.*, 2: 1-19.
- Capellini, G., 1880. Gli strati a Congerie e la formazione gesso-solfifera nella provincia di Pisa e nei dintorni di Livorno. *Atti R. Acc. Lincei, Ser. 3, Mem. Cl. Sc. fis. mat. nat.*, 5: 1-64.
- Casati, P., Bertozzi, P., Cita, M.B., Longinelli, A., Damiani, V., 1978. Stratigraphy and paleoenvironment of the Messinian «Colombacci» formation in the periadriatic trough. A pilot study. In: CATALANO R., *et al.*, Messinian evaporites in the Mediterranean. *Mem. Soc. geol. ital.*, 16: 173-196.
- Castracane, F., 1877 - Analisi microscopica in un deposito di diatomee dei Monti Livornesi. *Atti Acc. Pontif. N. Lincei*, 30: 4-10.
- Cerrina Feroni, A., Martinelli, P., Perilli, N., 1990. La fase tettonica del Pliocene inferiore nel settore nord-orientale delle Colline Livornesi in Toscana. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem.*, Ser. A, 96: 59-80.
- Channel, J., Di Stefano, E., Sprovieri, R., 1992. Calcareous Plankton Biostratigraphy Magnetostratigraphy and Paleoclimatic History of the Plio-Pleistocene Monte S. Nicola Section (southern Sicily). *Boll. Soc. paleont. ital.*, 31: 351-382.
- Cita, M.B., 1975. The Miocene/Pliocene boundary: History and definition. In: Saito T., Burckle L.H., Late Neogene Epoch Boundaries. *Micropal.*, spec. publ., 1: 1-30.
- Cita, M.B., 1976. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Mediterranean Neogene. In Takayanagi and Saito: *Progress in Micropaleontology, Spec. Publ.*, 47-68, New York.
- Cita, M.B., 1978. La crisi di salinità del Messiniano nel Mediterraneo e le sue implicazioni geodinamiche e biodinamiche. *Cultura e Scuola*, 68: 229-233.
- Cita, M.B., 1979. Lacustrine and hypersaline deposits in the desiccated Mediterranean and their bearing on paleoenvironment and paleo-ecology. In: TALWANI M. *et al.*, Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironments. Maurice Ewing Ser. 3: 402-419.
- Cita, M.B., Bossio, A., Colombo, A., Gnaccolini, M., Salvatorini, G., Kastens K.A., McCoy, F.W., Broglia, C., Camerlenghi, M., Castrullo, D., Clauzon, G., Croce, M., Giambastiani, M., Malinverno, A., Parisi, E., 1984. stratigraphy and neotectonics in the Eastern Mediterranean Ridge. Cobblestone area 3 Revisited. *Mem Soc. geol. ital.*, 24: 443-458.
- Cita, M.B. e Colombo, L., 1979. Sedimentation in the latest Messinian at Capo Rossello (Sicily). *Sedimentology*, 26 (4): 497-522.
- Cita, M.B. e Gartner S., 1973. The stratotype Zanclean Foraminiferal and nannofossil biostratigraphy. In: Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene, IV. *Riv. ital. Paleont. Strat.*, 86 (1): 503-558.
- Cita, M.B., Vismara Schilling, A., Bossio, A., 1980. Stratigraphy and paleoenvironment of the Cuevas del Almanzora section (Vera basin). A re-interpretation. In: Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. XII. *Riv. ital. Paleont. Stratigr.*, 86 (1): 215-240.
- Cita, M.B., Wright, R.C., Ryan, W.F.B., Longinelli, A., 1978. Messinian paleoenvironments. In: HSÜ K.J. *et al.*, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42: 1003-1036.
- Colalongo, M.L., 1968. Cenozone a Foraminiferi ed Ostracodi nel Pliocene e basso Pleistocene della serie del Santerno e dell'Appennino Romagnolo. *Giorn. Geol.*, Ser. 2, 35: 29-61.
- Colalongo, M.L., Cremonini, G., Farabegoli, E., Sartori, R., Tampieri, R., Tomadin, L., 1978. Paleoenvironmental study of the «Colombacci» formation in Romagna (Italy): The Cella section. In: Catalano, R. *et al.*, Messinian evaporites in the Mediterranean. *Mem. Soc. geol. ital.*, 16: 197-216.
- Colalongo, M.L., Di Grande, A., D'onofrio, S., Giannelli, L., Iaccarino, S., Mazzei, R., Romeo, S., Salvatorini, G., 1979a. Stratigraphy of late Miocene Italian sections straddling the Tortonian/Messinian boundary. *Boll. Soc. paleont. ital.*, 18: 258-302.
- Colalongo, M.L., Di Grande, A., D'onofrio, S., Giannelli, L., Iaccarino, S., Mazzei, R., Poppi Brigatti, M.F., Romeo, M., Rossi A., Salvatorini, G., 1979b. A proposal for the Tortonian/Messinian boundary. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, Tome hors ser. 1: 285-294.
- Colalongo, M.L., Pasini, G., Carobene, L., 1973. Su alcune sezioni neogeniche presso la costa tirrenica tra Salerno e Livorno. *Giorn. Geol.*, 39: 101-110.
- Colalongo, M.L. e Sartoni, S., 1967. *Globorotalia hirsuta aemiliana* nuova sottospecie cronologica del Pliocene in Italia. *Giorn. Geol.*, Ser. 2, 34: 265-284.
- Colalongo, M.L. e Sartoni, S., 1979. Schema biostratigrafico per il Pliocene e basso Pleistocene in Italia. *Contr. Prelim. Realiz. Carta Neotet. It.*, publ. N. 251 *Prog. Fin. Geodin.*, sottoprog Neotett., 645-654.
- Crescenti, U., Giannelli, L., Martinez Diaz, C., Salvatorini, G., 1973. Tentativo di correlazione tra i piani Andalusiano e Messiniano. *Atti Soc. tosc. Sci. Nat., Mem.*, 80: 17-39.
- De Bosniaski, S., 1878a. Sui fossili miocenici del Gabbro. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Proc. Verb.*, 1, Seduta 5/5/1878, 18-19.
- De Bosniaski, S., 1878b. Nuove specie di Pesci fossili del Tripoli del Gabbro. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Proc. Verb.*, 1, Seduta 7/7/1878, 30-31.
- De Bosniaski, S., 1879a. Carattere dell'ittiofauna e della stratigrafia dei piani a Congerie, formazione gessifera e del Tripoli del Gabbro e suoi dintorni. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Proc. Verb.*, 1, Seduta 12/1/1879, 52-55.
- De Bosniaski, S., 1879b. Cenni sopra l'ordinamento cronologico degli strati terziari superiori nei Monti Livornesi. Nuovi Pesci fossili della formazione gessosa. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb.*, 1, Seduta 6/7/1879, 113-120.
- De Bosniaski, S., 1879c. Nuove scoperte paleontologiche. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Proc. Verb.*, 2, Seduta 9/11/1879, 13-16.
- De Bosniaski, S., 1880. La formazione gessosa solfifera e il secondo piano mediterraneo in Italia. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Proc. Verb.*, 2, Seduta 14/11/1880, 90-100.
- Decima, A. e Sprovieri, R., 1973. Comments on Late Messinian microfaunas in several sections from Sicily. In: Drooger, C., *Messinian Events in the Mediterranean*, 229-234, Amsterdam.
- D'Erasmio, G., 1930. Studi sui pesci neogenici d'Italia. Parte III. L'ittiofauna fossile del Gabbro. *Atti r. Accad. Sci. fis. mat.*, S.2, 18(6), 115 pp.
- Dondi, L. e Papetti, I., 1968. Biostratigraphical zones of Po Valley Pliocene. *Giorn. Geol.*, 35: 63-98.
- D'Onofrio, S., Giannelli, L., Iaccarino, S., Morlotti, E., Romeo, M., Salvatorini, G., Sampo', M., Sprovieri, R., 1975. Planktonic Foraminifera of the Upper Miocene from some Italian sections and the problem of the lower boundary of the Messinian. *Boll. Soc. paleont. ital.*, 14: 177-196.
- D'Orazio, M., Foresi, L.M., Laurenzi, M.A., Sandrelli, F., Testa, G., 1995. Studio petrografico e cronologico di un livello tuftico intercalato nella successione continentale pre-evaporitica dell'area di Sassa (provincia di Livorno). *Stud. geol. camerti*, vol. Spec. 1995/1, 373-382.
- Follador, U., 1967. Il Pliocene ed il Pleistocene dell'Italia meridionale, versante adriatico. *Biostratigrafia. Boll. Soc. geol. ital.*, 86: 565-584.
- Frydas, D. e Bellas S., 1994. Plankton stratigraphy and some remarks on Globorotalia evolutionary trends from the Plio-Pleistocene sections of southwestern Peloponnesus, Greece. *Micropal.*, 40: 322-336.
- Gartner, S. e Bukry D., 1975. Morphology and phylogeny of the Coccoolithophyceae Family Ceratolithaceae. *J. Res. U.S. geol. Survey*, 3 (4): 451-465.
- Giannelli M., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G., 1981. Breve quadro stratigrafico e paleogeografico del neogene e del Quaternario del Valdarno Inferiore, della Val di Fine e della Val di Cecina, IX Convegno Soc. paleont. ital., (3-8 ottobre 1981), 21-54, Pacini, Pisa
- Giannelli, L., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., Sanesi, G., 1982. Nuove osservazioni sul Quaternario di Livorno. In: Studi sul territorio livornese, Archeologia, Antropologia, Geologia. Centro livornese di Studi archeologici Ed. La Fortezza, Livorno, 30-61.
- Giannelli, L., Salvatorini, G., Sampò, M., 1976. Segnalazione di *Hastigerinella digitata* (Rhumbler) in sedimenti del Miocene superiore del Bacino piemontese. *Boll. Soc. paleont. ital.*, 15: 159-166.

- Giannini, E., 1960. Studio di alcune sezioni stratigrafiche nel Miocene superiore delle Colline Livornesi e osservazioni sui caratteri e sui limiti del Messiniano in Toscana. *Giorn. Geol.*, 28: 35-58.
- Giannini, E., 1962. Geologia del bacino della Fine (province di Pisa e Livorno). *Boll. Soc. geol. ital.*, 81 (2): 99-224.
- Gillet, S., 1957. Contribution à l'histoire du Bassin méditerranéen et euxinique au Néogène et au Quaternaire. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, 10(2): 14-28.
- Gillet, S., 1960. Affinités orientales des Mollusque messiniens. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem.*, 66: 415-417.
- Gillet, S., 1963 - Révision des mollusques de la collection Capellini. *Giorn. Geol.*, 30: 373-409.
- Glaçon, G., Rio, D., Sprovieri, R., 1980. Calcareous plankton Pliocene-Pleistocene biostratigraphy in the Tyrrhenian Sea (western Mediterranean, Leg 107). *Proc. ODP*, 107: 683-693.
- Gradstein, F.M., 1974. Mediterranean Pliocene Globorotalia; a biometrical approach. Edizione dell'Autore (Utrecht Micropal. Bull., 7), 171 pp., Netherlands.
- Hsü, K.J., Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1973. The origin of the Mediterranean Evaporites. In: Ryan, W.B.F. *et al.*, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13: 1203-1232.
- Hurzelner, J. e Engesser, B., 1976. Les faunes de mammifères néogènes du Bassin de Baccinello (Grosseto-Italie). *C.R. Acad. Sci.*, 283: 333-336.
- Iaccarino, S., 1985. Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. In: Bolli *et al.*, *Plankton Stratigraphy*, 283-314, Cambridge.
- Iaccarino, S. e Papani, G., 1979. Il Messiniano dell'Appennino settentrionale dalla Val d'Arta alla Val Secchia: stratigrafia e rapporti con il substrato e il Pliocene. Volume dedicato alla memoria di Sergio Venzo, 15-46, Parma.
- Iaccarino, S. e Salvatorini G., 1979. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of Neogene and Quaternary of Site 398 of DSDP Leg 47B. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 47, part 2: 285-295.
- Iaccarino, S. e Salvatorini, G., 1982. A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area. *Paleont. Strat. Evoluz.*, 2: 115-125.
- Jenkins, D. e Orr, W., 1972. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the eastern equatorial Pacific DSDP Leg 9, 1059-1193.
- Kennett, J.P., 1973. Middle and Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of the southwest Pacific DSDP Leg 21. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 21: 575-639.
- Kennett, J.P. e Srinivasan, M.S., 1983. Neogene planktonic Foraminifera. 265 pp, New York.
- Landini, W., 1977. Revisione degli «Ittiodontoliti pliocenici» della Collezione Lawley. *Paleontographia. ital.*, 70: 92-134.
- Landini, W., 1981. I pleuronectiformi (Pisces, Teleostea) fossili del Neogene italiano. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A*, 88: 1-41.
- Landini, W. e Menesini, E., 1980 - Studi sulle ittiofaune messiniane. II. Studio sistematico di *Maurolicus muelleri* (GMELIN) (fam. *Gonostomatidae*). *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A*, 87: 231-255.
- Landini, W., Menesini, E., Salvatorini, G., 1978. Studi sulle ittiofaune messiniane. I. Revisione delle collezioni «Capellini» e «De Bosniaski». Studio di una nuova ittiofauna del Tripoli del Gabbro. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A*, 85: 11-37.
- Lazzarotto, A. e Mazzanti, R., 1978. Geologia dell'alta Val di Cecina. *Boll. Soc. geol. ital.*, 95: 1365-1487.
- Lazzarotto, A., Mazzanti, R., Nencini, C., 1987. Carta geologica dei Comuni di Livorno e di Collesalveti (Provincia di Livorno). S.EL.CA., Firenze.
- Lazzarotto, A., Mazzanti, R., Nencini, C., 1990. Geologia e morfologia dei Comuni di Livorno e Collesalveti. *Suppl. 2 Quad. Stor. nat. Livorno*, 11: 1-85.
- Lazzarotto, A., Mazzanti, R., Salvatorini, G., 1964. Stratigrafia neogenica toscana: Esame geologico e micropaleontologico di alcune sezioni del complesso neoautoctono delle Valli di Cornia e di Milia (Province di Pisa e Grosseto). *Boll. Soc. geol. ital.*, 83: 401-460.
- Lazzarotto, A. e Sandrelli, F., 1979. Stratigrafia ed assetto tettonico delle formazioni neogene nel bacino del Casino (Siena). *Boll. Soc. geol. ital.*, 96: 747-762.
- Loeblich, A.R. e Tappan H., 1988a. Foraminiferal genera and their classification. 970 pp., New York.
- Loeblich, A.R. e Tappan H., 1988b. Foraminiferal genera and their classification. Plates. 212 pp., 847 tavv., New York.
- Marchetti, M., 1935. Flora fossile del Gabbro (Monti Livornesi). 1. Pteridophyta del Gabbro. *Palaeontographia ital.*, 35: 191-199.
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In A. Farinacci (ed.) *Proceedings II Planktonic Conference*, Roma, 1970, 2: 739-785.
- Martinoli, G., 1938. Flora fossile del Gabbro (Monti Livornesi). 2. Premessa Gymnospermae del Gabbro. *Palaeontographia ital.*, 38: 228-248.
- Martinotti, G.M., 1981. Biostratigraphy and planktonic foraminifera of the late Eocene to ?Pleistocene sequence in the Ashgolon 2 well (Southern coastal plain, Israel). *Rev. Esp. Micropal.*, 13: 343-381.
- Mazzei, R., 1977. Biostratigraphy of the Rio Mezzapiedi-Castellania section (Type Section of the Tortonian) based on calcareous nannoplankton. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A*, 84: 15-24.
- Mazzei, R., Poppi Brigatti, M.F., Romeo, M., Rossi, A., Salvatorini, G., 1979. A proposal for the Tortonian/Messinian boundary. *Ann. Geol. Pays Hellen*, Tome hors serie, 1979, 1: 285-294.
- Menesini, E., 1977. Studio di una malacofauna del Pliocene medio del bacino della Fine (Toscana Marittima): osservazioni paleoambientali. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A*, 83:251-271.
- Muller, C., 1978. Neogene Calcareous Nannofossil from the Mediterranean Leg 42A of the Deep Sea Drilling Project. In Hsu, K.J., Montadert, L., *et al.* Initial Reports of the DSDP 42: 727-752.
- Okada, H. e Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975) *Marine Micropal.*, 5 (3): 321-325.
- Parker, F.L., 1967. Late Tertiary biostratigraphy (planktonic Foraminifera) of tropical Atlantic deep-sea sections. *Rev. esp. Micropal.*, 5: 253-289.
- Parker, L.J., 1973. Late Cenozoic biostratigraphy (Planktonic formaminifera) of tropical Atlantic deep-sea section. *Rev. Espan. Micropal.*, 5: 253-289.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic calcareous nannofossils. In Bolli H.M, Saunders J.B., Perch-Nielsen K: *Plankton stratigraphy*, 326-426, Cambridge.
- Perconig, E. 1969. Evolution de los Globigerinoides amplus, obliquus, extremus y elongatus en el Neogeno de Andalucía (España). *Rev. esp. Micropal.*, 1: 37-43.
- Poore, R.Z. 1979. Oligocene through Quaternary planktonic foraminiferal biostratigraphy of the North Atlantic: DSDP Leg 49. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 49: 447-517.
- Raffi, R. e Rio, D., 1979. Calcareous nannofossil biostratigraphy of DSDP Site 132-Leg 13 (Tyrrhenian Sea-Western Mediterranean). *Riv. ital. Paleont.*, 85: 127-172.
- Raffi, I. e Sprovieri, R., 1985. Calcareous plankton in the DSDP Hole 125 - Leg 13 (Ionian Sea Eastern Mediterranean): a review. *Boll. Soc. paleont. ital.*, 23: 53-73.
- Rebel, H., 1898. Fossile Lepidopteren aus der Miocan-formation von Gabbro. *Sitzungsb. Akad. Wissensch., math.-naturw.*, 107: 1-15.
- Rio, D., Mazzei, R., Palmieri, G., 1978. The stratigraphic position of the Mediterranean Upper Miocene evaporites, based on nannofossils. In: Catalano, R., *et al.*, *Messinian evaporites in Mediterranean*. *Mem. Soc. geol. ital.*, 75 (2): 261-276.
- Rio, D., Raffi, I., Villa, G., 1990. Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean. In: Kastens K.A., Mascle J., *et al.* (ed.). *Proc. ODP, Sc., Res.*, 107: 513-533.
- Rio, D. e Sprovieri, R., 1986. Biostratigrafia integrata del Pliocene-Pleistocene inferiore mediterraneo in un'ottica di stratigrafia sistematica. *Boll. Soc. paleont. ital.*, 25: 65-85.

- Rio, D., Sprovieri, R., Di Stefano, E., Raffi, I., 1984. Globorotalia truncatulinoides (d'Orbigny) in the Mediterranean Pliocene geologic record. *Micropaleont.*, 30: 121-137.
- Rio, D., Sprovieri, R., Raffi, I., 1984b. Calcareous plankton biostratigraphy and biochronology of the Pliocene-Lower Pleistocene succession of the Capo Rossello area, Sicily. *Marine Micropal.*, 9: 135-180.
- Rio, D., Sprovieri, R., Raffi, I., Valleri, G., 1988. Biostratigrafia a paleoecologia della sezione stratigrafica del Piacenziano. *Boll. Soc. paleont. ital.*, 27: 213-238.
- Rizzini, A. e Dondi, L., 1980. Messinian evolution of the Po basin and its economic implications (hydrocarbons). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 29: 41-74.
- Rögl, F., 1974. The evolution of the *Globorotalia truncatulinoides* and *Globorotalia crassaformis* group in the Pliocene and Pleistocene of the Timor Trough, DSDP Leg 27, Site 262. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 27: 743-767.
- Ruggieri, G., 1958. Gli esotici neogenici della colata gravitativa della Val Marecchia. *Atti Accad. Sci. Lett. Arti Palermo*, 169 pp.
- Ruggieri, G., 1967a. The Miocene and later evolution of the Mediterranean sea. In: Dams Ager, Aspects of Tethyan biogeography. *Syst. Assoc. Publ.*, 7: 283-290.
- Ruggieri, G., 1967b. Due Ostracofaune del Miocene alloctono della Val Marecchia (Appennino Settentrionale). *Riv. ital. Paleont.* 73: 351-384.
- Ruggieri, G., Russo, A., Bossio, A., 1977. *Pokornyella italica* (Ostracoda, Podocopida) nuova specie del Miocene superiore mediterraneo. *Boll. Soc. paleont. ital.*, 16: 129-136.
- Ruggieri, G. e Sprovieri, R., 1974. The lacustrine faunas in Sicily and the desiccation theory. *Lavori Ist. Geol. Palermo*, 13: 1-6.
- Ruggieri, G. e Sprovieri, R., 1976. Messinian salinity crisis and its paleogeographical implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 20: 13-21.
- Ruggieri, G. e Sprovieri, R., 1977. Considerazioni paleogeografiche sul Messiniano superiore. *Boll. Soc. geol. ital.*, 95: 1121-1126.
- Ruggieri, G. e Sprovieri, R., 1978. The «desiccation theory» and its evidences in Italy and in Sicily. In: Catalano, R. *et al.*, Messinian evaporites in the Mediterranean. *Mem. Soc. geol. ital.*, 16: 165-169.
- Salvatorini, G., 1968. I Foraminiferi delle Argille a *Pycnodonta navicularis* (Brocchi) del Miocene superiore della Toscana Marittima. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A*, 75: 259-385.
- Salvatorini, G. e Cita M.B., 1979. Miocene foraminiferal stratigraphy, DSDP Site 397 (Cape Bojador, North Atlantic). In: von Rad U., Ryan W.B.F. *et al.* *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 47, part 1: 317-373.
- 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. *Tesi di Dottorato. Pisa.*
- Sarti, G., 1996. Rapporti tra controllo tettonico ed eustatico sulla deposizione miocenica superiore della Val di Fine (Toscana, Pisa). *Stud. Geol. camerti, vol. Spec. 1995/1*: 581-592.
- Sarti, G., Florindo, F., Sagnotti, L., 1996. 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. *Stud. Geol. camerti, vol. Spec. 1995/1*: 593-600.
- Sarti, G., Testa, G., 1994. Studio stratigrafico della successione tortoniana sup.-piocenica del margine occidentale del bacino di Volterra (Pisa). *Mem. descr. Carta geol. Ital.*, 49: 189-229.
- Serrano Lozano, F., 1979. Los foraminiferos planctonicos del Mioceno Superior de la Cuenca de Ronda y su comparacion con los de otras areas de la Cordilleras Beticas. *Public. Depart. Geol. Univers. Malaga*, 11, 254 pp.
- Spaak, P., 1981. The distribution of the *Globorotalia inflata* group in the Mediterranean Pliocene. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Ser. B*, 84: 201-215.
- Spaak, P., 1983. Accuracy in correlation and ecological aspects of the planktonic foraminiferal zonation of the Mediterranean Pliocene. *Utrecht Micropal. Bull.*, 28-159.
- Sprovieri, R., 1972. Mediterranean Pliocene biochronology: an high resolution record based on quantitative plankton foraminiferal distribution. *Riv. ital. Paleont. Stratigr.*, 98: 61-100.
- Sprovieri, R., 1993. Astrochronology of Pliocene-early Pleistocene Mediterranean calcareous plankton events. *Paleopelagos*, 3: 187-194.
- Sprovieri, R., Di Stefano, E., Sprovieri, M., 1996. High resolution chronology for Late Miocene Mediterranean stratigraphic events. *Riv. ital. Paleont. Stratigr.*, 102 (1): 77-104.
- Stainforth, R.M., Lamb, J.L., Luterbacher, H., Beard, J.H., Jeffords, R.M., 1975. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and Characteristics of index forms. *Univ. Kansas, Paleont. Contr.*, Art. 62, 425 pp.
- Tavani, G., 1955. Studio paleontologico delle carote di alcuni sondaggi effettuati nel Miocene della Val di Cecina. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A*, 62: 141-176.
- Thunnel, R.C., 1979. Mediterranean Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy: quantitative results from DSDP Sites 125, 132 and 372. *Micropal.*, 25: 412-437.
- Tjalsma, R.C., 1971. Stratigraphy and foraminifera of the Neogene of the Eastern Guadalquivir Basin (southern Spain). *Utrecht Micropal. Bull.*, 4, 161 pp.
- Trevisan, L., 1967. Pollini fossili del Miocene superiore nei Tripoli del Gabbro (Toscana). *Palaeontographia. ital.*, 62: 1-78.
- Vismara Schilling, A., Stradner, H., Cita, M.B., Gaetani, M., 1978. Stratigraphic investigations on the Late Neogene of Corfou (Greece) with special reference to the Miocene/Pliocene boundary and to its geodynamic significance. In: Catalano R. *et al.*, Messinian evaporites in the Mediterranean. *Mem. Soc. geol. ital.*, 16: 279-318.
- Wernli, R., 1987. Micropaléontologie du Néogène post-nappes du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques. *Notes Mem. Serv. Geol.*, 331, 266 pp.
- Zachariasse, W.J., 1975. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Neogene of Crete (Greece). *Utrecht Micropal. Bull.*, 11, 171 pp.

(ms. pres. il 20 dicembre 1997; ult. bozze l'11 settembre 1998)