

## FORAMINIFERI PLIO-PLEISTOCENICI DEL VERSANTE SETTENTRIONALE DEI MONTI PELORITANI: ANALISI BIOSTRATIGRAFICA E PALEOAMBIENTALE

DONATA VIOLANTI

*Key-words:* Foraminifera, Biostratigraphy, Paleobathymetry, Pliocene, Early Pleistocene, North-Eastern Sicily.

*Abstract.* This study deals with the foraminiferal assemblages of Plio-Pleistocene sediments of the northern side of the Peloritani Mountains (North-Eastern Sicily). Six sections were closely sampled in the surroundings of Rometta (Sottocastello Sud, Sottocastello, Torrione, Sperone, Sottorometta, Rometta), three in nearby valleys (Torretta, S. Sebastiano, Serro), and three others come from a quarry in the northern plain toward the Tyrrhenian Sea (Villafranca Tirrena).

The sedimentary sequence presents very different facies from section to section; moreover, it is affected by gaps and reworking, the latter more intense in Upper Pliocene and part of Lower Pleistocene. White "Trubi" marls, with abundant planktonic foraminifera, deposited during the Early Pliocene (Zone MPI 2 and reworked Zone MPI 1). Yellowish sandy-clayey marls, overlaying the "Trubi", are Late Pliocene (Zone MPI 5) to Early Pleistocene in age or are restricted to Zone MPI 5 in some sections. Zone MPI 3-MPI 4 are not preserved, but their assemblages are reworked in MPI 5 or younger sediments.

Yellow sand, debris-flows deposited in the Late Pliocene (Zone MPI 6). Grain-flows, debris-flows, turbidites and coarse biocalcarenes from neritic paleoenvironment were widespread during the Early Pleistocene. Then in the Sicilian the paleodepth suddenly increased and epibathyal clayey marls sedimented after the neritic calcarenites. This sudden change in paleobathymetry is attributed to tectonics. The sequence ends with coarse subaerial conglomerates.

Some important tectonic episodes seem to affect the area: one in the Late Pliocene (Zone MPI 5) can be detected by the strong erosion and reworking of older Pliocene microfaunas; during the latest Pliocene and the Early Pleistocene the tectonic instability of the area is documented by the numerous changes of foraminiferal assemblages, typical of different paleoenvironments (neritic, epibathyal, etc.).

### Introduzione.

Questo studio si inquadra in una ricerca effettuata con M. Gaetani e L. Bonfiglio, i cui risultati geologici generali sono in fase di preparazione. Formano oggetto del presente lavoro le microfaune a Foraminiferi dei sedimenti neogenici, che succedono alla depo-

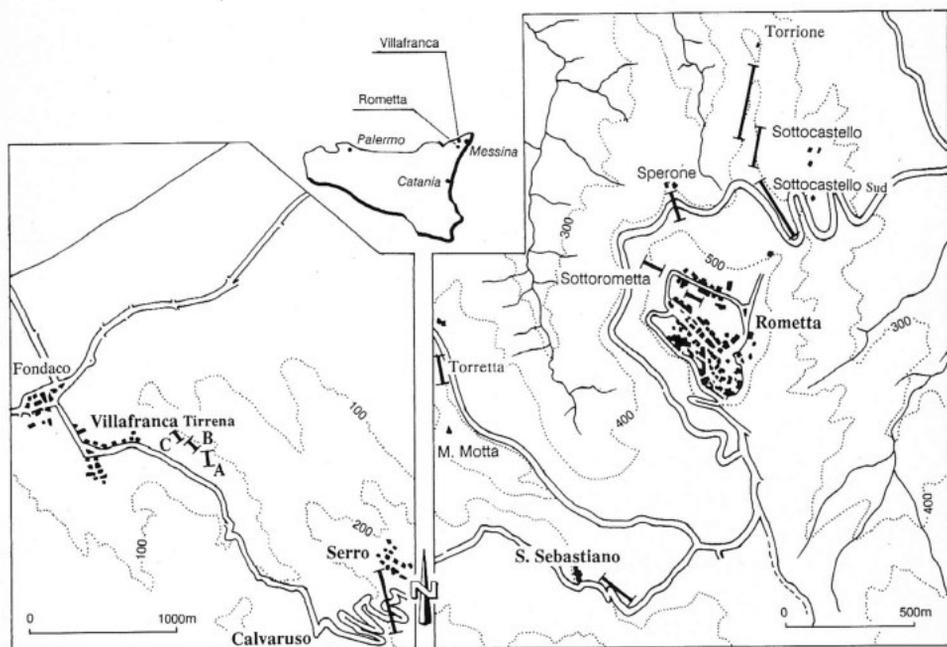


Fig. 1 - Ubicazione delle sezioni plio-pleistoceniche studiate sul versante settentrionale dei Peloritani.

sizione del Calcere di Base messiniano e che affiorano in un settore del versante tirrenico dei Monti Peloritani (Fig. 1). Allo scopo sono state misurate sei sezioni nei dintorni di Rometta (Sottocastello Sud, Sottocastello, Torrione, Sperone, Sottorometta, Rometta), tre lungo il versante opposto della stessa valle (Torretta) o in valli vicine (Serro, San Sebastiano). Sono inoltre state confrontate le marne argillose affioranti alla sommità della collina di Rometta (sezione omonima) con quelle intensamente sfruttate per laterizi lungo la pianura costiera. Di queste ultime sono state esaminate tre sezioni in cave a Villafranca Tirrena, distinte da sud verso nord in Villafranca A, B, C.

L'analisi micropaleontologica è stata intrapresa per approfondire le conoscenze sulle associazioni a Foraminiferi dell'area nord-orientale della Sicilia, meno note di quelle dei più completi affioramenti pliocenici e pleistocenici nei settori occidentali dell'isola (Sprovieri, 1974, 1976, 1978, 1982; Ruggieri & Sprovieri, 1975; Rio et al., 1984, *inter alii*).

#### Conoscenze precedenti.

I sedimenti plio-pleistocenici di Rometta e dei suoi dintorni sono stati presi in esame da Giuseppe Seguenza (1862, 1866, 1868, 1873-1877) e Luigi Seguenza (1908) in studi prevalentemente geologici e macropaleontologici.

L'area è stata nuovamente studiata solo in anni molto più recenti. I Foraminiferi planctonici e bentonici dei depositi affioranti alla sommità della collina di Rometta sono stati descritti in dettaglio da Giunta Ilacqua (1956) ed attribuiti al Calabriano; le microfaune sono state considerate indicative di acque fredde, non molto profonde. Ruggieri et al. (1979a, b) le hanno correlate invece al Selinuntiano II ciclo ed alla trasgressione emiliana, mentre la profondità di deposizione è stata ritenuta considerevolmente più elevata (almeno -700/-800 m). Violanti et al. (1987) hanno svolto uno studio prevalentemente paleoclimatico sulle microfaune delle stesse località, che hanno attribuito al Pleistocene inferiore (Zona a *Globorotalia truncatulinoides excelsa*); tali microfaune testimoniano sensibili oscillazioni climatiche, con un intervallo caldo tra due fasi fredde. Lombardo (1980) ha descritto le microfaune pleistoceniche delle argille sabbiose di Villafranca Tirrena, a *Globorotalia truncatulinoides excelsa* e *Hyalinea balthica*, e le ha considerate indicative di profondità superiore a -300 m.

Le macrofaune a Brachiopodi plio-pleistocenici di Rometta e di numerose altre località dell'area dello Stretto di Messina sono state studiate dal punto di vista tassonomico e paleoambientale (Gaetani & Saccà, 1984; Gaetani, 1986); esse hanno permesso di distinguere differenti paleocomunità (circolitorali, epibatiali), in cui sono presenti anche specie legate a substrati duri (*Dyscolia guiscardiana*). Durante il Pleistocene si osserva la scomparsa di alcune specie batiali (*Sphenarina sicula*, *Ceramisia meneghiniana*), mentre *Gryphus minor*, *G. vitreus*, prevalentemente circolitorali profonde, diventano più frequenti.

Come si è visto, i dati in letteratura riguardano soprattutto i sedimenti pleistocenici della zona in esame, sono più scarsi invece per quanto riguarda il Pliocene. Lo studio si propone quindi di analizzare in dettaglio le microfaune plioceniche e di verificarne le correlazioni con quelle della Sicilia occidentale, nell'intento anche di fornire dati utili sull'evoluzione sedimentaria dell'area, in cui l'attività tettonica è stata particolarmente intensa in tempi recenti (Bonfiglio, 1970; Di Geronimo et al., 1978; Atzori & Vezzani, 1979; Fabbri et al., 1980; Boccaletti et al., 1984; Barrier, 1986, 1987; Malinverno & Ryan, 1986; Bousquet et al., 1987; Curzi et al., 1987; Kastens et al., 1987; Montecat et al., 1987; Ott d'Estevou et al., 1987).

### Tratti geologici essenziali.

I tratti essenziali della situazione geologica della zona, che verrà analizzata compiutamente in un lavoro successivo, sono schematizzati in via preliminare nelle Fig. 2, 3.

Dopo la crisi di salinità del Messiniano, di cui il Calcare di Base rappresenta l'unica testimonianza litologica nella maggior parte delle località esaminate, il rapido ritorno a condizioni batiali, tipiche dei sedimenti pliocenici dell'area mediterranea, è qui accentuato dai movimenti tettonici distensivi infrapliocenici, che mantengono l'area in condizioni marine profonde. Durante il Pliocene la deposizione delle calcilutiti della formazione dei Trubi è stata probabilmente controllata dalla morfologia irregolare del fondo, con solchi separati da soglie rocciose; inoltre la conservazione delle calcilutiti stesse è

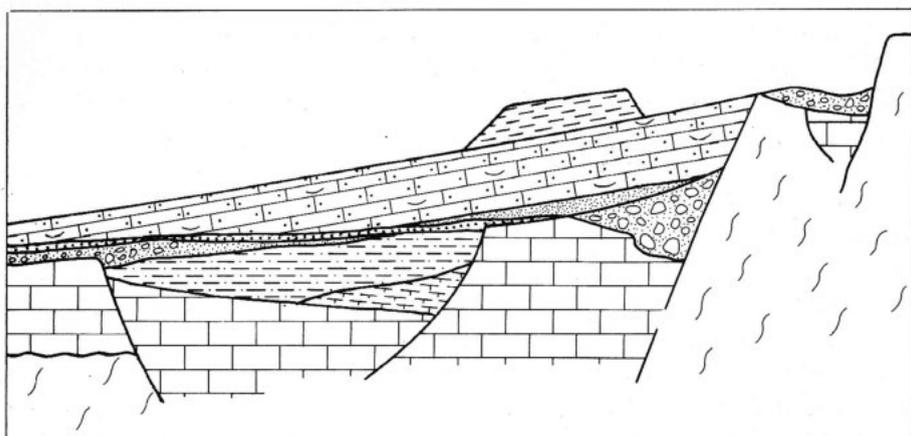


Fig. 2 - Schema preliminare della successione sedimentaria neogenica affiorante nell'area circostante la collina di Rometta.

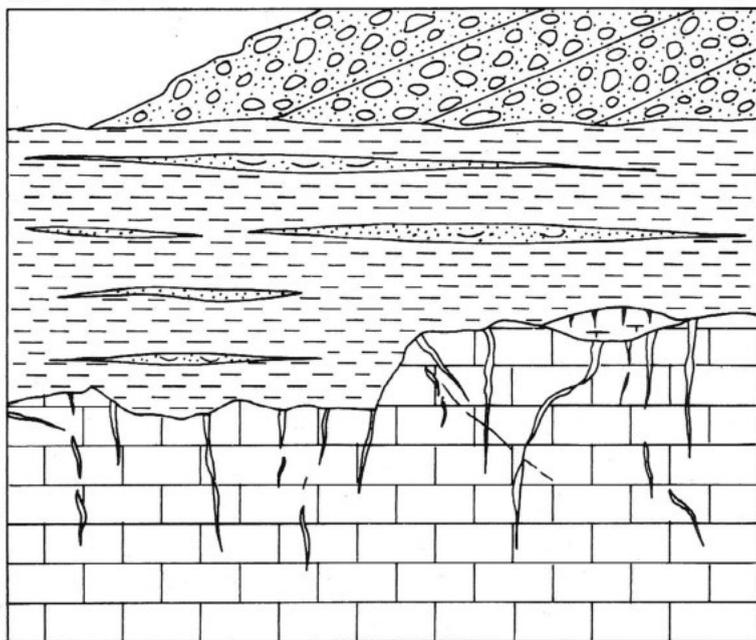
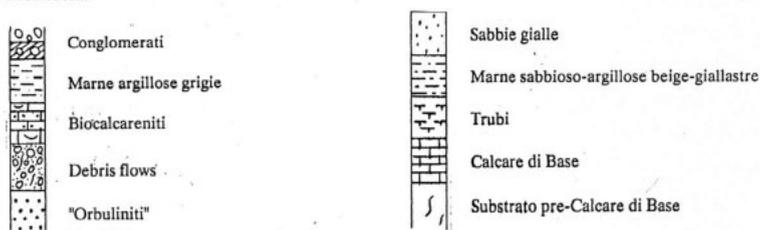


Fig. 3 - Schema preliminare della successione sedimentaria neogenica affiorante nell'area di Villafranca.

stata ulteriormente limitata da erosioni e spiazamenti, attivi sia nel Pliocene medio-superiore che nel Pleistocene. Per questi motivi la loro diffusione è scarsa, sia in senso areale, sia come spessore, ridotto a poche decine di metri. Ne consegue una grande varietà di situazioni locali, con facies di pendio, di riempimento di canale, di piede di scarpata, di fessure in roccia colmate da sedimenti, che danno una risposta litologica alquanto diversa. Al momento non esiste una adeguata classificazione litostratigrafica, e verrà quindi usata una terminologia puramente descrittiva.

La fase tetto-genetica mediopliocenica, qui essenzialmente di tipo distensivo, ha un preciso riflesso in questa zona, con discordanze angolari tra sedimenti del Pliocene inferiore e del Pliocene superiore. Inoltre, durante il Pliocene ed il Pleistocene inferiore, la sedimentazione diventa via via più abbondante, con un graduale incremento delle granulometrie e della quantità di terrigeno fine immesso nel sistema sedimentario.

In numerose zone l'inizio del Pleistocene inferiore coincide con una sempre maggiore diffusione della risedimentazione bioclastica, con organizzazione in lenti residuali selezionate dalle correnti ("orbulinita"), in vere e proprie sequenze torbiditiche o in ammassi di debris-flows. Questi grandi corpi calcarenitici cementati formano il bastione di Rometta e del M. Motta (Fig. 1).

L'allontanamento delle aree-sorgente dei clastici, unito ad una minore produttività in carbonati, ha portato in seguito, sempre nel Pleistocene inferiore, ad una generale diffusione delle facies marnoso-argillose, deposte in ambiente batiale e modulate climaticamente. Con esse si conclude la successione marina di questo settore dei Monti Peloritani.

## Materiali e metodi.

L'ubicazione dei campioni nelle diverse sezioni è indicata in Tab. 1; la numerazione degli stessi non è sempre continua poiché i campionamenti sono stati effettuati in più riprese.

Circa 50 gr di sedimento secco sono stati lavati con acqua ed acqua ossigenata a 120 vol su setacci a maglie di 61  $\mu\text{m}$ , 151  $\mu\text{m}$  e 270  $\mu\text{m}$ ; i loro pesi, espressi in percentuale del peso totale di sedimento, sono indicati graficamente dalle curve nelle Fig. 4-15. Le tre frazioni granulometriche ottenute per ogni campione sono state quindi analizzate separatamente dal punto di vista micropaleontologico. Altri campioni, prelevati da materiali consolidati (calcarei, biocalciruditi), sono stati studiati in sezione sottile.

Il quantitativo in carbonato di calcio di ogni campione è stato misurato su un grammo di sedimento in polvere; esso è infatti un utile indicatore di produttività organica in sedimenti pelagici e, nei campioni di età pliocenica qui esaminati, potrebbe essere controllato anche dal trasporto di materiale biogenico. Le curve ottenute dalle variazioni percentuali del carbonato di calcio sono poste a confronto con le curve granulometriche nelle Fig. 4-15.

Per ogni campione è stata stimata l'abbondanza relativa dei principali componenti inorganici (quarzo, mica ecc.) ed organogeni (macrofauna, Ostracodi, Foraminiferi). Di questi ultimi sono state identificate le specie planctoniche e bentoniche; la distribuzione delle specie è riportata in appendice nella Tab. 2 (Foraminiferi planctonici) e nella Tab. 3 (Foraminiferi bentonici), relativamente alle sezioni di Serro, Sottocastello Sud e Villafraanca C, scelte per la loro maggiore rappresentatività. Le altre sezioni, meno complete, presentano associazioni confrontabili con le precedenti. Per le marne argillose di Rometta si fa riferimento a Violanti et al. (1987).

È stato inoltre stimato il rapporto P/P+B, che con buona approssimazione può essere correlato alla profondità e/o distanza dalla costa dell'area di sedimentazione.

CAMPIONI	SE	SS	SO	TO	SP	SR	RO	TA	SSE	VA	VB	VC
PP1-PP15							⊗					
PP29-PP32						⊗						
PP33-PP46					⊗							
PP55-PP73			⊗									
PP75-PP127		⊗										
PP137-PP149				⊗								
PP150						⊗						
PP151					⊗							
PP152-PP164										⊗		
PP165-PP179											⊗	
PP180-PP193												⊗
PP201-PP220	⊗											
PP248-PP261	⊗											
PP262-PP265				⊗								
PP266-PP268		⊗										
PP269-PP271								⊗				
PP272-PP178									⊗			
G1625								⊗				

Tab. 1 - Distribuzione dei campioni nelle diverse sezioni analizzate. La numerazione non è continua poiché i campionamenti sono stati effettuati in fasi successive. SE) Serro; SS) Sottocastello Sud; SO) Sottocastello; TO) Torriione; SP) Sperone; RO) Rometta; TA) Torretta; SSE) S. Sebastiano; VA) Villafranca A; VB) Villafranca B; VC) Villafranca C.

### Litologia.

Le colonne litologiche schematiche delle diverse sezioni sono riportate a fianco delle relative curve granulometriche e calcimetriche (Fig. 4-15). La litologia delle successioni neogeniche viene qui descritta brevemente, a partire dalla sezione risultata più antica.

**Serro.** Solo in questa sezione (Fig. 4), campionata lungo il versante occidentale della collina su cui sorge l'abitato, sono osservabili gessi messiniani, affioranti tra la copertura verso il fondo valle; quindi sul Calcare di Base, affiorante per circa 6-7 m, poggiano corpi conglomeratici (circa 2-2,5 m complessivi), ricoperti alla sommità da un sottile livello argilloso bruno (circa 20 cm). Al di sopra di una lente sabbiosa, di circa 50-70 cm di spessore, affiorano circa 40 m di calcilutiti biancastre (Trubi), macroscopicamente simili ai classici Trubi di Capo Rossello, parzialmente nascosti da due intervalli di copertura. Un livello sabbioso, spesso circa 1-1,5 m, è presente nella parte inferiore; in quella superiore i Trubi sono stratificati in modo più evidente. Seguono circa 50-70 cm di calcari lenticolari e 1-1,5 m di biocalcareni a livelli più o meno consolidati. Spessore massimo totale 52,6 m.

**Sottocastello Sud.** La successione (Fig. 5), campionata lungo la strada nuova che sale a Rometta da Villafranca, poggia sul Calcare di Base, affiorante per circa 1 m. Seguono

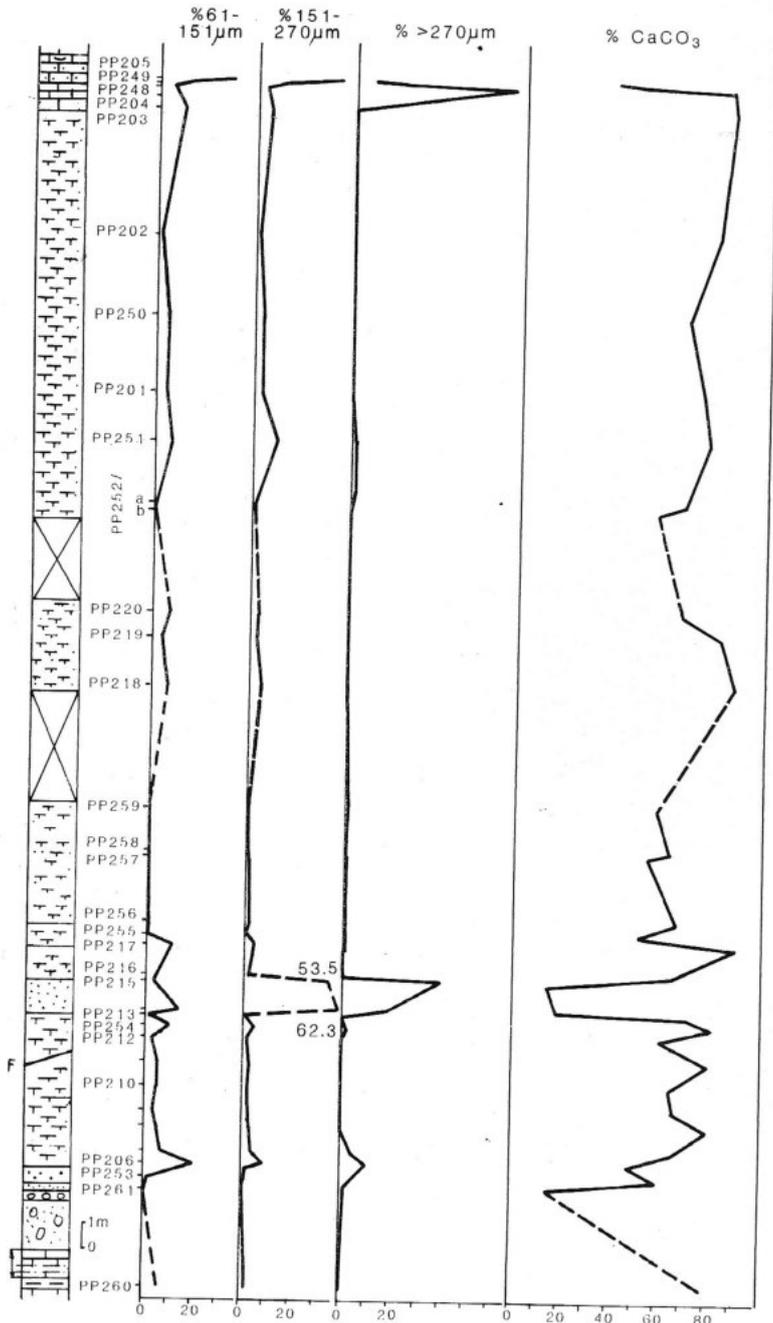


Fig. 4 - Colonna litologica, diagrammi delle variazioni percentuali delle frazioni granulometriche (61-151 μm, 151-270 μm, >270 μm) e del carbonato di calcio nella sezione di Serro.

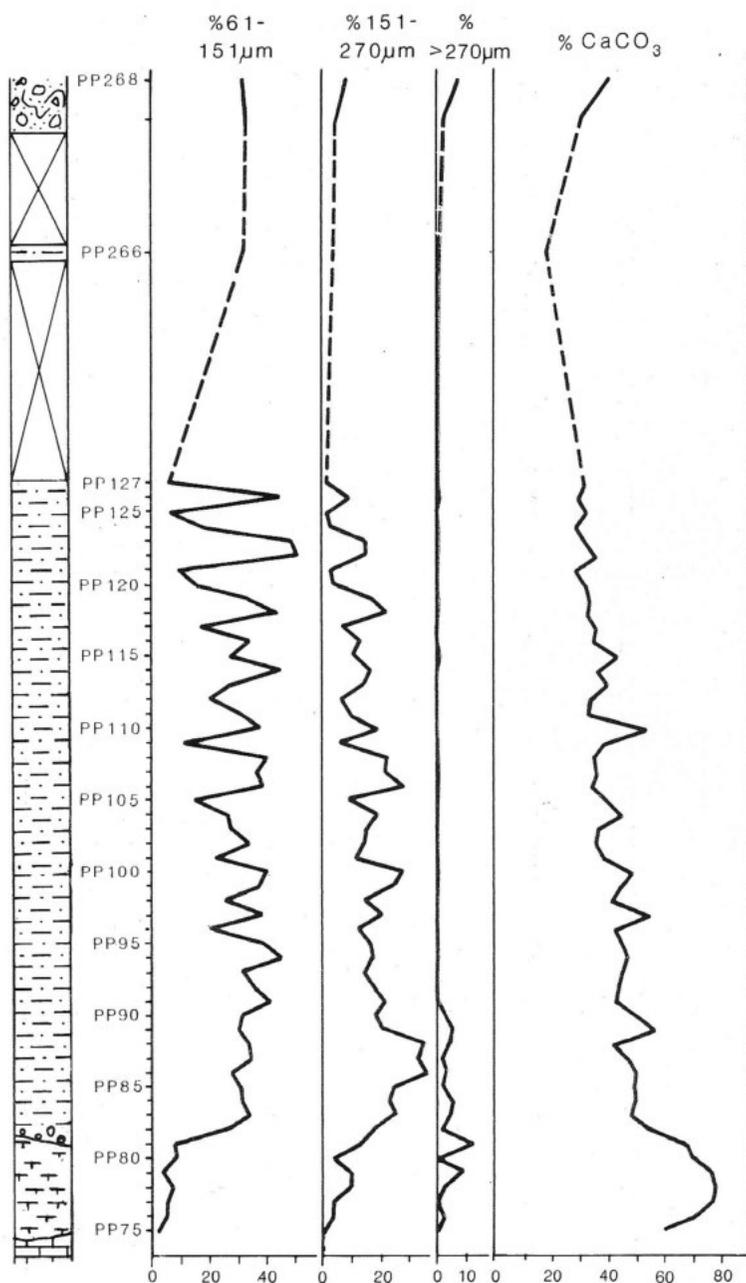


Fig. 5 - Colonna litologica, diagrammi delle variazioni percentuali delle frazioni granulometriche (61-151 μm, 151-270 μm, >270 μm) e del carbonato di calcio nella sezione di Sottocastello Sud.

no, con contatto irregolare, circa 3 metri di calcilutiti leggermente sabbiose biancastre (Trubi) e circa 31,5 metri di marne sabbiose beige-giallastre, discordanti sulle precedenti e con inclinazione maggiore; la superficie di contatto tra calcilutiti e marne sabbiose è irregolare ed evidenziata da un livello centimetrico con clasti di calcare e del basamento cristallino. Verso l'alto diventa più evidente l'alternanza di livelli argillosi e sabbiosi, parzialmente coperti alla sommità, che risultano canalizzati da un corpo di debris-flow, qui affiorante per 2-3 m circa. Spessore massimo 37,5 m.

**Sottocastello.** La sezione (Fig. 6) è stata campionata sul lato est del dosso tagliato dalla stessa strada e sembra rappresentare la continuazione della sezione precedente. E'

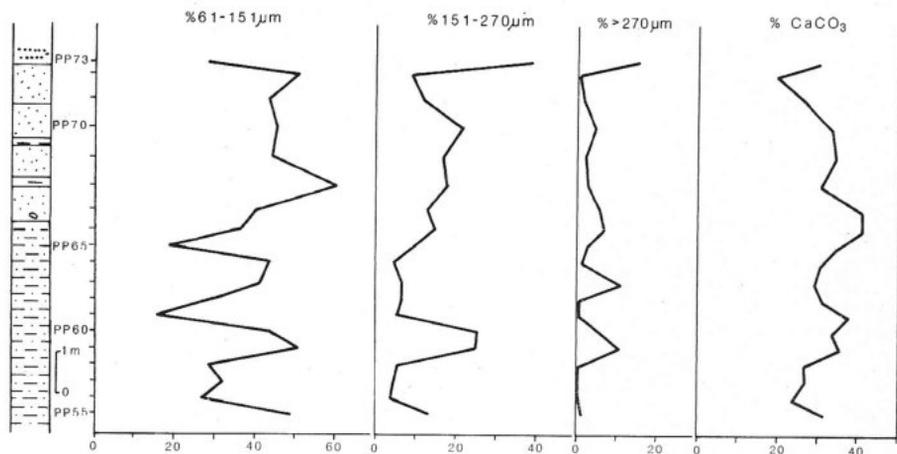


Fig. 6 - Colonna litologica, diagrammi delle variazioni percentuali delle frazioni granulometriche (61-151  $\mu\text{m}$ , 151-270  $\mu\text{m}$ , >270  $\mu\text{m}$ ) e del carbonato di calcio nella sezione di Sottocastello.

costituita da marne sabbiose beige-giallastre affioranti per circa 5,5 m, di cui non è visibile il contatto inferiore. Ad esse seguono circa 4 m di sabbie gialle in banchi abbastanza compatti, separati tra di loro da sottili livelli più fini. La sezione termina con 1 m circa di livelli risedimentati ad *Orbulina* e *Globigerinoides* ("orbuliniti"). Spessore totale 10,5 m.

**Torrione.** La sezione (Fig. 7) è stata campionata lungo il lato ovest dello stesso dosso; a partire dal basso affiorano, senza contatto inferiore visibile, sabbie quarzose grigie, arenarie grossolane con frammenti di Ostreidi, argille grigio-scure, marne grigio-chiare che passano gradualmente al Calcare di Base. Lo spessore complessivo dei sedimenti sottostanti il Calcare di Base è di circa 11 m. Il Calcare di Base affiora per circa 13,5 m ed è fratturato ed eroso nella parte sommitale. Con contatto irregolare seguono circa 8 m di marne sabbiose beige-giallastre, con macro e microfauna e ossidi di ferro, più abbondanti verso l'alto. Al di sopra affiorano con superficie nettamente discordante due corpi di debris-flows, il primo (circa 3 m di spessore) con prevalenti clasti grossolani di Calcare

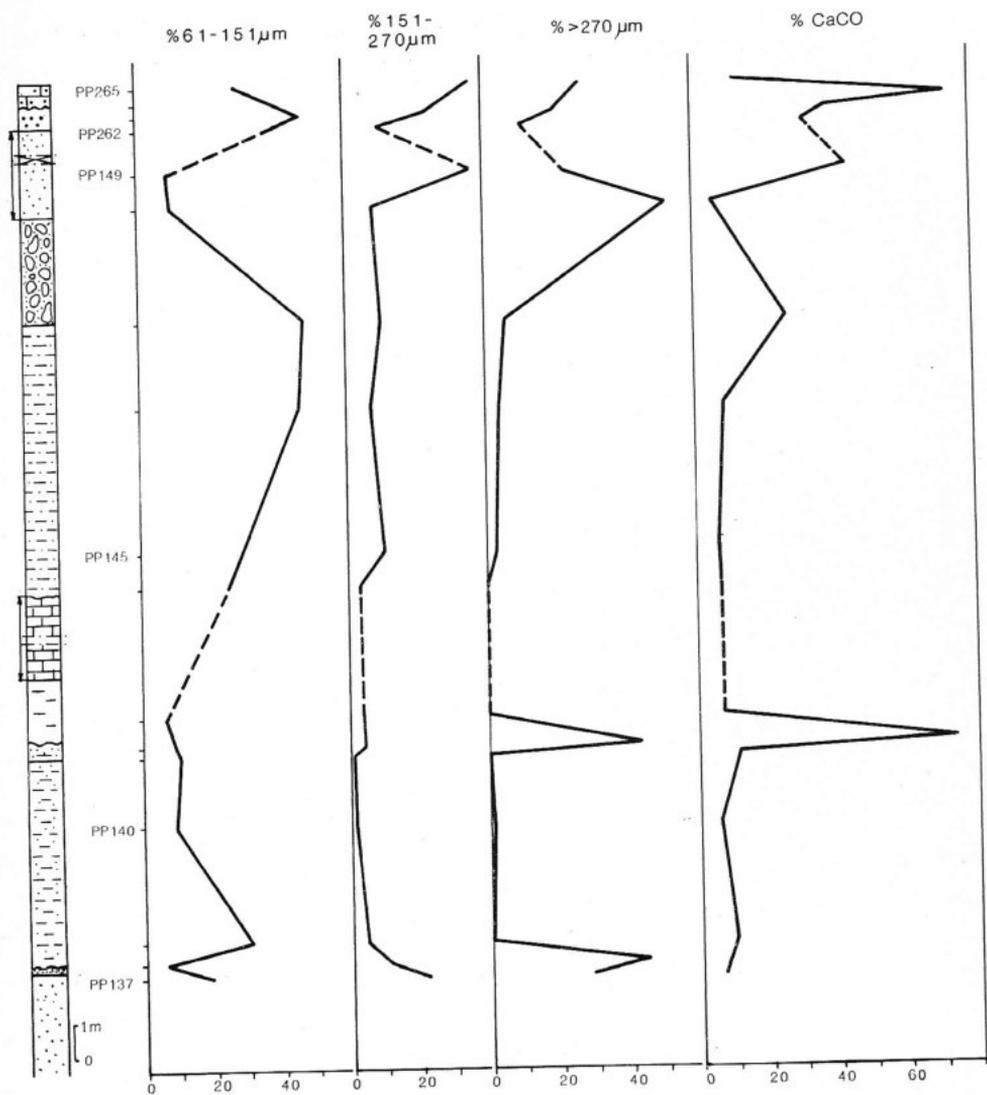


Fig. 7 - Colonna litologica, diagrammi delle variazioni percentuali delle frazioni granulometriche (61-151  $\mu\text{m}$ , 151-270  $\mu\text{m}$ , >270  $\mu\text{m}$ ) e del carbonato di calcio nella sezione di Torrione.

di Base, il secondo (circa 1,5-2 m affioranti) con abbondanti sabbie gialle bioclastiche. Dopo circa 18-20 m di copertura la strada Torrione-Rometta corre subparallela a livelli torbiditici, il cui spessore è difficilmente valutabile. Seguono quindi circa 50-70 cm di sabbie gialle in banchi abbastanza compatti, coperte da circa 1 m di livelli risedimentati a Foraminiferi ("orbuliniti") più grossolani e consolidati, alternati ad altri più fini, meno cementati. Alla sommità affiorano infine circa 1-1,5 m di biocalcareni. Questi ultimi

termini sembrano corrispondere a quelli già descritti alla sommità della sezione di Sottocastello ("orbuliniti").

Sperone. La sezione (Fig. 8) è stata seguita ai due lati della strada vecchia per Rometta; verso valle sul Calcere di Base poggiano, con contatto irregolare, circa 2-3 metri

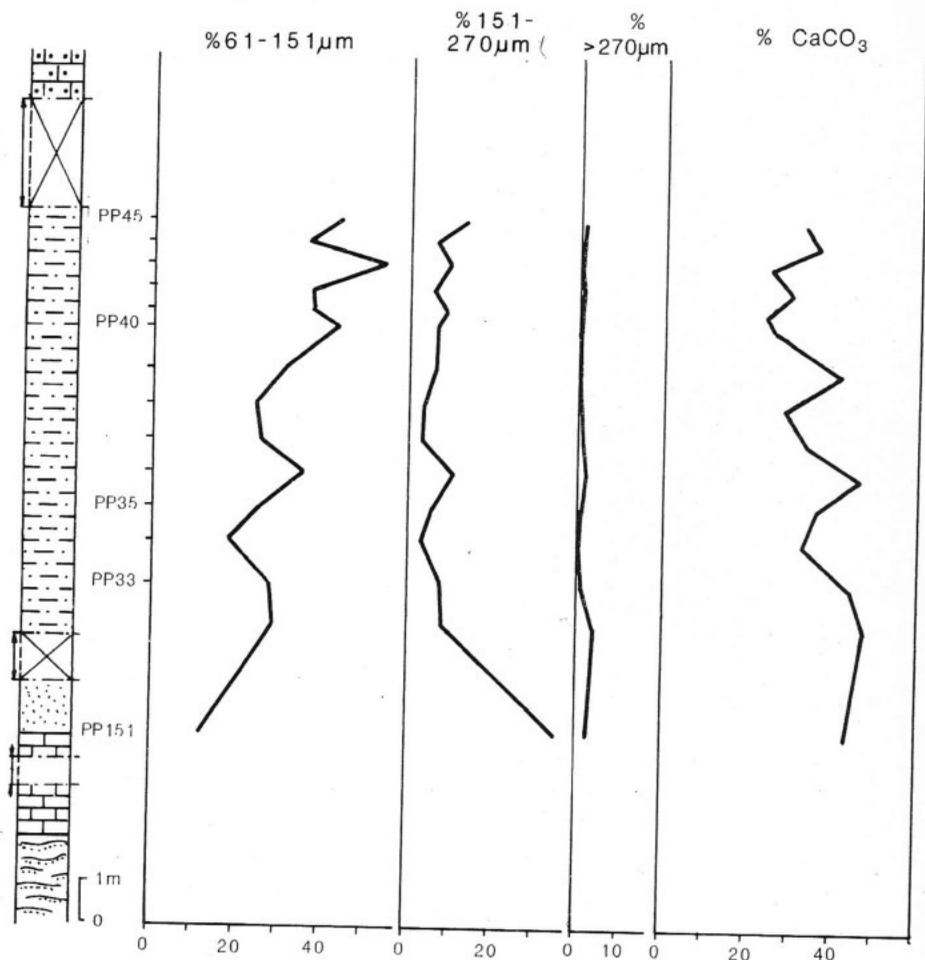


Fig. 8 - Colonna litologica, diagrammi delle variazioni percentuali delle frazioni granulometriche (61-151  $\mu\text{m}$ , 151-270  $\mu\text{m}$ , >270  $\mu\text{m}$ ) e del carbonato di calcio nella sezione di Sperone.

di sabbie gialle. Non è visibile il contatto superiore. Al di là della strada, dopo oltre 13-15 m di copertura, affiorano circa 10 m di marne sabbiose beige-giallastre, progressivamente più argillose verso l'alto, di cui non sono evidenti i contatti inferiore e superiore. Dopo successivi circa 5-7 m di ulteriore copertura seguono infine grandi banchi di calcareniti (circa 15-20 m), spesso bioclastici (*Chlamys*). Spessore massimo, compresa la copertura, circa 55 m.

**Sottorometta.** La sezione (Fig. 9) è costituita da circa 4 m di marne siltoso-argillose beige-giallastre, di cui non sono visibili i contatti, affioranti alle pendici delle calcareniti (circa 15-20 m). La sezione sembra presentare sedimenti simili a quelli di Sperone.

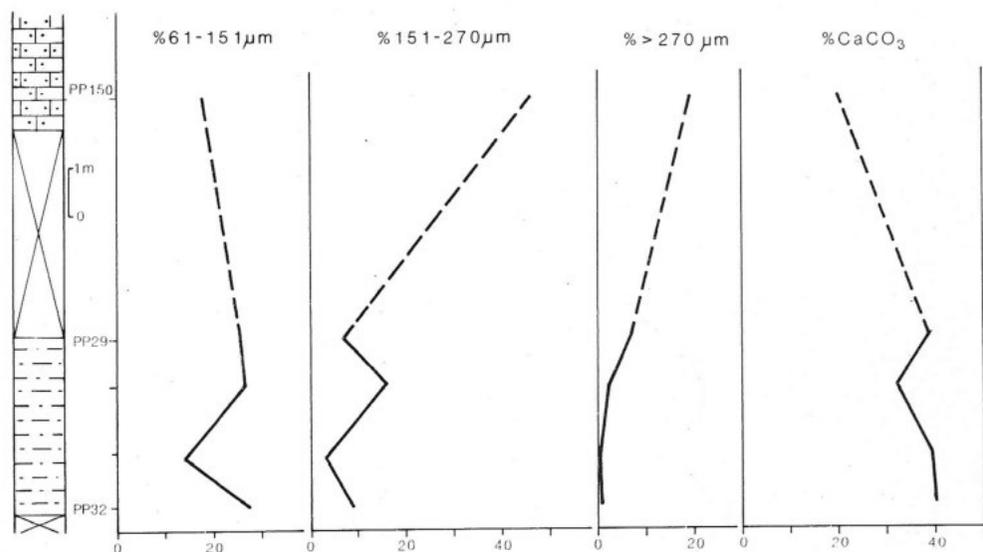


Fig. 9 - Colonna litologica, diagrammi delle variazioni percentuali delle frazioni granulometriche (61-151  $\mu\text{m}$ , 151-270  $\mu\text{m}$ , >270  $\mu\text{m}$ ) e del carbonato di calcio nella sezione di Sottorometta.

**Rometta.** La sezione (Fig. 10), descritta anche in Violanti et al. (1987), è costituita da circa 30 m di marne argillose grigie, di cui 15 m campionati, alla sommità della collina; non è visibile il contatto inferiore con le calcareniti. Nell'ambito delle marne argillose sono stati distinti alcuni orizzonti siltoso-sabbiosi e due sottili livelli con materiale vulcanico.

**Torretta.** La successione (Fig. 11) forma uno sperone nel versante sud-ovest della valle di Rometta. Sulle metamorfite e sul Calcare di Base, di cui è presente solo un piccolo affioramento, poggia un conglomerato poligenico (circa 4 m di spessore) con contatto discordante; ad esso seguono, sempre con contatto discordante, un livello sabbioso a Coralli bianchi (circa 30 cm), quindi in concordanza un corpo conglomeratico a clasti calcarei e matrice sabbiosa giallastra (circa 6-8 m) e circa 10-15 m di calcareniti con livelli sabbiosi poco coerenti, alternati ad altri più consolidati. I banchi diventano più potenti, spesso bioclastici, verso l'alto. Spessore massimo circa 27,30 m.

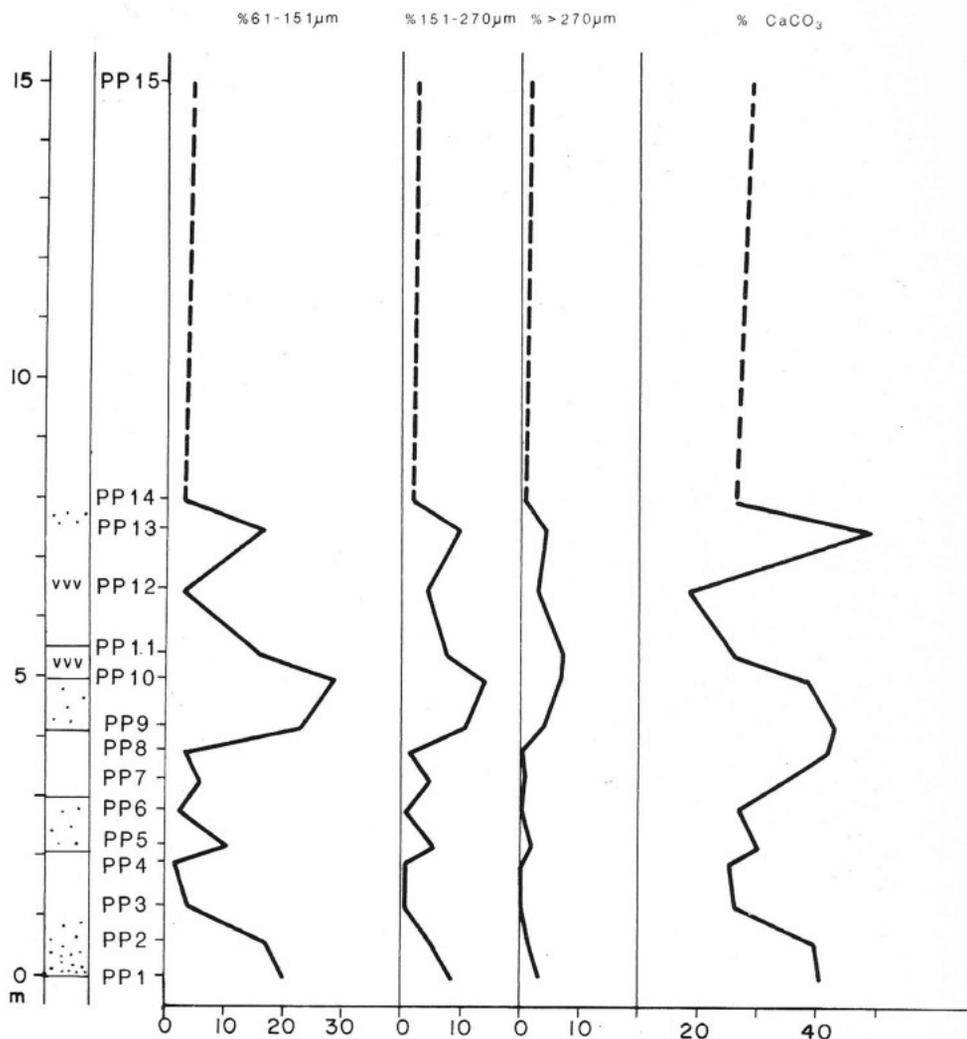


Fig. 10 - Colonna litologica, diagrammi delle variazioni percentuali delle frazioni granulometriche (61-151  $\mu\text{m}$ , 151-270  $\mu\text{m}$ , > 270  $\mu\text{m}$ ) e del carbonato di calcio nella sezione di Rometta.

**San Sebastiano.** La sezione (Fig. 12) è stata campionata lungo la strada che da Rometta porta al paese di San Sebastiano. Sul Calcare di Base poggia, con contatto discordante ed irregolare, una successione, potente circa 55-60 m, costituita da termini terrigeni. Nonostante la frequente copertura vi si riconoscono corpi a granulometria differente (sabbie grossolane, conglomerati), a volte canalizzati e localmente fossiliferi (Ostreidi, Foraminiferi). Alla sommità della successione affiorano le calcareniti, prevalentemente

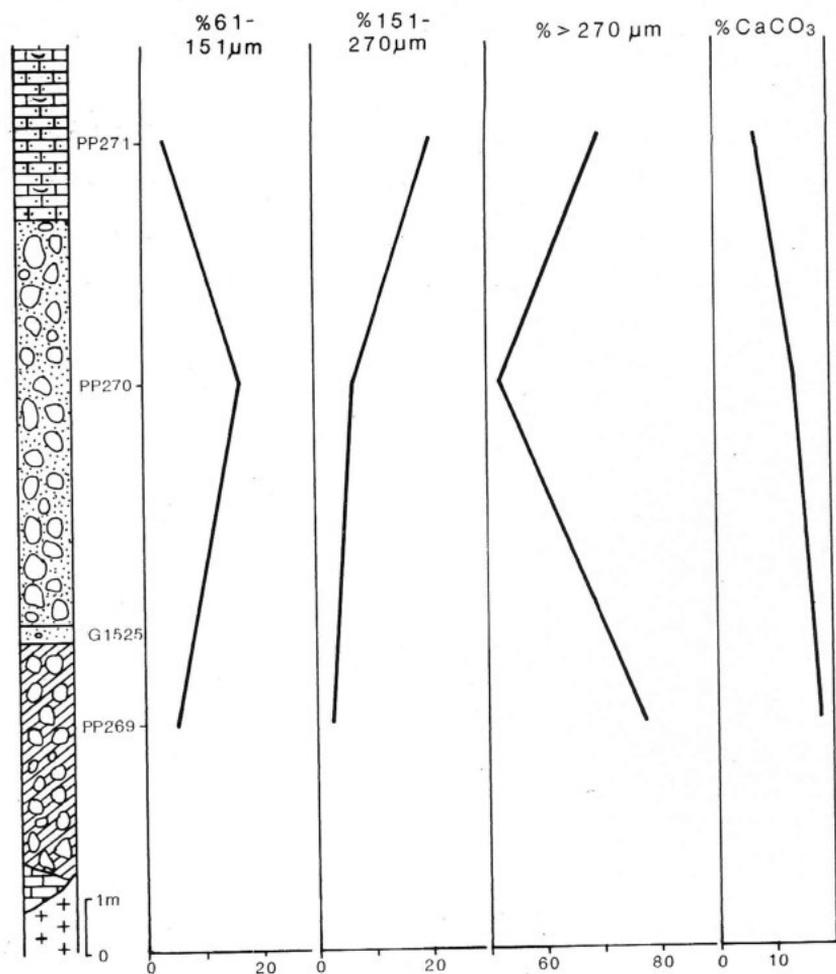


Fig. 11 - Colonna litologica, diagrammi delle variazioni percentuali delle frazioni granulometriche (61-151 μm, 151-270 μm, >270 μm) e del carbonato di calcio nella sezione di Torretta.

bioclastiche, in livelli più o meno cementati (3-5 m). Spessore massimo circa 65 m.

Villafranca A. La sezione (Fig. 13) ha inizio con circa 40 m di Calcere di Base, frantumato e riempito da infiltrazioni di sabbie gialle. Sabbie grigiastre si rinvencono in tasche decimetriche alla sommità irregolare del Calcere stesso; in una sua depressione affiorano circa 2-3 metri di calcilutiti biancastre (Trubi), interessate nella parte superiore da cavità e tane riempite dalle sabbie grigiastre. Seguono pochi decimetri (0,50 m) di sab-

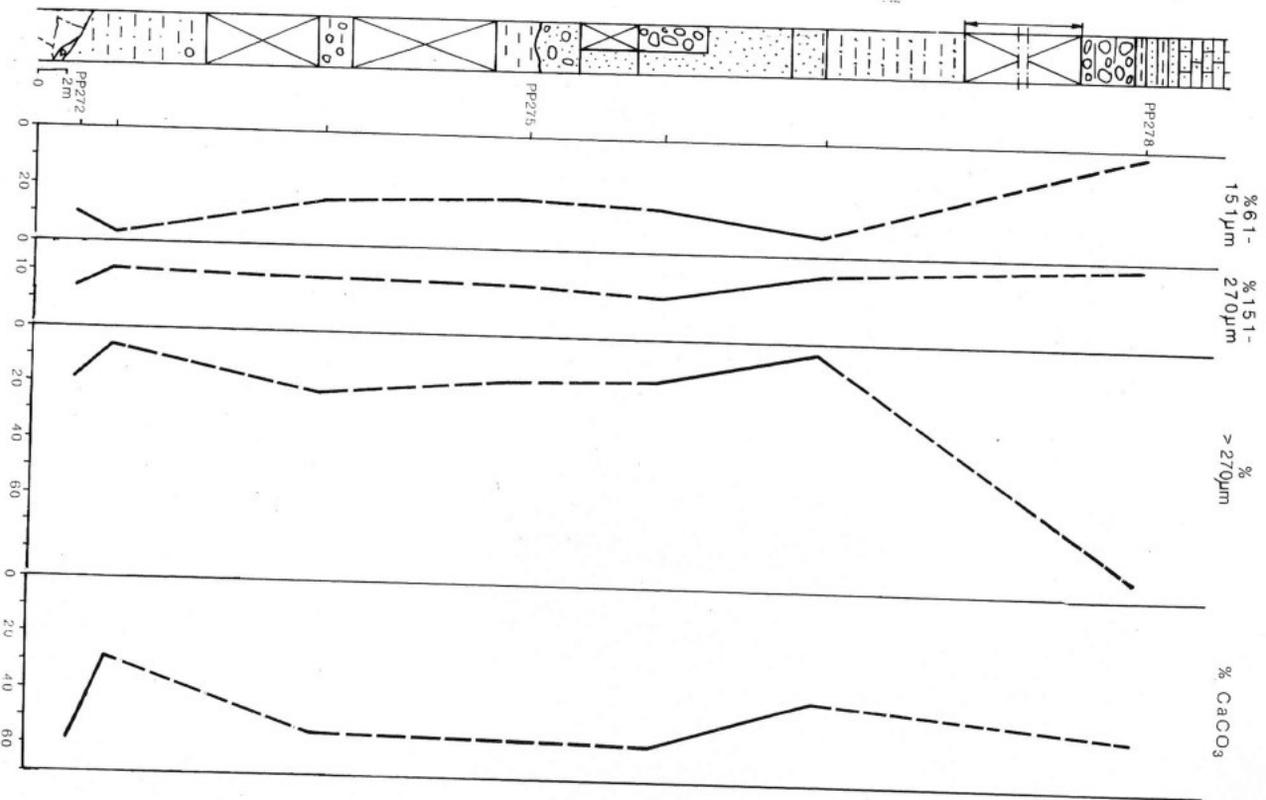


Fig. 12 - Colonna litologica, diagrammi delle variazioni percentuali delle frazioni granulometriche (61-151 µm, 151-270 µm, >270 µm) e del carbonato di calcio nella sezione di S. Sebastiano.

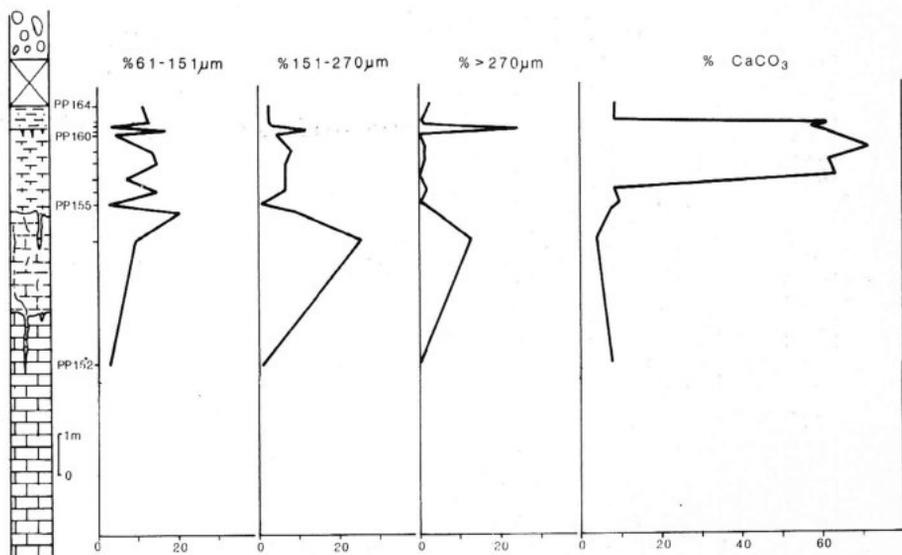


Fig. 13 - Colonna litologica, diagrammi delle variazioni percentuali delle frazioni granulometriche (61-151  $\mu\text{m}$ , 151-270  $\mu\text{m}$ , >270  $\mu\text{m}$ ) e del carbonato di calcio nella sezione di Villafranca A.

bie argillose, di cui non sono visibili i contatti, e ghiaie grossolane arrossate (circa 10-15 m). Spessore massimo circa 58,5 m.

**Villafranca B.** La sezione (Fig. 14) è costituita da circa 20-22 m di argille sabbiose grigie, di cui non è visibile il contatto inferiore; esse contengono alcuni livelli più sabbiosi e fossiliferi a Molluschi (Bivalvi, Gasteropodi) e sono alterate alla sommità per lo spessore di circa 1 m. Seguono ghiaie clinostatificate arrossate ad elementi molto grossolani (circa 10 m). Spessore massimo circa 32 m.

**Villafranca C.** Sul Calcere di Base, profondamente alterato, affiorante per circa 1-1,5 m, è stata individuata una tasca decimetrica di calcilutiti biancastre (Trubi) (Fig. 15). Sono presenti inoltre fessure riempite da calcilutiti beige-biancastre. In altre esposizioni la superficie del Calcere di Base appare irregolare, con una crosta limonitico/manganesifera di pochi millimetri di spessore; su di essa poggiano 22-23 m di argille grigio-scure con livelli di sabbie giallo-grigiastre, ricche di macrofauna (Molluschi, Serpulidi). La parte sommitale, alterata per circa 1 m di spessore, è ricoperta dalle ghiaie arrossate (circa 7-9 m). Spessore massimo circa 33,5 m.

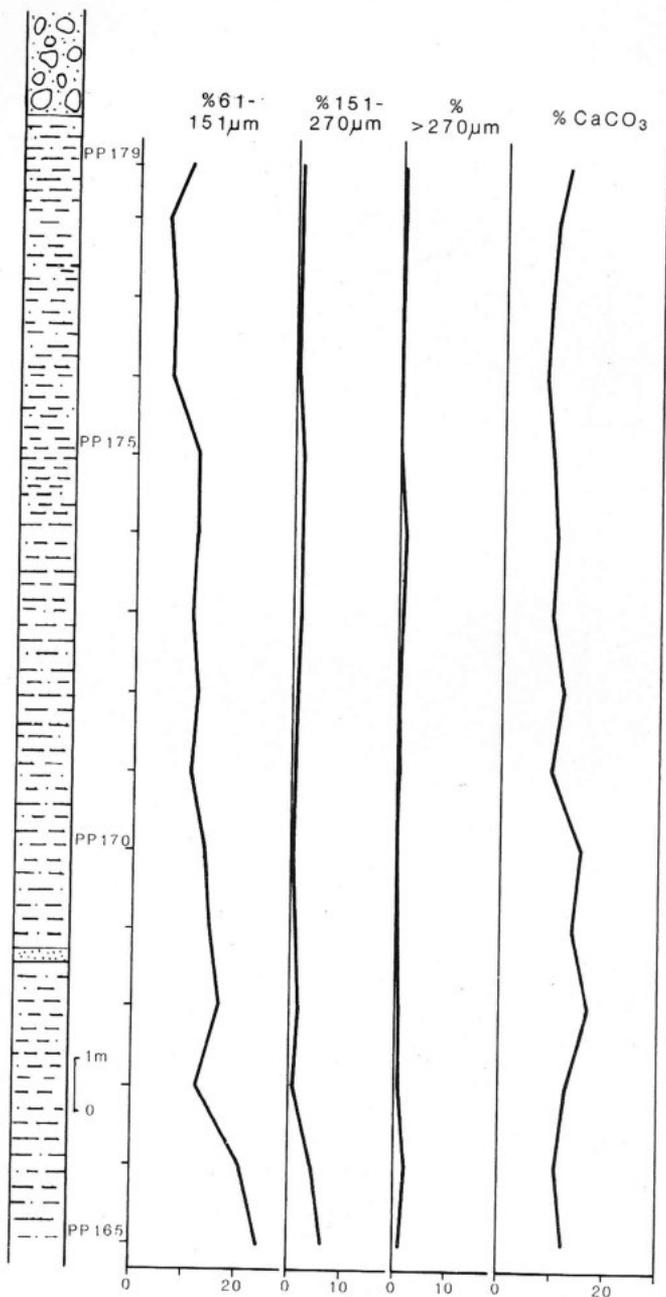


Fig. 14 - Colonna litologica, diagrammi delle variazioni percentuali delle frazioni granulometriche (61-151  $\mu\text{m}$ , 151-270  $\mu\text{m}$ , >270  $\mu\text{m}$ ) e del carbonato di calcio nella sezione di Villafranca B.

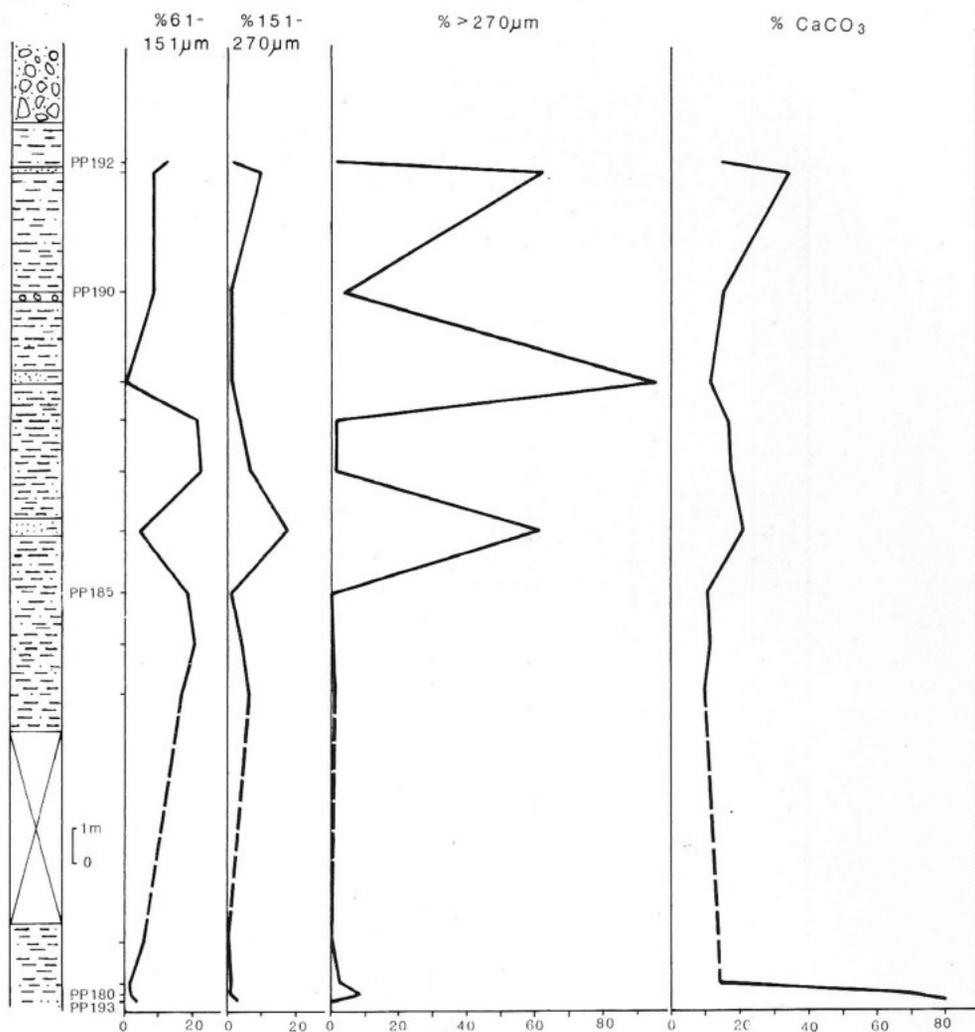


Fig. 15 - Colonna litologica, diagrammi delle variazioni percentuali delle frazioni granulometriche (61-151  $\mu\text{m}$ , 151-270  $\mu\text{m}$ , >270  $\mu\text{m}$ ) e del carbonato di calcio nella sezione di Villafranca C.

### Problemi biostratigrafici.

La classificazione delle zone biostratigrafiche a Foraminiferi nei terreni prevalentemente pliocenici e pleistocenici dei dintorni di Rometta è stata compiuta in base alle biozone definite da Cita (1975), ed ai dati biostratigrafici di Iaccarino (1985) e Rio & Sprovieri (1986) per il Mediterraneo, modificati per quanto riguarda il Pleistocene in base a Keraudren (1987).

Mentre i sedimenti del Pliocene inferiore e del Pleistocene non hanno posto particolari problemi biostratigrafici, quelli attribuiti al Pliocene superiore si sono rivelati di

interpretazione più difficile, in quanto interessati da forte rimaneggiamento. Accanto a *Globorotalia bononiensis*, specie che compare circa alla base della Zona MPI 5 (Barbieri, 1971; Rio & Sprovieri, 1986), sono infatti comuni o abbondanti specie indicative di biozone più antiche del Pliocene, come *Globigerina nepenthes* (diffuse fino alla Zona MPI 2), *Globorotalia margaritae* (fino a MPI 3), *Globoquadrina altispira* (fino a MPI 4) e *G. puncticulata* (MPI 3, MPI 4). Gli *Sphaeroidinellopsis*, la cui estinzione individua il limite inferiore della Zona MPI 5, sono spesso rimaneggiati tra le specie più recenti che caratterizzano la Zona MPI 5 (*Globorotalia bononiensis* ecc.).

Tra i vari eventi biostratigrafici propri del Pliocene superiore, per la correlazione tra le diverse sezioni, si sono quindi potute utilizzare solo la comparsa di *G. bononiensis* e secondariamente quella di *G. aemiliana*. La comparsa di *G. aemiliana* è infatti contemporanea o di poco successiva a quella di *G. bononiensis* (Iaccarino, 1985; Rio & Sprovieri, 1986) e la sua diffusione nell'Italia meridionale sembra avvenire più precocemente rispetto all'Italia settentrionale, probabilmente perchè controllata da fattori ambientali (Cita, 1973). Nonostante quest'ultima limitazione, sembra possibile apprezzare il suo significato stratigrafico almeno a scala strettamente locale. Infatti nelle marne calcaree gialle di Capo Milazzo (Violanti, 1988), riferibili alla Zona MPI 5, la comparsa di *G. aemiliana* segue sempre quella di *G. bononiensis* ed è stata utilizzata come ulteriore elemento di correlazione tra le diverse sezioni. In tutte le località nei dintorni di Rometta la comparsa di *G. aemiliana* è contemporanea a quella di *G. bononiensis*. Questo potrebbe indicare che la parte iniziale della Zona MPI 5, precedente alla diffusione di *G. aemiliana*, è in lacuna.

Nei campioni sommitali delle marne di Sottocastello Sud ed in altre sezioni (Sottocastello, Sottorometta) sono comuni esemplari da noi attribuiti a *G. bononiensis*, con spira però alquanto elevata e con morfologia intermedia tra la forma tipica e *G. inflata*. Gusci simili sono stati segnalati in sedimenti pliocenici coevi (Spaak, 1981; Iaccarino, convegno Soc. Paleont. Ital., 1987; Violanti, in stampa); secondo Gradstein (1974) essi possono documentare l'evoluzione di *G. inflata* da *G. bononiensis*.

Negli stessi campioni è stata determinata *Neogloboquadrina atlantica*, segnalata a Capo Milazzo (Violanti, in stampa) e nel Mediterraneo (Spaak, 1981) in genere solo nell'intervallo immediatamente precedente la comparsa di *G. inflata*. Sprovieri (1974) l'ha indicata anche in sedimenti pleistocenici della Calabria. La presenza di *N. atlantica* nell'intervallo pliocenico sembra avere un significato paleoambientale (masse d'acqua di provenienza atlantica, deterioramento climatico) (Loubere, 1988), ma potrebbe essere tuttavia utile per limitate correlazioni.

#### Descrizione dei residui, interpretazioni cronostatigrafiche e paleoambientali.

La descrizione dei residui viene svolta raggruppando i campioni provenienti dalle varie sezioni in base alla litologia, alle caratteristiche granulometriche, calcimetriche e microfaunistiche. Per evidenziare l'evoluzione sedimentaria e paleoambientale dell'area esaminata, tale descrizione viene compiuta a partire dai sedimenti risultati più antichi in



base all'analisi micropaleontologica; inoltre la loro interpretazione paleoambientale, ricavata soprattutto dalle associazioni bentoniche, permette di differenziare alcune facies riferibili allo stesso intervallo biostratigrafico.

**Sedimenti pre-Calcare di Base** (sabbie, marne, argille). Sezione Torrione (Fig. 7).

Granulometrie: valori delle frazioni 151-270  $\mu\text{m}$  e 270  $\mu\text{m}$  generalmente bassi (<5%), con picchi della frazione grossolana nei livelli sabbiosi e/o consolidati. Carbonato di calcio abbondante solo in un livello di marne grigio-chiare (100% di aggregati carbonatici microcristallini). Materiale inorganico costituito da frammenti di metamorfiti e/o di calcare microcristallino, da quarzo, miche, feldspati e pirite framboide. Fossili in genere assenti; nel livello inferiore di sabbie presenti tuttavia Foraminiferi ricristallizzati (*Elphidium crispum*, *Ammonia punctatogranosa*), frammenti di Ostreidi, Briozoi ed Echinoidi; nelle argille sabbiose successive (PP139 - PP141) scarsi planctonici (*Globorotalia menardii*, *Globigerina venezuelana*, *G. nepenthes*) e bentonici (*Gyroidinoides* sp., *Cassidulina crassa*).

Età ed interpretazione. La fauna delle sabbie indica solo un ambiente infralitorale, senza permettere di definire l'età. La scarsa fauna delle argille sabbiose indica invece il Serravalliano superiore-Tortoniano ed un ambiente forse abbastanza profondo; non si esclude tuttavia che possa essere totalmente rimaneggiata.

**Sedimenti terrigeni sottostanti ai Trubi.**

Nella sezione di Serro (Fig. 4), intercalati tra il Calcare di Base e i Trubi, si trovano depositi terrigeni di facies e di posizione stratigrafica diversa.

a) Sul Calcare di Base poggiano conglomerati ricoperti da un orizzonte (20 cm) di argille brune, contenenti scarsi frammenti carbonatici, quarzo e mica, abbondanti residui vegetali bruni (fibre, probabili radici, pollini) e rari gusci bianchi di Foraminiferi planctonici (*Globorotalia humerosa*, *G. acostaensis* con avvolgimento sinistrorso, *G. plesiotumida*, *Orbulina universa*).

Età ed interpretazione. Le specie presenti sono genericamente indicative del Miocene superiore, rimaneggiate in un sedimento di facies continentale o lagunare.

b) Sabbie grigiastre, dello spessore di ca. 50-70 cm, ricoprono a loro volta le argille brune e contengono abbondanti frammenti calcarei (carbonato di calcio =60% circa) e scarsa microfauna planctonica non indicativa per il riconoscimento dell'età (*Globigerina bulloides*, *Orbulina universa*).

Tab. 2 - Distribuzione dei Foraminiferi planctonici nelle sezioni di Serro, Sottocastello Sud e Villafranca C, scelte per la loro maggiore rappresentatività. Le altre sezioni, meno complete, contengono microfau-ne confrontabili con le precedenti. La distribuzione dei Foraminiferi planctonici e bentonici relativa alla sezione di Rometta è pubblicata in Violanti et al. (1987).













Calcolititi biancastre (Trubi). Sezioni di Serro (circa 40 m di spessore) (Fig. 4), Sottocastello Sud (Fig. 5), Villafranca A (Fig. 13) e Villafranca C (Fig. 15) (da 1 a 3 m circa).

Granulometrie: valori generalmente molto bassi, con limitate oscillazioni nelle frazioni 151-270  $\mu\text{m}$  e 61-151  $\mu\text{m}$  (Fig. 4, 5, 13, 15). Percentuali molto alte di carbonato di calcio, spesso tra 60-80% (valore medio a Serro = 69,23%). Materiale inorganico scarso nella maggior parte dei campioni di Serro, comune o abbondante nelle altre sezioni; costituito da aggregati carbonatici, frammenti di metamorfiti, ossidi di ferro, quarzo e mica. Macrofauna assente o rara (radioli di Echinoidi e denti di Pesci); alcuni Ostracodi. I Foraminiferi, prevalentemente planctonici (P/P+B=98%) (Tab. 2), formano quasi tutto il residuo. Associazione dominata da specie di medie o piccole dimensioni (*Globigerina apertura*, *G. bulloides*, *G. falconensis*), da *Globigerinoides trilobus*, *G. sacculifer*, *Orbulina universa*. Abbondanti o comuni anche *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *S. subdehiscens*, *Globorotalia acostaensis*. *Globorotalia margaritae* generalmente rara e sporadica, comune solo nei campioni superiori di Serro. Foraminiferi bentonici scarsi ma abbastanza diversificati (Tab. 3); relativamente comuni *Uvigerina rutila*, *Siphonina reticulata*, *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Lenticulina cultrata*, *L. rotulata*, *Planulina ariminensis*, *Heterolepa dertonensis*, *Marginulina costata*; abbastanza scarsi gli agglutinanti (*Textularia* spp., *Vulvulina penatula* ecc.); Miliolidi rappresentati solo da *Sigmoilopsis schlumbergeri*.

Età ed interpretazione. La presenza di *G. margaritae*, di comuni o frequenti *Sphaeroidinellopsis* spp., l'assenza di *G. puncticulata* fanno attribuire i Trubi delle sezioni sopra elencate alla Zona MPI 2 del Pliocene inferiore (Cita, 1975). Anche la fauna bentonica presenta specie limitate al Pliocene inferiore (*Martinottiella perparva*, *Cibicidoides italicus* ecc.).

L'elevato rapporto P/P+B, la presenza di prevalenti forme circalitorali profonde e/o epibatiali (*Cibicidoides pseudoungerianus*, *Lenticulina rotulata*, *Planulina ariminensis* ecc.) (Blanc-Vernet, 1969; Wright, 1978a) accanto a specie più profonde rappresentate da un numero minore di esemplari (*Karrieriella bradyi*, *Cibicidoides kullenbergi*) (Parker, 1958), sembrano indicare una deposizione nell'ambiente epibatale superiore, probabilmente a profondità vicine al limite batimetrico inferiore (-500/-700 m; Wright, 1978b).

Marne sabbioso-argillose beige-giallastre. Sezioni di Sottocastello Sud (circa 32 m, discordanti sui Trubi) (Fig. 5), Sottocastello (circa 5 m, non visibile il contatto inferiore) (Fig. 6), Torrione (circa 8 m, discordanti sul Calcare di Base) (Fig. 7), Sperone e Sottorometta (rispettivamente 10 e 4 m, non visibili i contatti inferiore e superiore) (Fig. 8, 9).

Viene analizzata in dettaglio la sezione di Sottocastello Sud, che è la più completa; per le altre sezioni vengono precisate solo caratteristiche particolari.

*Sezione di Sottocastello Sud.* Granulometrie: il cambiamento litologico dai Trubi alle marne sabbiose beige-giallastre è evidenziato da un netto aumento percentuale delle frazioni 61-151  $\mu\text{m}$  e 151-270  $\mu\text{m}$  (Fig. 5); per la frazione >270  $\mu\text{m}$  valori apprezzabili solo nella parte inferiore delle marne, molto ridotti in seguito. Le percentuali delle altre due frazioni subiscono invece verso l'alto oscillazioni sempre più ampie, con tendenza al

calo della componente sabbiosa, più evidente nel residuo 151-270  $\mu\text{m}$ . Carbonato di calcio prevalentemente sotto forma di resti biogenici (macro e microfauna, nannoplancton calcareo) con valori molto più bassi rispetto ai Trubi ed andamento correlabile a quello delle curve granulometriche, in particolare a quella della frazione media. Materiale inorganico costituito da quarzo, mica, più scarsa glauconite, pirite e ossidi di ferro, sporadici frammenti di bioturbazioni. Piuttosto scarso nelle frazioni media e grossolana (5-10%), più abbondante in quella fine (30-40%), con percentuali variabili dalla base verso l'alto: scarso nei campioni inferiori (fino a PP100), aumenta nella parte medio-alta (fino a PP116) e torna a diminuire gradatamente nei campioni superiori. Macrofauna ben diversificata e abbondante nei campioni sabbiosi, con frammenti di Bivalvi, Brachiopodi, Echinoidi, Balanidi, Briozoi, otoliti di Pesci; ridotta invece a pochi Bivalvi, Echinoidi e otoliti nei campioni più argillosi. Ostracodi scarsi. Foraminiferi, sempre abbondanti, con rapporto P/P+B da 80% a 90% nella frazione media, inferiore in quella grossolana (40-50%), in cui si concentrano i grandi bentonici. Fauna planctonica dominata da *Globigerinoides trilobus*, *G. obliquus obliquus*, *G. obliquus extremus*, *G. elongatus*, *Orbulina universa*, *Globigerina bulloides*, *G. apertura*. Abbondanti o comuni *Globorotalia puncticulata*, *G. puncticulata padana*, *G. bononiensis*, *G. aemiliana*; scarsa *G. crassaformis*. *G. margaritae*, *Sphaeroidinellopsis seminulina* e *S. subdehiscens* spesso presenti.

Nella parte alta delle marne, più argillosa (a partire da PP124), individuata *Neogloboquadrina atlantica* (Tab. 2). Nel campione sommitale PP266, affiorante tra la copertura, oltre a specie già citate (*G. puncticulata*, *G. aemiliana*), compaiono tipiche specie pleistoceniche, quali *Globigerina cariacensis*, *G. calida*, *G. calabra*, *Globigerinoides tenellus*.

Associazione bentonica con maggior numero di specie rispetto ai Trubi (Tab. 3): comuni i gusci di grandi *Nodosariidae* (*Lenticulina*, *Marginulina*), di agglutinanti (*Cylindroclavulina rudis*, *Cribrogoesella robusta*, *Martinottiella communis* ecc.), di *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Cibicides refulgens*, *Heterolepa dertonensis*, *Trifarina fornasinii*, *Discanomalina semipunctata*, *Planulina ariminensis*, *Uvigerina canariensis* ecc. Miliolidi assenti o rari; poco rappresentati i generi *Bulimina*, *Bolivina*, *Brizalina*. Nella parte alta della sezione di Sottocastello Sud aumentano i gusci di forme sessili (*Neoconorbina terquemi*) e di *Elphidium*, *Cassidulina*, *Bolivina*. Nel campione sommitale (PP266) presenti anche specie batiali (*Planulina wuellerstorfi* e *Cibicidoides kullenbergi*).

Sezioni di Sottocastello, Torrione, Sperone, Sottorometta. In tutte le sezioni i limiti inferiore o superiore sono parzialmente visibili o del tutto assenti e lo spessore delle marne sabbioso-argillose è limitato (v. Litologia); le marne sono più sabbiose a Sottocastello e Torrione, più argillose a Sperone (nella parte alta) e Sottorometta. In base alla composizione delle microfaune le sezioni di Sottocastello e Torrione sembrano corrispondere alla parte inferiore/media di Sottocastello Sud (*G. bononiensis*, *G. aemiliana*, *G. puncticulata* ecc.), mentre le sezioni di Sperone e Sottorometta potrebbero corrispondere alla parte medio/alta della stessa sezione (presenza di esemplari con morfologia intermedia tra *G. bononiensis* e *G. inflata*).

Età ed interpretazione. *G. bononiensis* e *G. aemiliana* permettono di riferire quasi tutto lo spessore delle marne sabbioso-argillose beige-giallastre alla Zona MPI 5 del Plio-

cene superiore (Cita, 1975). L'abbondanza di forme più antiche con gusci ben conservati (*G. margaritae*, *G. puncticulata*, *Globigerina nepenthes*, *Sphaeroidinellopsis* spp.) indica un forte rimaneggiamento di materiali poco consolidati del Pliocene inferiore e/o superiore. Faune bentoniche omogenee, d'ambiente epibatiale, senza evidenti variazioni batimetriche tra i sedimenti autoctoni e alloctoni.

La deposizione delle marne sabbioso-argillose beige-giallastre sembra proseguire fino al Pleistocene inferiore (*Globigerina cariacensis*, *Globigerinoides tenellus*), almeno a Sottocastello Sud. L'aumento delle forme di acque basse (*Elphidium* spp. ecc.) (Colom, 1974), di forme sessili (*Neoconorbina terquemi* ecc.) e di fondali fini (*Bolivina*, *Cassidulina*) (Murray, 1973), seguito dalla comparsa di specie profonde (*Planulina wuellerstorfi* ecc.), sta ad indicare una serie di modificazioni ambientali, con l'instaurazione di una più ampia e/o vicina piattaforma costiera. La relativa maggior frequenza di bentonici batiali potrebbe essere riferita ad un limitato approfondimento dell'area di sedimentazione, oppure ad un raffreddamento climatico con conseguente maggior diffusione delle forme profonde.

**Debris-flows.** Sezioni di Sottocastello Sud, Torrione (Fig. 5, 7).

Comprendono materiali trasportati dalle marne sabbioso-argillose beige-giallastre ed una maggior percentuale di terrigeno grossolano. Foraminiferi (P/P+B=90%) abbondanti; solo a Sottocastello Sud sono presenti *G. cariacensis*, *G. calabra*, *G. inflata*. In entrambi i debris-flows sono tuttavia comuni specie più antiche (*G. puncticulata*, *G. bononiensis*, *G. aemiliana* ecc.); fauna bentonica simile a quella delle marne sabbioso-argillose.

Età ed interpretazione. I due corpi potrebbero essersi formati nelle due località in tempi differenti: nel Pliocene superiore (MPl 5) a Torrione, per la presenza di *G. bononiensis*; nel Pleistocene inferiore a Sottocastello Sud, per la presenza di *G. cariacensis*.

**Sabbie gialle.** Sezioni di Sottocastello, Torrione e Sperone (Fig. 6, 7, 8).

Raggiungono uno spessore di circa 4-5 m. Granulometrie e carbonato di calcio hanno valori abbastanza simili a quelli delle marne sabbioso-argillose beige-giallastre. Materiale inorganico costituito da scarso quarzo, da mica e da rari aggregati carbonatici. Macrofauna abbastanza diversificata, con locali accumuli di Brachiopodi (Sottocastello). Foraminiferi, prevalentemente planctonici (P/P+B=80-90%), con specie già segnalate nelle marne sabbioso-argillose beige-giallastre (*G. bononiensis*, *G. puncticulata*, *G. margaritae* ecc.). A Torrione identificate anche specie più recenti (*G. inflata*, *N. pachyderma*). A Sottocastello i bentonici *Carpenteria balaniformis*, *Discanomalina coronata* man mano più comuni.

Età ed interpretazione. In base alla presenza di *G. inflata*, le sabbie gialle di Torrione possono essere riferite alla Zona MPl 6 del Pliocene superiore; la maggior parte del residuo sembra tuttavia rimaneggiata dalle marne giallastre. L'assenza di *G. inflata* nelle sabbie di Sottocastello e Sperone sembra imputabile al campionamento più limitato e ad una maggiore rarefazione delle faune autoctone.

Successione terrigena di S. Sebastiano (Sabbie, conglomerati).

Spessore totale circa 55-60 m. Granulometrie: percentuali abbastanza elevate ed uniformi (Fig. 12). Carbonato di calcio con valori medi (40-50%) ed andamento correlabile a quello della frazione grossolana. Materiale inorganico molto abbondante (40-60% del totale), composto da aggregati carbonatici, frammenti di Calcare di Base, quarzo, mica, glauconite. Macrofauna più frequente e diversificata (Bivalvi, Brachiopodi, Briozoi, Echinoidi, Pesci) alla base e nella parte superiore della successione. Ostracodi rari. Foraminiferi abbondanti, prevalentemente planctonici (P/P+B circa 80%).

Fauna planctonica dominata da *Globigerinoides trilobus*, *G. obliquus extremus*, *O. universa*, *Globorotalia puncticulata*, *Globigerina bulloides*, *G. apertura*. Saltuariamente presenti *Sphaeroidinellopsis* spp., *Globorotalia margaritae*, *Globigerina nepenthes*, *Globoquadrina altispira*. Rare e sporadiche *Globorotalia bononiensis*, *G. aemiliana*, *G. crassaformis*. Come l'associazione planctonica anche quella bentonica, con grandi *Nodosariidae*, *Cibicidoides*, *Heterolepa*, *Trifarina* ecc. è confrontabile con la microfauna delle marne sabbioso-argillose beige-giallastre. Nei campioni sommitali diventano dominanti le forme sessili e/o di acque basse (*Neoconorbina terquemi*, *Elphidium crispum* ecc.) e i gusci abrasi.

Età ed interpretazione. La successione di sabbie e conglomerati può essere riferita alla Zona MPI 5 in base alla presenza di *G. bononiensis*. L'abbondanza di materiale inorganico non selezionato e di microfaune rimaneggiate indica un ambiente ad alta energia, con successivi episodi di trasporto più o meno caotico, in cui l'apporto da acque basse aumenta verso l'alto.

Riempimenti (Fessure, tasche nel Calcare di Base; bioturbazioni nei Trubi).

1) Nelle fessure del Calcare di Base si possono osservare:

a) Calcilutiti biancastre, campionate a Serro e a Villafranca C, con elevato tenore di carbonato di calcio (>80%); fossilifere solo a Villafranca C, con scarsi Ostracodi e Foraminiferi, tra cui *Globorotalia inflata* e numerose specie rimaneggiate e/o abrase (*G. puncticulata* ecc.).

Età ed interpretazione. La presenza di *G. inflata*, specie comparsa nel Pliocene superiore ed attualmente vivente, può indicare la Zona MPI 6 o un'età più recente.

b) Sabbie gialle, campionate a Villafranca A, con basse percentuali di carbonato di calcio (<10%); scarsissima microfauna (*Globigerina bulloides*, *Orbulina universa*) non indicativa dal punto di vista biostratigrafico.

2) In tasche decimetriche al tetto del Calcare di Base sabbie grossolane grigie sono state campionate a Villafranca A. Contengono scarso carbonato di calcio (10% circa), abbondante quarzo e mica, rari Ostracodi, frammenti di Briozoi, Foraminiferi planctonici (*Globorotalia inflata*, *Globigerina bulloides* ecc.) e bentonici abrasi (*Cibicidoides pseudoungerianus*, *Textularia sagittula* ecc.).

Età ed interpretazione. La presenza di *G. inflata* è indicativa della Zona MPI 6 (Pliocene superiore) o di età più recente; la maggior parte dei Foraminiferi sembra trasportata e/o rimaneggiata nel sedimento grossolano e poco profondo.

3) La sommità dei Trubi affioranti a Villafranca A è vistosamente interessata da bioturbazioni; il materiale di riempimento è prevalentemente inorganico (aggregati ossidati, quarzo, metamorfiti e mica); i frammenti di Bivalvi e di Echinoidi, ed i Foraminiferi, quasi solo planctonici, sono scarsi, con differente stato di conservazione dei gusci. Sono presenti *G. inflata*, *Neogloboquadrina pachyderma* e gusci abrasi più antichi di *Globigerina nepenthes*, *Globorotalia margaritae*. Bentonici scarsi e poco diversificati (*Cassidulina carinata*, *Cibicides lobatulus* ecc.).

Età ed interpretazione. Le bioturbazioni sembrano riferibili alla Zona MPI 6, per la presenza di *G. inflata* e *N. pachyderma*; la granulometria delle sabbie ed il forte rimaneggiamento e/o il trasporto fanno ipotizzare un ambiente poco profondo.

Livelli risedimentati a Foraminiferi ("Orbuliniti"). Sezioni di Sottocastello e Torrione (Fig. 6, 7), con spessore medio = 1 m.

Granulometrie: elevate percentuali delle frazioni  $>270 \mu\text{m}$  e  $151-270 \mu\text{m}$ . Valori medi (intorno a 30%) di carbonato di calcio. Materiale inorganico composto da quarzo e mica in percentuali variabili, maggiori nel campione consolidato di Sottocastello, inferiori in quello di Torrione, prelevato nella porzione meno coerente. Foraminiferi (P/P+B > 90%), in parte ricristallizzati e concentrati nelle frazioni  $>270 \mu\text{m}$  e  $151-270 \mu\text{m}$ ; frequenti *O. universa*, *G. conglobatus*, *G. gomitulus*, *G. elongatus*; comune *G. inflata*; presenti rari esemplari di *Globigerina calabra* e specie rimaneggiate (*G. margaritae*, *G. aemiliana*). Associazione bentonica piuttosto povera, ma simile a quelle sottostanti; presente però anche *Uvigerina mediterranea*, specie del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, non individuata in precedenza. Un campione di Torrione (PP264), studiato in sezione sottile, è formato quasi totalmente da gusci di *Orbulina*.

Età ed interpretazione. *G. calabra* permette di riferire le "orbuliniti" al Pleistocene inferiore. Le microfaune mostrano una evidente selezione da trasporto, con accumulo di gusci tondeggianti (*O. universa*, *G. conglobatus* ecc.) di dimensioni simili.

Calcarei lenticolari. Sezione di Serro, con spessore di circa 1,5 m (Fig. 4).

Studiati in sezione sottile, presentano un'abbondante microfauna planctonica, con forme poco indicative dal punto di vista biostratigrafico (*G. bulloides*, *O. universa*, *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia scitula*). Residuo ottenuto dal riempimento di cavità di dissoluzione formato da abbondanti aggregati di carbonato di calcio ( $\text{CaCO}_3$  circa 84%) e Foraminiferi, spesso mal conservati; comuni *G. inflata*, *O. universa*, *G. bulloides*, rare *Globigerina calabra* e specie più antiche (*G. puncticulata* ecc.). Bentos scarso, rappresentato da *Melonis padanum*, *Cibicides lobatulus*, *Planulina ariminensis*, *Oridorsalis umbonatus* e varie specie di *Elphidium*. Associazione quindi confrontabile con quella delle marne sabbioso-argillose beige-giallastre e delle sabbie gialle.

Età ed interpretazione. Sono riferibili al Pleistocene inferiore per la presenza di *G. calabra*; il materiale sembra quasi totalmente trasportato e/o rimaneggiato.

## Biocalcareni.

Sono state rilevate nelle sezioni di Serro, Torrione, Sottorometta, Torretta e San Sebastiano (Fig. 4, 7, 9, 11, 12); affiorano anche a Sperone (Fig. 8); spessore di circa 20-30 m. Sono stati campionati i livelli inferiori meno grossolani, poco consolidati; i livelli più induriti a Serro e a Torretta sono stati studiati in sezione sottile.

Granulometrie: percentuali della frazione  $>270 \mu\text{m}$  sempre alte (max =72%). Valori di carbonato di calcio compresi tra 12-52%, generalmente inferiori a quelli delle sabbie gialle e delle "orbuliniti" ecc. ad esse sottostanti nelle sezioni in esame. Materiale inorganico composto da quarzo, mica, aggregati carbonatici e rara pirite; è spesso abbondante (fino 80-90% del residuo), scarso nei campioni di Serro, quasi totalmente organogeni. Macrofauna (Bivalvi, Brachiopodi, Cirripedi, Briozoi, Echinoidi) comune o abbondante. Foraminiferi, in maggioranza rotti e ricristallizzati, con forti variazioni percentuali nei diversi campioni; associazioni planctoniche poco diversificate e poco indicative (*Globorotalia inflata*, *G. puncticulata* ecc.). Sono risultati più significativi i campioni di Serro e Torrione, in cui è presente *Globigerina calabra*. Fauna bentonica povera, con comuni *Elphidium*, *Neoconorbina terquemi*, *Ammonia beccarii*, oltre alle specie già riportate nelle marne sabbioso-argillose e nelle sabbie gialle.

Età ed interpretazione. Sono riferibili al Pleistocene inferiore in base alla presenza di *G. calabra*; come suggerito dalle caratteristiche del sedimento, il materiale sembra prevalentemente rimaneggiato e/o trasportato in ambiente infra-circalitorale (*Ammonia beccarii*, *Elphidium* spp.), ad alta energia.

Marne argillose/argille sabbiose grigie. Sezioni della sommità della collina di Rometta (Fig. 10), di Villafranca A, B, C (Fig. 13, 14, 15); spessore massimo circa 30 m.

La sezione più completa, cui si farà riferimento, è quella di Rometta, già descritta da Violanti et al. (1987); le altre sezioni sono lacunose o disturbate da maggiori apporti di materiale grossolano.

*Sezione di Rometta.* Granulometrie: percentuali abbastanza basse delle frazioni media e grossolana, con marcate oscillazioni nei livelli più sabbiosi. Carbonato di calcio compreso tra 18% - 48% circa, con andamento correlabile a quello delle frazioni granulometriche. Materiale inorganico costituito da quarzo, mica, ossidi di ferro, frammenti di metamorfiti, scarsa pirite e glauconite; materiale vulcanico alterato abbondante in due distinti livelli. Macrofauna rappresentata da Bivalvi, Gasteropodi (compresi gli Pteropodi), Echinoidi, Briozoi, otoliti di Pesci, Ostracodi; spicole di spugne calcaree frequenti in alcuni campioni. Microfauna a Foraminiferi ricche e ben diversificate, con rapporto P/P+B molto alto (80-95%), dominate da specie a lunga distribuzione (*G. bulloides*, *G. inflata* ecc.); individuate specie pleistoceniche quali *Globigerina cariacensis*, *G. calabra*, *Globigerinoides tenellus*. Specie tipiche di acque fredde (*N. pachyderma*, *G. bulloides*, *G. quinqueloba*, ecc.) e di acque calde (*Orbulina universa*, *Globigerinoides ruber*, *G. trilobus*, ecc.) mostrano oscillazioni percentuali, indicative di variazioni climatiche. Scarsi i bentonici infralitorali (*Ammonia beccarii* ecc.); abbastanza comuni i sessili (*Cibicides lobatulus*, *Rosalina globularis* ecc.). Nei livelli sabbiosi frequenti gli agglutinanti (*Textularia ag-*

*glutinans*, *Karrieriella bradyi* ecc.) ed i Miliolidi (*Quinqueloculina seminulum*, *Articulina tubulosa*, *Miliolinella subrotunda* ecc.). Ben rappresentati i generi *Bolivina*, *Brizalina*, *Cassidulina*, *Cibicoides*, *Uvigerina*. Presenti anche specie limitate al Pleistocene (*Hyalinea balthica*, *Coryphostoma karrieriana*, *Bulimina etnea*) e specie profonde (*Planulina wuellerstorfi*, *Cibicoides kullenbergi*, *Hoeglundina elegans* ecc.). Sono stati distinti anche taxa bentonici sensibili alle oscillazioni climatiche o alla granulometria del sedimento (Violanti et al., 1987), utilizzati per lo studio dell'evoluzione paleoambientale.

Le sabbie argillose grigie sono ridotte a Villafranca A, mentre nelle sabbie argillose di Villafranca B e C il materiale terrigeno grossolano è abbondante; nella seconda sezione sono frequenti anche livelli d'accumulo di macrofauna (Bivalvi, Gasteropodi). I Foraminiferi sono meno diversificati rispetto a Rometta; tuttavia, oltre alla specie già segnalata, nelle sezioni di Villafranca B e C è stata determinata anche *Globorotalia truncatulinoides excelsa*. Presenti anche rari esemplari rimaneggiati (*G. margaritae*, *G. puncticulata* ecc.). Associazioni bentoniche simili a quelle di Rometta.

Età ed interpretazione. Le marne argillose grigie possono essere riferite al Pleistocene inferiore, Zona a *G. truncatulinoides excelsa*. Le nannoflore calcaree confermano l'appartenenza delle marne argillose grigie delle varie sezioni alla parte alta del Pleistocene inferiore: in tutte è stata infatti riconosciuta la sottozona a "piccole *Gephyrocapsae* (Zona a *Pseudoemiliania lacunosa*) e, nella parte sommitale della sola sezione di Rometta, è stata identificata anche la successiva sottozona a *Syracosphaera pulchra* (E. Erba, comun. pers.). Le faune bentoniche indicano un ambiente epibatiale superiore, forse leggermente più profondo o comunque meno interessato da trasporto grossolano a Rometta, in zone a più alta energia a Villafranca B e C.

## Discussione.

In base ai dati micropaleontologici la successione neogenica studiata nei dintorni di Rometta è risultata lacunosa. Alcune sezioni (Serro, Sottocastello Sud, Torrione, Rometta) sono più complete e rappresentative, almeno per parziali intervalli, e possono essere integrate tra di loro per ricostruire l'evoluzione paleoambientale dell'area (Fig. 2, 3).

La parte inferiore della successione, antecedente alla deposizione del Calcere di Base, è data da sedimenti sterili o con scarsa microfauna, riferibili probabilmente al Seravalliano superiore-Tortoniano, anche se non si può escludere un rimaneggiamento delle faune durante il Messiniano inferiore. Il Calcere di Base costituisce generalmente l'unica documentazione sedimentaria del Messiniano; alla sua sommità, nella sola sezione di Serro, sono presenti conglomerati ed un livello sabbioso con residui vegetali e Foraminiferi rimaneggiati del Miocene superiore, testimoniante una facies lagunare e/o continentale ancora di età messiniana.

Dopo la crisi di salinità messiniana la sedimentazione marina profonda riprende all'inizio del Pliocene in facies di Trubi, nell'ambiente epibatiale superiore, a paleobatimetria stimata tra -500/-700 m e con scarsi apporti terrigeni. Nei primi metri dei Trubi

il ripetersi, a più intervalli, di livelli con percentuali estremamente alte di *Sphaeroidinellopsis*, taxon in genere scarso dopo il suo acme, sembra documentare il rimaneggiamento della Zona MPI 1 (acme di *Sphaeroidinellopsis*); non si può neppure escludere che anche parte della Zona MPI 2 sia ridepositata. In seguito la sedimentazione sembra invece indisturbata, con microfaune decisamente tipiche della biozona e comuni esemplari di *G. margaritae*. La presenza di abbondanti *G. trilobus*, *O. universa* sembra testimoniare un clima piuttosto caldo.

I Trubi raggiungono un certo spessore (circa 40 m) solo nella sezione di Serro; nelle altre località essi sono assenti o in affioramenti limitati. La loro distribuzione parziale non sembra riferibile a mancata sedimentazione ma alla successiva erosione, che ne ha asportato la maggior parte e ne ha permesso la conservazione solo in tasche di dimensioni varie, o in aree protette dalla morfologia del fondo. Questa ipotesi si basa sulla presenza di un livello di conglomerato fine, documentante una fase erosiva, al contatto tra i Trubi del Pliocene inferiore (MPI 2) e le sovrastanti marne sabbioso-argillose beige-giallastre del Pliocene superiore (MPI 5), osservabili nella sezione di Sottocastello Sud. Le marne sabbioso-argillose hanno uno spessore massimo di circa 32 m e sono formate in prevalenza da materiali rimaneggiati, in cui sono comuni le microfaune del Pliocene inferiore.

Il rinvenimento nella parte superiore delle marne sabbioso-argillose di *Neoglobobulimina atlantica*, forma che generalmente è segnalata solo poco prima della comparsa di *G. inflata* (Spaak, 1981), sembra indicare la parte sommitale della Zona MPI 5, prossima alla successiva Zona MPI 6 (Zona a *G. inflata*). Purtroppo i sedimenti corrispondenti a quest'ultima zona non sono risultati campionabili e la parte superiore delle marne, nuovamente affiorante, è già riferibile al Pleistocene inferiore (Zona a *Globigerina cariacensis*).

La deposizione delle marne sabbioso-argillose beige-giallastre sembra quindi aver luogo durante l'intervallo corrispondente alla Zona MPI 5 e proseguire, almeno nella sezione più completa (Sottocastello Sud), fino al Pleistocene inferiore.

Le microfaune bentoniche indicano facies di pendio a profondità confrontabili con quella dei Trubi (-500/-700 m). Il numero delle specie aumenta però in modo consistente; questa maggiore diversificazione delle associazioni bentoniche caratterizza i sedimenti del Pliocene medio-superiore rispetto a quelli delle Zone MPI 1, MPI 2 del Pliocene inferiore (Sprovieri, 1977, 1978, 1981). La paleobatimetria proposta per le marne sabbioso-argillose beige-giallastre è inoltre confermata dalla presenza di Brachiopodi batiali in sedimenti analoghi a quelli qui esaminati di località limitrofe, di età compresa tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore (Gactani & Saccà, 1984).

Il rimaneggiamento di specie più antiche sembra molto intenso durante la Zona MPI 5, in cui vengono accumulati depositi inconsolidati formati nelle biozone plioceniche precedenti; la presenza contemporanea, in tutto lo spessore delle marne sabbioso-argillose beige-giallastre di specie indicative di zone biostratigrafiche più antiche, come *Globigerina nepenthes*, *Globobulimina margaritae*, *G. punctulata*, *Globobulimina altispira* e *Sphaeroidinellopsis* spp., e dei bentonici *Bolivina leonardii*, *Cibicides italicus*, *Siphonina*

*planoconvexa*, *Martinottiella pervarva* ecc., sembra indicare l'erosione ed il successivo trasporto dei sedimenti precedentemente depositi (nell'intervallo tra le Zone MPI 2 e MPI 4, Pliocene inferiore-Pliocene superiore).

Inoltre, in base alle variazioni stimate sia nell'abbondanza relativa di specie rimaneggiate e di specie in posto, sia nelle percentuali di materiale inorganico, sembra di poter individuare oscillazioni in questi processi, con una fase di trasporto particolarmente attivo nella parte media delle marne sabbioso-argillose beige-giallastre.

L'intervallo di tempo corrispondente alla zona biostratigrafica MPI 5 sembra quindi caratterizzato da una notevole instabilità dell'area e potrebbe essere correlato all'acme della fase tettonica pliocenica (Bousquet et al., 1980, 1987; Fabbri et al., 1980; Barrier, 1986; Sartori et al., 1987).

In seguito, nella parte medio-alta delle stesse marne sabbioso-argillose beige-giallastre, la maggior frequenza di Foraminiferi di acque basse (*Elphidium* ecc.), di forme sessili (*Neonorbina* ecc.), di Bolivine e Cassidine diffuse in sedimenti fini (Murray, 1973), sembra indicare la formazione di una piattaforma costiera più ampia e/o più stabile.

L'aumento delle specie diffuse in ambienti batiali (*Planulina wuellerstorfi* ecc.) (Parker, 1958; Parisi, 1982), riscontrato nei campioni sommitali attribuiti alla parte alta della Zona MPI 5 ed al Pleistocene inferiore, potrebbe far ipotizzare un'approfondimento dell'area, oppure un peggioramento climatico con risalita delle specie a profondità inferiori. Questa seconda ipotesi sembra maggiormente in accordo con la deposizione a distanza ravvicinata di sedimenti torbiditici e/o circalitorali (sabbie, livelli risedimentati), con i dati sul clima del mediterraneo (Thunell, 1979; Sprovieri, 1986) e con la comparsa di *Neoglobobadrina atlantica*, probabilmente associata a correnti fredde e/o profonde provenienti dall'Oceano Atlantico (Spaak, 1981; Loubere, 1988).

Durante il Pliocene sommitale ed il Pleistocene basale il regime sedimentario sembra differenziato un poco più a nord, nelle sezioni di Sottocastello e Torrione, sia rispetto a Sottocastello Sud, sia anche tra le due sezioni citate, che costituiscono i versanti dello stesso bastione. A Sottocastello, sulle marne sabbioso-argillose della Zona MPI 5, qui un po' più sabbiose che altrove, giacciono i banconi di sabbie gialle, riferibili alla Zona MPI 6 del Pliocene superiore per la presenza di *Globorotalia inflata*. A Torrione, tra le marne sabbioso-argillose e le sabbie gialle sono interposti debris-flows con materiali della Zona MPI 5, e corpi torbiditici troppo grossolani per lo studio delle microfaune.

Anche le sabbie gialle contengono in prevalenza microfaune rimaneggiate; diventano però più comuni i Foraminiferi sessili profondi (*Discanomalina semipunctata*, *Carpenteria balaniformis*), testimonianti il maggior sviluppo di aree con fondali duri, e le specie preferenziali dei substrati grossolani (*Eponides repandus*).

In alcune aree (Sottocastello Sud) la sedimentazione marnoso-sabbiosa, d'ambiente epibatiale superiore (Parker, 1958; Wright, 1978b), sembra quindi proseguire dal Pliocene superiore fino alla base del Pleistocene e solo successivamente è interrotta da debris-flows; in altre a poca distanza dalla precedente (Sottocastello, Torrione), il Pliocene si conclude invece con la deposizione delle sabbie gialle, d'ambiente circalitorale profondo o al limite con la scarpata (Blanc-Vernet, 1969; Medioli & Scott, 1978).

Le sabbie gialle sono a loro volta ricoperte da una serie di depositi del Pleistocene inferiore (Zona a *Globigerina cariacensis*) via via più grossolani, in cui i debris-flows, le lenti residuali selezionate da correnti ("orbuliniti") e le biocalcareniti indicano periodi di maggior spiazzamento dei sedimenti. Le biocalcareniti, diacrone secondo Barrier (1987) e Montenat et al. (1987), indicano l'affermarsi di un ambiente a profondità ridotta, infracircolitorale, in cui la microfauna autoctona (*Elphidium crispum*, *E. aculeatum*, *Textularia sagittula* ecc.) è diluita nel materiale più profondo, eroso dai sedimenti pliocenici.

Nelle marne argillose grigie, più o meno sabbiose, di Rometta e delle sezioni di Villafranca il nannoplancton calcareo (sottozona a "piccole *Gephyrocapsae*" in tutte le località e successiva sottozona a *Syracosphaera pulchra* nella sola sezione di Rometta, E. Erba, comun. pers.) ed i rari esemplari di *G. truncatulinoidea excelsa* indicano la presenza della parte alta del Pleistocene inferiore. La sedimentazione è caratterizzata da un forte aumento batimetrico ed avviene in condizioni di mare aperto, probabilmente a -500/-700 m, come suggerito dalle associazioni bentoniche tipiche della zona epibatiale superiore (Wright, 1978b) e dall'elevato rapporto P/P+B (circa 80-95%).

Con la deposizione delle marne argillose grigie sembra finire la sedimentazione marina: il termine successivo, che chiude la successione a Villafranca, è dato da ghiaie grossolane d'ambiente continentale (piana alluvionale), profondamente alterate e ossidate. Il forte sollevamento dell'area (Montenat & Barrier, 1987), che ha portato i sedimenti epibatiali alle quote attuali (fino a circa 560 m s.l.m. a Rometta) sembra quindi aver avuto inizio dopo o alla fine del Pleistocene inferiore. Esso sarebbe responsabile della erosione e/o mancata deposizione dei sedimenti di età successiva.

Un aspetto arealmente limitato della sedimentazione, probabilmente dovuto alla particolare morfologia del fondo, è dato dalla successione terrigena di San Sebastiano. Le sabbie ed i conglomerati, più o meno grossolani e/o caotici, che la costituiscono derivano dall'accumulo di materiali rimaneggiati, messi in posto durante l'intervallo corrispondente alla Zona MPI 5 (*Globorotalia bononiensis*, *G. aemiliana*); essi risultano quindi coevi della maggior parte delle marne sabbioso-argillose beige-giallastre. Nella loro parte superiore, come nelle marne, aumentano le forme di acque basse (*Elphidium* spp., ecc.), mentre sono assenti le specie batiali. I bentonici sembrano quasi del tutto rimaneggiati, per cui la paleobatimetria riferibile all'ambito della zona epibatiale superiore, è indicata dal materiale alloctono. Le caratteristiche sedimentarie della successione fanno invece ipotizzare un ambiente molto meno profondo, ed una facies di riempimento di canale.

Particolari condizioni paleoambientali più localizzate sono osservabili anche nei calcari lenticolari, facies di mare basso rinvenuta solo a Serro; anche le argille sabbiose pleistoceniche delle sezioni di Villafranca si differenziano dalle marne coeve di Rometta. Nelle prime le percentuali di materiale grossolano, più elevate rispetto a quelle di Rometta, indicano un ambiente soggetto a forte trasporto, tuttavia abbastanza profondo da consentire lo sviluppo di specie quali *Planulina ariminensis*, *Hoeglundina elegans*, *Gyroidinoides neosoldanii* ecc. La paleobatimetria non sembra scostarsi molto da quella di Rometta; le differenze sembrano imputabili al tipo di regime sedimentario e/o alla morfologia del fondo, più irregolare o canalizzata.

## Correlazioni.

I Trubi del Pliocene inferiore dei dintorni di Rometta appaiono simili per colore, granulometria e composizione delle microfaune a quelli di Capo Rossello e Buonfornello (Vismara Schilling & Stradner, 1977; Sprovieri, 1977, 1978; Brotsma, 1978; Rio et al., 1984).

Le associazioni bentoniche e la paleobatimetria da esse deducibile (epibatiale superiore) sono confrontabili anche con quelle dei Trubi di altre località della Sicilia, per i quali Sprovieri (1974, 1977, 1978) ha proposto profondità tra -600/-800 m. Nell'area di Rometta la profondità di deposizione dei Trubi sembra però un poco inferiore, probabilmente intorno a -500/-700 m, data la maggior presenza di forme circolari profonde e/o epibatiali superiori (*Lenticulina* spp. ecc.), il ridotto numero di esemplari delle specie più profonde (*Cibicoides kullenbergi* ecc.) e l'assenza di altre forme (*Planulina wuellerstorfi*).

Nella Sicilia meridionale la sedimentazione dei Trubi è continua fino al Pliocene superiore (Zona MPI 4), con passaggio graduale alla Formazione di Monte Narbone, più argillosa (Sprovieri, 1982); nell'area in esame invece i Trubi comprendono la sola Zona MPI 2 del Pliocene inferiore ed un'ampia lacuna li separa dalle marne sabbioso-argillose beige-giallastre (MPI 5), coeve ma molto più disturbate da rimaneggiamento della Formazione di Monte Narbone.

Durante l'intervallo corrispondente alla Zona MPI 5 il sollevamento dei Peloritani e l'erosione dei sedimenti, causati dalla continua attività tettonica, sembrano i fattori dominanti nell'evoluzione paleoambientale della Sicilia nord-orientale.

Anche i terreni plio-pleistocenici di Capo Milazzo (Violanti, 1988) indicano un'evoluzione simile. La successione mostra scarsi sedimenti riferibili al Pliocene inferiore, Zona MPI 2 (*Globorotalia margaritae*), con abbondanti clasti grossolani; ad essi seguono marne calcaree giallastre, più grossolane di quelle dei dintorni di Rometta, ma ugualmente attribuibili alla Zona MPI 5, formate in prevalenza da materiali rimaneggiati. Si passa poi gradualmente a marne argillose del Pleistocene inferiore, ricoperte da termini più grossolani (sabbie, conglomerati).

La lacuna tra Pliocene inferiore e superiore ed il rimaneggiamento dei sedimenti più antichi, sono quindi ben evidenti anche a Capo Milazzo; nel Pliocene inferiore gli apporti terrigeni sono però molto più consistenti, tanto che non sono riconoscibili veri e propri Trubi.

Sia nei dintorni di Rometta che a Capo Milazzo, *Globorotalia margaritae* è molto rara o sporadicamente presente nella parte inferiore dell'intervallo attribuito alla Zona MPI 2; una distribuzione simile è stata riscontrata anche in sedimenti coevi della Liguria (Giammarino et al., 1984).

## Conclusioni.

In conclusione, la successione sedimentaria plio-pleistocenica dei dintorni di Rometta sovrastante il Calcarea di Base e qui analizzata appare caratterizzata da una notevole varietà locale di facies, dovuta sia alla paleomorfologia dei fondali nel Pliocene inferiore sia all'evoluzione tettonica e sedimentaria successiva. Gli aspetti salienti possono essere così riassunti:

a) deposizione di calciliti biancastre (Trubi) d'ambiente epibatiale superiore nel Pliocene inferiore (Zona MPI 1, Zona MPI 2);

b) rimaneggiamento delle microfaune riferibili alle Zone MPI 3, MPI 4 nelle marne sabbioso-argillose beige-giallastre, d'ambiente epibatiale superiore, del Pliocene superiore (a partire dalla Zona MPI 5);

c) deposizione di marne sabbioso-argillose beige-giallastre fino al Pleistocene basale in alcune aree (Sottocastello Sud), limitata al Pliocene superiore (MPI 5) in altre (Sottocastello, Torrione). Modificazioni batimetriche, a volte di significato contrastante nelle diverse sezioni, ed aumento degli apporti dalla piattaforma;

d) sedimentazione grossolana e torbidityca, spesso bioclastica, nel Pleistocene inferiore ("orbuliniti", biocalcarenti), in ambiente circalitorale;

e) rapido aumento di profondità dell'area e deposizione delle marne argillose grigie epibatiali durante la parte alta del Pleistocene inferiore;

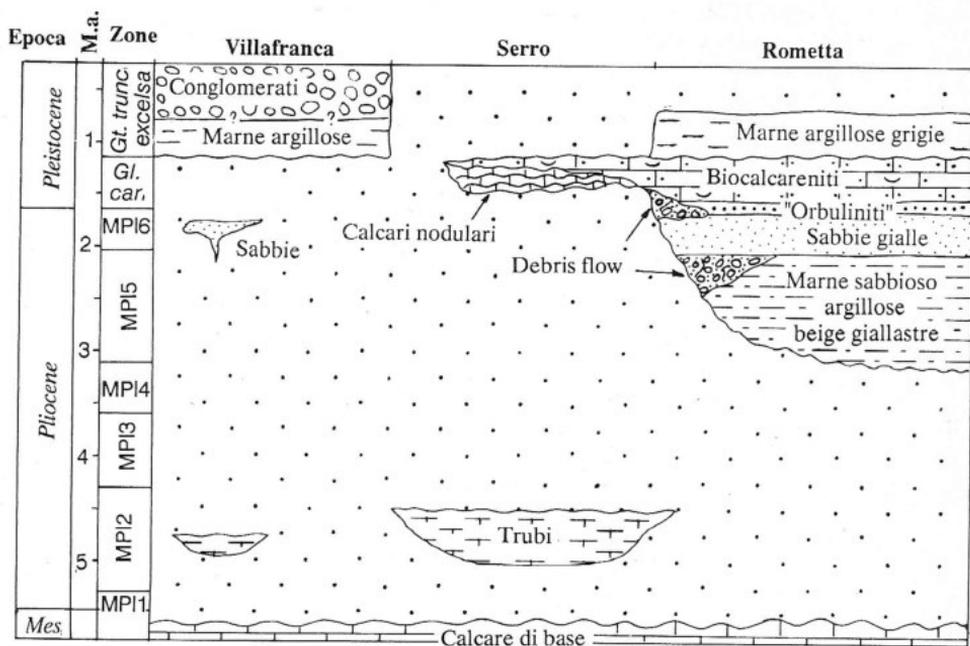


Fig. 16 - Schema cronostratigrafico proposto per la successione sedimentaria neogenica affiorante nel versante settentrionale dei Monti Peloritani qui considerato (Rometta, Serro, Villafranca).

f) successiva emersione, con erosione parziale delle marne argillose grigie e deposizione di sedimenti di piana alluvionale (ghiaie clinostatificate).

Come sintesi delle considerazioni precedenti, sembra possibile riassumere le ipotesi sulla successione sedimentaria plio-pleistocenica dei dintorni di Rometta nello schema stratigrafico riportato in Fig. 16.

#### Ringraziamenti

Desidero ringraziare vivamente il Prof. M. Gaetani e la Prof. L. Bonfiglio per aver stimolato la ricerca e per i preziosi suggerimenti; la Dott. E. Erba per l'analisi del nannoplancton.

Sono inoltre grata a tutti coloro che hanno letto criticamente il manoscritto, fornendo utili consigli: M. B. Cita, I. Premoli Silva, C. Rossi Ronchetti; a S. Antico per il supporto tecnico.

La ricerca è stata finanziata con fondi M.P.I. 60%, responsabile L. Bonfiglio.

#### BIBLIOGRAFIA

- Atzori P. & Vezzani L. (1979) - Lineamenti petrografico-strutturali della catena peloritana. *Geol. Rom.*, v. 13, pp. 21-27, 1 fig., Roma.
- Barbieri F. (1971) - Comments on some Pliocene stages and on the taxonomy of a few species of *Globorotalia*. *Ateneo Parm., Acta Naturalia*, v. 7, n. 1, pp. 1-24, 18 fig., Parma.
- Barrier P. (1986) - Evolution paléogéographique du Déroit de Messine au Pliocène et au Pléistocène. *Giorn. Geol.*, v. 48, n. 1-2, pp. 7-24, 7 fig., Bologna.
- Barrier P. (1987) - Stratigraphie des dépôts pliocènes et quaternaires du Déroit de Messine. *Doc. et Trav. IGAL*, n. 11, pp. 59-81, 2 tav., 23 fig., Paris.
- Blanc-Vernet L. (1969) - Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranée. *Rec. Trav. Stat. Mar. Endoume*, v. 64, n. 48, 315 pp., 17 tav., 30 fig., Marseille.
- Boccaletti M., Nicolich R. & Tortorici L. (1984) - The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean. *Mar. Geol.*, v. 55, pp. 219-245, Amsterdam.
- Bonfiglio L. (1970) - Facies biodetritica tardopliocenica nei Peloritani a 1250 metri d'altitudine. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 89, pp. 499-506, 4 fig., Roma.
- Bousquet J. C., Lanzafame G., Tortorici L., Sauret B. & Aboubekr N. (1980) - Mise en évidence d'un épisode tectonique de distension pendant le Quaternaire ancien sur le bord sud-oriental du Déroit de Messine: conséquences stratigraphiques. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, v. 3, pp. 88-91, Paris.
- Bousquet J. C., Chabellard J. G., Lanzafame G. & Philip H. (1987) - Place du Déroit de Messine dans l'évolution géodynamique récente de l'arc tyrrhénien. *Doc. et Trav. IGAL*, n. 11, pp. 15-28, 6 fig., Paris.
- Brolsma M. J. (1978) - Quantitative foraminiferal analysis and environmental interpretation of the Pliocene and Topmost Miocene on the south coast of Sicily. *Utrecht Micropaleont. Bull.*, n. 18, pp. 1-159, 8 tav., 50 fig., Utrecht.

- Cita M. B. (1973) - Pliocene biostratigraphy and chronostratigraphy. In Ryan W.B.F., Hsu K.J. et al. - *Init. Repts. DSDP*, v. 13, pp. 1343-1379, 7 tav., 15 fig., Washington.
- Cita M. B. (1975) - Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VIII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision. *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 81, n. 4, pp. 527-544, 3 fig., Milano.
- Colom G. (1974) - Foraminiferos ibericos. Introducion al estudio de las especies bentonicas recientes. *Investigacion pesquera*, v. 38, n. 1, pp. 1-245, 3 tav., 69 fig., Barcelona.
- Curzi P., Sartori R., Sprovieri R., Kastens K., Mascle J., Auroux C., Bonatti E., Broglia C., Chanel J., Emeis K., Glaçon G., Hasegawa S., Heike W., Mascle G., McCoy F., McKenzie J., Mendelson J., Müller C., Rehault J. P., Robertson A. & Torii M. (1987) - La Crociera 107 della "JOIDES Resolution" (Oceanic Drilling Program) nel Mar Tirreno: risultati preliminari. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 106, pp. 93-98, 2 fig., Roma.
- Di Geronimo I., Ghisetti F., Lentini F. & Vezzani L. (1978) - Lineamenti neotettonici della Sicilia Orientale. *Mem. Soc. Geol. It.*, v. 19, pp. 489-495, Roma.
- Fabbri A., Ghisetti F. & Vezzani L. (1980) - The Peloritani-Calabria Range and the Gioia Basin in the Calabrian Arc (Southern Italy): relationships between land and marine data. *Geol. Rom.*, v. 39, pp. 131-151, 15 fig., Roma.
- Gaetani M. (1986) - Brachiopod paleocommunities from the Plio-Pleistocene of Calabria and Sicilia (Italy). In Racheboeuf P.R. & Emig C. C. (Eds). - *Les Brachiopodes fossiles et actuels. Biostratigraphie du Paléozoïque* 4, 500 pp., 30 tav., 197 fig., Brest.
- Gaetani M. & Saccà D. (1984) - Brachiopodi batiali nel Pliocene e Pleistocene di Sicilia e Calabria. *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 90, n. 3, pp. 407-458, 9 tav., 6 fig., Milano.
- Giammarino S., Sprovieri R. & Di Stefano I. (1984) - La sezione pliocenica di Castel d'Appio (Venticiglia). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, s. A, v. 91, pp. 1-26, 3 fig., Pisa.
- Giunta Ilacqua M. (1956) - I foraminiferi calabriesi di Rometta Superiore (Messina). *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 62, n. 4, pp. 225-237, 1 tav., Milano.
- Gradstein F. M. (1974) - Mediterranean Pliocene *Globorotalia*. A biometrical approach. *Utrecht Micropaleont. Bull.*, n. 7, pp. 1-128, 8 tav., 44 fig., Utrecht.
- Iaccarino S. (1985) - Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. In Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds). - *Plankton Stratigraphy*, pp. 283-314, 6 fig., Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Kastens K. A., Mascle J., Auroux C. et al. (1987) - *Proc. Init. Repts. ODP.*, v. 107A, pp. 1-1013, Washington.
- Keraudren B. (1987) - Problèmes de nomenclature du Pléistocène marin méditerranéen. *Doc. et Trav. IGAL*, n. 11, pp. 55-57, 1 fig., Paris.
- Lombardo G. (1980) - Stratigrafia dei depositi pleistocenici della Sicilia nord-orientale. *Atti Acc. Gioenia Catania*, v. 12, pp. 84-113, 6 fig., Catania.
- Loubere P. (1988) - Gradual Late Pliocene onset of Glaciation: a deep-sea record from the north-east Atlantic. *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol.*, v. 63, pp. 327-334, 4 fig., Amsterdam.
- Malinverno A. & Ryan W. B. F. (1986) - Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, v. 5, n. 2, pp. 227-245, 10 fig., New York.
- Medioli F. S. & Scott D. B. (1978) - Emendation of the genus *Discanomalina* Asano and its implications on the taxonomy of some of the attached foraminiferal forms. *Micropaleont.*, v. 24, n. 3, pp. 291-302, 3 tav., 1 fig., New York.
- Montenat C. & Barrier P. (1987) - Approche quantitative des mouvements verticaux quaternaires dans le Déroit de Messine. *Doc. et Trav. IGAL*, n. 11, pp. 185-190, 3 fig., Paris.

- Montenat C., Barrier P. & Di Geronimo I. (1987) - The Messina Strait, past and present: a review. *Doc. et Trav. IGAL*, n. 11, pp. 7-13, 2 fig., Paris.
- Murray J. W. (1973) - Distribution and ecology of living benthic Foraminiferids. V. di 274 pp., 103 fig., Heinemann Educational Books, London.
- Ott d'Estevou P., Barrier P., Bousquet J. C., Chabellard J. G., Coppier G., Jarrige J. J., Lanzafame G. & Laniece C. (1987) - Evolution structurale pliocène et quaternaire du Détroit de Messine (Sicile, Calabre - Italie). *Doc. et Trav. IGAL*, n. 11, pp. 105-114, 4 fig., Paris.
- Parisi E. (1982) - Distribuzione dei Foraminiferi bentonici in una carota della Dorsale Mediterranea (Pleistocene Superiore). *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 88, n. 4, pp. 641-677, 2 tav., 6 fig., Milano.
- Parker F. L. (1958) - Eastern Mediterranean Foraminifera. *Rept. Swed. Deep-Sea Exped. 1947-1948*, v. 8, n. 4, pp. 217-283, 6 tav., Goteborg.
- Rio D. & Sprovieri R. (1986) - Biostratigrafia integrata del Pliocene - Pleistocene inferiore mediterraneo in un'ottica di Stratigrafia Sistemica. *Boll. Soc. Paleont. It.*, v. 25, n. 1, pp. 65-85, 7 fig., Modena.
- Rio D., Sprovieri R. & Raffi I. (1984) - Calcareous plankton biostratigraphy and biochronology of the Pliocene-Lower Pleistocene succession of the Capo Rossello area, Sicily. *Mar. Micropaleont.*, v. 9, pp. 135-180, 21 fig., Amsterdam.
- Ruggieri G. & Sprovieri R. (1975) - La definizione dello stratotipo del piano Siciliano e le sue conseguenze. *Riv. Min. Sic.*, v. 26, n. 151-153, pp. 1-7, 1 fig., Palermo.
- Ruggieri G., Sprovieri R. & Unti M. (1979a) - Evidenze della trasgressione dell'Emiliano (Pleistocene inferiore) nella Sicilia orientale. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 98, pp. 469-473, 1 fig., Roma.
- Ruggieri G., Sprovieri R. & Unti M. (1979b) - La trasgressione Emiliana della Sicilia nord-orientale. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 98, pp. 475-482, 2 fig., Roma.
- Sartori R., Mascle G. & Amaudric du Chaffaut S. (1987) - A review of circum-tyrrhenian regional geology. In Kastens K.A., Mascle J., Auroux C. et al. - *Proc. Init. Repts. ODP*, v. 107, pp. 37-63, 29 fig., Washington.
- Seguenza G. (1862) - Descrizione dei Foraminiferi monotalamici delle marne mioceniche del distretto di Messina. Tipog. del Commercio, pp. 1-84, 2 tav., Messina.
- Seguenza G. (1866) - Intorno alla geologia di Rometta, esaminata dal lato petrografico, stratigrafico e geogenico - in rapporto all'origine delle acque potabili di quel monte. *Giorn. Sc. Nat. Econ. Cons. Perf. Ist. Ind.*, v. 1, pp. 1-12, 2 fig., Palermo.
- Seguenza G. (1868) - La formation zanzléenne, ou recherches sur une nouvelle formation tertiaire. *Bull. Soc. Géol. France*, s. 2, v. 25, pp. 465-486, 4 fig., Paris.
- Seguenza G. (1873-1877) - Studi stratigrafici sulla formazione pliocenica dell'Italia meridionale. *Boll. R. Comit. Geol. It.*, v. 4-8, 299 pp., Roma.
- Seguenza L. (1908) - Il Miocene della provincia di Messina. *Rend. R. Acc. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat.*, v. 17, s. 5, n. 6, pp. 379-385, Roma.
- Spaak P. (1981) - The distribution of the *Globorotalia inflata* group in the Mediterranean Pliocene. *Proc. Konink. Nederl. Akad. Wetensch.*, s. B, v. 84, n. 2, pp. 201-215, 2 tav., 4 fig., Utrecht.
- Sprovieri R. (1974) - La sezione infrapliocenica di Ribera. Considerazioni stratigrafiche e paleoambientali sui Trubi siciliani. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 93, pp. 181-214, 7 fig., Roma.
- Sprovieri R. (1976) - Remarks on the Early Pliocene Trubi formation in Sicily. *Mem. Soc. Geol. It.*, v. 16, pp. 159-163, Roma.
- Sprovieri R. (1977) - Distribuzione dei Foraminiferi bentonici nei Trubi di Bonfornello (Palermo). *Boll. Soc. Paleont. It.*, v. 16, n. 1, pp. 61-68, Modena.

- Sprovieri R. (1978) - I Foraminiferi bentonici della sezione plio-pleistocenica di Capo Rossello (Agrigento, Sicilia). *Boll. Soc. Paleont. It.*, v. 17, n. 1, pp. 68-97, 4 fig., Modena.
- Sprovieri R. (1981) - La sezione pliocenica di Monte Contrasto, Butera (Sicilia). *Nat. Sicil.*, v. 5, n. 1-2, pp. 43-51, Palermo.
- Sprovieri R. (1982) - Considerazioni sul Plio-Pleistocene della Sicilia. In Catalano R. & D'Argenio B. - Guida alla Geologia della Sicilia Occidentale. *Soc. Geol. It., Guide Geol. Reg.*, pp. 115-118, 1 fig., Palermo.
- Sprovieri R. (1986) - Paleotemperature changes and speciation among benthic Foraminifera in the Mediterranean Pliocene. *Boll. Soc. Paleont. It.*, v. 24, n. 1, pp. 13-21, Modena.
- Thunell R. C. (1979) - Pliocene-Pleistocene paleotemperature and paleosalinity history of the Mediterranean Sea: Result from DSDP Sites 125 and 132. *Mar. Micropaleont.*, v. 4, pp. 173-187, 4 fig., Amsterdam.
- Vismara Schilling A. & Stradner H. (1977) - Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. X. I "Trubi" di Buonfornello (Sicilia). Biostratigrafia e tentativo di valutazione paleoclimatica. *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 83, n. 4, pp. 869-896, 9 fig., Milano.
- Violanti D. (1987) - *Eponides turgidus* Phleger & Parker e *Bolivina pygmaea* (Brady) (Foraminiferi bentonici), indicatori paleoambientali nel Pleistocene dell'Italia meridionale (Sicilia, Calabria). *Atti Acc. Gioenia Catania*, v. 20, n. 331, pp. 199-218, 1 tav., 7 fig., Catania.
- Violanti D. (1988) - I Foraminiferi plio-pleistocenici di Capo Milazzo. *Boll. Mus. Reg. Sc. Nat. Torino*, v. 6, n. 2, pp. 359-392, 3 tav., 5 fig., Torino.
- Violanti D., Bonfiglio L. & Saccà D. (1987) - Foraminiferi pleistocenici ed interpretazioni paleoambientali in un affioramento della Sicilia nord-orientale. *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 93, n. 2, pp. 251-286, 3 tav., 8 fig., Milano.
- Wright R. (1978a) - Neogene benthic Foraminifers from DSDP 42A, Mediterranean Sea. In Hsu K. J., Montadert L. et al. - *Init. Repts. DSDP*, v. 42A, pp. 709-726, 19 fig., Washington.
- Wright R. (1978b) - Neogene paleobathymetry of the Mediterranean based on benthic foraminifers from DSDP Leg 42A. In Hsu K. J., Montadert L. et al. - *Init. Repts. DSDP*, v. 42A, pp. 837-844, 3 fig., Washington.

## PUBBLICAZIONI DI CARATTERE GENERALE

Winken R. (1988) - **The Northwest European Tertiary Basin**. Results of the International Geological Correlation Programme. Project No 124. *Geol. Jahrb.*, Reihe A, H. 100, 508 pp., 3 tav., 267 fig., 7 mappe, Hannover.

Il presente volume costituisce il rapporto finale del progetto IGCP n° 124 (International Geological Correlation Programme), avviato nel 1975 e ufficialmente ultimato nel 1982. Scopo del progetto era quello di investigare un bacino marino e i suoi margini, utilizzando tutti i dati a disposizione, sia di superficie che di sottosuolo.

La prima parte dell'opera è dedicata alla descrizione di varie sequenze litostratigrafiche, una per ognuna delle 34 subregioni in cui il Bacino Terziario dell'Europa nord-occidentale è stato suddiviso: tali sequenze sono state, quindi, correlate e hanno permesso il riconoscimento, nell'ambito della serie Terziaria, di 9 cicli principali di trasgressione/regressione, tarati su base micropaleontologica.

Il secondo capitolo è dedicato alla descrizione di numerose "cross-sections", elaborate allo scopo di definire lo sviluppo delle facies nello spazio e nel tempo, e di evidenziare le variazioni di spessore delle differenti unità.

Altro argomento affrontato è quello della Petrografia del Sedimentario, con particolare attenzione all'analisi dei minerali pesanti e dei minerali delle argille.

La sezione dell'opera riguardante gli aspetti biostratigrafici è senza dubbio la più ponderosa. Per ognuna delle 34 subregioni sopracitate vengono fornite le "range charts" relative ai seguenti gruppi di organismi: Foraminiferi bentonici e planctonici, Ostracodi, Nannoplancton, Spore e Pollini, Dinoflagellati, Molluschi, Vertebrati, Briozoi ed Echinodermi.

Vengono affrontate problematiche di carattere tassonomico e un certo spazio viene dedicato a considerazioni paleoecologiche, indispensabili per successive ricostruzioni paleogeografiche.

Per ogni gruppo vengono forniti schemi stratigrafici "interregionali", dalla combinazione dei quali è stato ottenuto uno schema biostratigrafico di sintesi, che, a mio avviso, costituisce il documento principale dell'opera.

Un capitolo è stato opportunamente dedicato, inoltre, agli elementi geocronologici, indispensabili per una taratura delle differenti unità litostratigrafiche riconosciute.

Quest'enorme quantità di dati viene, infine, elaborata ed interpretata negli ultimi capitoli; vengono affrontati argomenti quali la correlazione fra record paleontologico e variazioni eustatiche, l'individuazione dei principali eventi biostratigrafici e la descrizione dei 9 cicli deposizionali caratterizzanti l'evoluzione del Bacino nord-europeo.

In definitiva si tratta di un'opera fondamentale: la capacità di organizzare e portare a conclusione un lavoro che ha coinvolto più di cento studiosi di otto differenti Paesi, impressionerà tutti e, spero, farà meditare molti.

Ancora qualche numero: l'opera, costituita da un testo di 508 pp., è corredata da 7 carte paleogeografiche a scala 1:2.500.000, 22 cross sections e 267 figure, intelligentemente fornite sotto forma di allegati.

Báldi T. (1986) - **Mid-Tertiary Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of Hungary**. Vol. di 201 pp., 11 tav., 91 fig., Akadémiai Kiadó, \$ 19.00, Budapest.

Il volume riassume e aggiorna i dati presentati dall'Autore in una sua precedente pubblicazione: "Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk" pubblicato nel 1983 sempre dalla Akadémiai Kiadó, la casa editrice dell'Accademia delle Scienze Ungherese. Risulta diviso in due parti più due appendici. La prima parte descrive la stratigrafia, le correlazioni e l'interpretazione di facies delle quindici formazioni distinte dall'Autore a partire dal Priaboniano Superiore fino a tutto il Miocene Inferiore. Nella seconda parte viene invece riassunta la tettonica e l'evoluzione paleogeografica della regione studiata dal Paleogene fino al Miocene Inferiore. La trattazione corredata da un buon numero di figure risulta particolarmente interessante anche grazie alle due appendici relative rispettivamente alla descrizione delle faune a Molluschi della Formazione di Tard Clay e della Formazione di Kiscell Clay. Le due appendici sono corredate da una nutrita serie di tavole che ben illustrano i taxa più significativi.

C. CORSELLI

Papp A., Jámbor A., Steininger F. F. et al. (1985) - **Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys**. Bd. VII. **M<sub>6</sub> Pannonien (Slavonien und Serbien)**. Vol. di 636 pp., 103 tav., 30 tab., 54 fig., Akadémiai Kiadó, \$ 49.00, Budapest.

Il settimo volume della serie relativa alla cronostratigrafia ed ai neostatotipi del Miocene della Paratetide centrale documenta il Pannoniano, piano cronostratigrafico regionale della parte bassa del Miocene superiore. Il volume nasce dalla collaborazione di 32 Autori, specialisti nelle varie discipline ed appartenenti ad istituti di ricerca ungheresi, iugoslavi e austriaci. Nel volume oltre alla definizione dettagliata del piano vengono trattati: lo sviluppo nelle zone marginali della Paratetide centrale e nel bacino centrale del Danubio, gli stratotipi presenti in Austria, Ungheria, Cecoslovacchia, Jugoslavia e Romania. Inoltre sono descritti ed interpretati stratigraficamente diversi gruppi animali e vegetali fra i quali Foraminiferi, Ostracodi e Mammiferi.

C. CORSELLI