

A. BOSSIO (*), R. MAZZEI (**), B. MONTEFORTI (*), G. SALVATORINI (**)

NOTE ILLUSTRATIVE ALLA CARTA GEOLOGICA DELLA ZONA DI S.MARIA DI LÈUCA (CON APPENDICE BIO-CRONOSTRATIGRAFICA A CURA DI FORESI L.M., MAZZEI R., SALVATORINI G.)

Parole chiave - Stratigrafia, Foraminiferi, nannofossili calcarei, Ostracodi, Miocene-Pleistocene, Salento (Italia).

Riassunto - Nell'area situata, all'estremità meridionale della Penisola salentina tra la costa ionico-adriatica e l'allineamento Gagliano del Capo-Patù-Capo S.Gregorio, è stata condotta una ricerca interdisciplinare (rilevamento geologico, analisi micropaleontologiche, analisi sedimentologiche) con l'obiettivo di chiarire soprattutto l'evoluzione sedimentaria e paleoambientale dell'area nel corso del Neogene-Pleistocene Inferiore. Con l'integrazione dei rilievi sul terreno e delle analisi di laboratorio (quelle micropaleontologiche sono state eseguite su Foraminiferi bentonici e planctonici, nannofossili calcarei ed ostracodi) sono state individuate cinque formazioni, ciascuna rappresentante un distinto ciclo sedimentario.

Il 1° ciclo sedimentario è materializzato dalla Pietra leccese, una biomicrite fosfatico-glaucotonica a prevalenti Foraminiferi planctonici con spesso alla base un livello conglomeratico a elementi e fossili fosfatizzati. I pochi e sparsi affioramenti della formazione indicano un ambiente della zona neritica esterna ed un'età langhiana (Zona a *Praeorbulina glomerata* s.l., Sottozona a *P. glomerata sicana*; Zona a *Discoaster exilis-Sphenolithus heteromorphus*, Sottozona a *S. moriformis*). Gli elementi fosfatizzati contenuti in essa, come del resto le caratteristiche del livello basale fosfatizzato, indicano però che la trasgressione è iniziata nel Burdigaliano (Zona a *Globigerinoides trilobus*), ma i sedimenti iniziali sarebbero stati aggrediti e asportati da correnti erosive con conseguente determinazione di una lacuna basale. Impossibile a definirsi è invece la fine della sedimentazione e quindi l'inizio dell'emersione.

Il 2° ciclo sedimentario è rappresentato dalle Calcareni di Andrano, una unità carbonatica con varie tipologie sedimentarie (micriti, pelmicriti, pelbiomicriti, biomicriti, biospariti, etc.), ben stratificata e molto fossilifera, con alla base un livello conglomeratico in genere a elementi fosfatizzati. L'ambiente deposizionale è della zona neritica interna, con caratteristiche più decisamente marine nei settori orientali e tali da consentire anche l'impianto di biocostruzioni, più "paraliache" nei settori occidentali. I termini inferiori della formazione sono del Messiniano inferiore appartenendo alla Zona a *Globorotalia conomiozea* e alla Zona a *Amaurolithus delicatus-A. amplificus*; è probabile che, come altrove nel Salento, la sedimentazione si sia protratta oltre, ma si è conclusa certamente nel Messiniano pre-evaporitico.

Con il 3° ciclo si depositano i termini costituenti la Formazione di Lèuca, che viene qui presentata formalmente con la Sezione di Punta Ristola designata a stratotipo. Di essa si conservano soprattutto brecce e conglomerati, in un ammasso caotico di base di trasgressione, denotante acque basse ed

una età del Pliocene Inferiore (Zancleano) basale (Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. e Zona a *Discoaster variabilis* s.l.). In alcuni punti, sopra il materiale clastico grossolano si è conservato un debole spessore di marne tipo "Trubi" siciliani e biomicriti glaucotoniche, ambedue ricche di organismi planctonici. Questi due litotipi, localmente non cartografabili separatamente, sono l'espressione sedimentaria di un'area in forte e veloce subsidenza (denotano profondità della parte più esterna della zona neritica), interessata da correnti erosive; nel loro insieme rappresentano infatti un'unità affetta da più lacune sedimentarie. I suoi livelli più recenti sono ancora dello Zancleano (Zona a *Globorotalia punctulata*, Sottozona a *Globoturborotalita apertura*; Zona a *Discoaster tamalis*, Sottozona a *Gephyrocapsa* spp.).

Al 4° ciclo appartiene la Formazione di Uggiano la Chiesa, costituita da calcareniti e sabbie calcaree organogene denotanti profondità non rilevanti. Nell'area di Lèuca l'unità si estende dalla parte medio-alta della Zona a *Globorotalia aemiliana* (parte superiore della Zona a *Discoaster pentaradiatus*), ovvero dalla parte terminale del Pliocene Medio (Piacenziano), alla Zona a *G. inflata* (Zona a *D. brouweri*) del Pliocene Superiore (Gelasiano); probabilmente il ciclo localmente si è esaurito entro quest'ultimo piano.

Il 5° ciclo sedimentario è rappresentato dalle Calcareni del Salento, sedimenti carbonatici biodetritici più o meno grossolani, talora con *Arctica islandica* e *Mya truncata*. Sono attribuibili al Pleistocene Inferiore (Siciliano) per la loro appartenenza alla Zona a *Globorotalia truncatulinoides excelsa* e alla Zona a "small" *Gephyrocapsa*; denotano inoltre un ambiente marino contenuto in genere nella zona neritica interna e, con i loro livelli sommitali bruno-rossastri, più grossolani e a stratificazione incrociata a piccola scala, una marcata tendenza regressiva.

In Appendice è riportato lo schema biostratigrafico a organismi (Foraminiferi e nannofossili) planctonici utilizzato per il lavoro. Per i nannofossili calcarei si ricorda che sono proposte unità ampiamente controllate nell'ambito del Bacino Mediterraneo da parte degli scriventi anche sulla base della loro calibratura con unità a Foraminiferi planctonici. Talvolta esse rappresentano novità nella loro applicazione mediterranea, talaltra corrispondono a biozone oceaniche o ne costituiscono suddivisioni. Infine, sono chiariti i criteri con cui sono stati stabiliti i limiti delle varie unità nella successione cronostatigrafica standard a cui sono correlati gli schemi.

Abstract - Notes on the geological map of S.Maria di Lèuca (Salentine Peninsula). An interdisciplinary research (based on geological mapping, micropaleontological analyses and sedimentological studies) has been carried out in the area located in the southernmost part of the Salentine Peninsula between the Ionic-Adriatic coast and the alignment Gagliano

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa, via S.Maria 53, 56100 Pisa.

(**) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena, via Laterina 8, 53100 Siena.

del Capo-Patù Capo S. Gregorio. The major aim of the research was to outline the sedimentary and palaeoenvironmental evolution of the area during the Neogene-Pleistocene. Micropalaeontological analyses have been performed on benthonic and planktonic foraminifers, calcareous nanofossils and ostracods. The results of these analysis together with an extensive geological survey led to the recognition of five formations, each representative of a distinct sedimentary cycle.

The first cycle is represented by few and scattered outcrops of the Pietra leccese Formation, a phosphatic-glaucconitic biomicrite rich in planktonic foraminifers. The base is often characterized by a conglomerate with phosphatized pebbles and fossils. Micropalaeontological analyses indicate that in the study area the Pietra leccese is entirely of Langhian age (*Praeorbulina glomerosa* s.l. Zone, *P. glomerosa sicana* Subzone; *Discoaster exilis-Sphenolithus heteromorphus* Zone, *S. moriformis* Subzone) and that its depositional environment is referable to the outer neritic zone. Nevertheless, both the phosphatized components widespread in the Pietra leccese and the characteristics of the basal conglomerate indicate that the transgression started within the Burdigalian (*Globigerinoides trilobus* Zone), the initial sediments being attacked and removed by erosive currents show a basal hiatus. On the other hand, it is not possible to define the timing of the emersion of the area, which led to the stop of the deposition of the Pietra leccese.

The second cycle is represented by the Calcareni di Andrano Formation. This carbonatic unit exhibits a varied lithology consisting locally of micrites, pelmicrites, pelbiomicrites, biomicrites, biosparites, etc., which are usually well stratified and fossiliferous. A conglomerate with phosphatized pebbles is often present at the base of the formation. The depositional environment is referable to the inner neritic zone. In the eastern sector of the area the faunal composition indicate a typical marine environment characterized by the presence of bioherms, whereas in the western sector the conditions are those of the paralic environment. The lower levels of the formation are referable to the lower Messinian (*Globorotalia conomiozea* Zone; *Amaurolithus delicatus-A. amplificus* Zone). As for other areas of the Salentine Peninsula the sedimentation probably lasted longer, though certainly stopped within the pre-evaporitic Messinian.

The sediments of the Leuca Formation, which is herein formally described (the Section of Punta Ristola is proposed as stratotype) were deposited during the third cycle. Remains of the Leuca Formation consist mainly of breccias and conglomerates in a basal transgressive chaotic mass, indicative of quite shallow waters and referable to the Lowermost Pliocene (*Zanclean, Sphaerodinellopsis seminulina* s.l. Zone and *Discoaster variabilis* s.l. Zone). Somewhere above the basal clastic deposits there are thin levels of marls similar to the Sicilian "Trubi" and glauconitic biomicrites, both of them rich in planktonic foraminifers. These two lithotypes, which locally can not be mapped separately, are the sedimentary expression of area characterized by a rapid subsidence (the depth of deposition is attributable to the outermost part of the neritic zone) and affected by erosive currents responsible of several and various sedimentary hiatuses. The uppermost levels of the unit belong to the Zanclean (*Globorotalia puncticulata* Zone, *Globorotalia apertura* Subzone; *Discoaster tamalis* Zone, *Gephyrocapsa* spp. Subzone).

The Uggiano la Chiesa Formation pertains to the fourth cycle and consists of shallow water calcarenites and calcareous organic sands. In the mapped area the formation extends from the uppermost Middle Pliocene (Piacenziano, middle-upper part of the *Globorotalia aemiliana* Zone and upper part of the *Discoaster pentaradiatus* Zone) to the Upper Pliocene (Gelasiano, *G. inflata* Zone and *D. brouweri* Zone).

This cycle probably ends within the Gelasian.

The fifth cycle is represented by carbonatic bioterritic sediments pertaining to the Calcareni del Salento. Locally *Artica islandica* and *Mya truncata* are present. The formation is referable to the Lower Pleistocene (Siciliano) and specifically to the *Globorotalia truncatulinoides excelsa* Zone and "Small" *Gephyrocapsa* Zone. Generally the depositional environment is typical of the inner neritic zone; only the coarse, dark-reddish upper levels display a cross lamination and indicate a regressive tendency.

The biostratigraphical scheme based on planktonic organisms (foraminifers and calcareous nanofossils) adopted herein is given in the appendix. Calcareous nanofossil biozones proposed herein have been extensively checked within the Mediterranean Basin, being also calibrated with the planktonic foraminifers units. Some of these units have never been applied to the Mediterranean succession, some others correspond to oceanic biozones or to parts of these.

Key words - Stratigraphy, Foraminifers, calcareous nanofossils, Ostracoda, Miocene-Pleistocene, Salento (Italy).

INTRODUZIONE

Nel 1986 gli Autori di questa nota pubblicarono la "Carta Geologica dell'estremità meridionale del Salento" alla scala 1:15.000 (dal rilevamento originale alla scala 1:10.000), ricoprente l'area circondata dal mare pressoché completamente a S della linea che congiunge i centri di Gagliano del Capo, Castrignano, Patù e, poco a N di Capo S. Gregorio, la zona di Campo Romano (Fig. 1). La scelta di quest'area come nostro primo approccio alla geologia salentina, secondo un programma pluriennale MURST, derivava dalla convinzione (maturata da elementi preliminari in nostro possesso e suffragata a posteriori dai risultati raggiunti) che essa avrebbe costituito una tappa interessante e

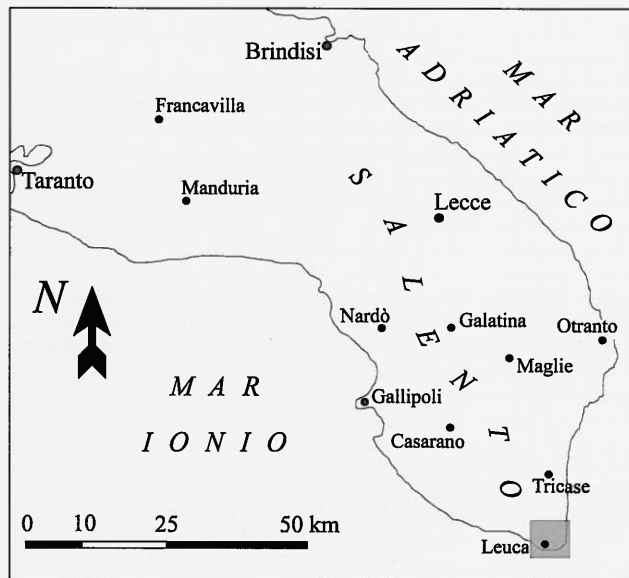


Fig. 1 - Ubicazione geografica dell'area studiata (nel riquadro).

fondamentale nel perseguimento dell'obiettivo finale di una ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica e strutturale dell'area salentina nel corso del Neogene e del Pleistocene Inferiore. Tra l'altro l'area prescelta, che rientra interamente nelle tavolette I S.E. (Alessano), I S.O. (Presicce) e II N.O. (Capo S. Gregorio) del F° 223 della Carta d'Italia (Capo S. Maria di Lèuca), presenta un quadro morfologico relativamente movimentato (e quindi più favorevole per le osservazioni e le campionature), soprattutto per la convergenza verso Lèuca delle propaggini più meridionali delle "Serre salentine" e per la presenza di alcune incisioni di canali (si ricordano le tre pressoché parallele che scendono al mare nella zona di Lèuca, nonché quelle del Volito e del Ciolo-le Fogge, rispettivamente nella parte nord-occidentale e nord-orientale dell'area rilevata).

A seguito della stampa della carta geologica fu elaborata anche la relativa documentazione, la quale però non è mai stata pubblicata: fu invece resa nota (Bossio *et al.*, 1989g) una sua sintesi schematica in occasione del Convegno su "Le conoscenze geologiche del territorio salentino (Lecce 12 Dicembre 1987)". Nel contempo gli scriventi hanno continuato le ricerche geologico-paleontologiche in Salento, rendendo nota parte dei risultati in varie occasioni: la stratigrafia del Miocene, Pliocene e Pleistocene del Pozzo Poggiardo, carotato nella omonima zona (Bossio *et al.*, 1989b); la geologia dell'area di Castro (Bossio *et al.*, 1989c); l'età della Formazione di Uggiano la Chiesa nell'area tipo (Bossio *et al.*, 1989d); la bio- e cronostratigrafia della successione sedimentaria pleistocenica di due cave, una presso S. Pietro in Lama e una vicino a Cutrofiano (Bossio *et al.*, 1989f); i caratteri litologici ed il significato bio- e cronostratigrafico della placca pleistocenica di S. Cesarea Terme (Bossio *et al.*, 1989e); i contenuti micropaleontologici del riempimento di due fessure nei sedimenti miocenici dei pressi di Cavallino e il loro significato (Bossio *et al.*, 1989a); una sintesi della stratigrafia del Miocene-Pleistocene del Salento e delle sue relazioni con la geodinamica mediterranea (Bossio *et al.*, 1988); la stratigrafia dell'area di Palmarriggi (Bossio *et al.*, 1991); il significato biostratigrafico e cronostratigrafico della Pietra leccese presso Nardò (Bossio *et al.*, 1992); l'illustrazione della successione del Pliocene Inferiore e Medio di Punta Ristola presso Lèuca (Bossio *et al.*, 1993b); i fossili della successione pliocenica di S. Andrea (Bossio *et al.*, 1993a), i cui ittioliti e contenuti micropaleontologici furono studiati in precedenza da Bossio *et al.*, (1985); il significato paleoambientale e stratigrafico della parte sommitale della Pietra leccese e delle Calcareni di Andrano in una cava tra Cursi e Melpignano (Barbera *et al.*, 1993b); la successione oligo(?)-miocenica di una cava presso Galatone con particolare riferimento al suo giacimento a Scutelle (Bossio *et al.*, 1993a); le considerazioni sulle Calcareni di Andrano nella loro area tipo (Bossio *et al.*, 1994); i nannofossili della Pietra leccese nell'area di Cursi-Melpignano e il loro significato stratigrafico e cronologico (Mazzei, 1994); il rilevamento geologico alla scala 1:25.000 della fascia orientale del Salento, compresa tra Otranto e Tricase (Bossio *et al.*, 1997) ed una schematica sintesi strati-

grafica dell'area (Bossio *et al.*, 1999b); il rilevamento geologico alla scala 1:25.000 dell'area circostante la città di Lecce (Bossio *et al.*, 1999a).

In questa sede, a seguito di un temporaneo arresto delle nostre ricerche nel Salento, vogliamo proporre l'originario elaborato di documentazione della carta geologica dell'area di Lèuca (qui allegata), aggiornato, oltre che nella rassegna bibliografica, soprattutto nel linguaggio e in alcuni concetti biostratigrafici e cronostratigrafici in ottemperanza ai recenti risultati in materia (in proposito si veda in Appendice al lavoro). Ci preme sottolineare che l'interesse di questa ricerca è limitato ai sedimenti miocenici, pliocenici e del Pleistocene Inferiore, tant'è che anche nella carta geologica allegata i termini più antichi sono stati indistintamente riuniti sotto la voce "Formazioni preneogeniche".

RASSEGNA BIBLIOGRAFICA

Sotto il profilo storico l'area in esame offre un quadro bibliografico sul Neogene-Quaternario relativamente modesto, con la maggior parte dei lavori impostati settorialmente, vuoi dal punto di vista areale vuoi da quello speculativo, mentre alquanto scarsi sono gli studi che contemplano l'intera successione sedimentaria in tutta quanta la zona; alcuni di questi ultimi rientrano peraltro in lavori dedicati ad un'area molto più vasta, talvolta addirittura all'intera Puglia e sono quindi di scarsa utilità locale. In questa sede ci limitiamo a delineare nei tratti sostanziali una rassegna storica delle conoscenze geologiche dell'area studiata, ma si fa presente che ulteriori e più circostanziate notizie saranno riportate nel capitolo conclusivo di questo articolo. Scarse sono le informazioni che risalgono alla seconda metà del XIX secolo, le quali, disconoscendo la segnalazione da parte di Brocchi (1844) della presenza di "Pietra leccese" presso il Capo di Lèuca, sono accentrate sui sedimenti post-miocenici, identificati globalmente nelle "sabbie calcaree" del "Pliocene recente" *sensu* Seguenza (leggi "Pleistocene Inferiore"), le quali riempiono le zone depresse tra le serre spingendosi fino ai due promontori estremi del Salento (Punta Mèliso e Punta Ristola) (De Giorgi, 1876). Un certo interesse si sviluppa invece intorno a un livello a noduli fosfatici dei dintorni di Lèuca, segnalato da Capellini (1869; dall'A. datato al Cenomaniano) e da De Giorgi (1869 e 1884), i cui elementi vengono successivamente analizzati da Giglioli (1888), ma interpretati per la prima volta da Franco (1888).

Con gli inizi del Novecento appare la prima carta geologica della zona, a colori e alla scala 1:50.000, a firma di Dainelli (1901). In essa viene cartografato un affioramento miocenico della zona a N di Montelungo, di estensione e spessore assai ridotti, costituito da una lumachella di fossili, localmente chiamata "Fragiulo". Lo studio paleontologico (eseguito su Coralli, Echinidi, Brachiopodi, Gasteropodi, Lamellibranchi, Cefalopodi, Crostacei, Pesci, mammiferi) ed in particolare le conseguenti deduzioni batimetriche (al tempo considerate di significato stratigrafico) inducono l'Autore a ri-

tenere langhiana l'età del sedimento e, di conseguenza, a considerare quest'ultimo coevo della Pietra leccese, rispetto alla quale pur tuttavia esso presenterebbe caratteri distintivi. Il lavoro di Dainelli segna anche un progresso delle conoscenze sui sedimenti più recenti, documentati peraltro anche dal punto di vista paleontologico; pur cartografandole con un unico colore e datandole indistintamente al "Postpliocene" *sensu* De Stefani (leggi Pleistocene), riconosce infatti nelle "sabbie calcaree" una certa variabilità di costituzione, compattezza e colore (dal "Tufo" propriamente detto al "Carparo"), nonché una differenziazione paleontologica che motiverebbero distinzioni anche cronologiche, se pur sempre contenute nell'ambito del Pleistocene.

De Giorgi (1903), nella sua illustrazione del quadro generale della successione stratigrafica della Penisola salentina, rivendica la scoperta (nel 1888) del "Frasciulo" miocenico della zona di Montelungo, definendolo "Lumachella di Gagliano", ma non aggiunge niente di nuovo a quanto riportato da Dainelli (1901). Per quanto riguarda i "tufi", opera invece una distinzione cronologica, sulla base dei contenuti paleontologici, tra il "Carparo", attribuito al "Postpliocene superiore", e gli altri "tufi", riferiti a "diversi piani del Pliocene superiore" o "Pliocene recente" (= Pleistocene Inferiore).

Nel 1904 vede la luce il F° 223 (Tricase) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, rilevato nel 1891-1892 da Casseti e riveduto nel 1902 da Baldacci, Di Stefano & Casseti. Per l'area di nostra competenza non si rilevano sostanziali differenze rispetto a quanto cartografato da Dainelli (1901), venendo riconosciute, anche se con delimitazioni più o meno discoste, una piccola placca di sedimenti del "Miocene medio" nella zona circostante le masserie Cucuruzzi e Bionto, e una vasta copertura di sedimenti tufacei del "Postpliocene" che si estende fino all'abitato di Lèuca ma non alla Punta Ristola, dove peraltro è segnalato un deposito a noduli fosfatici.

Le interpretazioni cronologiche finora riportate vengono drasticamente sovvertite nel 1911 da Sacco, nel suo lavoro dedicato alla geologia dell'intera Puglia, corredato da una carta geologica alla scala 1:500.000. L'Autore infatti inserisce fra i sedimenti eocenici anche la "Lumachella di Gagliano" di De Giorgi e non riconosce la presenza di sedimenti quaternari, attribuendo i "tufi" affioranti nella nostra area in parte ("Calcari arenacei" o "Arenarie calcaree") al Pliocene inferiore ("Materano") ed in parte ("Arenarie e sabbie", più grossolane delle precedenti) al Pliocene superiore ("Astiano"). Pur avendo il merito di essere il primo Autore a riconoscere la presenza in zona del Pliocene (addirittura del Pliocene inferiore, anche se ovviamente i criteri del tempo sono ben differenti da quelli utilizzati attualmente), Sacco commette l'errore opposto a quello di quanti lo avevano preceduto (che avevano considerato tutti i "tufi" come quaternari), inserendo in esso tutte le facies detritiche (perfino quelle dichiaratamente ad *Arctica islandica*).

Il livello fosforitico della zona di Punta Ristola torna alla ribalta con il lavoro di Galdieri (1913), che lo considera intercalato nel "carparo" pleistocenico; ne de-

scrive in particolare i noduli, di cui ipotizza un'alloctonia, non condivisa però più tardi da Simonelli (1919). Quest'ultimo fornisce anche un abbozzo di cartina geologica alla scala 1:25.000, nella quale sono riscontrabili alcune modifiche (specialmente per la zona di Punta Ristola) rispetto a quanto interpretato nella Carta Geologica ufficiale ed è riportata, all'interno degli affioramenti dei "tufi" postpliocenici, l'ubicazione di altri rinvenimenti del livello a elementi fosfatici. Anche Cortese (1921 e 1929) accenna alle fosforiti di Punta Ristola, illustrando la successione stratigrafica locale con un disegno che evidenzia la presenza, anche al di sotto del ben noto livello, di noduli fosfatici in buche imbutiformi che si aprono nel sottostante calcare cretaceo.

Nel 1922 De Giorgi pubblica un'opera monumentale sulle conoscenze acquisite per la Provincia di Lecce, completa di una rassegna bibliografica di dettaglio. Ri-conferma l'età langhiana del "Frasciulo" di Gagliano, ribattezzato "Lumachella di Lèuca" e, adottando la nuova suddivisione in Pliocene (distinto nei piani Piacenziano e Astiano), Pleistocene e Quaternario, pone in quest'ultimo i "calcari sabbiosi duri", volgarmente indicati come "carparo" e attribuisce all'"Astiano" i sabbioni calcarei ("tufi"), una formazione che "*ricolma le depressioni sinclinali del calcare compatto nelle Serre del Capo di Lèuca*" (pag. 38 dell'op. citata).

Una nuova versione del rilevamento geologico della zona alla scala 1:100.000 e notizie alquanto interessanti compaiono nel lavoro di De Benedetto (1930). Per l'area di nostra competenza l'Autore individua, lungo la costa orientale, una fascia di terreni terziari in cui si accostano piccole placche di sedimenti dell'Eocene e del Miocene medio; pur non operando una separazione cartografica per difficoltà oggettive, riconosce una netta differenziazione litologica e paleontologica fra i due termini ed un'estensione di quello miocenico molto maggiore di quanto ritenuto nel passato (esso è stato incontrato anche in alcuni scavi tra Gagliano ed Arigliano). Le informazioni più originali riguardano comunque il Pliocene, rilevato in zona con tre piccole placche occidentali (presso Punta Ristola, Capo S. Gregorio e il Pozzo del Volito) e con una quarta centrale e più estesa (nell'area circostante Giuliano, Patù e Castrignano); esse sarebbero costituite da calcari, in genere bianchi e caratterizzati da grande quantità di piccoli Lamellibranchi (specialmente *Cardium*) e Gasteropodi (*Cerithium*), con un livello basale a noduli brunastri e fosfatici. Riprenderemo più avanti e con ulteriori notizie questa interessante segnalazione la quale rappresenta senza alcun dubbio la prima individuazione, corredata peraltro da una descrizione dettagliata, di quella sequenza sedimentaria che noi abbiamo riferito al Messiniano.

Per quel che concerne i "tufi" veri e propri, De Benedetto li pone indistintamente nel Quaternario ma, riconoscendone alcune differenziazioni spaziali, alquanto significative e futuribili sono le sue parole in merito: "*Per quanto possano parere di scarsa importanza queste distinzioni, esse mi paiono giustificate dai bruschi e netti passaggi che si notano sul terreno; questi passaggi colpiscono l'occhio ed inducono a pensare che*

le differenze di aspetto non siano dovute a cause strettamente locali" (op. cit., pag. 9).

A parte la citazione di Martelli (1931) sulle ormai note fosforiti di Lèuca, i sedimenti pliocenici sono ripresi in esame ed estesamente trattati da D'Erasmus nella sua grossa monografia del 1934, dedicata al Pliocene dell'intera Puglia. Anche per questo Autore i vari tipi di "tuffi" pugliesi corrispondono a intervalli cronologici diversi ma, in assenza di una stratigrafia di dettaglio e di una sufficiente documentazione paleontologica, si limita a riferirli ad un Pliocene non meglio precisato, con l'eccezione del "carparo", verosimilmente di età pleistocenica. Essi farebbero parte di un unico ciclo sedimentario, che, realizzatosi in un paesaggio di tipo dalmata soggetto a varie oscillazioni batimetriche, si sarebbe concluso con un sollevamento regionale nel Pleistocene, evidenziato da una sedimentazione tufacea più grossolana ("Carparo"). Si tratta comunque di un lavoro con carta geologica a carattere troppo generale, perché le numerose notizie stratigrafiche e il conseguente quadro dell'evoluzione paleogeografica possano essere concreti contributi alla risoluzione delle problematiche della zona di Lèuca.

Nel 1947 Merla, considerando i noduli fosfatici del livello pliocenico affiorante fra le punte Ristola e Mèliso come elementi clastici di un conglomerato, ne ipotizza la provenienza da "...un banco riccamente fossilifero dello spessore medio di un metro e dalle superfici limiti assai irregolari, compreso in una formazione calcarea poverissima o priva di fossili, che si può ascrivere nel suo complesso al miocene medio... e che apparisce come un rappresentante locale della 'pietra leccese...' (op. cit., pagg. 39-40).

Nell'introduzione ad un volume dedicato a una completa rassegna bibliografica pugliese, D'Erasmus (1959) ben poco di nuovo aggiunge a quanto prospettato in precedenza dal punto di vista stratigrafico, confermando l'appartenenza dei "tuffi" s.l. al Pliocene e quella del "Carparo" in particolare al Quaternario, con la precisazione però di un suo riferimento al "Calabriano". Una novità è invece il capitolo sulla tettonica, il primo a comparire sull'argomento almeno per quel che riguarda il Salento (le notizie precedenti in merito sono alquanto frammentarie e solo a livello di indicazioni molto generiche), nel quale tuttavia l'Autore si sofferma quasi esclusivamente sui motivi strutturali del substrato cretacico, i quali sarebbero caratterizzati soprattutto da anticlinali e sinclinali interessate da una serie di faglie per lo più a direzione appenninica; i grossi blocchi longitudinali così determinati sono poi intersecati da un sistema di fratture minori a direzione OSO-ENE, in ragione del quale avrebbe luogo un intrecciato sistema di Horst e Graben a gradinate multiple.

Il primo vero e proprio lavoro sulla tettonica salentina si deve comunque a Martinis (1962), che propone un completo quadro strutturale della parte meridionale della penisola e descrive nel dettaglio motivi di singoli settori. L'Autore rileva innanzitutto una generale concordanza tra morfologia e tettonica, corrispondendo i rilievi e le zone più o meno pianeggianti rispettivamente agli alti e bassi strutturali. Per i fenomeni plicativi, le anticlinali si presentano allungate in direzione NNO-

SSE o NO-SE, asimmetriche (con fianco nordorientale più limitato e più ripido) e con al nucleo sedimenti del Cretacico o del Miocene). L'assetto originario delle pieghe è spesso alterato da fenomeni disgiuntivi, tutti di tipo distensivo ed impostati in genere secondo tre direttrici: la più diffusa è la NNO-SSE o NO-SE e in genere interrompe il fianco nordorientale delle anticlinali; le altre sono ad essa trasversali o meridionali. Le faglie, più recenti dei fenomeni plicativi, interessano tutti i terreni, quelli quaternari inclusi, e hanno rigetti da qualche decina di metri ad oltre 200 m.

Nella seconda metà della decade '60 e nella prima degli anni '70 la geologia salentina si arricchisce di numerose pubblicazioni, soprattutto per merito degli operatori della seconda edizione della Carta Geologica d'Italia. La maggior parte dei lavori non riguarda direttamente l'area da noi rilevata, ma alcuni di essi contengono ipotesi generali e quindi estendibili anche a quest'ultima, o comunque notizie di particolare interesse anche per la nostra ricerca. Tra le prime si ricorda quella a carattere paleontologico-strutturale di Nardin & Rossi (1966), successivamente riproposta e meglio precisata da Rossi (1968), la quale si discosta sostanzialmente dalle opinioni di Martinis esposte nel lavoro prima citato e dall'Autore mantenute anche in successive note (1967; 1970). L'ipotesi parte dalla constatazione che "*Di regola le formazioni affioranti nelle parti più elevate sono le più antiche. Le pianure che delimitano le alture cretacee sono generalmente formate da terreni miocenici o pliocenico-quaternari, le pianure invece che delimitano le alture mioceniche sono formate esclusivamente da terreni pliocenico-quaternari*" (Nardin & Rossi, p. 416) e che "*Le caratteristiche delle scarpate e del contatto tra le due formazioni di diversa età, le caratteristiche litologiche delle formazioni più recenti in prossimità delle scarpate e le relazioni tra queste ultime e la giacitura delle formazioni più antiche sono tali da farci concludere che le scarpate rappresentano antiche linee di costa tagliate dal mare nel tempo corrispondente all'età dei sedimenti situati in posizione depressa*" (Nardin & Rossi, p. 417). Secondo tale ipotesi la Penisola salentina avrebbe conosciuto periodi (durante l'Eocene, l'Oligocene e parte del Miocene Superiore) di completa emersione e periodi di parziale sommersione, determinata da abbassamenti di porzioni del territorio. In sostanza "*...le serre cretacee erano in gran parte emerse, durante il Miocene ed il Pliocene-Quaternario, e ... i sedimenti miocenici e pliocenico-quaternari ... vi sono addossati; ... le alture costituite da sedimenti miocenici erano in gran parte emerse durante il Pliocene-Quaternario, e ... i sedimenti pliocenico-quaternari vi sono addossati*" (Rossi, 1968, pag. 182). In altre parole "*...dapprima si sono creati i dislivelli, per pieghe o per pieghe associate a faglie, che hanno portato alla parziale sommersione. Quindi le eventuali faglie sono generalmente coperte e poste più al largo delle scarpate delle serre. I sedimenti più recenti non dovevano estendersi sopra le serre, salvo casi particolari, perché queste, salvo casi particolari, erano emerse. In conclusione... sembra che la morfologia attuale rispecchi abbastanza fedelmente le condizioni paleo-*

geografiche...: alle attuali serre corrispondevano zone emerse, alle attuali depressioni corrispondevano bracci di mare" (Rossi, 1968, pag. 185).

A subire profonde modifiche in questi anni è però soprattutto la stratigrafia, grazie specialmente all'utilizzazione della Micropaleontologia come strumento di datazione; poiché l'argomento sarà ripreso dettagliatamente nel capitolo conclusivo su tale tematica, qui ci limiteremo a tracciarne un quadro alquanto sintetico.

Di particolare interesse per la nostra zona si presenta il lavoro di Martinis (1967), dedicato alla geologia di una vasta area poco a N di quella da noi studiata e corredato da un rilievo geologico alla scala 1:50.000. Tra l'altro l'A. utilizza nuovi termini formazionali, istituiti in parte da lui, in parte da altri ricercatori, i quali entrano definitivamente nella letteratura geologica del Salento. Limitatamente alle unità neogenico-quadernarie, Martinis riconosce:

- Calcareniti di Andrano. Si tratta di una nuova unità litostratigrafica con caratteri alquanto variabili, talora assai simili a quelli della "Pietra leccese", ritenuta parzialmente coeva e litologicamente più uniforme. È ricca di fossili, in genere ben stratificata, costituita da "calcareniti" spesso organogene, talora marnose, a cui si associano calcari detritici compatti, calcari bioclastici e "lumachelle". Alla base, trasgressiva su unità preneogeniche, è spesso presente un livello, anche fino a 1 m di spessore, di "calcareniti" glauconitiche con concrezioni fosfatiche, talora sostituito da breccie e conglomerati. Lo spessore varia da poco meno di 20 m a circa 80 m; l'ambiente deposizionale è marino, talora decisamente litorale, tal'atra più aperto. Le microfaune denuncerebbero un'età langhiano-messiniana.
- Sabbie di Uggiano. Questa formazione, istituita nel 1968 per la zona di Otranto dagli operatori alla nuova edizione della Carta Geologica d'Italia, ha come litotipo fondamentale sabbie giallastre ricche di Foraminiferi, talora con piccole concentrazioni fosfatiche, a cui si intercalano livelli calcarenitici. L'unità si presenta nella zona con piccoli lembi discontinui e con una potenza intorno ai 30 m; alcuni indizi sul terreno sembrano indicare una giacitura trasgressiva sulle Calcareniti di Andrano, mentre gli elementi cronologici farebbero ipotizzare almeno per la sua porzione superiore, una eteropia con le Calcareniti del Salento. Le microfaune indicherebbero un ambiente marino neritico, localmente litorale, ed un'età dal Pliocene inferiore al superiore.
- Calcareniti del Salento. Altra unità di nuova istituzione in cui l'Autore include tutti i sedimenti noti localmente come "tuffi", i quali affiorano estesamente e con sensibili variazioni sia in senso verticale, sia in quello orizzontale. Si tratta di "calcareniti" più o meno compatte, da grigie a rossastre, sabbie calcaree talora argillose, calcari organogeni grossolani. Talora alla base sono presenti breccie e conglomerati; la stratificazione è spesso indistinta, di sovente incrociata; lo spessore, non conosciuto con certezza, può raggiungere circa 80 m. Trasgressive su unità più antiche, manifestano passaggi laterali con le argille della Formazione di Gallipoli. La de-

posizione sarebbe avvenuta in ambiente marino, da neritico a litorale, talvolta sublagunare e nell'intervallo dal Pliocene medio-superiore al Quaternario.

- Formazione di Gallipoli. Questa unità, costituita da argille e, nella parte superiore, da sabbie di età "calabrianiana", non affiora nell'area di Lèuca e pertanto non interessa la nostra ricerca.

Nel 1968, viene pubblicato, a firma di Martinis, il F° 223 (Capo S.Maria di Lèuca) della nuova edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Per quanto riguarda l'area di nostra competenza, è finalmente riconosciuta una larga estensione degli affioramenti miocenici nonché rilevata una continuità di affioramento dei sedimenti plio-quadernari delle punte Ristola e Mèliso con quelli di Lèuca. Trasferendo all'area di Lèuca i criteri stratigrafici utilizzati in precedenza (1967), l'A. ritiene che i primi appartengano unicamente alle Calcareniti di Andrano e che i secondi facciano totalmente parte delle Calcareniti del Salento, due unità per le quali vengono riportate (v. anche in Martinis, 1970) le stesse caratteristiche e conclusioni espresse nel lavoro del 1967 con la sola segnalazione aggiuntiva di livelli oolitici nella formazione miocenica (v. anche in Martinis, 1969) e con il riconoscimento dell'appartenenza all'unità plio-quadernaria del più volte citato livello fosforitico di Punta Ristola (a questo proposito si fa notare che l'A. a pag. 47 illustra una sezione geologica, in cui viene riconosciuta, sotto l'orizzonte a elementi fosforitici, la presenza di breccie per uno spessore di circa 10 m, costituenti la base delle Calcareniti del Salento).

A risultati ben diversi sull'affioramento di Punta Ristola pervengono, sempre nel 1968, Giannelli *et al.*, i quali ne documentano dettagliatamente le caratteristiche litologiche e soprattutto i contenuti paleontologici (Foraminiferi, Briozoi, Lamellibranchi, Gasteropodi, Brachiopodi, Anellidi, Crostacei, Echinidi, Elasmobranchi, pesci). La sequenza sottostante il banco a elementi fosfatici (costituito soprattutto da breccie e conglomerati con alcune intercalazioni argillose nella parte alta e un livello di calcareniti glauconitiche alla sommità) è infatti attribuita al Pliocene inferiore, mentre le fosforiti costituirebbero la base di un'altra unità (rappresentata da "Calcareniti" e sabbie calcaree organogene), localmente riferibile al Pliocene medio. L'inquadramento biostratigrafico sulla base dei Foraminiferi planctonici ha inoltre consentito di individuare una lacuna fra le due sequenze e di prospettare la possibilità di una giacitura trasgressiva del livello a elementi fosforitici.

Anche se la nota di Giannelli *et al.* è limitata ai sedimenti di una zona ristretta, essa può comunque considerarsi un'ottima premessa per un'impostazione corretta e moderna della stratigrafia pliocenica e del rilevamento geologico dell'intera area. Tra l'altro gli Autori segnalano una situazione analoga anche nei dintorni di Lèuca e ricordano, da una lato, che i conglomerati del Pliocene inferiore si addossano ad una successione miocenica (caratterizzata da un livello conglomeratico con fosforiti, a cui fanno seguito "calcareniti" chiare) e, dall'altro, che la serie pliocenica è comprensiva anche dei termini del Pliocene superiore.

La nostra rassegna bibliografica prosegue con due note (Melidoro & Zezza, 1968; Guerricchio & Zezza, 1972) contenenti interessanti notizie sulla stratigrafia miocenica in generale e sui fosfati in particolare. Nel lavoro del 1968 il Miocene della costa adriatica salentina è compendiato in nove colonne litostratigrafiche relative alla fascia compresa tra Otranto e Lèuca, nelle quali vengono valorizzati dal punto di vista stratigrafico sia il livello fosforitico basale, sia quello glauconitico fosfatico successivo, in armonia con quanto postulato da Giannelli *et al.* (1965 e 1966). La biomicrite glauconitica non è stata comunque individuata nelle tre sezioni eseguite nella zona da noi rilevata, dove la sequenza miocenica, discordante sul Cretaceo e sull'Oligocene, sarebbe costituita da:

- rudite fosfatica, di spessore da poco più di 20 cm a circa 60 cm, con ciottoli arenacei fosfatici, prevalenti fossili fosfatizzati, abbondante matrice fosfatico-glauconitica e cemento micritico con frequenti bioclasti;
- fosforite coquinoide, costituita cioè da una particolare concentrazione di fossili fosfatizzati, in cemento bianco o rosato e con spessore di poco superiore ai 20 cm;
- calcari e calcareniti; più compatti, ricchi di fossili (soprattutto Molluschi e Anellidi) e ben stratificati i primi; friabili, con abbondanti Foraminiferi e a stratificazione meno distinta le seconde.

Gli Autori si soffermano in particolare sulle caratteristiche petrografico-sedimentologiche dei livelli a elementi fosfatici, evidenziando che fossili e clasti di tale natura sono da ritenersi rimaneggiati in quanto presentano riempimenti gli uni e associazioni a Foraminiferi gli altri nettamente in contrasto rispettivamente con il tipo di cemento e con le microfaune in esso contenute. Dalla sintesi dei dati stratigrafici, petrografici e sedimentologici viene dedotto che la trasgressione miocenica nel Salento si è impostata nell' "Elveziano" e in un contesto favorevole alla formazione di fosforiti (mare epicontinentale; acque basse, calde, ricche in fosfato e sostanza organica; lenta sedimentazione); nel Tortoniano il deposito fosfatico sarebbe stato eroso in conseguenza di movimenti del fondo marino e gli elementi risedimentati in livelli posteriori e più profondi. Risultati analoghi vengono riportati nella nota del 1972, dedicata a due sezioni affioranti all'estremità nord-orientale della zona da noi studiata ("il Ciolo" e "le Fogge"), con la precisazione di un'età tortoniano-messiniana per i 50 m di calcilutiti e calcareniti soprastanti la rudite fosfatica basale; in corrispondenza della Sezione "il Ciolo" viene altresì documentata la presenza di "calcareniti" giallastre, spese 15-20 m, in discordanza sui termini miocenici e attribuibili al Pliocene medio.

Dopo le due note di cui prima, si deve arrivare agli anni '80 e '90 per conseguire ulteriori notizie sull'area di Lèuca. In questo intervallo viene pubblicata infatti tutta una serie di nostri lavori (v. Introduzione), che sono puntualizzazioni geologico-paleontologiche alquanto significative su varie tematiche salentine, sufficienti nel loro insieme a far delineare un contesto stratigrafico, cartografico ed evolutivo generale del Salento ben

diverso da quanto prospettato in precedenza. Per quanto riguarda l'area in oggetto, fanno parte di questa serie la "Carta geologica dell'estremità meridionale del Salento" (Bossio *et al.*, 1989g), presentata al Convegno sulle conoscenze geologiche del Salento (Lecce, 1987) insieme ad una sintesi geologico-strutturale dell'area (Bossio *et al.*, 1989g), ed il "flash" sulla stratigrafia pliocenica di Punta Ristola (che abbiamo anticipato nella "Guida alle Escursioni" del XII Convegno della Società Paleontologica Italiana; Bossio *et al.*, 1993b). Ovviamente questi lavori non vengono commentati nella rassegna bibliografica, perché anticipazioni sintetiche di quanto più ampiamente documentato in questo lavoro, a cui è peraltro allegata la carta geologica del 1986.

Per quel che concerne le ricerche di altri Autori, successivamente alla compilazione della rassegna bibliografica di cui alle pagine precedenti, entrano a far parte della bibliografia geologica dell'area di interesse di questa nota, anzi tutto il lavoro sedimentologico di Bosellini (1993) sulla successione di Ciolo presso Gagliano del Capo e quello paleontologico di Taddei Ruggiero (1994) sulle comunità a Brachiopodi del Miocene, Pliocene e Pleistocene di alcune località salentine, compresa quella di Lèuca. Nella seconda nota l'Autrice ricorda nel livello fosforitico basale della Pietra leccese dei dintorni di Lèuca l'associazione di *Terebratula sinuosa* (Brocchi) con *Aphelesia margineplicata* (Philippi), indicativa di fondali fangosi del batiale superiore; nel livello fosforitico alla base della Formazione di Uggiano la Chiesa affiorante a Punta Ristola ed in altre località dell'area di Lèuca, vengono invece segnalate *Neocrania anomala* (Mueller) e *Megathiris detruncata* (Gmelin) che ben si accordano con l'interpretazione di un sedimento biodetritico del piano infralitorale riportata in Bossio *et al.*, (1993b). Per quel che riguarda la prima nota, essa fa parte di una serie di lavori molto significativi, realizzati lungo il margine sud-orientale del Salento da un gruppo di ricercatori di varie università italiane (Bologna, Ferrara, Modena, Napoli) e dedicati ai sedimenti cretaceo-miocenici; per questi ultimi ricordiamo Bosellini & Parente (1994); Bosellini *et al.* (1999); Vescogni (2001); Bosellini *et al.* (2001), dall'insieme dei quali possiamo sottolineare le principali acquisizioni di seguito riportate.

- L'attuale costa orientale della Penisola Salentina corrisponde pressappoco al margine della Piattaforma Apula, che durante il Giurassico-Cretaceo Inferiore si trovava alcune decine di chilometri più al largo e che subì un arretramento fino all'attuale posizione durante il Senoniano.
- Il conseguente riassetto paleogeografico causò la formazione di grandi nicchie di distacco che intaccarono l'orlo della piattaforma. Nel corso del Terziario questo bordo dentellato della piattaforma fu colonizzato da organismi costruttori che dettero luogo a sistemi carbonatici eocenico-miocenici disposti lateralmente e variamente sovrapposti.
- Per quanto riguarda più strettamente il Miocene, vengono separati dalle Calcareniti di Andrano, una unità del Messiniano inferiore considerata di retro-

scogliera ed adagiata sulla piattaforma e i coevi termini di un complesso di scogliera, a cui danno il nome di Formazione di Novaglie; esso sarebbe rappresentato prevalentemente da sedimenti clinostratificati di scarpata di scogliera e, subordinatamente, da tratti di scogliera vera e propria anche se di tipo monogenico (principalmente a *Porites*).

- La Formazione di Novaglie è stata cartografata (con carta a colori alla scala 1:50.000) in affioramenti discontinui da Tricase Porto al Capo S. Maria di Lèuca.
- Il complesso di scogliera messiniano risulta composto da tre unità di scogliera sovrapposte, troncate alla sommità da superfici erosionali colonizzate da "trattoirs" (piccole scogliere sparse) a vermetidi; il tutto in relazione a tre piccole oscillazioni del livello marino, sotto condizioni normali di salinità, in regime di raffreddamento climatico e di "low stand". Tutti i termini vengono accuratamente descritti nelle loro composizioni biotiche.
- Alla base del complesso vi è spesso un "hard-ground" fosfatico di 10-15 cm di spessore con talora abbondanti Foraminiferi planctonici (*Globorotalia* cf. *conomiozea/mediterranea*, *G. suterae*, *G. saheliana*, etc.). L'età messiniana inferiore sarebbe comunque indicata anche dai Foraminiferi bentonici (*Bulimina echinata* e "*Brizalina*" *dentellata*) e dagli Ostracodi "saheliani" rinvenuti in vari termini fisiografici del complesso.
- Viene evidenziata la peculiare architettura stratigrafica del Miocene salentino, con depositi spessi poche decine di metri e lacunosi sulla piattaforma (Pietra leccese e Calcareniti di Andrano) e maggiormente spessi e completi sul bordo di quest'ultima. Ciò viene addebitato alla relativa stabilità tettonica della Penisola Salentina che, a partire dal Cretacico Superiore, si comportò come un'area di alto nell'ambito della piattaforma carbonatica e costantemente non molto discoste dal livello marino; la modesta subsidenza non permise quindi la creazione sulla piattaforma di uno spazio ricettivo tale "... to accommodate a sufficient amount of sediment to be preserved after the following lowstand and exposure... Consequently, sediments were mainly accommodated on the deep margin and slope of the platform" (Bosellini *et al.*, 1999, p. 413).
- Durante il "lowstand" messiniano legato alla "crisi di salinità" la penisola rimase una dorsale rocciosa emersa e fu soggetta ad un notevole smantellamento subaereo con produzione di brecce identificate nella Formazione di Lèuca di Bossio *et al.* (1989g, 1991), che viene quindi attribuita al Messiniano terminale, anche se con dubbio.

Precisiamo, ricordando quanto già espresso nell'Introduzione, che la carta allegata alla presente nota è stata realizzata in data ben antecedente la pubblicazione dei sopracitati lavori e che questo scritto vuol rappresentare la documentazione della carta geologica secondo quanto osservato nel corso della sua compilazione. Ciò nondimeno, anche alcuni dei risultati di questa posteriore bibliografia saranno introdotti soprattutto nelle conclusioni a questo lavoro a proposito

delle osservazioni sulle Calcareniti di Andrano e sulla Formazione di Lèuca.

Si vuol concludere la rassegna bibliografica ricordando anche la nota di Ricchetti *et al.* (1992), con carta geologica alla scala 1:250.000, e quella di Ciaranfi *et al.* (1992) (i due lavori costituiscono la pubblicazione delle rispettive comunicazioni effettuate al 74° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, Sorrento 1988). Si tratta, nel complesso, di lineamenti stratigrafici, geomorfologici, tettonici, geodinamici molto generali, relativi a buona parte della Puglia e dai quali non è possibile attingere informazioni puntuali sull'area di Lèuca. Li richiameremo comunque in seguito, tanto più che i riferimenti al Salento sono spesso basati sui nostri precedenti risultati.

STRATIGRAFIA

L'inquadramento bio- e cronostratigrafico delle unità formazionali è stato eseguito soprattutto sulla base dei Foraminiferi planctonici e del nannoplankton calcareo (si rimanda all'Appendice di questo lavoro, elaborata da Foresi *et al.*, per lo "strumento" bio-cronostratigrafico utilizzato). Pur accentrate su questi due gruppi di organismi planctonici, le analisi micropaleontologiche sono state rivolte anche alle associazioni ad Ostracodi, anch'essi di utilità per la stratigrafia di alcuni intervalli; elenchi pressochè completi di questi organismi sono stati quindi inseriti nelle parti analitiche, insieme a quelli dei Foraminiferi planctonici e dei nannofossili calcarei. Si è invece presa occasione dal contesto sulle considerazioni paleoambientali per delineare anche i contenuti sostanziali delle associazioni a Foraminiferi bentonici, non solo per le ottime indicazioni in merito, ma anche per una maggiore completezza nella documentazione di ciascuna unità litostratigrafica.

Come anticipato nella nota preliminare del 1989, nell'intervallo Miocene Inferiore-Pleistocene Inferiore dell'area di Lèuca sono stati individuati 5 cicli sedimentari, ciascuno espresso da una formazione: 1° ciclo con Pietra leccese; 2° ciclo con Calcareniti di Andrano; 3° ciclo con Formazione di Lèuca; 4° ciclo con Formazione di Uggiano la Chiesa; 5° ciclo con Calcareniti del Salento.

• Pietra leccese

È l'unità neogenica più antica tra quelle di pertinenza dell'area rilevata, ma anche la più frammentaria e limitata negli affioramenti. Esigui lembi risparmiati dall'erosione dei cicli più recenti affiorano sui due fianchi della piccola anticlinale di sedimenti preneogenici alla periferia sud-occidentale dell'abitato di Lèuca, a E di Capo S. Gregorio nei pressi del Pozzo del Volito e di masseria Colosso, nel tratto a monte dell'incisione della vallecola più orientale tra le tre che scendono a Lèuca, nell'area circostante Mad. na Rasce e in due limitatissime aree rispettivamente a N (zona di Terra l'acqua) e a S (presso il Km 1020 della strada per Lèuca) di essa, nonché in due ristrette fasce alla periferia dei centri (oggi pressochè contigui) di Arigliano e di Ga-

gliano del Capo (in zona Portuni l'una, tra S. Francesco e le Pagliare l'altra), al margine settentrionale del rilevamento.

Alla frammentarietà e alla esiguità degli affioramenti si aggiunge anche lo spessore alquanto limitato degli stessi. Esso infatti, pur variando sensibilmente anche su piccole distanze in funzione soprattutto dell'erosione differenziata operata dal ciclo successivo, in genere non supera i 5 m. Tale valore è stato misurato, ad esempio, in corrispondenza della parete verticale di uno scasso per edificazione a S di Specchiusa, nella zona periferica nord-occidentale di Lèuca, e nel taglio naturale della vallecchia a S di Mass. a Blassimo. Le esposizioni in verticale sono comunque rare ed in genere di altezza ben più ridotta; normalmente gli affioramenti si presentano con morfologie alquanto pianeggianti e, anche se rappresentati sulla carta con areali continui, nella realtà spesso sono alquanto frammentari per l'erosione subaerea, copertura detritica, coltivazioni e edificazioni. Nella zona di Mad. na Rasce è comunque stimabile una potenza di circa 25 m.

Macroscopicamente la formazione si presenta come un calcare detritico talora compatto, più spesso friabile, piuttosto omogeneo, privo di stratificazione e con rari macrofossili. In sezione sottile è classificabile come una biomicrite fosfatico-glaucanite a prevalenti Foraminiferi planctonici; in via subordinata sono comunque presenti anche Foraminiferi bentonici e, più raramente, resti di Echinidi.

Gli elementi fosfatici sono in genere molto diffusi e in quantità nettamente maggiore della glauconite; la roccia assume di conseguenza un colore di fondo tendente al nocciola. Nei rari casi in cui è la glauconite ad essere più abbondante, i toni si spostano allora sul bruno verdastro; allorché i due minerali sono poco diffusi, il colore è più chiaro, su tonalità giallastre. Sia il fosfato che la glauconite si presentano in granuli isolati e come riempimento di una parte dei Foraminiferi; anche i gusci di questi ultimi sono ricorrenemente sostituiti da fosfato. Non rara infine la presenza di "fecal pellets" completamente fosfatizzati.

Al contatto con i sedimenti preneogenici, alla base dell'unità si rinviene un livello di pochi centimetri (sempre al di sotto della decina), costituito da piccoli (da pochi millimetri a qualche centimetro) noduli fosfatici bruni, talora più, talaltra meno concentrati, legati da una matrice ricca di fosfati. Talvolta questo orizzonte assume l'aspetto di un vero e proprio conglomerato a piccoli elementi preneogenici (sono stati osservati anche clasti di biomicriti a Rudiste) con disseminati noduletti fosfatici. Ricorrenti i macrofossili (Coralli isolati, Lamellibranchi, Gasteropodi, Brachiopodi, Cefalopodi con *Aturia*, denti di Pesci), in genere fosfatizzati o in modelli di tale natura; almeno negli scarsi affioramenti dell'area, essi non danno comunque luogo a concentrazioni consistenti.

L'esame di alcune sezioni sottili ha consentito di constatare che la matrice è costituita da una biomicrite analoga alla Pietra leccese, con talora la differenza che a prevalere sono i Foraminiferi bentonici; frequenti quelli a guscio e riempimento fosfatici. Oltre ai Foraminiferi sono presenti frammenti di Molluschi, Echini-

di, Briozoi, anch'essi spesso fosfatizzati. In genere essa ha subito una fosfatizzazione più o meno spinta; quando il processo metasomatico è alquanto accentuato i fossili si riducono a fantasmi. Nella matrice sono stati inoltre incontrati granuli di glauconite (che talora riempie anche le camere dei Foraminiferi), talvolta aggredita da fosfatizzazione, frammenti di suolo fosfatizzato e piccoli clasti di biomicriti a Foraminiferi planctonici, più o meno mineralizzate.

Per quanto riguarda i noduli fosfatici, alcuni sono costituiti interamente da collofane, altri presentano fantasmi di micro- e macrofossili, altri ancora sono costituiti da una biomicrite generalmente a prevalenti Foraminiferi planctonici (riempiti da calcite o, più spesso, da micrite più o meno fosfatizzata) e a gradi diversi di fosfatizzazione. Anche i clasti di rocce preneogeniche presentano spesso una crosta esterna costituita da materiale fosfatizzato (Foraminiferi isolati e altri bioclasti, granuli di glauconite, piccoli frammenti di suolo e di biomicriti a Foraminiferi planctonici), che si introduce anche nelle fessure degli stessi riempiedondole. Talora i ciottoli sono nettamente separati dalla matrice da una sottile pellicola laminitica, costituita da solo fosfato.

Il livello di base, che talora si riduce a una millimetrica spalmatura fosfatica, forma piccole ma evidenti tasche nel substrato e si insinua nelle fessure dello stesso. Nonostante il suo limitatissimo spessore, in alcuni casi la sua estensione orizzontale ha consentito di evidenziarlo nella carta geologica anche se talora ne è rimasta solo una tenue traccia sulla superficie delle unità preneogeniche.

Raramente il livello di base è assente; in un piccolo tratto dell'incisione del Canale de Volito, ad esempio, la base dell'unità è del tutto priva di elementi fosfatici o di altra natura e la Pietra leccese si sovrappone, con la sua espressione sedimentaria tipica, direttamente ad un'argilla residuale bruno-verdastra (anche l'analisi di un campione in essa prelevato non ha rilevato l'esistenza di alcuna traccia di organismi), con pisoliti bauxitiche alla sua sommità, che si interpone presumibilmente a sacca tra i calcari cretaci (localmente molto brecciati nella loro parte superiore) e la biomicrite fosfatico-glaucanite.

L'unità si rinviene in trasgressione su sedimenti di età diverse, cretacea (Fig. 2) ad un estremo, oligocenica (Fig. 3) all'altro¹. Essa è pressoché costantemente sormontata dai sedimenti del successivo ciclo miocenico; piccoli e sottili lembi quaternari si addossano alla formazione ed in parte la ricoprono a E di Punta Ristola, mentre a N di T.re Omomorto sottostà a termini pliocenici. Nella zona circostante comunque il contatto con questi ultimi è di natura tettonica e la stessa faglia, poco a N, ne determina una sponda a cui si accostano i sedimenti pleistocenici, analogamente a quanto riscontrato nella zona di Terra l'acqua.

Analisi micropaleontologiche

Sono stati analizzati 16 campioni prelevati in quasi tutte le zone di affioramento della formazione e in pressoché l'intera sua estensione verticale, con l'esclusione del tenace livello fosforitico basale. Nonostante



Fig. 2 - Contatto calcari cretatici/Pietra leccese nei pressi di Torre Omomorto a SW di Lèuca.



Fig. 3 - Pietra leccese, con alla base il livello ad elementi fosforitici, in transgressione sui calcari oligocenici (periferia occidentale di Lèuca).

la cura prestata nella scelta dei punti più favorevoli per i prelievi, sono state incontrate difficoltà per una completa disgregazione dei campioni; i relativi preparati sono quindi risultati non del tutto soddisfacenti, vuoi per la riduzione numerica degli esemplari (e probabilmente dei taxa) isolati, vuoi per le diffuse incrostazioni di questi ultimi.

Foraminiferi planctonici

In tutti i campioni i Foraminiferi sono frequenti, anche se con quantità variabili. Tranne poche eccezioni i planctonici sono più ricorrenti dei bentonici; sia gli uni che gli altri sono spesso fosfatizzati, raramente in modelli di glauconite. I Foraminiferi a guscio calcareo sono comunque i più frequenti, ma in genere i peggio determinabili perché frequentemente rivestiti da una crosta di calcite che ne modella i gusci alterandone la morfologia originaria; talvolta l'ispessimento secondario è talmente accentuato da dar luogo a una sorta di grumoli di calcite nei quali non è più riconoscibile la presenza di un foraminifero (se non in corrispondenza di rotture) o lo è solo come "fantasma". Fortunatamente questo inconveniente è alquanto ridotto in un campione (prelevato nei pressi del Cimitero di Gagliano del Capo), il quale ha fornito la più ricca associazione, costituita da:

Cassigerinella chipolensis
Catapsydrax parvulus
Dentoglobigerina altispira altispira
Dentoglobigerina altispira globosa
Dentoglobigerina baroemonesis
Dentoglobigerina langhiana
Globigerina falconensis
Globigerina foliata
Globigerina aff. ouachitaensis ciperensis
Globigerina praebuloides occlusa
Globigerina praebuloides praebuloides
Globigerinella praesiphonifera
Globigerinella obesa
Globigerinina glutinata
Globigerinina uvula
Globigerinoides altiapertura
Globigerinoides diminutus
Globigerinoides obliquus obliquus
Globigerinoides quadrilobatus quadrilobatus
Globigerinoides quadrilobatus sacculifer
Globigerinoides quadrilobatus trilobus
Globigerinoides subquadratus
Globoquadrina dehiscens dehiscens
Globoquadrina larmeyi
Globorotalia cf. birnageae
Globorotalia miozea miozea
Globorotalia peripheroronda
Globorotalia praemenardii archeomenardii
Globorotalia cf. praemenardii archeomenardii
Globorotalia praescitula
Globorotalia gr. scitula
Globoturborotalita druryi
Globoturborotalita woodi
Paragloborotalia acrostoma
Paragloborotalia siakensis

Praeorbulina cf. glomerata circularis
Praeorbulina glomerata glomerata
Praeorbulina glomerata sicana
Praeorbulina transitoria
Tenuitellinata angustiumbilitata
Turborotalita quinqueloba

Si precisa che questo elenco è comprensivo di tutti i taxa determinati anche negli altri campioni, nei quali però il loro numero è in genere ridotto a meno della metà e la ripartizione alquanto differenziata. Ricordiamo comunque che le forme più costantemente presenti e, almeno in alcuni campioni, le più frequenti sono: *Globigerinoides gr. quadrilobatus*, *Globoquadrina dehiscens dehiscens*, *Dentoglobigerina langhiana*, *Globigerina praebuloides praebuloides* e *Paragloborotalia acrostoma*. Anche se meno ricorrenti, possono raggiungere frequenze apprezzabili in alcuni casi anche *Dentoglobigerina baroemonesis*, *D. altispira altispira*, *Tenuitellinata angustiumbilitata*, *Praeorbulina glomerata sicana*, *Globorotalia praescitula*.

Nannofossili calcarei

Nei campioni esaminati i nannofossili calcarei si presentano in modo alquanto differenziato dal punto di vista quantitativo, risultando poco rappresentati in alcuni, comuni o addirittura frequenti in altri; non mancano peraltro casi di una loro completa assenza. Comunque il numero delle specie presenti anche nei campioni più ricchi è piuttosto limitato, come del resto è assai contenuto quello complessivo.

Anche lo stato di conservazione degli esemplari è alquanto differente tra i vari campioni: in alcuni casi si ha infatti una conservazione perfetta; in altri pressoché tutte le forme si presentano più o meno intensamente disciolte; in altri ancora si associano in quantità variabili i due tipi precedenti, ai quali possono aggiungersi più o meno ricorrenti individui con accrescimenti, talora anche molto sviluppati, di calcite secondaria.

A prescindere da coccoliti di dimensioni talmente minute che ne impediscono la determinazione al microscopio ottico e da alcune specie rimaneggiate da sedimenti oligocenici (ci limitiamo a ricordare *Dictyococites bisectus* e *D. scrippsae* tra le più diffuse), riportiamo qui di seguito l'elenco dei taxa rinvenuti:

Calcidiscus leptoporus
Calcidiscus macintyreii
Coccolithus miopelagicus
Coccolithus pelagicus
Coronocylus sp.
Cyclicargolithus floridanus
Discoaster deflandrei
Discoaster exilis
Discoaster variabilis s.l.
Discoaster sp.
Geminolithella rotula
Helicosphaera carteri
Helicosphaera intermedia
Helicosphaera obliqua
Helicosphaera rhomba
Helicosphaera spp.

Pontosphaera spp.
Pontosphaera sp. ("large")
Reticulofenestra pseudumbilica
Reticulofenestra sp.
Sphenolithus abies
Sphenolithus heteromorphus
Sphenolithus moriformis
Sphenolithus sp.

Le associazioni sono costituite in prevalenza dai generi *Coccolithus*, *Cyclicargolithus* e *Sphenolithus*: *Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Ciclycargolithus floridanus*, *Sphenolithus heteromorphus* e *S. moriformis* sono risultati infatti sempre presenti e sovente con una discreta frequenza (solamente *S. abies* è raro e limitato ad alcuni campioni). Abbastanza ben rappresentato è comunque anche il genere *Helicosphaera*, essenzialmente con *H. carteri* e *H. spp.*, in via subordinata con *H. intermedia* e *H. rhomba*. Gli altri generi, pur presentando talvolta un certo grado di diversificazione, sono quantitativamente subordinati; per essi si ricordano, come forme più ricorrenti, *Calcidiscus macintyreii*, *Coronocyclus* sp., *Discoaster deflandrei*, *Geminolithella rotula*, *Pontosphaera* spp., *Reticulofenestra* sp..

Ostracodi

La formazione in esame è risultata alquanto povera di Ostracodi, sia nel numero delle specie che in quello degli individui. Nella maggior parte dei casi si tratta infatti di ostracofaune ridotte ad un numero estremamente esiguo di taxa, talvolta rappresentati addirittura da un solo individuo, peraltro spesso irricognoscibili per il pessimo stato di conservazione. Solo in quattro campioni sono state rinvenute associazioni relativamente soddisfacenti e per il numero di specie contenute e per il loro stato di conservazione.

Complessivamente sono stati identificati i seguenti taxa:

Aurila cf. *ducasse*
Bairdia sp.1
Bairdia sp.2
Cletocythereis haidingeri
Cletocythereis pirata
Costa cf. *reticulata*
Cytherella confusa
Cytherella cf. *inaequalis*
Cytherella postdenticulata
Cytherella vulgata
Cytherella sp.
Cyterelloidea sp.
Cytheretta sp.
Hiltermannicythere sp.
Nemonoceratina helvetica
Occultocythereis dohrni
Paleocosta ? sp.
Parakrithe sp.
Phlyctenophora arcuata
Puricytheretta melitensis

Bio-cronostratigrafia e considerazioni paleoambientali

Per un inquadramento biostratigrafico della Pietra lec-

cese e per quello cronostratigrafico ad esso conseguente riteniamo opportuno fare riferimento in primo luogo ai Foraminiferi planctonici ed iniziare dall'analisi del significato stratigrafico del campione ad essi più favorevole (si veda l'elenco fornito in proposito).

L'elemento certamente più significativo dal punto di vista stratigrafico è rappresentato dalla presenza, tra l'altro consistente, del genere *Praeorbulina*² che assicura immediatamente, in assenza di rappresentanti del genere *Orbulina*, il riferimento alla Zona a *Praeorbulina glomerata* s.l. o, in termini dello schema biostratigrafico di Blow (1969), alla corrispondente Zona N. 8. I taxa congenerici consentono poi di scendere a maggiore dettaglio e di limitare l'inquadramento ad una porzione ben inoltrata (ma non sommitale) di questo intervallo biostratigrafico (per intenderci, alla parte superiore della Sottozona a *Praeorbulina glomerata sicana*); infatti depongono in tal senso soprattutto la presenza, nonché la frequenza, di *P. glomerata sicana* e il rinvenimento, insieme a *P. glomerata glomerata*, di rari esemplari non ancora tipici di *P. glomerata circularis* (indicati con cf. nell'elenco) probabilmente transizionali tra le due sottospecie. Particolarmente significativa è comunque anche la concomitanza di *Globorotalia praemenardii archeomenardii* e di forme ad essa di transizione da *G. praescitula* (indicate da Blow, 1969, e da noi con *G. cf. praemenardii archeomenardii*), la quale caratterizza un intervallo biostratigrafico molto limitato (parte superiore della N. 8 – parte basale della N. 9; si veda, oltre che in Blow, 1969, in Salvatorini & Cita, 1979).

Con questa attribuzione biostratigrafica, che comporta consequenzialmente un riferimento del livello di provenienza del campione in oggetto ad una parte inoltrata del piano Langhiano (Cita & Blow, 1969; Fornaciari et al., 1997), ben si concilia del resto la presenza di pressoché tutti gli altri taxa; tra quelli che, secondo le distribuzioni riportate in Blow (1969), rivestono maggiore interesse in merito si segnalano, oltre ovviamente a *Praeorbulina transitoria* e *P. glomerata glomerata*, *Globigerinoides diminutus* (interno N. 7 – parte basale N. 9), *Globigerina falconensis* (a partire dalla N. 7), *Globorotalia praescitula* (fino entro la N. 9), *G. birnageae* (N. 7-N.9), *G. miozea miozea* e *Globigerinella praesiphonifera* (ambidue dalla N. 7).

A questo punto è doveroso precisare che le deduzioni di cui sopra sono state elaborate sulla base dei soli Foraminiferi a guscio calcareo. Sorgono però complicazioni se invece si considerano pure quelli a guscio fosfatizzato, presenti nello stesso campione. Anche se tra le due categorie di Foraminiferi vi sono numerose forme in comune, non pochi sono gli elementi distintivi, i più significativi dei quali vengono focalizzati qui di seguito insieme al loro significato stratigrafico:

- *Globigerinoides altiapertura* si presenta solo con guscio fosfatizzato; la sua distribuzione, come riportata da Blow (1969), e confermata dalle nostre esperienze dirette sui pozzi D.S.D.P. 397 (Salvatorini & Cita, 1979) e 372 (dati inediti), è limitata all'intervallo zonale N.5-N.7 (v. anche Kennett & Srinivasan, 1983);

- *Globorotalia perpheroronda* e *Paragloborotalia siakensis* sono rappresentate da individui delle due categorie, ma gli esemplari a guscio calcareo rivelano tratti morfologici manifestamente più evoluti. Il primo taxon farebbe la sua comparsa, secondo Blow (1969), pressoché alla base della N. 6; il secondo compare addirittura in livelli di età oligocene;
- *Paragloborotalia acrostoma* si presenta sia in veste calcarea, sia in quella fosfatica; nel primo caso è molto rara e con individui atipici, nel secondo è invece assai ricorrente e con morfologie del tutto classiche. Questa specie, poco nota in bibliografia, è segnalata fin dalla base del Miocene (Kennett & Srinivasan, 1983) o addirittura dall'Oligocene Superiore (Bizon G. & Bizon J.J., 1972; Spezzaferri, 1992; 1994); secondo le nostre esperienze (v. Foresi *et al.*, 2002) essa è presente con una tipica morfologia fin poco prima la FO del genere *Praeorbulina* e con forme atipiche (sono in corso ulteriori ricerche in merito) in livelli di poco posteriori a questo evento.
- *Globorotalia praemenardii archeomenardii*, *G. miozeo miozea*, *Globigerinella praesiphonifera* e tutte le *Praeorbulinae* sono invece rappresentate unicamente da gusci calcarei.

In sostanza la componente fosfatizzata del campione avrebbe un significato bio- e cronostratigrafico diverso da quello della frazione a gusci calcarei e riconducibile ad intervalli certamente precedenti a quelli dedotti da quest'ultima. In particolare, la presenza di *Globigerinoides altiaperturae* nella prima suggerisce una provenienza di quest'ultimo da livelli verosimilmente appartenenti alla parte inferiore della Zona a *Globigerinoides trilobus* e della equivalente N. 7 di Blow (1969), mancando qualsiasi evidenza per intervalli biostratigrafici precedenti, compatibili con la distribuzione del taxon. È tuttavia alquanto probabile che almeno una parte delle specie che hanno subito il processo di fosfatizzazione provenga anche da livelli più recenti, verosimilmente sempre contenuti entro i limiti della N. 7 (un esempio in tal senso potrebbe essere *Globigerinoides diminutus*, la cui distribuzione stratigrafica non è compatibile con quella di *G. altiaperturae*). In definitiva nel campione sono presenti elementi calcarei di età langhiana ed elementi fosfatizzati di età burdigaliana. Quanto rilevato per il campione più favorevole ai Foraminiferi planctonici è percettibile in misura più o meno evidente anche negli altri campioni; se poi in alcuni casi nelle associazioni a Foraminiferi planctonici mancano elementi probanti di un'età langhiana, quest'ultima è comunque desumibile direttamente dalle nannoflore calcaree. Esse sono infatti costantemente caratterizzate dalla presenza di *Sphenolithus heteromorphus*, un taxon che, in presenza di *Discoaster exilis* e in assenza di *Helicosphaera ampliaperturae*, garantisce il loro inquadramento nell'ambito langhiano delle sottozone a *Sphenolithus moriformis* ed a *Helicosphaera walbersdorfensis-Sphenolithus heteromorphus*, nel loro insieme corrispondenti alla Zona NN5 di Martini (1971). Ad escludere l'eventualità di una assenza casuale di *H. ampliaperturae*, e quindi la possibilità di una appartenenza alla precedente sottozona

di concomitanza tra *D. exilis* e *H. ampliaperturae*, intervengono alcune specie, presenti almeno in una parte dei campioni, la comparsa delle quali è segnalata (Bukry, 1973 e 1975; Muller, 1978; Haq, 1973; Martini, 1976 e 1980; Ellis, 1979; Ellis & Lohman, 1979; Mazzei, 1985, tra gli altri) o di poco precedente la scomparsa di *H. ampliaperturae* (*Calcidiscus macintyreii* diametro < 11µm) o all'interno della Zona NN5 (*Helicosphaera rhomba*, *Pontosphaera* sp. ("large"), *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Sphenolithus abies*).

L'integrazione con i dati a Foraminiferi e la calibratura tra gli schemi zonali dei due gruppi di organismi consentono di limitare verosimilmente il riferimento biostratigrafico alla parte inferiore della Sottozona a *S. moriformis* e di estendere quest'ultimo anche a quei campioni privi di elementi significativi. Purtroppo, per i nannofossili non è agevole una distinzione tra elementi calcarei e quelli eventualmente fosfatizzati e quindi il controllo di quanto desunto sulla base dei Foraminiferi. A prescindere dal problema mineralogico, l'unico elemento non compatibile con l'attribuzione biostratigrafica effettuata e, forse, con l'età langhiana è il rinvenimento, limitato comunque ad un solo campione, di *Helicosphaera obliqua*, un taxon che si estingue alla sommità della Zona NN4 (Haq, 1973) e che, quindi, potrebbe essere considerato un dato aggiuntivo a testimonianza della presenza anche di elementi cronologicamente più antichi.

Per quel che concerne un'ipotesi esplicativa delle associazioni a Foraminiferi planctonici diversamente mineralizzati e con componenti a diverso significato stratigrafico, il ricorso ad un rimaneggiamento extraformazionale ci sembra alquanto semplicistico, tanto più che non vi sono le tipiche evidenze del caso. Prima di pronunciarci in merito riteniamo invece necessario integrare la problematica con una serie di evidenze, a parer nostro significative per l'interpretazione della dinamica sedimentaria, qui di seguito focalizzata sinteticamente.

- Presenza di un sottile livello conglomeratico di base, con clasti e matrice fosfatizzati.
- Concentrazione di macrofossili nel livello basale, pur essi in genere fosfatizzati o in modelli di tale natura; inoltre danno luogo ad una associazione batimetricamente eterogenea, coesistendo forme costiere (es. *Cypraea*, *Conus*, *Trochus*) e taxa più profondi (es. Coralli ermatipici, Terebratulidi con *Terebratula sinuosa*, *Aphelesia margineplicata*). Si ricorda anche che, in armonia con i secondi, si rinvengono frequenti Foraminiferi planctonici nella matrice del sedimento.
- Sensibili batimetrie fin dai livelli biomicritici basali, rilevate in particolare dalle associazioni a Foraminiferi. Ad indicarle concorrono, oltre le generali prevalenti quantità dei planctonici sui bentonici, la ricorrenza fra questi ultimi di: *Anomalinoidea flinti*, *Bolivina reticulata*, *B. arta*, *B. hebes*, *Burseolina calabra*, *Cassidulina cruyi*, *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Globocassidulina subglobosa*, *Gyroldina soldanii*, *Gyroldinoides altiformis*, *Heterolepa bellincionii*, *Lenticulina cultrata*, *L. vortex*, *Melonis pompilioides*, *Nodosaria* aff. *raphanistrum*,

Oridorsalis stellatus, *Planulina wüllerstorfi*, *Siphonina reticulata*, *Spiroplectammina carinata*, *Uvigerina peregrina*, *U. barbatula*. Si tratta infatti di taxa che, anche se in parte estinti, nell'insieme conferiscono alle associazioni un significato batimetrico compatibile almeno con la parte più profonda della zona neritica esterna (se non addirittura col batiale superiore). Si deve comunque precisare che, se un tale ambiente è senz'altro indicato dalla componente dei bentonici a guscio fosfatizzato, la presenza, anche se invero mai abbondante, di *Asterigerinata planorbis*, *Cibicides refulgens*, *C. lobatulus*, *Elphidium crispum*, *Mississippina concentrica*, *Neoepidium schreibersii* in quella a gusci calcarei (della quale fanno peraltro parte rappresentanti dei generi *Aurila*, *Bairdia*, *Costa*, *Cytheretta*, *Cytherelloidea* tra gli Ostracodi), riconduce quest'ultima a valori batimetrici minori, verosimilmente prossimi a quelli del limite con la zona neritica interna. Rimane comunque valida la constatazione di un'espressione sedimentaria certamente non costiera già pressoché alla base della formazione, senza l'interposizione di una facies ad essa di transizione.

– Ricorrenza di glauconite, spesso attaccata da fosfatizzazione, sia nel livello basale che nel sedimento soprastante.

– Assenza di stratificazione.

È evidente che un tentativo di conciliazione di questi elementi in un contesto evolutivo dinamico non può prescindere dalle modalità di formazione delle fosforiti, alle quali quindi dedichiamo una parentesi chiarificatrice.

È ben noto che la genesi delle fosforiti (rocce sedimentarie contenenti almeno il 20% di P_2O_5 e nelle quali il fosforo è generalmente presente come fluorapatite carbonatica o francolite) è un campo di speculazione assai fertile, tant'è che numerose sono le ipotesi avanzate in merito: chimica (Kazakov, 1937), ovvero per diretta precipitazione del fosforo da acque arricchite per "upwelling"; vulcanica (Brodskaya, 1974; Dzotzenidze, 1969), implicante le emanazioni vulcaniche come sorgenti primarie per l'accumulo del fosforo; biolitica (Murray & Renard, 1891), che prevede una ridistribuzione diagenetica del fosforo nei sedimenti, a seguito di una sua concentrazione al fondo per la morte in massa di organismi nelle zone di incontro tra correnti calde e fredde; biochimica (Bushinskiy, 1963 e 1966), che relega all'apporto fluviale la diretta sorgente del processo; metasomatica (Ames, 1959; D'Anglejan, 1968) o fosfatizzazione diagenetica per sostituzione dei carbonati da parte del fosfato contenuto nell'acqua di fondo. Per ulteriori notizie e per la bibliografia citata si rimanda a Baturin (1982), da cui è stata tratta la rassegna di cui sopra.

I recenti sviluppi della Geologia marina, della Oceanografia e della Geochimica hanno consentito di constatare che ciascuna di tali ipotesi non corrisponde o corrisponde solo parzialmente al complesso quadro del processo di formazione delle fosforiti attuali, per la spiegazione del quale Baturin (1982) invoca un nuovo e, comunque, più completo modello da lui etichettato

biogeno-diagenetico e ritenuto estrapolabile anche ai sedimenti del passato. Esso enfatizza la genesi delle fosforiti come un complesso processo a più stadi, realizzato per l'intervento di fattori di varia natura (oceanografici, biologici, geologici) che si susseguono in un determinato ordine. In sintesi il processo consta dei seguenti stadi:

1. alimentazione e concentrazione di fosforo nelle acque "di piattaforma" da parte di correnti di risalita (l'"upwelling" sarebbe innescato a profondità comprese tra 100 e 300 m);
2. consumo del fosforo da parte degli organismi vegetali ed animali; il continuo rifornimento di questo elemento e di altre sostanze biogene determina una elevata produttività biologica, specialmente nel fito e zooplancton (consumatori diretti o indiretti di fosforo sono comunque anche molti altri organismi, sia bentonici che nectonici);
3. accumulo del fosforo al fondo come detrito biogeno;
4. ridistribuzione diagenetica del fosforo nelle acque interstiziali della porzione superiore dei sedimenti. In altri termini, nelle acque interstiziali si realizza una supersaturazione di fosfato di calcio per decomposizione della materia organica, con conseguente sua precipitazione su materiale diverso (granuli di minerali clastici, detriti calcarei, gusci e resti di organismi, ecc.). Col proseguire del processo diagenetico si realizza, oltre che una sostituzione metasomatica del carbonato da parte del fosfato, la coagulazione di materiale fosfatico di diversa generazione e di elementi non fosfatici, realizzandosi così piccole strutture di tipo diverso e di varia forma (noduli, concrezioni, lamine, ecc.). Queste formazioni sono comunque solo elementi potenziali per un deposito fosforitico vero e proprio; i sedimenti che li contengono sono infatti fanghi semiliquidi, nei quali il materiale fosforitico è in microelementi e rappresenta solo una frazione molto subordinata del sedimento;
5. rimaneggiamento del sedimento per azione di correnti e/o onde, con allontanamento delle frazioni non fosfatiche, più fini e più leggere, e concentrazione delle residue formazioni fosfatiche relativamente più pesanti. Questo tipo di selezione meccanica avrebbe poi effetti più consistenti se integrato da oscillazioni del livello marino (in fase regressiva si opererebbe rimaneggiamento e allontanamento dei sedimenti non fosfatici, in quella trasgressiva concentrazione delle porzioni fosfatiche).

Sulla base di questo modello gli scriventi ritengono plausibile la seguente ipotesi per spiegare la serie di evidenze prima focalizzate per la Pietra leccese e per il suo livello di base. Il ciclo sedimentario avrebbe avuto inizio nel Burdigaliano con una trasgressione marina su una piattaforma carbonatica senza eccessivi dislivelli. In ragione di una subsidenza verosimilmente rapida o per cause più generali⁴, si sarebbe però innescato un sistema di correnti tale da impedire la sedimentazione o, comunque da allontanare (e disciogliere ?) gli elementi organici ed inorganici più fini (gusci di Foraminiferi costieri inclusi), concentrando localmente

quelli più pesanti (clasti di rocce del substrato e macroorganismi di acque poco profonde).

Non è da escludere che in questa fase di approfondimento e di non sedimentazione abbia avuto inizio la formazione dei granuli di glauconite, un minerale tipico degli ambienti marini ossidanti ed in particolare delle aree a sedimentazione scarsa o nulla, o addirittura soggetto ad erosione (per notizie dettagliate sul processo di glauconitizzazione si veda in Balenzano *et al.*, 1994 e 1997, *cum bibl.*, i quali hanno studiato nei dettagli la genesi di un livello glauconitico particolare, detto localmente Piromafo, della Pietra leccese di Curisi-Melpignano, vicino Maglie).

È evidente, e del resto è ben noto dalla letteratura, che in tale regime idrodinamico vengono a mancare le condizioni favorevoli per l'accumulo di fosforo al fondo; questo si è probabilmente realizzato allorché la profondità ha raggiunto valori riconducibili a quelli della parte più profonda della zona neritica esterna ed è, almeno momentaneamente, cessata l'azione o comunque l'influenza delle correnti dispersive del materiale in via di sedimentazione. Come bibliografia autorevole vuole, l'innesco del processo deve essere stato però determinato dall'instaurarsi di un regime di "upwelling", il quale, in una fase di "quiete tettonica", avrebbe dato il via al susseguirsi degli stadi contemplati dall'ipotesi di Baturin (1982), con conseguente formazione di elementi ed incrostazioni fosfatici e la fosfatizzazione per metasomatosi dei carbonati (compresi gusci e resti di vari organismi). Questa mineralizzazione deve essere persistita nel corso del Burdigaliano, ma verosimilmente alternata a episodiche riprese di correnti erosive, la sommatoria delle azioni delle quali sarebbe stata materializzata da un prodotto ultimo spiccatamente fosforitico, costituito da un sottile livello conglomeratico basale, forse seguito da un sedimento a prevalenti Foraminiferi planctonici, di spessore imprecisabile ma con tutta probabilità alquanto modesto (mancando, tra l'altro, le evidenze di ripetute oscillazioni batimetriche, di norma responsabili di depositi fosforitici consistenti). Nel Langhiano devono essere cessate le condizioni favorevoli alla deposizione dei fosfati, ma, almeno inizialmente, non le azioni meccaniche dispersive, le quali, anzi, potrebbero aver aumentato la loro energia sì da smantellare parzialmente o totalmente il livello fosforitico (verosimilmente non ancora completamente consolidato). La sedimentazione carbonatica sarebbe poi ripresa in un Langhiano inoltrato e in una fase a tendenza regressiva, nel corso della quale l'attività degli organismi al e dentro il fondo, nonché l'azione di trasporto e di mescolamento da parte di occasionali correnti producevano rimozione e ridistribuzione di elementi di precedente deposizione (compresi Foraminiferi, "fecal pellets", minuti frammenti biomicritici appartenenti al precedente regime di fosfatizzazione).

A chiusura di questo capitolo non rimane che ricordare che le testimonianze sedimentarie della formazione sono limitate a isolati e modesti affioramenti e che tutti i campioni raccolti contengono evidenze di un'età langhiana; ciò nonostante non possiamo escludere, da una parte, che in qualche zona sia presente, oltre un con-

glomerato basale, Pietra leccese "totalmente" burdigaliana risparmiata dai meccanismi ipotizzati e, dall'altra, che la sedimentazione sia proseguita oltre il Langhiano, nonostante la tendenza regressiva constatata nell'ambito di quest'ultimo. Si deve quindi precisare che l'età burdigaliano-langhiana riportata nella legenda della carta geologica è riferita unicamente alla Pietra leccese affiorante nella zona rilevata. Certo è che dopo un periodo di completa sommersione (la tipologia sedimentaria, priva di elementi alloctoni, e le batimetrie rilevate ne sono chiare indicazioni), l'area di Lèuca ha conosciuto una nuova fase di emersione ben prima del Messiniano, ovvero della realizzazione del successivo ciclo sedimentario.

• Calcareniti di Andrano

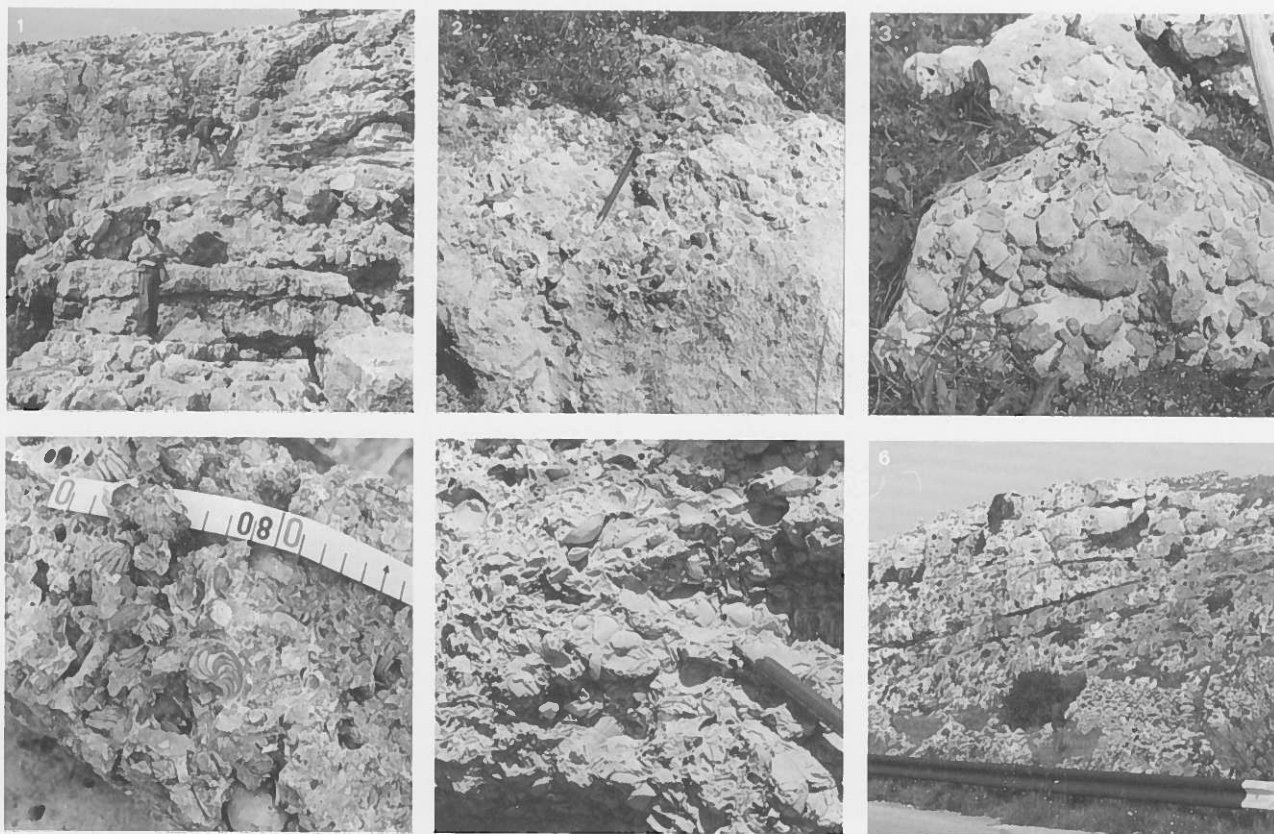
È senza dubbio la formazione più estesa tra quelle neogenico-quadernarie rilevate nell'area, con ampi e continui affioramenti soprattutto nella fascia centro-orientale a direzione NNW-SSE, comprendente i centri di Castrignano del capo e di Salignano a N, la periferia di Lèuca a S. Nel settore più occidentale della "depressione di Lèuca" l'unità è invece ricoperta pressoché costantemente dalle formazioni più recenti, affacciandosi tra queste ultime e il substrato preneogenico solo con piccoli lembi messi a nudo dall'erosione. Affioramenti isolati, talora molto esigui tal'altra consistenti, si rinvengono inoltre nel settore più occidentale a partire dalla Punta Ristola e dalla T.re Omomorto fino a Capo S.Gregorio e al limite della carta a NE di quest'ultimo. Nel settore orientale due piccole placche sono state individuate a S di Gagliano del Capo, mentre a E e a N dell'abitato rientrano nella carta le estremità meridionali di due affioramenti, estesi oltre i limiti del rilevamento.

La base dell'unità è in genere marcata da un livello conglomeratico di spessore molto variabile ma sempre contenuto entro il metro, spesso alquanto compatto. Pur presentandosi con costituzione diversa da luogo a luogo in funzione soprattutto delle litologie che localmente ne formano il substrato, la sua espressione più generale e più tipica è conferita dall'abbondanza di clasti di Pietra leccese, il cui colore bruno risalta visibilmente nello sfondo chiaro della matrice (Tav. 1: Figg. 2, 3). Colore a parte, in sezione sottile clasti e matrice si differenziano in modo netto anche per composizione, soprattutto in ragione del fatto che i primi sono costituiti da una biomicrite fosfatica a Foraminiferi planctonici, mentre la seconda, priva di fosfati e solo eccezionalmente con organismi planctonici (comunque sempre molto rari), si presenta con caratteristiche identiche ai soprastanti livelli della formazione. Gli elementi di Pietra leccese, sono talora molto costipati, talaltra disseminati in abbondante matrice; normalmente si presentano ben elaborati e di dimensioni inferiori ai 5 cm; eccezionalmente raggiungono i 20 cm. Ad essi sono associati ricorrenti noduletti fosfatici, piccoli ciottoli di rocce preneogeniche e numerosi fossili in gusci e modelli fosfatizzati, a testimonianza di un loro rimaneggiamento da orizzonti della precedente formazione e, soprattutto, dal livello fosforitico alla

sua base. Come quest'ultimo, il conglomerato di base alle Calcareniti di Andrano si presenta con spessori e in condizioni di affioramento tali da impedirne la trascrizione sulla carta geologica; ciò è stato possibile unicamente per la zona di Portuni e di Le Fogge, nel settore nordorientale dell'area, ma soprattutto a S di Gagliano del Capo per l'area compresa tra le località di Scalamura a N e Montelungo a S. In quest'ultima zona estese superfici pianeggianti sono cosparse qua e là di resti del livello a clasti fosforitici, talora ridotto a semplici spalmature variamente colorate per alterazione (con toni rosati, bruni, verdastri) su calcari preneogenici e nelle fessure degli stessi, talaltra con chiazze più o meno estese di sedimento vero e proprio che, almeno a giudicare dai numerosi blocchi accatastati sui muri di recinzione, doveva superare i 50 cm di spessore. Oltre a clasti di Pietra leccese e a noduli di collofane, sono presenti e talora diffusi elementi di varie litologie preneogeniche, a spigoli vivi o più spesso con chiare evidenze di elaborazione, costituenti così un locale livello di breccie e conglomerati. Molto frequenti i

fossili rimaneggiati, in genere fosfatizzati o in modelli di tale natura, rappresentati soprattutto da Cefalopodi (*Aturia*), Coralli ermatipici (*Balanophyllia*, *Edwardstrochus*, *Acanthocyathus*, *Paratrochocyathus*, ecc.), Brachiopodi (soprattutto Terebratulidi), Lamellibranchi (*Flabellipecten*, *Chlamys*, ecc.), Gasteropodi (*Conus*, *Cypraea*, *Fusus*, ecc.), Echinidi (*Echinolampas*), Ittiodontoliti e ossa di Vertebrati marini (Tav. 1: Fig. 4). A luoghi la loro concentrazione è tale da costituire delle vere e proprie lumachelle, un ricco museo paleontologico "in loco". La loro alloctonia è comprovata, oltre che dalla natura dei gusci o dei modelli e dal generale stato di conservazione, dai riempimenti di natura e colori diversi dalla matrice, nonché dalla eterogeneità nel significato batimetrico delle associazioni nel loro complesso.

Solo in poche località il livello basale assume l'aspetto di una vera e propria breccia, talvolta monogenica e senza traccia alcuna di componenti miocenici; ad esempio, essa è costituita da soli elementi calcarei del Cretacico lungo la falesia occidentale a N di Punta Ri-



Tav. 1:

Fig. 1 - Calcareniti di Andrano, con breccia alla base, sui calcari cretacici lungo la costa a NW di Punta Ristola.

Fig. 2 - Livello conglomeratico alla base delle Calcareniti di Andrano giacente sulla Pietra leccese presso Madonna Rasce.

Fig. 3 - Conglomerato ad elementi fosforitici alla base delle Calcareniti di Andrano presso Masseria Bitonti.

Fig. 4 - Particolare del livello di base delle Calcareniti di Andrano con fossili fosfatizzati rimaneggiati (Masseria Bitonti).

Fig. 5 - Lumachella a prevalenti Lamellibranchi nella parte inferiore delle Calcareniti di Andrano lungo il taglio stradale poco a N del Faro di Lèuca.

Fig. 6 - Calcareniti di Andrano lungo la litoranea a NE di Capo S.Maria di Lèuca.

stola (Tav. 1: Fig. 1), dell'Oligocene lungo la litoranea orientale poco a NE del Faro di Lèuca.

A prescindere dal livello di base, la formazione è costituita da varie tipologie carbonatiche riconducibili a micriti, pelmicriti, pelbiomicriti, biomicriti, biospariti, pelbiospariti, pelspariti.

La stratificazione è sempre presente e in genere ben evidente, spesso marcata da strati a diversa competenza (Tav. 1: Fig. 6); a luoghi, nella parte inferiore si rinvencono alcuni livelli marnosi alquanto teneri e molto ricchi di microorganismi, mentre la parte superiore, in riferimento ovviamente alla porzione conservata ed affiorante, ne è priva e si presenta più tenacemente cementata. Il colore prevalente è il grigio chiaro e il bianco sporco, ma alcuni livelli manifestano toni anche più o meno giallastri. I fossili sono alquanto diffusi, con prevalenza di Lamellibranchi (specialmente *Cardium* e *Tapes*), piccoli Gasteropodi (soprattutto *Cerithium*) ed Anellidi. In genere si hanno associazioni oligotipiche con prevalenza dell'uno o dell'altro tra i taxa sopra ricordati, talvolta costituite da un numero così elevato di esemplari da dar luogo a vere e proprie lumachelle; oritocenosi più ricche e diversificate sono state individuate in alcuni livelli del settore orientale, a N del Faro di Lèuca e nella fascia costiera a E di Gagliano del Capo.

Il massimo spessore stimato è circa 70 m; la giacitura è chiaramente trasgressiva, spesso con evidente discordanza angolare, sia su unità preneogeniche diverse sia sulla Pietra leccese.

Ottimo esposizioni della formazione si presentano nella incisione del Can.le de Volito (in particolare nella parete alla base della quale è ubicato il pozzo omonimo). In tale località la base dell'unità è ben visibile in corrispondenza di due pareti situate l'una sopra un piccolo affioramento di Pietra leccese e l'altra poco a N di Mass.a Colosso. In ambedue i casi essa assume l'aspetto di un calcare brecciato (con elementi costituiti da una pelmicrite a Foraminiferi bentonici, Ostracodi e Molluschi) per uno spessore di circa 3 e 5 m rispettivamente e giace direttamente su argille residuali grigio-violacee con pisoliti bauxitiche, le quali si interpongono, con uno spessore massimo di poco superiore ai 30 cm, tra le Calcareniti di Andrano e il loro substrato (Pietra leccese nel primo caso, calcari cretaci nel secondo). Seguono strati di calcari detritico-organogeni più o meno cementati, con alcune intercalazioni decimetriche di marne molto friabili. Nella parete soprastante il Pozzo de Volito le facies sono prettamente calcaree (micriti e pelbiomicriti), ben stratificate, di color grigio chiaro e con spessori da 10 cm a oltre 2 m; da segnalare inoltre alcuni orizzonti intensamente bioturbati ed altri ricchi di *Ostrea* e *Cardium*. Quest'ultimo, associato o no a quantità variabili di piccoli Gasteropodi (essenzialmente *Cerithium*), dà luogo a lumachelle in vari orizzonti della serie, ma è comunque diffuso fin dalla sua base.

Buona esposizione, se pur limitata nello spessore, si rinviene anche nel tratto costiero a NW di Punta Ristola. Sopra la breccia basale prima citata giace un livello di pochi centimetri di una marna indurita gialla, con toni rossastri di alterazione. Segue: uno strato di 2 m

di un calcare biancastro ricco di *Cardium*, piccoli Gasteropodi e Anellidi; un intervallo, spesso 4 m, di sottili strati calcarei bianco-giallastri e privi di fossili; 2 o 3 strati (in funzione dell'erosione operata dal ciclo pliocenico soprastante) dello spessore di circa 1 m con lumachelle di *Cardium*, *Ostrea*, Anellidi.

Tra gli affioramenti della zona orientale ci limitiamo a segnalare quello lungo due tagli stradali (non riportati sulla carta), l'uno che dal Santuario di Leuca scende al paese e l'altro, ancora più recente, che si immette nella strada litoranea poco a N di Le Fogge (per la descrizione di altre ottime sezioni nella zona del Ciolo si rimanda a Guerricchio & Zezza, 1972). Nel primo caso la successione è costituita prevalentemente da calcari (micriti, biomicriti, pelspariti) molto compatti, ben stratificati, in genere biancastri o grigi, talora con sfumature rosate, sempre molto ricchi di fossili ma con contenuti molto variabili sia dal punto di vista qualitativo sia in relazione alla quantità dei singoli rappresentanti. *Cardium*, *Tapes* e modelli di piccoli Gasteropodi formano le concentrazioni più ricorrenti (Tav. 1: Fig. 5); non mancano tuttavia associazioni più varie, in cui entrano a far parte anche frequenti Alghe verdi, Coralli coloniali, Briozoi ed Echinidi. Nel secondo caso alla base della successione è presente un conglomerato ben cementato a piccoli (dalla frazione del centimetro a pochi centimetri) elementi fosforitici ed, in via subordinata, calcarei in matrice micritica ricristallizzata, con abbondante detrito di Alghe rosse e frequenti Foraminiferi fosfatizzati alloctoni; frequenti i macrofossili (*Amusium*, *Chlamys*, *Venus*, *Cardium*, *Pecten*, *Glycymeris*, *Conus*, *Dentalium*, *Terebratula*, *Aturia*, denti di Pesci, ecc.), spesso fosfatizzati. L'abbondanza degli elementi fosfatici conferisce al livello una tonalità scura. Lo spessore varia tra i 10 e i 20 cm in conseguenza di piccole ondulazioni che la superficie inferiore forma nel substrato oligocenico. Segue una successione spessa oltre 60 m, descritta nei dettagli da Bosellini (1993) e per la quale l'Autore ha introdotto il termine stratigrafico-sequenziale di "Sequenza di Ponte Ciolo". Riportiamo qui di seguito i tratti fondamentali di tale descrizione a iniziare dal basso stratigrafico:

- "Banco massiccio di 60-70 cm di un sabbione bioclastico, gradato; alla base contiene vari gusci e può considerarsi una vera e propria lumachella" (con Lamellibranchi, Gasteropodi, frammenti di Echinidi, Serpulidi, resti di Crostacei, ecc.), "il tetto invece è fine e vistosamente bioturbato...
- Calcari marnosi, grigi, laminati: 30 cm.
- Banco massiccio bioturbato di calcare marnoso simile a quello sottostante: 2 m.
- Calcari marnosi ... grigi, distintamente laminati: 2,5 m.
- Copertura del versante da parte di brecce ferrettizzate: 10 m.
- Biocalcareni massicce e bioturbate, associate a litotipi fangosi (micritici) con sparsi bioclasti (frammenti di Echinodermi, qualche Foraminifero bentonico): 6 m.
- Calcareniti bioclastiche grossolane con grossi frammenti di Lamellibranchi, sensibilmente bioturbate, eccetto qualche sottile strato. Verso l'alto

compaiono grossi clasti e qualche rametto di corallo. Al tetto di questa unità esiste un banco micritico di 30 cm: 9 m.

- Breccie e calcareniti grossolane in banchi massicci. I clasti sono in larga parte frammenti di *Porites*, ma sono anche presenti pezzi di calcare micritico, comuni e abbondanti i molluschi: 10 m.
- Con transizione graduale, si passa ad un'unità massiccia costituita in modo preponderante da un'impalcatura (framework) coralligena dominata dal genere *Porites*, che si presenta con due principali forme di crescita, ramificata (branching) e lamellare. Rarissime le altre specie coralline, fra cui è stata riconosciuta *Tarbellastraea*: 25 m.
- Al tetto della scogliera a *Porites*, vi sono biocalcareni grossolane che giacciono in onlap sul fianco interno, dolcemente inclinato, della struttura corallina: 3 m" (pagg. 37-38 del lavoro citato).

Analisi micropaleontologiche

Complessivamente sono stati analizzati 35 campioni, per la maggior parte prelevati nei livelli più marnosi e più friabili, che, come già detto, caratterizzano soprattutto il tratto inferiore della formazione. Essi si sono rivelati alquanto favorevoli per gli organismi bentonici e, tranne poche eccezioni, del tutto privi di quelli planctonici. Alcuni campioni tuttavia, in particolare quelli raccolti nella parte superiore, sono risultati sterili o comunque decisamente sfavorevoli per le analisi di microfossili, data la rarità di questi ultimi e il loro pessimo stato.

Foraminiferi planctonici

Sono stati rinvenuti unicamente in un livello di poco soprastante il conglomerato a elementi fosforitici affiorante presso Mad.na Rasce e in due campioni prelevati nel recente taglio stradale nei pressi di Le Fogge, l'uno a poco più di 1 m sopra la base dell'unità, l'altro nelle laminite calcareo-marnose di poco soprastanti.

Più che di associazioni è appropriato parlare di qualche piccolo esemplare di *Orbulina* (sono comunque state incontrate le tre specie *O. univversa*, *O. bilobata* e *O. suturalis*) a cui si accompagnano sporadici individui di *Globigerina bulloides*, *G. praebulloides praebulloides*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *G. quadrilobatus quadrilobatus*, *Neogloboquadrina acostensis* (con avvolgimento sinistrorso).

Nannofossili calcarei

Anche i nannofossili sono stati incontrati solo nei campioni prima ricordati per i Foraminiferi planctonici e con associazioni alquanto povere nel numero di specie e di individui; peraltro lo stato di conservazione dei singoli taxa è risultato spesso non favorevole al loro studio (in alcuni casi, infatti, gli esemplari si presentano talmente disciolti da rendere difficile o addirittura impossibile una loro determinazione; in altri i caratteri delle varie forme sono obliterati dalla presenza di calcite secondaria).

A prescindere da alcune rarissime forme rimaneggiate da sedimenti oligocenici e miocenici (es. *Discoaster aulakos*, *Helicosphaera intermedia*, *Sphenolithus mo-*

riformis) e da coccoliti di dimensioni così ridotte da non essere determinabili al microscopio ottico, nell'insieme sono stati riconosciuti:

Calcidiscus leptoporus
Calcidiscus macintyreii
Coccolithus pelagicus
Discoaster brouweri
Discoaster surculus
Discoaster sp.
Helicosphaera carteri
Sphenolithus abies
Rhabdosphaera procera
Amaurolithus amplificus
Amaurolithus delicatus
Amaurolithus primus
Amaurolithus cf. *tricorniculatus*

Ostracodi

Ben diverso è il quadro per le ostracofaune, presenti in numerosi campioni e in genere con un elevato numero di esemplari, anche se in verità solo in pochi casi esse danno luogo ad associazioni abbastanza diversificate.

L'elenco dei taxa riconosciuti comprende:

(?) *Aglaioocypris* sp.
Arutella sahelensis
Aurila albicans
Aurila bullapunctata
Aurila gr. *convexa*
Aurila freudenthali
Aurila cf. *oertlii*
Aurila philippi
Aurila pigadiana
Aurila punctata
Aurila aff. *quadrata*
Aurila sp.
Bairdia octopunctata
Callistocythere antoniettae
Callistocythere cf. *assueta*
Callistocythere ennisensis
Callistocythere cf. *joachinoi*
Callistocythere pallida
Callistocythere cf. *perfossa*
Callistocythere cf. *quadrangula*
Callistocythere sp.
Cletocythereis haidingeri
Cnestocythere truncata
Cyamocythereidea dertonensis
Cyprideis gr. *torosa*
Cyprideis sp.
Cytherelloidea aff. *cretensis*
Cytheretta semiornata
Cytheretta sp.
Cytheridea neapolitana
Graphocythere h-scripta
Heliocythere magnei
Hiltermannicythere aff. *rubra*
Hiltermannicythere zibinica
Keijella lucida
Leptocythere sp.
Loxoconcha agilis
Loxoconcha aff. *alata*

Loxoconcha cristatissima
Loxoconcha aff. *cristatissima*
Loxoconcha elliptica
Loxoconcha hastata
Loxoconcha punctatella
Loxoconcha variesculpta
Loxoconcha sp.
Loxocorniculum aff. *quadricornis*
Miocyprideis sp.
Neonesidea nigrescens
Olimfalunia sicula
Pachicaudites ungeri
Paracytheridea triquetra
 (?) *Peteraurila* sp.
Pokornyella devians
Pokornyella italica
Pokornyella sp.
 (?) *Protocytheretta* sp.
Semicytherura rara
Tenedocythere cruciata
Tenedocythere mediterranea
Tenedocythere parallela
Tenedocythere sp.
Triebelina sp.
Xestoleberis sp.

Da questo elenco risulta con immediatezza la presenza di taxa a significato ambientale diverso e spesso contrastante, soprattutto per quel che riguarda la salinità; su questo argomento torneremo nel paragrafo successivo, al quale quindi rimandiamo anche per le indicazioni dal punto di vista quantitativo.

Bio-cronostratigrafia e considerazione paleoambientali

Pur nella loro rarità, i nannofossili contengono elementi stratigrafici alquanto significativi, sufficienti per un inquadramento della formazione nel contesto della scala cronostratigrafica standard. Ad esprimersi in tal senso è il gruppo degli Amauroliti che, con la contemporanea presenza di *Amaurolithus delicatus* e *A. amplificus*, assicura l'appartenenza di almeno la porzione inferiore dell'unità alla zona di concomitanza dei due taxa. La presenza di *A. cf. tricorniculatus* (forma di transizione a quella tipica) consente poi di riconoscere verosimilmente una porzione già inoltrata ma non sommitale della biozona perché il taxon è stato incontrato solo in livelli ad essa riferibili, di poco precedenti sia le "Marne color tabacco" della Sezione di Rio Mazzapiedi-Castellania, in Piemonte (Mazzei, 1977), sia il "Tripoli" della Sezione di Monte Giammoia, in Sicilia (Mazzei, dati inediti).

Tale riconoscimento non lascia dubbi circa un riferimento della porzione inferiore delle Calcareni di Andrano dell'area rilevata ad un Messiniano inferiore pre-evaporitico (Colalongo *et al.*, 1979b; Hilgen *et al.*, 1998, 2000).

Con ciò viene ad essere determinata in via indiretta anche la zona di appartenenza, Zona a *Globorotalia conomiozea*, nel contesto dello schema zonale a Foraminiferi planctonici, pur mancando localmente il suo taxon nominale (esso è stato comunque rinvenuto in campioni prelevati nelle facies carbonatiche di zone

più settentrionali e perfettamente correlabili con quelle in parola; Bossio *et al.*, 1989c, 1991; Foresi *et al.*, in stampa). L'attribuzione è del resto confortata anche dalla concomitante presenza di *Bulimina echinata* e di esemplari di *Neogloboquadrina acostaensis* con direzione di avvolgimento esclusivamente sinistrorsa (al riguardo si consulti Colalongo *et al.*, 1979a,b, Foresi *et al.*, 2002, *cum bibl.*).

Putroppo non abbiamo elementi diretti per stabilire se anche nell'area di Lèuca gli affioramenti delle Calcareni di Andrano estendano la loro distribuzione entro intervalli messiniani più recenti, come documentato in aree più settentrionali (per es. vicino a Poggiardo; Bossio *et al.*, 1989b); lo spessore non indifferente della formazione e i sintomi di regressione che si notano localmente alla sommità delle successioni inducono comunque a ritenere ciò del tutto verosimile alla luce del contesto stratigrafico regionale. Comunque le ostracofaune, che si inseriscono perfettamente nel contesto bio- e cronostratigrafico di cui sopra e che anzi permettono di estrapolare l'età messiniana agli altri affioramenti della parte basale della formazione, consentono di contenere l'intera unità entro il Messiniano inferiore pre-evaporitico. Senza dilungarci sui particolari, sottolineiamo che numerosi campioni, provenienti da varie zone e da livelli a differente ubicazione stratigrafica, sono caratterizzati da componenti tipici delle ben note associazioni "saheliane", peculiari, in termini più formali, delle espressioni pre-evaporitiche del Messiniano inferiore. Ci riferiamo soprattutto a *Mutilus sahelensis*, *Tenedocythere cruciata*, *T. parallela*, *Pokornyella devians*, *P. italica*, *Loxocorniculum quadricornis*, *Olimfalunia sicula*, *Loxoconcha cristatissima*, ai quali possono aggiungersi *L. punctatella*, *Aurila albicans*, *A. philippi*, *Callistocythere ennensis*, *C. cf. perfossa* e *Neonesidea nigrescens*.

Dal punto di vista paleoambientale già abbiamo fatto presente che l'elenco cumulativo degli Ostracodi è comprensivo di taxa ad habitat diverso, grazie al fatto che i contenuti delle associazioni variano da luogo a luogo. La gamma delle variazioni, non solo qualitative ma anche quantitative, è però talmente estesa che una chiarificazione in merito imporrebbe una descrizione di dettaglio delle singole oritocenosi, costringendo a dura prova la pazienza del lettore.

Volendo limitare le nostre considerazioni ai tratti essenziali, ci preme innanzi tutto far notare che la stragrande maggioranza delle specie determinate appartiene al dominio marino, dove trova le condizioni preferenziali a profondità contenute nella parte superiore della zona neritica interna. Questo stock di forme è più significativamente rappresentato, come numero di specie e di individui, nei livelli in precedenza esaminati per il loro contenuto in organismi planctonici (cioè della parte inferiore dell'unità affiorante presso Mad.na Rasce e in località Le Fogge). Esso comprende una più o meno elevata frequenza di *Cletocythereis haidingeri*, *Pokornyella devians*, *Hiltermannicythere* aff. *rubra*, *Paracytheridea triquetra*, *Aurila freudenthali*, *Loxoconcha variesculpta* in un'associazione di ricorrenti *Aurila* aff. *cristatissima*, *A. gr. convexa*, *A. philippi*, *A. magnei*, *Callistocythere cf. assueta*, *C. an-*

toniettae e di numerosi, ma più rari, altri taxa. Un ambiente marino per questi livelli, con acque di debole profondità e una salinità intorno a valori medi, è del resto palese anche dalle associazioni a Foraminiferi bentonici, oltreché ovviamente dalla presenza di organismi planctonici (non si dimentichino inoltre le ricche composizioni a cui danno luogo i macroorganismi). Nelle prime infatti sono più o meno ben rappresentati *Ammonia beccarii beccarii*, *Astigerinata planorbis*, *Bulimina echinata*, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium crispum*, *E. complanatum*, *Eponides repandus*, *Rosalina globularis*, *R. araucana*, con un corteo di varie altre specie anche se rappresentate in genere da pochi esemplari (si ricorda, ad esempio *Bolivina* aff. *dilatata*, *Burseolina calabra*, *Cancri auriculus*, *Cassidulina cruyssi*, *Cibicides refulgens*, *Cibicidoides pseudoungarianus*, *Cribrononion articulatum*, *C. advenum*, *Elphidium macellum*, *E. owenianum*, *E. alvarezianum*, *Florilus boueanus*, *Fursenkoina schreibersiana*, *Glabratella* sp., *Globobulimina pyrula*, *Globocassidulina subglobosa*, *Gyroidinoides unbonatus*, *Hanzawaia boueana*, *Heterolepa bellincionii*, *Hopkinsina bononiensis*, *Neoconorbina terquemi*, *Patellina corrugata*, *Planorbulina mediterraneensis*, *Protelphidium granosum*, *Pullenia quinqueloba*, *Quinqueloculina seminulum*, *Reussella laevigata*, *R. spinulosa*, *Siphonina planoconvexa*, *Sphaeroidina bulloides*, *Spirillina vivipara*, *Trifarina bradyi*, *Triloculina marioni*).

Per contro, sempre nella porzione inferiore dell'unità, non mancano associazioni completamente differenti, decisamente indicative di acque a bassa salinità, oltreché di debole profondità. Si tratta di microfaune a basso contenuto specifico, spesso oligotipiche; a conferire questa caratteristica partecipano l'uno o l'altro, o più di uno dei seguenti taxa: *Cyprideis* gr. *torosa*, *C. sp.*, *Loxoconcha elliptica*, *Miocyprideis* sp., *Xestoleberis* sp., *Leptocythere* sp., per gli Ostracodi; *Ammonia beccarii tepida*, *Cribrononion articulatum*, *Cribronelphidium galvestonense*, *Triloculina laevigata*, *T. rotunda*, per i Foraminiferi. Compaiono invece come elementi accessori, peraltro limitati a qualche campione, *Aurila* cf. *oertlii* e *A. albicans* tra i primi, *Cribrononion punctatum*, *C. cf. anglicum*, *Protelphidium granosum*, *Elphidium macellum*, *Quinqueloculina seminulum*, *Q. berthelotiana*, *Miliolinella subrotunda* tra i secondi (alcune di queste forme sono in realtà tipiche di acque a maggior contenuto alino; la loro presenza, se pur sporadica, in associazioni prettamente salmastre potrebbe comunque essere addebitata a un trasporto da zone limitrofe a caratteristiche più "marine"). Ricordiamo che associazioni di questo tipo sono state rinvenute nel settore occidentale dell'area, presso Mass. a Colosso e nelle incisioni del Canale de Volito; in alcuni campioni di quest'ultima località, insieme ad abbondanti concrezioni carbonatiche vacolari senza dubbio da addebitarsi a vegetali, sono stati rinvenuti anche oogoni di *Characeae*, che insieme agli abbondanti resti di *Cardium* e *Cerithium* già segnalati, rafforzano il carattere paraloico dell'ambiente di sedimentazione dei livelli in parola.

Tra questi due tipi estremi di orictocenosi si inserisce poi tutta una serie di associazioni a caratteristiche in-

termedie, con porzioni variabili di componenti "marine" e "salmastre"; la casistica delle composizioni e dei loro significati ovviamente si allarga allorché si integrino gli elementi qualitativi e quantitativi espressi contemporaneamente dalle associazioni a Foraminiferi e ad Ostracodi, per le quali si può prospettare un ambiente di tipo transizionale, con acque a salinità variabili da luogo a luogo, talora più spostate verso condizioni salmastre, talaltra riconducibili a una prevalente influenza marina. Come esempio del primo caso citiamo l'associazione (rinvenuta al Canale de Volito) a prevalenti *Ammonia beccarii tepida*, *Cribrononion articulatum*, *Cyprideis* gr. *torosa*, *C. sp.*, *Xestoleberis* sp., a cui si accompagna, a prescindere da altri taxa con preferenza per gli ambienti sottosalati, una scarsa rappresentanza di *Cribrononion punctatum*, *Quinqueloculina berthelotiana*, *Loxoconcha* aff. *cristatissima*, *L. aff. punctatella*, *Aurila* cf. *oertlii*, (?) *Aglaioocypris* sp., *Paracytheridea triquetra*, *Olimfalunia sicula*, *Loxocorniculum* aff. *quadricornis*, *Semicytherura rara*, *Cymacytheridea dertonensis*, *Hiltermannicythere* aff. *rubra*, *Callistocythere* cf. *quadrangula*, *C. ennesis*. Per le microfaune di tipo più marino si ricorda la concomitanza (constata in un livello del taglio stradale nei pressi del Santuario di Lèuca) di abbondanti Miliolidi (rappresentati prevalentemente da *Quinqueloculina seminulum*, *Q. berthelotiana*, *Q. ungeriana*, *Triloculina rotunda* (con associate *Articulina* cf. *sarmatica*, *Vertebralia striata*, *Pyrgo depressa*, *P. oblonga*), di frequenti *Cellanthus umbilicatus*, *Elphidium* gr. *crispum-macellum*, *Loxoconcha punctatella*, *Olimfalunia sicula*, *Pokornyella italica*, *P. devians*, *Cletocythereis haidingeri*, *Tenedocythere cruciata*, *Mutilus sahelienensis* e di comuni *Cribrononion articulatum*, *Protoelphidium granosum*, *Elphidium alvarezianum*, *Ammonia beccarii tepida*, *Aurila* gr. *convexa*, *A. freudenthali*, *Heliocythere magnei*, *Loxocorniculum* aff. *quadricornis*, *Pachicaudites ungeri*, *Neonesidea nigrescens*, *Xestoleberis* sp..

L'indicazione finora emersa di un contesto ambientale di tipo più francamente marino nel settore orientale e di uno più "ristretto" nella fascia occidentale ben si concilia anche con gli elementi forniti dalle analisi delle sezioni sottili. Quelle eseguite su campioni prelevati nel settore occidentale, al Canale de Volito per l'esattezza, hanno infatti costantemente rivelato la presenza di micriti o, più ricorrentemente, pelmicriti e pelbiomicriti a prevalenti Foraminiferi bentonici, Ostracodi e Molluschi, indicative di un ambiente di bassa energia. Le sezioni di campioni prelevati lungo la costa orientale, ed in particolare nei pressi del Ciolo, hanno invece consentito di individuare addirittura vere e proprie biostrutture. Si tratta infatti di biomicriti o biospariti a frequentissime Alge corallinacee o a Serpulidi, a cui si accompagnano Coralli coloniali, Briozoi, Echinodermi, Brachiopodi, Molluschi, Ostracodi, Foraminiferi bentonici (anche con *Amphistegina* e *Gypsina*) e, subordinatamente, planctonici, ecc. In alcuni casi sono stati riscontrati frammenti di Alge verdi (Codiacee tipo *Halimeda* e *Dasicladaceae*), verosimilmente trasportate da ambienti più riparati. Un'elevata frequenza di Codiacee e un'evidente alloctonia delle Alge rosse ad

esse associate in via subordinata sono state altresì constatate in livelli biomicritici presso il Santuario di Lèuca, in un locale contesto sedimentario (comprensivo anche di micriti a prevalenti Foraminiferi bentonici, biospariti a Gasteropodi, pelspariti a Lamellibranchi) di transizione a quello prettamente marino.

Purtroppo non disponiamo, per motivi oggettivi (condizione degli affioramenti, compattezza dei sedimenti, ecc.), di una campionatura adeguata per una visione generale, senza soluzione di continuità sia in senso orizzontale sia in quello verticale, della distribuzione delle varie tipologie ambientali (per la ricostruzione della quale sarebbe indispensabile una ricerca sedimentologica circostanziata, che ovviamente esula dallo spirito del presente lavoro).

Comunque, anche se con la dovuta cautela, in considerazione dell'ubicazione geografica e stratigrafica dei campioni esaminati, delle tipologie dei sedimenti carbonatici che fanno seguito al conglomerato di trasgressione, nonché delle caratteristiche delle associazioni micro- e macrofaunistiche riteniamo di poter avanzare, per la zona di competenza di questo lavoro, l'ipotesi che "almeno durante le prime fasi del ciclo, il locale dominio marino doveva... essere localizzato in alcune fisiografie depresse a direzione NW-SE, delimitate da fasce emerse ad analogo andamento generale..." (Bossio *et al.*, 1989g, p. 38) e costantemente caratterizzato da modeste batimetrie e da acque ricche di carbonati, con valori differenziati della salinità in funzione dell'ubicazione; il settore occidentale sembra risentire maggiormente dell'influenza degli apporti continentali, mentre quello orientale appare più ampiamente collegato al dominio marino, tant'è che anche Bossellini (1993) interpreta la Sequenza di Ponte Ciolo come una successione prettamente marina, depostasi in una nicchia di distacco nei calcari cretaci ai margini della piattaforma (a una profondità iniziale di 100-150 m, mentre la sommità della scogliera a *Porites* di tetto dell'unità doveva trovarsi a una profondità non maggiore di 45 m). Anche se scarsi sono i nostri dati in proposito, sembra alquanto verosimile che tali condizioni si siano mantenute per tutto l'arco della sedimentazione, pur con probabili oscillazioni orizzontali nelle estensioni delle aree maggiormente condizionate dal dominio continentale e da quello marino, il tutto in un contesto abbastanza equilibrato tra subsidenza e sedimentazione e in tempi di poco precedenti l'avvento nel Mediterraneo della "crisi di salinità" (a quanto ci consta direttamente e dalla bibliografia nell'area di Lèuca, come del resto in tutta la Penisola salentina, non vi è infatti traccia alcuna di depositi evaporitici e, tanto meno, delle successive biofacies di "lago-mare" che caratterizzano generalmente le successioni del Messiniano terminale mediterraneo).

• Formazione di Lèuca

Gli affioramenti di questa unità, già citata in precedenti lavori ma qui proposta formalmente, sono concentrati soprattutto nella parte centro-meridionale della zona rilevata, in un raggio di pochi chilometri intorno all'abitato di Lèuca, e che indichiamo quindi come

area-tipo della formazione. Lembi di estensione più o meno limitata si sono comunque conservati in vari punti della costa occidentale, fin oltre Capo S. Gregorio, nei dintorni di Castrignano del Capo e nella zona tra Salignano e Arigliano. Altri piccoli affioramenti discontinui si presentano al di sotto della copertura quarternaria presso Scalella, a E della quale una serie di recenti tagli artificiali ha peraltro ampliato le esposizioni naturali; al margine NE della carta infine la formazione presenta un considerevole sviluppo nella zona di Le Fogge, mentre ben più modeste esposizioni compaiono a E e a W di questo areale principale. L'unità si presenta con ottime esposizioni in corrispondenza del promontorio di Punta Ristola, dove è stata descritta e studiata nel suo contenuto macro- e micropaleontologico da Giannelli *et al.* (1968) una sezione che noi proponiamo in questa sede come stratotipo. Riprendendo quanto riportato dagli Autori citati la formazione risulta costituita, dal basso verso l'alto, da:

1. Breccie e conglomerati.

Si tratta di un livello di spessore variabile (al massimo 10 m circa) i cui elementi clastici, di dimensioni estremamente varie, sono rappresentati da frammenti di rocce calcaree, di solito a spigoli vivi o poco arrotondati. Nella parte bassa il materiale clastico è in genere grossolano, ben cementato e predominante sul cemento; sono presenti rare intercalazioni lentiformi di argilla. Verso l'alto il cemento tende ad aumentare e a diventare più argilloso; nella parte più alta è presente una intercalazione argillosa di circa 30 cm di spessore.

I rapporti tra i conglomerati e i terreni prepliocenici sono visibili solo in qualche punto: qui i conglomerati poggiano su calcareniti mioceniche che, in sottile fascia, si interpongono fra questi e i calcari cretacei.

2. Calcareniti glauconitiche.

Si tratta di calcareniti grigio-verdastre ricche di glauconite, ben cementate, caratterizzate dalla presenza di frequenti esemplari di Ostrea (Pycnodonta) navicularis, anche di grandi dimensioni. Nella parte alta sono disseminati ciottolotti fosfatici.

Lateralmente le calcareniti glauconitiche passano a calcareniti compatte, di color nocciola chiaro, prive di glauconite. Non esiste una buona esposizione che permetta di osservare direttamente il passaggio laterale fra i due tipi litologici, tuttavia l'eteropia ci sembra confermata dal fatto che dove predominano le calcareniti glauconitiche, queste presentano alla base delle concentrazioni di un tipo litologico identico alle calcareniti nocciola, dove invece prevalgono queste ultime, la parte sommitale è costituita da calcareniti glauconitiche.

Il liv. 2 non è continuo: esso è presente soltanto in un breve tratto lungo la costa, con forti variazioni di spessore, mentre nel resto dell'affioramento i conglomerati del liv. 1 vengono direttamente a contatto col liv. 3 (si legga: livello fosforitico). Lo spessore massimo complessivo è di poco superiore a un metro" (pagg. 541-542 del lavoro citato).

Gli Autori forniscono inoltre una documentazione del-

le microfaune a Foraminiferi (bentonici e planctonici) dei due termini distinti, alla quale aggiungono, per il liv. 2, un elenco di Briozoi e la citazione di scleriti di *Octocorallia*, oltreché quella di *Neopycnodonte navicularis*; ritorneremo più avanti sugli aspetti microfau-nistici della formazione, aggiornando anche le deduzioni paleoambientali e stratigrafiche espresse da Giannelli *et al.* (1968). Per quanto riguarda la località-tipo, alla descrizione degli Autori citati per il momento non rimane quindi altro da aggiungere se non che le analisi in sezione sottile di alcuni campioni delle "calcareniti" glauconitiche hanno rivelato trattarsi più propriamente di biomicriti a prevalenti Foraminiferi planctonici e subordinatamente Foraminiferi bentonici, ricche di granuli di glauconite; solo raramente questo minerale si trova anche all'interno dei Foraminiferi. Si deve altresì precisare il carattere nettamente trasgressivo della Formazione di Lèuca sulle Calcareniti di Andrano, ben visibile lungo la falesia del tratto di costa occidentale dove i conglomerati sormontano in discordanza i calcari miocenici, incidendo, con marcate ondulazioni della loro base, strati diversi di questi ultimi (Tav. 2).

Ottime esposizioni della formazione, anche se limitate a uno spessore di circa 8 m, si presentano pure nelle pareti verticali del recente taglio stradale nei pressi del bivio tra la litornaea per Lèuca e la nuova superstrada, poco a N del santuario. Anche qui la base dell'unità forma evidenti tasche di erosione in livelli diversi delle Calcareniti di Andrano, ma, a differenza che a Punta Ristola, è caratterizzata da una marna calcarea di color giallastro, a luoghi molto ricca di Ostreidi, di spessore variabile da pochi a 30 cm. Per il resto la formazione si presenta alquanto caotica come nella località-tipo; se in qualche punto vi è parvenza di una stratificazione, quest'ultima ha certamente un andamento molto irregolare. I clasti sono eterometrici (da pochi centimetri fino ad un massimo di 50), prevalentemente rappresentati da litologie della formazione sottostante ed inclusi in una matrice calcareo-sabbiosa, più o meno compatta; a luoghi sono presenti sacche anche consi-

stenti di una sabbia calcareo-marnosa di colore giallo paglierino.

Altro affioramento che merita di essere segnalato è esposto nei pressi di S. Giuseppe (Fig. 4), per circa 200 m lungo il taglio della nuova superstrada. Lo spessore non è misurabile nello spaccato, che peraltro non interessa il contatto con la formazione sottostante; in corrispondenza del tracciato della sezione geologica n. 3, ubicato poco più a S, esso è comunque stimato a 25-30 m. Gli elementi sono prevalentemente a spigoli vivi o comunque poco elaborati; rarissimi sono quelli appiattiti. Essi sono costituiti da varie litologie della formazione di Andrano e delle unità preneogeniche (cretaciche ed oligoceniche). Le dimensioni sono estremamente variabili; in alcuni tratti, specialmente nella parte inferiore, prevalgono i clasti con dimensioni inferiori ai 10 cm, immersi in un'abbondante matrice marnoso-argillosa di colore verde giallastro; in altri sono più diffusi quelli con diametro maggiore (spesso oltre i 50 cm) e ad andamento alquanto irregolare; questo tipo di sedimento ricorre anche a più livelli, ma in forma di piccole plaghe con inglobati radi ciottolotti.

Al contatto con la formazione soprastante mancano le biomicriti glauconitiche; queste sono invece presenti alcune centinaia di metri più a W, nelle pareti di alcune cave ai bordi di una vallecola (Fig. 5). Qui si presentano in un unico livello omogeneo, non stratificato, con superficie inferiore marcatamente ondulata; in conseguenza di ciò varia sia lo spessore dei sottostanti conglomerati (che, presenti fin dal piano di cava, affiorano al massimo per circa 10 m), sia quello delle biomicriti glauconitiche, tanto più che alquanto irregolare è anche la superficie inferiore della formazione soprastante. La potenza di queste ultime passa infatti, anche su brevi distanze, da un massimo di circa 5 m a valori nulli, in corrispondenza dei quali la formazione soprastante viene a diretto contatto con l'unità conglomeratica. Da notare infine che, come a Punta Ristola, il passaggio tra conglomerati e biomicriti è molto brusco e che queste ultime, oltre a contenere una elevata quantità di glauconite, presentano frequenti Lamellibranchi



Tav. 2:

Fig. 1, 2 - Formazione di Lèuca (breccie e conglomerati) in trasgressione sulle Calcareniti di Andrano lungo la costa a NW di Punta Ristola. Alla sommità dell'esposizione di Fig. 2 sono presenti livelli della Formazione di Uggiano la Chiesa.



Fig. 4 - Livello marnoso a microfaune bentoniche all'interno delle breccie e conglomerati della Formazione di Lèuca (taglio stradale nei pressi di S.Giuseppe).

(*Amusium* e *Neopycnodonte*) e, a luoghi, ricorrenti ciottolotti elaborati costituiti da calcari (micriti e micropariti) preneogenici, con superfici spesso limonizzate. L'esame in sezione sottile di alcuni di questi clasti ha rivelato la presenza di perforazioni riempite da una biomicrite più o meno intensamente fosfatizzata, ricca di glauconite e a prevalenti Foraminiferi planctonici (in genere riempiti da apatite o da glauconite) del tutto identici a quelli che si rinvencono nella Pietra leccese. È quindi evidente la loro provenienza dal livello di base della prima o della seconda unità miocenica illustrate nelle pagine precedenti.

La presenza di un livello glauconitico alla sommità delle breccie e conglomerati è in verità alquanto saltuaria in tutta la zona rilevata; oltre che nelle località pocanzi menzionate, essa è stata constatata in alcuni tratti, e sempre per modestissimi spessori, della vallecchia centrale tra le tre che scendono a Lèuca e, poco più a N, in una parete di 3 m esposta nei pressi della strada Lèuca-Castrignano.

A conclusione di questo paragrafo rileviamo che la Formazione di Lèuca nel suo areale di affioramento trasgredisce non solo sulle Calcareniti di Andrano, come nei casi prima descritti, ma anche su unità preneogeniche diverse e numerose sono le località in cui è evidente una discordanza con il suo substrato. Lo spessore è alquanto variabile, ma, almeno in affioramento, non supera i 30 m.

Analisi micropaleontologiche

Esse sono state condotte su un totale di circa 75 campioni, 22 dei quali provengono dalle biomicriti glauconitiche, i restanti dalle intercalazioni marnoso-argillose a vari livelli della formazione conglomeratica. Riteniamo opportuno precisare subito che gli organismi planctonici sono stati rinvenuti, e in quantità generalmente consistente, unicamente nel livello glauconitico



Fig. 5 - Biomicriti glauconitiche sottostanti la Formazione di Uggiano la Chiesa (frantumata dal taglio) nella parete di cava a E di Scalella.

alla sommità della formazione e, eccezionalmente, nei livelli marnoso-argillosi immediatamente o di poco sottostanti²; negli altri casi i campioni o sono risultati sterili o costituiti da soli organismi bentonici (in verità sporadici nannofossili sono presenti in qualche campione, ma appartenenti a taxa di cui l'alloctonia è indubbia, nel caso di forme esclusivamente preneogeniche e mioceniche, o del tutto verosimile, nel caso in cui la distribuzione stratigrafica prosegua anche nel Pliocene).

Foraminiferi planctonici

Per quanto riguarda la sezione di Punta Ristola, un elenco dei Foraminiferi planctonici contenuti in due campioni (uno proveniente dalle biomicriti glauconitiche, l'altro da una intercalazione argillosa ad esse di poco sottostante) è già stato reso noto da Giannelli *et al.*, (1968). Un riesame delle collezioni studiate da questi Autori ha consentito di aggiornare tale elenco, che qui di seguito riportiamo con l'integrazione dei dati ricavati dalle analisi dei campioni da noi raccolti in altri affioramenti (i taxa presenti anche nella sezione-tipo sono contrassegnati da un asterisco).

Dentoglobigerina altispira altispira
Dentoglobigerina altispira globosa
*Globigerina bulloides**
*Globigerina falconensis**
*Globigerinella aequilateralis**
*Globigerinella obesa**
*Globigerinella pseudobesa**
*Globigerinita glutinata**
*Globigerinita uvula**
*Globigerinoides bollii**
*Globigerinoides elongatus**
*Globigerinoides emeisi**
*Globigerinoides obliquus extremus**
*Globigerinoides obliquus obliquus**
*Globigerinoides quadrilobatus quadrilobatus**
*Globigerinoides quadrilobatus sacculifer**
*Globigerinoides quadrilobatus trilobus**
*Globigerinoides rubei**
*Globorotalia margaritae**
*Globorotalia puncticulata**
*Globorotalia scitula**
*Globoturborotalita apertura**
*Globoturborotalita decoraperta**
*Globoturborotalita nepenthes**
Globoturborotalita sallentina
*Hastigerina pelagica**
*Neogloboquadrina acostaensis**
Neogloboquadrina humerosa s.l.
*Orbulina bilobata**
*Orbulina suturalis**
*Orbulina universa**
*Sphaeroidinellopsis seminulina paenedehiscens**
*Sphaeroidinellopsis seminulina seminulina**
*Turborotalita quinqueloba**

Dal punto di vista quantitativo si ricorda che le forme in genere meglio rappresentate, ovviamente negli intervalli biostratigrafici di loro competenza, sono *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globorotalia pun-*

cticulata, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globigerina bulloides*, *G. falconensis*, *Globoturborotalita apertura*, *G. nepenthes*, *G. decoraperta*, *Globigerinella pseudobesa*, *Globigerinoides elongatus*, *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l., *Turborotalita quinqueloba* manifestano invece alte frequenze solo in qualche campione. Gli altri taxa sono rari o si presentano comunque con quantità subordinate rispetto ai precedenti.

Nannofossili calcarei

Come per i Foraminiferi planctonici, anche per i nannofossili riportiamo un elenco complessivo dei taxa riconosciuti in tutti i campioni esaminati, segnalando con un asterisco quelli rinvenuti anche nei campioni della sezione di Punta Ristola.

*Amaurolithus delicatus**
*Amaurolithus primus**
Amaurolithus spp.*
*Calcidiscus leptoporus**
*Calcidiscus macintyreii**
Ceratolithus cf. *acutus*
*Coccolithus pelagicus**
Crenalithus doronicoides
*Cricolithus jonesi**
Cyclolithella sp.*
Discoaster asymmetricus
*Discoaster brouweri**
*Discoaster challengerii**
Discoaster intercalaris
*Discoaster pentaradiatus**
Discoaster perplexus
Discoaster tamalis
Discoaster variabilis s.l.*
Gephyrocapsa cf. *aperta*
Gephyrocapsa spp.
*Helicosphaera carteri**
Helicosphaera sellii
Helicosphaera sp.
Holodiscolithus macroporus
*Istmolithus recurvus**
Lithostromation perdurum
Oolithotus antillarum
Pontosphaera discopora
*Pontosphaera multipora**
*Pontosphaera japonica**
Pontosphaera sp.
Pseudoemiliana lacunosa
*Reticulofenestra pseudoumbilica**
*Rhabdosphaera procera**
Scapholithus fossili
*Scyphosphaera apsteini**
Scyphosphaera lagena
Scyphosphaera pulcherrima
Scyphosphaera recurvata
Scyphosphaera tubifera
*Scyphosphaera turris**
Scyphosphaera spp.
*Sphenolithus abies**
*Sphenolithus neoabies**
Syracosphaera histrica

Si tratta di associazioni nell'insieme ben diversificate,

nella quasi totalità delle quali entrano a far parte, come costituenti piuttosto abbondanti, *Calcidiscus macintyrei*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclolithella* sp., *Helicosphaera carteri*, *Reticulofenestra pseudoumbilica* e *Sphenolithus abies*. Altri taxa consistentemente rappresentati, anche se limitatamente a qualche campione, sono *Calcidiscus leptoporus*, *Crenalithus daronicoides*, *Discoaster brouweri*, *D. pentaradiatus*, *D. variabilis* s.l., *Rhadosphaera procera*, *Scyphosphaera turris* e *S. spp.*. Comuni in alcuni campioni o sempre rare le altre forme segnalate.

Si ricorda infine che dall'elenco sono state escluse alcune specie, ricorrenti in vari campioni, chiaramente rimaneggiate da sedimenti paleogenici e miocenici (*Cyclicargolithus abisectus*, *C. floridanus*, *Dictyococcites bisectus*, *Discoaster aulakos*, *D. deflandrei*, *D. signus*, *Helicosphaera intermedia*, *Sphenolithus heteromorphus*, ecc).

Ostracodi

Le ostracofaune della parte sommitale della formazione (biomicriti glauconitiche e livelli marnosi di poco sottostanti, da cui provengono anche gli organismi planctonici illustrati) hanno rivelato contenuti ben diversi, in termini qualitativi e quantitativi, da quelli delle intercalazioni pelitiche stratigraficamente sottostanti, tanto da giustificarne la presentazione in elenchi separati.

Per le prime sono state infatti riconosciute le seguenti specie (con gli asterischi si segnalano quelle presenti anche nei campioni dello stratotipo):

Acantocythereis histrix
Argilloecia acuminata
*Argilloecia robusta**
*Aurila convexa**
*Aurila gr. convexa**
Aurila lanciaeformis
*Aurila cf. nana**
Aurila pigadiana
*Aurila punctata**
Aurila venetiensis
Bairdia conformis
Bairdia longevaginata
Bairdia reticulata
Bosquetina dentata
Buntonia dertonensis
Buntonia robusta
Buntonia sublatissima
Buntonia subulata
Bythocypris producta
Bythocypris sp.
Callistocythere aff. intricatoides
Callistocythere aff. littoralis
Callistocythere pallida
Carinocythereis carinata
Carinovalva aquila
*Cletocythereis haidingeri**
Costa edwardsi
Costa aff. punctatissima
Costa aff. runcinata
Costa tricostata

Cytherella terquemi
*Cytherella vulgata**
Cytherelloidea creutzburgi
Cytherelloidea sp.
Cytheretta adriatica
Cytheropteron alatum
Cytheropteron lancei
Cytheropteron punctatum
Cytheropteron aff. punctatum
Cytheropteron sulcatum
Echinocythereis cf. laticarina
Echinocythereis scabra
Eucythere curta
Eucytherura complexa
Eucytherura gibbera
Eucytherura mistrettai
Eucytherura patercoli
Graptocythere h-scripta
Hemicytherura gracilicosta
Hemicytherura videns
*Henryhowella asperrima**
Kangarina abyssicola
Krithe sp.
Loxoconcha bonaducei
Loxoconcha aff. bonaducei
Loxoconcha aff. dertonensis
Loxoconcha moncharmonti
Loxoconcha napoliana
*Loxoconcha ovulata**
Loxoconcha cf. parallela
*Loxoconcha rhomboidea**
Loxoconcha versicolor
Loxoconcha sp.1
Macrocypris sp.
Neonesidea corpulenta
*Occultocythereis dohrni**
Pachicaudites ungeri
Paijemborchella iocosa
Parakrithe dactilomorpha
Parakrithe sp.
Paracytheridea triquetra
*Pterygocythereis ceratoptera**
Pterygocythereis jonesi
Rectobuntonia rectangularis
*Ruggieria tetraptera**
Semicytherura acuminata
Semicytherura dispar
Semicytherura mediterranea
Semicytherura inversa
Tenedocythere prava
Tetracytherura angulosa
Urocythereis lumbricularis
Xestoleberis communis
Xestoleberis decipiens

La distribuzione di questi taxa è alquanto disomogenea, tanto che sono stati incontrati campioni con associazioni alquanto ridotte (con un numero di specie inferiore a 10) e campioni con tanatocenosi abbastanza diversificate (con più di 40 specie). Dal punto di vista quantitativo, fra le specie che raggiungono frequenze consistenti, anche se spesso limitate a uno o due cam-

pioni, segnaliamo *Aurila convexa* e forme affini, *A. lanciaeformis*, *A. venetiensis*, *Bairdia conformis*, *Buntonia robusta*, *Callistocythere pallida*, *Cletocythereis haidingeri*, *Costa tricostata*, *Echinocythereis scabra*, *Eucytherura mistrettai*, *Loxoconcha tumida*, *Neonesidea corpulenta*, *Occultocythereis dohrni*, *Parakrithe dactylomorpha*, *Ruggiera tetraptera*. In qualche caso ricorrenze apprezzabili sono manifestate anche da *Aurila* cf. *nana*, *Bosquetina dentata*, *Cytherella terquemi*, *C. vulgata*, *Callistocythere* aff. *littoralis*, *Cytheropteron punctatum*, *Echinocythereis* cf. *laticarinata*, *Henryhowella asperrima*, *Eucytherura complexa*, *Tetracytherura angulosa*.

Per quel che concerne gli Ostracodi delle intercalazioni marnose a soli organismi bentonici sono stati incontrati:

*Acantocythereis histrix**
Aglaiocypris? sp.*
Aurila gr. *convexa**
Aurila prasina
*Callistocythere pallida**
Callistocythere sp.1*
*Carinocythereis bairdi**
*Cletocythereis haidingeri**
Costa edwardsi
Cyprideis gr. *torosa**
*Cytheridea neapolitana**
*Eucytherura complexa**
Hiltermannicythere rubra
Hiltermannicythere aff. *turbida**
Leptocythere sp.*
Loxoconcha aff. *dertobrevis**
*Loxoconcha elliptica**
Loxoconcha tumida
Mutilus elegantulus
*Paracytheridea triquetra**
*Semicytherura dispar**
*Tenedocythere prava**
*Xestoleberis communis**

Questi taxa danno luogo ad associazioni monotone e alquanto povere, in genere con una fisionomia sostanzialmente diversa rispetto alle tanatocenosi dei livelli sommitali, conferita, oltre che dalle diverse quantità con cui si presentano in vari casi le specie a comune, soprattutto dall'elevato numero di forme esclusive delle une o delle altre. Le abbondanze maggiori, in vari casi ricorrenti in numerosi campioni, spettano comunque ad *Acantocythereis histrix*, *Aurila* gr. *convexa*, *A. prasina*, *Callistocythere pallida*, *C.* sp.1, *Carinocythereis bairdi*, *Cytheridea neapolitana*, *Paracytheridea triquetra*. Degna di segnalazione è anche la presenza in alcuni campioni di *Cyprideis* gr. *torosa* e *Loxoconcha elliptica*, tra l'altro consistentemente rappresentate in qualche caso, sul significato delle quali torneremo più avanti.

Bio-cronostratigrafia e considerazione paleoambientali

Innanzitutto riteniamo opportuno richiamare l'attenzione sul fatto che i 32 campioni a contenere Forami-

niferi planctonici e nannofossili calcarei provengono dalla porzione sommitale della formazione e che questa ricopre un intervallo di pochissimi metri di spessore. Ciò non di meno essi ci presentano un quadro biostratigrafico alquanto eterogeneo e frammentario, con un mosaico di unità diverse, la cui successione normale si esprime di norma con sequenze sedimentarie di spessori di gran lunga maggiori perfino negli ambienti a bassa velocità di sedimentazione come quelli oceanici. Ulteriori difficoltà nell'operazione biostratigrafica sono state incontrate per la presenza in alcune unità biostratigrafiche di taxa rielaborati da zone precedenti, emersa soprattutto dall'integrazione dei dati a Foraminiferi con quelli del Nannoplancton.

Per maggiore chiarezza riportiamo un quadro sintetico dei riferimenti zonali effettuati con le relative motivazioni ed eventuali osservazioni.

Sezione di Punta Ristola (stratotipo dell'unità)

Dei numerosi campioni prelevati nei circa 11 m della sequenza, hanno presentato organismi planctonici solo i due sommitali (prelevati l'uno nelle glauconiti e l'altro nell'intercalazione argillosa a 50 cm sotto esse) ed uno di imprecisata ubicazione, ma sicuramente proveniente anche esso dalla parte alta dell'unità (v. nota 6). I riferimenti zonali sono così risultati:

- Zona a *Discoaster variabilis* s.l. per il nannoplancton; Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. per i Foraminiferi (campione di incerta ubicazione). Il riconoscimento dell'unità a nannofossili è risultato palese, oltretutto per l'assenza di *Amaurolithus tri-corniculatus*, per la presenza di comuni esemplari di *A. primus* e *A. delicatus*. Confortano inoltre l'attribuzione stratigrafica il rinvenimento, tra l'altro in quantità non trascurabili, del taxon nominale, di *Discoaster challengerii* e di *D. intercalaris* (taxa che, pur estinguendosi in livelli di poco posteriori alla zona in oggetto, notoriamente si presentano non oltre quest'ultima con frequenze significative), nonché l'elevata rappresentanza del genere *Scyphosphaera*. In ottimo accordo con le deduzioni nannofloristiche sono le indicazioni delle associazioni a Foraminiferi, caratterizzate, tra l'altro, dalla consistente rappresentanza di *Sphaeroidinellopsis* e dall'abbondanza di *Globoturborotalita nepenthes*, che ben si conciliano per livelli precedenti la comparsa di *Globorotalia margaritae* nel Bacino Mediterraneo e quindi con il riferimento alla Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l.
- Zona a *Globorotalia puncticulata*-*G. margaritae* (per gli altri due campioni citati).

Mentre tra i nannofossili non sono emersi elementi probanti per una precisa attribuzione zonale, quest'ultima è immediata sulla base dei Foraminiferi per la concomitante presenza dei due sopraindicati marker zonali, il secondo dei quali è peraltro comune. Ciò induce a ritenere che la presenza nei due campioni di *Globoturborotalita nepenthes* (e verosimilmente anche quella di una parte degli individui appartenenti ad altri taxa) sia da addebitarsi a rimaneggiamento da zone precedenti, in quanto la specie non è mai stata rinve-

nuta in livelli posteriori a quello di comparsa di *Globorotalia puncticulata* nelle numerose sequenze mediterranee da noi studiate.

Affioramenti lungo le incisioni del canale centrale (tratto a S di V.la Paladini)

Sono state controllate alcune situazioni su una lunghezza di circa 200 m, con i risultati qui di seguito esposti, in ordine di affioramenti da S verso N.

Sottile intercalazione marnosa nella parte sommitale delle breccie e conglomerati, circa 80 cm sotto il contatto tra questi ultimi e il livello di base della successiva formazione: il campione ivi raccolto è riferibile alla Zona a *Globorotalia puncticulata*-*G. margaritae* con tutte le precisazioni esposte per i due campioni di Punta Ristola ad analogo significato biostratigrafico; tale attribuzione non trova contrasti nelle nannoflore, le quali indicano un intervallo compreso tra la parte più alta della Zona a *Amaurolithus tricorniculatus* e la parte più bassa di quella a *Discoaster tamalis* (Sottozona a *Reticulofenestra pseudoumbilica*); sottoscrivono in tal senso la presenza di *Helicosphaera sellii* e *R. pseudoumbilica*.

Breccie e conglomerati con un sottile livello marnoso debolmente glauconitico al contatto con la soprastante formazione: sono stati prelevati due campioni di cui uno (nella matrice a 1 m dalla sommità) è risultato completamente sterile, mentre l'altro (nelle marne sommitali con glauconite) ha presentato una nannoflora povera e banale ed un'associazione a Foraminiferi attribuibile ancora alla Zona a *Globorotalia puncticulata*-*G. margaritae*.

Porzione sommitale delle breccie e conglomerati, con un'esile intercalazione pelitica a circa 1 m dal tetto e un livello biomicritico ricco di glauconite nei 10 cm sottostanti la base dell'unità successiva: mentre la prima è perfettamente inquadrabile, per i motivi già esposti per analoghi campioni, nella Zona a *Discoaster variabilis* s.l. e nella corrispondente Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l., il secondo richiede una precisazione. Tra i nannofossili, la presenza di *Ceratolithus rugosus* unita al comune rinvenimento di *Reticulofenestra pseudoumbilica* non consentono di andare oltre l'attribuzione all'intervallo compreso tra la parte più alta della Zona a *Amaurolithus tricorniculatus* e quella basale della Zona a *Discoaster tamalis*. In considerazione dell'assenza degli Amauroliti e in particolare di quella di *A. delicatus* in un'associazione ricca, dove è addirittura presente un rappresentante del genere *Ceratolithus* (è regola che ad essere di più facile rinvenimento rispetto a quest'ultimo siano proprio gli Amauroliti), è tuttavia probabile un riferimento del campione alla porzione sommitale dell'intervallo prima indicato e cioè alla Sottozona a *R. pseudoumbilica* della Zona a *D. tamalis*. Ciò ben si accorda con la presenza nel campione di *Globorotalia margaritae* con solamente rarissimi esemplari, i quali, in associazione a *G. puncticulata*, giustificano l'assegnazione del livello in parola alla parte bassa della Zona a *G. puncticulata*.

Biomicrocriti glauconitiche in un livello spesso 20 cm tra la sommità dei conglomerati e la soprastante formazione: esse sono senza dubbio riferibili, per la concomi-

tante presenza di *Pseudoemiliania lacunosa* (di grandi dimensioni) e *Reticulofenestra pseudoumbilica*, alla Sottozona a *R. pseudoumbilica* (Zona a *Discoaster tamalis*); di conseguenza questa attribuzione collima perfettamente con quella della parte inferiore della Sottozona a *Globoturborotalita apertura* (Zona a *Globorotalia puncticulata*) derivante dai Foraminiferi per la presenza di rari esemplari di *Globorotalia margaritae* in associazione con una copiosa popolazione di *G. puncticulata*.

Marne in un livello di 10 cm tra i conglomerati e la base della successiva formazione: sia il contenuto in Nannoplancton, sia quello in Foraminiferi sono una chiara espressione della prima unità biostratigrafica pliocenica dei rispettivi schemi zonali.

Biomicrocriti glauconitiche a immediato contatto con la soprastante formazione: il campione raccolto ha fornito un'associazione a nannofossili indicativa dell'intervallo Zona a *Sphenolithus abies* - Zona a *Discoaster asymmetricus*; essa è infatti costituita da relativamente comuni *Amaurolithus delicatus* e *Helicosphaera sellii*, oltre che da rari esemplari di *Discoaster asymmetricus*. In armonia con questo inquadramento biostratigrafico è il rinvenimento di *Globorotalia puncticulata* e di comuni individui di *G. margaritae*, il quale consente quindi di riferire il livello alla zona di concomitanza dei due taxa.

Affioramento presso la strada Lèuca-Castrignano (500 m circa a N di V.la Paladini)

Sopra la sequenza conglomeratica, localmente mal esposta e non campionabile, si presenta una parete pressoché verticale, alta circa 3 m, costituita da biomicriti intensamente glauconitiche giacenti, per oltre 2 m, sotto la base della successiva formazione. In esse sono stati raccolti 4 campioni in serie, il cui contenuto nannofloristico è risultato di pertinenza della Zona a *Discoaster tamalis* e, più esattamente, della sua Sottozona a *Reticulofenestra pseudoumbilica*; infatti associati ai taxa nominali, sono stati rinvenuti esemplari di *Pseudoemiliania lacunosa* (di grandi dimensioni) e di *Gephyrocapsa* spp. Le associazioni a Foraminiferi planctonici sono caratterizzate da frequenti esemplari di *Globorotalia puncticulata*, in buon accordo con quanto espresso sulla base dei nannofossili. Contrasta invece con esso la presenza di comuni individui di *G. margaritae* in alcuni campioni; a conciliazione dei dati a nannofossili non rimane quindi che invocare per almeno una parte degli esemplari di questo taxon, come del resto per la saltuaria presenza di *Globoturborotalita nepenthes*, una rielaborazione da unità biostratigrafiche precedenti. Un riferimento alla Sottozona a *Globoturborotalita apertura* (Zona a *Globorotalia puncticulata*) dei 4 campioni è altresì in armonia con la presenza del solo marker *G. puncticulata* nella ricca associazione rinvenuta in un quinto campione prelevato nella stessa parete, ma a 5-6 m dalla precedente campionatura in serie.

Cave a E di Scolella (in prossimità della nuova superstrada)

Alcuni dettagli della locale sequenza sono già stati ri-

feriti nella parte descrittiva della formazione in parola; la campionatura è stata eseguita sulla parete di due distinte cave, a breve distanza l'una dall'altra.

1a cava – È stata campionata la parte sommitale della formazione, costituita da un sottile livello marnoso riposante su breccie e conglomerati, a cui segue una biomicrite glauconitica con spessore massimo di circa 5 m, la quale viene a contatto con la formazione successiva. I 7 campioni studiati contengono *Globorotalia puncticulata* e *G. margaritae*; ciò nondimeno un inquadramento nella relativa zona di concomitanza dei due taxa è possibile solo per il campione prelevato nelle marne dove *G. margaritae* è ben rappresentata, mentre per quelli raccolti nelle biomicriti glauconitiche è più verosimile l'appartenenza alla Zona a *G. puncticulata* per la rarità dello stesso taxon. Ottimo accordo si ricava dalle indicazioni dei nannofossili: la presenza nel livello marnoso di *Amaurolithus delicatus*, *Helicosphaera sellii* e *Sphenolithus abies*, tra l'altro in quantità non indifferente, consente infatti di riconoscere la Zona a *S. abies*; la presenza negli altri campioni di *Discoaster tamalis*, *D. asymmetricus* (comune), *Reticulofenestra pseudoumbilica* e *Sphenolithus abies* induce invece a ritenere la loro appartenenza alla Sottozona a *R. pseudoumbilica* (Zona a *D. tamalis*).

2a cava – In essa le biomicriti glauconitiche sono presenti sin dalla base della parete ed affiorano per circa 3 m sotto la successiva unità. Alla loro metà inferiore possono essere estese le considerazioni esposte per l'analogo litotipo della cava precedente e quindi lo stesso inquadramento biostratigrafico. Per la soprastante porzione delle biomicriti, dove non sono state rinvenute *Globorotalia margaritae* e *Reticulofenestra pseudoumbilica* e dove è presente *Gephyrocapsa* spp., è invece palese l'attribuzione alla successiva Sottozona a *Gephyrocapsa* spp. della stessa zona a nannofossili e, ovviamente, ad una porzione più inoltrata della Zona a *G. puncticulata*.

Se il rimaneggiamento di alcuni elementi presenti nelle biomicriti glauconitiche potrebbe giustificare qualche dubbio per alcune loro attribuzioni zonali, certamente questo non incide sul fatto sostanziale che i pochi metri sommitali della Formazione di Lèuca ci presentano la documentazione di unità biostratigrafiche diverse, tutte di competenza del Pliocene Inferiore (Zancleano) ma appartenenti ad intervalli ben distinti di quest'ultimo. Purtroppo gli affioramenti di questo tratto della formazione sono alquanto scarsi e frammentari in tutta l'area, soprattutto per l'erosione e la copertura dei cicli successivi, e quindi in condizioni tali da non consentire la visione diretta dei loro reciproci rapporti. Certo è che anche su distanze brevissime e addirittura lungo la verticale di un affioramento sono state documentate le evidenze di una successione molto ridotta e alquanto lacunosa, abbracciante una buona parte dell'intero arco del Pliocene Inferiore, con il suo intervallo basale incluso. Per la formulazione di un'ipotesi sulle cause di ciò e sulle conseguenti modalità della sedimentazione, nonché sugli evidenti processi di rielaborazione intraformazionale (verosimilmente più cospicui di quanto ci è possibile percepire)

con probabili effetti differenziati nelle varie località, ci sembra opportuno focalizzare le evidenze più interessanti emerse per l'area di Lèuca ed inserirle in un contesto paleoambientale, quale emerso dai dati micropaleontologici, certamente di ausilio per la problematica.

- La Formazione di Lèuca si è sedimentata in un arco di tempo compreso tra la parte basale del Pliocene Inferiore (Zona a *Discoaster variabilis*; Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l.) ed una sua porzione sommitale (tratto inferiore della Sottozona a *Gephyrocapsa* spp. e corrispondente parte della Sottozona a *Globoturborotalita apertura*).
- Le breccie e i conglomerati appartengono per buona parte alla prima unità pliocenica degli schemi zonali dei due gruppi; nei casi di maggiore completezza, la loro porzione superiore (almeno per gli 80 cm sommitali) rientra tuttavia nella Zona a *Globorotalia puncticulata*-*G. margaritae* e in quella a *Sphenolithus abies*. Da rilevare che, ad esempio nella successione di Punta Ristola, pochi metri di clasti separano i citati intervalli zonali.
- In alcuni luoghi la glauconite fa la sua comparsa nella Zona a *G. puncticulata*-*G. margaritae* (Zona a *D. tamalis*, Sottozona a *R. pseudoumbilica*) che può essere comprensiva di almeno 1 m delle relative biomicriti; in altri, anche molto vicini ai precedenti, il minerale appare nella Zona a *G. puncticulata* (Zona a *D. tamalis*, Sottozona a *Gephyrocapsa* spp.) e può costituire depositi di almeno 5 m di spessore.
- In considerazione dello spessore complessivo dell'unità (che non va oltre i 35 m), di quelli parziali e dei dati biostratigrafici risulta evidente una lacunosità della formazione, con situazioni differenziate anche su brevi distanze. Uno hiatus è senz'altro documentabile all'interno delle breccie e conglomerati (v. ad esempio la sezione di Punta Ristola), in pochi metri della parte sommitale dei quali sono state rilevate unità biostratigrafiche non continue (e verosimilmente non complete). È possibile che una o più lacune interessino anche le biomicriti glauconitiche, forse già ad iniziare dalla loro base.

Per quel che concerne il contesto paleoambientale, abbiamo già rimarcato le consistenti differenze micropaleontologiche tra i livelli superiori e quelli sottostanti, alle quali concorrono non solo la rispettiva presenza e mancanza degli organismi planctonici, ma anche una diversa composizione delle ostracofaune. Tali differenze risultano poi più palesi se si considerano anche i contenuti delle associazioni a Foraminiferi bentonici, sostanzialmente diversi nei due casi e che qui riportiamo sinteticamente.

La caratteristica peculiare e generale delle associazioni a Foraminiferi rinvenute nei livelli marnosi intercalati ai conglomerati (con esclusione di quelli di poco sottostanti le biomicriti glauconitiche) risiede nella loro scarsa diversificazione, che spesso si traduce in una più o meno spiccata tendenza all'oligotopia per l'estrema abbondanza di poche specie. Tra queste ultime, tranne poche eccezioni, spicca in primo piano *Fursenkoina schreibersiana* tanto che in molti casi si potrebbe addirittura parlare di "fauna a *Fursenkoina*".

Altri taxa che spesso possono raggiungere elevate frequenze sono: Elphidiidae (soprattutto con *Elphidium crispum*, *E. macellum* e *Protelphidium granosum*), Discorididae (con *Cancris auriculus*), Textulariidae (con *Textularia candeiiana*), Miliolidae (*Quinqueloculina* spp.), nonché piccole Cassiduline, Bolivine e Bulimine. Limitatamente a qualche campione si registra pure un elevato numero di esemplari di *Asterigerinata planorbis*, *Ammonia beccarii beccarii*, *Cibicides lobatulus*, *C. refulgens*. Tra i componenti del tutto accessori e con presenze alquanto saltuarie si segnalano *Sigmoilopsis coelata*, *Amphicoryna proxima*, *Globulina gibba*, *Trifarina angulosa*, *Reussella spinulosa*, *Bolivina pseudoplicata*, *Patellina corrugata*, *Spirillina vivipara*, *Gypsina vesicularis*, *Hanzawaia boueana*.

Si tratta in sostanza di associazioni che, congiuntamente a quelle degli Ostracodi, denotano un ambiente marino di modesta profondità, in ottimo accordo con la tipologia litologica, tipica appunto di un deposito strettamente costiero. In un tale contesto non meraviglia affatto la presenza saltuaria di *Cyprideis* gr. *torosa* e di *Loxocoelina elliptica*, due Ostracodi salmastrici che testimoniano locali ed episodici apporti continentali.

I Foraminiferi bentonici delle biomicriti glauconitiche e dei livelli pelitici di poco sottostanti si presentano con associazioni completamente diverse da quelle prima illustrate. Un cospicuo elenco di specie è stato fornito da Giannelli *et al.* (1968) sulla base di due campioni raccolti nella sezione di Punta Ristola, già citati per il loro contenuto in Foraminiferi planctonici. Composizioni microfaunistiche del tutto simili a quelle illustrate da questi Autori sono state constatate anche nei campioni da noi prelevati in altri affioramenti e che hanno consentito di integrare l'elenco già pubblicato con i seguenti taxa: *Bolivina italica*, *B. punctata*, *B. usensis*, *Cassidulina crassa*, *C. subcalifornica*, *Cibicides ungerianus*, *Coryphostoma perforata*, *Dentalina aciculata*, *D. elgans*, *Ehrenbergina spinulifera*, *Glandulina laevigata*, *Globocassidulina oblonga*, *Globobulimina pyrula*, *Gyroidina soldanii*, *Gyroidinoides neosoldanii*, *Heterolepa dertonensis*, *Hoeglundina elegans*, *Hopkinsina bononiensis*, *Lagena laevis*, *Lenticulina echinata*, *L. gibba*, *L. vortex*, *Martinottiella parva*, *Melonis soldanii*, *Nodosaria vertebralis*, *Orthomorphina challengeriana*, *O. tenuicostata*, *Planularia auris*, *Plectofrondicularia inaequalis*, *Pleurostomella alternans*, *Siphonina reticulata*, *Spiroloxostoma crorae*, *Stilostomella advena*, *S. aspera*, *S. consobrina*, *Textularia aciculata*, *Vaginulina striatissima*, *Vaginulinopsis bononiensis*.

Si tratta di associazioni ben diversificate con rappresentanze più o meno consistenti di numerose specie tra le quali ci limitiamo a segnalare *Anomalinoidea helicinus*, *Bigenerina nodosaria*, *Bolivina* spp. (*B. placentina*, *B. dilatata*, *B. apenninica*, ecc.), *Bulimina costata*, *B. minima*, *B. subulata*, *Cibicides pseudoungerianus*, *Globocassidulina subglobosa*, *Gyroidina soldanii*, *Heterolepa bellincionii*, *Lenticulina cultrata*, *Liebusella rudis*, *Melonis padanus*, *Planulina ariminensis*, *Pullenia bulloides*, *Siphonina planoconvexa*, *Sphaeroidina bulloides*, *Uvigerina rutila*, *U. peregrina*.

Le caratteristiche qualitative e quantitative delle asso-

ciazioni a Foraminiferi bentonici, i valori del rapporto P/B (sempre maggiori di 1) e la composizione delle ostracofaune concordano nel delineare un contesto ambientale francamente marino, con batimetrie riconducibili a quelle della zona neritica esterna, più sensibili per le biomicriti glauconitiche che non per i livelli marnosi sottostanti, comunque verosimilmente superiori al centinaio di metri. In tale contesto mal si addice la presenza in numerosi campioni di alcuni taxa, in genere rappresentati da rari individui, caratteristici di batimetrie sensibilmente minori (es. *Elphidium crispum*, *E. complanatum*, *Asterigerinata planorbis*, *Cancris auriculus*, *Rosalina globularis*, *Reussella spinulosa*, *Cibicides lobatulus*, *C. refulgens*) e, addirittura, di acque salmastre (es. *Ammonia beccarii tepida*, *Cyprideis* gr. *torosa*). Si tratta evidentemente, anche se talora lo stato di conservazione non ne dà conforto, di elementi alloctoni, per la cui provenienza non si escludono addirittura livelli della formazione miocenica di Andrano.

Possiamo quindi concludere che la zona studiata ha subito pressoché all'inizio del Pliocene, una rapida trasgressione che ha instaurato un dominio marino con temporanee modeste batimetrie e con sedimentazione ovunque caratterizzata da materiale clastico grossolano (che veniva a mescolarsi con l'abbondante materiale derivante dai locali smottamenti costieri), interrotta da effimeri episodi locali di più fine deposizione; anche durante questi ultimi i fondali erano colonizzati da uno scarso numero di specie, alcune delle quali trovavano tuttavia condizioni favorevoli ad una loro proliferazione. Già a partire dalla Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. l'area deve essere stata interessata da una serie di approfondimenti alquanto veloci e conseguenti a "strappi" tettonici repentini, che hanno condotto ben presto a profondità compatibili con quelle della zona neritica esterna e ad una maggiore rigogliosità del mondo organico, consentendo, tra l'altro, l'ingresso di abbondanti popolazioni planctoniche. In queste fasi di più intensa subsidenza devono essersi innescati a più riprese fenomeni erosivi dei sedimenti già deposti e squilibri nella massa di questi ultimi, con effetti (lacune, elaborazione e rideposizione di elementi organici ed inorganici, scivolamenti gravitativi, ecc.) differenziati nello spazio e nel tempo; a questi processi è verosimilmente da addebitarsi, per esempio, anche la presenza di intervalli a grossi ciottoli ancor quando il dominio marino doveva avere certamente ricoperto interamente la zona e la sedimentazione clastica grossolana veniva sostituita da quella ben più fine di natura soprattutto marnosa.

Nel quadro dinamico che abbiamo delineato ben si conciliano, del resto, la presenza e l'abbondanza della glauconite nelle relative biomicriti a Foraminiferi planctonici. Sebbene l'origine di questo minerale argilloso sia una tematica alquanto discussa nella letteratura, sembra tuttavia accertato (Ehlmann, 1978) che essa richieda un ambiente marino ossidante, con acque aperte anche se non molto lontane dalla costa. Più precisamente si ritiene (Porrenga, 1967) che la glauconite, sebbene ricorrente nelle acque attuali fra 30 e 700 m di profondità, nelle acque tropicali (e non molto discosti

dal tipo dovevano essere quelle al momento della deposizione delle biomicriti di Lèuca, almeno a giudicare dalle associazioni planctoniche) non sia presente a profondità minori di 50 m (addirittura di 100 m in Velle, 1985) e divenga comunque abbondante a quelle maggiori di circa 125 m (per esempio, davanti al delta del Niger il minerale è abbondante solo a batimetrie comprese fra 125 e 250 m). È inoltre comunemente accettato che la glauconite si formi in aree a sedimentazione detritica scarsa o nulla o addirittura caratterizzate da erosione. Tra le numerose ricerche sul processo di glauconitizzazione ci sembrano alquanto interessanti quelle recenti di Balzano *et al.* (1994 e 1997, *cum bibl.*), tra l'altro condotte sui sedimenti del Salento; anche se in realtà esse si riferiscono a quel particolare livello glauconitico della Pietra leccese detto "piromafo" nel linguaggio dei locali cavaori, è del tutto verosimile che le conclusioni valgano anche per i livelli glauconitici pliocenici. In questa sede ci limitiamo a riportare che, per gli Autori citati, le condizioni ottimali per lo sviluppo della glauconitizzazione sono rappresentate da un lento seppellimento della zona di interfaccia sedimento/acqua marina a una profondità tra 150 e 300 m, legato a drastiche variazioni dell'energia dinamica delle correnti di fondo.

Formazione di Uggiano la Chiesa

L'areale più esteso degli affioramenti di questa unità è ubicato all'estremità meridionale della zona rilevata, tra la costa e la periferia settentrionale di Lèuca, dove, a compensazione dell'estesa copertura per la recente e intensa urbanizzazione, esistono ottime esposizioni lungo i fianchi delle tre vallecole che degradano verso il mare (Tav. 3). Più a N i sedimenti della formazione sono ampiamente ricoperti da quelli quaternari, comparando qua e là sotto questi ultimi in sottili fasce messe a nudo dall'erosione o da lavori di scavo. Una lunga lingua è presente anche alla sommità della forra di Le Fogge presso il margine nord-orientale dell'area studiata.

Buone esposizioni dell'unità si presentano anche nella

piccola placca presso Punta Ristola ed in particolare in corrispondenza della sezione illustrata da Giannelli *et al.* (1968). Al di sopra dei sedimenti della Formazione di Lèuca (biomicriti glauconitiche in alcuni punti, breccie e conglomerati in altri), gli Autori hanno distinto e descritto i seguenti termini, dal basso verso l'alto:

3. "Livello fosforitico (Fig. 6).

Esso può essere suddiviso in:

a - bancata conglomeratica basale, costituita da ciottolotti fosfatici di colore variabile da nocciola chiaro a bruno scuro, di forma e dimensioni estremamente variabili, fino a raggiungere eccezionalmente i 20-25 cm, cementati da una calcarenite chiara più o meno abbondante;

b - calcare detritico-organogeno, bianco-giallastro, tenero, molto poroso, con rari ciottolotti fosfatici, caratterizzato dalla particolare abbondanza di Briozoi;

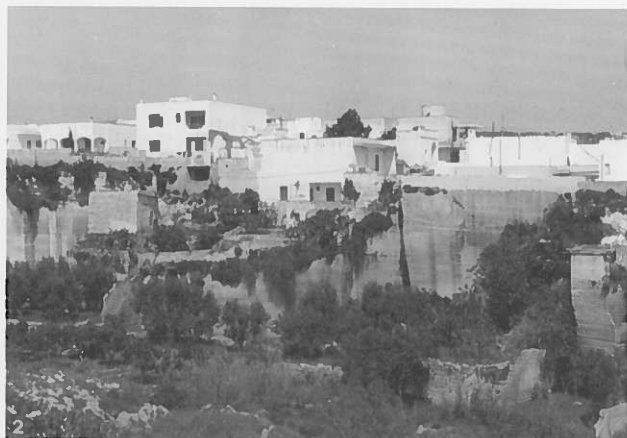
c - livelletto a ciottoli fosfatici, piccoli e meno concentrati che nel liv. a, contenuti in un calcare analogo a quello del liv. b.

Nel punto meglio esposto lo spessore di questi livelli è rispettivamente 40, 20 e 10 cm; la potenza dei singoli livelli e quella complessiva variano però sensibilmente: in alcuni punti lo spessore totale raggiunge il metro, in altri si riduce a pochi centimetri e i tre livelli non sono più distinguibili.

In tutto il livello fosforitico sono presenti numerosi macrofossili, particolarmente abbondanti nel calcare detritico-organogeno.

4. Calcareniti e sabbie calcaree organogene.

Si tratta di un insieme di bancate a stratificazione poco distinta, dello spessore complessivo di 8-9 m. La parte basale è rappresentata da un grosso banco calcarenitico, della potenza di m 3-3,50, ricco di frammenti conchigliari, il cui grado di cementazione varia sensibilmente da punto a punto. Seguono diverse bancate di calcareniti più tenere, bianco giallastre, che passano in alto a sabbie calcaree debolmente cementate talvolta con elevato contenuto argilloso" (pagg. 542-543 del lavoro citato).



Tav. 3:
Figg. 1, 2 - Formazione di Uggiano la Chiesa nelle vallecole di Lèuca.

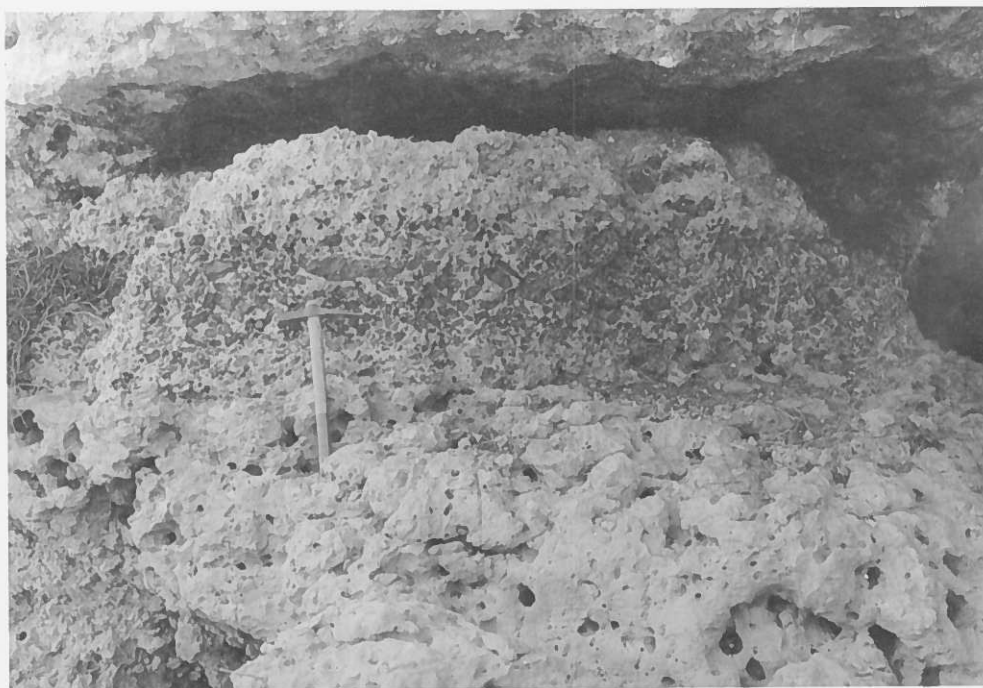


Fig. 6 - Livello a elementi fosforitici alla base della Formazione di Uggiano la Chiesa, giacente sulle biomicriti glauconitiche della Formazione di Lèuca alla Grotta Porcinara di Punta Ristola.

Gli Autori riportano inoltre un'ampia documentazione paleontologica (Foraminiferi, Briozoi, Brachiopodi, Anellidi, Lamellibranchi, Gasteropodi, Crostacei, Echinidi, Ittiodontoliti, Coralli; per gli studi sistematici di dettaglio su Cirripedi, Echinidi e Ittiodontoliti si veda in Menesini, 1968; per quelli su Brachiopodi, Anellidi e Molluschi in Tavani, 1969), sulla base della quale elaborano considerazioni bio-cronostratigrafiche e paleoambientali (v. più avanti); essi inoltre ipotizzano, sulla base di marcate analogie con il contesto stratigrafico rilevato nella zona di Capo d'Otranto (Giannelli *et al.*, 1965 e 1966), che il conglomerato a elementi fosforitici rappresenta la base di un ciclo trasgressivo e ne traggono conferma dalla presenza in esso di fossili rimaneggiati dalla sottostante biomicrite glauconitica del Pliocene Inferiore e da livelli del Miocene.

Alla descrizione e alle osservazioni di Giannelli *et al.* (1968) vi è in verità poco da aggiungere se non che la formazione, nel suo insieme alquanto omogenea litologicamente e ben stratificata, nella zona rilevata non supera la potenza di 30 m e che essa trasgredisce non solo su litologie e zone diverse della Formazione di Lèuca, con la quale non è però rilevabile sul terreno una chiara discordanza angolare per la difficoltà di effettuare misure soprattutto nella sottostante unità, ma anche sui terreni miocenici (per esempio presso T.re Omomorto e C. Cavaddi) e preneogenici (in zona La Guardia). Si precisa anche che essa è costituita soprattutto da biomicriti con prevalenti talora Briozoi, talora Alghe rosse e frequenti Foraminiferi (specialmente bentonici), Ostracodi, frammenti di Echinidi e di Molluschi (in particolare Ostreidi). Con l'esame di numerose sezioni sottili è stato altresì accertato che i clasti

fosforitici del livello di base sono costituiti da biomicriti a prevalenti Foraminiferi planctonici facenti parte della Pietra leccese (nel livello sono peraltro presenti alcuni fossili in gusci e modelli fosforitici, sicuramente rimaneggiati dall'unità miocenica; vedi anche in Taddei Ruggiero, 1994); sono comunque ricorrenti anche elementi calcarei preneogenici (spesso con perforazioni riempite da Pietra leccese) e granuli di glauconite verosimilmente alloctoni. Un siffatto livello è però alquanto discontinuo; è stato da noi osservato (e cartografato quando possibile), oltreché nella zona di Punta Ristola, dove è particolarmente ben esposto alla ben nota Grotta Porcinara, nella parte orientale del litorale di Lèuca e sui fianchi delle due vicine vallecicole, nella zona a N di Gagliano e in quella di S. Giuseppe. Nel taglio della nuova superstrada che attraversa quest'ultima località è peraltro ben esposta l'intera formazione, che localmente presenta uno spessore di circa 7 m, la quale si presenta per un tratto poco più lungo di 20 m a proseguimento della già descritta sequenza del Pliocene Inferiore. Qui il livello conglomeratico di base, a cui partecipano elementi fosforitici e di vari litotipi calcarei (sia miocenici che oligocenici), tutti più o meno elaborati, oltreché una certa quantità di glauconite, ha uno spessore variabile, con massimi intorno ai 50 cm. Seguono calcari detritico-organogeni di colore giallastro tendente al nocciola, più o meno compatti, ricchi di fossili (specialmente Alghe, Pettinidi ed Ostreidi; questi ultimi sono particolarmente concentrati in un livello di 20-30 cm a circa 4,50 m dalla base), in strati che possono raggiungere anche i 2 m di spessore.

Si rileva infine che all'interno dell'unità affiorante sui fianchi dell'incisione valliva occidentale sono state os-

servate alcune piccole lenti, di spessore massimo intorno ai 2-3 m, costituite da una breccia a elementi eterogenei per natura (prevalgono quelli calcarei del Cretacico, ma sono presenti anche litologie della Formazione di Andrano) e per dimensioni (il diametro massimo si aggira sui 50 cm), accompagnati da frequenti piloliti bauxitiche.

Analisi micropaleontologiche

Sono state condotte su 56 campioni, rappresentativi di pressoché l'intera estensione verticale ed orizzontale dell'unità. Tranne poche eccezioni i preparati si sono rivelati molto ricchi di organismi bentonici, rappresentati soprattutto da Briozoi, Foraminiferi ed Ostracodi; quelli planctonici (Foraminiferi e nannofossili) invece non raggiungono mai frequenze elevate.

Foraminiferi planctonici

Sono più o meno scarsi in numerosi campioni, addirittura molto rari in vari livelli; comunque, anche nei casi in cui essi si presentano con frequenze apprezzabili, queste si mantengono sempre nettamente subordinate a quelle dei Foraminiferi bentonici.

Sono stati determinati i seguenti taxa, per buona parte segnalati anche da Giannelli *et al.* (1968) a Punta Ristola:

Globigerina bulloides
Globigerina falconensis
Globigerinella aequilateralis
Globigerinella pseudobesa
Globigerinina glutinata
Globigerinina uvula
Globigerinoides conglobatus
Globigerinoides elongatus
Globigerinoides obliquus extremus
Globigerinoides quadrilobatus quadrilobatus
Globigerinoides quadrilobatus sacculifer
Globigerinoides quadrilobatus trilobus
Globigerinoides ruber
Globorotalia aemiliana
Globorotalia bononiensis
Globorotalia crassaformis crassaformis
Globorotalia inflata
Globorotalia scitula
Globoturborotalita apertura
Globoturborotalita decoraperta
Globoturborotalita rubescens
Neogloboquadrina acostaensis
Neogloboquadrina pachyderma
Neogloboquadrina planispira
Orbulina bilobata
Orbulina suturalis
Orbulina universa
Turborotalita quinqueloba

A questi si associano ricorrentemente *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. (la distinzione delle sottospecie "seminulina seminulina" e "seminulina paenedehiscens" nell'accezione di Salvatorini e Cita, 1979, è stata possibile solo nel caso, in verità alquanto eccezionale, di gusci non decorticati) e saltuariamente rari esemplari di *Globorotalia margaritae* e *G. puncticulata*,

sui quali torneremo in seguito.

Le associazioni sono alquanto monotone e dominate in genere da *Globigerinoides elongatus*, *Globigerina bulloides* e *Globoturborotalita apertura*. In vari campioni quantità consistenti sono raggiunte comunque anche da *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globigerina falconensis*, *Turborotalita quinqueloba*, *Globorotalia bononiensis*, *G. inflata* e da *Globorotalie* del gruppo *G. aemiliana*-*G. crassaformis*. Tra gli altri taxa, alcuni sono molto saltuari e sempre rari, altri si presentano in numerosi campioni, ma solo in qualche sporadico caso il numero degli esemplari raggiunge valori apprezzabili.

Nannofossili calcarei

Dei 56 campioni analizzati solo 19 hanno fornito un contenuto nannofloristico consistente e discretamente diversificato; i rimanenti sono invece risultati poveri o, in alcuni casi, addirittura privi di nannofossili. Non infrequenti i casi con un discreto numero di individui parzialmente disciolti o, comunque, con un pessimo stato di conservazione. L'elenco dei taxa determinati comprende:

Calcidiscus leptoporus
Calcidiscus macintyreii
Coccolithus pelagicus
Crenalithus daronicoides
Cricolithus jonesi
Cyclolithella sp.
Discoaster brouweri
Gephyrocapsa aperta
Gephyrocapsa aff. *caribbeanica*
Gephyrocapsa cf. *margereli*
Gephyrocapsa mediterranea
Gephyrocapsa spp.
Helicosphaera carteri
Helicosphaera sellii
Helicosphaera sp.
Pontosphaera japonica
Pontosphaera aff. *scutellum*
Pontosphaera sp.
Pseudoemiliania lacunosa
Rhabdosphaera clavigera
Rhabdosphaera procera
Syracosphaera histrica
Syracosphaera sp.

Relativamente ai campioni più favorevoli si evidenzia che le forme più ubiquitarie, spesso rappresentate anche da un discreto numero di individui, sono *Calcidiscus macintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Crenalithus daronicoides*, *Gephyrocapsa mediterranea*, *G.* spp., *Helicosphaera carteri* e *Pseudoemiliania lacunosa*; spesso presenti, ma quantitativamente poco rappresentate, sono risultate invece *Calcidiscus leptoporus*, *Cyclolithella* sp., *Discoaster brouweri*, *Gephyrocapsa* cf. *margereli*, *Rhabdosphaera clavigera* e *R. procera*. Infine, oltre al comune rinvenimento di *Syracosphaera histrica*, limitato però a pochi campioni, si ricorda quello raro e del tutto saltuario degli altri taxa elencati, nonché il debole rimaneggiamento (in prevalenza da sedimenti miocenici) constatato in alcuni campioni.

Ostracodi

Sono in genere abbondanti e rappresentati da associazioni ben diversificate; non mancano tuttavia ostracofaune con poche specie, anche se in talune di esse qualche taxon presenta una frequenza apprezzabile. Le forme determinate constano di:

Aurila aspidoides
Aurila bradleyana
Aurila cf. *bullapunctata*
Aurila convexa
Aurila lanciaeformis
Aurila pigadiana
Aurila gr. *punctata*
Aurila cf. *tenuipunctata*
Aurila venetiensis
Aurila veniliae
Bairdia formosa
Bairdia longevaginata
Bairdia reticulata
Bairdia supradentata
Buntonia robusta
Callistocythere flavidofusca
Callistocythere aff. *intricatoides*
Callistocythere aff. *littoralis*
Callistocythere pallida
Carinivalva aquila
Caudites calceolatus
Celtia quadridentata
Cletocythereis gr. *haidingeri*
Cytherella sp.
Cytherella cf. *scutulum*
Cytherelloidea beckmanni
Cytherelloidea sp.
Cytheretta adriatica
Cytheropteron latum
Cytheropteron sp.
Echinocythereis pustulata
Eucythere declivis
Eucytherura complexa
Eucytherura mistrettai
Eucytherura patercoli
Graptocythere h-scripta
Hemicytherura deflorei
Hiltermannicythere cf. *retifastigata*
Kangarina abyssicola
Loxoconcha cf. *bonaducei*
Loxoconcha napoliana
Loxoconcha ovulata
Loxoconcha parallela
Loxoconcha rhomboidea
Loxoconcha versicolor
Mutilus sp.
Neocytherideis foveolata
Neocytherideis subspiralis
Neonesidea corpulenta
Occultocythereis dohrni
Pachicaudites attenuata
Paracytheridea triquetra
Pontocypris acuminata
Pseudocythere caudata
Pseudocytherura calcarata

Pterygocythereis jonesi
Ruggieria tetraptera
Semicytherura dispar
Semicytherura inversa
Semicytherura mediterranea
Semicytherura paradoxa
Semicytherura cf. *tergestina*
Tenedocythere furcata
Tenedocythere salebrosa
Tetracytherura angulosa
Urocythereis cf. *britannica*
Urocythereis favosa
Urocythereis lumbricularis
Urocythereis sp.
Xestoleberis communis
Xestoleberis decipiens
Xestoleberis plana

Aurila convexa, *A. lanciaeformis*, *A. gr. punctata*, *Loxoconcha ovulata* ed *Echinocythereis pustulata* sono state riscontrate sulla quasi totalità dei campioni e tutte con elevate frequenze, eccezion fatta per l'ultima specie (in rari o tutt'al più comuni esemplari). Sono state invece rinvenute solo in circa la metà dei campioni *Aurila venetiensis*, *Bairdia longevaginata*, *B. supradentata* e *Pachicaudites attenuata*, pressoché costantemente abbondante la prima, frequenti solo in qualche caso le altre. La presenza dei rimanenti taxa è generalmente più saltuaria e la frequenza in alcuni di essi apprezzabile solo in rari campioni.

Bio-cronostratigrafia e considerazioni paleoambientali

L'intera successione affiorante a Punta Ristola è stata attribuita da Giannelli *et al.* (1968) al Pliocene Medio (in termini biostratigrafici alla parte alta della Zona a *Globorotalia hirsuta aemiliana* dello schema di Bertolino *et al.*, 1968, allora utilizzato). La revisione dei Foraminiferi planctonici e lo studio dei nannofossili dei campioni utilizzati per la pubblicazione citata, integrati con l'esame di una nuova campionatura, hanno consentito di meglio precisare l'inquadramento bio-cronostratigrafico dell'affioramento di Punta Ristola, che comprende però solo la porzione inferiore della formazione per uno spessore intorno ai 10 m.

La presenza di *Globorotalia aemiliana* e di *G. crassaformis crassaformis* nell'intera sequenza di Punta Ristola (livello a elementi fosforitici compreso) sono elementi garanti, in assenza di *G. inflata*, per un suo immediato riferimento alla Zona a *Globorotalia amiliana*. Più problematica è invece una discriminazione, sulla base dei soli Foraminiferi, tra le due sottozone (a *Globorotalia amiliana-Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. e a *Globorotalia crassaformis crassaformis*) in cui è stata distinta questa unità biostratigrafica, anche se in qualche livello sono stati rinvenuti alcuni rappresentanti del genere *Sphaeroidinellopsis* (si ricorda che la loro scomparsa marca il limite tra le due sottozone). Un rimaneggiamento di questi ultimi dai sottostanti sedimenti del Pliocene Inferiore, del resto già sospettabile per la presenza, se pur in sporadici campioni, di *Globorotalia margaritae* e *G. punctulata*, è però palese dall'integrazione dei dati provenienti dalle

analisi nannofloristiche, i quali consentono una indiretta precisazione dell'inquadramento zonale operato con i Foraminiferi.

Si deve innanzitutto rilevare che *Discoaster brouweri* è l'unico rappresentante del genere presente nei campioni di Punta Ristola e ciò, almeno nei casi in cui le associazioni sono ricche, è da considerarsi indicativo della zona omonima. Compatibile con questa attribuzione è anche la presenza più o meno regolare di *Rhabdosphaera clavigera*, un taxon che, pur comparso nell'ambito del Mediterraneo nella parte più alta della Zona a *Discoaster tamalis*, diviene di rinvenimento più continuo solo a partire dalla Zona a *Discoaster pentaradiatus* (è da questo intervallo che Bukry, 1973, lo ricorda negli oceani). Tuttavia, tenendo presenti lo stato di conservazione delle associazioni ed il fatto che in esse risulta talvolta presente *Rhabdosphaera procera* (secondo Bukry, 1973, essa scompare al tetto della Zona a *D. pentaradiatus*), si ritiene opportuno riferire la successione di Punta Ristola ad un intervallo più ampio, comprensivo della Zona a *D. pentaradiatus (pars)* e della Zona a *D. brouweri (pars)*.

Tenendo presente la calibratura tra lo schema zonale a nannofossili e quello a Foraminiferi planctonici, l'acertato inquadramento nell'intervallo sopradetto permette di restringere alla parte medio-superiore della Zona a *G. aemiliana*, e di riflesso a quella della Sottosono a *G. crassaformis crassaformis*, l'attribuzione biostratigrafica consentita dai Foraminiferi. In termini cronostatigrafici la sequenza di Punta Ristola viene ad essere collocata nell'intervallo parte terminale del Pliocene Medio (Piacenziano)-parte iniziale del Pliocene Superiore (Gelasiano).

Analogo inquadramento bio- e cronostatigrafico è stato appurato anche per il tratto inferiore della Formazione di Uggiano la Chiesa lungo altre sezioni campionate. Le rimanenti porzioni di queste ultime sono invece risultate appartenere ad un Pliocene Superiore (Gelasiano) piuttosto inoltrato; esse, infatti, contengono oritocenosi a Foraminiferi planctonici caratterizzate dalla presenza di *Globorotalia inflata* (in qualche campione si associano ad essa anche *G. aemiliana* e *G. crassaformis crassaformis*) e sono pertanto riferibili alla omonima zona; sono inoltre inquadrabili nella Zona a *D. brouweri* (accompagnano il taxon nominale *R. clavigera* e *Gephyrocapsa* aff. *caribbeanica*).

Tra le sequenze da noi campionate fa eccezione al contesto finora delineato quella affiorante lungo il recente taglio superstradale dei pressi di S. Giuseppe; essa contiene infatti *G. inflata* fin dai livelli basali ed è perciò interamente attribuibile alla omonima zona, a testimonianza di una locale diacronia della trasgressione. Questa risulta del resto evidente anche dalla constatazione che a Punta Ristola e nelle incisioni del canale occidentale di Lèuca lo spessore delle biomicriti della Zona a *G. aemiliana* raggiunge valori intorno alla decina di metri e che esso diminuisce sensibilmente verso E; ad esempio nel canale centrale è di circa 2 m.

Prima di delineare le caratteristiche deposizionali della formazione riteniamo opportuno segnalare il rinvenimento dei seguenti Foraminiferi bentonici, ad integrazione del cospicuo elenco di specie fornito da Giannel-

li et al. (1968): *Ammonia beccarii beccarii*, *Bigenerina nodosaria*, *Bolivina catanensis*, *B. pseudoplicata*, *B. spathulata*, *B. subspinescens*, *Cassidulina crassa*, *Cibicoides pseudoungerianus*, *C. ungerianus*, *Florus boueanus*, *Globocassidulina oblonga*, *Globulina fissicostata*, *Gypsina vesicularis*, *Gyroidina soldanii*, *Gyroidinoides laevigatus*, *Lagena costata*, *Lenticulina curvisepta*, *L. cultrata*, *L. vortex*, *Marginulina filicostata*, *Neoconorbina williamsoni*, *Orthomorphina tenuicostata*, *Patellina corrugata*, *Planularia gemmata*, *Pyrgo subsphaerica*, *Reussella spinulosa*, *Spirillina vivipara*, *Stainforthia complanata*, *Textularia sagittula*, *T. trochus*, *Uvigerina canariensis*, *U. peregrina*.

La maggior parte dei taxa complessivamente determinati si presenta con un numero molto ridotto di esemplari, peraltro limitati spesso a qualche campione. Poche sono infatti le specie ubiquitarie e ad elevata frequenza; tra queste si ricordano soprattutto *Asterigerinata planorbis*, *Cassidulina crassa*, *Cibicides lobatulus*, *C. refulgens*, *Elphidium complanatum*, *E. crispum*, *Eponides repandus*. Altre forme che assumono frequenze consistenti, ma solo in alcuni campioni, sono *Amphistegina gibbosa*, *Asterigerinata mamilla*, *Cibicoides pseudoungerianus*, *Globocassidulina oblonga*, *Gypsina vesicularis*, *Gyroidina soldanii*, *Hanzawaia boueana*, *Oridorsalis* sp., *Planulina ariminensis*, *Textularia* spp., *Trifarina fornasinii*, *Uvigerina longistriata*.

Le composizioni qualitative e quantitative delle associazioni a Foraminiferi bentonici e ad Ostracodi, nonché i valori del rapporto plancton/benthos nelle oritocenosi a Foraminiferi concordano nel delineare un ambiente deposizionale con batimetrie generalmente contenute entro il limite inferiore della zona neritica interna; solo in pochi casi infatti si hanno indizi di profondità maggiori, sempre però assai prossime al suddetto limite (ne è testimonianza la presenza, tanto per fare alcuni esempi, di *Bulimina marginata*, *Cibicoides pseudoungerianus*, *Cytheropteron latum*, *Globocassidulina subglobosa*, *Gyroidina soldanii*, *Heterolepa bellincionii*, *Hoeglundina elegans*, *Melonis padanus*, *Oridorsalis stellatus*, *Planulina ariminensis*, *Kangarina abyssicola*, *Loxoxoncha napoliana*, *Pterygocythereis jonesi*, *Semicytherura paradoxa*, alcuni dei quali peraltro rappresentati da un numero non indifferente di individui).

Le profondità più modeste sono state constatate nei locali livelli inferiori e nei termini più recenti della sequenza, dove gli organismi planctonici sono in genere più rari e quelli bentonici sono dominati da specie preferenziali di acque basse. Ciò ci consente di concludere che la Formazione di Uggiano la Chiesa è l'espressione di un ciclo sedimentario innescato da un ritorno dell'area ad un regime di subsidenza nella parte terminale del Pliocene Medio o in quella iniziale del Pliocene Superiore e, con tutta probabilità, esauritosi (almeno localmente) prima della fine del Gelasiano. Ciò nondimeno la subsidenza deve essere stata attiva fino almeno nel Pliocene Superiore inoltrato e prova ne è che la trasgressione, realizzatasi senza dubbio su un substrato a sbalzi relativamente forti, ha raggiunto gli alti morfologici solo in questo intervallo di tempo. È

anche probabile che, durante la fase di approfondimento, si siano realizzati locali "strappi" negativi assai repentini, responsabili di un richiamo di materiale anche assai grossolano dalle zone non ancora sommerse; si ricorda a tale proposito la breccia a prevalenti elementi cretaci (accompagnati da pisoliti bauxitiche) riscontrata all'interno delle biomicriti del Pliocene Superiore iniziale nell'incisione valliva occidentale di Lèuca.

• Calcareniti del Salento

È l'unità sedimentaria più recente e forma un'estesa copertura che dal livello del mare nella zona di Lèuca si spinge, verso N, fino a circa 130 m di quota nell'area circostante Patù, livellando le depressioni parzialmente occupate dai sedimenti neogenici e dando luogo ad estese superfici pianeggianti. In ragione di ciò e del fatto che il prodotto del suo disfacimento meglio si presta per le coltivazioni, poche e di spessore limitato sono le esposizioni di questa formazione, la cui espressione sedimentaria più tipica e più diffusa è nota localmente con il termine di "tufo".

Un ottimo affioramento si presenta per una lunghezza di circa 400 m nel taglio, più volte citato, della superstrada presso S. Giuseppe a proseguimento verso W della successione pliocenica descritta per le due precedenti unità; poichè localmente la formazione forma una blanda sinclinale, il suo spessore complessivo non supera tuttavia i 7 m. Essa è chiaramente discordante sulla Formazione di Uggiano la Chiesa (Tav. 4: Fig. 2) e la sua base è marcata da un sottile livello conglomeratico a piccoli e ben elaborati elementi di varia natura ed età (anche del Pliocene Superiore); i clasti, spesso rivestiti da incrostazioni algali, sono immersi in abbondante matrice detritico-organogena con frequenti Alghe. Il conglomerato dà luogo a vistose ondulazioni e taglia strati diversi dell'unità sottostante.

Nella sequenza del citato taglio è agevolmente riconoscibile una metà inferiore, caratterizzata da calcari bioclastici giallo-nocciola in strati di spessore variabile da 10 cm a 1,50 m. La stratificazione è resa evidente da una diversa compattezza e, in alcuni casi, dalla presenza di livelli con una, se pur debole, componente marnosa. All'esame in sezione sottile sono state riconosciute biomicriti, biospariti e biolititi a prevalenti Alghe rosse e frequenti Foraminiferi (soprattutto bentonici); ricorrenti anche resti di Echinidi, Molluschi (in prevalenza Ostreidi), Briozoi, Coralli, Serpulidi e Ostracodi.

La metà superiore è invece molto più omogenea, di colore bruno al taglio fresco (rossastro all'alterazione), di aspetto più grossolano, talvolta molto spugnoso, in strati mediamente più spessi di quelli della porzione sottostante (lo spessore comunque è compreso tra alcune decine di centimetri e i 2 m). I fossili sono generalmente assenti; qua e là si rinvencono solo piccoli frammenti di gusci erosi e irrinoscibili. Sono presenti alcune sottili intercalazioni conglomeratiche a elementi di pochi millimetri (solo eccezionalmente il diametro supera il centimetro) e, nella parte sommitale, è ben evidente una stratificazione incrociata a pic-

cola scala. La sezione sottile di un campione prelevato in quest'ultimo tratto è risultata costituita da una biosparite con il 90% di granuli carbonatici bioclastici, arrotondati e molto corrosi (a mala pena si riconosce ancora la presenza di frammenti di Alghe, Molluschi, Echinidi, Serpulidi, Foraminiferi) e con il 10% di granuli di quarzo molto elaborati.

Verso W lo spessore delle Calcareniti del Salento tende ad aumentare; la porzione ricchissima di Alghe è ad esempio esposta per circa 5 m nelle incisioni naturali ed artificiali a E di Scalella, mentre in quest'ultima località essa raggiunge circa 15 m (tra i frequenti fossili qui rinvenuti segnaliamo, oltreché abbondanti e grossi Terebratulidi, la presenza di *Mya truncata* e di *Arctica islandica*).

Ottime esposizioni si presentano anche più a S, lungo l'incisione valliva occidentale, dove a calcari detritico-organogeni giallo-rossastri, abbastanza friabili, si intercalano strati calcarei biancastri ben cementati, ancora molto ricchi di Alghe. Nella zona a SE di cava Alliche, a circa 100 m a W della strada per Castrignano del Capo, le pareti di una cava abbandonata (Tav. 4: Fig. 4) offrono invece l'opportunità di osservare, per uno spessore di circa 4 m, una fitta alternanza di livelli calcareo-detritici e sabbioso-argillosi, tutti riccamente fossiliferi e con spessori compresi fra un minimo di 10 cm ed un massimo di 1,10 m (gli strati calcarei sono comunque in genere i più potenti).

Merita inoltre segnalare il piccolo affioramento isolato di Punta Mèliso (Tav. 4: Fig. 1), dove l'unità trasgredisce sui sedimenti preneogenici con un conglomerato basale spesso 50 cm al massimo e costituito da elementi carbonatici grigi o rosati in matrice calcareo-detritica più o meno ricca di fossili (*Ostrea*, *Cardium*, *Glycymeris*, ecc.); esso riempie vistose tasche di erosione nel substrato. Segue, per uno spessore di circa 10 m, una biomicrite ad Alghe, più o meno compatta e bioturbata, a stratificazione irregolare, di colore dal grigio sporco al giallastro o al nocciola chiaro. Nella parte alta sono presenti livelli a più o meno elevata componente pelitica, di colore giallo verdastro.

Molto ricorrenti i fossili; oltreché le Alghe, diffuse pressoché in tutti i livelli, sono stati notati Briozoi, Coralli, Lamellibranchi e Brachiopodi (lumachelle a grosse Terebratule caratterizzano alcuni orizzonti).

Ricordiamo infine che le Calcareniti del Salento nell'area rilevata giacciono su unità diverse del Pliocene (Tav. 4: Fig. 3), del Miocene e del Preneogene, alle quali è in genere legata la differenza di costituzione del conglomerato di trasgressione notata in zone diverse. Lo spessore massimo dell'unità, calcolato sulla base delle sezioni, si aggira sui 20 m.

Analisi micropaleontologiche

Sono stati analizzati 37 campioni, la maggior parte dei quali prelevati in livelli con più o meno abbondante componente pelitica.

Foraminiferi planctonici

Sono stati rinvenuti, anche se in quantità molto variabili, in pressoché tutti i campioni e non pochi sono risultati i casi di frequenze elevate, talvolta paragonabili



Tav. 4:

Fig. 1 - Calcareniti del Salento trasgressive su sedimenti pre-neogenici a Punta Mèliso.

Fig. 2 - Calcareniti del Salento in trasgressione sulla Formazione di Uggiano la Chiesa a W di S.Giuseppe.

Fig. 3 - Calcareniti del Salento trasgressive sulla Formazione di Uggiano la Chiesa alla sommità di cave alla periferia occidentale di Lèuca.

addirittura a quelle dei Foraminiferi bentonici, che, tranne poche eccezioni, costituiscono il gruppo di organismi più consistentemente rappresentato nell'unità. Sono stati incontrati i seguenti taxa:

Globigerina bulloides
Globigerina cariacensis
Globigerina falconensis
Globigerina aff. umbilicata
Globigerinella aequilateralis
Globigerinella cf. calida calida
Globigerinella pseudobesa
Globigerinella glutinata
Globigerinella uvula
Globigerinoides conglobatus
Globigerinoides elongatus
Globigerinoides quadrilobatus quadrilobatus
Globigerinoides quadrilobatus sacculifer
Globigerinoides ruber
Globigerinoides sp.

Globorotalia hirsuta
Globorotalia inflata
Globorotalia scitula
Globorotalia truncatulinoidea s.l.
Globoturborotalita rubescens
Neogloboquadrina gr. acostaensis-dutertrei
Neogloboquadrina pachyderma
Orbulina bilobata
Orbulina suturalis
Orbulina univversa
Tenuitellinata egelida
Tenuitellita iota
Turborotalita quinqueloba

In riferimento ai soli campioni con maggior contenuto di Foraminiferi planctonici, *Globorotalia inflata*, *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina pachyderma*, *Turborotalita quinqueloba* e *Globigerinoides elongatus* sono le specie senza dubbio a frequenza costantemente più elevata. Pur presenti in molti campioni, so-

no invece ben rappresentate solo in alcuni livelli *Globigerinella aequilateralis*, *Neogloboquadrina* gr. *acostaensis-dutertrei*, *Tenuitellinata egelida*, *Globigerina falconensis*, *Globigerinoides ruber*, *G. gr. quadrilobatus*, *G. sp.*, *Orbulina universa*, *Globigerinita glutinata*. Più saltuaria è la presenza delle altre forme, ridotte peraltro generalmente a sporadici esemplari per campione; fanno eccezione unicamente *Globorotalia truncatulinoides* s.l., *Globigerinella* aff. *calida calida* e *Globigerinoides conglobatus*, con frequenze apprezzabili almeno in uno o due campioni.

Segnaliamo infine la presenza di specie rimaneggiate dai sottostanti sedimenti pliocenici (es. *Globorotalia aemiliana*, *G. bononiensis*, *Globigerinoides obliquus extremus*) sempre rare e limitate a qualche campione della parte basale della formazione.

Nannofossili calcarei

Anche il contenuto in nannofossili ha una distribuzione quantitativa non uniforme nei campioni di questa formazione, essendo in taluni casi abbondante, in altri raro o rarissimo; alcuni campioni poi ne sono risultati del tutto privi. Anche se globalmente sono stati riconosciuti i 23 taxa riportati nell'elenco qui di seguito, in genere il loro numero per campione è alquanto limitato e solo in pochi casi raggiunge le 16-17 unità.

Aspidorhabdus stylifer
Braarudosphaera bigelowi
Calcidiscus leptoporus
Ceratolithus pelagicus
Crenalithus dornicoides
Cricolithus jonesi
Cyclolithella cf. *annula*
Gephyrocapsa aperta
Gephyrocapsa caribbeanica
Gephyrocapsa ericsonii
Gephyrocapsa cf. *margereli*
Gephyrocapsa mediterranea
Gephyrocapsa oceanica s.l.
Gephyrocapsa spp.
Helicosphaera carteri
Helicosphaera sp.
Pontosphaera scutellum
Pontosphaera sp.
Pseudoemiliana lacunosa
Rhabdosphaera clavigera
Syracosphaera histrica
Syracosphaera pulchra

Il genere *Gephyrocapsa* è quello meglio rappresentato sia come numero di specie che come numero di individui; esso costituisce la frazione dominante delle associazioni e, in taluni casi, pressoché la totalità. Nell'ambito di questo genere prevalgono le forme di piccole dimensioni (con diametro massimo fino a 3 mm), quali *G. mediterranea*, *G. cf. margereli* e *G. spp.*; più saltuario è invece il rinvenimento di *G. ericsonii* e *G. aperta*, rappresentate peraltro da un numero limitato di esemplari con qualche eccezione per il primo taxon. Sempre per il genere *Gephyrocapsa* si segnala infine la rara presenza di *G. oceanica* s.l. (include anche morfotipi riconducibili a *G. lumina* e a *G. omega*), ta-

lora di dimensioni intorno a 4 mm, talora di dimensioni maggiori.

In associazione ai rappresentanti del genere *Gephyrocapsa* compaiono di frequente e, talvolta, in modo consistente *Calcidiscus leptoporus*, *Crenalithus dornicoides*, *Pseudoemiliana lacunosa* e *Syracosphaera histrica*; spesso presenti, ma quantitativamente limitati, sono invece *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri* e *Rhabdosphaera clavigera*. Decisamente rari gli altri taxa.

Da ricordare infine il rinvenimento in alcuni campioni di rare forme alloctone a distribuzione eocenico-miocenica (es. *Cyclocargolithus floridanus* e *Sphenolithus moriformis*) o solo miocenica (es. *Sphenolithus heteromorphus*).

Ostracodi

I campioni analizzati, tranne poche eccezioni, si sono rivelati favorevoli agli Ostracodi, dei quali sono stati determinati oltre 100 taxa, qui di seguito elencati.

Acantocythereis histrix
Actinocythereis dunelmensis
Argilloecia acuminata
Argilloecia robusta
Aurila convexa
Aurila gr. *convexa*
Aurila aff. *cruciata*
Aurila aff. *elaborata*
Aurila favorita
Aurila lanciaeformis
Aurila aff. *lanciaeformis*
Aurila nana
Aurila pigadiana
Aurila preacuta
Aurila punctata
Aurila puncticruciatata
Aurila quadrata
Aurila aff. *quadrata*
Aurila veniliae
Aurila versicolor
Aurila sp.
Bairdia conformis
Bairdia formosa
Bairdia longevaginata
Bairdia mediterranea
Bosquetina carinella
Bythocypris aff. *producta*
Bythocypris sp.
Bythocythere puncticulata
Bythocythere turgida
Callistocythere flavidofusca
Callistocythere intricatoides
Callistocythere littoralis
Callistocythere lobiancoi
Callistocythere pallida
Callistocythere praecincta
Callistocythere sp.
Carinocythereis antiquata
Carinocythereis bairdi
Caudites calceolatus
Celtia quadridentata

Cletocythereis gr. haidingeri
Cytherella vulgata
Cytherelloidea beckmanni
Cytheretta subradiosa
Cytheropteron latum
Cytherura quadridentata
Echinocythereis laticarina
Echinocythereis pustulata
Eucythere curta
Eucytherura complexa
Eucytherura gibbera
Eucytherura mistrettai
Graptocythere h-scripta
Hemicytherura defiorei
Hemicytherura videns
Henryhowella sarsi
Kangarina abyssicola
Hiltermannicythere ficarazzensis
Loxoconcha aff. agilis
Loxoconcha bonaducei
Loxoconcha cf. concentrica
Loxoconcha napoliana
Loxoconcha ovulata
Loxoconcha parallela
Loxoconcha rhomboidea
Loxoconcha turbida
Loxoconcha versicolor
Monoceratina mediterranea
Monoceratina oblita
Mutilus sp. (v.i.)
Neocytherideis complicata
Neocytherideis fasciata
Neocytherideis foveolata
Neonesidea corpulenta
Occulthocythereis dohrni
Pachicaudites attenuata
Paracypris sp.
Paracytheridea depressa
Paracytheridea triquetra
Paracytheroidea mediterranea
Paracytheroidea flexuosa
Paradoxostoma elegans
Paradoxostoma simile
Pontocypris acuminata
Pontocypris sp.
Pontocythere turbida
Pseudocythere caudata
Pseudocytherura calcarata
Pterygocythereis jonesi
Semicytherura acuminata
Semicytherura acuticosta
Semicytherura alata
Semicytherura alifera
Semicytherura costata
Semicytherura cribriformis
Semicytherura cf. decussata
Semicytherura dispar
Semicytherura inversa
Semicytherura perlucida
Semicytherura rara
Semicytherura aff. rara
Semicytherura robusta

Semicytherura ruggierii
Semicytherura paradoxa
Semicytherura cf. tergestina
Urocythereis favosa
Urocythereis lumbricularis
Urocythereis margaritifera
Xestoleberis communis
Xestoleberis decipiens
Xestoleberis plana

Forme ubiquitarie o quasi e frequenti nella maggior parte dei casi sono *Aurila convexa*, *A. favorita*, *A. lanciaeformis*, *Bairdia conformis*, *Callistocythere pallida*, *Semicytherura inversa*, *Tetracytherura angulosa* e *Urocythereis margaritifera*. Frequenze spesso rilevanti ma ricorrenze più limitate sono manifestate da *Aurila pigadiana*, *A. quadrata*, *Bairdia formosa*, *Callistocythere flavidofusca*, *Celtia quadridentata*, *Echinocythereis pustulata*, *Loxoconcha ovulata*, *L. rhomboidea*, *Pachicaudites attenuata*, *Paracytheridea depressa* e *P. triquetra*.

Bythocythere puncticulata, *Eucythere curta* e *Pseudocytherura calcarata*, pur spesso presenti, sono abbondanti solo in qualche livello. Le rimanenti specie caratterizzano solo qualche campione anche se talora alcune di esse con frequenti esemplari.

La sola presenza di *Arctica islandica* e di *Mya truncata* tra i macrofossili rinvenuti nelle Calcareniti del Salento pone fuori ogni dubbio l'età quaternaria di queste ultime. Del resto questa risulta palese anche ad un sommario esame delle associazioni a Foraminiferi ed a nannofossili, nelle quali è abbastanza agevole rinvenire fin dai livelli basali, elementi ad esclusiva distribuzione quaternaria. Se *Hyalinea baltica* e *Gephyrocapsa oceanica* rispettivamente sono specie di spicco tra questi elementi, non è da trascurare comunque l'indicazione in tal senso offerta, per le prime associazioni, da *Rectuvigerina cylindroides*, *Astronionion sallentinum*, *Elphidium* sp. (una probabile specie nuova, da noi rinvenuta esclusivamente in sedimenti pleistocenici di varie località italiane), *Globorotalia hirsuta*, *Globigerina cariacensis*, *G. aff. calida calida* (un taxon morfologicamente molto vicino alla forma tipo) e, per le seconde, da *Gephyrocapsa caribbeanica*.

Ciò trova un perfetto riscontro anche nelle ostracofaune ed in particolare nella presenza in esse di *Actinocythereis dunelmensis*, *Aurila favorita*, *A. punctucrata*, *Callistocythere lobiancoi*, *C. flavidofusca*, *C. intricatoides*, *Loxoconcha turbida*, *Neocytherideis fasciata*, *Semicytherura alifera*, *S. tergestina*, tutti taxa a sola distribuzione pleistocenica.

Un preciso e sicuro inquadramento della formazione nell'ambito della stratigrafia pleistocenica è poi possibile sulla base di altre considerazioni. In primo luogo ci preme segnalare che nelle popolazioni di *Globorotalia truncatulinoides* rinvenute in alcuni campioni (di cui uno prelevato a Punta Méliso, pochi metri sopra la base dell'unità) è senza dubbio presente quella che Sprovieri *et al.* (1980) indicano come sottospecie "excelsa", con la cui comparsa nel Mediterraneo vien fatta coincidere la base dell'omonima zona e del sottopiano Siciliano.

Un'attribuzione delle Calcareni del Salento alla Zona a *Globorotalia truncatulinoides excelsa* trova d'altra parte piena corrispondenza nelle risultanze dello studio nannofloristico. Il consistente rinvenimento in esse di forme appartenenti al gruppo delle piccole *Gephyrocapsa* e la loro coesistenza con *Pseudoemiliania lacunosa* permettono infatti, in assenza di *Helicosphaera sellii*, di individuarvi la Zona a "small" *Gephyrocapsa*. D'altro canto escludere la possibilità di una assenza fortuita di *H. sellii* (si ricorda che anche nell'omonima zona possono essere rilevate piccole *Gephyrocapsa* con una discreta frequenza; Gartner *et al.*, 1983; Bossio *et al.*, 1985) concorrono anche la sporadicità e la rarità di *G. oceanica* s.l. (in particolare quella dei suoi morfotipi di grandi dimensioni, noti in bibliografia come "large" *Gephyrocapsa*), un taxon che, in concomitanza con *Pseudoemiliania lacunosa*, è particolarmente frequente solo nella precedente Zona a *H. sellii* (Raffi & Rio, 1979; Bossio *et al.*, 1985; Sprovieri *et al.*, 1998).

Il riferimento della formazione alla Zona a "small" *Gephyrocapsa*, oltre che convalidare quello operato con i Foraminiferi planctonici (è ormai acquisito che essa è pienamente correlabile con la parte inferiore della Zona a *Globorotalia truncatulinoides excelsa*; Di Stefano & Rio, 1981; Ruggieri *et al.*, 1984), garantisce anche il contenimento delle Calcareni del Salento entro i limiti del sottopiano Siciliano (v. Appendice al lavoro).

L'attribuzione delle Calcareni del Salento al Siciliano (e quindi alla porzione superiore del piano Calabrian) ben si concilia anche con le Ostracofaune le quali annoverano, tra le specie prima segnalate, alcuni taxa la cui comparsa è appunto documentata all'interno del sottopiano (es. *Actinocythereis dunelmensis*, *Callistocythere flavidofusca*, *C. intricatoides*).

Per quel che concerne l'ambiente di sedimentazione delle Calcareni del Salento, i campioni esaminati, in ragione del loro elevato numero e delle loro diverse ubicazione geografica e stratigrafica, offrono una gamma assai estesa di associazioni a Foraminiferi bentonici e ad Ostracodi, evidentemente espressioni di situazioni paleoambientali diverse nello spazio e nel tempo. Per poter delineare almeno i tratti generali dell'ambiente deposizionale, riteniamo però opportuno illustrare prima i contenuti delle associazioni a Foraminiferi bentonici (per quelli delle ostracofaune si rimanda alle pagine precedenti).

Procedendo in ordine sistematico, si deve innanzitutto rilevare una scarsa rappresentanza di specie arenacee; di queste solo *Textularia sagittula* e *T. soldanii* rivestono una certa importanza quantitativa almeno in vari casi; rare e spesso assenti le altre (*Spiroplectamina wrightii*, *Textularia aciculata*, *T. conica*, *T. trochus*, *Bigerina nodosaria*, *Siphotextularia affinis*, *Dorothia gibbosa*).

Ancor più sporadici e rari risultano Miliolidi (con *Quinqueloculina seminulum*, *Pyrgo depressa*, *P. subsphaerica*, *Sigmoilopsis coelata*, *Spiroloculina canaliculata*, *S. depressa*, *S. excavata*, *Spirosigmoilina tenuis*, *Miliolinella circularis*), Nodosaridi (con *Amphicoryna proxima*, *A. scalaris*, *Dentalina guttilifera*, *La-*

gena acuticosta, *L. costata*, *L. foveolata*, *Lenticulina calcar*, *L. cultrata*, *L. curvisepata*, *L. peregrina*, *Margulinina cherenensis*, *M. filicostata*), Polimorphinidi (*Globulina myristiformis*, *Guttulina communis*, *Ramulina globulifera*), Glandulinidi (*Oolina hexagona*, *O. lineata*, *O. squamosa*, *Fissurina lacunata*) e Turrilinidi (*Buliminella multicamerata*); molte delle specie segnalate sono state rinvenute addirittura in un solo campione.

Sphaeroidina bulloides tra le Sphaeroidinidae, *Bolivina catanensis* tra le Bolivinitidae, *Bulimina marginata* e *Reussella laevigata* tra le Buliminidae, *Trifarina angulosa* tra le Uvigerinidae sono invece piuttosto ubiquitarie e spesso rappresentate da un apprezzabile numero di esemplari; più sporadica e in genere quantitativamente trascurabile la presenza degli altri taxa appartenenti agli stessi raggruppamenti (*Bolivina alata*, *B. pseudoplicata*, *B. spathulata*, *Bulimina costata*, *Globobulimina affinis*, *G. pyrula*, *Stainforthia complanata*, *Reussella spinulosa*, *Uvigerina mediterranea*, *U. peregrina*, *Rectuvigerina cylindroides*, *Hopkinsina bononiensis*, *Trifarina fornasinii*), nonché quella di *Stilostomella hispida* e *S. monilis* tra le Eouvigerinidae.

Per le Discorbidae si deve segnalare la pressoché costante presenza di *Cancris auriculus*, *Neoconorbina terquemi*, varie specie di *Rosalina* (tra cui *R. globularis* e *R. isabelleana*) e di *Glabratella*, tutte con frequenze spesso abbastanza consistenti, alla quale si contrappone una rimarchevole saltuarietà di *Buccella frigida granulata*, *Neoconorbina williamsonii*, *Baggina gibba* e *Valvulineria bradyana*, peraltro con rappresentanze molto scarse di individui. Altrettanto rare e sporadiche sono anche *Siphonina reticulata* tra le Siphoninidae, *Patellina corrugata* e *Spirillina vivipara* tra le Spirillinidae, mentre Rotaliidae (con *Ammonia beccarii beccarii*), Eponididae (con *Eponides repandus*), Acervulinidae (con *Gypsina vesicularis*) e Planorbulinidae (con *Planorbulina mediterraneensis*) si rinvenivano in pressoché tutti i campioni e spesso con quantità apprezzabili.

Comunque le frequenze di gran lunga più elevate, almeno nella maggioranza dei casi, spettano ad Astigerinidae (con *Asterigerinata mamilla* e *A. planorbis*), Elphiidae (soprattutto con *Elphidium complanatum* ed *E. crispum*; poco rappresentati sono invece *E. aculeatum*, *E. sp.*, *Criboelphidium decipiens*, *Cribronion advenum*) e Cibicidae (con una particolare e costante frequenza di *Cibicides lobatulus* e *C. refulgens*; *Planulina ariminensis* e *Hyalinea baltica* sono invece nettamente subordinate; addirittura limitate a qualche esemplare e a qualche campione *Cibicidella variabilis* e *Dyocibicides biserialis*).

Queste famiglie, insieme alle Cassidulinidae (soprattutto con *Cassidulina crassa* e *Globocassidulina californica*, subordinatamente con *C. neocarinata* e *G. oblonga*; trascurabili sono invece le quantità di *G. subglobosa* e di *Ehrenbergina spinulifera*), per la loro pressoché costantemente elevata rappresentanza numerica costituiscono elementi veramente caratterizzanti le tanatocenosi a Foraminiferi bentonici della formazione.

Per le rimanenti famiglie rappresentate ci limitiamo a segnalare:

Caucasinidae: saltuarie e rarissime con *Fursenkoina schraebersiana* e *Coryphostoma perforata*;

Nonionidae: in discreta quantità solo *Pullenia bulloides*; rare e in genere saltuarie le altre specie (*Astrononion sallentinum*, *A. stelligerum*, *Florilus boueanus*, *Nonionella turgida*, *Pullenia quinqueloba*);

Alabaminidae e Osangulariidae poveramente rappresentate da *Gyroidina soldanii*, *Oridorsalis stellatus* e *Gyroidinoides umbonatus*, tra l'altro limitate a pochi campioni;

Anomalinidae: ricorrenti soprattutto grazie a *Cibicidoides pseudoungerianus* e *Hanzawaia boueana*, che peraltro si presentano in vari casi con un numero non indifferente di individui; molto discontinue e comunque sempre quantitativamente trascurabili si manifestano invece *Anomalinoides* aff. *badenensis*, *Cibicidoides ungerianus*, *Discanomalina semipunctata*, *Heterolepa bellincionii*, *Melonis padanus*, *M. soldanii*;

Ceratobuliminidae: è stata incontrata solo *Mississippina concentrica*; presente in numerosi campioni, ma comune o addirittura frequente solo in qualche caso.

In considerazione delle caratteristiche qualitative e quantitative delle associazioni a Foraminiferi e ad Ostracodi, nonché dell'ubicazione geografica e stratigrafica dei campioni esaminati si può ritenere che l'ambiente deposizionale delle Calcareniti del Salento sia stato un dominio marino con profondità contenute in genere nei limiti della zona neritica interna; solo nei momenti e nei luoghi di maggior approfondimento le batimetrie devono essere state di pertinenza della zona neritica esterna, ma non molto discosti dal limite con

la zona neritica interna. Livelli di modestissima profondità, oltreché alla base della trasgressione, sono stati incontrati nella parte superiore della successione quaternaria; tipico esempio ne è l'intervallo grossolanamente detritico e con ricorrente stratificazione incrociata del citato taglio della superstrada presso S. Giuseppe, verosimilmente rappresentante una facies di spiaggia sommersa (Fig. 7).

CENNI DI TETTONICA

Dell'evoluzione della placca apula nell'ambito dell'area mediterranea si sono occupati numerosi Autori (fra gli altri, si ricordano Channel & Horvath, 1976; D'Argenio *et al.*, 1979; Ricchetti & Mongelli, 1980; Auroux *et al.*, 1985; Ricchetti *et al.*, 1988; Bossio *et al.*, 1988, 1989g; Tozzi *et al.*, 1988; Doglioni *et al.*, 1996). Per alcuni risulta che la placca apula ("Promontorio africano" di Argand, 1924) fa parte del continente africano, come zolla o piastra, ed è coinvolta con esso nella rotazione antioraria; per altri, è un frammento autotono, del tutto svincolato, con rotazione oraria (circa 25°) della parte meridionale in fasi post-eoceniche. Ricchetti *et al.* (1992), in particolare, sostengono che il "tratto pugliese della Piattaforma Apula assunse progressivamente l'assetto di un Horst..." e che tale assetto può essere interpretato "come effetto superficiale di un inarcamento per flessione... della litosfera..." La rotazione antioraria e, in tempi posteocenici, oraria dell'estremità meridionale del Salento "concorrono ad avvalorare l'ipotesi di una segmentazione trasversale della Piastra Apula..." (op. cit., pag. 79). Anche gli scriventi hanno espresso il loro pensiero sul ruolo

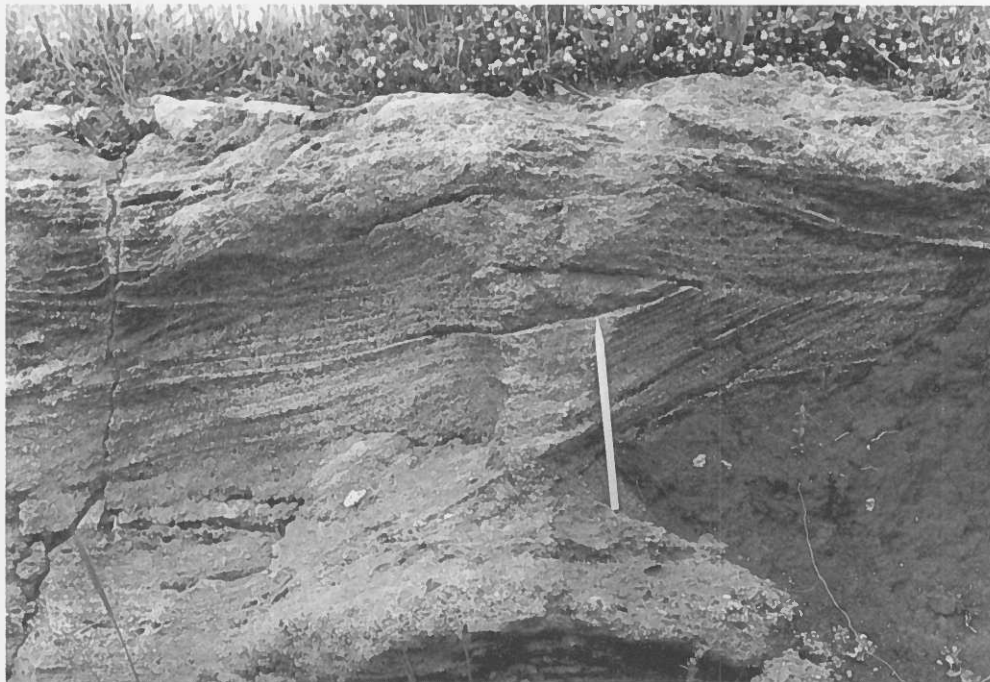


Fig. 7 - Stratificazione incrociata a piccola scala alla sommità delle Calcareniti del Salento a W di S. Giuseppe.

svolto dalla Puglia nel quadro cinematico mediterraneo (Bossio *et al.*, 1988, 1989g). In sintesi: la Puglia rappresenta una Placca del Promontorio afro-adriatico che ha subito gli effetti smorzati della collisione continente-continente; essa ha registrato le tappe dell'impilamento appenninico, Europa vergente ed Africa vergente, attraverso successivi cicli sedimentari discordanti e lacunosi, con deformazione delle unità litostratigrafiche sia in regime compressivo che in quello distensivo.

Nello spirito di questa nota, dedicata ad una piccola area del territorio salentino, non riteniamo opportuno soffermarci su problematiche di ordine generale inerenti gli eventi geodinamici che hanno coinvolto la placca apula. In questa breve trattazione ci soffermeremo perciò esclusivamente sui lineamenti tettonici osservabili nell'area rilevata. Già D'Erasmus (1959) riconosce nel Salento una tettonica plicativa esprimendosi attraverso un'alternanza di sinclinali ed anticlinali scomposte da sistemi estensivi principali in direzione NW-SE, a loro volta intersecati da sistemi minori in direzione antiappenninica.

In seguito Martinis (1970) descrive, sia pur succintamente, i motivi strutturali propri dell'area di Lèuca. Secondo l'Autore "le faglie rappresentano un elemento tettonico importante nell'area..."; egli non accenna a pieghe ma ad "alcune piccole ondulazioni che... possono essere dovute non a fenomeni plicativi ma a fratture parallele e piccolo rigetto" (op. cit., pp. 33-34).

In molti lavori precedenti ed anche in alcuni più recenti, si nota una certa ritrosia a riconoscere "le ondulazioni" come vere e proprie pieghe realizzatesi in un regime compressivo. In effetti l'assetto strutturale della Puglia si esprime attraverso *horst* e *graben*, ma la stratificazione sia delle unità paleogeniche che di quelle neogeniche non si è mantenuta orizzontale. Indubbiamente i sistemi estensionali hanno marcato i fianchi degli alti e dei bassi strutturali, ma tutt'al più accentuandone le originarie pendenze: angoli di 25-30° (ed anche fino a 40°), come si misurano nell'area di Lèuca e nel resto del Salento, non possono essere causati solamente dall'azione di faglie.

La lettura della carta geologica e delle relative sezioni (in esse è stata esaltata la scala delle altezze per meglio evidenziare i rapporti di giacitura fra le varie formazioni; ugualmente esaltati, sia nell'estensione in carta sia negli spessori in sezione, sono i conglomerati ad elementi fosforitici, di base a più unità, per esigenze di rappresentazione cartografica e per l'importanza che essi rivestono in sede stratigrafica) mostra un'osatura costituita da unità carbonatico-dolomitiche cretácico-paleogeniche, strutturate in anticlinali e sinclinali ad ampio raggio, espressioni di un regime compressivo smorzato; tale assetto è disarticolato da dislocazioni fragili in regime distensivo. La tettonica estensionale è il motivo più appariscente risultante dalla carta, con faglie di età preneogenica ed altre comprese fra il Pliocene Superiore ed il Siciliano escluso, con inclinazioni notevoli e solo qualche volta verticali. Ciò ha condotto alla formazione di *horst* e *graben*, dei quali espressioni maggiori sono, a partire da occidente, l'alto strutturale di Punta Ristola, allungato in direzione

ne NW-SE verso Morciano di Lèuca, il *graben* da Lèuca a Giuliano, riempito dai sedimenti dei cicli miocenico-pleistocenici, ed il grande *horst* orientale da Punta Mèliso verso Arigliano. Tutte queste strutture convergono verso Lèuca con l'alto strutturale orientale disposto quasi N-S. I due *horst* principali sono delimitati all'esterno da faglie evidentemente in mare, all'interno da sistemi distensivi: quello più occidentale con direzione NW-SE, parallelo alla direzione di allungamento della struttura, quello più orientale con sistemi in direzione NW-SE in parte trasversali alla direzione di allungamento, sostanzialmente N-S. Su questi due alti principali si sono individuate depressioni riempite dai sedimenti dei cicli neogenico-pleistocenici tuttora preservati dall'erosione. Queste depressioni si sono formate indipendentemente dall'assetto strutturale, dalla geometria del substrato; cioè non si sono impostate sulle sinclinali di questo ma prevalentemente sulle anticlinali o sui fianchi di esse (esempio: a Mass. a Verginelli, Sez. 1; al Canale Volito, Sez. 2; a Mass. a li Chiani, Sez. 2; a Punta Ristola, Sez. 4). Queste depressioni, inoltre, sono delimitate ad occidente da faglie post-depositi pliocenici e pre-sedimentazione siciliana. Tale constatazione ci fa ritenere che queste faglie, già attive nel pre-Miocene come vedremo, abbiano agito da innesco a determinanti fenomeni erosivi, superficiali e/o sottomarini e che successivamente abbiano rigiocato tanto da preservare da una completa erosione i sedimenti depositi.

Le dislocazioni fragili si interrompono, rimanendone sepolte, in corrispondenza delle Calcareni del Salento⁶. Al margine nord-orientale della carta geologica, nei pressi del Ciolo ed al Capo S. Maria di Lèuca, sono presenti faglie interessanti solamente le unità carbonatiche pre-neogeniche; esse non dislocano i sedimenti miocenici e pliocenici. Il riconoscimento di tali dislocazioni ha agevolato la comprensione degli eventi deformativi fragili. Infatti si è potuto pervenire ad una ragionevole conclusione: la tettonica fragile si è imposta prima della realizzazione dei cicli neogenico-pleistocenici; essa ha accompagnato e seguito tutte le fasi duttili come risposta ad un riequilibrio della placca durante i momenti di "quiete" appenninica (Bossio *et al.*, 1988, 1989g). In sostanza, la tettonica fragile ha continuato, ed in successione nel tempo, rigiocato almeno fino al Siciliano escluso. Tutti i sistemi estensionali, che sembrano aver agito unicamente fra il Pliocene Superiore ed il Siciliano, in gran parte rappresentano la riattivazione di faglie precedenti già impostatesi embrionalmente nel pre-Neogene, come sostenuto anche da Morelli *et al.* (1975).

In ragione dell'azione dislocatrice di più faglie in un regime distensivo, i maggiori rigetti stimabili nell'area possono essere quantificati intorno ai 100 m o poco più, e tale valore nella nostra ottica è stato raggiunto in più fasi, ciascuna corrispondente a momenti di stasi appenninica e di riequilibrio della placca. Questo procedere del processo dinamico ha condotto alla costruzione di un edificio composito formato da alti e bassi strutturali; nei *graben* (Lèuca) si ritrovano meglio rappresentati i cinque cicli sedimentari neogenico-pleisto-

cenici con rapporti giaciturali stratigrafico-discordanti; nelle depressioni degli alti tale rappresentazione non è completa, come si può constatare dalla carta geologica. Ciò a riprova di come gli *stress* abbiano agito in più tempi.

Come già accennato, con la scala delle altezze adottata nelle Sezioni geologiche, volutamente abbiamo esaltato anche i rapporti di discordanza stratigrafica fra i cicli sedimentari e soprattutto fra le Calcareni di Andrano, la Pietra leccese e le sottostanti unità carbonatiche. Tale operazione ha condotto ad un disegno rappresentativo non del tutto corretto ma coerente significativo a spiegare i processi di disposizione stratigrafica nell'area di sedimentazione neogenica. I rapporti di giacitura discordante fra i due cicli pliocenici e fra questi e quelli miocenici risultano invece meno disturbati a testimoniare una tettonica duttile e fragile in graduale attenuazione.

Se i due alti strutturali, occidentale ed orientale, ed il graben intermedio sono i motivi più evidenti, non è meno significativa la presenza manifesta di pieghe nelle unità carbonatiche del substrato ed in quelle mioceniche. La deformazione duttile è soprattutto osservabile nelle Calcareni di Andrano, ben stratificate, con pieghe anticlinali e sinclinali anche a piccolo raggio; ad esempio nel Canale Volito e nelle piccole anticlinali affioranti ad occidente della Mass.a Blassimo. Nella Formazione di Lèuca ed in quella di Uggiano la Chiesa la deformazione è meno evidente, pur essendo presente, per la tipologia litologica della prima e per la dissoluzione superficiale che nasconde spesso la stratificazione della seconda.

Le osservazioni di campagna ed in seguito la rappresentazione in sezione delle pieghe ed il loro esame critico, ci ha condotto a ritenere come le emersioni, indotte dalle pulsazioni dell'Appennino meridionale, siano avvenute con deformazione delle unità già deposte sulle quali si dispongono discordanti i sedimenti delle successive trasgressioni. L'ultima trasgressione è quella che determina il ciclo siciliano i cui depositi (Calcareni del Salento) vanno a disporsi discordanti su tutte le unità precedentemente deposte e deformate: la mancanza di una evidente stratificazione non permette osservazioni sulla loro disposizione strutturale. Sostanzialmente esse immergono verso S-SE senza aver registrato manifestamente deformazioni indotte dalle ultime pulsazioni appenniniche. Le Calcareni del Salento seppelliscono tutti i depositi precedenti e le strutture sia duttili che fragili di questi. L'unico motivo apparente è costituito da fratture senza spostamento, *joints*, diaclasi, in corrispondenza di faglie da esse sepolte e soprattutto lungo gli allineamenti disgiuntivi maggiori (esempio, fra T.re Omomorto, sulla costa, e Mass.a Campanella, ad W di Castrignano, cioè lungo il sistema che delimita ad occidente il bacino di Lèuca). Queste fratture talora beanti, tradiscono un campo di forze tensionali non ancora realizzatosi compiutamente, attualmente quiescente ma che potrebbe di nuovo innescarsi, riattivando il processo dinamico.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Durante il Neogene e il Pleistocene Inferiore nell'area rilevata si sono sviluppati cinque cicli sedimentari marini, ciascuno dei quali ha lasciato sedimenti riconducibili ad una sola formazione (Fig. 8).

Due cicli si articolano nel Miocene, il primo rappresentato dalla Pietra leccese e il secondo dalle Calcareni di Andrano; a nostra conoscenza, nel resto del Salento le due formazioni si sovrappongono costantemente in concordanza a costituire un unico ciclo sedimentario. Della prima unità si presentano pochi e isolati affioramenti di limitato spessore e di piccola estensione, che mostrano spesso un caratteristico livello conglomeratico basale a elementi e fossili fosfatizzati. Anche se gli affioramenti studiati indicano la loro appartenenza alla Zona a *Praeorbulina glomerosa* s.l. (Sottozona a *P. glomerosa sicana*) e alla Zona a *Discoaster exilis-Sphenolithus heteromorphus* (Sottozona a *S. moriformis*), rispettivamente dei Foraminiferi planctonici e dei nannofossili calcarei, e quindi al Langhiano, gli elementi fosfatici contenuti nelle Pietra leccese e le caratteristiche mineralogico-petrografiche e paleontologiche del suo peculiare livello di base inducono a prospettare l'ipotesi che la trasgressione si sia realizzata nel Burdigaliano superiore. Nel corso della subsidenza, il sedimento di neoformazione sarebbe stato aggredito da correnti erosive che avrebbero determinato la lacunosità basale della formazione. Del resto questo è in armonia con quanto da noi constatato altrove nella Penisola salentina, dove l'unità si presenta con lacune basali e/o intra-supraformazionali più o meno estese nel tempo e nello spazio, che ne riducono sensibilmente lo spessore in rapporto alla estensione stratigrafica di competenza della formazione (dal Burdigaliano al Messiniano). Nell'area di Lèuca comunque questa ripartizione deve essere stata più contenuta perché, a prescindere dalla mancanza di testimonianze di età più recenti del Langhiano (l'unità può essere stata intensamente erosa nel corso dei periodi di emersione e dalla dinamica del ciclo successivo), la discontinuità della Pietra leccese nei confronti delle Calcareni di Andrano e la costituzione di un ciclo differenziato da parte di queste ultime suggerisce come alquanto probabile una sua conclusione ben prima dell'inizio del Messiniano. Certamente gli attuali affioramenti della formazione sono ben poca cosa rispetto all'estensione originaria dell'unità, che verosimilmente doveva ricoprire l'intera area come è indicato dall'ubicazione degli affioramenti e dalle loro caratteristiche litologiche, nonché dal significato batimetrico degli stessi. La discontinuità e la limitatezza degli affioramenti sono probabilmente il motivo per cui la nostra è la prima segnalazione della presenza di Pietra leccese vera e propria nell'area a S di Gagliano del Capo. In precedenza, infatti, o era sfuggita all'osservazione o era stata inserita nelle Calcareni di Andrano (Martinis, 1968, 1970); solo Merla (1947) parla di un rappresentante locale della Pietra leccese costituito da una formazione calcarea poverissima o priva di fossili, comprendente un banco riccamente fossilifero dal quale deriverebbero i noduli fosfatici presenti nella succes-

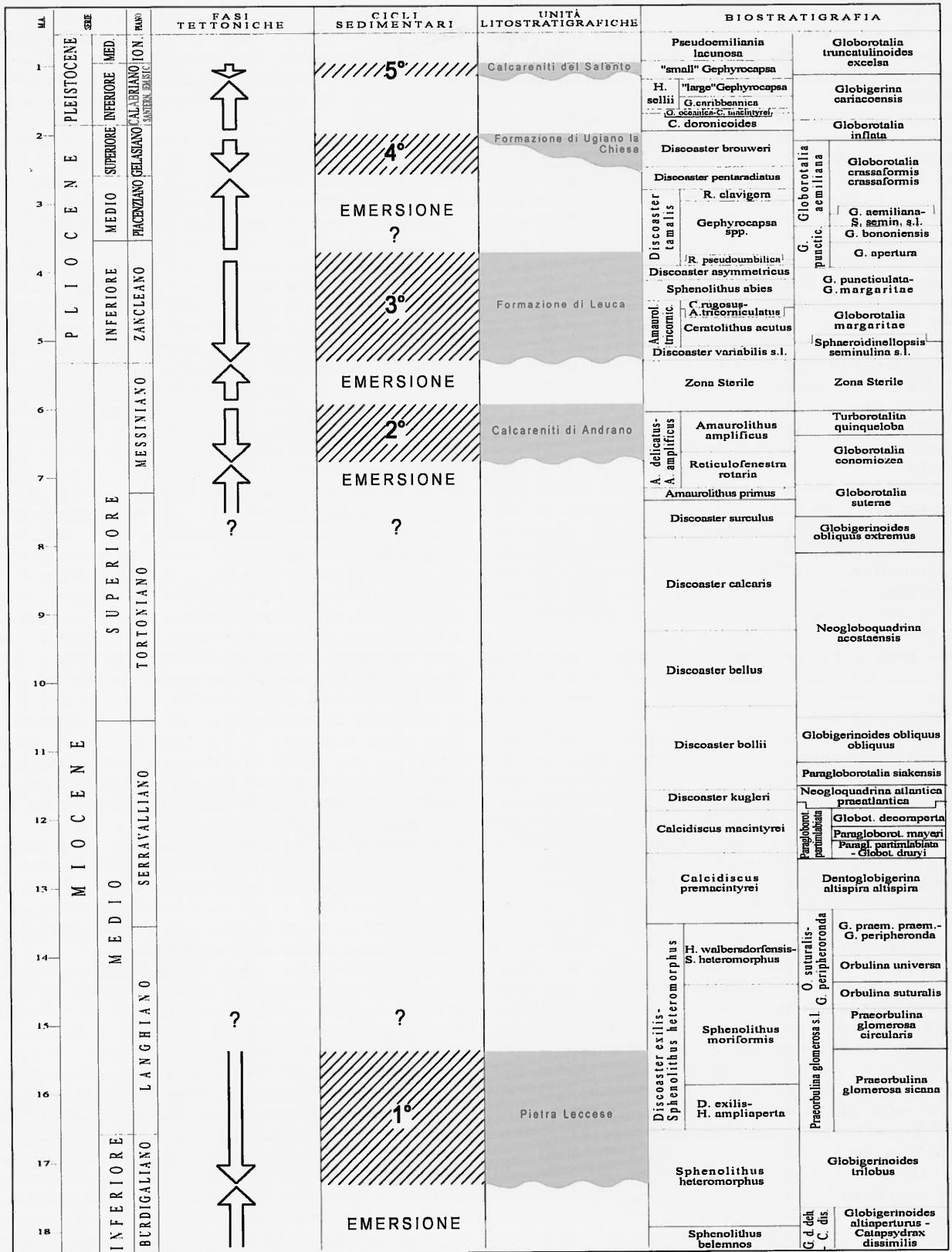


Fig. 8 - Fasi sedimentarie e tettoniche nell'area di Lèuca (da Bossio et al., 1989g, modificata).

sione pliocenica; anche Giannelli *et al.* (1968) segnalano una serie miocenica non meglio precisata, caratterizzata da un livello conglomeratico con fosforiti. Quest'ultimo è stato successivamente descritto da altri Autori (Melidoro & Zezza, 1968; Guerricchio & Zezza, 1972), ma era bene conosciuto per la ricchezza dei suoi fossili sin dal secolo scorso (scoperto da De Giorgi nel 1888, è stato trattato da Danielli, 1901, De Giorgi, 1903 e 1922, Cassetti *et al.* 1904) e talora considerato una varietà della Pietra leccese; dall'ubicazione delle località segnalate è comunque probabile che, almeno nella maggioranza dei casi, gli Autori si siano riferiti a quello che viene qui considerato livello di base delle Calcareniti di Andrano.

Dopo un periodo di emersione, di durata non precisabile, l'area di Lèuca conosce una nuova fase di sommersione nel corso del Messiniano inferiore; il tratto inferiore delle Calcareniti di Andrano, che materializzano il nuovo ciclo (trasgressivo sia sulla Pietra leccese sia su unità preneogeniche), contiene infatti elementi significativi per una sua attribuzione ad una porzione inoltrata della Zona a *Amaurolithus delicatus-A. amplificus* dei nannofossili correlabile con la Zona a *Globorotalia conomiozea* dei Foraminiferi planctonici. In considerazione dello spessore non indifferente dell'unità è poi alquanto verosimile che, come altrove (v. ad esempio in Bossio *et al.*, 1989b), la sedimentazione si sia protratta nel Messiniano oltre il limite delle due zone sopradette ma, come testimoniato dalle ostracofaune, certamente non oltre la porzione preevaporitica del piano.

Se il livello conglomeratico di base delle Calcareniti di Andrano, con i suoi ricorrenti elementi fosfatici e con le sue lumachelle di fossili con gusci e modelli fosfaticizzati (in genere rimaneggiati), è alquanto simile a quello della base della Pietra leccese pur rispecchiando una diversa dinamica, il resto dell'unità, con le sue varie tipologie carbonatiche e con i suoi peculiari contenuti fossiliferi, è molto diverso dalla precedente formazione, in ragione di un differente e più articolato contesto deposizionale. Almeno nelle prime fasi del ciclo il dominio acquatico doveva presumibilmente essere suddiviso in bracci a direzione NW-SE, con acque di limitata profondità, ma con caratteri più "marini" nei settori orientali e tali da consentire una maggiore diversificazione nel mondo organico ed addirittura lo sviluppo di biocostruzioni, più "paralici" nei settori occidentali, dove le associazioni a macro- e microorganismi risultano alquanto monotone e spesso oligotipiche. È alquanto probabile che, col proseguire della subsidenza e il conseguente restringimento delle aree emerse, si sia realizzata l'intera sommersione dell'area, comunque seguita da una completa emersione alle soglie della "crisi di salinità" del Messiniano.

Se il livello basale a elementi fosforitici era ben noto, soprattutto per la sua ricchezza di fossili, fin dagli inizi del secolo 20° (v. il "fragiolo" di Dainelli, 1901, la "lumachella di Gagliano" o la "lumachella di Lèuca" rispettivamente in De Giorgi, 1903 e 1922), il primo a descrivere e cartografare (anche se con estensione molto più limitata) l'unità nell'area di Lèuca è De Benedetti (1930) che però la inserisce nel Pliocene; al-

l'Autore peraltro non sfugge che il "leccisu bastardo" (così l'unità è indicata dai locali) talora giacerebbe su un "calcare compatto con noduli brunastri" (il nostro livello di base) riposante su pisoliti bauxitiche e sarebbe talora caratterizzato da "una grande quantità di fossili di piccole dimensioni, in grande maggioranza gasteropodi e lamellibranchi" (op. cit., pag. 7), talaltra conterrebbe concentrazioni di modelli di *Cardium*, oltrechè *Cerithium*, *Thracia*, *Arca*. È comunque solo con la stampa del nuovo F° - Capo di S. Maria di Lèuca del Servizio Geologico d'Italia e delle relative Note Illustrative a cura di Martinis (rispettivamente nel 1968 e nel 1970) che la formazione viene accuratamente descritta (v. anche Martinis, 1969), cartografata (anche se ben diversamente da quanto operato dagli scriventi) e per essa introdotto anche localmente il termine di Calcareniti di Andrano (proposto sempre dall'Autore citato nel 1967 nello studio di un'area più settentrionale). Senza entrare nei particolari rileviamo che Martinis però, dall'insieme delle conoscenze, attribuisce un'età langhiano-messiniana alla sua unità, la quale risulterebbe eteropica con la Pietra leccese. Su questo argomento gli scriventi si sono espressi in più occasioni, anche in base a ricerche sullo stratipo e nell'area tipo della formazione (Bossio *et al.*, 1994), e questa nota fornisce un'ulteriore conferma dell'esclusiva età messiniana delle Calcareniti di Andrano, ovunque sempre più recente di quella della Pietra leccese. Ciò è stato di recente confermato da Bosellini (1993) con il riferimento alla Zona a *Globorotalia conomiozea* e quindi al Messiniano inferiore del livello di base della successione carbonatica affiorante nei pressi del Ciolo, a E di Gagliano del Capo (e dall'Autore denominata Sequenza di Ponte Ciolo), superando così l'attribuzione dello stesso livello al Tortonianese eseguita in precedenza da Guerricchio & Zezza (1972) in base ad elementi giudicabili oggi non significativi; è invece interessante il riconoscimento da parte di questi ultimi Autori del carattere rimaneggiato degli elementi fosfatici della "rudite" basale dell'unità.

Richiamiamo anche l'attenzione sul fatto che le nostre attuali conoscenze impongono di considerare l'area di Lèuca l'eccezione alla regola generale secondo cui nel Salento Pietra leccese e Calcareniti di Andrano costituiscono un ciclo unico, del quale le seconde rappresentano la fase regressiva e di chiusura.

Come già detto in precedenza (v. Introduzione e Rassegna bibliografica), questa nota rappresenta la documentazione della nostra carta geologica del 1986, qui allegata, e ciò evidentemente sulla base di quanto osservato nel corso dei rilievi per quest'ultima; una eccezione è stata fatta per le Calcareniti di Andrano affioranti poco a N del Ciolo, per le quali sono state riportate descrizione e interpretazione di Bosellini (1993). Ciò nondimando, si ritiene di non potersi esimere dal ricordare che negli ultimi anni il margine orientale del Salento meridionale è stato oggetto di intense ricerche da parte di specialisti di scogliere coralline e annessi sedimenti carbonatici, dall'insieme dei lavori dei quali è emerso un nuovo ed articolato quadro dei sistemi carbonatici eocenico-miocenici del locale margine della Piattaforma Apula. Per quanto riguarda quello del

Messiniano inferiore, abbiamo già ricordato che Bosellini *et al.* (1999) hanno documentato e descritto (v. anche Bosellini *et al.*, 2001; Vescogni, 2001) un complesso di scogliera, introducendo per esso, in sostituzione delle Calcareni di Andrano considerate un sedimento di retroscogliera, la nuova unità litostratigrafica Formazione di Novaglie, il cui rilevamento si discosta parzialmente da quello operato da noi per le Calcareni di Andrano della fascia costiera. Si ricorda comunque che, nonostante le locali difficoltà nel distinguere sul terreno alcune facies dei calcari "recifali" messiniani da quelle dei sottostanti sistemi carbonatici oligocenici, la presenza di biocostruzioni coralline vere e proprie era già stata segnalata dagli scriventi (Bossio *et al.*, 1989g, 1991), ma inserite nelle Calcareni di Andrano, non sospettando una loro più ampia diffusione. Riteniamo altresì che sia fuori luogo dilungarci in questa nota su alcune considerazioni che non condividiamo (ad eccezione per quelle sulla Formazione di Lèuca; v. più avanti) e che, comunque, l'integrazione delle acquisizioni ottenute dagli Autori citati al margine della piattaforma con quelle degli scriventi per i sedimenti al di sopra di quest'ultima, costituisca un significativo passo avanti nelle conoscenze sul Messiniano salentino.

Dopo il periodo di emersione, protrattosi sino alla fine del Messiniano e durante il quale il Mediterraneo ha conosciuto la "crisi di salinità", nell'area rilevata si susseguono altri due cicli sedimentari nel corso del Pliocene: il primo nel Pliocene Inferiore (Zancleano) e materializzato dalla Formazione di Lèuca; il secondo nel Pliocene Medio-Superiore (Piacenziano-Gelasiano) e rappresentato dalla Formazione di Uggiano la Chiesa.

La Formazione di Lèuca è stata da noi (ed anche da altri Autori) citata e descritta in vari lavori, ma è solo in questa sede che viene proposta formalmente, documentata nel suo stratotipo (Sezione di Punta Ristola) e nella sua area-tipo (area circostante l'abitato di Lèuca). L'espressione sedimentaria più tipica e costante dell'unità è costituita da brecce e conglomerati in trasgressione sui sedimenti miocenici e preneogenici. I suoi sporadici macrofossili (sostanzialmente Ostreidi) e le sue microfaune pressochè esclusivamente bentoniche (a Foraminiferi ed Ostracodi), poco diversificate e talora oligotipiche, indicano un ambiente marino di modesta profondità, con episodiche diluizioni locali della salinità. Tale contesto deposizionale si è realizzato nel Pliocene Inferiore (Zancleano) iniziale e a testimoniare lo è l'appartenenza della successione clastica alla prima biozona pliocenica dei Foraminiferi planctonici (Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l.) e dei nanofossili calcarei (Zona a *Discoaster variabilis* s.l.). Questi due gruppi di organismi sono stati rinvenuti in abbondanza in sottili livelli marnosi sommitali, contenenti peraltro associazioni bentoniche ben diversificate denotanti un sensibile approfondimento dell'area in conseguenza del quale essa viene verosimilmente a trovarsi completamente sommersa. La nostra esperienza su aree più settentrionali (v. ad es. Bossio *et al.*, 1989b,c, 1991) suggerisce di interpretare queste marne, con eventuali soprastanti plaghe di conglomerati,

come la parte basale di quello che è stato indicato con il termine di Membro di Palmariaggi nella nostra carta geologica del 1997 e che talora assume l'aspetto dei "Trubi" siciliani. Nell'area del presente studio, la discontinuità e la limitatezza degli affioramenti, nonché l'esiguità dei loro spessori non hanno consentito una distinzione cartografica di questa porzione dell'unità. Pur piccola che sia, essa comunque anche localmente registra una indubbia lacunosità sedimentaria; su brevissime distanze verticali (e orizzontali) si salta dalla prima biozona pliocenica dei due gruppi di organismi alla Zona a *Globorotalia punctulata*-*G. margaritae* e alla Zona a *Sphenolithus abies* senza l'interposizione delle unità biostratigrafiche intermedie.

Considerazioni analoghe sono deducibili anche dall'altro litotipo caratterizzante talora la Formazione di Lèuca, costituito da biomicriti glauconitiche. Esse giacciono, con contatto brusco ed erosivo, al tetto delle brecce e conglomerati o del livello marnoso della loro porzione sommitale; sono caratteristiche, oltretutto per il loro colore verde, per la ricorrenza di *Amusium* e *Neopycnodonte* e per la ricchezza di micro- e nanno-organismi planctonici. In conseguenza dell'erosione realizzata nel corso dei periodi di emersione e delle successive trasgressioni, nonché della copertura dei sedimenti più recenti (e forse anche della dinamica deposizionale del litotipo), il livello si presenta solo con affioramenti saltuari, in genere di esiguo spessore e quindi non cartografabili separatamente. Ciò nondimeno esso è alquanto interessante, testimoniando, anche con le sue associazioni a Foraminiferi bentonici e ad Ostracodi, un ulteriore sensibile approfondimento dell'area fino almeno a batimetrie compatibili con quelle della parte più profonda della zona neritica esterna. Anch'esso è di pertinenza dello Zancleano appartenendo i suoi livelli più recenti alla porzione inferiore della Zona a *Globorotalia punctulata* (Sottozona a *Globoturbotalita apertura*) dei Foraminiferi e alla Sottozona a *Gephyrocapsa* spp. (Zona a *Discoaster tamalis*) dei nanofossili. Dalle attribuzioni zonali effettuate è alquanto verosimile che questo intervallo sia interessato da una o più lacune, ad iniziare dal contatto con i litotipi sottostanti dell'unità.

In sostanza, nei pochissimi metri sommitali della formazione vi è la documentazione di un quadro eterogeneo e frammentario di biozona sia in senso verticale che orizzontale, la cui successione occupa buona parte del Pliocene Inferiore ed è materializzata da sequenze ben più potenti anche in contesti deposizionali a bassa velocità di sedimentazione, quali sono quelli oceanici. Riteniamo, con le parole di Bossio *et al.* (1989c, pag. 134) che ben si adattano anche alla situazione locale, che "i cambiamenti delle tipologie sedimentarie si sarebbero realizzati in coincidenza (ed in conseguenza) di repentini approfondimenti regionali che avrebbero reso alquanto instabili i depositi precedenti, peraltro aggrediti da intense correnti erosive. Ne sarebbero risultati scivolamenti di grosse masse di brecce e conglomerati o di loro elementi isolati nelle marne (e quindi apparenti ripetizioni del deposito lungo una sezione), superfici erosive fra e dentro le diverse tipologie, più o meno accentuate riduzioni degli spessori dei

singoli termini (e quindi dell'intera formazione) e, perfino, l'asportazione pressochè totale di almeno uno di essi (non è infatti infrequente la sovrapposizione diretta delle glauconiti alle breccie e conglomerati)". La presenza di correnti erosive è del resto ben documentata anche dall'abbondanza di glauconite, mentre dei suoi effetti differenziati nello spazio e nel tempo ne sarebbero testimonianza i molteplici riferimenti biostratigrafici da noi operati in numerose sezioni del territorio salentino.

Forse il primo ad aver segnalato nel Salento sedimenti che verosimilmente rientrano nella Formazione di Lèuca è Sacco (1911) di cui ci piace riportare, per la loro veracità, le seguenti parole: *"Nella zona di passaggio o meglio di appoggio dei banchi calcarei materani sul Calcarea compatto cretaceo vi è quasi sempre qualche decimetro, sino a 3 o 4 metri, di una specie di conglomerato o di breccia formata da frammenti locali, prodotto di abrasione e rimaneggiamento verificatisi prima del deposito regolare della formazione materana tipica. Notisi che alcuni ciottoli di questa zona di intercalazione presentansi traforati dai Litodomi; inoltre la stessa roccia cretacea, nella sua parte superiore, sotto o presso i depositi materani, mostra talora consimili fori di Litodomi, precisandoci così le condizioni di scogliera e di basso litorale verificatosi al principio del Pliocene in queste regioni foggiate allora ad arcipelago o meglio a costa frastagliata analoga a quella attuale dalmata"* (op. cit., pag. 553). Ma è solo con Giannelli *et al.* (1965 e 1966) che questi sedimenti clastici vengono ben focalizzati alla base del Pliocene nella zona di Capo d'Otranto, descritti e datati con metodologie moderne, nonché cartografati come unità a sé stante. Per quanto riguarda l'area del presente studio, sono ancora Giannelli *et al.* (1968) i primi a segnalare questi sedimenti e a valorizzarli con lo studio dell'intera loro successione, glauconiti comprese, a Punta Ristola. Purtroppo le risultanze di questi Autori non erano conosciute da Martinis che in quegli anni si stava occupando della nuova cartografia della zona; infatti, mentre nel F.° 223 del 1968 non vi è alcuna traccia cartografica di questi sedimenti, nelle relative Note Illustrative del 1970 si accenna alla presenza di breccie e conglomerati di estensione e potenza molto variabili (10 m circa a Punta Ristola, v. la fig. 12 a p. 47 delle Note citate), ma solo come base delle Calcareni del Salento di età plio-quadernaria.

Quanto è stato esposto sulla Formazione di Lèuca rappresenta anche una risposta, seppur parziale, alle osservazioni di Bosellini *et al.* (1999) su questa unità (v. Rassegna bibliografica). Gli Autori hanno ben ragione di considerare come procedura anomala l'introduzione in una sola formazione di unità litologiche molto diverse (marne tipo trubi e calcareniti glauconitiche con breccie e conglomerati). In realtà ciò era già stato evidenziato chiaramente, ad es., da Bossio *et al.* (1989b, p. 39; 1989c, p. 134; 1991, p. 208), i quali peraltro dichiaravano la generale impossibilità di eseguire una separazione cartografica a livello formazionale dei tre litotipi, data la limitatezza, la saltuarietà e l'esiguo spessore delle marne e delle biomicrocriti glauconitiche. Comunque, in data successiva (Bossio *et al.*, 1997),

una distinzione cartografica (anche se a livello di membro) di queste dalle breccie e conglomerati è stata operata nell'area di Tricase per la maggiore estensione degli affioramenti, ma certamente non è stata possibile in precedenza, nell'area di Lèuca.

Gli scriventi si allineano con Bosellini *et al.* (1999) nel considerare l'unità clastica grossolana come prodotta soprattutto dallo smantellamento di esposizioni rocciose subaeree, ma dissentono da questi Autori per l'ambiente deposizionale e per il significato stratigrafico assegnati alle breccie e conglomerati (ambiente subaereo ed età Messiniano terminale rispettivamente). A nostro avviso infatti l'ambiente è senza dubbio acquatico e di tipo marino (v. Ostreidi e Pettinidi, nonché microfaune bentoniche a Foraminiferi e Ostracodi rinvenute in alcune zone e a vari livelli dell'unità; ad es., Bossio *et al.* 1989g, p. 40; Bossio *et al.*, 1989d, p. 178; Bossio *et al.*, 1991, p. 211). Che il materiale clastico si depositasse nel corso della, seppur rapida, trasgressione marina è evidenziato poi, oltre che dalla associazione delle breccie con elementi elaborati (in genere molto subordinati, ma talora alquanto ricorrenti; v. ad es., in Bossio *et al.*, 1989b, p. 73), dal fatto che nei casi in cui la superficie di trasgressione è conservata ed esposta al di sotto delle breccie e conglomerati, essa si presenta come una sponda ben levigata (Bossio *et al.*, 1991, p. 211). Infine, l'età pliocenica dell'unità è indiscutibile, data la sua posizione stratigrafica, il tipo di giacitura e, soprattutto, la composizione prettamente marina delle sue associazioni (ad iniziare da pressochè la sua base), che certamente non presentano quelle particolari caratteristiche della cosiddetta biofacies di "lago-mare", ben nota per il Messiniano terminale del Mediterraneo. Da ricerche in corso per l'illustrazione della carta geologica dell'area circostante la città di Lecce (Bossio *et al.*, 1999a) è addirittura emersa la presenza ben entro la Formazione di Lèuca s.s. di comuni rappresentanti del genere *Sphaeroidinellopsis*, che, com'è noto, formano una consistente componente delle associazioni a Foraminiferi planctonici del tratto basale del Pliocene. La Formazione di Uggiano la Chiesa, espressione sedimentaria del secondo ciclo pliocenico, è costituita da calcareniti e sabbie calcaree organogene in trasgressione diacrona su termini litologici e biostratigrafici diversi del Pliocene Inferiore, nonché su sedimenti miocenici e preneogenici. Nell'area di Lèuca essa appartiene all'intervallo Zona a *Discoaster pentaradiatus* (*pars*)-Zona a *D. brouweri* dei nannofossili calcarei e all'intervallo Zona a *Globorotalia aemiliana* (*pars*)-Zona a *G. inflata* dei Foraminiferi planctonici. È probabile che localmente il ciclo si sia esaurito entro il Pliocene Superiore e non abbia intaccato il Pleistocene come altrove (zona di Otranto; Bossio *et al.*, 1989d). Data la composizione delle sue microfaune bentoniche, denotanti generalmente profondità non rilevanti, è difficile stabilire se, anche nei momenti di maggior profondità, il dominio marino non abbia sommerso completamente le Serre Salentine dando luogo ad una paleogeografia tipo quella delle attuali coste dalmate, come invocato per il Salento in genere da vari Autori (Sacco, 1911; D'Erasmus, 1934 e 1959; Nicotera, 1952, tra gli altri).

Fino all'anno dell'istituzione della formazione (Alvino, 1966), i sedimenti di questa erano stati sempre considerati nella schiera dei "tufi" salentini, cioè di "rocce di natura assai diversa... prevalentemente calcarea e di origine mista (clastica, organogena e chimica)"; essi infatti sono costituiti "da minuti detriti calcarei (provenienti dal disfacimento delle formazioni cretatiche) misti ad abbondantissimi resti fossili... il tutto commentato da un legame calcitico di origine chimica" (Nicotera, 1952, pag. 207, per citare le parole di uno dei tanti Autori che hanno descritto i "tufi" di Terra d'Otranto). Nel passato, di questi caratteristici sedimenti si sono occupati un po' tutti i cultori della geologia del Salento, ad iniziare dalla seconda metà del 19° secolo, tant'è che la lista di essi sarebbe troppo lunga per essere riportata qui. Nonostante che siano stati ben descritti, distinti in numerose "varietà" e documentati nel loro contenuto in fossili, vi è sempre stato però disaccordo sulla loro età e fino a tempi molto recenti non è stato compreso il loro reale significato stratigrafico. Per quanto riguarda la Formazione delle Sabbie di Uggiano è solo nella 2ª decade degli anni '60 che i suoi sedimenti vengono scorporati dai "tufi" e studiati, anche se non sempre, con adeguati strumenti stratigrafici. Dall'iniziare degli studi di Alvino (1966) e di Giannelli *et al.* (1965 e 1966) nell'area di Otranto-Capo d'Otranto, nonché di questi ultimi Autori nell'area di Lèuca e in particolare nella zona di Punta Ristola (1968), emerge infatti che la sedimentazione tufacea delle due zone è separabile dal resto e ascrivibile a un ben distinto ciclo sedimentario attribuibile al Pliocene medio e superiore (definito anche in termini biostratigrafici a Foraminiferi planctonici), lasciando con ciò immaginare la possibilità dell'estrapolazione delle conoscenze anche almeno (ma certamente oltre, come dimostrato in data più recente dai nostri lavori) alla fascia compresa tra le sue due zone estreme prima nominate. Nonostante siano riprese frasi e documentazioni di Giannelli *et al.*, le risultanze prima espresse non vengono però recepite appieno dai compilatori della 2ª edizione della Carta Geologica al 100.000 del Servizio Geologico D'Italia (Rossi, 1969a,b; Largaiolli *et al.*, 1969; Martinis, 1969 oltre a 1967). Pur separando dai "tufi" quelle che essi etichettano "Sabbie di Uggiano", sinonimo più recente della formazione conosciuta da Alvino, non le separano da breccie e conglomerati (leggi Formazione di Lèuca) costituenti il primo ciclo pliocenico, tant'è che ne estendono la ripartizione stratigrafica anche al Pliocene inferiore. Dalle "Sabbie di Uggiano" separano poi una unità P³ (inserita nelle calcareniti del Salento da Largaiolli *et al.*, 1969 e da Rossi, 1969b), del Pliocene medio? - Pliocene superiore, distinta soprattutto in ragione di un gradino morfologico di pochi metri formato dalle prime e contro il quale si attesta la seconda (Rossi, 1969a); tale gradino sarebbe "interpretabile come una linea di costa: in un tempo successivo alla deposizione delle Sabbie di Uggiano, si sarebbe prodotto un movimento tettonico con un accentuato piegamento in corrispondenza dell'attuale gradino, che avrebbe portato la zona più interna ad emergere dal mare; alla costa così determinatasi si sarebbe addossato il Pliocene medio?-superiore. Pertan-

to nel Pliocene si sarebbe avuta una fase di regressione marina, che nella zona in esame (leggi area otrantina) avrebbe spostato la costa verso l'esterno" (Largaiolli *et al.*, 1969, pagg. 29-30)⁷. Sottolineiamo infine una sensibile discrepanza nella distribuzione ed estensione areale della Formazione di Uggiano la Chiesa come cartografato dagli scriventi (si veda la carta di Bossio *et al.*, 1997) e dai rilevatori prima citati e, come esempio pertinente a questo articolo, si sottolinea la presunta mancanza dell'unità nell'area di Lèuca e il totale inserimento dei "tufi" locali nelle Calcareniti del Salento QP (v. più avanti).

Altrettanto ben conosciuto fin dalla seconda metà del XIX secolo (Capellini, 1869; De Giorgi, 1869 e 1884; Giglioli, 1888; Franco, 1888) è il livello a noduli fosfatici che in genere caratterizza la base della Formazione di Uggiano la Chiesa e che ha polarizzato l'attenzione di non pochi studiosi fino alla metà del secolo scorso. Ciò nondimeno si registra ancora discordanza di opinioni circa l'origine dei noduli fosfatici: Franco (1888), il primo a discuterla, considera i noduli come "ciuffi di alghe con colonie di rizopodi" essendo "una ricca vegetazione marina... una sorgente non spregevole di fosforite"; "disfacendosi le alghe, il fosfato calcico è sciolto dall'acqua marina: putrefacendosi il sarcode delle foraminifere svolge ammoniaca che precipita il fosfato calcico dalla soluzione nell'acqua carbonica, il quale fosfato calcico si deposita nelle camere del perischeletro delle foraminifere" (op. cit., pag. 371); Galdieri (1913) prende invece in considerazione un'origine alloctona dei noduli, ipotizzando la loro provenienza da masse calcaree "sombrierizzate", cioè fosfatizzate da acque percolanti da depositi di guano, le quali "hanno portato in giù, nei pori dei calcari sottostanti, i fosfati di sodio, di potassio e di ammonio che avevano lisciviato dal guano; e questi poi lentamente per doppia decomposizione hanno tramutato il carbonato calcico del calcare in fosfato di calce" (op. cit., pag. 5); Simonelli (1913), non accetta l'ipotesi precedente e considera i noduli come concrezioni "in situ", non spiegando però il processo; a parte la successiva opinione di Cortese (1921 e 1929), che vede nei noduli nientaltro che coproliti, la loro alloctonia torna alla ribalta e si afferma con Merla (1947) che ritiene tali noduli come clasti di un conglomerato la cui roccia madre va ricercata nei locali affioramenti di un livello fosforitico miocenico, e in ciò è confortato, oltre dalle osservazioni sul terreno⁸, dalla presenza nel livello pliocenico di fossili miocenici rimaneggiati da quest'ultimo. Questa ipotesi è successivamente condivisa da Giannelli *et al.* (1968) che, sulla base delle marcate analogie tra successione di Punta Ristola e quella di Capo d'Otranto studiata in precedenza (Giannelli *et al.* 1965 e 1966), avanzano l'ipotesi che, anche per l'area di Lèuca, il livello a elementi fosforitici costituisca la base del secondo ciclo sedimentario pliocenico e in ciò sono confortati anche dal rinvenimento nel peculiare livello di fossili rimaneggiati dal Pliocene inferiore e dal Miocene (la presenza di questi ultimi è stata recentemente confermata anche da Taddei Ruggiero, 1994).

A conclusione della rassegna sulle interpretazioni di

questo interessante livello e nonostante le numerose evidenze che, sia per la zona di Lèuca sia per altre aree, ci impongono e ci hanno imposto (v. in bibliografia i nostri più volte citati lavori) di condividere appieno le risultanze di Giannelli *et al.* (1966 e 1968), riteniamo a tutt'oggi che il livello a noduli fosfatici debba essere oggetto di ulteriori e più specialistiche ricerche e in questa convinzione troviamo conforto nei punti di domanda: perché alla base dei sedimenti trasgressivi del Pliocene Superiore vi sono elementi fosfatici mentre di essi non vi è traccia nei precedenti sedimenti trasgressivi del Pliocene Inferiore? È sufficiente la spiegazione che le prime ad essere divelte sono le rocce carbonatiche delle Calcareniti di Andrano? Perché l'inizio della sedimentazione medio-suprapliocenica è sempre segnato da questo livello anche in zone relativamente distanti? In altra occasione (Bossio *et al.*, 1991), queste considerazioni ci hanno consigliato di esprimerci con: "È verosimile che tale colorazione" (leggi: "colore bruno più o meno intenso degli elementi"), "di norma più intensa nella pellicola superficiale, sia il risultato di una fosfatizzazione, in ambiente subaereo o subacqueo, di clasti di rocce carbonatiche di età diversa, com'è suggerito anche da frequenti piccoli noduli apatitici" (op. cit., pag. 224). In sostanza, almeno per alcune aree non ci sentiamo di escludere anche l'intervento, durante le prime fasi del secondo ciclo pliocenico, di un processo di fosfatizzazione del tipo di quello ipotizzato per il livello di base della locale Pietra leccese.

L'ultimo ciclo sedimentario da noi documentato è rappresentato da un pacco di sedimenti carbonatici biodetritici più o meno grossolani, a composizione variabile, ma spesso con prevalenti Alghe rosse e Foraminiferi bentonici. Trasgressivo su termini diversi del Pliocene, Miocene e preneogene, ha talora un conglomerato basale di limitato spessore che manifesta contatti erosivi col substrato; le sue microfaune bentoniche (a Foraminiferi ed Ostracodi) indicano profondità in genere contenute entro la zona neritica interna, con episodiche escursioni nella parte superiore di quella esterna, ed una tendenza regressiva per la porzione più recente, in genere più grossolana, bruno-rossastra e con diffusa stratificazione incrociata a piccola scala. Questo pacco di sedimenti, molto fossilifero e peraltro con *Arctica islandica* e *Mya truncata*, è senza dubbio inquadrabile nel Pleistocene Inferiore e in particolare nel Sottopiano Siciliano e in ciò ne sono garanti soprattutto i nannofossili calcarei e i Foraminiferi planctonici rinvenuti in alcune intercalazioni a componente pelitica, i quali ne consentono l'attribuzione alla Zona a "small" *Gephyrocapsa* e alla Zona a *Globorotalia truncatulinoides excelsa* rispettivamente. Questa datazione ben si allinea con quella da noi effettuata per sedimenti detritici analoghi successivamente studiati in plaghe costiere da Otranto a Marina Porto e in una estesa area nei dintorni di Tricase, oltrechè nell'ampia fascia che decorre da N a S ad occidente di Lecce (si vedano le carte geologiche di Bossio *et al.*, 1997, 1999a oltrechè Bossio *et al.*, 1989e, f).

A proposito del termine "Calcareniti del Salento", co-

niato dai rilevatori della 2ª edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 per il Servizio Geologico D'Italia (Rossi, 1969a, b; Largaiolli *et al.*, 1969; Martinis, 1970, con l'anticipazione del 1967), è ben chiaro il suo significato dalle parole di Rossi (1969b) che riportiamo qui integralmente: "Con tale termine formazionale si intendono tutti quei sedimenti calcarenitici plio-pleistocenici noti in bibliografia colla denominazione generica ed impropria di "tufi", che localmente assumono nomi diversi, come càrparo, gentile, mazzaro, cozzoso, rognoso, scorzo, verdadiero, zuppigno, mollica, ecc. ... Si tratta in genere di calcareniti e di calcari bioclastici, a grana da finissima a media, di colore dal grigio-chiaro al rossastro, il più delle volte porosi.

In base ai rapporti stratigrafici e alla caratteristiche paleontologiche, in seno all'unità è stato possibile fare delle suddivisioni, che molto volte corrispondono a variazioni litologiche piuttosto sensibili...

Con tali criteri le Calcareniti del Salento sono state suddivise in vari orizzonti. L'orizzonte più antico" (leggi: P³⁻¹ - Sabbie di Uggiano = Formazione di Uggiano la Chiesa), "di età prevalentemente del Pliocene inferiore... Affiora... nell'ambito dei fogli Otranto e Gallipoli.

Vi è poi un orizzonte del Pliocene superiore e forse del medio" (leggi: P³), "ben rappresentato ... con estesi lembi nettamente definiti.

Vi è ancora un orizzonte prevalentemente calabriano" (leggi: Q¹ - P³), "ma probabilmente in parte ancora del Pliocene superiore, anche questo estesamente rappresentato e ben definito".

Nell'ambito delle Calcareniti del Salento l'Autore distingue inoltre altri tre "orizzonti", contraddistinti con Q, Q² e Q³.

In questa sede non vogliamo polemizzare con quanto operato dagli Autori prima citati, in quanto ciò ci condurrebbe troppo oltre lo scopo e i limiti di questa nota. Certamente la cartografia operata costituisce un utile tentativo di chiarimento della complessa problematica dei "tufi" salentini; a nostro giudizio però esso è stato condotto senza una appropriata analisi paleontologica, macro- e micro- (tant'è che nei diversi lavori ricorrono le stesse documentazioni), necessaria invece per raggiungere l'obiettivo in questo tipo di sedimenti secondo i canoni della moderna stratigrafia. Riteniamo altresì che la sedimentazione pleistocenica salentina debba essere studiata su un'area ben più vasta di quella da noi indagata per questo lavoro. Tutto ciò ci ha consigliato di utilizzare in via certamente provvisoria, per i sedimenti pleistocenici da noi incontrati, il termine informale "Calcareniti del Salento" senza procedere ad ulteriori distinzioni, nella speranza, comunque, che quanto da noi operato costituisca un buon contributo per il raggiungimento del suddetto obiettivo.

APPENDICE

SCHEMA DI BIOSTRATIGRAFIA INTEGRATA A PLANCTON CALCAREO PER IL NEOGENE-QUATERNARIO

(a cura di Foresi L.M., Mazzei R., Salvatorini G.)

Nelle figure 9-10 è riportato lo schema zonale a Foraminiferi planctonici e quello a nannofossili calcarei utilizzati nel lavoro. Se si fa esclusione per alcune unità del nannoplancton, di nuova proposizione, esso non riveste il ruolo di una nuova proposta, ma è stato compilato per comodità del lettore e per maggiore chiarezza del testo, assemblando, come meglio spiegato più avanti, zonazioni già proposte dagli scriventi e/o da altri ricercatori; comunque, anche nel secondo caso la validità delle unità è stata corroborata dalla nostra esperienza, acquisita in molte aree del Bacino Mediterraneo. Tranne poche eccezioni, la correlazione tra gli schemi zonali dei due gruppi di organismi è il risultato delle analisi degli stessi campioni. Per l'inquadramento nella cronostratigrafia standard si veda più avanti. Per la calibratura con la scala magnetostratigrafica standard e quella geocronometrica ci siamo avvalsi dei dati in Berggren *et al.* (1995), Channel *et al.* (1992), Fornaciari *et al.* (1996), Fornaciari & Rio (1996), Hilgen (1991a, b), Hilgen *et al.* (1995, 1999, 2000), Krijgsman *et al.* (1995), Langereis & Hilgen (1991), Lourens *et al.* (1992, 1996), Sprovieri (1992, 1993a, b), Sprovieri *et al.* (1996, 1998, 2002), Steininger *et al.* (1997a, b).

BIOSTRATIGRAFIA A FORAMINIFERI PLANCTONICI

Lo schema a Foraminiferi planctonici ha come base la zonazione proposta da Iaccarino & Salvatorini (1982), leggermente modificata da Iaccarino (1985), alla quale sono state apportate le correzioni di Foresi *et al.* (1998) e Sprovieri *et al.* (2002). Si rimanda quindi ai lavori citati per ulteriori dettagli, limitandoci qui a riportarne i limiti e l'autore. (FO = First Occurrence; FCO = First Common Occurrence; FRO = First Regular Occurrence; LO = Last Occurrence; LCO = Last Common Occurrence).

Zona a *Paragloborotalia kugleri*

Limite inferiore: FO *Paragloborotalia kugleri*
Limite superiore: FO *Globoquadrina dehiscens dehiscens*

Zona a *Globoquadrina dehiscens dehiscens* - *Catapsydrax dissimilis*

Limite inferiore: FO *Globoquadrina dehiscens dehiscens*
Limite superiore: LO *Catapsydrax dissimilis*

Sottozona a *Globoquadrina dehiscens dehiscens*

Limite inferiore: FO *Globoquadrina dehiscens dehiscens*
Limite superiore: FO *Globigerinoides altiapertura*

Sottozona a *Globigerinoides altiapertura* - *Catapsydrax dissimilis*

Limite inferiore: FO *Globigerinoides altiapertura*
Limite superiore: LO *Catapsydrax dissimilis*

Zona a *Globigerinoides trilobus*

Limite inferiore: LO *Catapsydrax dissimilis*
Limite superiore: FO *Praeorbulina glomerata sicana*

Zona a *Praeorbulina glomerata* s.l.

Limite inferiore: FO *Praeorbulina glomerata sicana*
Limite superiore: FO *Orbulina suturalis*

Sottozona a *Praeorbulina glomerata sicana*

Limite inferiore: FO *Praeorbulina glomerata sicana*
Limite superiore: FO *Praeorbulina glomerata circularis*

Sottozona a *Praeorbulina glomerata circularis*

Limite inferiore: FO *Praeorbulina glomerata circularis*
Limite superiore: FO *Orbulina suturalis*

Zona a *Orbulina suturalis* - *Globorotalia peripheroronda*

Limite inferiore: FO *Orbulina suturalis*
Limite superiore: LO *Globorotalia peripheroronda*

Sottozona a *Orbulina suturalis*

Limite inferiore: FO *Orbulina suturalis*
Limite superiore: FO *Orbulina universa*

Sottozona a *Orbulina universa*

Limite inferiore: FO *Orbulina universa*
Limite superiore: FO *Globorotalia praemenardii*

Sottozona a *Globorotalia praemenardii* - *Globorotalia peripheroronda*

Limite inferiore: FO *Globorotalia praemenardii*
Limite superiore: LO *Globorotalia peripheroronda*

Zona a *Dentoglobigerina altispira altispira*

Limite inferiore: LO *Globorotalia peripheroronda*
Limite superiore: FO *Paragloborotalia partimlabiata*

Zona a *Paragloborotalia partimlabiata*

Limite inferiore: FO *Paragloborotalia partimlabiata*
Limite superiore: FO *Neogloboquadrina atlantica praeatlantica*

Sottozona a *Paragloborotalia partimlabiata* - *Globorotalia druryi*

Limite inferiore: FO *Paragloborotalia partimlabiata*
Limite superiore: FCO *Paragloborotalia mayeri*

Sottozona a *Paragloborotalia mayeri*

Limite inferiore: FCO *Paragloborotalia mayeri*
Limite superiore: LO *Paragloborotalia mayeri*

Sottozona a *Globorotalia decoraperta*

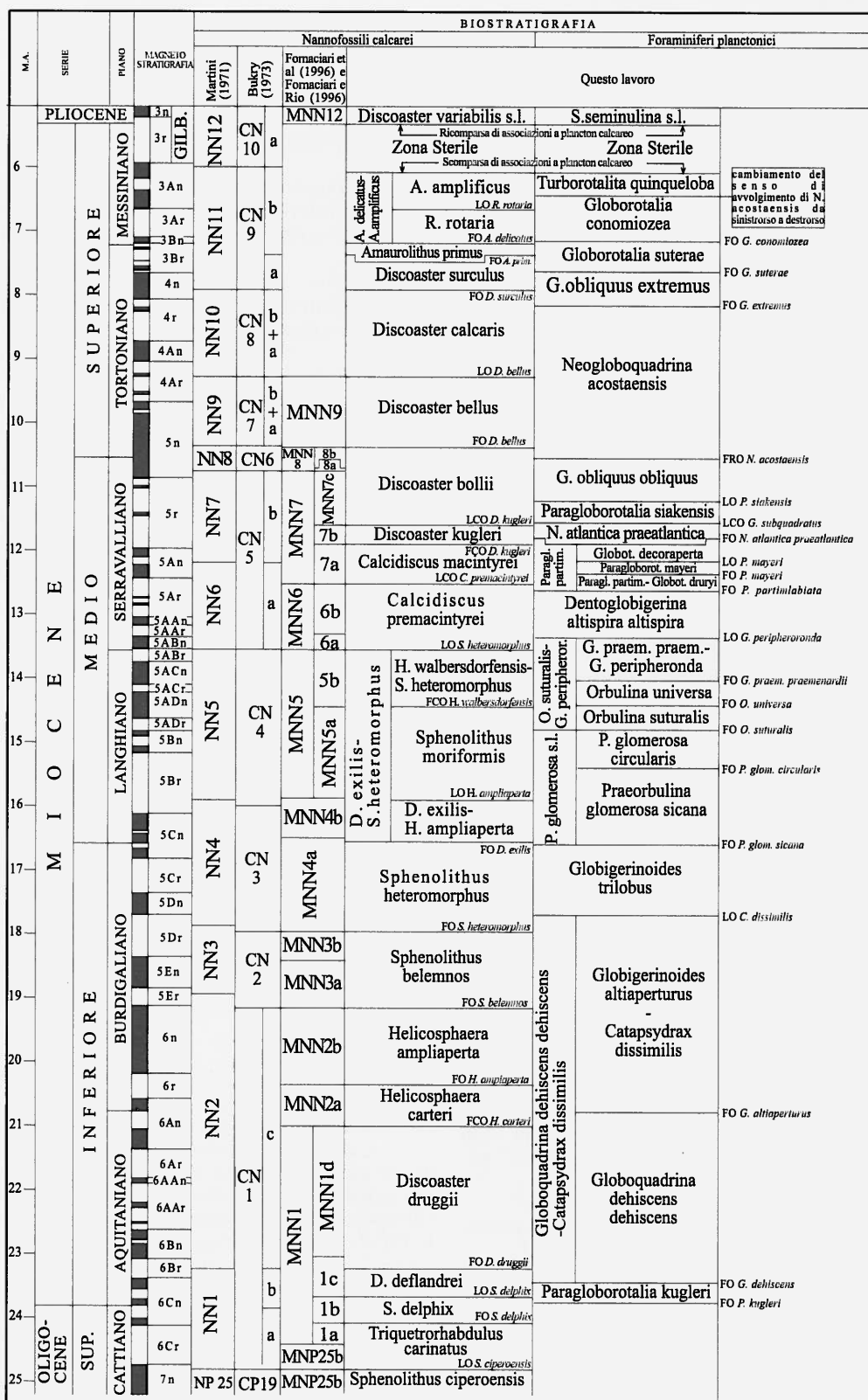


Fig. 10 - Schemi zionali a Foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei utilizzati per i sedimenti plio-pleistocenici dell'area di Lèuca. In sinistra il loro inquadramento nelle scale magnetostratigrafica, cronostratigrafica, geocronologica e geocronometrica.

Limite inferiore: LO *Paragloborotalia mayeri*
 Limite superiore: FO *Neogloboquadrina atlantica praeatlantica*

Zona a *Neogloboquadrina atlantica praeatlantica*
 Limite inferiore: FO *Neogloboquadrina atlantica praeatlantica*
 Limite superiore: LCO *Globigerinoides subquadratus*

Zona a *Paragloborotalia siakensis*
 Limite inferiore: LCO *Globigerinoides subquadratus*
 Limite superiore: LO *Paragloborotalia siakensis*

Zona a *Globigerinoides obliquus obliquus*
 Limite inferiore: LO *Paragloborotalia siakensis*
 Limite superiore: FRO *Neogloboquadrina acostaensis*

Zona a *Neogloboquadrina acostaensis*
 Limite inferiore: FRO *Neogloboquadrina acostaensis*
 Limite superiore: FO *Globigerinoides obliquus extremus*

Zona a *Globigerinoides obliquus extremus*
 Limite inferiore: FO *Globigerinoides obliquus extremus*
 Limite superiore: FO *Globorotalia suterae*

Zona a *Globorotalia suterae*
 Limite inferiore: FO *Globorotalia suterae*
 Limite superiore: FO *Globorotalia conomiozea*

Zona a *Globorotalia conomiozea*
 Limite inferiore: FO *Globorotalia conomiozea*
 Limite superiore: cambiamento di avvolgimento di *Neogloboquadrina acostaensis* da sinistrorso a destrorso

Zona a *Turborotalita quinqueloba*
 Autore: questo lavoro
 Limite inferiore: cambiamento di avvolgimento di *N. acostaensis* da sinistrorso a destrorso
 Limite superiore: scomparsa di associazioni a plancton calcareo per la "crisi di salinità" messiniana

Zona sterile
 Autore: questo lavoro
 Limite inferiore: scomparsa di associazioni a plancton calcareo per la "crisi di salinità" messiniana
 Limite superiore: ricomparsa di associazioni con plancton calcareo al termine della "crisi di salinità" s.l.

Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l.
 Limite inferiore: ricomparsa di associazioni con plancton calcareo al termine della "crisi di salinità" s.l.
 Limite superiore: FO *Globorotalia margaritae* (nel Mediterraneo)

Zona a *Globorotalia margaritae*
 Limite inferiore: FO *Globorotalia margaritae*
 Limite superiore: FO *Globorotalia puncticulata*

Zona a *Globorotalia puncticulata* - *Globorotalia margaritae*

Limite inferiore: FO *Globorotalia puncticulata*
 Limite superiore: LO *Globorotalia margaritae*

Zona a *Globorotalia puncticulata*
 Limite inferiore: LO *Globorotalia margaritae*
 Limite superiore: FO *Globorotalia aemiliana*

Sottozona a *Globorotalia puncticulata*
 Limite inferiore: LO *Globorotalia margaritae*
 Limite superiore: FO *Globorotalia bononiensis*

Sottozona a *Globorotalia bononiensis*
 Limite inferiore: FO *Globorotalia bononiensis*
 Limite superiore: FO *Globorotalia aemiliana*

Zona a *Globorotalia aemiliana*
 Limite inferiore: FO *Globorotalia aemiliana*
 Limite superiore: FO *Globorotalia inflata*

Sottozona a *Globorotalia aemiliana-Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l.
 Limite inferiore: FO *Globorotalia aemiliana*
 Limite superiore: LO *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l.

Sottozona a *Globorotalia crassaformis crassaformis*
 Limite inferiore: LO *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l.
 Limite superiore: FO *Globorotalia inflata*

Zona a *Globorotalia inflata*
 Limite inferiore: FO *Globorotalia inflata*
 Limite superiore: FO *Globigerina cariacensis*

Zona a *Globigerina cariacensis*
 Limite inferiore: FO *Globigerina cariacensis*
 Limite superiore: FO *Globorotalia truncatulinoides excelsa*
 Zona a *Globorotalia truncatulinoides excelsa*
 Limite inferiore: FO *Globorotalia truncatulinoides excelsa*
 Limite superiore: Attuale.

BIOSTRATIGRAFIA A NANNOFOSSILI CALCAREI

Negli ultimi 40 anni gli studi stratigrafici sul Neogene e sul Quaternario hanno avuto un notevole sviluppo anche per l'affermarsi della biostratigrafia a nannofossili calcarei che ha visto, prima nel programma DSDP (Deep Sea Drilling Project) e successivamente in quello ODP (Ocean Drilling Project), i suoi massimi sostenitori. Le ricerche in successioni oceaniche hanno mostrato pienamente la risoluzione stratigrafica offerta dal gruppo; da esse, infatti, sono usciti schemi zionali assai significativi, comunemente utilizzati in tutto il mondo. Si fa riferimento, in particolare, alla zonazione standard di Martini (1971), a quelle per aree tropicali e subtropicali di Bukry (1973, 1975, 1978) e di Okada & Bukry (1980), a quella di Gartner (1977). Per quanto riguarda l'area mediterranea, tuttavia, si ravvisa la dif-

ficoltà di applicare, almeno per alcuni intervalli, gli schemi oceanici di riferimento. Questo è il motivo per cui, fin dagli anni '70, sono state presentate modifiche a tali schemi, con lo scopo evidente di migliorare lo strumento biostratigrafico. Tra gli altri, si ricordano i contributi in questo senso di Schmidt (1973), Mazzei (1977), Rio *et al.* (1978), Colalongo *et al.* (1979b), Ellis & Lohman (1979), Raffi & Rio (1979), Di Stefano & Rio (1981), Theodoridis (1984), Rio *et al.* (1984), Rio & Raffi (1984), Bossio *et al.* (1989e, f; 1991; 1998), Driever (1988), Rio *et al.* (1990), Francolini *et al.* (1990), Mazzei & Oggiano (1991), Channel *et al.* (1992), Mazzei (1993), Fornaciari *et al.* (1996), Fornaciari & Rio (1996). Le modifiche proposte dagli Autori, più o meno ampie, sono in genere legate al controllo sulla validità degli eventi ottenuta, in particolare, con lavori di biostratigrafia integrata a plancton calcareo. Del tutto significativa è anche l'introduzione recente di una stratigrafia basata in parte sulle fluttuazioni di abbondanza dei taxa. L'insieme dei contributi, evidenziabile dalla letteratura, ha condotto alla valorizzazione dei vari eventi (solo in parte utilizzati negli schemi oceanici) ed alla conseguente definizione più accurata delle unità biostratigrafiche. In altre parole, si è venuto a creare nel tempo un contesto biostratigrafico in gran parte nuovo rispetto a quello standard che, anche se deriva da proposte di diversi Autori, ricopre l'intero intervallo Neogene-Quaternario. Come detto in precedenza, quello che riportiamo qui di seguito consiste di unità ampiamente controllate nell'ambito del Bacino Mediterraneo da parte degli scriventi (anche sulla base delle loro calibratura con unità a Foraminiferi planctonici). In alcuni casi esse corrispondono a biozone oceaniche o ne rappresentano suddivisioni, in altri mostrano con queste analogie più o meno strette. Per quanto possibile si è cercato di individuare unità tramite l'analisi di una successione di comparse (FO) e, in subordine, di scomparse (LO); talvolta, specialmente a livello di sottozona, si è utilizzato come evento significativo la prima diffusione quantitativa (FCO) o regolare e continua (FRO) di una forma; in altri casi la particolare diffusione quantitativa (acme) di un taxon (AB = Acme Beginning e AE = Acme End).

Miocene

Zona a *Triquetrorhabdulus carinatus*

Autore: Bramlette & Wilcoxon (1967) emend.

Limite inferiore: LO di *Sphenolithus ciperoensis*

Limite superiore: FO di *Sphenolithus delphix*

Questa nuova unità corrisponde alla porzione inferiore della Zona NN1 di Martini (1971) ed è correlabile verso similmente con gran parte della Sottozona CN1a di Okada & Bukry (1980). Rispetto allo schema di Fornaciari & Rio (1996) essa risulta comprensiva della Zona MNP25b e della Sottozona MNN1a. Le associazioni che ne fanno parte esprimono in genere una bassa diversità specifica. Nell'insieme esse sono rappresentate da *Clausicoccus fenestratus*, *Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Coronocyclus nitescens* (raro), *Cyclicargolithus abisectus*, *C. floridanus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera euphratis*, *H. obli-*

qua, *H. scissura* (rara), *Pyrocyclus orangensis*, *Reticulofenestra* spp., *Sphenolithus compactus*, *S. conicus*, *S. dissimilis* (raro), *S. moriformis* e *Triquetrorhabdulus carinatus* (raro). Nell'ambito della zona sono presenti, in modo più o meno consistente, *Dictyococcites bisectus* e *D. scrippsae*; talvolta vi si rinvenivano anche rari esemplari di *Zygrhablithus bijugatus*. In proposito si ricorda che diversi Autori (ad esempio si vedano: Martini, 1971; Bukry, 1973; Martini & Müller, 1975; Bizzone & Müller, 1979a,b; Berggren *et al.*, 1985) hanno ritenuto la LO di questi taxa come utile per individuare il limite Zona a *S. ciperoensis* / Zona a *T. carinatus* alle varie latitudini. Su questa base la loro presenza nella zona è da legare ad una ripresa da strati precedenti.

Zona a *Sphenolithus delphix*

Autore: Fornaciari & Rio, 1996 (Sottozona MNN1b)

Limite inferiore: FO di *S. delphix*

Limite superiore: LO nello stesso taxon

L'unità è correlabile con la parte intermedia della Zona NN1 e corrisponde, probabilmente, alla porzione sommitale della Sottozona CN1a ed a quella basale della Sottozona CN1b. Alle forme indicate per la precedente unità si aggiungono in questa, con frequenze generalmente contenute, il taxon zonale e *Sphenolithus capricornutus* (limitatamente alla porzione più alta). Da ricordare che Perch-Nielsen (1985) riporta una distribuzione di *S. delphix* che abbraccia l'intera zona NP25 e parte della Zona NN1 di Martini (1971). Seguendo questa indicazione è possibile ritenere che la FO del taxon sia più recente nelle aree mediterranee rispetto a quelle oceaniche.

Zona a *Discoaster deflandrei*

Autore: Bukry, 1973 (indicata a livello di sottozona) emend.

Limite inferiore: LO di *Sphenolithus delphix*

Limite superiore: FO di *Discoaster druggii*

Questa nuova unità corrisponde alla porzione superiore della Zona NN1 ed a gran parte delle sottozone CN1b e MNN1c. Essa è caratterizzata da associazioni nell'insieme simili a quelle riscontrate nella Zona a *T. carinatus*; differiscono principalmente per la presenza, anche se rara, di *Helicosphaera carteri* ed *H. intermedia*, oltre che per una ridotta frequenza di *Cyclicargolithus abisectus* ed una generale abbondanza di *C. floridanus*.

Zona a *Discoaster druggii*

Autore: Martini & Worsley (1970) emend.

Limite inferiore: FO del taxon nominale

Limite superiore: FCO di *Helicosphaera carteri*

In questa sua nuova definizione la zona rappresenta la porzione inferiore della Zona NN2 e della Sottozona CN1c ed è comprensiva della Sottozona MNN1d. Essa è caratterizzata sostanzialmente dalla presenza, anche se rara e sporadica, di *D. druggii*. Nelle associazioni il taxon nominale è in genere accompagnato da *Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Coronocyclus nitescens* (raro), *Cyclicargolithus abisectus* (raro), *C. floridanus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera carteri*,

H. euphratis, *H. intermedia*, *H. obliqua* (rara), *Pontosphaera* sp., *Pyrocyclus orangensis*, *Reticulofenestra* spp., *Sphenolithus compactus*, *S. conicus* (raro), *S. disbelemnos* (raro), *S. dissimilis* (raro), *S. moriformis* e *Triquetrorhabdulus carinatus* (raro). Il carattere della distribuzione di *D. druggii* nell'ambito del Miocene Inferiore dell'area mediterranea, evidenziato anche da altri Autori (si vedano, tra gli altri, Müller, 1978; Theodoridis, 1984; Fornaciari & Rio, (1996), rende talvolta difficoltoso stabilire con esattezza il limite inferiore dell'unità.

Zona a *Helicosphaera carteri*

Autore: Fornaciari & Rio, 1996 (Zona MNN2a)

Limite inferiore: FCO del taxon nominale

Limite superiore: FO di *Helicosphaera ampliaperata*

La zona rappresenta una porzione intermedia sia della Zona NN2, sia della Sottozona CN1c. Essa mostra associazioni del tutto simili a quelle evidenziate per l'unità precedente. Elementi di differenziazione possono essere costituiti dalla minore diffusione di *Helicosphaera euphratis* oltre, ovviamente, della comune presenza del taxon nominale.

Zona a *Helicosphaera ampliaperata*

Autore: Bramlette & Wilcoxon (1967) emend. Fornaciari & Rio, 1996 (Zona MNN2b)

Limite inferiore: FO del taxon nominale

Limite superiore: FO di *Sphenolithus belemnos*

Essa rappresenta la porzione superiore della Sottozona CN1c oltre che la quasi totalità della porzione superiore della Zona NN2. Le associazioni in essa contenute sono costituite in prevalenza da *Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Coronocyclus nitescens* (raro), *Cyclicargolithus abisectus* (raro), *C. floridanus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera ampliaperata*, *H. carteri* (rara), *H. euphratis* (rara), *H. intermedia*, *H. mediterranea*, *H. obliqua* (rara), *H. scissura*, *Pontosphaera* sp., *Pyrocyclus orangensis*, *P. inversus*, *Reticulofenestra* spp., *Sphenolithus compactus*, *S. conicus* (raro), *S. dissimilis* (raro), *S. moriformis* e *Triquetrorhabdulus carinatus* (raro).

Zona a *Sphenolithus belemnos*

Autore: Bramlette & Wilcoxon (1967) emend. Bukry (1973)

Limite inferiore: FO del taxon nominale

Limite superiore: FO di *Sphenolithus heteromorphus*

L'unità, equivalente della Zona CN2, è comprensiva di gran parte della Zona NN3; è, inoltre, correlabile con l'insieme delle zone MNN3a e MNN3b. Le associazioni differiscono da quelle della zona precedente sostanzialmente per la presenza di *S. belemnos* in assenza di *S. dissimilis* (per gran parte della zona anche di *T. carinatus*) e per l'estrema rarità di *H. mediterranea* ed *H. obliqua*. Nel loro ambito si rinvencono, talvolta comunemente, anche *Calcidiscus rotulus* e *Pontosphaera multipora*.

Zona a *Sphenolithus heteromorphus*

Autore: Bramlette & Wilcoxon (1967) emend.

Limite inferiore: FO del taxon nominale

Limite superiore: FO di *Discoaster exilis*

Questa nuova unità è correlabile con gran parte della Zona MNN4a, corrisponde alla porzione medio-inferiore della Zona CN3 ed è comprensiva di gran parte della NN4 e della sommità della NN3. In essa le associazioni sono prevalentemente rappresentate da *Calcidiscus rotulus*, *Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster aulakos*, *D. deflandrei*, *D. variabilis*, *Helicosphaera ampliaperata*, *H. carteri*, *H. euphratis* (rara), *H. intermedia*, *H. obliqua* (rara), *H. mediterranea*, *H. scissura* (rara), *Pontosphaera multipora*, *P. sp.*, *Pyrocyclus orangensis*, *P. hermosus*, *P. inversus*, *Reticulofenestra* spp., *Sphenolithus compactus*, *S. heteromorphus* e *S. moriformis*. Si ricorda, inoltre, che la porzione iniziale della zona è riconoscibile per la sovrapposizione nella distribuzione di *S. heteromorphus* e *S. belemnos*, analogamente a quanto evidenziato negli oceani da Bukry (1973).

Zona a *Discoaster exilis*-*Sphenolithus heteromorphus*

Autore: Iaccarino *et al.* (2001)

Limite inferiore: FO di *D. exilis*

Limite superiore: LO di *S. heteromorphus*

Sulla base della LO di *Helicosphaera ampliaperata* e della FCO di *H. walbersdorfensis* questa unità è stata suddivisa dagli Autori (si veda anche in Foresi *et al.*, 2002) in tre sottozone: quella a *D. exilis*-*H. ampliaperata*, quella a *S. moriformis* e quella a *H. walbersdorfensis*-*S. heteromorphus*. La prima è in gran parte correlabile con la Zona MNN4b di Fornaciari *et al.* (1996) e corrisponde alla porzione superiore della Zona NN4 oltre che alle parti rispettivamente superiore e basale delle zone CN3 e CN4; la seconda costituisce la parte medio-inferiore delle zone NN5 e CN4 ed è pressoché coincidente con la MNN5a; l'ultima, definita da Fornaciari *et al.* (1996) come MNN5b, rappresenta il tratto superiore delle zone NN5 e CN4. Nell'ambito della Sottozona a *D. exilis* - *H. ampliaperata* sono osservabili, in ordine dal basso, la FO di *Reticulofenestra pseudumbilica*, quella di *Rhabdosphaera procera*, quella di *Calcidiscus premacintyreii* e quella di *C. macintyreii* (con morfologie di diametro < 11 mm). Quest'ultimo evento, che marca la base della CN4, si realizza in livelli di poco precedenti quello di scomparsa di *H. ampliaperata* e caratterizzati dal raro rinvenimento (o dall'assenza) di *S. heteromorphus* e dalla riduzione di frequenza di *D. deflandrei*. Nella porzione iniziale della seconda sottozona *S. heteromorphus* prosegue ad essere raro o assente; nella parte restante, invece, è di rinvenimento continuo ed assume frequenze consistenti. Da notare ancora, al suo interno, la FO di *Sphenolithus abies* oltre che la presenza rara e relativamente continua di *C. macintyreii*.

Zona a *Calcidiscus premacintyreii*

Autore: Fornaciari *et al.*, 1996 (Zona MNN6)

Limite inferiore: LO di *S. heteromorphus*

Limite superiore: LCO di *Calcidiscus premacintyreii*

Essa corrisponde alla maggior parte della Zona NN6 e della Sottozona CN5a. Nella parte inferiore della zona

si realizza la LCO di *C. floridanus* e la FCO di *R. pseudoumbilica* (≥ 7 mm), in quella superiore la FO di *C. macintyreii* (≥ 11 mm) (si veda anche in Fornaciari & Rio, 1996; Fornaciari *et al.*, 1996; Iaccarino *et al.*, 2001; Foresi *et al.*, 2002). Da rilevare, inoltre, che nelle associazioni si rinvengono esemplari con morfologie riconducibili a *Discoaster musicus* o intermedie tra questo e *D. kugleri*; vi si osserva ancora un incremento quantitativo del taxon nominale.

Zona a *Calcidiscus macintyreii*

Autore: questo lavoro

Limite inferiore: LCO di *C. premacintyreii*

Limite superiore: FCO di *Discoaster kugleri*

La zona, del tutto equivalente alla Sottozona MNN7a di Hilgen *et al.* (2000), è correlabile con la parte più alta della Zona NN6 (e della Sottozona CN5a) e con quella più bassa della Zona NN7 (e della Sottozona CN5b). All'interno dell'unità risultano realizzarsi, in ordine dal basso, la FCO di *Calcidiscus macintyreii* (≥ 11 μ m) e la FO di *Discoaster kugleri*. Le associazioni sono in prevalenza rappresentate da *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *C. rotulus*, *Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster aulakos*, *D. challengerii*, *D. deflandrei*, *D. exilis*, *D. pseudovariabilis* (raro), *D. stellulus* (raro), *D. subsurculus* (raro), *D. variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *H. minuta*, *H. walbersdorfensis*, *Pontosphaera multipora*, *Pyrocyclus hermosus*, *P. inversus*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *R. spp.*, *Rhabdosphaera procera*, *Sphenolithus abies*, *S. compactus*, *S. moriformis* e *Umbilicosphaera sibogae*.

Zona a *Discoaster kugleri*

Autore: Bramlette & Wilcoxon (1967) emend. Hilgen *et al.*, 2000 (MNN7b)

Limite inferiore: FCO del taxon nominale

Limite superiore: LCO dello stesso taxon

Essa corrisponde alla parte intermedia sia delle zone NN7 e MNN7 che della Sottozona CN5b. Nel suo ambito sono osservabili la LO di *Sphenolithus moriformis*, quella di *Discoaster aulakos* e quella di *D. deflandrei* oltre che la FO di *Discoaster bollii*.

Zona a *Discoaster bollii*

Autore: Rahman & Roth (1989) emend.

Limite inferiore: LCO di *D. kugleri*

Limite superiore: FO di *Discoaster bellus*

L'unità, del tutto equivalente alla zona omonima di Iaccarino *et al.* (2001), è correlabile con la parte superiore delle zone NN7, CN5 ed MNN7, con la maggior parte delle zone NN8 e CN6 oltre che con l'intera MNN8. Essa è caratterizzata, dal basso verso l'alto, dalla LO di *Discoaster kugleri*, dalla LCO di *Coccolithus miopelagicus* e di *H. walbersdorfensis*, dalla FO di *Discoaster brouweri*.

Zona a *Discoaster bellus*

Autore: Bukry, 1973 (a livello di sottozona) emend. Iaccarino *et al.* (2001)

Limite inferiore: FO del taxon zonale

Limite superiore: LO dello stesso taxon

L'unità è correlabile con le zone NN9, CN7 e MNN9. Essa è caratterizzata dalla distribuzione, anche se rara, del taxon zonale; talvolta, quest'ultimo è accompagnato da *Discoaster hamatus*. Anche se non sempre è possibile stabilire una successione di eventi in ragione della rarità e sporadicità dei taxa che seguono, nell'ambito della zona compaiono i primi esemplari di *Discoaster prepentaradiatus*, *D. neohamatus*, *D. calcaris* e *D. pentaradiatus*; sembra inoltre scomparirvi *D. exilis* (tra gli altri si veda: Mazzei, 1977; Colalongo *et al.*, 1979a, b; Mazzanti *et al.*, 1981) e, poco prima del tetto della zona, *D. hamatus*.

Zona a *Discoaster calcaris*

Autore: Martini (1971) emend. Iaccarino *et al.* (2001)

Limite inferiore: LO di *D. bellus*

Limite superiore: FO di *Discoaster surculus*, FO di *D. quinqueramus*

Questa unità è pressoché equivalente alle zone NN10 e CN8. Le sue associazioni differiscono sostanzialmente da quelle della zona precedente per la presenza, anche se rara e discontinua, di *Discoaster loeblichii* e di forme transizionali tra *Discoaster bellus* e *D. quinqueramus* oltre che per l'assenza di *Discoaster hamatus* e di *Helicosphaera minuta*. Nella parte più bassa della zona scompare *Discoaster prepentaradiatus*, in quella più alta *Discoaster bollii*.

Zona a *Discoaster surculus*

Autore: questo lavoro

Limite inferiore: FO del taxon nominale

Limite superiore: FO di *Amaurolithus primus*

L'unità è correlabile con la Sottozona CN9a e con la parte inferiore della Zona NN11; rappresenta, inoltre, gran parte della zona omonima di Iaccarino *et al.*, 2001 (si veda anche Foresi *et al.*, 2002). La sua caratterizzazione è legata, oltre che alla presenza del taxon nominale in assenza di *A. primus*, a quella, anche se rara e discontinua, di *D. quinqueramus* e di *D. berggrenii*. All'interno della parte inferiore della zona scompaiono *Discoaster pseudovariabilis* e *D. neohamatus*. I taxa più frequenti nelle associazioni sono rappresentati da *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii* (limitatamente ad alcuni livelli), *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster brouweri*, *D. icarus*, *D. pansus*, *D. pentaradiatus*, *D. variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera japonica*, *P. multipora*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *R. spp.*, *Rhabdosphaera procera*, *Sphenolithus abies*, *S. neoabies* e *Umbilicosphaera sibogae*; tra i componenti rari e saltuari si ricordano *Discoaster berggrenii*, *D. calcaris*, *D. quinqueramus*, *Scyphosphaera apsteini*, *S. globulata* e *S. spp.*

Zona ad *Amaurolithus primus*

Autore: Bukry, 1973 (Sottozona a *Ceratolithus primus*) emend.

Limite inferiore: FO del taxon nominale

Limite superiore: FO di *Amaurolithus delicatus*

Questa breve nuova unità è correlabile con la porzione intermedia della Zona NN11, con quella più bassa della Sottozona CN9b e con quella omonima di Theodori-

dis (1984). Essa rappresenta, inoltre, la parte iniziale sia della Zona ad *A. primus* di Mazzei, 1977 (si veda anche in Rio *et al.*, 1978; Ellis & Lohman, 1979; Colalongo *et al.*, 1979a, b), sia della Zona ad *A. primus-Amaurolithus amplificus* di Mazzei e Oggiano, 1991 (si veda anche in Bossio *et al.*, 1991). Nel suo ambito *A. primus* (con morfologie primitive e non) è talvolta accompagnato da *A. amplificus*; entrambi gli amauroliti sono in genere rari. Le associazioni sono in prevalenza rappresentate, oltre che da questi taxa, da tutte le forme indicate per la zona precedente (queste mostrano, in alcuni casi, frequenze differenziate).

Zona ad *Amaurolithus delicatus-A. amplificus*

Autore: Iaccarino *et al.* (2001)

Limite inferiore: FO del primo taxon

Limite superiore: scomparsa delle associazioni a plancton calcareo per la "crisi di salinità" messiniana. Essa costituisce, insieme a quella precedente, la Zona ad *A. primus-A. amplificus* di Mazzei & Oggiano, 1991 (si veda anche in Bossio *et al.*, 1991); è inoltre correlabile con la parte medio-superiore della Zona NN11 e con gran parte della Sottozona CN9b (con l'esclusione dei tratti sommitali di queste); comprende, infine, la Zona a *Reticulofenestra rotaria* e quella a *Calcidiscus leptoporus* di Theodoridis (1984). La Zona ad *A. delicatus-A. amplificus* è suddivisa in due sottozone (a *R. rotaria* ed a *A. amplificus*) sulla base della LO di *R. rotaria* (si veda anche in Theodoridis, 1984). Nelle associazioni più complete della prima sottozona *A. delicatus* e *R. rotaria* sono accompagnati da *Amaurolithus amplificus* (raro e sporadico), *A. primus* (raro), *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii* (raro), *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster brouweri*, *D. berggrenii* (raro e saltuario), *D. calcaris* (raro), *D. challengerii*, *D. icarus* (raro), *D. intercalaris* (raro), *D. pansus* (raro), *D. pentaradiatus*, *D. quinqueramus* (raro), *D. stellulus* (raro), *D. surculus*, *D. variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera japonica*, *P. multipora* (rara), *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *R. spp.*, *Rhabdosphaera procera*, *Scyphosphaera apsteini*, *S. globulata*, *S. spp.*, *Sphenolithus abies*, *S. neoabies* e *Umbilicosphaera sibogae*. In alcune sezioni particolarmente favorevoli (ad esempio quelle siciliane) alla sommità della sottozona si rinvenivano esemplari di *A. tricorniculatus*. La Sottozona ad *A. amplificus* rappresenta un'unità del tutto particolare nell'ambito del Bacino Mediterraneo perché contiene termini che esprimono ambienti deposizionali marini, piuttosto variabili sia nello spazio che nel tempo, i quali preannunciano la nota "crisi di salinità". Le sue associazioni, che testimoniano in questo senso, si presentano in modo assai diverso anche se prevalgono quelle poco diversificate, talora oligotipiche o addirittura molto povere nel numero di specie e di individui. In particolare, quelle meglio rappresentate, sia dal punto di vista qualitativo che da quello quantitativo, sono di pertinenza del tratto iniziale della sottozona. In esse si possono riconoscere, in combinazione parziale e diversa frequenza, *Amaurolithus amplificus*, *A. delicatus*, *A. primus*, *A. cf. tricorniculatus*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *C. sp.*, *Coccolithus pelagicus*, *Cricolithus jonesi*, *Discoaster*

brouweri, *D. berggrenii*, *D. mendomobensis*, *D. pentaradiatus*, *D. quinqueramus*, *D. surculus*, *D. variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera japonica*, *P. multipora*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *R. spp.*, *Rhabdosphaera procera*, *Scapholithus fossilis*, *Scyphosphaera spp.*, *Sphenolithus abies*, *S. neoabies*, *Syracosphaera sp.* e *Umbilicosphaera sibogae*. Nelle associazioni in cui il carattere oligotipico è meno accentuato sono in genere presenti, in modo relativamente consistente, *Calcidiscus macintyreii*, *C. sp.*, *Cricolithus jonesi*, *Discoaster mendomobensis*, *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera japonica*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *R. spp.*, *Rhabdosphaera procera*, *Scyphosphaera spp.*, *Sphenolithus abies* e *Umbilicosphaera sibogae*; quasi sempre rari risultano, invece, *Calcidiscus leptoporus*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster pentaradiatus*, *D. quinqueramus*, *D. variabilis*, *Pontosphaera multipora* e *Sphenolithus neoabies*. Nel caso di associazioni oligotipiche esse sono spesso dominate quantitativamente da uno o dalla combinazione di alcuni dei taxa seguenti: *Calcidiscus sp.*, *Discoaster mendomobensis*, *Helicosphaera carteri*, *Reticulofenestra spp.*, *Scyphosphaera spp.*, *Sphenolithus abies* e *Umbilicosphaera sibogae*. Nell'ambito della porzione superiore della sottozona il contenuto in nannofossili è in prevalenza povero o addirittura assente. Bossio *et al.* (1985) riportano, comunque, che nelle diatomiti della Toscana Marittima (Tripoli di Paltratico), correlabili con la porzione superiore del "Tripoli" siciliano, si rinvenivano eccezionalmente associazioni del tutto particolari non solo per la straordinaria abbondanza di alcuni taxa (*Calcidiscus sp.*, *Helicosphaera carteri*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Rhabdosphaera procera*, *Sphenolithus abies*) ma soprattutto per lo sviluppo inatteso di *Amaurolithus delicatus*, *A. primus* e *A. ninae*. Queste associazioni sono inoltre composte da rari *Amaurolithus amplificus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Cricolithus jonesi*, *Discoaster brouweri*, *D. mendomobensis*, *D. pentaradiatus*, *Lithostromation perdurum*, *Pontosphaera japonica*, *Scyphosphaera spp.*, *Sphenolithus neoabies*, *Syracosphaera sp.* e *Umbilicosphaera sibogae*. Anche se con i limiti posti dalle diverse situazioni ambientali il taxon nominale della sottozona risulta presente fino ai livelli che precedono di poco l'inizio della deposizione evaporitica mediterranea (si veda in Bossio *et al.*, 1976, 1985); con buona approssimazione, quindi, la LO di *A. amplificus* può essere fatto corrispondere al limite superiore della zona.

Zona sterile

Autore: questo lavoro

Limite inferiore: scomparsa delle associazioni a plancton calcareo per la "crisi di salinità" messiniana

Limite superiore: ricomparsa di associazioni con plancton calcareo al termine della "crisi di salinità" s.l.

Pliocene - Quaternario

Zona a *Discoaster variabilis* s.l.

Autore: Francolini *et al.* (1990)

Limite inferiore: ricomparsa di associazioni con

plancton calcareo al termine della "crisi di salinità" s.l.

Limite superiore: FO di *Amaurolithus tricorniculatus*, FO di *Ceratolithus acutus*

L'unità, correlabile con quella omonima di Bossio *et al.* (1991, 1997), rappresenta la porzione più alta della Sottozona CN10a, quella intermedia della Zona NN12 e quella basale della Zona MNN12 di Rio *et al.* (1990) e della Zona ad *Amaurolithus delicatus* di Raffi & Rio (1979). Essa è ben individuabile soprattutto per la presenza esclusiva, fra i rappresentanti del genere, di *Amaurolithus delicatus* e *A. primus* oltre che per quella di taxa ad affinità miocenica come *Discoaster* cf. *calcaris*, *D. intercalaris*, *D. mendomobensis*, *D. pansus*, *D. stellulus*, *D. variabilis*, *Scyphosphaera amphora*, *S. intermedia* e *S. pulcherrima*. La scelta della FO di *A. tricorniculatus* come elemento fondamentale per la definizione del limite superiore della zona, rispetto a quella della FO di *C. acutus* è legata sostanzialmente al rinvenimento più regolare e continuo del primo taxon nelle successioni plioceniche mediterranee. In ogni caso, laddove sono osservabili entrambi gli eventi questi si realizzano in una posizione assai prossima. Da notare, comunque, che in realtà *A. tricorniculatus* compare sia in successioni oceaniche (Bossio *et al.*, 1976) che mediterranee (si veda quanto riportato in Bossio *et al.*, 1998) in livelli messiniani; dopo un breve intervallo di distribuzione miocenica il taxon però scompare dalle successioni per ricomparirvi, in modo più consistente, nell'ambito del Pliocene inferiore. Indicazioni sulla posizione del tetto della zona possono essere fornite anche dalla riduzione quantitativa del taxon nominale (LCO) e dalla presenza di rari esemplari di *Helicosphaera sellii* e *Syracosphaera histrica*.

Zona ad *Amaurolithus tricorniculatus*

Autore: Gartner, 1969 (Zona a *Ceratolithus tricorniculatus*) emend. Francolini *et al.* (1990)

Limite inferiore: FO di *A. tricorniculatus*, FO di *Ceratolithus acutus*

Limite superiore: LO del taxon nominale

Sulla base della comparsa di *Ceratolithus rugosus* l'unità è suddivisa dagli Autori in due sottozone: quella a *Ceratolithus acutus* e quella a *C. rugosus*-*A. tricorniculatus*. La prima è da considerarsi equivalente alla omonima Sottozona CN10b e corrisponde alla parte media della Zona ad *Amaurolithus delicatus* di Raffi & Rio (1979), a quella superiore della Zona NN12 e a quella medio-superiore della Zona MNN12; la seconda coincide con la Sottozona CN10c e rappresenta la porzione più bassa delle Zone NN13 ed MNN13. Localmente le due sottozone sono riconoscibili non tanto per la FO di *C. rugosus* (data la rarità del taxon nel Mediterraneo), quanto per la FCO di *Helicosphaera sellii* che approssima da vicino tale evento. Nell'ambito della zona il taxon nominale è in genere accompagnato da *Amaurolithus delicatus*; occasionalmente risultano presenti anche *Amaurolithus primus* (con più facilità si rinviene nella prima sottozona) e *Ceratolithus* sp.; limitatamente agli intervalli di pertinenza si possono comunque ritrovare, in modo raro e sporadico, *C. acutus* e *C. rugosus*. Una caratteristica abba-

stanza diffusa dell'unità è la diversificazione specifica del genere *Scyphosphaera* ed il comune rinvenimento di alcuni suoi rappresentanti (ad esempio *S. apsteini* e *S. turris*). Da notare ancora la presenza, anche se decisamente rara, di alcuni dei taxa ad affinità miocenica evidenziati nella biozona precedente (*Discoaster* cf. *calcaris*, *D. stellulus* e *Scyphosphaera amphora*). Le associazioni dell'unità sono costituite in prevalenza da *Calcidiscus macintyreii*, *C. sp.*, *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *Reticulofenestra* spp. e *Sphenolithus abies* cui si aggiungono, generalmente, rari *Amaurolithus delicatus*, *A. tricorniculatus*, *Braarudosphaera bigelowi*, *Calcidiscus leptoporus*, *Ceratolithus* sp., *Cricolithus jonesi*, *Discoaster brouweri*, *D. intercalaris*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus*, *Helicosphaera sellii* (nel tratto superiore diviene comune), *Pontosphaera discopora*, *P. japonica*, *P. multipora*, *Pseudoemiliania* cf. *lacunosa*, *Reticulofenestra pseudumbilica*, *Rhabdosphaera procera*, *Scyphosphaera* spp., *Sphenolithus neoabies*, *Syracosphaera histrica* e *Umbilicosphaera sibogae*.

Zona a *Sphenolithus abies*

Autore: Boudreaux & Hay (1969) emend. Bossio *et al.* (1998)

Limite inferiore: LO di *Amaurolithus tricorniculatus*

Limite superiore: FCO di *Discoaster asymmetricus*

L'unità, pressochè equivalente alla sottozona omonima (appartenente alla Zona ad *Amaurolithus delicatus*) di Francolini *et al.*, 1990 (si veda anche in Bossio *et al.*, 1991), corrisponde alla Sottozona CN11a ed è correlabile con la porzione media della Zona a *Reticulofenestra pseudumbilica* di Raffi & Rio (1979) e con quella medio-superiore della Zona NN13 e della Zona MNN13. Da rilevare è la presenza rara e sporadica di *D. asymmetricus* e di *Pseudoemiliania lacunosa* (di dimensioni intermedie) oltre che quella consistente di *Crenalithus daronicoides*.

Zona a *Discoaster asymmetricus*

Autore: Gartner (1969) emend. Bossio *et al.* (1998)

Limite inferiore: FCO del taxon nominale

Limite superiore: FO di *Discoaster tamalis*

La biozona, correlabile con la Zona NN14, con la parte superiore della Zona a *Reticulofenestra pseudumbilica* di Raffi & Rio (1979) e con la Sottozona a *D. asymmetricus* - *A. delicatus* di Francolini *et al.*, 1990 (si veda anche in Bossio *et al.*, 1991), abbraccia gran parte della Sottozona CN11b e della Zona MNN14-15. Anche se non in modo costante, continua ad esservi presente *Amaurolithus delicatus* mentre si assiste ad una riduzione quantitativa del genere *Sphenolithus*; di rinvenimento in genere raro è *Pseudoemiliania lacunosa* (di dimensioni intermedie).

Zona a *Discoaster tamalis*

Autore: Bukry, 1973 (indicata a rango di sottozona) emend. Rahman & Roth (1989)

Limite inferiore: FO del taxon nominale

Limite superiore: LO dello stesso taxon

Questa biozona, equivalente a quella omonima di Bos-

sio *et al.* (1998) e pressochè coincidente con quella altrettanto omonima di Francolini *et al.*, 1990 (si veda anche in Bossio *et al.*, 1991), è qui suddivisa in tre sottozone sulla base della LO di *Reticulofenestra pseudoumbilica* e della FO di *Rhabdosphaera clavigera*: la prima, a *R. pseudoumbilica*, è di breve entità e corrisponde alla Zona NN15 (porzione più alta della Sottozona CN11b e della Zona MNN14-15); la seconda, a *Gephyrocapsa* spp., abbraccia gran parte della Sottozona CN12a (tratto medio-inferiore della Zona NN16) e della Zona MNN16a; l'ultima, a *R. clavigera*, rappresenta la parte terminale della Sottozona CN12a e della Zona MNN16a. Relativamente alla sottozona più antica si evidenzia che è caratterizzata, oltre che dalla presenza del taxon nominale, dalla FO di *Gephyrocapsa* spp., da quella di *Pseudoemiliania lacunosa* (morfotipi di grandi dimensioni) e dalla LO di *Sphenolithus abies*. Per quanto riguarda la sottozona intermedia si ricorda che nelle sue associazioni dominano in genere taxa come *Calcidiscus macintyreii*, *C. sp.*, *Coccolithus pelagicus*, *Crenalithus doronicoides*, *Gephyrocapsa* spp., *Helicosphaera sellii*, *Pseudoemiliania lacunosa* (anche di grandi dimensioni) e *Reticulofenestra* spp.. Per l'ultima sottozona si rileva solo la sua caratterizzazione rappresentata dalla distribuzione iniziale del taxon nominale; durante tale distribuzione questo risulta, comunque, sempre raro. Oltre alle forme precedentemente nominate, le associazioni della zona comprendono in genere *Calcidiscus leptoporus*, *Cricolithus jonesi*, *Discoaster asymmetricus*, *D. brouweri*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus*, *D. tamalis*, *D. triradiatus*, *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera discopora*, *P. japonica*, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (limitatamente alla sottozona più antica), *Rhabdosphaera procera*, *Scyphosphaera* spp., *Syracosphaera histrica* e *Umbilicosphaera sibogae*.

Zona a *Discoaster pentaradiatus*

Autore: Martini & Worsley (1970) emend. Bukry, 1973 (a rango di sottozona)

Limite inferiore: LO di *Discoaster tamalis*

Limite superiore: LO di *Discoaster pentaradiatus*

La biozona, equivalente alla Zona MNN16b-MNN17, include le sottozone CN12b e CN12c oltre che la parte superiore della Zona NN16 e la Zona NN17. Essa è riconoscibile per la presenza del taxon nominale in assenza di *Discoaster tamalis* e di *D. asymmetricus*. Nel suo ambito si realizza la LO di *Discoaster surculus* e l'incremento quantitativo di *Rhabdosphaera clavigera*. Per quanto riguarda le associazioni, in genere impoverite rispetto a quelle descritte in precedenza, si ricorda solo la discreta diffusione di *Coccolithus pelagicus*, *Crenalithus doronicoides*, *Helicosphaera sellii* e *Pseudoemiliania lacunosa*.

Zona a *Discoaster brouweri*

Autore: Boudreaux & Hay in Hay *et al.* (1967) emend.

Limite inferiore: LO di *Discoaster pentaradiatus*

Limite superiore: LRO del taxon nominale

Questa nuova unità è correlabile con gran parte della Zona NN18 e della Sottozona CN12d; è inoltre pressochè

corrispondente alla zona omonima di Francolini *et al.* (1990) (si veda anche in Bossio *et al.*, 1991) e alla Zona MNN18. Da notare che la LO di *D. brouweri* costituisce un evento assai noto in bibliografia in quanto utilizzato per marcare il limite superiore della zona omonima negli schemi zonali di riferimento (Martini, 1971; Bukry, 1973, 1975, 1978; Gartner, 1977). Nelle successioni oceaniche la bontà dell'evento è anche controllata tramite il sensibile picco di frequenza di *Discoaster triradiatus* che si realizza nella porzione terminale della distribuzione di *D. brouweri*; in quelle mediterranee tale controllo è più difficoltoso per la maggiore rarità dei due taxa. Ciò porta, inevitabilmente, a proposte differenti di collocazione del bioevento. Un esempio è fornito dalla sezione di Vrica (stratotipo del limite Pliocene/Pleistocene) dove la LO di *D. brouweri* è così piazzata: Cati & Borsetti (1981) circa 90 m al di sotto della base del Quaternario, Backman *et al.* (1983) circa 75 m, Colalongo *et al.* (1981, 1982) circa 65 m (quest'ultimo dato è riportato anche in Aguirre e Pasini, 1985). L'esperienza diretta sulla sezione di Vrica, su quella di Pisticci in Basilicata (Mazzei, 1993) e su altre sezioni dell'Italia Meridionale, conferma le difficoltà sopra evidenziate. Fa ritenere inoltre possibile che l'evento in questione possa essere collocato più in alto, addirittura in prossimità del livello di comparsa di *Gephyrocapsa oceanica*; è fino a questo livello infatti che, anche se con basse frequenze ed in modo saltuario, si rinvengono *D. brouweri* e *D. triradiatus*. Purtroppo, non è possibile escludere neppure che queste ultime presenze possano legarsi ad un fenomeno di "rimaneggiamento". Nel dubbio, si ritiene non solo più "agevole" ma anche più significativo l'utilizzo in biostratigrafia della LRO di *D. brouweri*. Nell'ambito della zona è da segnalare la LO di *Rhabdosphaera procera* (parte iniziale) e lo sviluppo quantitativo e qualitativo di *Gephyrocapsa* spp. (parte superiore).

Zona a *Crenalithus doronicoides*

Autore: Bukry, 1973 (Zona a *Gephyrocapsa doronicoides*) emend.

Limite inferiore: LRO di *Discoaster brouweri*

Limite superiore: FRO di *Gephyrocapsa oceanica*

Essa comprende la porzione sommitale delle zone NN18 e CN12 e quella basale delle zone NN19 e CN13; include inoltre la parte più alta della Zona MNN18, la Zona MNN19a e la base della Zona MNN19b; abbraccia infine il tetto della Zona a *D. brouweri*, la zona omonima e la base della Zona a *G. oceanica*-*C. macintyreii* Bossio *et al.* (1989e, 1991) e di Francolini *et al.* (1990). In proposito si ricorda che alla FO di *G. oceanica*, ampiamente utilizzata in successioni oceaniche (Bukry, 1973, 1975, 1978) e mediterranee (Rio *et al.*, 1990; Francolini *et al.*, 1990; Bossio *et al.*, 1991) ai fini biostratigrafici, è qui preferita la sua prima presenza continua (FRO). Il taxon, infatti, almeno nell'ambito del Mediterraneo risulta raro e sporadico nel suo tratto basale di distribuzione mentre assume in seguito una presenza regolare ed una frequenza consistente. All'interno dell'unità continua l'incremento quali-quantitativo di *Gephyrocapsa* spp.,

visto per la biozona precedente, mentre del tutto rari e sporadici sono *D. brouweri* e *D. triradiatus*; sono inoltre presenti forme transizionali a *G. oceanica*; al tetto della zona è infine osservabile la FO di *G. oceanica* e di *Gephyrocapsa caribbeanica*. Oltre ai taxa citati compongono principalmente le associazioni *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Crenalithus doronicoides*, *Cricolithus jonesi*, *Helicosphaera carteri*, *H. sellii*, *Pontosphaera discopora*, *P. japonica*, *Pseudoemiliania lacunosa*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Syracosphaera histrica* e *Umbilicosphaera sibogae*.

Zona a *Gephyrocapsa oceanica*-*Calcidiscus macintyreii*

Autore: Bossio *et al.* (1989e) emend.

Limite inferiore: FRO di *G. oceanica*

Limite superiore: LO di *C. macintyreii*

L'unità è correlabile con la maggior parte della zona omonima di Bossio *et al.* (1989e, 1991) e di Francolini *et al.* (1990), oltre che della Zona MNN19b; corrisponde, infine, a parte della Zona a *Cyclicoccolithina macintyreii* di Gartner (1977) e alla parte intermedia della Sottozona CN13a. Le associazioni sono caratterizzate sostanzialmente dai due taxa nominali; piuttosto diffusi sono ancora *Crenalithus doronicoides*, *Gephyrocapsa* spp., *Helicosphaera sellii* e *Pseudoemiliania lacunosa*.

Zona a *Helicosphaera sellii*

Autore: Gartner (1977)

Limite inferiore: LO di *Calcidiscus macintyreii*

Limite superiore: LO del taxon nominale

La zona, utilizzata nel Mediterraneo anche da Bossio *et al.* (1989e, 1991) e da Francolini *et al.* (1990), è qui suddivisa in due sottozone (a *Gephyrocapsa caribbeanica* ed a "large" *Gephyrocapsa*) sulla base dell'inizio dell'Acme (AB) di *Gephyrocapsa* di grandi dimensioni (> 5,5 µm). La prima sottozona pressoché corrisponde alla Zona MNN19c; la seconda è correlabile con la Zona MNN19d e coincide con la Zona a *H. sellii* di Mazzei (1993). Da rilevare che la straordinaria ricchezza di "large" *Gephyrocapsa* termina alla sommità della zona. Quest'ultima è in genere caratterizzata anche da comuni fino ad abbondanti *Calcidiscus leptoporus*, *Coccolithus pelagicus*, *Crenalithus doronicoides*, *Gephyrocapsa aperta*, *G. caribbeanica*, *G. ericsonii*, *G. lumina*, *G. oceanica*, *G. omega*, *G. spp.*, *Helicosphaera carteri*, *H. sellii*, *Pseudoemiliania lacunosa*, *Syracosphaera histrica* e *Umbilicosphaera sibogae*.

Zona a "small" *Gephyrocapsa*

Autore: Gartner (1977)

Limite inferiore: LO di *Helicosphaera sellii*

Limite superiore: fine dell'Acme (AE) di "small" *Gephyrocapsa*

Questa unità è caratterizzata dalla predominanza dei rappresentanti di piccole dimensioni (< 3.5 µm) del genere *Gephyrocapsa*. Essa è del tutto equivalente a quella omonima di Bossio *et al.* (1989e, f, 1991), Francolini *et al.* (1990) e Mazzei (1993); è inoltre

comprensiva della Zona MNN19e e della base della Zona MNN19f. Oltre ad abbondanti *G. aperta*, *G. ericsonii* e *G. spp.*, nella biozona si rileva la sostanziale riduzione di *G. caribbeanica*, *G. lumina*, *G. oceanica* e *G. omega*. Da notare, inoltre, che *G. oceanica* e *G. omega* sono rappresentate in genere da individui di medie dimensioni e con ponte disposto a 45° rispetto all'asse minore del placolite; nella parte alta della zona a questi individui si associano altri con il ponte suballineato con l'asse piccolo.

Zona a *Pseudoemiliania lacunosa*

Autore: Gartner (1969) emend. Gartner (1977)

Limite inferiore: AE di "small" *Gephyrocapsa*

Limite superiore: LO del taxon nominale

La zona è stata inserita negli schemi mediterranei di Bossio *et al.* (1989e,f, 1991), Francolini *et al.* (1990) e Mazzei (1993); essa è correlabile con la parte superiore della Zona NN19, con parte della Sottozona CN14a e con la maggior parte della Zona MNN19f. Il genere *Gephyrocapsa* è abbastanza diffuso, in particolare nella parte più bassa della biozona dove è costituito sia da esemplari di dimensioni medio-grandi appartenenti a *G. oceanica*, *G. caribbeanica*, *G. lumina* e *G. omega* (quest'ultimo ancora con ponte suballineato con l'asse minore del placolite), sia da quelli di dimensioni più limitate riconducibili a *G. aperta* e *G. spp.*. Tra le forme quantitativamente meglio rappresentate si ricorda anche *Calcidiscus leptoporus*, *Coccolithus pelagicus*, *Crenalithus doronicoides*, *Helicosphaera carteri*, *Pseudoemiliania lacunosa* e *Syracosphaera pulchra*; tra quelle più significative *Helicosphaera inversa* (la FO del taxon sembra realizzarsi alla sommità della biozona precedente).

Zona a *Gephyrocapsa oceanica*

Autore: Boudreaux & Hay in Hay *et al.* (1967) emend. Gartner (1969)

Limite inferiore: LO di *Pseudoemiliania lacunosa*

Limite superiore: FO di *Emiliania huxleyi*

La biozona coincide con quella omonima di Gartner (1977) e con la Zona MNN20; essa è inoltre correlabile con la Sottozona CN14b. L'unità è caratterizzata da una grande diffusione del taxon nominale; in modo più o meno saltuario e con frequenze variabili sono presenti anche *G. lumina* e *G. omega* (laddove si sviluppano quantitativamente gli individui della prima forma si riducono quelli della seconda e viceversa). Nell'ambito del genere è da segnalare ancora il rinvenimento di *G. caribbeanica* e quello di *G. spp.* di piccole dimensioni; quest'ultimo taxon sembra subire un incremento al tetto della zona dove, viceversa, diminuiscono *G. oceanica* e *G. caribbeanica*. Da ricordare, infine, la presenza di *Cyclolithella annula* e di *Helicosphaera inversa*.

Zona a *Emiliania huxleyi*

Autore: Boudreaux & Hay in Hay *et al.* (1967) emend. Gartner (1977)

Limite inferiore: FO del taxon nominale

Limite superiore: inizio dell'Acme (AB) di *E. huxleyi*

Tale unità coincide con la Zona MNN21a e con quella omonima di Francolini *et al.* (1990); è inoltre correlabile con gran parte delle zone NN21 e CN15. Oltre che da *E. huxleyi* e dai rappresentanti del genere *Gephyrocapsa* evidenziati per la zona precedente, le associazioni più ricche sono in genere costituite da *Aspidorhabdus stylifer*, *Braarudosphaera bigelowi*, *Calcidiscus leptoporus*, *Ceratolithus cristatus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclolithella annula*, *Gephyrocapsa ericsonii*, *G. ornata*, *Helicosphaera carteri*, *Oolithotus antillarum*, *O. fragilis*, *Pontosphaera discopora*, *P. japonica*, *P. sp.*, *Reticulofenestra parvula*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Scyphosphaera apsteini*, *Syracosphaera histrica*, *S. pulchra*, *Umbilicosphaera mirabilis* e *U. sibogae*.

Zona Acme di *Emiliania huxleyi*

Autore: Gartner (1977)

Limite inferiore: AB del taxon nominale

L'unità è equivalente alla Zona MNN21b e alla zona omonima di Francolini *et al.* (1990); è inoltre correlabile con la parte più recente delle zone NN21 e CN15.

PRECISAZIONI SUI LIMITI CRONOSTRATIGRAFICI

Sulle unità cronostatigrafiche della scala standard del Neogene-Quaternario e sulla evoluzione storica di quest'ultima esiste una mole così ingente di lavori, di autori sia italiani sia stranieri, che anche una sola sintesi richiederebbe uno spazio qui inopportuno. Tuttavia, mentre una parte dei limiti sono stati formalmente proposti con il relativo GSSP (Global Stratotype Section and Point) e ratificati dalla Commissione Internazionale di Stratigrafia, in vari altri casi di recente sono state avanzate solo indicazioni (e talora più di una) per la definizione biostratigrafica dei limiti cronostatigrafici. Pertanto, per chiarezza, sono riportate di seguito le motivazioni e i riferimenti bibliografici dell'ubicazione di ciascun limite come riportato nelle figg. 9-10, con l'avvertenza che nei casi non ancora definiti formalmente esso può essere cambiato all'atto della proposta alla competente commissione.

Limite Oligocene/Miocene (=Paleogene/Neogene, Cattiano/Aquitano) – La proposta di Steininger *et al.* (1994) è stata ratificata dall'IUGS (International Union of Geological Sciences) nel Congresso Geologico Internazionale del 1996 in Cina (per una breve rassegna sul tema si veda in Steininger *et al.*, 1997). Il GSSP della base del Miocene è ubicato nel livello a 35 m della Sezione Carrosio – Lemme nel Bacino Terziario Piemontese; è posto nel Magnetocrono 6C alla base della C6Cn2n ed è approssimato da numerosi bioeventi, fra i quali la FO di *Paragloborotalia kugleri* e *Globoquadrina dehiscens* (rispettivamente 2 m e 12 m sopra il limite), la FO e la LO di *Sphenolithus capricornutus* (entro 1 m sopra il limite), nonché la LO di *S. delphix* (4 m sopra il limite).

Limite Aquitano/Burdigaliano – Non vi sono ancora proposte formali per il GSSP della base del Burdigaliano. Dagli studi di Poignant & Pujol

(1978) e di Müller & Pujol (1979) sullo stratotipo del piano, risulta che la sua base è ubicata entro la N 5 di Blow (1969) e la NN 2 di Martini (1971), (v. anche in Poignant *et al.*, 1997; Pouyet *et al.*, 1997), in accordo con le ricerche degli stessi AA. sullo stratotipo dell'Aquitano (Poignant & Pujol, 1976; Müller & Pujol, 1979); in quest'ultimo, infatti, sarebbero state riconosciute le zone N 4 e N 5 (in parte) di Blow e la NN 2 di Martini (v. anche in Poignant *et al.*, 1997). Confortati anche da quanto ritenuto da Odin *et al.* (1997), si segue quanto già effettuato da Iaccarino & Salvatorini (1982) e Iaccarino (1985) ponendo il limite in corrispondenza della FO di *Globigerinoides altiapertura*.

Limite Burdigaliano/Langhiano (ovvero *Miocene Inferiore/M. Medio*) – In mancanza di una proposta formale per il limite, seguiamo il suggerimento di Fornaciari *et al.* (1997) e di Rio *et al.* (1997) di identificare il limite Burdigaliano/Langhiano con la FO del genere *Praeorbulina*, pratica del resto ormai consolidata nella competente letteratura.

Limite Langhiano/Serravalliano – Anche per questo limite non è stata ancora avanzata una proposta formale. Dagli studi di Foresi (1993), Miculan (1994), Fornaciari *et al.* (1996, 1997) sulle sezioni tipo del Langhiano e del Serravalliano risulta che la base di quest'ultimo è compresa tra la FO di *Orbulina universa* e di *Globorotalia praemenardii praemenardii* e la LO di *Sphenolithus heteromorphus*. Accettiamo il suggerimento di Fornaciari *et al.* (1996) e utilizziamo quest'ultimo evento a marker del limite (v. anche in Rio *et al.*, 1997).

Limite Serravalliano/Tortoniano (ovvero *Miocene Medio/M. Superiore*) – Non esiste una proposta in merito. Tra i vari eventi segnalati come idonei per la sua definizione (FO di *Neogloboquadrina acostaensis* in Rio *et al.*, 1997; LO di *Paragloborotalia siakensis*, FCO di *N. acostaensis* e FO di *Discoaster hamatus* in Foresi *et al.*, 1998; FRO di *N. acostaensis* in Hilgen *et al.*, 2000; LCO di *Globigerinoides subquadratus* e di *Discoaster kugleri* in Turco *et al.*, in stampa), per il momento adottiamo la FRO di *N. acostaensis*, un evento che secondo Hilgen *et al.* (op. cit.) è pressoché coincidente con la base dello stratotipo del Tortoniano.

Limite Tortoniano/Messiniano – Il GSSP del Messiniano, come proposto da Hilgen *et al.* (1998), è stato di recente accettato (1999) dall'ICS (International Commission on Stratigraphy) e ratificato (2000) dall'IUGS. Esso è stato ubicato (v. anche in Hilgen *et al.*, 2000a) alla base dello strato rossastro del ciclo sedimentario n. 15 (subcrono C3Br1r) della Sezione dell'Oued Akrech in Marocco. Tale livello è quasi coincidente con la FRO di *Globorotalia gr. miotumida* e con la FO di *Amurolithus delicatus*. Il limite così determinato, e da noi adottato, anticipa di poco quello tradizionalmente posto con la FO di *G. conomiozea* (Colalongo *et al.*, 1979b).

Limite Miocene/Pliocene (= Messiniano/Zancleano) – È stata seguita la recente proposta del GSSP dello Zancleano avanzata da Van Couvernig *et al.* (1998): il limite è stato ubicato nella Sezione di

Eraclea Minoa in Sicilia alla base del livello carbonatico del ciclo 1, in corrispondenza del ciclo di insolazione 510 (5,33 Ma). In termini litologici esso corrisponde alla base dei Trubi, la quale rappresenta il ristabilirsi nel Mediterraneo di condizioni di mare aperto dopo la "crisi di salinità" del Messiniano.

Limite Zancleano/Piacenziano (ovvero *Pliocene Inferiore/P. Medio*) – Il GSSP del Piacenziano è stato approvato dalla ICS secondo la proposta di Cita *et al.* (1996). Esso è ubicato nella Sezione di Punta Piccola in Sicilia, alla base del livello marnoso che marca il passaggio dal Crono Gilbert al Gauss, in corrispondenza del ciclo processionale 347 (circa 3,6 Ma). Dal punto di vista biostratigrafico il limite cade tra alcuni eventi a Foraminiferi planctonici molto "vicini" tra loro (tra la LO di *Globorotalia punctulata* – FO di *G. bononiensis* e la FO di *G. aeemiliana* – LO di *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l.); nei nannofossili, invece, gli eventi che più lo approssimano sono la LO di *Reticulofenestra pseudumbilica* e quella di *Sphenolithus* spp..

Limite Piacenziano/Gelasiano (ovvero *Pliocene Medio/P. Superiore*) – Il piano Gelasiano è stato proposto in data recente da Rio *et al.* (1994) e accettato dalla Commissione Internazionale di Stratigrafia nel 1996. Il GSSP della sua base è ubicato nella sezione di Monte San Nicola presso Gela in Sicilia, alla sommità del livello sopropelittico MPRS 250 ubicato a 62 m dalla base della sezione. Esso coincide con lo Stage isotopico 103 di Raymo *et al.* (1989) ed è di poco più recente del limite magnetostratigrafico Gauss/Matuyama. Fra i nannofossili calcarei il limite è approssimato dalla LO di *Discoaster tamalis* e da quella di *D. pentaradiatus* che si verificano rispettivamente poco sotto e poco sopra il limite. La LO di *D. pentaradiatus*, secondo Sprovieri (1993) e Rio *et al.* (1994), predaterebbe a sua volta di poco la LO di *Globorotalia bononiensis* tra i Foraminiferi; tuttavia nei campioni studiati gli scrittori hanno rinvenuto quest'ultimo taxon anche in associazione a *G. inflata*, la cui FO si realizza in una parte ben inoltrata del Gelasiano.

Limite Pliocene/Pleistocene e suddivisioni del Pleistocene – Per il Pleistocene si è fatto riferimento soprattutto a quanto riportato in Cita & Castradori (1995a, b). In questi lavori vengono offerte alcune indicazioni relative al processo di formalizzazione delle suddivisioni di questo intervallo, suddivisioni in parte ancora in discussione, se si esclude il limite Plio/Pleistocene e quello Pleistocene/Olocene. Il primo è stato ratificato dalla Commissione Internazionale di Stratigrafia, così come indicato da Bassett (1985) e da Aguirre & Pasini (1985), alla base delle argilliti sovrastanti il livello sapropelittico "e" nella Sezione di Vrica (Calabria) in una posizione pressoché correlabile con la comparsa nel Mediterraneo di *Arctica islandica*. Numerosi eventi approssimano tale limite (Vai, 1996): per quelli paleontologici si ricordano la FO di *Globigerina cariacensis* fra i Foraminiferi planctonici e la FO di *Gephyrocapsa oceanica* fra i nannofossili calcarei. Il limite Pleistocene-Olocene viene invece riconosciuto

alla base della trasgressione Versiliana (Vai, 1996); in realtà, la sua ubicazione a 10.000 anni A.C. è puramente convenzionale (Emiliani, 1993).

Per quanto concerne le suddivisioni del Pleistocene, pur facendo riferimento alle indicazioni di Cita & Castradori (1995a, b), non può essere trascurato che questo è uno degli argomenti più discussi e complessi della letteratura cronostratigrafica. Per una rassegna storica ricca e completa della tematica si rimanda a Vai (1996). Nel nostro quadro il Pleistocene è suddiviso in tre piani: Calabriano (Pleistocene Inferiore), Ioniano (Pleistocene Medio) e Tirreniano (Pleistocene Superiore). Sul termine Calabriano (stratotipo nella Sezione di Vrica) per indicare il primo piano del Pleistocene esistono ancora numerose perplessità, tanto che per molti a rappresentare questo intervallo sarebbe più idoneo il Selinuntiano nell'accezione espressa da Ruggieri *et al.* (1984). In Cita & Castradori (1995a,b) viene raccomandato l'uso del termine Calabriano (con GSSP coincidente con quello del limite Pliocene/Pleistocene), approvato a maggioranza dalla Commissione Italiana di Stratigrafia della Società Geologica – Gruppo di Lavoro sul Quaternario, durante il Workshop di Bari del Settembre-Ottobre 1994. In questo contesto, Santerniano, Emiliano e Siciliano, termini ormai entrati nel "back ground" di molti geologi, sono indicati come sottopiani del Calabriano. La base del Santerniano è storicamente considerata coincidente con il limite Pliocene/Pleistocene. Il limite Santerniano/Emiliano è da identificarsi con la comparsa nel Mediterraneo del foraminifero bentonico *Hyalinea baltica* (Ruggieri & Sprovieri, 1976); recentemente il GSSP della base dell'Emiliano è stato proposto formalmente da Pasini & Colalongo (1994) nella Sezione di Vrica in corrispondenza di questo evento. Per l'identificazione del limite si fa riferimento, comunque, anche ad altri eventi: tra i nannofossili calcarei la FO di "large *Gephyrocapsa*" è da considerarsi ottimo anche per aree extramediterranee. La FO di *Globorotalia truncatulinoides excelsa* è invece l'evento paleontologico che marca il limite fra Emiliano e Siciliano (Ruggieri *et al.*, 1976; Ruggieri & Sprovieri, 1983); nel rispetto di questo dato il GSSP del limite, secondo Cita & Castradori (1995a,b), dovrebbe essere proposto nella Sezione di Vrica o in quella di Montalbano Ionico. Il Pleistocene medio è rappresentato dallo Ioniano, per il GSSP del quale è stata indicata la sezione di Montalbano Ionico (Cita & Castradori, 1995a, b). Lo Ioniano materializzerebbe l'intervallo glaciale del Pleistocene essendo limitato al tetto dai depositi postglaciali tirreniani e alla base dall'ultimo evento caldo preglaciale (stadio isotopico 25), praticamente coincidente con il limite fra la Zona a "small *Gephyrocapsa*" e quella a *Pseudoemiliana lacunosa* dei nannofossili calcarei. Per quanto riguarda il Pleistocene Superiore, la sua definizione è al momento alquanto dubbia, sia nella nomenclatura che nella scelta di un piano di riferimento. In questo lavoro è stato utilizzato il termine Tirreniano, consueto fra i geologi (si fa comunque presente che il termine Tirreniano è stato riconosciuto non adatto dalla Commissione Italiana di Stratigrafia; Cita & Castradori, 1995a,b) e con esso si rappresenta tutto l'intervallo compreso fra lo

stadio isotopico 5e (circa 130.000 anni, Shackleton *et al.*, 1990), corrispondente ai primi livelli a *Strombus bubonius*, e la base dell'Olocene (10.000 anni A.C.).

NOTE

- 1 Una ricca microfauna a Foraminiferi ed Ostracodi dell'Oligocene è stata rinvenuta in corrispondenza del già citato scasso a S di Specchiusa, in un livello a forte componente marnosa e di colore giallo rossiccio (con zone violacee di alterazione, contenenti noduli calcitici bianchi), alla sommità di un calcare nocciola a nubi violacee, affiorante per 80 cm sopra la base del taglio; il suo spessore varia da 10 a 50 cm in relazione all'erosione differenziata operata dalla trasgressione dell'unità in parola, i cui 5-7 cm basali sono anche qui caratterizzati da una concentrazione di elementi fosfatici (piccoli noduli fosfatici sono dispersi anche nella soprastante biomicrite per qualche metro dalla sua base). Ci preme sottolineare questo esempio perché la microfauna proviene da una zona che fa parte di una vasta area in cui la cartografia precedente riporta unicamente sedimenti cretaci. Inoltre nel Salento una fauna analoga è stata in precedenza segnalata da noi nei dintorni di Poggiardo (Bossio *et al.*, 1989b) e di Palmariggi (Bossio *et al.* 1991).
- 2 Per alcune precisazioni sul genere *Praeorbulina* si rimanda a Iaccarino & Salvatorini (1982) e a Foresi *et al.* (2002).
- 3 La comparsa di *C. macintyreii* è stata addirittura scelta da Bukry (1975) per definire il limite inferiore della Zona a *S. heteromorphus* del suo schema zonale.
- 4 Il Miocene Inferiore è considerato un periodo di drastici cambiamenti nella paleogeografia mediterranea e nella circolazione delle masse d'acqua, in conseguenza di movimenti tettonici generali. In particolare, la presenza di forti correnti erosive che solcavano il Mediterraneo nel Burdigaliano è stata postulata da Drooger (1985) e messa in relazione all'instaurarsi di un nuovo modello idrodinamico a seguito dell'interruzione delle comunicazioni con l'Oceano Indiano al limite Oligocene/Miocene, con conseguente inizio della storia del "proto-Mediterraneo" come bacino marginale atlantico, allungato in direzione E-W.
- 5 La sola eccezione al riguardo si riferisce ad un campione prelevato a Punta Ristola circa 1 m sopra la base delle breccie e conglomerati; date le caratteristiche dell'affioramento (la ripidità della parete ha agevolato il franamento di cospicui corpi rocciosi da vari livelli dell'esposizione e che in alcuni casi mal si distinguono dalla massa caotica in posto) e quelle dei contenuti micropaleontologici generalizzabili a tutto l'areale di affioramento dell'unità conglomeratica, riteniamo tuttavia che il sedimento da cui è stato prelevato questo campione provenga da livelli ubicati nella parte superiore della formazione, anche se non è stato possibile localizzarne l'esatta provenienza.
- 6 Precisiamo che le fraglie interessanti la periferia occidentale dell'abitato di Lèuca, nei pressi di T.re Omomorto, devono intendersi interrotte in corrispondenza delle Calcareni del Salento, in quanto esse sono di età precedente al deposito di queste, come documentano le sezioni; la loro errata rappresentazione cartografica è dovuta ad una disattenzione nella correzione delle bozze di stampa.
- 7 Su questa problematica ci siamo già espressi in Bossio *et al.* (1989d), ma ci torneremo con maggiori ragguagli in un lavoro di prossima stampa.
- 8 Concordiamo con l'Autore circa la derivazione del livello fosforico di base della Formazione di Uggiano la Chiesa, ma non sul fatto che essa sia palese a Mad.na Rosce; qui infatti, secondo i nostri rilievi, il conglomerato che "si appoggia ad unghia contro un affioramento del banco fossilifero in posto" tanto che "alcuni fossili tipici di questo come la *Terebratula rhomboidea* si trovano rimaneggiati come fossili nel conglomerato" (op. cit., pag. 40) non è quello pliocenico, bensì quello alla base delle Calcareni di Andrano del Messiniano.

BIBLIOGRAFIA

- Aguirre E. & Pasini M., 1985. The Pliocene-Pleistocene Boundary. Episodes, 8(2): 116-120.
- Alvino L., 1966. Geologia salentina. 98 pp., L'Orsa maggiore, Lecce.
- Ames L.L., 1959. The genesis of carbonate apatite (Fide Baturin, 1982).
- Argand E., 1924. La tectonique de l'Asie. Proc. Int. Geol. Congr. 12 ...
- Auroux C., Mascle J., Campredon R., Mascle G. & Rossi S., 1985. Cadre géodynamique et évolution récente de la Dorsale Apulienne et de ses bourures. Giorn. Geol., Ser. 3, 47/1-2: 101-127.
- Backman J., Shackleton N.J. & Tauxe L., 1983. Quantitative microfossils correlation to open ocean deep-sea section from Pliocene boundary at Vrica, Italy. Nature, 304: 156-158.
- Balanzano F., Moresi M. & Tria A., 1994. Significato paleogeografico della presenza di Glauconite nella "Pietra leccese" (Calcareni Miocenica del Salento). Miner. Petrogr. Acta, 37: 437-450.
- Balanzano F., Moresi M. & Tria A., 1997. Il substrato precursore del processo di glauconizzazione nella calcarenite miocenica del Salento. Miner. Petrogr. Acta, 40: 159-175.
- Bassett M.G., 1985. Towards a "Common Language" in stratigraphy. Episodes, 8(2): 87-92.
- Baturin G.N., 1982. Phosphorites on the sea floor-origin, composition and distribution. Develop. in Sediment., 33, 343 pp., Elsevier. Scient. Publ. Comp., Amsterdam.
- Berggren W.A., Kent D.V. & Van Couvering J.A., 1985. Neogene geochronology and chronostratigraphy. In: Snelling N.J. (Ed.), The chronology of the geologic record. London Geol. Soc., Mem. 10: 211-260.
- Bertolino V., Borsetti A.M., Cati F., Cinelli D., Colalongo M.L., Crescenti U., Dallan L., De Francesco A., Dondi L., D'Onofrio S., Giannelli L., Papetti I., Pomesano Cherchi A., Salvatorini G., Sampò M., Sartoni S. & Tedeschi D., 1968. Proposal for a biostratigraphy of the Neogene in Italy. Giorn. Geol., ser. 2, 35(2): 23-30.
- Bizon G. & Bizon J.J., 1972. Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin Méditerranéen-Oligocene a Quaternaire. 316 pp., Technip., Paris.
- Bizon G. & Müller C., 1979a. Remarks on the Oligocene/Miocene boundary based on results obtained from the Pacific and the Indian Ocean. Ann. Géol. Pays Hellén., Tome hors série, 1: 101-111.
- Bizon G. & Müller C., 1979b. Report of the working group on Micropaleontology. Ann. Géol. Pays Hellén., Tome hors série, 3: 1335-1364.
- Blow W.H., 1956. Origin and evolution of the foraminiferal genus *Orbulina* d'Orbigny. Micropal., 2(1): 57-70.
- Blow W.H., 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: Brönnimann P. & Renz H.H. (Eds.), Internat. Conf. Plankt. Microfos., 1 st, Geneva, 1967, Proc., 1: 199-421.
- Bosellini A., 1993. La scogliera miocenica di Gagliano del Capo (Penisola salentina) e il suo inquadramento stratigrafico-sequenziale. Atti ticin. Scienze Terra, 36: 33-40.
- Bosellini A., Bosellini F.R., Colalongo M.L., Parente M., Russo A. & Vescogni A., 1999. Stratigraphic architecture of the Salento coast from Capo d'Otranto to S.Maria di Leuca (Apulia, Southern Italy). Riv. ital. Paleont. Strat., 105(3): 397-416.
- Bosellini A. & Parente M., 1994. The Apulia Platform margin in the Salento Peninsula (southern Italy). Giorn. Geol., Ser. 3, 56(2): 167-177.
- Bosellini F.R., Russo A. & Vescogni A., 2001. Messinian reef-building assemblages of the Salento Peninsula (southern Italy): palaeobathymetric and palaeoclimatic significance. Palaeog., Palaeocl., Palaeoec., 175: 7-26.
- Bossio A., El-Bied Rakich K., Giannelli L., Mazzei R., Russo A. & Salvatorini G., 1976. Corrélation de quelques sections stratigraphiques du Mio-Pliocène de la zone atlantique du Maroc avec les stratotypes du Bassin Méditerranéen sur la base des Foraminifères planctoniques, Nannoplankton calcaire et Ostracodes. At-

- ti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A, 83: 121-137.
- Bossio A., Foresi L.M., Margiotta S., Mazzei R., Monteforti B. & Salvatorini G., 1999a. Carta Geologica del settore nord-orientale della Provincia di Lecce. Dip. Scienze Terra, Univ. Siena.
- Bossio A., Guelfi F., Mazzei R., Meleleo A., Monteforti B., Salvatorini G. & Varola A., 1989a. Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola Salentina. VIII. Sul riempimento di due fessure nella Pietra leccese dell'area di Cavallino (Lecce). Atti Conv. "Le conoscenze geologiche del territorio salentino, Lecce 12 dicembre 1987". Quad. Ric. Centro Studi Geotecn. Ing., 11: 195-205 (data di stampa di copertina 1987, pubblicato 1989).
- Bossio A., Guelfi F., Mazzei R., Monteforti B. & Salvatorini G., 1989b. Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola salentina. III. Stratigrafia del Pozzo Poggiardo (N 54, PS 1490/3). Atti Conv. "Le conoscenze geologiche del territorio salentino, Lecce 12 dicembre 1987". Quad. Ric. Centro Studi Geotecn. Ing., 11: 55-87 (data di copertina 1987, pubblicato 1989).
- Bossio A., Guelfi F., Mazzei R., Monteforti B. & Salvatorini G., 1989c. Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola salentina. V. Note geologiche sulla zona di Castro. Atti Conv. "Le conoscenze geologiche del territorio salentino, Lecce 12 dicembre 1987". Quad. Ric. Centro Studi Geotecn. Ing., 11: 127-145 (data di copertina 1987, pubblicato 1989).
- Bossio A., Guelfi F., Mazzei R., Monteforti B. & Salvatorini G., 1989d. Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola Salentina. VII. Precisazioni sull'età della Formazione di Uggiano la Chiesa nella zona di Otranto (Lecce). Atti Conv. "Le conoscenze geologiche del territorio salentino, Lecce 12 dicembre 1987". Quad. Ric. Centro Studi Geotecn. Ing., 11: 175-193 (data di copertina 1987, pubblicato 1989).
- Bossio A., Guelfi F., Mazzei R., Monteforti B., Salvatorini G. & Varola A., 1989e. Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola Salentina. IV. Inquadramento bio-cronostratigrafico delle Calcarenitidi del Salento di Porto Miggiano-S.Cesarea Terme. Atti Conv. "Le conoscenze geologiche del territorio salentino, Lecce 12 dicembre 1987". Quad. Ric. Centro Studi Geotecn. Ing., 11: 89-125 (data di copertina 1987, pubblicato 1989).
- Bossio A., Guelfi F., Mazzei R., Monteforti B., Salvatorini G. & Varola A., 1989f. Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola Salentina. VI. Precisazioni sull'età dei sedimenti pleistocenici di due cave nel leccese (S.Pietro in Lama e Cutrofiano). Atti Conv. "Le conoscenze geologiche del territorio salentino, Lecce 12 dicembre 1987". Quad. Ric. Centro Studi Geotecn. Ing., 11: 147-173 (data di copertina 1987, pubblicato 1989).
- Bossio A., Guelfi F., Mazzei R., Monteforti B. & Salvatorini G., 1991. Note geologiche e stratigrafiche sull'area di Palmareggi (Lecce, Puglia). Riv. ital. Paleont. Strat., 97(2): 175-234.
- Bossio A., Landini W., Mazzei R., Ragaini L., Salvatorini G. & Varola A., 1993a. I fossili pliocenici di S.Andrea. In: Semin. scient. tecn. Lecce (Ed.), XII Convegno Soc. paleont. ital. (Terra d'Otranto, 28 Sett.-2 Ott. 1993), Guida alle escursioni, Conte, 69-78.
- Bossio A., Landini W., Mazzei R., Salvatorini G. & Varola A., 1985. Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola salentina. I. La sequenza pliocenica di S.Andrea (Lecce) ed il suo contenuto in Pesci, Ostracodi, Foraminiferi e nannofossili. Atti Soc. tosc. Sc. nat., Mem., ser.A, 92: 35-93.
- Bossio A., Mazzanti R., Mazzei R. & Salvatorini G., 1986a. Analisi micropaleontologiche delle formazioni mioceniche, plioceniche e pleistoceniche dell'area del Comune di Rosignano M.P.. In: Mazzanti R. (Ed.). La Scienza della Terra, nuovo strumento per lettura e pianificazione del territorio di Rosignano Marittimo. Quaderni Museo Storia nat. Livorno, 6 (suppl. 1): 129-170.
- Bossio A., Mazzei R., Monteforti B. & Salvatorini G., 1986b. Carta geologica dell'estremità meridionale del Salento. S.E.L.C.A., Firenze.
- Bossio A., Mazzei R., Monteforti B. & Salvatorini G., 1988. Nuovo modello stratigrafico del Miocene-Pleistocene inferiore del Salento in chiave geodinamica. Atti 74° Congr. Soc. geol. ital., 35-38, Sorrento.
- Bossio A., Mazzei R., Monteforti B. & Salvatorini G., 1989g. Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola Salentina. II. Evoluzione paleogeografica dell'area di Lèuca nel contesto della dinamica mediterranea. Atti Conv. "Le conoscenze geologiche del territorio salentino, Lecce 12 dicembre 1987". Quad. Ric. Centro Studi Geotecn. Ing., 11: 31-54 (data di copertina 1987, pubblicato 1989).
- Bossio A., Mazzei R., Monteforti B. & Salvatorini G., 1992. Notizie preliminari sul Miocene di S.Maria al Bagno - S.Caterina presso Nardò (Lecce). Paleopelagos, 2: 99-107.
- Bossio A., Mazzei R., Monteforti B. & Salvatorini G., 1993b. Un pretesto geologico per una visita ad una delle più suggestive località salentine. In: Seminario scient. tecn. Lecce (Ed.), XII Convegno Soc. paleont. it. (Terra d'Otranto, 28 Sett. - 2 Ott. 1993), Guida alle escursioni, Conte, Lecce, 61-68.
- Bossio A., Mazzei R., Monteforti B. & Salvatorini G., 1994. La successione miocenica nell'area tipo delle Calcarenitidi di Andrano (Puglia, Italia meridionale). Boll. Soc. paleont. ital., 33(2): 249-255.
- Bossio A., Mazzei R., Monteforti B. & Salvatorini G., 1997. Carta Geologica del Salento sud-orientale. Dip. Scienze Terra, Univ. Siena.
- Bossio A., Foresi L.M., Mazzanti R., Mazzei R. & Salvatorini G., 1998. Note micropaleontologiche sulla successione miocenica del Torrente Morra e su quella pliocenica del Bacino dei fiumi Tora e Fine (province di Livorno e Pisa). Atti. Soc. tosc. Sc. nat., Mem., Ser.A, 104: 85-134.
- Bossio A., Mazzei R., Monteforti B., Salvatorini G. & Varola A., 1999b. Evoluzione sedimentaria del Salento sud-orientale nel Miocene, Pliocene e Pleistocene (dati preliminari). In: Belmonte et al. (Eds.), Il carsismo dell'area mediterranea. 1° incontro di studi (Castro Marina, 1-2 sett. 1997). Thalassia Salentina, suppl. al n. 23: 201-210.
- Boudreaux J.E. & Hay W.W., 1969. Calcareous nannoplankton and biostratigraphy of the Late Pliocene-Pleistocene-Recent sediments in the submarex cores. Rev. espan. Micropal., 1(3): 249-299.
- Bramlette M.N. & Wilcoxon J.A., 1967. Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Cipero Section, Trinidad. W.I. Tulane Stud. Geol., 5(3): 93-131.
- Brodskaya N.G., 1974. The Role of Volcanism in the Formation of Phosphorites (Fide Baturin, 1982).
- Brocchi G.B., 1844. Osservazioni geologiche fatte nella Terra d'Otranto. Giorn. Econ. rur., Soc. econ. Terra d'Otranto, 5: 74-92.
- Bukry D., 1973. Low-Latitude Coccolith Biostratigraphic Zonation. In: Edgar N.T., Saunders J.B. et al. (Eds.), Init. Rep. DSDP, 15: 685-703.
- Bukry D., 1975. Coccolith and Silicoflagellate stratigraphy, North-Western Pacific Ocean. In: Larson R.L., Moberly R. et al. (Eds.), Init. Rep. DSDP, 32: 677-701.
- Bukry D., 1978. Biostratigraphy of Cenozoic marine sediments by calcareous nannofossils. Micropal., 24(1): 44-60.
- Bushinskiy G.I., 1963. The shallow-water nature of phosphorite deposits and their genesis. (Fide Baturin, 1982).
- Bushinskiy G.I., 1966. On the origin of marine phosphorites. (Fide Baturin, 1982).
- Capellini G., 1869. Sulla formazione calcarea a fosforiti del Capo di Lèuca. Gazz. Uff. Regno d'It.: 159(3), Firenze.
- Cassetti M., Baldacci L. & Di Stefano G., 1904. F° 223 (Tricase) della Carta Geologica d'Italia. Firenze.
- Cati F. & Borsetti A.M., 1981. Calcareous nannoplankton biostratigraphy of the Vrica Section (Calabria, Southern Italy). Giorn. Geol., ser. 2, 48(2): 365-384.
- Channel J., Di Stefano E. & Sprovieri R., 1992. Calcareous plankton biostratigraphy, magnetostratigraphy and Paleoclimatic history of the Pliocene-Pleistocene Monte San Nicola Section (Southern Sicily). Boll. Soc. paleont. ital., 31(3): 351-382.
- Channel J.E.T. & Horvath F., 1976. The African-Adriatic Promontory as a paleogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. Tectonophysics, 35(1-3):70-101.
- Ciaranfi N., Pieri P. & Ricchetti G., 1992. Note alla Carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale). Mem. Soc. geol. ital., 41: 449-460.
- Cita M.B. & Blow W.H., 1969. The biostratigraphy of the Langhian, Serravallian and Tortonian Stages in the type-Section in Italy. Riv. ital. Paleont. Strat., 75(3): 549-603.

- Cita M.B. & Castradori D., 1995a. Rapporto sul workshop "Marine sections from the Gulf of Taranto (Southern Italy) usable as potential stratotypes for the GSSP of the lower, middle and upper Pleistocene" (29 settembre - 4 ottobre 1994). *Boll. Soc. geol. ital.*, 114: 319-336.
- Cita M.B. & Castradori D., 1995b. Workshop on marine sections from the Gulf of Taranto (Southern Italy) usable as potential stratotypes for the GSSP of the lower, middle and upper Pleistocene (Bari, Italy, Sept 29-Oct. 4 1994). *Il Quaternario*, 7(2): 677-692.
- Cita M.B., Rio D., Hilgen F., Castradori D., Lourens L. & Vergerio P.P., 1996. Proposal of the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Piacenzian Stage (Middle Pliocene). In: Cita (Ed.), *Neogene Newsletter*, 3, Milano, 20-48.
- 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., 1979a. A proposal for the Tortonian/Messinian boundary. *Ann. Géol. Pays Hellén*, Tome hors série, 1979(1): 285-294.
- Colalongo M.L., Di Grande A., D'Onofrio S., Giannelli L., Iaccarino S., Mazzei R., Romeo M. & Salvatorini G., 1979b. Stratigraphy of Late Miocene Italian sections straddling the Tortonian/Messinian boundary. *Boll. Soc. paleont. ital.*, 18(2): 258-302.
- Colalongo M.L., Pasini G., Pelosio G., Raffi S., Rio D., Ruggieri G., Sartoni S., Selli R. & Sprovieri R., 1982. The Neogene-Quaternary boundary definition: a review and proposal. *Geogr. Fis. e Din. Quat.*, 5(1): 59-68.
- Colalongo M.L., Pasini G. & Sartoni S., 1981. Remarks on the Neogene-Quaternary boundary and the Vrica Section (Calabria, Italy). *Boll. Soc. paleont. ital.*, 20(2): 99-120.
- Cortese E., 1921. I fosfati a noduli terziari in Italia. *La Min. it.*, 5(2): 49-50.
- Cortese E., 1929. Fosfati naturali d'Italia e loro utilizzazione. *Rass. Miner. Metal. Chim.*, 69(4): 57-61.
- Dainelli G., 1901. Appunti geologici sulla parte meridionale del Capo di Leuca. *Boll. Soc. geol. ital.*, 20: 616-690.
- D'Anglejan B., 1968. Phosphate diagenesis of carbonate sediments as a mode of in situ formation of marine phosphorites: observations in a core from the eastern Pacific (Fide Baturin, 1982).
- D'Argenio N., Horvath F. & Channel J.E.T., 1979. Paleotectonic evolution of Adria, the African promontory. *Mem. Bur.Rech.Geol.Mem.*, 115
- Debenedetti A., 1930. Osservazioni geologiche sull'estremità meridionale della Penisola salentina. *Boll. R. Ufficio Geol. d'It.*, 55(5): 13 pp.
- De Giorgi C., 1869. Una gita a Leuca col Prof. G.Capellini. *Il Cittadino leccese*, 8(9): Lecce.
- De Giorgi C., 1876. Note geologiche sulla provincia di Lecce. *Contr. Descr. Geol. Ital.*, 1: 288 pp., Lecce.
- De Giorgi C., 1884. Cenni di Geografia fisica della provincia di Lecce. 122 pp., Edit. Salentina, Lecce.
- De Giorgi C., 1903. La serie geologica dei terreni nella Penisola salentina. *Mem. Pontif. Acc. Romana Nuovi Lincei*, 20: 155-218.
- De Giorgi C., 1922. Descrizione geologica e idrografica della provincia di Lecce. 263 pp., Edit. Salomi, Lecce.
- D'Erasmo G., 1934. Il mare pliocenico nella Puglia. *Mem. Geol. Geogr. di G.Dainelli*, 4(12): 45-138.
- D'Erasmo G., 1959. Bibliografia geologica d'Italia, 5: Puglia. 278 pp., Tip. Genovese, Napoli.
- Di Stefano E. & Rio D., 1981. Biostratigrafia a nannofossili e bio-cronologia del Siciliano nella località-tipo di Ficcarazzi (Palermo-Sicilia). *L'Ateneo parmense, Acta Naturalia*, 17(2): 97-111.
- Dogliani C., Tropeano M., Mongelli F. & Pieri P., 1996. Middle-Late Pleistocene uplift of Puglia: an "anomaly" in the Apenninic foreland. *Mem. Soc. geol. ital.*, 51(1): 101-117.
- Drierer B.W.M., 1988. Calcareous Nannofossil Biostratigraphy and paleoenvironmental interpretation of the Mediterranean Pliocene. *Utrecht Micropal. Bull.*, 36: 245 pp.
- Drooger C.W., 1985. Sedimentary fissure fillings in the Miocene of Malta. *Giorn. Geol.*, Ser. 3, 47(1-2): 129-142.
- Dzotsenidze G.S., 1969. The Role of Volcanism in the Formation of Sedimentary Rocks and Ores (Fide Baturin, 1982).
- Ehlmann A.J., 1978. Glauconite. In Fairbridge R.W. & Bourgeois J. (Eds.): *The Encyclopedia of Sedimentology*, *Encycl. Earth Scienc. ser.*, 6: 364-366.
- Ellis C.H., 1979. Neogene nannoplankton zonation in eastern Mediterranean. *Ann. Géol. Pays Hellén*, Tome hors séries, 1979(1): 391-401.
- Ellis C.H. & Lohman W.H., 1979. Neogene calcareous nannoplankton biostratigraphy in eastern Mediterranean deep-sea sediments (DSDP Leg 42A, Sites 375 and 376). *Mar. Micropal.*, 4(1): 61-84.
- Emiliani C., 1993. Calendar reform. *Nature*, 336: 716.
- Foresi L.M., 1993. Biostratigrafia a Foraminiferi planctonici del Miocene Medio del Mediterraneo e delle basse latitudini con considerazioni cronostratigrafiche. Tesi di Dottorato di Ricerca, Università di Parma, 146 pagg.
- Foresi L.M., Iaccarino S., Mazzei R. & Salvatorini G., 1998. New data on calcareous plankton biostratigraphy of the middle-late Miocene (Serravallian/Tortonian) of the Mediterranean area. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 104(1): 95-114.
- Foresi L.M., Iaccarino S., Mazzei R., Salvatorini G. & Bambini A.M., 2002. Il plancton calcareo (Foraminiferi e Nannofossili) del Miocene delle Isole Tremiti. *Palaeont. italiana*,
- Foresi L.M., Margiotta S. & Salvatorini G., in stampa. Bio-cronostratigrafia sulla base dei Foraminiferi planctonici della Pietra leccese nell'area tipo di Corsi-Melpignano presso Maglie (Prov. di Lecce, Puglia). *Boll. Soc. paleont. ital.*
- Fornaciari E., Di Stefano A., Rio D. & Negri A., 1996. Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropal.*, 42(1): 37-63.
- Fornaciari E., Iaccarino S., Mazzei R., Rio D., Salvatorini G., Bossio A. & Monteforti B., 1997. Calcareous plankton biostratigraphy of the Langhian historical stratotype. In: Montanari et al. (Eds.), *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*. *Develop. Paleont. Strat.*, Elsevier Scienze, 15: 89-96.
- Fornaciari E. & Rio D., 1996. Latest Oligocene to Early Middle Miocene quantitative calcareous nannofossils biostratigraphy in the Mediterranean Region. *Micropal.*, 42(1): 1-36.
- Franco P., 1888. Sull'origine dei noduli di Fosforite del Capo di Leuca. *Rend. Reg. Acc. Sci. Fis. Mat. Napoli*, ser. 2, 2: 369-372.
- Francolini L., Lecca L. & Mazzei R., 1990. La presenza del Pliocene inferiore nella piattaforma continentale della Sardegna occidentale. *Atti Soc. tosc. Sc. nat.*, Mem., Ser. A, 97: 93-111.
- Galdieri A., 1913. Sulla fosforite di Leuca. *Atti Ist. Incorag. di Napoli*, Ser. 6, 10: 83-93.
- Gartner S., 1969. Correlation of Neogene planktonic foraminifera and calcareous nannofossil zones. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 19:585-599.
- Gartner S., 1977. Calcareous nannofossils biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene. *Mar. Micropal.*, 2(1): 1-25.
- Gartner S., Chen M.P. & Stanton R.J., 1983. Late Neogene nannofossil biostratigraphy and paleoceanography of the Northeastern Gulf of Mexico and adjacent areas. *Mar. Micropal.*, 8(11): 17-50.
- Giannelli L., Menesini E., Salvatorini G. & Tavani G., 1968. L'affioramento pliocenico di Punta Ristola (Capo di Leuca, Puglia). *Atti Soc. tosc. Sc. nat.*, Ser. A, 75(2): 539-567.
- Giannelli L., Salvatorini G. & Tavani G., 1965. Notizie preliminari sulle formazioni neogeniche di Terra d'Otranto (Puglia). *Atti Soc. tosc. Sc. nat.*, Ser. A, 72: 520-536.
- Giannelli L., Salvatorini G. & Tavani G., 1966. Nuove osservazioni sulle formazioni neogeniche di Terra d'Otranto (Puglia). *Atti Soc. tosc. Sc. nat.*, Ser. A, 73: 613-619.
- Giglioli I., 1888. Sulla fosforite del Capo di Leuca. *Staz. Sper. Agric. Ital.*, 14: 24-26.
- Guerricchio A. & Zezza F., 1972. Stratigrafia e analisi statistiche-strutturali delle formazioni affioranti nel vallone del Ciolo sul Canale d'Otranto. *Geol. Appl. e Idrogeol.*, 7: 207-223.
- Haq B.U., 1973. Evolutionary trends in the Cenozoic coccolithophore genus *Helicosphaera*. *Micropal.*, 19(1): 32-52.
- Hay W.W., Mohler H.P., Roth P.H., Schmidt R.R. & Boudreaux J.E., 1967. Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area, and transoceanic correlation. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 17: 428-480.
- Hilgen F.J., 1991a. Astronomical calibration of Gauss to Matuyama

- sapropels in the Mediterranean and implication for Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 104: 226-244.
- Hilgen F.J., 1991b. Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 107: 349-368.
- Hilgen F.J., Abdul Aziz H., Krijgsman W., Langereis C.G., Lourens L.J., Meulenkamp J.E., Raffi I., Steenbrink J., Turco E., Van Vugt N., Wijbrans J.R. & Zachariasse W.J., 1999. Present status of the astronomical (polarity) time-scale for the Mediterranean Late Neogene. *Phil. Trans. R. Soc. London A*, 357: 1931-1947.
- Hilgen F.J., Iaccarino S., Krijgsman W., Langereis C.G., Villa G. & Zachariasse W.J., 2000a. The global Standard Stratotype Section and Point (GSSP) of the Messinian Stage (uppermost Miocene). *Episodes*, 23(3): 172-178.
- Hilgen F.J., Krijgsman W., Langereis C.G., Lourens L.J., Santarelli A. & Zachariasse W.J., 1995. Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 136: 495-510.
- Hilgen F.J., Krijgsman W., Langereis C.G., Zachariasse W.J., Iaccarino S., Villa G., Benson R.H. & Dahmani M., 1998. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Messinian Stage (uppermost Miocene): a proposal. In: *Rio & Castradori (Eds.), Neogene Newsletter*, 5, Padova: 55-77.
- Hilgen F.J., Krijgsman W., Raffi I., Turco E. & Zachariasse W.J., 2000b. Integrated stratigraphy and astronomical calibration of the Serravallian/Tortonian boundary section at Monte Gibliscemi (Sicily, Italy). *Mar. Micropal.*, 38(3-4): 181-211.
- Iaccarino S., 1985. Miocene and Pliocene planktic stratigraphy. In: *Bolli H.M. et al. (Eds.), Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 283-314.
- Iaccarino S. & Salvatorini G., 1982. A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area. *Paleont. stratigr. ed Evol.*, 2: 115-125.
- Iaccarino S., Foresi L.M., Mazzei R. & Salvatorini G., 2001. Calcareous plankton biostratigraphy of the Miocene sediments of the Tremiti Islands (southern Italy). *Rev. Espan. Micropal.*, 33(2): 237-248.
- Jenkins D.G., Saunders J.B. & Cifelli R., 1981. The relationship of *Globigerinoides bisphericus* Todd 1954 to *Praeorbulina sicana* (de Stefani) 1952. *Journ. Foramin. Res.*, 11(4): 262-267.
- Kasakov A.V., 1937. Chemical nature of the phosphatic substance of phosphorites and their genesis (Fide Baturin, 1982).
- Kennett J.P. & Srinivasan M.S., 1983. *Neogene Planktonic Foraminifera; A phylogenetic atlas*. 265 pp., Hutchinson Ross Publishing Company, New York.
- Krijgsman W., Hilgen F.J., Langereis C.G., Santarelli A. & Zachariasse W.J., 1995. Late Miocene magnetostratigraphy, biostratigraphy and cyclostratigraphy in the Mediterranean. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 136: 475-494.
- Largaioli T., Martinis B., Mozzi G., Nardin M., Rossi D. & Ungaro S., 1969. F° 214 - Gallipoli. Note illustr. *Carta Geol. d'It.*, Serv. Geol. d'It., 64 pp., Ercolano.
- Lourens L.J., Hilgen F.J., Gudionsson L. & Zachariasse W.J., 1992. Late Pliocene to early Pleistocene astronomically forced sea surface productivity and temperature variations in the Mediterranean. *Mar. Micropal.*, 19(1-2): 49-78.
- Lourens L.J., Hilgen F.J., Raffi I., Vergnaud-Grazzini C., 1996. Early Pleistocene chronology of the Vrica section (Calabria, Italy). *Paleocean.*, 11: 797-812.
- Martelli A., 1931. Sui fosfati del Leccese. *Boll. Soc. geol. ital.*, 50(2): 171-188.
- Martini E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: *Farinacci A. (Ed.), Proc. II Plankt. Confer.*, Roma 1970, 2, Edizioni Tecnoscienza, Roma: 739-785.
- Martini E., 1976. Cretaceous to Recent calcareous nannoplankton from the Central Pacific Ocean (DSDP Leg 33). In: *Schlanger S.O. et al. (Eds.), Init. Repts. DSDP*, 33: 383-423, Washington.
- Martini E., 1980. Oligocene to Recent calcareous nannoplankton from the Philippine Sea, Deep Sea Drilling Project Leg 59. *Initial Reports DSDP*, 59: 547-565.
- Martini E., & Müller C., 1975. Calcareous Nannoplankton from the type Chattian (Upper Oligocene). In: *Sen_s J., Proc. VIth Congr. R.C.M.N.S.*, Bratislava, 1975, 1: 37-41.
- Martini E. & Worsley, 1970. Standard Neogene calcareous nannoplankton zonation. *Nature*, 225: 289-290.
- Martinis B., 1962. Lineamenti strutturali della parte meridionale della Penisola salentina. *Geol. Romana*, 1: 11-23.
- Martinis B., 1967. Note geologiche sui dintorni di Casarano e Castro (Lecce). *Riv. Ital. Paleont.*, 73(4): 1297-1380.
- Martinis B., 1968. *Carta Geol. d'It.*: F° 223-Capo S.Maria di Lèuca. Roma.
- Martinis B., 1969. Depositi oolitici nelle calcareniti di Lèuca (Salento). *Acc. Naz. Lincei, Rend. Classe Sc. Fisic., Matem. E Natur.*, Ser.8, 47(5): 348-352.
- Martinis B., 1970. F° 223 - Capo S.Maria di Lèuca. Note illustr. *Carta Geol. d'It.*, Serv. Geol. D'It., 69 pp., Ercolano.
- Mazzanti R., Mazzei R., Menesini E. & Salvatorini G., 1981. L'arenaria di Ponsano: nuove precisazioni sopra l'età. IX Conv. Soc. paleont. ital. 3-8 ottobre 1981, Ed. Pacini, 135-159.
- Mazzei R., 1977. Biostratigraphy of the Rio Mazzapiedi-Castellania Section (type-section of the Tortonian) based on calcareous nannoplankton. *Atti Soc. tosc. Sc. nat., Mem.*, Ser. A, 84: 15-24.
- Mazzei R., 1985. The Miocene sequence of the Maltese Islands: biostratigraphic and chronostratigraphic references based on nanofossils. *Atti Soc. tosc. Sc. nat., Mem.*, Ser. A, 92: 165-197.
- Mazzei R., 1993. Notizie preliminari sui depositi plio-pleistocenici di Pisticci (Matera). *Paleopelagos*, 3: 207-212.
- Mazzei R., 1994. Età della Pietra leccese nell'area di Corsi-Melpignano (a sud di Lecce, Puglia). *Boll. Soc. paleont. ital.*, 33(2): 243-248.
- Mazzei R. & Oggiano G., 1991. Messa in evidenza di due cicli sedimentari nel Miocene dell'area di Florinas (Sardegna settentrionale). *Atti Soc. tosc. Sc. nat., Mem.*, Ser. A, 97: 119-147.
- Melidoro G. & Zezza F., 1968. Sui giacimenti fosfatici nella Penisola salentina. *Geol. Appl. e Idrogeol.*, 3: 23-28.
- Menesini E., 1968. Cirripedi, Echinidi, Elasmobranchi e Pesci (s.s.) del Pliocene di Punta Ristola (Capo di Leuca - Puglia). *Atti Soc. tosc. Sc. nat.*, Ser.A, 75(2): 579-598.
- Merla G., 1947. Origine dei conglomerati fosfatici di S.Maria di Leuca. *Boll. Soc. geol. ital.*, 64: 39-40.
- Miculan P., 1994. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the middle Miocene in Italy. *Boll. Soc. paleont. ital.*, 33(3): 299-339.
- Morelli C., Giese P., Cassinis R., Colombi B., Guerra I., Luongo G., Scarascia S. & Schutte K.G., 1975. Crustal structure of Southern Italy. A seismic refraction profile between Puglia-Calabria-Sicilia. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 17: 183-207.
- Müller C., 1978. Neogene calcareous nanofossils from the Mediterranean Leg 424 of the DSDP. *Initial Reports DSDP*, 42: 727-751.
- Müller C. & Pujol C., 1979. Étude du nannoplancton calcaire et des Foraminifères planctoniques dans l'Oligocène et le Miocène en Aquitaine (France). *Géologie medit.*, Marseille, 6(2):357-368.
- Murray J. & Renard A., 1891. Deep-sea deposits (Fide Baturin, 1982).
- Nardin M. & Rossi D., 1966. Condizioni strutturali della zona compresa nel Foglio Otranto (Provincia di Lecce). *Mem. Mus. Civ. St. Nat. Verona*, 14: 415-430.
- Nicotera P., 1952. Studio di alcune varietà di tufo della provincia di Lecce. *L'Industria mineraria*, 3: 207-214.
- Odin G.S., Montanari A. & Coccioni R., 1997. Chronostratigraphy of Miocene stages: a proposal for the definition of precise boundaries. In: *Montanari et al. (Eds.), Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*. Develop. Paleont. Stratigr., Elsevier Science, 15: 596-629.
- Okada H. & Bukry D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975). *Mar. Micropal.*, 51(3): 321-325.
- Palmeri P., 1888. Sulle fosforiti di Capo di Leuca. *Atti R. Ist. Inco-rag.*, 1: 99-101.
- Pasini G. & Colalongo M.L., 1994. Proposal for the erection of the Santernian/Emilian boundary-stratotype (Lower Pleistocene) and new data on the Pliocene/Pleistocene boundary-stratotype. *Boll. Soc. paleont. ital.*, 33(1): 101-120.
- Perch-Nielsen K., 1985. Cenozoic calcareous nanofossils. In: *Bolli H.M. et al., Plankton Stratigraphy*, 1: 427-554.

- Poignant A. & Pujol C., 1976. Nouvelles données micropaleontologiques (foraminifères planctoniques et petits foraminifères benthiques) sur le stratotype de l'Aquitainien. *Geobios*, 9(5): 607-663.
- Poignant A. & Pujol C., 1978. Nouvelles données micropaleontologiques (foraminifères planctoniques et petits foraminifères benthiques) sur le stratotype de Burdigalien. *Geobios*, 11(5): 655-712.
- Poignant A., Pujol C., Ringeade M. & Londeix L., 1997. The Aquitanian historical stratotype. In: Montanari et al. (Eds.), *Miocene Stratigraphy: An Integrated approach*. Develop. Paleont. Strat., Elsevier Science, 15: 10-16.
- Poignant A., Pujol C., Ringeade M., Londeix L., 1997. The Burdigalian historical stratotype. In: Montanari et al. (Eds.), *Miocene Stratigraphy: An Integrated approach*. Develop. Paleont. Strat., Elsevier Science, 15: 17-24.
- Porrenga D.H., 1967. Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. *Marine Geol.*, 5(5-6): 495-501.
- Pouyet S., Carbone G. & Demarcq G., 1997. The Burdigalian historical stratotype in the Rhodanic area. In: Montanari et al. (Eds.), *Miocene Stratigraphy: An Integrated approach*. Develop. Paleont. Strat., Elsevier Science, 15:25-32.
- Raffi I. & Rio D., 1979. Calcareous nannofossils biostratigraphy of DSDP Site 132-leg 13 (Tyrrhenian Sea – western Mediterranean). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 85(1): 127-172.
- Rahman A. & Roth P., 1989. Late Neogene calcareous Nannofossil Biostratigraphy of the Gulf of Aden Region. *Mar. Micropal.*, 15: 1-27.
- Raymo M.E., Ruddiman W.F., Backman J., Clement B.M. & Martinson D.G., 1989. Late Pliocene variation in northern hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation. *Paleocean.*, 4(.): 217-283.
- Ricchetti G., Ciaranfi N., Luperto Sinni E., Mongelli F. & Pieri P., 1988. Geodinamica ed evoluzione stratigrafico-tettonica dell'avampaese apulo. *Relazioni 74° Congr. Naz. Soc. geol. it.* (Sorrento 13-17 sett. 1988), 41-43.
- Ricchetti G., Ciaranfi N., Luperto Sinni E., Mongelli F. & Pieri P., 1992. Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'avampaese apulo. *Mem. Soc. geol. ital.*, 41: 57-82.
- Ricchetti G. & Mongelli F., 1980. Flessione e campo gravimetrico della "micropietra apula". *Boll. Soc. geol. ital.*, 99(4): 431-436.
- Rio D., Cita M.B., Iaccarino S., Gelati R. & Gnaccolini M., 1997. Langhian, Serravallian and Tortonian historical stratotype. In: Montanari et al. (Eds.), *Miocene Stratigraphy: An Integrated approach*. Develop. Paleont. Stratigr., Elsevier Science, 15: 57-88.
- Rio D., Mazzei R. & Palmieri, 1978. The stratigraphic position of the Mediterranean Upper Miocene evaporites, based on nannofossils. *Mem. Soc. geol. ital.*, 16: 261-276.
- Rio D. & Raffi I., 1984. Calcareous Plankton Biostratigraphy and Biochronology of the Pliocene-lower Pleistocene succession of the Capo Rossello area (Sicily). *Mar. Micropal.*, 9(2): 135-180.
- Rio D., Sprovieri R., Di Stefano E. & Raffi I., 1984. Globorotalia truncatulinoides (d'Orbigny) in the Mediterranean upper Pliocene geologic record. *Micropal.*, 30(2): 121-137.
- Rio D., Raffi I. & Villa G., 1990. Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean. In: Kastens K. et al. (Eds.), *Proc. ODP, Scient. Results*, 107: 513-533.
- Rio D., Sprovieri R. & Di Stefano E., 1994. The Gelasian Stage: a new chronostratigraphic unit of the Pliocene Series. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 100(1): 103-124.
- Rossi D., 1968. Le caratteristiche morfologiche, strutturali e paleogeografiche della Penisola salentina. *Ann. Univ. Ferrara*, ser. 9, 4(11): 181-188.
- Rossi D., 1969a. F° 215 – Otranto. Note illustr. Carta geol. d'It., Serv. geol. D'It., 31 pp., Ercolano.
- Rossi D., 1969b. F° 203, 204, 213 – Brindisi – Lecce – Maruggio. Note illustr. Carta Geol. d'It., Serv. Geol. D'It., 42 pp., Ercolano.
- Ruggieri G., Buccheri G., Greco A. & Sprovieri R., 1976. Un affioramento di Siciliano nel quadro della revisione della stratigrafia del Pleistocene inferiore. *Boll. Soc. geol. ital.*, 94(4): 889-914.
- Ruggieri G., Rio D. & Sprovieri R., 1984. Remarks on the chronostratigraphy classification of Lower Pleistocene. *Boll. Soc. geol. ital.*, 103(2): 251-259.
- Ruggieri G. & Sprovieri R., 1976. A Revision of Italian Pleistocene stratigraphy. *Geol. romana*, 16: 131-139.
- Ruggieri G. & Sprovieri R., 1983. Recenti progressi nella stratigrafia del Pleistocene inferiore. *Boll. Soc. paleont. ital.*, 22(3): 315-321.
- Sacco F., 1911. La Puglia. *Boll. Soc. geol. ital.*, 30(3): 529-638.
- Salvatorini G. & Cita M.B., 1979. Miocene foraminiferal stratigraphy, DSDP Site 397 (Cape Bojador, North Atlantic). In: Rad U. et al. (Eds.), *Initial Report DSDP*, 47: 317-373.
- Schmidt R.R., 1973. A calcareous nannoplankton zonation for the Upper Miocene – Pliocene deposits from the southern Aegean area, with a comparison to Mediterranean stratotype localities. *Kon. Ned. Akad. van Wetensch. Proc., Ser. B*, 76(4): 288-309.
- Shackleton N.J., Berger A. & Peltier W.R., 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Trans. R. Soc. Edinb.*, 81: 251-261.
- Simonelli V., 1919. Le fosforiti di Terra d'Otranto. *Italia agricola*, 56(4): 110-116.
- Spezzaferri S., 1992. Il limite Oligocene/Miocene nel "record oceanico" (Atlantico, Indiano, sud Pacifico): biostratigrafia e paleoclimatologia. tesi di Dottorato 4° Ciclo 1988-1991, Università di Milano, 288 pp.
- Spezzaferri S., 1994. Planktonic foraminiferal biostratigraphy and taxonomy of the Oligocene and lower Miocene in the oceanic record. *Ann. overview Palaeont. Italica*, 81: 1-187.
- Sprovieri R., 1992. Mediterranean Pliocene biochronology: an high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 98: 61-100.
- Sprovieri R., 1993a. Astrochronology of Pliocene-early Pleistocene Mediterranean calcareous plankton events. *Paleopelagos*, 3: 187-194.
- Sprovieri R., 1993b. Pliocene-Early Pleistocene astronomically forced planktonic Foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events. *Riv. ital. Paleont. Strat.*, 99(3): 371-414.
- Sprovieri R., Bonomo S., Caruso A., Di Stefano A., Di Stefano E., Foresi L.M., Iaccarino S., Lirer F., Mazzei R. & Salvatorini G., 2002. Integrated calcareous plankton biostratigraphy and biochronology of the Mediterranean Middle Miocene. In: Iaccarino S. (Ed.), *Integrated Stratigraphy and Paleocyanography of the Mediterranean Middle Miocene*. *Riv. ital. Paleont. Strat.*, 108 (in stampa).
- Sprovieri R., Di Stefano E., Howell M., Sakamoto T., Di Stefano A. & Marino M., 1998. Integrated calcareous plankton biostratigraphy and cyclostratigraphy at Site 964. In: Robertson A.H.F. et al. (Eds.), *Proc. ODP, Scient. Results*, 160: 155-165.
- Sprovieri R., Di Stefano E. & Sprovieri M., 1996a. High resolution chronology for late Miocene Mediterranean stratigraphic events. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 102: 77-104.
- Sprovieri R., Ruggieri G. & Unti M., 1980. *Globorotalia truncatulinoides excelsa n. subsp.*, Foraminifero planctonico guida per il Pleistocene Inferiore. *Boll. Soc. geol. ital.*, 99(1-2): 3-11.
- Steininger F.F., Aubry M.P., Biolzi M., Borsetti A.M., Cati F., Corfield R., Gelati R., Iaccarino S., Napoleone G., Rögl F., Roetzel R., Spezzaferri S., Tateo F., Villa G. & Zevenboom D., 1994. A proposal for the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Neogene. In: Cita M.B. & Ronchi L.A. (Eds.), *Subcomm. Neog. Strat., Newsletter*, 1, Milano: 17-21.
- Steininger F.F., Aubry M.P., Berggren W.A., Biolzi M., Borsetti A.M., Cati F., Cartledge J.E., Corfield R., Gelati R., Iaccarino S., Napoleone C., Otner F., Rögl F., Roetzel R., Spezzaferri S., Tateo F., Villa G. & Zevenboom D., 1997a. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the base of the Neogene. *Episodes*, 20(10): 23-28.
- Steininger F.F., Aubry M.P., Biolzi M., Borsetti A.M., Cati F., Corfield R., Gelati R., Iaccarino S., Napoleone G., Rögl F., Roetzel R., Spezzaferri S., Tateo F., Villa G. & Zevenboom D., 1997b. Proposal for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Neogene. In: Montanari et al. (Eds.), *Miocene Stratigraphy: An Integrated approach*. Develop. Paleont. Stratigr., Elsevier Science, 15: 125-147.
- Taddei Ruggero E., 1994. Neogene Salento brachiopod palaeocommunities. *Boll. Soc. paleont. ital.*, 33(2): 197-213.
- Tavani G., 1969. Brachiopodi, Anellidi e Molluschi del Pliocene di

- Punta Ristola (Capo di Leuca, Puglia). *Atti Soc. tosc. Sc. nat., Ser.A*, 76: 23-44.
- Theodoridis S., 1984. Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revised of the helicoliths and discoasters. *Utrecht micropal. Bull.*, 32, 1-271.
- Tozzi M., Kissel C., Funicello R., Laj C. & Parotto M., 1988. Preliminary paleomagnetic results from Eocene formation of Southern Apulia. XIII General Assembly of E.G.S., *Ann. Geophys., special issue*, Bologna.
- Turco E., Bambini A.M., Foresi L.M., Iaccarino S., Lirer F., Mazzei R. & Salvatorini G., in stampa. Middle Miocene high resolution calcareous plankton biostratigraphy at Site 926 (Leg 154, equatorial Atlantic Ocean. *Geobios*.
- Vai G.B., 1996. Revisione critico-storica dei piani marini del Quaternario. A cura della Commissione Italiana di stratigrafia (Gruppo di lavoro sul Quaternario). Presidenza del Consiglio dei Ministri – Dipartimento per i Servizi Tecnici Nazionali. Servizio Geologico, *Miscellanea*, VI, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, 179 pagg.
- Van Couvering J.A., Castradori D., Cita M.B., Hilgen F.J. & Rio D., 1998. Global Standard Stratotype-Section and Point (GSSP) for the Zanclean Stage and Pliocene Series. In: Rio & Castradori (Eds.), *Neogene Newsletter*, 5: 22-54.
- Velde B., 1985. Clay Minerals. A Physico-Chemical Explanation of their Occurrence. *Develop. in Sedim.*, 40: 427 pp.
- Vescogni A., 2001. Evoluzione delle biocostruzioni a vermetidi e loro utilizzo come "markers" paleobatimetrici e paleoclimatici. In: Perri M.C. (a cura di) – *Giornate di Paleontologia 2001*, *Giorn. Geol., Ser. 3*, 62(suppl.): 55-62.

