F. BALENZANO (\*), S. MARGIOTTA (\*\*), M. MORESI (\*)<sup>1</sup>

# SIGNIFICATO DI UN DEPOSITO GLAUCONITICO-FOSFATICO APPARTENENTE AD UNA UNITÀ MIOCENICA DEL SALENTO (PUGLIA)

Riassunto - Sono state condotte indagini geologiche, micropaleontologiche e chimico-mineralogiche su un livello calcarenitico ricco in glauconite e fosfati («piromafo») appartenente all'unità miocenica della Pietra leccese e affiorante in un'area compresa tra Martano, Zollino e Maglie a sud di Lecce (Salento, Puglia).

I risultati ottenuti mettono in evidenza che l'associazione di glauconite e di carbonato-apatite è riconducibile a più fasi mineralogiche prodottesi in ambienti ed in periodi differenti:

 i frammenti fosfatici derivano da smantellamento di preesistenti depositi;

i granuli glauconitici, invece, deriverebbero da rideposizione, per meccanismi di flusso gravitativo di coevi depositi accumulati prevalentemente ai margini meno profondi del bacino di sedimentazione della Pietra leccese, in corrispondenza degli altofondi costituiti dai rilievi carbonatici cretacei che oggi formano le Serre salentine. Lungo tali bordi si può ritenere maggiore l'effetto delle correnti di fondo che, rallentando il tasso di sedimentazione, favori-

scono l'elevata evoluzione del minerale.

Parole chiave - Glauconite, fosfati, genesi, Pietra leccese, Salento.

**Abstract** - Origin of a Miocene glauconitic-phosphatic deposit (Salento, Apulia). Stratigraphical, micropalaeontological and chemical-mineralogical analyses were performed on glauconite and phosphates levels occurring at the uppermost part of the miocenic unit of Pietra leccese.

The area of investigation is situated to the south of Lecce (Apulia, Italy) among Caprarica village to the north, Martano village to the east, Zollino village to the west and Maglie to the south. In this area, calcarenitic sediments rich in glauconite belonging to both the Pietra leccese formation (*Piromafo* level) and the underlying Cretaceous limestone basement are well exposed. The study reveals that the association of glauconite and carbonate-apatite is referable to the mixing of mineralogical phases formed in different environments.

The phosphatic elements were originally constituted by calcitic clasts, both of biogenic and terrigenous origin; the spatial relationships with not phosphatic elements suggest that such fragments constituted microhabitats where the process of phosphatition was enhanced. This means that the phosphatic fragments are detritic and that they derive from the erosion of preexisting sediments, including completely phosphatized levels.

As regards glauconite, it can not be considered a bathimetric marker. However, it is known from the literature (Odin & Fullagar, 1988; Porrenga, 1967; Amorosi, 1997) that at present is forming to varying depths between the -50 m and

-500 m in presence of currents that redistribute granules on basin bottom. At present, glauconite-rich deposits occur at topographic highs or on the slopes which join the highs to the deep basins.

Strata attitude recorded in the *Piromafo* level in the area of Zollino village, allow us to hypothesize that glauconite derives from the re-deposition of sediment accumulated on morpho-structural highs in the deepest part of the basin because of gravity flows. This process would be responsible for the orientation of phosphatic elements, enhancing the glauconitization process and producing the mixing of glauconitic granules with different degree of evolution.

These hypotheses are supported by micropaleontological analysis which detected a gap in sedimentation at the contact between typical Pietra leccese - glauconitic Pietra leccese which is represented by a clear erosional surface.

The hiatus recorded in the sections of Zollino village is greater than the one recorded at Cursi sections (Foresi *et al.*, in press). This is probably due to the close position of the former sections to morpho-structural highs suffering major erosive effects of currents flowing forward to the deepest parts of the basin.

The comparison of new and published stratigraphic sections suggest that the first hiatus in the sedimentation of the Pietra leccese is situated between the base of the glauconitic biomicritic and the underlying sediments. Its formation is due to currents established in the late Burdigalian or in the Burdigalian-Langhian transition. This situation occurred over a very large area pointing out an event of regional importance which interested the whole Salentina Peninsula.

Moreover, according to Balenzano *et al.* (1994, 1997), the morphological characters of glauconite granules point out that the process of glauconitization developed almost exclusively in the semi-confined hull of the foraminifera. Glauconite has occasionally been found as encrustation on other granules so that it cannot be excluded that the glauconitic process started in the sediment where phosphatic granules could have been already deposed.

In conclusion, the sedimentation of Pietra leccese was affected by gravity flows at passage Burdigalian-Langhian. The low sedimentation rate allowed the development of well-crystallized glauconite and new deposition of sediments in the deepest parts of the basin.

The other gaps occurring upward, marked by glauconite levels, could suggest the local periodic activity of these currents which broke the normal sedimentation. The variability in gaps width is most likely linked to variation of current intensity and of their erosion rates.

**Key words** - Glauconite, phosphates, origin, Pietra leccese, Salento.

<sup>(\*)1</sup> Dipartimento di Geomineralogia, Università di Bari.

<sup>(\*\*)</sup> Dipartimento di Scienze dei Materiali, Osservatorio di Chimica, Fisica e Geologia Ambientali, Università di Lecce. stefano.margiotta@unile.it

#### INTRODUZIONE

In numerosi lavori (Odin & Matter, 1981; Logvinenko, 1982; Odin & Fullagar, 1988; Rao et al., 1995) è stato messo in evidenza come la presenza di glauconite in sequenze sedimentarie sia legata ad ambienti di formazione marini piuttosto profondi (tra i -50 m ed i -500 m; Amorosi, 1997), con un basso tasso di sedimentazione. In realtà l'origine dei minerali glauconitici è da sempre motivo di dibattito ed oggetto di interpretazioni, a volte contrastanti, riguardo in particolare, le reazioni chimiche ed i parametri che ne controllano lo sviluppo. Alcuni Autori (Amorosi, 1997; Kitamura, 1998; Kelly & Webb, 1999; Chafetz & Reid, 2000) infatti, riscontrano come la glauconite non sia da sola un indicatore ambientale tanto che ne è stata riscontrata abbondante presenza anche in sedimenti marini di mare basso, di tipo tidale (Chafetz & Reid, 2000). Al fine di determinare l'ambiente di formazione della glauconite diviene quindi essenziale distinguere i granuli glauconitici autoctoni da quelli alloctoni (Amorosi, 1997; Kitamura, 1998).

Le incertezze riguardo la formazione di questo minerale emergono anche dalle interpretazioni derivate da studi analitici che sono stati compiuti sulla presenza di abbondante glauconite e fosfati che contraddistingue alcuni livelli sia dei calcari del basamento del Cretaceo sia delle calcareniti mioceniche (Pietra leccese) affioranti in diverse aree del Salento (Puglia, Italia). Da questi studi (Dell'Anna, 1964, 1966; Melidoro & Zezza, 1968 e D'Alessandro & Robba, 1980) non risulta una uniformità di vedute riguardo la genesi di questi minerali.

In merito ai depositi miocenici, Bossio *et al.* (1986, 1988a,b,c, 1991, 1992, 1994, 1999) mediante indagini geologico-micropaleontologiche e Balenzano *et al.* (1994, 1997) con ricerche di carattere chimico-mineralogico, hanno individuato nell'azione di correnti di fondo, variabili nello spazio e nel tempo, la causa, non solo della lacunosità della Pietra leccese, ma anche dell'abbondante presenza di glauconite «evoluta» in quegli intervalli stratigrafici (*piromafo*) dove vengono registrate le lacune stesse.

È evidente che, al fine di non appesantire il lavoro con dati già pubblicati, a quest'ultime ricerche si farà di frequente riferimento ed a queste si rimanda in particolare per ciò che concerne ulteriori dati inerenti i meccanismi relativi alle suddette correnti di fondo e per indagini chimico mineralogiche analitiche più approfondite sulla glauconite.

Questo studio si propone di dare un contributo per definire la genesi dei livelli particolarmente ricchi in glauconite e fosfati che costituiscono la parte terminale della Pietra leccese, mediante analisi integrate basate essenzialmente su metodologie stratigrafiche, micropaleontologiche e chimico-mineralogiche.

L'area di indagine, ubicata a sud di Lecce, è geograficamente compresa tra l'abitato di Caprarica a nord, quello di Martano ad est, di Zollino ad ovest e di Maglie a sud (Fig. 1). In corrispondenza di quest'area risulta, in più luoghi, ben esposta la Pietra leccese oggetto di questa ricerca e i contatti tra quest'ultima unità e sia il basamento del Cretaceo sia le soprastanti Calcareniti di

Andrano. Inoltre, in alcune cave ubicate nei pressi di Zollino, è ben visibile il contatto tra la Pietra leccese tipica e quella glauconitica: è il caso di sottolineare l'importanza e l'eccezionalità di questi affioramenti, peraltro mai oggetto di studio, particolarmente in un'area, quale quella salentina, molto povera di esposizioni. Va precisato infine, che in quest'area è compresa la zona di Cursi-Melpignano, considerata una area tipo della Pietra leccese (Balenzano *et al.*, 1994, 1997; Mazzei, 1994; Foresi *et al.*, in stampa).

# INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRATIGRAFICO

Nell'area in esame affiorano estesamente i calcari del basamento del Cretaceo e le coperture mioceniche sia della Pietra leccese sia delle Calcareniti di Andrano nonché, presso Maglie, un lembo poco esteso di depositi plio-pleistocenici (Fig. 1).

Il basamento carbonatico cretacico affiora estesamente in un'area compresa tra Caprarica di Lecce, a nord, Zollino e Martano rispettivamente a sud ovest e sud est costituendo i deboli rilievi della Serra di Martignano. L'intervallo stratigrafico localmente affiorante per poche decine di metri è costituto da un'alternanza tra calcari e calcari dolomitici, micritici, compatti e tenaci di colore biancastro, grigio chiaro o nocciola, organizzati in strati di spessore variabile da qualche centimetro a circa un metro, in più luoghi fratturati.

In corrispondenza degli affioramenti più significativi e delle pareti di cava si osserva una giacitura suborizzontale o in monoclinale con debole immersione verso SO interessata da blande pieghe. Il bordo della Serra è generalmente caratterizzato da una netta scarpata con direzione NNO-SSE, lungo la quale si osservano le migliori esposizioni; la parte sommitale si presenta invece subpianeggiante.

La Pietra leccese giace in trasgressione con discordanza sul basamento Cretaceo: in particolare, il contatto è ben visibile in vicinanza del cimitero di Martano, dove gli strati del calcare mesozoico sono troncati da una superficie erosiva (Fig. 2) interessata da numerose bioerosioni prodotte da organismi litofagi e contrassegnata da una sottile spalmatura fosfatica; inoltre, si nota la presenza di piccoli noduli di apatite, disseminati sia sulla stessa superficie di contatto sia alla base della sovrastante Pietra leccese. In altri luoghi si nota anche una breccia ad elementi di calcari cretacei, accumulata per lo più in tasche; gli elementi, generalmente angolosi, sono irregolarmente distribuiti e, dove più abbondanti, hanno dimensione decimetrica.

La porzione basale della Pietra leccese, chiamata «pietra nera» dai cavatori, si presenta ovunque ben litificata, con una grana fine, talvolta laminitica e una colorazione grigio scura.

colorazione grigio scura. Localmente l'intervallo stratigrafico affiorante della Pietra leccese è rappresentato da calcari detritici più o meno compatti, talvolta relativamente friabili, a granulometria medio-fine, con colorazione tipica giallo paglierina.

La stratificazione è mal definita con accenni in banchi che superano in genere il metro di spessore; la giacitu-

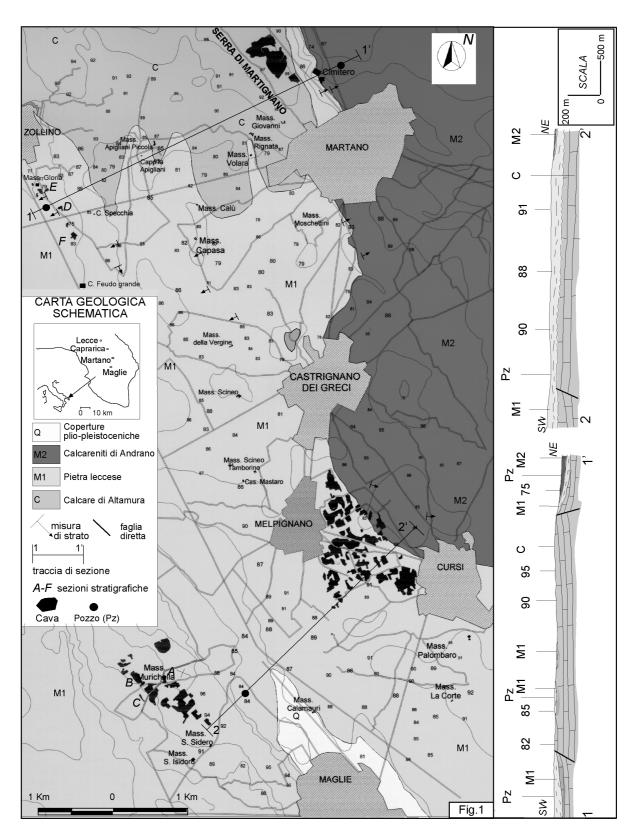


Fig. 1 - Carta geologica schematica dell'area studiata.

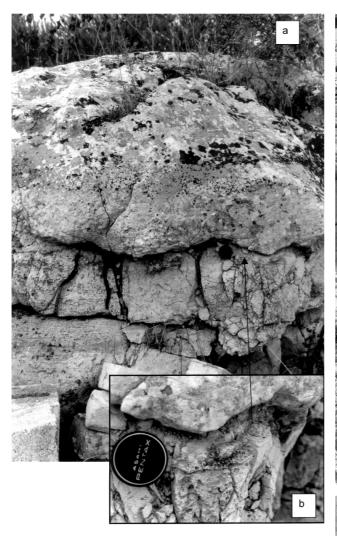


Fig. 2 - Contatto (a) tra il Calcare di Altamura e la Pietra leccese (taglio lungo la SP Martano-Calimera nei pressi del cimitero di Martano) e particolare del contatto (b).

ra degli strati è circa NNO-SSE, con deboli immersioni sia verso ovest che verso est.

Sono frequenti le bioturbazioni ed i macrofossili, in particolare lamellibranchi (soprattutto pettinidi), echinodermi (spatangidi), i quali possono trovarsi dispersi nella roccia o concentrati in plaghe o in veri e propri livelli; è frequente la presenza di denti di squalo.

Gli affioramenti più significativi, per uno spessore massimo di circa 11 m, sono stati osservati in corrispondenza di tre cave, ubicate a nord di Maglie, tuttora in attività (Fig. 1, 3). In particolare nella cava «*Pitardi*» (A di Fig. 1), sul piano di cava, affiora la «pietra nera» e secondo le testimonianze degli stessi cavatori, anche in cava «*Donno Giovanni*» (B di Fig. 1), e nella terza cava (C di Fig. 1), è molto prossima al fondo delle cave. Inoltre, alla base della Pietra leccese, a partire dal fondo cava, sono presenti sparsi minuti noduli fosfatici.





Fig. 3 - Cava di Maglie (Fig. 1: sezione A): Pietra leccese tipica (3a) e particolare della varietà a grana molto fine (3b).

Il livello glauconitico preso in esame è stato osservato sui fronti delle cave ubicate a sud dell'abitato di Zollino (E, D, F di Fig. 1), tra Masseria Gloria e Casino Feudo Grande (Fig. 4): in tutti i casi la Pietra leccese direttamente sottostante quella intensamente glauconitica presenta la sua facies tipica per uno spessore non

superiore ai 6 m e con una colorazione giallastra con punteggiature più scure quest'ultime dovute alla presenza di rari granuli glauconitici; a luoghi si riscontrano concentrazioni del minerale in «lenti» che preannunciano la comparsa dell'intervallo stratigrafico soprastante. Il limite inferiore della Pietra leccese ricca in glauconite e fosfati è marcato da una superficie erosiva ondulata e irregolare (Fig. 4a). Nel caso specifico delle cave di Zollino questa superficie immerge verso O-SO di circa 40°, in senso trasversale all'allungamento dei rilievi adiacenti della Serra di Martignano, costituiti dai calcari del Cretaceo. Il livello glauconitico, avente uno spessore variabile da circa 4 m fino ad un massimo di 6 m, presenta una parte basale con contenuto di questo minerale molto elevato. Nel complesso, la glauconite è distribuita spazialmente nel sedimento in maniera selettiva, con un evidente gradiente verticale e quindi una diminuizione del contenuto del minerale verso l'alto stratigrafico con intercalati livelli particolarmente ricchi del minerale in oggetto all'interno dei quali si ripete lo stesso trend. Prevalentemente alla base del livello glauconitico stesso, sono presenti numerosi noduli fosfatici, sia di natura biogenica che terrigena, di dimensioni variabili dal millimetro a qualche centimetro; a luoghi questi noduli sono concentrati in plaghe. La glauconite è quindi particolarmente concentrata in corrispondenza di piccole tasche, al di sopra della superficie erosiva, dove sono inoltre frequenti gli elementi fosfatici: in questo caso i frammenti fosfatici, costituiti in prevalenza da gusci mineralizzati di pteropodi, sono allineati ed orientati secondo la direzione di paleoflusso marcata dalla superficie erosiva stessa (Fig. 4b). Frequenti sono i fossili disposti casualmente e con valve disarticolate, a luoghi fosfatizzate (Fig. 4c) e fra questi si riconoscono in particolare Amusium, Flabellipecten, Chlamys, Neopycnodonte; laddove i fossili sono concentrati in livelli di spessore decimetrico anch'essi si presentano isorientati con la superficie erosiva. Meno ricorrenti sono i gasteropodi (eccezion fatta per gli pteropodi), i frammenti di echinidi, i coralli, i denti di squalo, le ossa di vertebrati nonché grossi anellidi spiralati, concentrati in plaghe. Sono stati rinvenuti esemplari giganteschi di Nodosaria (1-2 cm) e Lenticulina, tra i foraminiferi bentonici. La presenza di questi livelli, in corrispondenza dei quali vi è, come già osservato, una concentrazione di glauconite superiore rispetto a quella nel sedimento sotto e soprastante, indica la periodica attività di correnti che si intervallano con fasi durante le quali riprende la normale sedimentazione. Inoltre, 30 cm sopra la base dell'intervallo glauconitico si può osservare una particolare concentrazione fossilifera (il così detto «livello o linea delle cozze» secondo la locale terminologia dei cavatori) in un livello il cui spessore tende ad aumentare (da pochi centimetri ad una quarantina di centimentri) man mano che la superficie di base del livello glauconitico assume una giacitura orizzontale. Anche in questo caso sia i fossili che i fosfati si presentano orientati solo nel tratto basale del «livello a cozze» mentre non lo sono affatto nel tratto superiore laddove sono accatastati alla rinfusa, ad indicare quindi una prima fase di trasporto trattivo a cui succede

un evento di tempesta. Il dato che sia la superficie erosiva al passaggio Pietra leccese - Pietra leccese glauconitica che i livelli ricchi in fossili e glauconite e fosfati, descritti sopra, abbiano la stessa orientazione permette di ipotizzare che la direzione delle correnti responsabili sia la medesima, dalle Serre adiacenti verso il fondo del bacino.

Queste osservazioni, in accordo con i criteri per la differenziazione tra glauconite di origine autoctona e alloctona in Amorosi (1997), mettono in evidenza che i granuli glauconitici sono stati interessati da selezione idraulica e trasporto. Dalle osservazioni al microscopio si evince inoltre, come i granuli di questo minerale rappresentino, in gran prevalenza, i modelli interni di foraminiferi planctonici tipicamente presenti nella Pietra leccese. Questo ulteriore dato, oltre alla mancanza di elevate quantità di glauconite nelle rocce sottostanti del Cretaceo, suggerisce quindi una origine parautoctona del minerale.

Verso l'alto stratigrafico, sopra il livello intensamente glauconitico, i fossili divengono meno ricorrenti e si possono osservare grossi esemplari di brachiopodi (*Terebratula*).

La seconda unità miocenica, rappresentata dalle Calcareniti di Andrano affiora in corrispondenza del margine est della carta di Fig. 1, risultando ovunque sovrapposta alla Pietra leccese con passaggio graduale e concordante. Alla base questa unità è rappresentata da una calcarenite più o meno marnosa, a grana fine, biancastra con rari granuli verdastri dovuti alla presenza di glauconite, rimaneggiata dai livelli della Pietra leccese sottostante, come testimoniato dal fatto che i granuli riflettono anche in questo caso la morfologia dei foraminiferi presenti nella unità miocenica più antica. Seguono, verso l'alto, calcareniti marnose solo a luoghi ben diagenizzate, di colore dal bianco al giallastro, quasi ovunque in strati di spessore variabile da qualche centimetro a circa 30-40 centimetri. All'interno dei livelli più marnosi sono evidenti lamine parallele piane o debolmente ondulate.

I fossili sono abbondanti tanto da costituire spesso vere e proprie «lumachelle»; i più frequenti sono serpulidi, balanidi e briozoi, gasteropodi, lamellibranchi (*Chlamys, Cardium, Ostrea, Modiola*) nonché brachiopodi e alghe.

Infine, nei dintorni dell'abitato di Maglie i sedimenti della Pietra leccese sono a luoghi ricoperti dalle calcareniti a granulometria grossa e ricche in lamellibranchi del Plio-Pleistocene. Il contatto tra l'unità miocenica e quella plio-pleistocenica è caratterizzato da una chiara discordanza geometrica di tipo *onlap*.

# BIO-CRONOSTRATIGRAFIA DELLA PIETRA LECCESE

L'inquadramento bio-cronostratigrafico dei sedimenti è stato operato sulla base dei foraminiferi planctonici utilizzando lo schema zonale di Foresi *et al.* (2002) ottenuto dall'integrazione di quello di Iaccarino & Salvatorini (1982) leggermente modificato da Iaccarino (1985), con quelli di Foresi *et al.* (1998) e di Sprovieri *et al.* (2002).

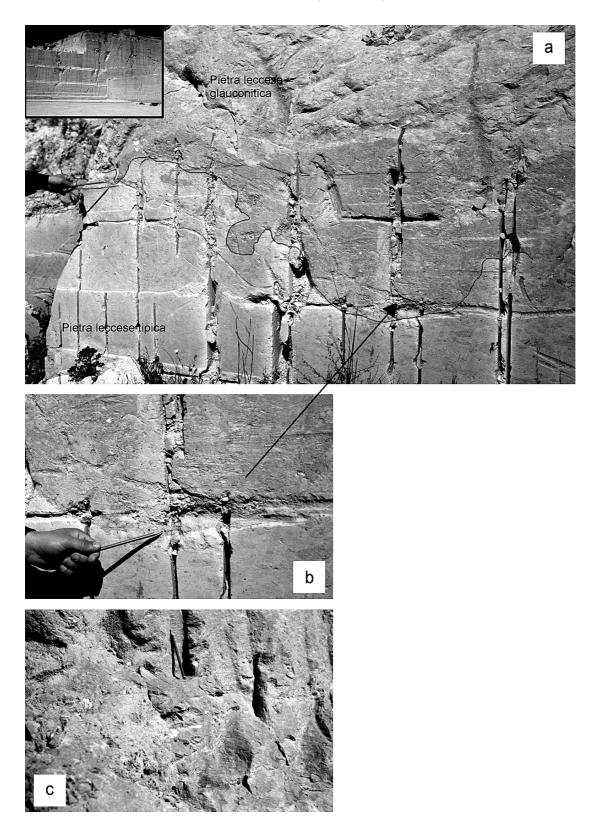


Fig. 4 - Cava di Zollino (Fig. 1: sezione *D*): passaggio Pietra leccese tipica - Pietra leccese glauconitica mediante una superficie erosionale (a); dettagli della superficie erosionale (b) e del livello ricco in fossili (c).

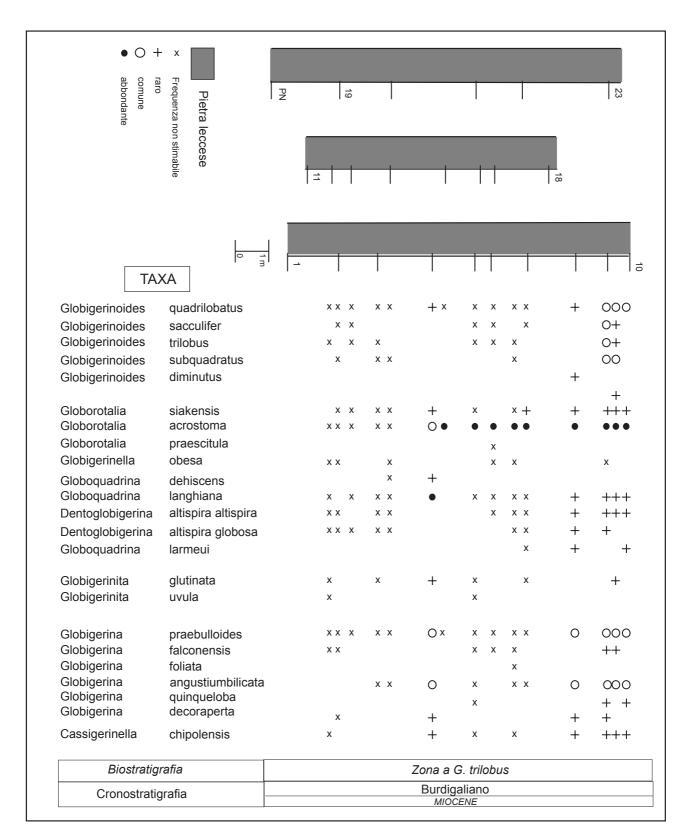


Fig. 5 - Distribuzione stratigrafica dei foraminiferi planctonici nelle sezioni ubicate a nord di Maglie (Fig. 1: sezioni A, B, C).

Per questo scopo, sono stati presi complessivamente 23 campioni nella Pietra leccese affiorante in corrispondenza delle tre cave ubicate a nord di Maglie (A, B, C di Fig. 1).

Di questi, il campione con sigla PN, prelevato in corrispondenza del livello particolarmente scuro alla base di cava «*Pitardi*» ha fornito un contenuto in foraminiferi planctonici molto scarso e comunque con specie non determinabili a causa dello stato pessimo di conservazione (Fig. 5).

Nella maggior parte degli altri casi, in ragione della compattezza elevata della roccia, i foraminiferi planctonici sono risultati in gran parte incrostati per cui non è stato possibile stimarne la relativa frequenza; ciò nonostante dalle analisi (Fig. 5) emerge chiaramente che le associazioni sono dominate da frequenti esemplari di Globorotalia acrostoma; comuni, fra gli altri, Globigerina praebulloides, G. angustiumbilicata, Cassigerinella chipolensis, Globigerinoides quadrilobatus, G. trilobus, G. sacculifer e Globoquadrina langhiana.

L'associazione rinvenuta, peraltro priva del Gen. *Praeorbulina*, consente di attribuire il tratto di Pietra leccese campionata alla Zona a *G. trilobus*; tuttavia non è da escludere la possibilità, per la parte stratigraficamente inferiore, di un'attribuzione alla Zona a *Globoquadrina dehiscens dehiscens- Catapsydrax dissimilis* (Sottozona a *G. altiaperturus - C. dissimilis*). Questa incertezza, dovuta allo stato di incrostazione dei foraminiferi rinvenuti, non ha comunque alcun riflesso dal punto di vista cronostratigrafico. Dalla Fig. 5 risulta infatti che l'intervallo in questione è sicuramente riferibile alla porzione superiore del Burdigaliano.

In corrispondenza delle tre cave ubicate a sud di Zollino (D, E, F di Fig. 1) sono stati raccolti 14 campioni nella Pietra leccese giallo paglierina e 17 nel livello soprastante glauconitico (Fig. 6).

Lo studio delle tre sezioni, molto vicine fra loro e correlabili in base alle evidenze stratigrafiche, mineralogiche e sedimentologiche, ha permesso, dalla sommatoria dei taxa determinati per ogni singola sezione, di effettuarne l'inquadramento bio-cronostratigrafico. Per quanto riguarda la Pietra leccese scarsamente o per niente glauconitica, l'associazione di Globorotalia acrostoma, tra l'altro abbondante, G. peripheroronda, G. siakensis, G. birnageae, Cassigerinella chipolensis e Globoquadrina langhiana tra le altre nonché l'assenza in tutti i campioni esaminati di esemplari del Gen. Catapsydrax da una parte e del Gen. Praeorbulina dall'altra, consente una sicura attribuzione di questo intervallo alla Zona a Globigerinoides trilobus e quindi al Burdigaliano superiore.

L'associazione rinvenuta nei campioni della Pietra leccese ricca in glauconite è risultata invece molto differente da quella sopra indicata. In particolare sono stati rinvenuti, fra gli altri, frequenti esemplari di Globigerinoides obliquus, Neogloboquadrina acostaensis (con avvolgimento sinistrorso), N. continuosa, Globorotalia gr. menardii, G. gr. scitula, Globigerina bulloides, G. decoraperta e G. woodi; questa associazione, chiaramente successiva alla scomparsa di Globorotalia siakensis e precedente alla comparsa di

Globigerinoides extremus, permette di riferire le biomicriti glauconitiche in oggetto alla Zona a *N. acostaensis* e quindi alla parte inferiore del Tortoniano. I risultati delle indagini micropaleontologiche mettono quindi in evidenza la presenza di uno *hiatus* tra l'intervallo glauconitico e la Pietra leccese tipica sottostante, comprendente almeno tutto il Langhiano ed il Serravalliano.

I dati bio-cronostratigrafici ricavati dalle sezioni studiate ben si inquadrano nel contesto di quelli provenienti dalle altre sezioni oggetto di studio presenti in bibliografia: ciò permette di effettuare delle correlazioni, su scala più vasta, dei differenti intervalli stratigrafici della Pietra leccese.

Appare significativo che dal confronto delle sezioni qui esaminate e quelle relative all'area tipo di Lecce (Bossio et al., 1999), di Cursi (Mazzei, 1994, Foresi et al., in stampa), Poggiardo (Bossio et al., 1988b) e Palmariggi (Bossio et al., 1991) la Pietra leccese, nella facies tipica di calcarenite giallo paglierina, sia ovunque riferibile esclusivamente al Burdigaliano. Di contro le immediatamente sovrastanti calcareniti glauconitiche sono più recenti in ciò documentando, con l'intervallo stratigrafico precedente, una lacuna che è però risultata di entità differente nelle diverse sezioni studiate.

Particolarmente interessante è il confronto dei risultati emersi dalle sezioni di Zollino con quelle dell'area compresa tra Cursi e Melpignano (Foresi *et al.*, in stampa), interposta tra Zollino e Maglie. In particolare, dalle sezioni di Cursi-Melpignano emerge chiaramente, anche in questo caso, alla base del livello glauconitico l'esistenza di uno *hiatus* corrispondente a buona parte del piano Langhiano. Lo *hiatus* è quindi molto più ampio in corrispondenza dell'area di Zollino rispetto a quelle di Cursi-Melpignano.

Giannelli & Salvatorini (1972, 1975), inoltre, in uno studio biostratigrafico condotto su numerose sezioni nelle isole di Gozo e di Malta hanno distinto all'interno della locale formazione delle «Globigerine Limestone», 5 «intervalli» caratterizzati da altrettante distinte associazioni a foraminiferi planctonici e riconoscono tre lacune; una di queste presente tra l'intervallo 2 ed il 3, è appunto localizzata cronostratigraficamente tra il Burdigaliano ed il Langhiano. Inoltre anche in questa formazione gli hiatus sono marcati litologicamente dalla presenza di depositi fosfatici di solito accompagnati da glauconite.

Tornando al Salento, una situazione apparentemente diversa esiste invece nell'area di S. Maria al Bagno - S. Caterina (Bossio *et al.*, 1992), laddove la Pietra leccese affiora per uno spessore di circa 80 m con facies per la maggior parte tipiche solo di quell'area (calcareniti molto marnose non glauconitiche). Molto probabilmente l'evoluzione sedimentaria di quell'area è stata parzialmente diversa da quella del resto della Penisola Salentina e ciò è verosimilmente imputabile a cause locali

Per quanto riguarda l'area di Leuca e quella di Andrano (Bossio *et al.*, 1988a, 1994), queste non si prestano ad una circostanziata ricostruzione dell'evoluzione sedimentaria della successione in questione a causa della mancanza di affioramenti sufficientemente estesi.

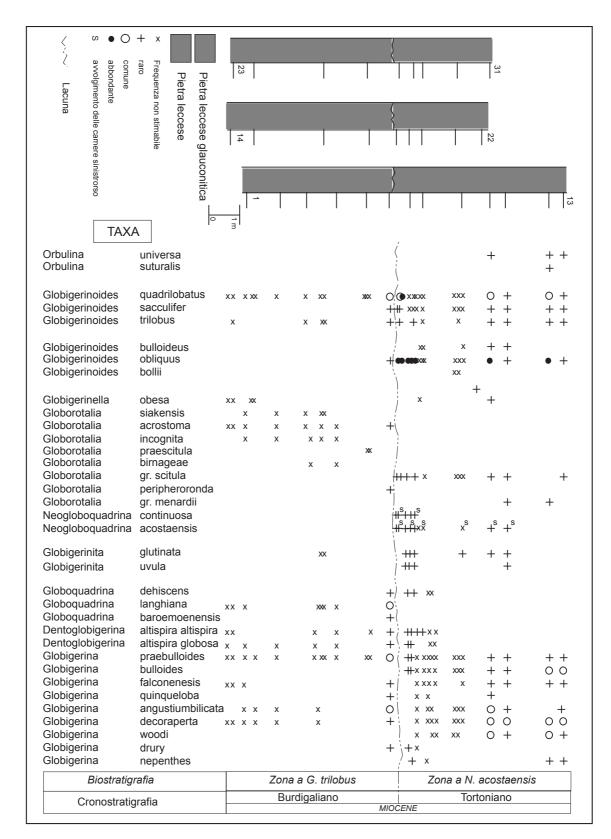


Fig. 6 - Distribuzione stratigrafica dei foraminiferi planctonici nelle sezioni ubicate a sud di Zollino (Fig. 1: sezioni D, E, F).

Più problematico appare invece correlare le molteplici lacune riscontrate nelle biomicriti glauconitiche sovrastanti che risultano ovunque interessate da diastemi di entità variabile nello spazio e nel tempo. Ciò nonostante appare anche in questo caso significativo come due ulteriori lacune nell'ambito della successione sono ben individuabili nel Serravalliano superiore e/o nel Tortoniano superiore in molte delle sezioni che sono state analizzate (area di Lecce, Poggiardo, Cursi-Melpignano); si ricorda peraltro, che anche a Malta e a Gozo, Giannelli & Salvatorini (1975) hanno riscontrato la presenza di una lacuna al passaggio Serravalliano-Tortoniano.

# ANALISI CHIMICO-MINERALOGICHE

Gli elementi glauconitici sono stati separati da due campioni di Pietra leccese prelevati dalle cave di Zollino, dall'intervallo descritto nei precedenti paragrafi e denominato «piromafo» (MS 7, 8; per l'ubicazione stratigrafica si veda la Fig. 6). Uno dei due campioni presenta abbondanti plaghe glauconitiche di colore verde scuro (MS 7); l'altro presenta un colore, più uniforme, su tonalità verde chiaro. La componente carbonatica della calcarenite è stata mandata in soluzione tramite attacco con HCI 1% a freddo. Dalla frazione sabbiosa del residuo non carbonatico è stata estratta la glauconite attraverso ripetute operazioni di separazione magnetica e di selezionamento manuale al microscopio. I granuli estratti dalla calcarenite caratterizzata da abbondanti plaghe glauconitizzate sono prevalentemente di colore verde scuro (Campione G VS); quelli estratti dalla calcarenite meno intensamente glauconitizzata sono prevalentemente di colore verde chiaro (campione G VC). È solo il caso di anticipare che i dati analitici ben si inquadrano nel contesto di quelli, ben più numerosi, ricavati in precedenti ricerche (Balenzano et al., 1994, 1997)

Gli elementi fosfatizzati sono stati estratti meccanicamente da diversi campioni (MS 7, 8, 18, 19, 27; per l'ubicazione stratigrafica si veda la Fig. 6) di Pietra leccese glauconitica e selezionati per la colorazione brunastra che indica la maggiore abbondanza di fosfati. Le superfici esterne dei corpi fosfatizzati sono state accuratamente ripulite da incrostazioni calcitiche utilizzando punte e lame metalliche ed operando vari trattamenti ad ultrasuoni in ambiente acquoso. L'aspetto macroscopico dei frammenti fosfatici (unitamente ad osservazioni condotte al microscopio per verificare lo stato di pulizia dei campioni) ha permesso di suddividere i materiali da analizzare in due gruppi: il primo costituito da cinque frammenti di clasti terrigeni (campioni FT 1, 5), il secondo costituito da otto frammenti di fossili o di modelli interni di fossili (campioni FB 1, 8); fra questi ultimi sono presenti frammenti di coralli, di spugne, di lamellibranchi, un dente di pesce, modelli interni di gasteropodi e di brachiopodi.

I granuli glauconitici e gli elementi fosfatici sono stati sottoposti ad indagini mineralogiche per Diffrattometria di raggi X su polveri (XRD), ad analisi termodifferenziali (DTA) e termogravimetriche (TG), ad analisi chimiche per fluorescenza di raggi X (XRF) su pasticche in polvere.

#### **GLAUCONITE**

L'analisi XRD indica la presenza di riflessi sempre attribuibili alla sola glauconite. Però, passando dalla glauconite di colore verde chiaro alla glauconite di colore verde scuro, si osservano le seguenti variazioni.

- gli effetti di diffrazione diventano più acuti (aumento del grado di cristallinità),
- il riflesso basale (001) si sposta dal valore di 10,7 Å al valore di 10,3 Å (assestamento dello spazio *inter-layer* in relazione all'ingresso di K come verrà precisato in seguito);

 il riflesso (060) si sposta dal valore di 1,512 Å al valore di 1,516 Å (leggero avvicinamento ad una struttura più tipicamente diottaedrica)

Le analisi termiche indicano la presenza di due effetti endotermici (curve DTA) posizionati rispettivamente intorno al valore di circa 150°C e nell'intervallo 350-700°C, ai quali corrispondono perdite in peso (curve TG) leggermente diverse. L'effetto riscontrato alla temperatura più bassa è relativo alla perdita dell'acqua *interlayer*, l'altro è relativo alla perdita di acqua derivante dai gruppi ossidrili strutturali.

I corrispondenti valori sono riportati in Tab. 1 a completamento delle analisi chimiche eseguite per XRF e sono distinte come «H<sub>2</sub>O adsorbita» ed «H<sub>2</sub>O strutturale».

Confrontando la composizione chimica della glauconite viene confermata (Balenzano *et al.*, 1994, 1997) la presenza, in porzioni diverse dello stesso livello calcarenitico, di granuli caratterizzati da un diverso grado di evoluzione. Questa evoluzione è riconoscibile, dal punto di vista chimico, dalla diminuzione del rapporto Si/AIIV negli strati tetraedrici, dall'incremento di Fe nello strato ottaedrico e di K nelle posizioni *interlayer* (Tab. 1).

| Ossidi %                       | G VC  | G VS  |
|--------------------------------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 51,95 | 50,63 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,08  | 0,07  |
| $Al_2\bar{O}_3$                | 6,29  | 6,76  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19,18 | 20,81 |
| CaO                            | 0,19  | 0,11  |
| MgO                            | 3,85  | 3,90  |
| K <sub>2</sub> O               | 6,84  | 7,67  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,07  | 0,08  |
| H <sub>2</sub> O strutt,       | 4,51  | 4,32  |
| H <sub>2</sub> O ads,          | 7,04  | 5,65  |
| Numero di ioni su 24 (O,       | ОН)   |       |
| Si                             | 7,69  | 7,50  |
| Al(IV)                         | 0,31  | 0,50  |
| Al(VI)                         | 0,78  | 0,67  |
| Ti Č                           | 0,01  | 0,01  |
| Fe(3+)                         | 2,14  | 2,32  |
| Mg                             | 0,85  | 0,86  |
| Ca                             | 0,03  | 0,02  |
| K                              | 1,29  | 1,45  |
| Na                             | 0,02  | 0,02  |
| ΣΧ                             | 3,78  | 3,88  |
| ΣΥ                             | 1,34  | 1,49  |

G VC: granuli di colore verde chiaro; G VS: granuli di colore verde scuro

Nel grafico di Fig. 7 sono posti in relazione i tenori di  $K_2O$  con il carattere strutturale della glauconite (distanza in cm fra gli effetti di diffrazione 001-020) secondo Odin & Fullagar (1988): la glauconite di colore verde chiaro corrisponderebbe appieno al tipo «evoluto», mentre quella di colore verde scuro si avvicina sensibilmente al tipo «molto evoluto».

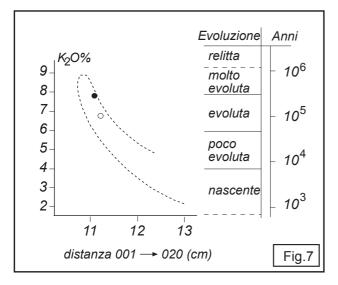


Fig. 7 - Relazione fra struttura e chimismo nella glauconite in funzione del tempo stimato per acquisire i diversi gradi di evoluzione. Riferimenti in Odin e Fullagar (1988). Cerchio vuoto: glauconite verde chiaro (G VC); cerchio pieno: glauconite verde scuro (G VS).

#### **FOSFATI**

Le indagini XRD hanno evidenziato che tutti i campioni sono costituiti da carbonato-apatite associata a variabili quantità di calcite. Una stima delle abbondanze relative di questi due componenti è stata effettuata utilizzando le intensità XRD di due riflessi liberi da effetti di sovrapposizione (schede ASTM 19-272 e 24-27): il riflesso a 3,46 Å per la carbonato-apatite (Ir = 20) e quello a 3,85 Å per la calcite (Ir = 29). Le concentrazioni di carbonato-apatite e di calcite così ottenute sono riportate in Tab. 2, dove sono poste a confronto con le concentrazioni calcolate tramite l'elaborazione dei dati chimici (i relativi calcoli sono specificati più avanti).

Le analisi termiche confermano l'assenza di quantità ponderabili di fasi mineralogiche diverse da carbonatoapatite e calcite. Le curve TG evidenziano due fasi di perdita in peso del campione: una, molto graduale, compresa nell'intervallo 150-600°C, attribuibile ad effetti di deidrossilazione e, quindi, alla sola carbonato-apatite; l'altra, molto repentina, posizionata intorno a 860°C, attribuibile alla perdita di CO<sub>2</sub> sia della carbonato-apatite che della calcite. Le concentrazioni di H<sub>2</sub>O e di CO<sub>2</sub> dosate all'analisi TG sono riportate in Tab. 3 a completamento delle analisi XRF. Tre campioni hanno rivelato la presenza di SiO<sub>2</sub> con concentrazione complessiva inferiore a 0,5%; questi componenti non sono stati inseriti nelle corrispondenti composizioni perché attribuite ad impurezze di minerali silicatici.

I dati chimici sono stati elaborati utilizzando le seguenti formule stechiometriche ed i successivi passaggi di calcolo:

| Tab. 2 - Confronto delle abbondanze relative di carbonato-apatite e calcite calcolate dalle analisi XRD e dalla analisi chimiche (vedi testo per l'e- |
|---|
| laborazione dei dati chimici).  |

|      |             | XRD D     | OATA    | CHEMICAL DATA |                        |                          |                     |  |  |
|------|-------------|-----------|---------|---------------|------------------------|--------------------------|---------------------|--|--|
|      |             | carb-apat | calcite | carb-apat     | carb-apat<br>(fosfato) | carb-apat<br>(carbonato) | calcite<br>(totale) |  |  |
|      | Biogenics   |           |         |               |                        |                          |                     |  |  |
| MS27 | FB1         | 88        | 12      | 62,23         | 25,65                  | 87,88                    | 12,12               |  |  |
| MS19 | FB2         | 95        | 5       | 76,62         | 18,43                  | 95,05                    | 7,95                |  |  |
| MS18 | FB3         | 84        | 16      | 64,54         | 19,42                  | 83,96                    | 16,04               |  |  |
| MS8  | FB4         | 84        | 16      | 61,00         | 22,91                  | 83,91                    | 16,09               |  |  |
| F5   | FB5         | 77        | 23      | 54,61         | 22,91                  | 77,52                    | 22,48               |  |  |
| F4   | FB6         | 83        | 17      | 59,40         | 25,65                  | 85,05                    | 14,95               |  |  |
| F3   | FB7         | 94        | 6       | 83,13         | 10,71                  | 93,84                    | 6,16                |  |  |
| M.I. | FB8         | 83        | 17      | 56,92         | 26,15                  | 83,07                    | 16,93               |  |  |
|      | MEAN        | 86,0      | 14,0    | 64,80         | 21,48                  | 86,28                    | 13,72               |  |  |
|      | Terrigenous |           |         |               |                        |                          |                     |  |  |
| MS7  | FT1         | 83        | 17      | 54,58         | 27,76                  | 82,34                    | 17,66               |  |  |
| C11  | FT2         | 76        | 24      | 44,32         | 31,13                  | 75,45                    | 24,55               |  |  |
| C10  | FT3         | 68        | 32      | 35,66         | 36,61                  | 72,27                    | 27,73               |  |  |
| F6   | FT4         | 83        | 17      | 60,67         | 27,27                  | 87,94                    | 12,06               |  |  |
| F2   | FT5         | 78        | 22      | 46,85         | 32,00                  | 78,85                    | 21,15               |  |  |
|      | MEAN        | 77,6      | 22,4    | 48,42         | 30,95                  | 79,37                    | 20,63               |  |  |

 $Ca_{10} [(PO_4)_3 (CO_3 OH)_3] 2 OH = Ca_5 (PO_4)_3 OH + Ca_5 (CO_3 OH)_3 OH$ 

carbonato-apatite = componente fosfatica +componente carbonatica

- tutto il P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> dosato chimicamente è stato attribuito alla componente fosfatica; ad essa sono stati associati i corrispondenti tenori di CaO e di H<sub>2</sub>O.
- il restante tenore di H<sub>2</sub>O è stato attribuito alla componente carbonatica; ad essa sono stati associati i corrispondenti tenori di CaO e di CO<sub>2</sub>.
- la somma della componente fosfatica e della componente carbonatica fornisce l'abbondanza della carbonato-apatite; la differenza al 100% è attribuita alla calcite.

I risultati dei calcoli sono esposti in Tabella 2; l'attendibilità del metodo di calcolo proposto è confermato da due verifiche:

- i tenori di calcite sono ben confrontabili con quelli dosati per via dittrattometrica;
- i tenori di CO<sub>2</sub> dosati sperimentalmente sono assolutamente confrontabili con la somma delle due porzioni di CO<sub>2</sub> attribuite separatamente alla carbonato-apatite ed alla calcite le cui abbondanze sono state calcolate indipendentemente dalla stessa CO<sub>2</sub>.

Le considerazioni esposte permettono di estrarre, dall'analisi di ciascun campione, la composizione della sola carbonato-apatite. Questi sono esposti in Tabella 3 insieme alle formule cristallochimiche calcolate sulla base di 26 (O, OH). Nella maggior parte dei casi si riscontra (a parte una certa variabilità del numero di ioni H, teoricamente uguale a 4), un lieve eccesso del numero di ioni in associazione con Ca (teoricamente uguale a 10) ed un lieve difetto della somma P + C, teoricamente uguale a 6. Queste piccole differenze possono dipendere dall'aver incluso, nel calcolo della formula cristallochimica, vari componenti forse presenti come impurezze del campione totale; cioè non appartenenti, o non completamente appartenenti alla struttura della carbonato-apatite.

Per quanto concerne la variabilità di composizione delle carbonato-apatiti analizzate (Fig. 8) si osserva immediatamente una correlazione lineare inversa fra i tenori di P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e di CO<sub>2</sub>, cioè fra le abbondanze relative della componente fosfatica e della componente carbonatica. Le composizioni di carbonato-apatiti riportate in letteratura (Deer et al., 1962) si allineano con la composizione dei campioni qui analizzati, anche se nel campo dei più elevati tenori di P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Questa distribuzione suggerisce, in accordo anche con Mc Connel (1965), che la carbonato-apatite si formi attraverso una progressiva sostituzione dei gruppi CO3 della calcite con gruppi PO<sub>4</sub>. In tal senso, i campioni analizzati corrisponderebbero a carbonato-apatiti con diverso grado di fosfatizzazione. Le più immature sarebbero caratterizzate da un basso rapporto P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/CO<sub>2</sub> (ad esempio il campione FT 3), mentre alle più mature corrisponderebbero i più alti rapporti P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/CO<sub>2</sub> (ad esempio il campione FB7).

| Biogenic fragments |       |       |       |       |       |       |       |       | Te    | rrigenou | ıs fragm | ents  |       |       |       |
|--------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------|----------|-------|-------|-------|-------|
|                    | FB1   | FB2   | FB3   | FB4   | FB5   | FB6   | FB7   | FB8   | MEAN  | FT1      | FT2      | FT3   | FT4   | FT5   | MEAN  |
| Na <sub>2</sub> O  | 0,83  | 0,94  | 0,93  | 0,88  | 0,66  | 0,89  | 0,77  | 0,74  | 0,83  | 0,92     | 0,71     | 0,42  | 0,97  | 0,77  | 0,76  |
| MgO                | 0,66  | 0,98  | 0,45  | 0,75  | 1,04  | 1,21  | 0,92  | 0,83  | 0,86  | 1,08     | 1,24     | 1,58  | 1,22  | 1,17  | 1,26  |
| $P_2O_5$           | 28,15 | 32,48 | 30,60 | 28,82 | 28,11 | 27,34 | 35,13 | 27,21 | 29,73 | 26,38    | 22,85    | 18,99 | 26,87 | 23,52 | 23,72 |
| $K_2O$             | 0,36  | 0,00  | 0,21  | 0,22  | 0,40  | 0,55  | 0,60  | 0,32  | 0,33  | 0,32     | 0,63     | 1,00  | 0,56  | 0,46  | 0,59  |
| CaO                | 54,17 | 54,29 | 53,87 | 53,93 | 53,52 | 53,40 | 52,93 | 54,29 | 53,80 | 54,35    | 53,77    | 53,78 | 53,33 | 54,65 | 53,98 |
| $TiO_2$            | 0,30  | 0,29  | 0,30  | 0,31  | 0,31  | 0,35  | 0,43  | 0,34  | 0,33  | 0,32     | 0,43     | 0,34  | 0,39  | 0,30  | 0,36  |
| $Fe_2O_3$          | 4,10  | 2,75  | 4,22  | 4,31  | 4,36  | 4,67  | 3,74  | 4,08  | 4,03  | 3,84     | 5,24     | 5,82  | 4,79  | 3,97  | 4,73  |
| $H_2O$             | 3,37  | 2,85  | 3,03  | 3,26  | 3,42  | 3,39  | 2,33  | 3,51  | 3,14  | 3,57     | 3,99     | 4,50  | 3,43  | 4,01  | 3,90  |
| CO <sub>2</sub>    | 8,06  | 5,42  | 6,39  | 7,52  | 8,18  | 8,20  | 3,15  | 8,68  | 6,95  | 9,22     | 11,14    | 13,54 | 8,44  | 11,15 | 10,70 |
| P                  | 3,92  | 4,55  | 4,29  | 4,02  | 3,90  | 3,82  | 4,50  | 3,78  | 4,10  | 3,67     | 3,16     | 2,61  | 3,75  | 3,23  | 3,28  |
| С                  | 1,81  | 1,22  | 1,44  | 1,70  | 1,83  | 1,84  | 0,72  | 1,94  | 1,56  | 2,07     | 2,48     | 3,00  | 1,90  | 2,47  | 2,39  |
| Ca                 | 9,55  | 9,62  | 9,56  | 9,50  | 9,40  | 9,44  | 9,53  | 9,54  | 9,52  | 9,59     | 9,41     | 9,29  | 9,42  | 9,52  | 9,45  |
| Na                 | 0,26  | 0,29  | 0,30  | 0,27  | 0,21  | 0,27  | 0,24  | 0,24  | 0,26  | 0,20     | 0,21     | 0,13  | 0,31  | 0,23  | 0,22  |
| Mg                 | 0,16  | 0,23  | 0,11  | 0,19  | 0,26  | 0,29  | 0,23  | 0,21  | 0,21  | 0,30     | 0,30     | 0,38  | 0,29  | 0,28  | 0,31  |
| K                  | 0,08  | 0,00  | 0,04  | 0,04  | 0,08  | 0,11  | 0,12  | 0,06  | 0,06  | 0,00     | 0,13     | 0,21  | 0,11  | 0,09  | 0,11  |
| Γi                 | 0,04  | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,04  | 0,04  | 0,05  | 0,04  | 0,03  | 0,00     | 0,05     | 0,04  | 0,05  | 0,04  | 0,04  |
| Fe                 | 0,51  | 0,34  | 0,53  | 0,53  | 0,53  | 0,58  | 0,47  | 0,50  | 0,50  | 0,47     | 0,64     | 0,71  | 0,59  | 0,48  | 0,57  |
| Н                  | 3,70  | 3,14  | 3,34  | 3,58  | 3,74  | 3,72  | 2,60  | 3,84  | 3,46  | 3,95     | 4,33     | 4,89  | 3,76  | 4,35  | 4,26  |
| ΣΧ                 | 5,73  | 5,77  | 5,73  | 5,72  | 5,73  | 5,66  | 5,22  | 5,72  | 5,66  | 5,74     | 5,64     | 5,61  | 5,65  | 5,70  | 5,67  |
| ΣΥ                 | 10,60 | 10,48 | 10,54 | 10,53 | 10,52 | 10,73 | 10,65 | 10,59 | 10,58 | 10,56    | 10,74    | 10,76 | 10,77 | 10,60 | 10,70 |

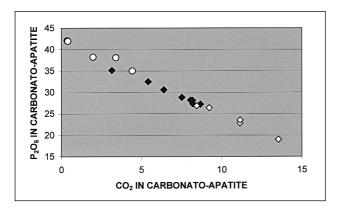


Fig. 8 - Variazioni di composizione delle carbonato-apatiti in termini di abbondanza relativa delle componente fosfatica  $(P_2O_5)$  e carbonatica  $(CO_2)$ . Rombi pieni: frammenti biogenici; rombi vuoti: frammenti terrigeni; cerchi vuoti: dati bibliografici (Deer et *ali.*, 1962).

In questa idea di progressiva trasformazione chimicomineralogica dei materiali originari si inquadra perfettamente anche il fatto che alle carbonato apatiti con più spinto grado di fosfatizzazione è associata una minore quantità di calcite, e viceversa (Fig. 9).

La distinzione tra frammenti biogenici e frammenti terrigeni evidenzia che i primi sono caratterizzati, in media, da un più elevato grado di fosfatizzazione (maggiore abbondanza di componente fosfatica nella carbonato-apatite e minore quantità nel campione complessivo).

Questa differenza può essere riconducibile alla diversa «struttura» dei corpi calcitici interessati dal processo di fosfatizzazione. È infatti possibile che la struttura porosa e semipermeabile degli elementi biogenici abbia permesso un più intenso e veloce interscambio di ioni fra la calcite e le soluzioni che impregnavano il sedimento.

# CONCLUSIONI

I dati ottenuti dalle indagini condotte in questo lavoro permettono di ipotizzare che l'associazione di glauconite e di carbonato-apatite nel livello «piromafo» della Pietra leccese sia riconducibile al mescolamento di fasi mineralogiche formatesi in ambienti ed in momenti diversi.

Il materiale fosfatizzato era originariamente costituito da masse calcitiche di natura sia biogenica sia terrigena; i frammenti che si rinvengono nel livello piromafo possono raggiungere anche dimensioni di qualche centimetro; i rapporti spaziali con elementi non fosfatizzati suggeriscono che tali frammenti costituissero, all'interno del sedimento di origine, microambienti in cui era favorito il processo di fosfatizzazione.

Ciò significa che i frammenti fosfatici sono di sicura origine detritica e che sono derivati dallo smantellamento di preesistenti sedimenti in cui erano inclusi livelli completamente fosfatizzati (in accordo con Bossio *et al.*, 1988a), anche se con intensità variabile in funzione della natura biogenica o terrigena dei clasti originari.

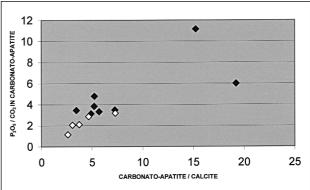


Fig. 9 - Correlazione tra la composizione della carbonato-apatite (rapporto P<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CO<sub>2</sub>) ed il rapporto carbonato-apatite/calcite. Rombi pieni: frammenti biogenici; rombi vuoti: frammenti terrigeni.

Per quanto riguarda la glauconite, è noto dalla letteratura (Odin & Fullagar, 1988; Porrenga, 1967) che questa, pur non potendo essere considerata un indicatore batimetrico, nei depositi attuali si forma a profondità variabili fra i -50 m ed i -500 m (Amorosi, 1997) in presenza di correnti che ridistribuiscono i granuli presenti sul fondo del bacino e che sono così esposti per un periodo sufficiente per la formazione del minerale. Un'altra notazione molto importante riguarda l'evidenza che i depositi attuali sono particolarmente concentrati in corrispondenza di altofondi o ai loro margini con bacini relativamente profondi nelle vicinanze.

Le condizioni giaciturali riscontrate nell'area di Zollino nel livello «piromafo» della Pietra leccese, permettono di ipotizzare che la glauconite presente in questo livello derivi da rideposizione per meccanismi di flusso di originari depositi accumulati nelle limitrofe parti meno profonde del bacino a margine degli altofondi carbonatici cretacei che oggi formano le Serre salentine laddove era verosimilmente maggiore, rispetto alle parti più profonde del bacino stesso, l'effetto delle correnti di fondo che avrebbero favorito l'elevata evoluzione del minerale. L'idrodinamismo generato da questi meccanismi di flusso avrebbe quindi condotto, in fase di rideposizione, all'orientazione degli elementi fosfatici, a creare le condizioni più favorevoli per la continuazione del processo di glauconitizzazione in atto e quindi al mescolamento degli stessi granuli glauconitici a diverso grado di evoluzione.

A sostegno di queste ipotesi, le analisi micropaleontologiche condotte hanno evidenziato una lacuna nella sedimentazione al passaggio Pietra leccese tipica - Pietra leccese glauconitica. Il fatto che lo *hiatus* registrato nelle sezioni di Zollino sia di entità molto maggiore rispetto a quello registrato nelle cave di Cursi è verosimilmente da mettere in relazione al fatto che le prime, essendo ubicate a ridosso delle Serre e quindi più vicine ad esse di quanto non lo siano quelle di Cursi, hanno risentito maggiormente dell'effetto erosivo legato alle correnti che si instauravano dalle Serre stesse verso le parti più profonde del bacino. Dal confronto delle sezioni qui studiate e quelle descritte in bibliografia, è evidente, che il primo *hiatus* nella sedimentazione della Pietra leccese è documentabile nel Burdigaliano superiore o tuttalpiù al passaggio Burdigaliano-Langhiano. L'aver verificato questa situazione in un'area molto vasta (comprendente perlomeno l'area tipo di Lecce e quella di Maglie) consente di ipotizzare che difficilmente queste correnti si sono instaurate esclusivamente per fattori locali ma, più probabilmente, sono la risposta ad un unico evento, temporalmente riferibile proprio al passaggio Burdigaliano-Langhiano, che ha avuto un riflesso verosimilmente per l'intera Penisola Salentina.

Inoltre, in accordo con Balenzano *et al.* (1994, 1997), i caratteri morfologici dei granuli di glauconite indicano che il processo di glauconitizzazione si è sviluppato quasi esclusivamente nei microambienti semiconfinati del guscio dei foraminiferi; solo occasionalmente la glauconite è stata ritrovata come incrostazione su altri granuli del sedimento; ed uno di questi casi è proprio relativo alla presenza di croste glauconitiche sulla superficie di uno dei granuli fosfatici di natura terrigena (campione FT1). Non si può escludere cioè, che il processo di glauconitizzazione si sia impostato nel sedimento dove potevano già essere stati deposti i granuli fosfatici.

Infine, si ricorda che al passaggio Burdigaliano-Langhiano, Haq *et al.*, 1987, segnalano la più importante caduta del livello marino durante il Miocene. Ulteriori studi sul terreno ed in laboratorio potrebbero mettere in evidenza eventuali correlazioni con questo evento che modificando le condizioni di equilibrio dinamico in cui si trovavano i sedimenti glauconitici, avrebbe potuto innescare meccanismi di flusso e favorire quindi l'idrodinamismo. Al momento, non vi sono evidenze che permettano di discernere se questi abbassamenti marini siano esclusivamente legati a fatti eustatici o se ad essi abbiano contribuito movimenti tettonici.

Per quanto riguarda le ulteriori lacune registrate nella Pietra leccese, nei livelli glauconitici sovrastanti, queste documentano la locale periodica attività di queste correnti intervallata a fasi di quiete in corrispondenza delle quali riprendeva la normale sedimentazione. Probabilmente la variabilità nella entità di queste lacune è legata alla intensità delle suddette correnti e quindi, alla loro capacità di smantellare i sedimenti depostisi in precedenza e di contrastare la sedimentazione.

# RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano il Prof. Ricchetti ed il Prof. Salvatorini per avere costantemente seguito ed incentivato la ricerca, per le lunghe discussioni in campagna da cui sono scaturiti preziosi ed utili suggerimenti ed infine per la lettura critica del testo. Si ringrazia inoltre il Dott. Paolo Sansò per la lettura critica delle parti in lingua inglese.

# BIBLIOGRAFIA

- Amorosi A., 1997. Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology* 109: 135-153.
- Balenzano F., Moresi M., Tria A., 1994. Significato paleogeografico della glauconite nella «Pietra Leccese» (Calcaren-

- ite Miocenica del Salento). Mineral. Petrogr. Acta 37: 437-450.
- Balenzano F., Moresi M., Tria A., 1997. Il substrato precursore del processo di gluconitizzazione nella calcarenite miocenica del Salento. *Mineral. Petrogr. Acta* 40: 159-175.
- Bossio A., Mazzei, R., Monteforti B., Salvatorini G., 1986. Carta geologica dell'estremità meridionale del Salento. Dip. Scienze della Terra, Università di Pisa, Selca, Firenze.
- Bossio A., Guelfi F., Mazzei R., Monteforti B., Salvatorini G., 1988a. Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola salentina. II Evoluzione paleogeografica dell'area di Leuca nel contesto della dinamica mediterranea. *Quaderni Ricerche Centro Studi Geotecnici Ingegneria* 11: 31-54, Lecce.
- Bossio A., Guelfi F., Mazzei R., Monteforti B., Salvatorini G., 1988b. Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola salentina. III -Stratigrafia del Pozzo Poggiardo (N. 54, PS 1490/3). *Quaderni* Ricerche Centro Studi Geotecnici Ingegneria 11: 55-83, Lecce.
- Bossio A., Guelfi F., Mazzei R., Monteforti B., Salvatorini G., 1988c. Studi sul Neogene e Quaternario della Penisola Salentina. VI-Precisazioni sull'età dei sedimenti pleistocenici di due cave del leccese (S Pietro in Lama e Cutrofiano). Quaderni Ricerche Centro Studi Geotecnici Ingegneria 11: 147-175, Lecce.
- Bossio A., Guelfi F., Mazzei R., Monteforti B., Salvatorini G., 1991. Note geologiche e stratigrafiche sull'area di Palmariggi (Lecce, Puglia). *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.* 97 (2): 175-234, Milano.
- 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., 1994. La successione miocenica nell'area tipo delle Calcareniti di Andrano (Puglia, Italia meridionale). *Boll. Soc. Paleont. Ital.* 33 (2): 249-255. Modena.
- Bossio A., Foresi L., Margiotta S., Mazzei R., Monteforti B., Salvatorini G., 1999. Carta geologica del settore nord orientale della Provincia di Lecce; scala 1:25000; settore 7, 8, 10 scala 1:10000. Università di Siena.
- Chafetz H.S., Reid A., 2000. Syndepositional shallow water precipitation of glauconitic minerals. *Sedimentary Geology* 136: 29-42
- D'Alessandro A., Robba E., 1980. Pteropodi neogenici (Puglia). *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.* 86 (3): 613-663, Milano.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., 1962. Rock-Forming minerals, 3, Sheet Silicates, London
- Dell'Anna L., 1964. La glauconite nei calcari cretacei della Penisola Salentina. *Period. Mineral.* 33: 521-549, Roma.
- Dell'Anna L., 1966. La glauconite dei sedimenti calcarei della Penisola Salentina (Puglia). *Period. Mineral*. 35: 273-316, Roma.
- Foresi M.L., Iaccarino S., Mazzei R., Salvatorini G., 1998. New data on Middle to Late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the mediterranean area. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.* 104 (1): 95-114, Milano.
- Foresi M.L., Margiotta S., Salvatorini G., in stampa. Bio-cronostratigrafia sulla base dei foraminiferi plantonici della Pietra leccese nell'area tipo di Cursi-Melpignano presso Maglie (Prov. di Lecce, Puglia), *Boll. Soc. Paleont. Ital.*
- Foresi M.L., Mazzei R., Salvatorini G., 2002. Appendice: Schema di biostratigrafia integrata a plancton calcareo per il Neogene-Quaternario. In: Bossio et al., Note Illustrative alla Carta geologica dell'area di Leuca. Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Ser. A.
- Giannelli L., Salvatorini G., 1972. I foraminiferi planctonici dei sedimenti terziari dell'arcipelago maltese. I. Biostratigrafia del «Globigerine Limestone». Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A 79: 49-74, Pisa.
- Giannelli L., Salvatorini G., 1975. I foraminiferi planctonici dei sedimenti terziari dell'arcipelago maltese. II. Biostratigrafia di: «Blue clay», «Greensand» e «Upper Coralline limestone». Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A 82: 1-24, Pisa.
  Haq B.V., Handerbol J., Vail P.R., 1987. Chronology of fluctuation
- Haq B.V., Handerbol J., Vail P.R., 1987. Chronology of fluctuation sea levels since the Triassic. *Science* 235: 1156-1167, Washington.
- Iaccarino S., 1985. Mediterranean Miocene and pliocene planktic foraminifera. In Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K.: 283-314, Cambridge University press.

- Iaccarino S., Salvatorini G., 1982. A framework of planktonik foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area. Paleont. Strat. Evoluz. 2: 115-125, Roma.
- Kelly J.C., Webb J.A., 1999. The genesis of glaucony in the Oligo-Miocene Torquay Group, southeastern Australia: petrographic and geochimical evidence. Sedimentary Geology 125: 99-114.
- Kitamura A., 1998. Glaucony and carbonate grains as indicators of the condensed section: Omna Formation, Japan. Sedimenary Geology 122: 151-163. Logvinenko N.V., 1982. Origin of glauconite in the recent bottom
- sediments of the ocean. Sedimenary Geology 31: 43-48.
- Mazzei R., 1994. Età della Pietra leccese nell'area di Cursi-Melpignano (a sud di Lecce, Puglia). Boll. Soc. Paleont. Ital. 33 (2): 243-248, Modena.
- Mc Connell D., 1965. Precipitation of phosphates in sea water. Econ. Geol. 60: 1059-1062.
- Melidoro G., Zezza F., 1968. Sui giacimenti fosfatici del Miocene della Penisola Salentina (Puglia). Geol. Appl. e Idrogeol. 3,

- Odin G.S., Fullagar P.D., 1988. Geological significance of the glaucony facies. Dev. Sedimentol., 45, (Green Marine Clays): 295-332.
- Odin G.S., Matter A., 1981. De glauconiarum origine. *Sediment*. 28: 611-641.
- Porrenga D.H., 1967. Glauconite and chamosite as depht indicators in the marine environment. *Marine Geo.* 5: 495-501. Rao V.P., Lamboy M., Dupeuble P.A., 1993. Verdine and other asso-
- ciated authigenic (galucony, phosphate) facies from the surficial sediments of southwestern margin of India. Mar. Geol. 111: 133-158.
- 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., Integrated Stratigraphy and Paleoceanography of the mediterranean Middle Miocene. Riv. Ital. Paleont. Stratigr. 108 (2): 337-353.

(ms. pres. il 25 maggio 2002; ult. bozze il 30 aprile 2003)