

IL MIOCENE DELLE MARCHE

G. CANTALAMESSA*, E. CENTAMORE*, U. CHIOCCHINI*, A. MICARELLI*, M. POTETTI*, con la collaborazione di L. DI LORITO*

Nel corso del Miocene viene a cessare la relativa uniformità delle condizioni ambientali e sedimentarie instauratesi nel *bacino umbro-marchigiano* a partire dal Cretacico inferiore. Questo è raggiunto dalle compressioni che, in rapida progressione da W verso E, ne modificano continuamente la morfologia del fondo. Esso assume via via i caratteri di un'avampessa torbiditica (*bacino della Marnoso-arenacea, bacino marchigiano interno e bacino marchigiano esterno*) migrante verso est a spese dell'avampaese ed ubicata sul fronte della catena appenninica in evoluzione (BOCCALETTI ed altri, 1986, in stampa). Le torbiditi poggiano quindi sulle emipelagiti di avampaese (*Bisciaro, Schlier, Marne con cerroigna*, ecc.), alle quali passano anche lateralmente.

Le successioni mioceniche, ad esclusione della loro parte basale, sono quindi diverse da zona a zona; per questa ragione sarà opportuno descriverle separatamente, dopo aver illustrato i caratteri delle unità basali, rappresentate appunto dal *Bisciaro*, dallo *Schlier* e localmente dalle *Marne con cerroigna*, eteropiche con quest'ultimo. Nella figura 14 è riportato lo schema delle correlazioni biostratigrafiche tra le successioni mioceniche dell'area umbro-marchigiana. Esso è stato elaborato da MICARELLI & POTETTI (1985) sulla base dei risultati emersi dagli studi micropaleontologici e biostratigrafici condotti negli ultimi anni dai medesimi Autori e sintetizzati in diversi lavori. A questi (in particolare CALAMITA ed altri, 1979; CANTALAMESSA ed altri, 1982; CANTALAMESSA ed altri, 1983) si rimanda per notizie dettagliate. Qui ci si limita a ricordare che gli intervalli biostratigrafici indicati nella suddetta figura sono stati individuati sulla base di importanti eventi riguardanti i Foraminiferi planctonici. Tali intervalli si inquadrano abbastanza bene nei vari schemi zonali più comunemente utilizzati in questi ultimi anni per il Miocene dell'area mediterranea; in particolare, essi mostrano una buona corrispondenza con lo schema di BORSETTI ed altri (1979) per il Miocene inferiore e medio e con quello di JACCARINO & SALVATORINI (1982) per il Miocene superiore.

Si precisa infine che il limite Oligocene/Miocene, in attesa dei risultati del *Working Group on the Paleogene/Neogene boundary*, è stato posto in via provvisoria in corrispondenza della comparsa di *Globoquadrina dehiscens dehiscens*, in accordo con vari Autori, tra cui JACCARINO & SALVATORINI (1982)⁽¹⁾.

⁽¹⁾Presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Camerino è in corso lo studio di una sezione stratigrafica oligo-miocenica affiorante nei pressi di Poggio di Ancona. L'ottima esposizione dell'affioramento e l'eccellente stato di conservazione dei microfossili fanno ritenere che essa possa rappresentare una buona sezione di riferimento per il limite Oligocene/Miocene e che il suo studio possa recare un apprezzabile contributo alla soluzione di alcuni dei problemi legati a tale limite.

*Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Camerino

Bisciaro

E' costituito dall'alternanza, in strati medi, di calcari e calcari marnosi scuri (a luoghi con selce nera in liste o noduli), marne, marne calcaree, marne argillose grige; nelle aree più meridionali sono frequenti le intercalazioni calcarenitiche. Tipica è la presenza di vulcanoclastiti a composizione riocalcitica.

Talora si ha un'intensa bioturbazione con frequenti tracce di *Zoophycos* e *Cylindrites*.

Gli spessori e le associazioni litologiche variano nello spazio. In genere si hanno spessori limitati (5-30 m), talora con vistosi *pinch-out*, e litofacies prevalentemente calcareo-marnose, prive di selce, nelle zone costituenti i bordi dei bacini in evoluzione, e spessori maggiori (fino a 100-120 m), litofacies calcaree con selce e intercalazioni detritiche nelle parti più depresse di detti bacini.

Per quanto riguarda il contenuto fossilifero, la porzione basale del *Bisciaro* ha fornito microfaune a Foraminiferi con netta prevalenza della frazione planctonica su quella bentonica. Gli elementi più significativi sono rappresentati da *Globoquadrina dehiscens dehiscens* e *Globigerinoides primordius* (sempre molto raro), ai quali si accompagnano *Globigerinita dissimilis dissimilis* e *Globigerina venezuelana* che risultano dominanti nelle associazioni, *G. tripartita*, *G. tapuriensis* e *Globorotalia* gr. *opima* che sono costantemente presenti e talora abbastanza comuni. Rarissimi sono gli esemplari riferibili a *G. kugleri* (Zona a *Globigerinoides primordius*).

Successivamente, con la comparsa pressoché contemporanea di *Globigerina woodi* e *Globigerinoides altiapturtus*, si osserva un graduale aumento di frequenza dei Radiolari, in concomitanza del quale i Foraminiferi, soprattutto i bentonici, subiscono una notevole diminuzione numerica e presentano per lo più un pessimo stato di conservazione. Per contro si hanno ricche associazioni a Radiolari ai quali possono associarsi abbondanti spicole di Spugne (Zona a *Globigerina woodi* / *Globigerinoides altiapturtus*).

Nell'intervallo che segue, dove l'elemento più significativo è dato da *Globigerinoides trilobus*, le microfaune presentano gli stessi caratteri descritti per la zona sottostante. Tali caratteri permangono fino alla porzione superiore dell'unità in esame e sono particolarmente marcati nelle aree dove il *Bisciaro* presenta litotipi molto silicei e, a luoghi, con notevoli concentrazioni di selce. In questo intervallo si osservano i primi rari esemplari di *Globorotalia* gr. *scitula* e *G. mayeri*, mentre vanno scomparendo le forme ad affinità oligocenica. Soltanto nella porzione superiore dell'unità si nota una certa diminuzione dei Radiolari; parallelamente le microfaune a Foraminiferi si vanno arricchendo di nuove specie quali *Globigerinoides sacculifer* e *G. quadrilobatus*; qui di norma risulta abbastanza frequente *Globoquadrina dehiscens dehiscens* (Zona a *Globigerinoides trilobus*).

Nella parte sommitale del *Bisciaro*, infine, allor-

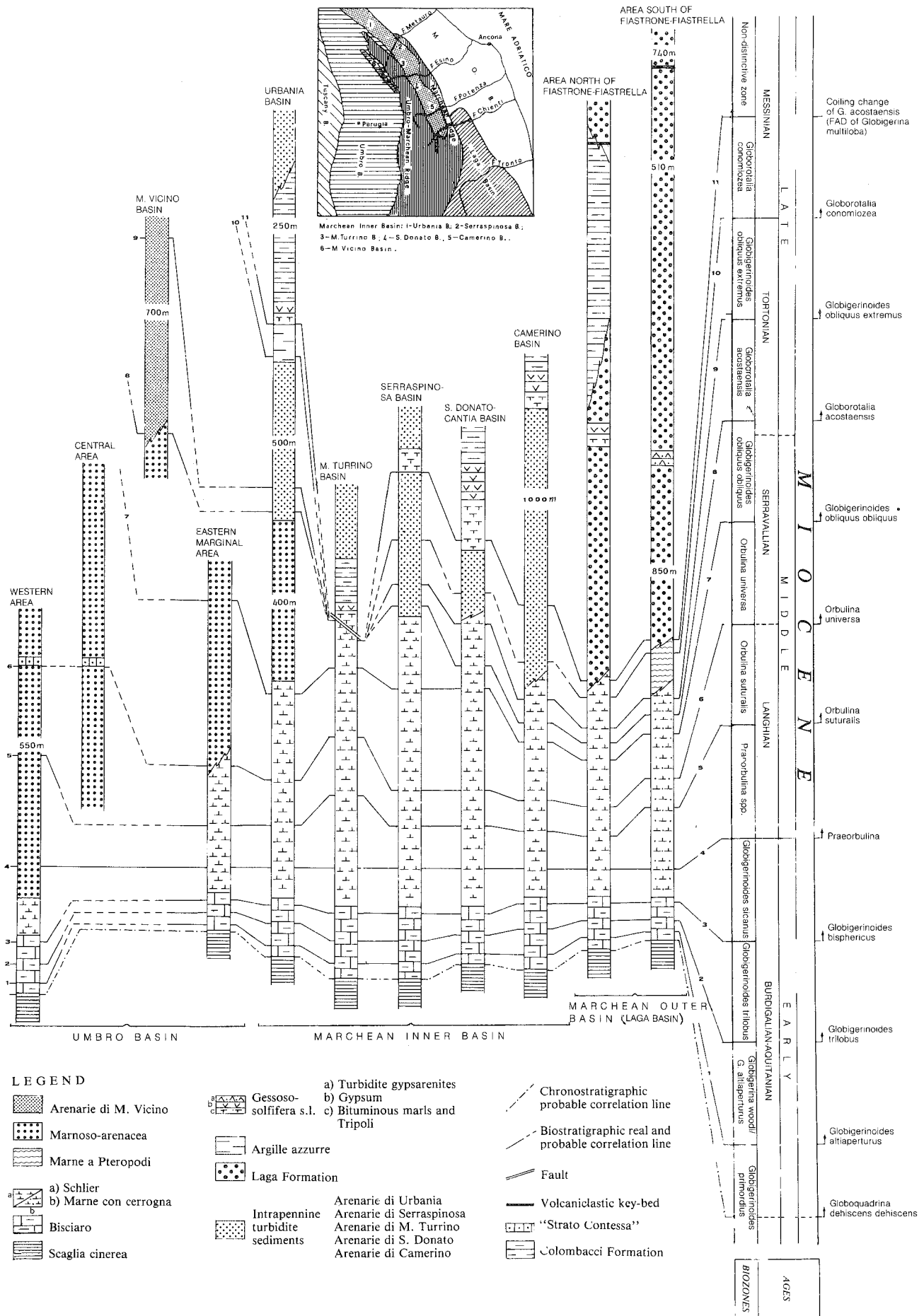


Fig. 14 - Correlazioni biostratigrafiche fra le successioni del Miocene nell'area umbro-marchigiana. La scala della Scaglia cinerea, Bisciario, Schlier, Marne a Pteropodi e Marne con cerroigna è 1:7.500, quella delle altre formazioni è 1:15.000 (da MICARELLI & POTETTI, 1985).

ché compaiono i primi esemplari di *Globigerinoides bisphericus*, i Radiolari risultano pressochè assenti (livelli basali della Zona a *Globigerinoides sicanius*).

L'unità in esame è riferibile all'Aquitano-Burdigaliano *p.p.*

Schlier

E' costituito da alternanze di marne, marne calcaree, marne argillose grige, e subordinatamente, di calcari marnosi biancastri, talora finemente detritici. La bioturbazione è molto frequente e spesso intensa. Gli strati sono in genere medio-sottili, anche se molto spesso un diffuso clivaggio oblitera ogni traccia di stratificazione.

Nell'area compresa tra Campodiegoli e Molinaccio, immediatamente a ridosso della *dorsale umbromarchigiana*, nello *Schlier* si rinvencono livelli di biocalcareni, talora laminate, a geometria lenticolare. Il biodetrito, dato da abbondanti resti organici d'ambiente neritico, proviene dall'erosione di vicini altofondi pelagici (CENTAMORE ed altri, 1977, 1979).

Gli spessori sono estremamente variabili da luogo a luogo in relazione a cause diverse, quali la morfologia del fondo marino, le eteropie con le altre formazioni mioceniche, l'azione erosiva dei flussi gravitativi ad alta concentrazione.

Gli spessori minori si hanno comunque nelle zone più rialzate dove, talora, si ha sedimentazione condensata e presenza di lacune.

Le microfaune a Foraminiferi presenti nello *Schlier* sono abbastanza ricche e prevalentemente costituite da planctonici, tra i quali il genere *Globigerinoides* è di norma predominante nelle associazioni sin dalla base dell'unità. Soltanto in alcuni livelli possono risultare abbondanti, di volta in volta, *Globorotalia mayeri* (porzione inferiore dello *Schlier*), *G. gr. miozea*, *G. siakensis*, *Globoquadrina altispira*, *Globorotalia gr. cultrata*, *G. scitula ventriosa*, *G. acostaensis acostaensis*, *G. acostaensis humerosa*, *Globigerina gr. bulloides*, *Orbulina* spp. (porzione media e superiore).

Più precisamente alla base dell'unità in esame l'associazione caratteristica è data da *Globigerinoides bisphericus* e *G. trilobus*, che presentano una notevole diffusione, *G. quadrilobatus* e *G. sacculifer*. A queste forme si accompagnano i primi rappresentanti di *Globoquadrina altispira*, *Globigerina quinqueloba* e rari esemplari di *Globorotalia peripheroronda*; *G. mayeri* può essere molto comune (Zona a *Globigerinoides sicanius*).

Successivamente l'elemento più significativo nelle associazioni è dato da *Praeorbulina* spp.. Qui *Globorotalia peripheroronda* può talora mostrare una certa frequenza, mentre si rinvencono rari esemplari riferibili a *G. linguaensis* e *Globigerina druryi* (Zona a *Praeorbulina* spp.).

L'intervallo che segue si differenzia da quello sottostante soprattutto per la presenza di *Orbulina suturalis* e per una sensibile diminuzione numerica delle *Praeorbuline* (Zona a *Orbulina suturalis*).

Nei livelli di comparsa di *Orbulina universa* si notano gli ultimi rappresentanti del genere *Praeorbulina*, mentre risulta molto comune *Orbulina suturalis*. Procedendo verso l'alto, *O. universa* diventa abbastanza comune, *Globoquadrina altispira* e *Globorotalia siakensis* possono raggiungere un'elevata frequenza, mentre vanno assumendo una certa importanza *G. gr. mio-*

zea, *G. praemenardii*, *G. gr. cultrata* e *G. pseudomio-cenica* (Zona a *Orbulina universa*).

Globigerinoides obliquus obliquus, la cui presenza caratterizza l'intervallo in esame, è di norma rappresentato da pochi esemplari. Qui scompare *Globorotalia mayeri* mentre fa la sua comparsa *Globigerinoides bulloideus* (Zona a *Globigerinoides obliquus obliquus*).

Nell'intervallo che segue il genere *Globigerinoides* continua ad essere dominante nelle associazioni soprattutto con le specie *G. trilobus*, *G. quadrilobatus* e *G. obliquus*, quest'ultimo comune soltanto nella parte più alta. L'elemento caratterizzante è comunque dato da *Globorotalia acostaensis acostaensis* rappresentata, nei livelli di comparsa, dove si notano gli ultimi esemplari di *G. siakensis*, da individui rari e di piccole dimensioni. Procedendo verso l'alto *G. acostaensis acostaensis* può raggiungere una certa frequenza, mentre fanno la loro comparsa *G. merotumida* e *Globigerinoides ruber seigliei* (Zona a *Globorotalia acostaensis*).

La forma nuova rispetto all'intervallo sottostante è data da *Globigerinoides obliquus extremus* al quale si accompagnano ben presto i primi esemplari di *Globorotalia acostaensis humerosa*, *Neogloboquadrina durtrei* e *Globorotalia tumida plesiotumida*. Il genere *Globigerinoides* è sempre nettamente dominante nelle associazioni con il gruppo *G. obliquus*. Verso l'alto si osserva un sensibile aumento numerico delle *Orbuline*, mentre a varie altezze si hanno orizzonti in cui risultano comuni *Globorotalia gr. cultrata* e *G. gr. scitula* (soprattutto con *G. scitula ventriosa*). Nella parte alta si possono osservare *G. suterae* e *G. exserta* che, salvo rare eccezioni, sono presenti saltuariamente e con rari esemplari (Zona a *Globigerinoides obliquus extremus*).

Nella parte sommitale dello *Schlier*, infine, compaiono pressochè contemporaneamente *Globorotalia conomiozea*, *G. mediterranea*, *G. miozea saphoae* e *G. saheliana*. Tali forme, dopo un breve intervallo, scompaiono insieme a tutte le *Globorotalie* carenate. Le microfaune, fino a questo momento ben diversificate, mostrano una tendenza all'oligotopia con un notevole aumento delle *Orbuline* che talora possono presentare esemplari distrofici (Zona a *Globorotalia conomiozea p.p.*).

Le zone sopra descritte sono state riscontrate nelle successioni del *bacino marchigiano esterno* dove l'età dello *Schlier* si estende, pertanto, dal Burdigaliano *p.p.* al Messiniano basale. Nell'ambito dello stesso bacino, in corrispondenza delle aree più rialzate, la deposizione delle pelagiti dello *Schlier* continua molto verosimilmente ancora per un certo intervallo di tempo, durante il Messiniano inferiore, fino ai livelli basali della Zona atipica (= *Non-distinctive Zone*) (CANTALAMESSA ed altri, 1983). Situazioni differenti per quanto riguarda l'età della porzione sommitale dell'unità in esame, si hanno in corrispondenza dei vari "bacini minori" localizzati nel *bacino marchigiano interno*. Nel *bacino di Camerino* ed in quello di *S. Donato - Cantia* la deposizione dello *Schlier* cessa alla base del Tortonian medio nelle aree più depresse, mentre si protrae per tutto il Tortoniano e talora sino al Messiniano basale in quelle più rialzate o marginali (CALAMITA ed altri, 1979; CENTAMORE ed altri, 1979). Nel *bacino di Serravalle* la sua deposizione continua per quasi tutto il Serravalliano mentre nel *bacino di Pietrarubbia - Peglio - Urbana* si arresta alla base del Serravalliano superiore (MICARELLI & POTETTI, 1985).

Per quanto riguarda il *bacino umbro*, infine, nell'area occidentale lo *Schlier* è interamente riferibile al Burdigaliano, mentre nell'area marginale orientale la sua età si estende sino al Langhiano superiore o alla base del Serravalliano (MICARELLI & POTETTI, 1985).

Marne con cerroigna

Nella porzione meridionale del *bacino marchigiano esterno* lo *Schlier* è sostituito dalle *Marne con cerroigna*. Si tratta di alternanze di marne, marne calcaree e marne argillose, in strati medi e sottili, associate a torbiditi carbonatiche talora laminate, in strati medio-spessi. La stratificazione è molto spesso obliterata da un clivaggio diffuso e da un'intensa bioturbazione (si notano tracce di *Zoophycos*, *Cylindrites*, *burrows*, Lamellibranchi ed Echinidi di grandi dimensioni).

In tutta l'unità sono inoltre frequenti gli *slumpings*.

Per quanto riguarda le intercalazioni detritiche, i bioclasti sono talora rappresentati, per la maggior parte, da Foraminiferi planctonici (*Globigerinoides*, *Globoquadriana*, *Orbulina*) e bentonici (*Anomaliniidae*, *Nodosariidae*, *Rotaliidae*) ai quali possono associarsi resti di Molluschi, Briozoi, Alghe coralline, Balanidi, *Amphistegina* sp., *Operculina* sp. (Fig. 15). In quest'ultimo caso si tratta, per la maggior parte, di organismi di acque poco profonde che in genere danno origine ai "Calcari a Briozoi e Litotamni" diffusi nel Miocene calcareo del Lazio e dell'Abruzzo.

Le torbiditi carbonatiche (Fig. 16), provenienti dall'erosione di aree del dominio laziale-abruzzese, si as-

sottigliano e diventano più rare verso N, fino a sparire all'altezza della linea Fiastrone-Fiastrella (CANTALAMESSA ed altri, 1980, 1981, 1982, 1983).

Gli spessori variano da 200-300 m, sulle zone più rialzate, a 300 m nelle parti più profonde, dove si rinvencono i maggiori accumuli di torbiditi carbonatiche e gli *slumpings*.

L'unità è parzialmente eteropica con le *Marne a Pteropodi*.

Sulla base delle associazioni a Foraminiferi planctonici riscontrate nell'ambito delle *Marne con cerroigna* sono state riconosciute: gran parte della Zona a *Globigerinoides sicanus*, la Zona a *Praeorbulina* spp., la Zona a *Orbulina suturalis*, la Zona a *Orbulina univversa*, la Zona a *Globigerinoides obliquus obliquus*, la Zona a *Globorotalia acostaensis*, la porzione inferiore della Zona a *Globigerinoides obliquus extremus*. I caratteri complessivi delle suddette zone sono molto simili a quelli delle corrispondenti unità biostratigrafiche descritte per lo *Schlier*.

Da quanto sopra si deduce che la deposizione delle unità in esame si estende dal Burdigaliano *p.p.* alla porzione inferiore del Tortoniano medio; soltanto nelle successioni delle aree più profonde essa si arresta alla fine del Tortoniano inferiore.

Le successioni mioceniche al di sopra dello *Schlier* sono, come si è accennato, diverse e caratterizzano ben distinte aree deposizionali (Fig. 17): il *bacino umbro* (o della *Marnoso-arenacea*); il *bacino marchigiano interno*; il *bacino marchigiano esterno*, ampiamente descritti da CALAMITA ed altri (1979a, 1979b), CENTAMORE

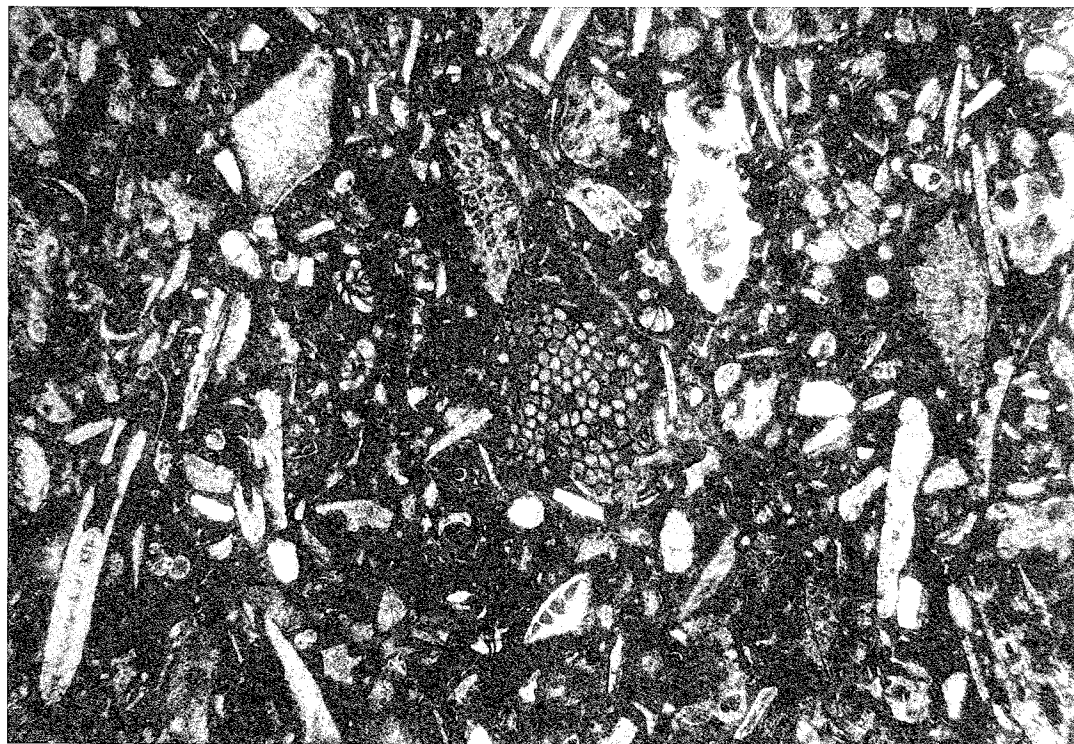


Fig. 15 - *Marne con cerroigna*. Calcare detritico con resti di Briozoi, *Heterostegina* sp., *Anomaliniidae*, *Amphistegina* sp., resti di Molluschi e rari Foraminiferi planctonici ($\times 15$).

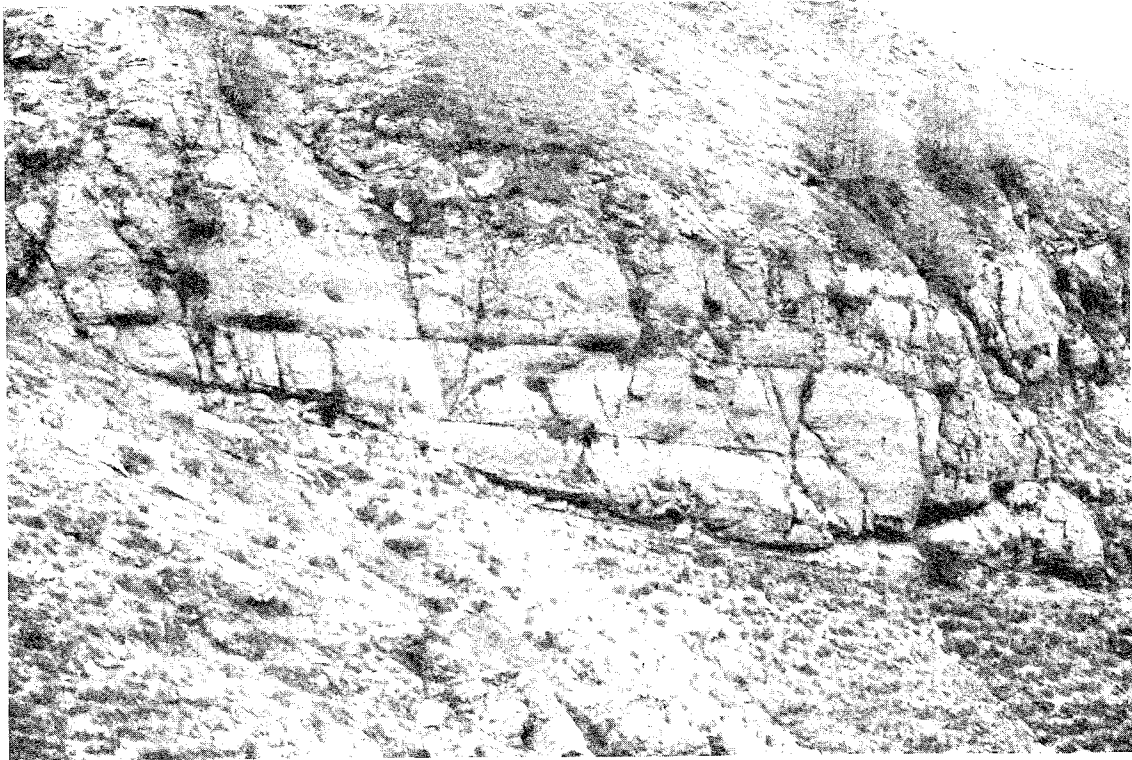


Fig. 16 - *Marne con cerroghna*. Calcareniti con evidenti fenomeni di canalizzazione nei pressi di Acquasanta Terme.

ed altri (1977, 1978a, 1978b, 1979a, 1979b, in stampa), CANTALAMESSA ed altri (1980, 1981, 1982, 1983), BOCCALETTI ed altri (1986, in stampa), MICARELLI & POTETTI (1985).

BACINO UMBRO

Il *bacino umbro* è il piú interno e il piú ampio dei bacini torbiditici umbro-marchigiani; l'area marchigiana ne comprende solo una parte in cui si riconosce la seguente successione: *Formazione marnoso-arenacea - Arenarie di M. Vicino*.

Formazione marnoso-arenacea

In questa unità sono stati distinti quattro membri sulla base del rapporto sabbia/argilla, del contenuto detritico carbonatico e delle associazioni di facies.

Il piú antico affiora nella zona dell'Alpe della Luna, ed è costituito da un'associazione pelitico-arenacea (facies D_2 prevalente; C_1 , C_2 , D_2 subordinate)⁽²⁾ in strati sottili e medi in cui sono intercalate torbiditi calcareo-organogeno-silicatiche (facies C_1 , subordinatamente C_2 , D_1), in strati spessi e molto spessi.

Le torbiditi arenacee sono di provenienza alpina mentre le altre provengono dall'erosione di un alto strutturale localizzato tra il dominio toscano e quello umbro-marchigiano (BOCCALETTI ed altri, 1986; CENTAMORE & CHIOCCHINI, in stampa).

Il membro in esame, dello spessore di 500-600 m, si è depositato in un ambiente di piana sottomarina.

⁽²⁾Facies secondo MUTTI & RICCI LUCCHI (1975).

Le microfaune a Foraminiferi rinvenute nei sedimenti in esame, anche se povere ed in cattivo stato di conservazione, hanno consentito il riconoscimento della Zona a *Globigerinoides sicanus* (porzione superiore), della Zona a *Praeorbulina* spp. e della Zona a *Orbulina suturalis* (livelli basali).

L'età del membro in esame, pertanto, si estende dal Burdigaliano superiore alla base del Langhiano.

A est dell'Alpe della Luna, affiora il secondo membro (CAPUANO, MARTELLI, TONELLI & VENERI, dati inediti), caratterizzato da un'associazione arenaceo-pelitica di apporto alpino, in strati medi e spessi, con rapporto sabbia/argilla > 1 (facies C_1 , C_2 , D_1 , A_1 , B_1 , subordinatamente D_2 , D_3 , G). Si hanno intercalazioni di torbiditi a contenuto carbonatico-silicoclastico variabile, con provenienza da aree meridionali ("colombine", RICCI LUCCHI, 1975; ARDANESE ed altri, 1983), in strati medi e spessi. Vi appartiene anche il noto "Strato Contessa", classico livello guida della *Formazione marnoso-arenacea*, rappresentato da una arenaria ibrida, di apporto appenninico. I depositi in esame sono tipici di un ambiente di conoide esterna.

Ancora piú ad est si riconosce il terzo membro (il piú esteso arealmente), composizionalmente simile a quello precedente, fatta eccezione per il rapporto sabbia/argilla, che è qui molto minore; i depositi torbiditici di provenienza alpina sono infatti rappresentati da un'associazione pelitico-arenacea, in strati medi, piú raramente spessi (facies D_2 , D_1 , D_3 , subordinatamente C_2 , G). Abbastanza frequenti sono gli *slumpings*. In alcune località, ubicate nell'estrema porzione orientale della sua area di affioramento, si rinvengono ammassi caotici a *Lucine*, probabilmente franati nel bacino da vicini altofondi pelagici fangosi con faune ne-

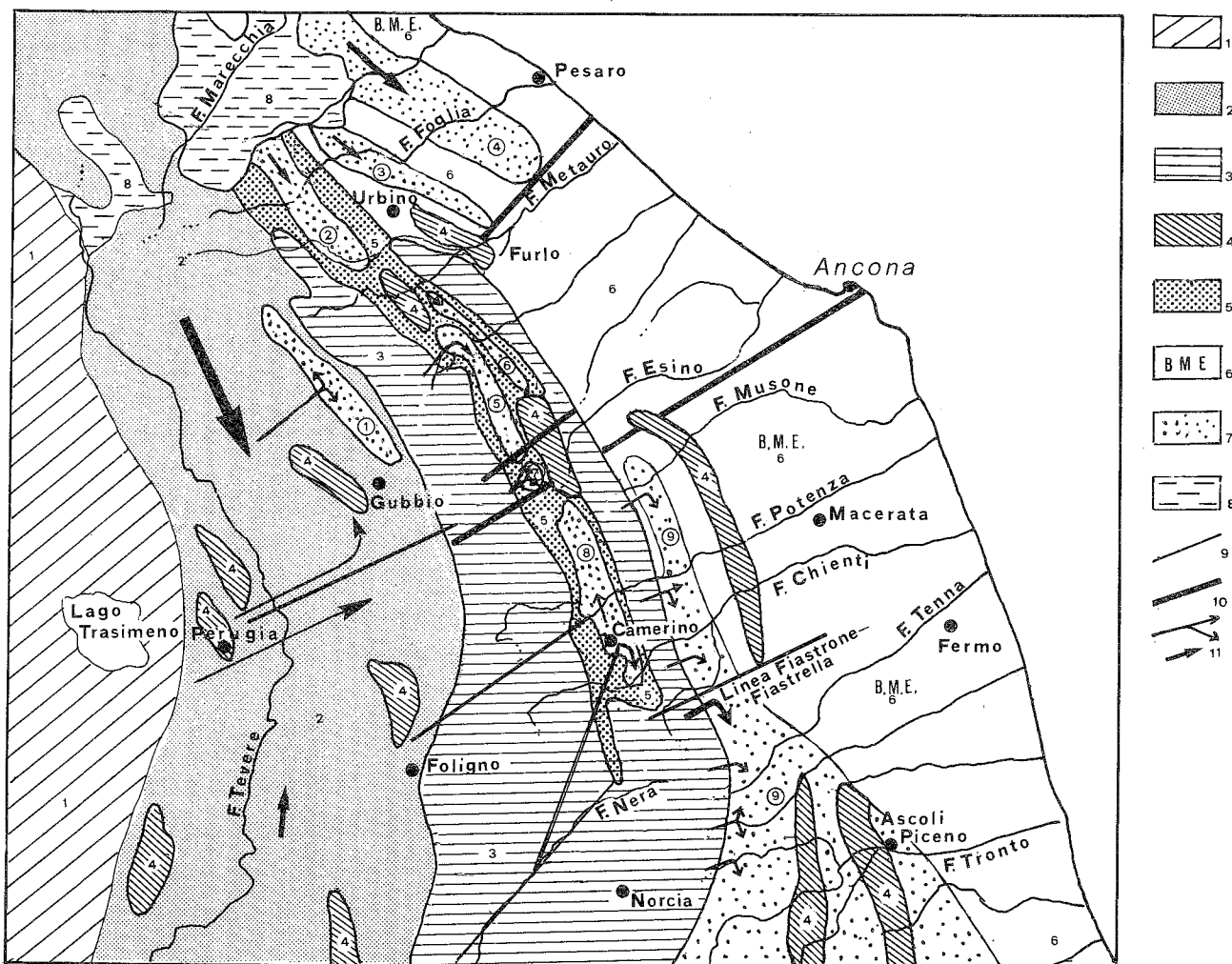


Fig. 17 - Distribuzione delle principali unità morfostrutturali nell'Appennino umbro-marchigiano.

1) Bacino toscano; 2) Bacino umbro; 3) Dorsali umbro-marchigiana e marchigiana; 4) Dorsali minori; 5) Bacino marchigiano interno; 6) Bacino marchigiano esterno; 7) "Bacini minori": ① bacino di M. Vicino - ② bacino di Pietrarubbia - Peglio - Urbania - ③ bacino di Monte Calvo in Foglia - ④ bacino di M. Luro - ⑤ bacino di M. Turrino - Percozzone - S. Giovanni - ⑥ bacino di Serraspina - ⑦ bacino di San Donato - Cantia - ⑧ bacino di Camerino - ⑨ bacino della Laga; 8) Colata della Val Marecchia; 9) Principali faglie trasversali; 10) Principali "selle" trasversali; 11) Direzioni di apporto dei depositi torbiditici.

ritiche (*dorsale umbro-marchigiana?*).

Lo spessore di tale membro, depositosi in un ambiente di piana sottomarina, si aggira sui 1000-1200 m.

I caratteri complessivi delle microfaune riscontrate nei sedimenti in esame consentono di asserire che ai medesimi corrispondono parte della Zona a *Orbulina suturalis*, la Zona a *Orbulina universa*, la Zona a *Globigerinoides obliquus obliquus* e la Zona a *Globorotalia acostaensis* (livello basale). Ne consegue che l'età si estende dal Langhiano p.p. al Tortoniano basale.

Infine, nella zona immediatamente a ridosso della *dorsale umbro-marchigiana*, la *Formazione marnoso-arenacea* è rappresentata esclusivamente da un'associazione pelitico-arenacea (facies D₂ prevalente, D₁, D₃, G), con provenienza alpina e con rapporto sabbia/

argilla piuttosto basso, in strati sottili. Lo spessore di questo quarto membro, che si è depositato sul margine rialzato del bacino (*basin plain edge* RICCI LUCCHI, 1975; CENTAMORE ed altri, 1977, 1979, in stampa), è variabile da 200 a 400 m.

Come si può dedurre dalle associazioni microfau-nistiche riscontrate, ai sedimenti in esame corrispondono: la Zona a *Orbulina universa*, la Zona a *Globigerinoides obliquus obliquus* e la Zona a *Globorotalia acostaensis* (livelli basali).

Essi si sono depositi, pertanto, durante il Serravaliano ed il Tortoniano basale.

Arenarie di M. Vicino

Affiorano in una fascia stretta ed allungata subito

ad occidente della *dorsale umbro-marchigiana*. Sono costituite da diverse associazioni litologiche (CENTAMORE ed altri, 1977, 1978) variamente alternate tra loro. Nell'area marchigiana la successione è così composta dal basso verso l'alto: a) associazione pelitico-arenacea (facies D₂, rara D₁), in strati sottili; b) associazione arenaceo-pelitica (facies B₁ prevalente, B₂, D₂), in strati medio-spessi; c) associazione pelitica (facies G prevalente, D₁), costituita da strati arenacei con abbondanti frammenti di Molluschi neritici rimaneggiati e di resti vegetali.

Lo spessore complessivo dell'unità varia da 600 m, nelle zone settentrionali, a 1400 m nell'area centrale (davanti allo sbocco del canale alimentatore). La provenienza dei materiali silicoclastici è da SW. Essi venivano convogliati nel bacino attraverso un "canale strutturale" trasversale e venivano successivamente smistati verso NW e verso SE, dove andavano ad insaccarsi in una depressione stretta ed allungata formando una "conoide affogata" (RICCI LUCCHI, 1975; CENTAMORE ed altri, 1977).

I caratteri micropaleontologici riscontrati nell'unità in esame permettono di riconoscere la Zona a *Globorotalia acostaensis*. La presenza, inoltre, nella porzione sommitale della successione, di *Globorotalia acostaensis humerosa* e di rari esemplari di *Globigerinoides obliquus extremus* induce a ritenere che sia parzialmente rappresentata anche la Zona a *Globigerinoides obliquus extremus*.

Le *Arenarie di M. Vicino* si sono depositate, pertanto, in un intervallo di tempo corrispondente al Tortoniano inferiore ed alla base del Tortoniano medio.

BACINO MARCHIGIANO INTERNO

E' strutturalmente molto complesso e risulta composto da alcuni "bacini minori", tra loro indipendenti. Da nord a sud essi sono: il *bacino di Pietrarubbia - Peglio - Urbania*; il *bacino di Serraspino*; il *bacino di M. Turrino - S. Maria in Carpineto - Percozzone - S. Giovanni*; il *bacino di S. Donato - Cantia*; il *bacino di Camerino*, suddiviso in due sottobacini.

Bacino di Pietrarubbia - Peglio - Urbania

Al di sopra dello *Schlier* la successione è la seguente: *Formazione marnoso-arenacea*; *Arenarie di Urbania*; *Argille azzurre*; *Formazione gessoso-solfifera*; *Argille a colombacci*; *Conglomerati e arenarie di Pietrarubbia*.

Formazione marnoso-arenacea

E' costituita esclusivamente da un'associazione pelitico-arenacea (facies D₂, D₁, D₃, G) di apporto alpino, in strati sottili e medi, senza intercalazioni di torbiditi carbonatiche. Lo spessore si aggira sugli 800 m. Si tratta di depositi di piana sottomarina.

La comparsa di *Globigerinoides obliquus obliquus* nei livelli sommitali della sottostante unità dello *Schlier* e di *Globorotalia acostaensis acostaensis* alla base delle sovrastanti *Arenarie di Urbania* e le caratteristiche complessive delle associazioni microfaunistiche riscontrate nell'unità in esame, consentono di riferire quest'ultima a quasi tutto il Serravalliano superiore (Zona a *Globigerinoides obliquus obliquus p.p.*).

Arenarie di Urbania

Sono costituite prevalentemente da un'associazione arenacea (facies A₁, B₁, meno frequenti A₂, B₂, subordinatamente C₁, C₂, D₁, D₂, G), passante a luoghi ad arenaceo-conglomeratica, in strati spessi, molto spessi e massicci, frequentemente amalgamati. Subordinatamente si hanno un'associazione pelitico-arenacea (facies D₂, D₁, D₃, G), in strati sottili e medi ed una associazione arenaceo-pelitica (facies C₁, C₂, D₁, D₂, D₃, G), in strati medi e talora spessi. Tali associazioni si alternano tra loro in maniera variabile sia in senso verticale che laterale.

Le torbiditi di provenienza alpina (CENTAMORE ed altri, 1978; ARDANESE ed altri, in stampa), rappresentano il riempimento di una depressione stretta ed allungata, ("conoidi affogate" o confinate, RICCI LUCCHI, 1975).

Per quanto riguarda i caratteri microfaunistici, molto significative sono la comparsa di *Globorotalia acostaensis acostaensis* alla base dell'unità in esame, seguita da quella di *Globigerinoides obliquus extremus*, e la presenza di *Globorotalia conomiozea* nei livelli basali delle sovrastanti *Argille azzurre*.

Ne consegue che la deposizione delle *Arenarie di Urbania*, iniziata nel Serravalliano sommitale, si è protratta per quasi tutto il Tortoniano (parte sommitale della Zona a *Globigerinoides obliquus obliquus*, Zona a *Globorotalia acostaensis* e Zona a *Globigerinoides obliquus extremus*).

Argille azzurre

Sono costituite da peliti grigio-azzurre emipelagiche che, verso l'alto, passano a peliti scure euxiniche; sul lato sud-orientale del bacino esse sono sostituite lateralmente da un'associazione pelitico-arenacea in strati sottili. Le peliti, dello spessore massimo di 70 m, rappresentano depositi di scarpata o di bordo rialzato di bacino, mentre le torbiditi pelitico-arenacee possono essere riferite ad un ambiente di frangia o di piana sottomarina.

Le associazioni microfaunistiche riscontrate, ed in particolare *Globorotalia conomiozea* e *G. mediterranea* la cui comparsa si verifica alla base dell'unità in esame, sono indicative di un'età che si estende dal Tortoniano sommitale al Messiniano inferiore.

Formazione gessoso-solfifera

E' data da argille scure bituminose, diatomiti, gessi e gessareniti laminare, calcari solfiferi e calcari listati in alternanza tra di loro.

Lo spessore della formazione, di ambiente evaporitico, varia da 10 a 30 m.

Il contenuto microfossilifero è molto scarso o è rappresentato da fossili rimaneggiati; tra i macrofossili sono invece stati riconosciuti Pesci, Echinodermi, larve di Libellula e Insetti, resti vegetali.

L'unità in esame è riferibile al Messiniano (Zona atipica).

Argille a colombacci

Sono costituite da alternanze di peliti grige, peliti scure e, più raramente, siltiti, con sottili e rare (fino a 5) intercalazioni di calcari di origine chimica (*colombacci*) e di marne nere. Sul lato sud-occidentale del bacino (dai dintorni di Peglio a quelli di Urbania) alla base dell'unità si rinvencono blocchi caotici, talora di note-

voli dimensioni, della *Formazione gessoso-solfifera*, evidentemente franati nel bacino stesso dalle aree più rialzate di esso.

Per quanto riguarda il contenuto fossilifero, si ha un'alternanza di livelli a Foraminiferi distrofici e oligotipici, a Foraminiferi rimaneggiati, a faune salmastre ed a faune dulcicole.

Tale ciclicità è legata a variazioni periodiche del rapporto alcalinità/acidità delle acque in relazione a oscillazioni climatiche e/o a pulsazioni tettoniche, in ambiente di "lago-mare" (COLALONGO ed altri, 1978a; 1978b; CREMONINI & MARABINI, 1982).

Le *Argille a colombacci* presentano rapporti eteotropici con i *Conglomerati e arenarie di Pietrarubbia*. Esse sono riferibili al Messiniano (Zona atipica).

Conglomerati e arenarie di Pietrarubbia

L'unità è costituita dalle seguenti associazioni litologiche variamente alternate tra loro (FARABEGOLI & RICCI LUCCHI, 1973; CENTAMORE ed altri, 1976; DE FEYTER & MOLENAAR, 1984): a) associazione conglomeratica ed arenaceo-conglomeratica (facies A₁, A₂, B₁, B₂); b) associazione arenacea (facies A₁, B₁; più rare A₂, B₂; C₁, C₂, D₁); c) associazione pelitico-arenacea (facies D₂, D₁, D₃).

Le prime due prevalgono nell'area compresa tra Pietrarubbia e Lunano, dove costituiscono un apparato di delta-conoide, mentre la terza, rappresentata da facies torbiditiche più fini e distali, affiora nei dintorni di Urbania.

Il contenuto fossilifero è assai scarso e poco significativo; nei dintorni di Pietrarubbia sono stati rinvenuti, nelle arenarie, resti di *Cardium* e di altri Lamellibranchi.

Età: Messiniano (Zona atipica).

Bacino di M. Turrino - S. Maria in Carpineto - Percozzone - S. Giovanni

E' articolato in due subbacini: M. Turrino - S. Maria in Carpineto e Percozzone - S. Giovanni, il primo in posizione più rialzata rispetto al secondo.

La successione, sempre al disopra dello *Schlier*, è la seguente: *Formazione gessoso-solfifera* - *Argille a colombacci* - *Arenarie di M. Turrino*.

La *Formazione gessoso-solfifera* e le *Argille a colombacci* presentano gli stessi caratteri visti per le analoghe unità del precedente bacino.

Arenarie di M. Turrino

Sono costituite da quattro associazioni litologiche, variamente alternanti tra loro: a) associazione arenaceo-conglomeratica (facies A₁, A₂, B₁, B₂); b) associazione arenacea (facies A₁, B₁, meno frequenti A₂, B₂); c) associazione arenaceo-pelitica (facies C₁, C₂, D₁, A₁, B₁; subordinatamente D₂, D₃, G); d) associazione pelitico-arenacea (facies D₂, D₁, D₃, G) (CENTAMORE ed altri, 1976, 1978; CHIOCCHINI, 1977).

I ciottoli presenti nella prima associazione sono costituiti prevalentemente da litotipi dei *complessi liguri*.

Tra le *Arenarie di M. Turrino* e i depositi sottostanti si hanno discordanze angolari, talora di notevole ampiezza.

A S. Maria in Carpineto, inoltre, alla base dell'unità affiora un orizzonte vulcanoclastico, a composizione riodacitica.

Nell'area di M. Turrino le prime tre associazio-

ni si alternano tra loro formando due cicli maggiori positivi con corpi a geometria lenticolare, disposti a ventaglio. Questi costituiscono il riempimento di canali principali, in un ambiente di delta-conoide, con depositi residui di barre sabbiose e di margine di canale.

Nelle aree di S. Maria in Carpineto e di Percozzone-S. Giovanni, si osservano invece cicli maggiori negativi, costituiti da depositi più fini alla base e più grossolani a tetto. Essi rappresentano depositi di corpi sabbiosi in avanzamento (lobi) in depressioni sottomarine confinate ("conoide affogate").

La provenienza dei clasti è da W-SW. Essi venivano immessi nel bacino attraverso un "canale strutturale", il cui sbocco era ubicato nella zona di M. Turrino; da qui venivano smistati verso le parti più depresse con doppia deflessione verso NW e verso SE.

Il contenuto organogeno è dato da fossili poco significativi.

Ad esse va attribuita un'età messiniana (Zona atipica).

Bacino di Serraspinoso

Si sviluppa parallelamente al bacino di M. Turrino - S. Maria in Carpineto - Percozzone - S. Giovanni e potrebbe costituire il prolungamento meridionale del bacino di Urbania.

Al di sopra dello *Schlier* affiorano le *Arenarie e marne di Serraspinoso* in cui è intercalato un livello di argille scure euxiniche, probabilmente correlabile con la *Formazione gessoso-solfifera*.

Esse sono costituite prevalentemente da una litofacies arenacea (facies A₁, B₁, A₂, B₂, C₁, C₂, G), in strati spessi e molto spessi, e subordinatamente da una arenaceo-pelitica (facies B, C, D₁), una pelitico-arenacea (facies D₂) ed una caotica (facies F).

Quest'ultima, presente solo nella porzione meridionale del bacino, è principalmente costituita da clasti di *Bisciaro* e di *Schlier* e talora di *Scaglia cinerea*. Essa rappresenta verosimilmente un deposito di frane sottomarine, che si generavano in corrispondenza delle acclivi scarpate marginali del bacino, create da faglie sinsedimentarie che portavano a giorno i terreni più antichi.

I depositi silicoclastici hanno una provenienza alpina (CENTAMORE ed altri, 1978; ARDANESE ed altri, in stampa) e costituiscono una "conoide affogata".

Le caratteristiche principali delle associazioni microfaunistiche riscontrate nelle *Arenarie di Serraspinoso* sono date dalla presenza di *Globorotalia acostaensis acostaensis* sin dalla base dell'unità, dalle comparse successive di *Globigerinoides obliquus extremus*, di *Globorotalia conomiozea* e di *Globigerina multiloba*. A tale unità corrispondono, pertanto, la parte sommitale della Zona a *Globigerinoides obliquus obliquus*, la Zona a *Globorotalia acostaensis*, la Zona a *Globigerinoides obliquus extremus*, la Zona a *Globorotalia conomiozea*, la zona atipica *p.p.*

Ne consegue che la deposizione delle *Arenarie di Serraspinoso*, iniziata nel Serravalliano sommitale, si è protratta fino al Messiniano *p.p.*

Bacino di S. Donato - Cantia

In questo bacino la successione supramiocenica è così costituita: *Arenarie di S. Donato - Cantia - Formazione Gessoso-solfifera - Argille a colombacci*.

Arenarie di S. Donato - Cantia

Sono presenti solo sul lato occidentale del bacino e sono essenzialmente costituite da una litofacies arenaceo-conglomeratica (facies A₁, A₂, B₁, B₂, F), in strati spessi e molto spessi, a geometria lenticolare, con ciottoli formati in prevalenza da litotipi del *Bisciario* e dello *Schlier*, ma anche da rocce filladiche ed arenacee.

Detta litofacies passa lateralmente ad un'altra litofacies arenaceo-pelitica (facies C₁, C₂, D₁, A₁, G).

Le arenarie in parola, di provenienza occidentale (CENTAMORE ed altri, 1978; 1979; CHIOCCHINI ed altri, 1981), sono ricche di frammenti di organismi neritici; esse rappresentano depositi canalizzati di una conoide sottomarina.

Sul lato orientale del bacino lo *Schlier*, con spessore molto ridotto e con lacune (caratteri tipici di una sedimentazione in zone più rialzate e marginali), passa direttamente alla *Formazione gessoso-solfifera*.

Le associazioni microfaunistiche rinvenute nella porzione inferiore dell'unità in esame (in particolare rari esemplari riferibili a *Globorotalia suterae*) consente di riconoscere la porzione superiore della Zona a *Globigerinoides obliquus extremus* e di riferire, pertanto, tale intervallo al Tortoniano superiore. La restante porzione delle *Arenarie di S. Donato - Cantia*, anche se priva di forme stratigraficamente significative, potrebbe essere di età messiniana.

Formazione gessoso-solfifera

Nel presente bacino essa è costituita alla base da 40-50 m di marne scure bituminose, marne tripolacee e diatomiti, e di rari e sottili livelli di calcari marnosi; seguono circa 150 m di argille bituminose scure, con rare e sottili intercalazioni di siltiti e di arenarie fini; al tetto si hanno quindi il livello evaporitico s.s. e le *Argille a colombacci*.

Le suddette unità sono tutte riferibili al Messiniano per i caratteri microfaunistici generali e per la presenza di *Globigerina multiloba* sin dalla base della *Formazione gessoso-solfifera* (Zona atipica).

Bacino di Camerino

È il più meridionale dei "bacini minori" intrapenninici. Esso si estende da Albacina fino quasi a Visso, per una lunghezza di circa 30 km, ed è suddiviso in due subbacini, il *bacino di Collamato* e il *bacino di Camerino* p.d.

Arenarie di Collamato

Nel primo, di dimensioni più modeste, al di sopra dello *Schlier* si trovano le *Arenarie di Collamato*, costituite da una associazione arenaceo-conglomeratica (facies A₁, A₂, B₁, B₂), da una associazione arenacea (facies A₁, B₁, A₂, B₂, C, D), da una associazione pelitico-arenacea (facies D₂, D₁, D₃) e da una litofacies caotica (facies F).

La prima associazione affiora, per uno spessore di qualche decina di metri, nell'area più settentrionale del subbacino in parola. I livelli conglomeratici, che diminuiscono di spessore verso sud, sono costituiti da ciottoli di *Bisciario* e di *Schlier* in matrice arenaceo-siltosa; le arenarie contengono abbondanti frammenti di organismi neritici. Il contatto con il sottostante *Schlier* è erosivo.

Associata alla presente unità si rinvencono le fa-

cies caotiche rappresentate da livelli conglomeratici, da pacchi di *Schlier* e da arenarie con deformazioni da *slumpings*.

Nell'area centrale e verso il bordo orientale del sub-bacino, l'associazione arenaceo-conglomeratica è sostituita dall'associazione arenacea. Questa, con spessore di poche decine di metri, è compresa tra due livelli dell'associazione pelitico-arenacea.

Quest'ultima si rinviene nelle aree più meridionali, sempre con passaggio graduale alle sottostanti pelagiti. Il suo spessore massimo si aggira sugli 80 m.

I flussi torbiditici provenivano da W e venivano convogliati nel subbacino attraverso un "canale strutturale" che si immetteva in corrispondenza dell'estremità nord-occidentale; qui faglie trasversali sinsedimentarie avevano generato brusche scarpate da cui provenivano i materiali delle "facies caotiche" sopra descritte.

Le *Arenarie di Collamato* hanno fornito microfaune che consentono di definirle dal punto di vista biostratigrafico e di riferirle al Tortoniano medio p.p. - Tortoniano superiore (CALAMITA ed altri, 1979).

Nel *bacino di Camerino* p.d. la successione dal basso verso l'alto è la seguente: *Arenarie di Camerino - Formazione gessoso-solfifera - Argille a colombacci*.

Arenarie di Camerino

Vi si riconoscono diverse associazioni di facies variamente alternate tra loro: a) associazione arenaceo-conglomeratica (facies A₁, A₂, B₂, G), cui è spesso associata una facies caotica (facies F); b) associazione arenacea (facies A₁, B₁, D₂, G); c) associazione arenaceo-pelitica (facies C₁, D₁, B₁, A₁, G); d) associazione pelitica (facies D₃, D₂, G).

I corpi torbiditici sono organizzati in sequenze positive, con geometrie marcatamente lenticolari e giaciture *onlap*.

Il bacino presenta profili asimmetrici sia in senso assiale che trasversale. La parte più depressa, localizzata nella fascia più orientale, è riempita da due livelli dell'associazione arenaceo-conglomeratica, intercalati nella facies pelitico-arenacea; essi passano verso ovest e verso nord alle facies arenacee canalizzate, che a loro volta presentano una marcata terminazione laterale cuneiforme.

Al di sopra, entro l'associazione pelitico-arenacea (che costituisce il deposito prevalente), si trovano intercalati numerosi orizzonti dell'associazione arenacea o di quella arenaceo-pelitica (depositi non canalizzati) che si assottigliano e diventano meno numerosi sia verso W che verso N. Nella parte superiore della successione l'associazione pelitico-arenacea è sostituita lateralmente dall'associazione pelitica, entro cui sono ancora intercalati due orizzonti dell'associazione arenaceo-pelitica.

Sul bordo settentrionale e su quello occidentale del bacino l'intera unità è costituita quasi esclusivamente dall'associazione pelitica.

L'associazione arenaceo-conglomeratica e parte di quella arenacea rappresentano depositi canalizzati "insaccati" in una depressione confinata, mentre parte dell'associazione arenacea e l'associazione arenaceo-pelitica rappresenterebbero facies di lobo. La facies pelitico-arenacea e quella pelitica corrispondono invece a depositi di frangia, di *piana sottomarina s.l.* e di chiusura in un canale.

I conglomerati, ad elementi di rocce anche creta-

ciche o paleogeniche, e le facies caotiche (a spese di queste ultime), presenti sul bordo orientale del bacino, tra Albacina e il F. Potenza, costituiscono accumuli di frazione sottomarine, staccatesi da ripide scarpate di faglie attive, che mettevano a nudo i depositi più antichi.

Lo spessore complessivo delle *Arenarie di Camerino* è di 1500-1700 m nella parte più depressa del bacino, e si riduce a 300-500 m sul bordo occidentale e su quello settentrionale.

Sul lato occidentale del bacino sono stati individuati per lo meno tre punti di immissione dei flussi gravitativi, allo sbocco di altrettanti canali trasversali.

Il più importante di questi è ubicato nei dintorni di Roccamaiia (Pievebovigliana), nei cui pressi si è sviluppata la conoide di Colli (CENTAMORE ed altri, 1978), da dove la maggior parte dei flussi è poi smistata verso NW lungo l'asse del bacino.

La definizione biostratigrafica delle *Arenarie di Camerino*, effettuata sulla base dei caratteri micropaleontologici, permette di affermare che la deposizione dell'unità è avvenuta dal Tortoniano medio *p.p.* al Messiniano inferiore nelle aree più profonde; nelle aree marginali, invece, già la base dell'unità è ascrivibile al Messiniano (CALAMITA ed altri, 1979).

La *Formazione gessoso-solfifera* e le *Argille a colombacci*, che chiudono la locale successione, presentano gli stessi caratteri descritti in precedenza.

BACINO MARCHIGIANO ESTERNO

E' anche questo un bacino complesso nel quale si riconoscono i seguenti *bacini minori*: *bacino di Montecalvo in Foglia - Isola del Piano*; *bacino di Monte Luro - Monte delle Forche*, entrambi nella parte settentrionale, *bacino della Laga* nell'estrema area meridionale.

Bacino di Montecalvo in Foglia - Isola del Piano e Bacino di Monte Luro - Monte delle Forche

Questi due bacini, studiati e descritti da SAVELLI & WEZEL (1978), cui si rimanda per maggiori dettagli, sono caratterizzati da successioni sedimentarie messiniane pressochè simili.

Vi si riconoscono, al di sopra dello *Schlier* e della *Marnoso-arenacea "urbinata"* (molto simile alle *Arenarie di Urbana* e presente nel solo *bacino di Montecalvo in Foglia*), una successione tipica di aree marginali ed un'altra tipica di aree di bacino.

AREE MARGINALI

La successione è così rappresentata dal basso verso l'alto: *Formazione del Tripoli - Calcare di base - Gessi* (tali unità costituiscono nel complesso la *Formazione gessoso-solfifera*) - *Formazione a colombacci*.

Formazione del Tripoli

E' costituita in prevalenza da marne siltose grigio-verdi, con intercalazioni di diatomiti laminate e di torbiditi arenacee spesso canalizzate.

Le marne contengono Echinodermi e Lamellibranchi, mentre le diatomiti sono ricche di resti di Pesci, spicole di Spugna, Coleotteri e rari resti vegetali, tra cui foglie di Palma.

Le torbiditi arenacee (talora conglomeratiche) hanno un contatto basale erosivo (talora con lo *Schlier*),

e costituiscono il riempimento di canali allungati in direzione NE-SW o ENE-WSW. I conglomerati sono composti da ciottoli di graniti, gneiss e calcari.

In alcune località sono stati rinvenuti resti di Lamellibranchi, di Gasteropodi, di Coralli, di Cetacei, di Squali e di Teleostei, nonché di Mammiferi terrestri. L'ambiente deposizionale è riferibile a bacini parzialmente stagnanti, a salinità pressochè normale, con sedimentazione prevalentemente terrigena. Gli spessori variano da 0 a 120 m. L'età è del Messiniano inferiore.

Calcare di base

Poggia, con contatti netti, sul *Tripoli* e talora sulla "*Marnoso-arenacea urbinata*"; superiormente, talora in discordanza, si rinviene la *Formazione di S. Donato* (vedi più avanti), oppure direttamente la *Formazione a colombacci*. Lateralmente passa alle *Marne bituminose* delle parti centrali dei bacini; non sono chiari invece i rapporti con i *Gessi*.

L'unità è costituita da calcari dolomitici massicci, laminati o brecciati, alternati a marne di colore biancastro, tabacco o grigio; a luoghi sono presenti marne tripolacee.

Entro queste ultime sono stati rinvenuti Pesci ciprinodontidi, foglie (di Faggio, Pino, Quercia e Lecio) e resti di Insetti.

Il *Calcare di base* sembra riferibile ad un ambiente tra il subtidale e il supratidale, mentre per le associate marne tripolacee si può ipotizzare una deposizione in stagni costieri.

Gessi

Sono costituiti quasi esclusivamente da gessi laminati; il gesso "nodulare", "enterolitico", "saccaroide" è generalmente presente in blocchi.

In genere i *Gessi* poggiano su spessori ridotti di *Marne bituminose* delle aree centrali dei bacini con le quali mostrano anche rapporti eteropici.

Si rinvencono inoltre facies caotiche, costituite da frammenti di *Tripoli*, di calcari dolomitici e di gesso in facies "nodulare", "enterolitico", "saccaroide" e "chicken-wire". Esse costituiscono un orizzonte a *slump*, esteso per 15 km da Retriano a S. Ippolito, sul fianco SW dell'altipiano di Fontecorniola.

Formazione a colombacci

E' caratterizzata dalla presenza di almeno 5 ciclotemi locali, ciascuno dei quali comprende, dall'alto verso il basso, i seguenti termini: argille marnoso-siltose grige; intervallo con strati calcarei con laminazione piano-parallela (*colombacci s.s.*); argille marnose, talora finemente laminate; argille marnoso-siltose bioturbate; alternanza di arenarie gradate e argille marnose; alternanze di arenarie in corpi spesso amalgamati, canalizzati, con contatto basale erosivo.

Nel *bacino di Montecalvo in Foglia - Isola del Piano*, nella parte inferiore prevalgono i litotipi argillosi, mentre nella parte superiore sono presenti quelli argilloso-siltosi, che sembrerebbero costituire le facies distali dei corpi grossolani di Pietrarubbia.

Nel *bacino di Monte Luro - Monte delle Forche* la sedimentazione arenacea, talora a stratificazione incrociata, diventa prevalente con facies via via più grossolane procedendo verso est, fino a conglomerati, con elementi di rocce cristalline (andesiti, porfidi, granodioriti, micascisti, gneiss, anfiboliti, ecc.).

L'unità in parola sembra essersi depositata in un ambiente lagunare salmastro, con variazioni del grado di salinità in relazione alle immissioni di acque dolci fluviali o di acque marine normali.

Le variazioni di tali apporti potevano essere legate a cambiamenti climatici e/o a cause tettoniche.

AREE DI BACINO

La successione è rappresentata da: *Formazione del Tripoli - Marne bituminose - Formazione di S. Donato*.

I caratteri della prima unità sono pressochè quelli descritti per la precedente successione; vi è solo una diminuzione, nella parte superiore, di resti di organismi.

Marne bituminose

Litofacies di questo tipo si trovano intercalate a vari livelli nella successione messiniana, ma raggiungono il loro maggiore spessore tra il *Tripoli* e la *Formazione di S. Donato*. Sono formate da marne e marne argillose, fetide, di colore scuro o bruno-aranciato se alterate, con sottili intercalazioni silteose; nella parte superiore dell'unità, in particolare verso i margini dei bacini, si rinvengono anche livelli a "facies caotica".

Il contenuto fossilifero è rappresentato da resti vegetali e resti di Insetti.

Le marne sembrano essersi depositate in acque stagnanti con circolazione ristretta al fondo.

Formazione di S. Donato

Si tratta di torbiditi pelitico-arenacei in strati sottili o medi, dello spessore massimo di 500 m, in cui sono intercalati cinque livelli di marne bituminose. Nella parte medio-inferiore dell'unità, nel *bacino di Montecalvo in Foglia - Isola del Piano*, è presente un orizzonte vulcanoclastico. Per quanto riguarda la provenienza del materiale clastico, le paleocorrenti sembrano indicare un apporto da NW, ma nella parte più meridionale del *bacino di Montecalvo in Foglia* si misurano paleocorrenti da SE.

Superiormente l'unità in esame passa alla *Formazione a colombacci* prima descritta.

I contatti tra le varie unità sembrano essere gradualmente e concordanti nelle parti centrali dei bacini, di tipo erosivo e con discordanze angolari più o meno accentuate nelle zone periferiche.

Bacino della Laga

È il più grande dei "bacini minori" umbromarchigiani.

Sin dal Miocene inferiore-medio la morfologia del fondo marino, in continua evoluzione, era articolata in una serie di dorsali e depressioni longitudinali, interrotte da faglie trasversali.

Le dorsali più importanti sono quelle di Cingoli (il cui prolungamento meridionale si rinvia fino a Taccoli - Villa Rofanello), di Acquasanta e della Montagna dei Fiori. Tra le faglie trasversali, assume particolare importanza la linea Fiastrone-Fiastrella, che suddivide in due parti il bacino, con un'area settentrionale più rialzata ed un'area meridionale più subsidente (Fig. 18).

La prima è caratterizzata da questa successione: *Bisciario*; *Schlier*; Membro preevaporitico della *Formazione della Laga*; *Formazione gessoso-solfifera*; *Argille a colombacci*, parzialmente eteropiche del Membro postevaporitico della *Formazione della Laga*.

Nell'area meridionale la successione è: *Bisciario*; *Marne con cerroigna*; *Marne a Pteropodi* (entrambe eteropiche dello *Schlier*); *Formazione della Laga* in cui si distinguono, dal basso verso l'alto, tre membri: membro preevaporitico, membro "evaporitico" (coevo della *Formazione gessoso-solfifera*) e membro postevaporitico (Fig. 19).

AREA SETTENTRIONALE

Formazione della Laga - membro preevaporitico

Al di sopra dello *Schlier*, il quale in alcune parti della *dorsale Cingoli - Taccoli - Villa Rofanello* ha continuato a deporsi fino al Messiniano inferiore (Zona atipica), si rinvia questa unità così costituita: a) associazione arenacea, nettamente prevalente rispetto alle altre (facies A₁, subordinatamente C₁, D₁, D₂, F); b) associazione arenaceo-pelitica (facies C₁, D₁, A₁, B₁; subordinatamente D₂, G); c) associazione pelitico-arenacea (facies D₂, D₁, D₃); d) associazione pelitica (facies D₃, D₂, G).

L'associazione arenacea (entro cui appare intercalata a vari livelli un'associazione arenaceo-pelitica), nella zona tra S. Severino Marche e Serrapetrona, presenta contatti erosivi con il sottostante *Schlier*. A nord di S. Severino e in altre aree tra le due unità, invece, si interpongono livelli pelitico-arenacei e arenaceo-pelitici; ancora più a sud, nei dintorni di Cessapalombo, è presente un livello pelitico.

Sul bordo occidentale della *dorsale Taccoli - Villa Rofanello* il membro in esame è rappresentato da un livello arenaceo-pelitico.

Nelle associazioni a Foraminiferi riscontrate alla base dell'unità, ormai nettamente oligotipiche, si nota una completa assenza di Globorotalie carenate ed una notevole diffusione delle Orbuline, che presentano talora esemplari distrofici; nell'ambito del genere *Globigerinoides* risulta particolarmente comune il *G. gr. obliquus*. Le Globigerine sono rappresentate per lo più da *G. gr. bulloides* e *G. quinqueloba* (parte sommitale della Zona a *Globorotalia conomiozea*).

L'intervallo che segue è caratterizzato da microfaune povere, di piccole dimensioni e talora distrofiche. Il genere più rappresentato è *Globigerina*, soprattutto con *G. quinqueloba* e *G. multiloba* che a varie altezze possono essere particolarmente frequenti; più raramente si hanno livelli in cui predominano *Orbulina* spp. e *Globigerinoides gr. obliquus*. Anche i bentonici, per lo più scarsi o assenti, possono dare talora associazioni oligotipiche a *Buliminidae* (Zona atipica).

L'età dei sedimenti in esame è messiniana.

Formazione gessoso-solfifera

È molto simile a quella dei bacini settentrionali. In corrispondenza delle dorsali è però rappresentata quasi esclusivamente da marne color tabacco o scure, euxiniche, da diatomiti, da calcari e gessi laminati (deposti in ambiente intra e sopratidale). Anche nelle aree più meridionali i suoi caratteri sono alquanto particolari essendo costituita solo da marne bituminose scure, con rare e sottili intercalazioni di calcari laminati fetidi e di diatomiti lastriformi. In quasi tutta la depressione più occidentale (ad ovest della *dorsale Cingoli - Villa Rofanello*) è presente un secondo livello gessifero, formato da gessareniti con contenuto silicoclastico variabile, e da *debris flow* gessiferi e marnosi.

L'unità in esame giace, quasi sempre in discordanza, sulle varie litofacies del membro preevaporitico, ad eccezione delle dorsali, sulle quali è sovrapposta direttamente allo *Schlier*, presente qui in successioni condensate o lacunose.

In corrispondenza di tali unità si hanno per lo più livelli sterili; talora sono state riscontrate microfaune molto povere e di dimensioni estremamente ridotte, costituite per lo più da *Globigerina* spp.

I sedimenti in esame sono riferibili alla Zona atipica e pertanto va loro attribuita una età messiniana.

Argille a colombacci

Anche questa formazione si discosta poco, come caratteri d'insieme, da quella dei bacini settentrionali. Mancano qui i livelli a marne nere e il contenuto microfaunistico, soprattutto negli affioramenti della depressione occidentale, è dato da microfaune molto povere i cui caratteri sono indicativi di un ambiente marino ristretto.

Nelle *Argille a colombacci* è intercalato il livello guida delle vulcanoclastiti rioclitiche messiniane.

Nei dintorni di Cingoli, poco ad est dell'area in esame, nelle *Argille a colombacci* sono intercalati dei corpi conglomeratici a geometria lenticolare. I ciottoli, eterometrici, sono costituiti prevalentemente da litotipi del *Bisciario*, dello *Schlier* e, subordinatamente, della *Scaglia rosata e variegata*. La genesi di questi ruditi può essere messa in relazione con l'attività di faglie sinsedimentarie, sul versante orientale della *dorsale di Cingoli*. Dette faglie possono essere messe in relazione con l'attività compressiva che ha il massimo sviluppo nel Pliocene inferiore.

Le *Argille a colombacci* sono eteropiche con il membro postevaporitico della *Formazione della Laga*, dal quale sono progressivamente sostituite da sud a nord; infatti nei pressi di Caldarola esse hanno uno spessore di 50 m, mentre nelle aree settentrionali si raggiungono spessori anche di 250-300 metri. Sulle dorsali, invece, esse non si sono mai deposte.

Le *Argille a colombacci* presenti nella depressione occidentale hanno fornito microfaune a Foraminiferi di norma molto povere. Una maggiore ricchezza e diversificazione, sia a livello dei planctonici che dei bentonici, si osserva invece nell'area nord-orientale dove l'unità in esame chiude la locale successione miocenica e fa passaggio alle argille plioceniche. Qui sono stati notati, nelle associazioni, anche rari esemplari di Ostracodi. Le caratteristiche delle microfaune, in particolare la presenza di *Globigerina multiloba*, permettono di attribuire alle *Argille a colombacci* un'età messiniana (Zona atipica).

Formazione della Laga - Membro postevaporitico

Si rinviene al di sopra delle *Argille a colombacci*, fatta eccezione per la *dorsale Cingoli - Taccoli - Villa Rofanello*, dove giace direttamente sulle evaporiti.

Esso è costituito da un'associazione arenaceo-conglomeratica (facies A₁, A₂, B₁), da una arenaceo-pelitica (facies C₁, D₁; subordinatamente D₂, A₁, B₁) e da una pelitico-arenacea (facies D₂, D₁, D₃).

La prima costituisce corpi a marcata geometria lenticolare con contatti basali sempre erosivi. I ciottoli dei conglomerati (sempre subordinati alle arenarie) sono formati in prevalenza da litotipi dei *complessi liguri* e delle formazioni toscane.

L'associazione in esame affiora in quattro distinte località (Gampo, Colli di Belforte, Villa Tallei e Aliforni), dove è organizzata in apparati di delta-conoide, via via più recenti da sud a nord e ubicati allo sbocco di canali alimentatori trasversali. L'associazione arenaceo-pelitica costituisce orizzonti a geometria tabulare che presentano, all'intersezione con canali trasversali, locali ispessimenti lenticolari, nei quali anche la granulometria dei depositi diventa più grossolana.

Entrambe le associazioni sopra descritte sono intercalate a più altezze stratigrafiche nell'associazione pelitico-arenacea, che è quindi nettamente prevalente; in essa è contenuto il livello guida vulcanoclastico (a riprova dell'eteropia esistente tra il membro in esame e le *Argille a colombacci*). Lo spessore dell'unità varia da 600 a 900 metri.

Le microfaune rinvenute in tali unità sono estremamente povere, di dimensioni ridotte e mal conservate; frequenti sono i livelli sterili.

Essa è riferibile al Messiniano (Zona atipica).

AREA MERIDIONALE

Marne a Pteropodi

Al di sopra delle *Marne con cerrogna* già descritte e alla base della sequenza torbiditica, si trovano le *Marne a Pteropodi*.

Esse sono costituite inferiormente da emipelagiti grigio-verdoline o grigiastre, bioturbate, con rare e sottili intercalazioni calcareo-marnose e calcarenitiche; superiormente da peliti scure, euxiniche, talora bituminose, laminate, con intercalazioni di arenarie fini grigiastre, in strati sottili e medi. Queste ultime si rinvencono solo in corrispondenza delle dorsali, e rappresentano le parti più fini e distali (depositi di *overbank*) delle torbiditi della *Formazione della Laga* che si andavano depositando nelle depressioni.

Le *Marne a Pteropodi* presentano parziali rapporti di eteropia sia con le *Marne con cerrogna*, sia con la *Formazione della Laga*.

Le microfaune a Foraminiferi planctonici presenti nelle *Marne a Pteropodi* hanno consentito una precisa definizione biostratigrafica dell'unità.

Ad essa corrispondono la Zona a *Globigerinoides obliquus extremus* (porzione superiore), la Zona a *Globorotalia conomiozea* e la porzione basale della Zona atipica. Tali zone mostrano caratteri complessivi, soprattutto per quanto riguarda i planctonici, abbastanza simili a quelli delle omonime zone descritte in precedenza per lo *Schlier*.

L'età delle *Marne a Pteropodi* si estende pertanto dal Tortoniano medio *p.p.* al Messiniano inferiore (base della Zona atipica). Nelle successioni delle aree più profonde, invece, lo studio biostratigrafico ha consentito di definire un'età che dalla parte sommitale del Tortoniano inferiore si estende fino alla base del Messiniano (Zona a *Globorotalia conomiozea*).

Formazione della Laga - membro preevaporitico

Vi si riconoscono due minori unità, una prevalentemente arenacea, l'altra arenaceo-pelitica.

La prima è formata da un'associazione arenacea (facies A₁, B₁, A₂, B₂; subordinatamente C₁, C₂, D₁, D₂), in strati spessi o massicci, in cui si intercalano, a varie altezze stratigrafiche, orizzonti arenaceo-pelitici (facies B, C; subordinatamente D₁, D₂), in strati sot-

tili e medi. Essa mostra a luoghi contatti erosivi e a luoghi passaggi graduali, tramite livelli arenaceo-pelitici, con le sottostanti *Marne a Pteropodi*. Il primo caso si verifica sempre allo sbocco nel bacino di un canale alimentatore; le litofacies arenacee presentano qui geometrie lenticolari, con vistosi *pinch-out* laterali in senso longitudinale.

Nelle aree più meridionali la porzione superiore di tale unità passa lateralmente, sottocorrente, a quella arenaceo-pelitica. Questa è costituita rispettivamente da un'associazione arenaceo-pelitica (facies C₂, in strati massicci, prevalente; A₁, B₁, D₁, D₂ subordinate) e da un'associazione pelitico-arenacea (facies D₂, C₁, D₁), in cui la prima è intercalata.

Formazione della Laga - membro "evaporitico"

È costituito da un'associazione arenacea (facies A₁, prevalente e poco diagenizzata; B₁, D₁, D₂) in cui si intercalano livelli arenaceo-pelitici (facies B; subordinatamente D₂), con marne nere bituminose di ambiente euxinico, ed un orizzonte guida (presente nella parte basale) costituito da gessareniti torbiditiche a notevole contenuto silicoclastico (PAREA & RICCI LUCCHI, 1972; RICCI LUCCHI & PAREA, 1973).

Anche questa unità, nelle parti marginali e in quelle meridionali del bacino, è sostituita da facies più fini e distali, arenaceo-pelitiche.

Formazione della Laga - membro postevaporitico

È costituito dalle stesse associazioni del corrispondente livello dell'area settentrionale, ad eccezione dell'associazione arenaceo-conglomeratica che qui è assente.

Prevale di gran lunga l'associazione pelitico-arenacea, in cui si trovano intercalati sia il livello guida vulcanoclastico, sia numerosi orizzonti (a geometria pressochè tabulare) dell'associazione arenaceo-conglomeratica. Questi ultimi diminuiscono di spessore e di numero sia verso SE (sottocorrente) sia verso E (verso i margini del bacino), e presentano locali ispessimenti lenticolari e granulometrie più grossolane all'intersezione con i canali trasversali.

Sul lato orientale del bacino (dintorni di Montefalcone) il membro in esame, con spessori minori, è rappresentato da una litofacies pelitica, caratteristica di margine rialzato di bacino.

I caratteri micropaleontologici complessivi della *Formazione della Laga* sono molto simili a quelli riscontrati nella stessa unità affiorante nella area settentrionale. Essa corrisponde alla Zona atipica ed è interamente riferibile al Messiniano, ad eccezione delle successioni più profonde dove la porzione inferiore dell'unità è molto verosimilmente riferibile ai livelli basali del Messiniano (Zona a *Globorotalia conomiozea?*). Le torbiditi della *Formazione della Laga* sono costituite da depositi canalizzati e depositi non canalizzati.

I primi, prevalenti nel membro preevaporitico e in quello evaporitico, costituiscono il riempimento di canali e di depressioni di origine strutturale, strette ed allungate in senso longitudinale.

Nell'area settentrionale essi sono discontinui in senso assiale e sono separati da torbiditi più fini, rappresentanti depositi di lobo, di frangia, d'intercanale e di piana sottomarina (Fig. 20).

Nell'area meridionale la parte superiore dei depositi arenacei canalizzati passa sottocorrente a depositi

arenaceo-pelitici tipici di un ambiente di transizione tra canale alimentatore di conoide e lobo deposizionale.

I depositi non canalizzati, intercalati nell'associazione arenacea, rappresentano la chiusura della sedimentazione di un canale o di una depressione.

I depositi canalizzati, che presentano marcate geometrie *onlap* verso nord e verso i bordi delle depressioni (Fig. 20), sono tipici di apparati deposizionali ad alta efficienza (MUTTI, 1979; MUTTI & RICCI LUCCHI, 1981).

I depositi non canalizzati, che costituiscono quasi per intero il membro postevaporitico, sono organizzati in sequenze negative, che si estendono talora per parecchi chilometri senza apprezzabili variazioni di spessore e sono tipici di un apparato deposizionale a bassa efficienza. I depositi grossolani, che vi si rinvengono intercalati nell'area settentrionale, sono organizzati in sequenze positive, che rappresentano il riempimento di canali distributori di sistemi deposizionali di delta-conoide.

I materiali detritici sono immessi nel *bacino della Laga* attraverso numerosi "canali strutturali" che sboccano sul lato occidentale del bacino stesso. Davanti alle zone d'immissione si formano apparati di delta-conoide oppure si osservano geometrie lenticolari, con depositi più grossolani a base erosiva: qui si misurano numerose direzioni di apporto dai quadranti occidentali (RICCI LUCCHI, 1975; CANTALAMESSA ed altri, 1981, 1983; CENTAMORE ed altri, 1982).

I flussi gravitativi, dopo la loro immissione nel bacino, vengono in genere deviati verso SSE (Fig. 21); solo nell'area di Ascoli Piceno si osservano anche locali deviazioni verso NNW.

Le torbiditi della *Formazione della Laga* si sono depositate in un ambiente marino ristretto. Nel Messiniano medio, in corrispondenza della "crisi di salinità", nell'area meridionale si creano momentaneamente condizioni euxiniche in un ambiente più profondo di quelli circostanti, in cui si depositano invece evaporiti.

CONSIDERAZIONI SUL MIOCENE MARCHIGIANO

La sedimentazione miocenica nel *bacino umbro-marchigiano* è sostanzialmente controllata dalla migrazione progressiva verso est del *sistema catena-avanfossa* (BOCCALETTI ed altri, 1986), che aveva interessato in precedenza le aree più interne.

I depocentri delle avanfosse si rinvengono in posizioni sempre più esterne; per tale ragione i vari elementi di uno stesso bacino principale (come il *bacino umbro-romagnolo* o il *bacino della Laga*), talora presenti come singole unità strutturali, sono stati considerati come bacini indipendenti (TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979; DE JAGER, 1979; DE FEYTER, 1982; BOSCHERINI ed altri, 1982; DAMIANI ed altri, 1983), e non come depocentri temporali (RICCI LUCCHI, 1975; BOCCALETTI ed altri, 1986; CENTAMORE & CHIOCCHINI, in stampa).

Nel Burdigaliano superiore la subsidenza comincia ad interessare l'area più interna del *bacino umbro-marchigiano* dove vengono richiamate le prime torbiditi di apporto alpino, presenti nell'area più meridionale con facies di piana sottomarina. Ad esse (che rap-

NORTHERN AREA

SOUTHERN AREA

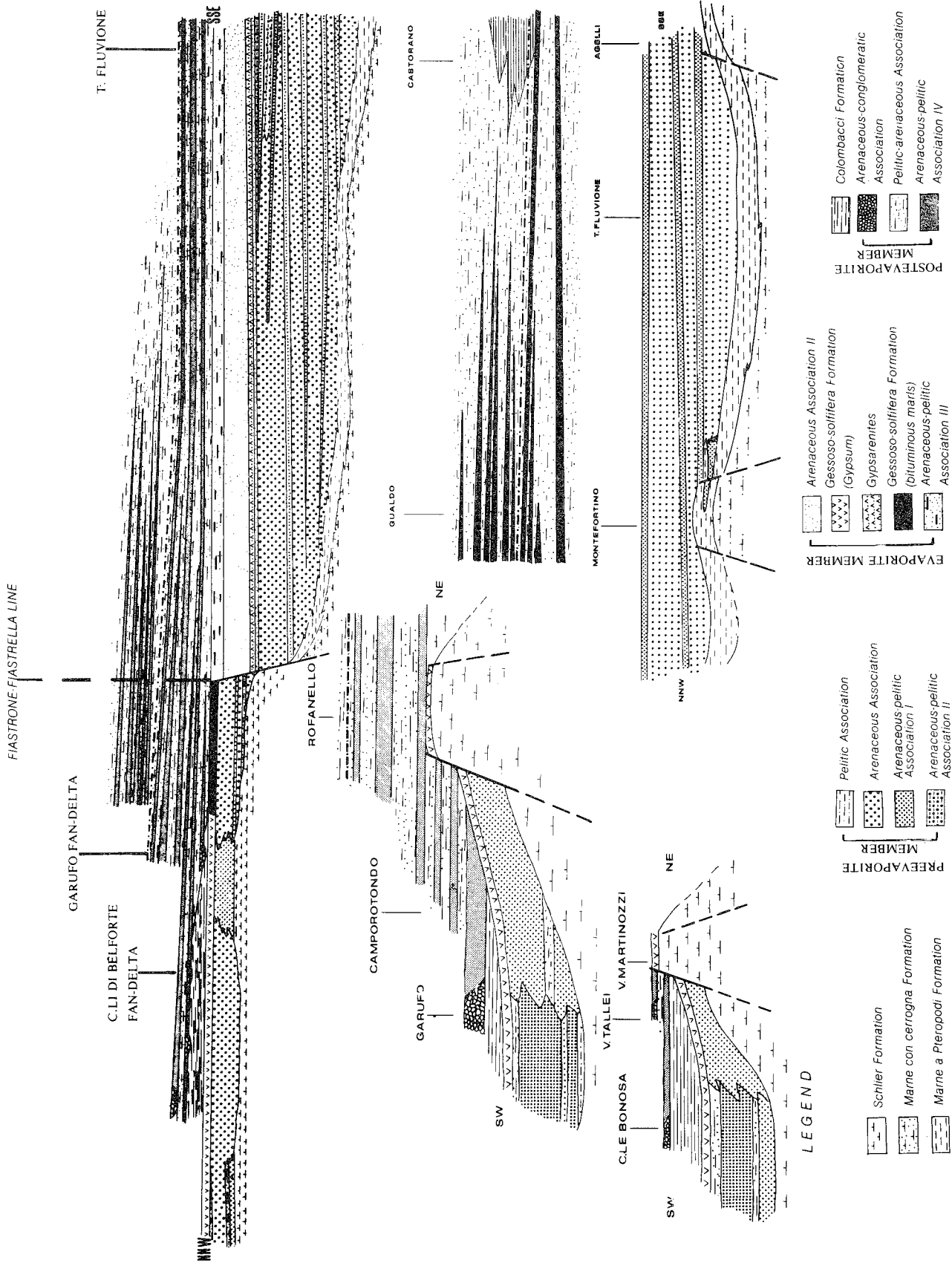


Fig. 20 - Sezioni longitudinali e trasversali che mostrano i rapporti verticali e laterali tra le diverse unità affioranti nella porzione nord-occidentale del bacino della Laga (da CANTALAMESSA ed altri, 1984).

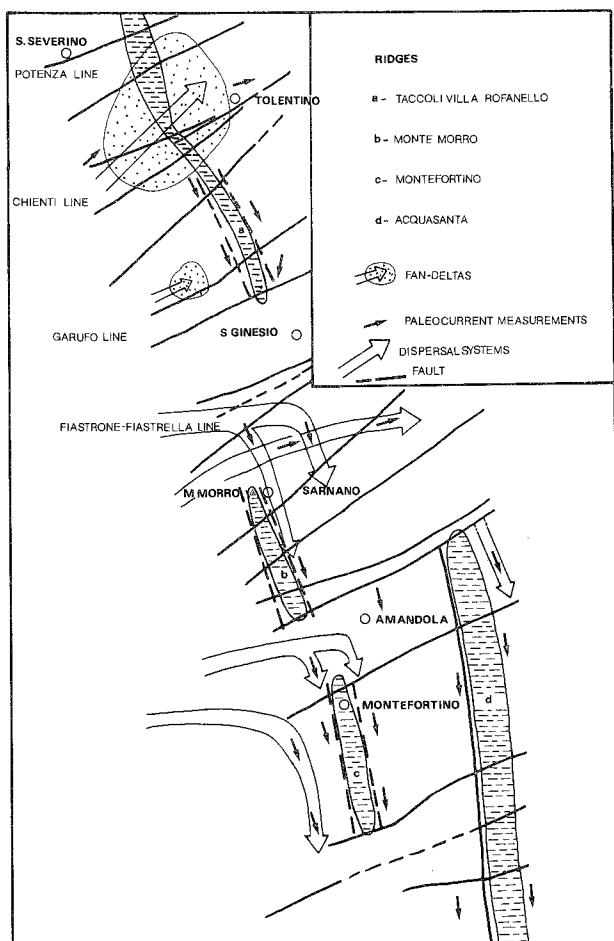


Fig. 21 - Schema di distribuzione delle dorsali e di dispersione dei flussi torbiditici nella parte nord-occidentale del bacino della Laga.

presentano il tipo di apporto principale) si intercalano altre torbiditi "ibride", carbonatico-organogeno-silicatiche, provenienti da una sorgente minore ubicata sul lato occidentale (RICCI LUCCHI, 1975; CENTAMORE ed altri, 1978, 1979; CENTAMORE & CHIOCCHINI, in stampa).

Nel Serravalliano il depocentro del bacino della Marnoso-arenacea si sposta piú ad est, la sedimentazione torbiditica raggiunge il bordo della *dorsale umbro-marchigiana* e invade anche il *bacino marchigiano interno*. Nella parte piú depressa si depongono torbiditi arenaceo-pelitiche di lobo di conoide, mentre facies pelitico-arenacee di piana sottomarina si rinvengono immediatamente piú ad est. A queste torbiditi, di provenienza alpina, sono associate altre torbiditi, principalmente carbonatico-silicoclastiche, tra le quali si distingue la megatorbidite dello *strato Contessa*, classico livello guida della *Marnoso-arenacea*.

Ai margini della *dorsale umbro-marchigiana* si depositavano invece sedimenti piú fini, di bordo rialzato di bacino, mentre nel *bacino marchigiano interno*, si osservano depositi di piana sottomarina privi di intercalazioni carbonatiche, che non potevano giungere in questo bacino a causa dello sbarramento rappresentato dalla dorsale sopra citata e dal suo prolungamento settentrionale.

Nel Tortoniano mentre inizia il corrugamento del bacino umbro, dove la sedimentazione torbiditica per-

siste in bacini di tipo *piggy-back* (*bacino di M. Vicino*), il *bacino marchigiano interno* si trasforma in un complesso *foredeep*, articolato in una serie di strette depressioni longitudinali ("bacini minori", RICCI LUCCHI, 1975; CENTAMORE ed altri, 1978).

In questi ultimi e nel *bacino di M. Vicino* i flussi gravitativi ad alta concentrazione, prevalentemente di provenienza occidentale (ad eccezione dei bacini di Urbana, di Serraspino e di Montecalvo in Foglia, dove i depositi sono ancora di tipo alpino), si insaccano in depressioni confinate, che non permettono il loro libero espandimento, sovralimentandole con facies prevalentemente arenacee (apparati ad alta efficienza).

Piú ad est continua la deposizione emipelagica dello *Schlier*, fatta eccezione per la parte esterna piú meridionale, a sud della linea Fiastrone-Fiastrella, dove si forma un ambiente a circolazione ristretta, in cui si depositano le *Marne a Pteropodi*.

Nel Messiniano inferiore, mentre l'area del *bacino umbro* è corrugata ed emersa, all'esterno si attiva anche il bacino torbiditico della Laga, impostato in parte sulla precedente area di sedimentazione delle *Marne a Pteropodi*. L'alimentazione è da WSW con facies arenacee canalizzate, che presentano vistosi *onlap* sia verso nord che verso i margini delle depressioni. All'inizio della deposizione torbiditica, sulle dorsali dell'area meridionale continuava la deposizione delle *Marne a Pteropodi* (in cui si intercalano depositi arenacei di *overbank*), mentre sulle dorsali, dell'area settentrionale e nell'area piú esterna continuava la deposizione delle emipelagiti dello *Schlier*.

Nel Messiniano medio, in relazione con la *crisi di salinità* del Mediterraneo occidentale, si instaura un diffuso ambiente evaporitico, con la deposizione della *Formazione gessoso-solfifera*; il livello marino sembra aver avuto un sensibile abbassamento se facies intertidali o addirittura sopratidali si rinvengono in aree a precedente sedimentazione batiale.

Nel *bacino della Laga*, a sud della linea Fiastrone-Fiastrella, si depositano invece ancora torbiditi silicoclastiche e gessose, in un ambiente euxinico. Il depocentro della sedimentazione è ubicato nella parte piú interna del bacino, tra la dorsale della Montagna dei Fiori e la *dorsale marchigiana*.

Nel Messiniano superiore l'area corrispondente all'attuale fascia appenninica è in via di corrugamento; i "bacini minori" intrappenninici rappresentano dei *piggy-back basins*, in cui, in un generale ambiente salmastro, si depongono le *Argille a colombacci*; localmente la sedimentazione è torbiditica, a luoghi grossolana, con apparati tipo delta-conoide. Nel *bacino marchigiano esterno*, solo il *bacino della Laga* e quello di S. Donato sono ancora sede di deposizione torbiditica di mare profondo, anche se d'ambiente ristretto.

I sedimenti torbiditici del Messiniano superiore sono, a differenza di quelli precedenti, depositi di apparati a bassa efficienza, dove prevale la sedimentazione pelitico-arenacea. Localmente, come nell'area piú settentrionale del *bacino della Laga*, si osservano apparati di delta-conoide allo sbocco di canali trasversali.

Le discordanze tra depositi evaporitici e postevaporitici riscontrate nei bacini minori sono indicative di un momento di particolare intensità della tettonica compressiva nell'area marchigiana.

Fatta eccezione per i bacini minori piú settentrionali, i flussi gravitativi sono convogliati nelle aree de-

posizionali lungo strette valli trasversali controllate dalla tettonica (linee trasversali) (Fig. 17).

Queste linee sono persistenti nel tempo, in quan-

to lungo di esse si ha lo spostamento progressivo verso oriente degli apparati di distribuzione più prossimali (delta-conoidi, canali, ecc.).

Tavola I - Foraminiferi planctonici più significativi del Miocene superiore marchigiano.

Figg. 1a-b — *Globigerinoides obliquus obliquus* BOLLI.
(Fig. 1a × 70; Fig. 1b × 85).

Fig. 2b — *Globorotalia opima continuosa* BLOW (× 150).

Figg. 3a, 4b, 22b — *Globorotalia acostaensis acostaensis* BLOW.
(Figg. 3a e 4b × 135; Fig. 22b × 120).

Figg. 5a-b — *Globigerinoides obliquus extremus* BOLLI & BERMUDEZ (× 100).

Figg. 6a-b — *Globigerinoides ruber seigliei* BERMUDEZ & BOLLI (× 70).

Fig. 7b — *Globorotalia siakensis* LE ROY (× 110).

Figg. 8a, 9b-c — *Globorotalia suterae* CATALANO & SPROVIERI.
(Fig. 8a × 85; Figg. 9b-c × 80).

Fig. 10b — *Globorotalia acostaensis humerosa* TAKAYANAGI & SAITO (× 95).

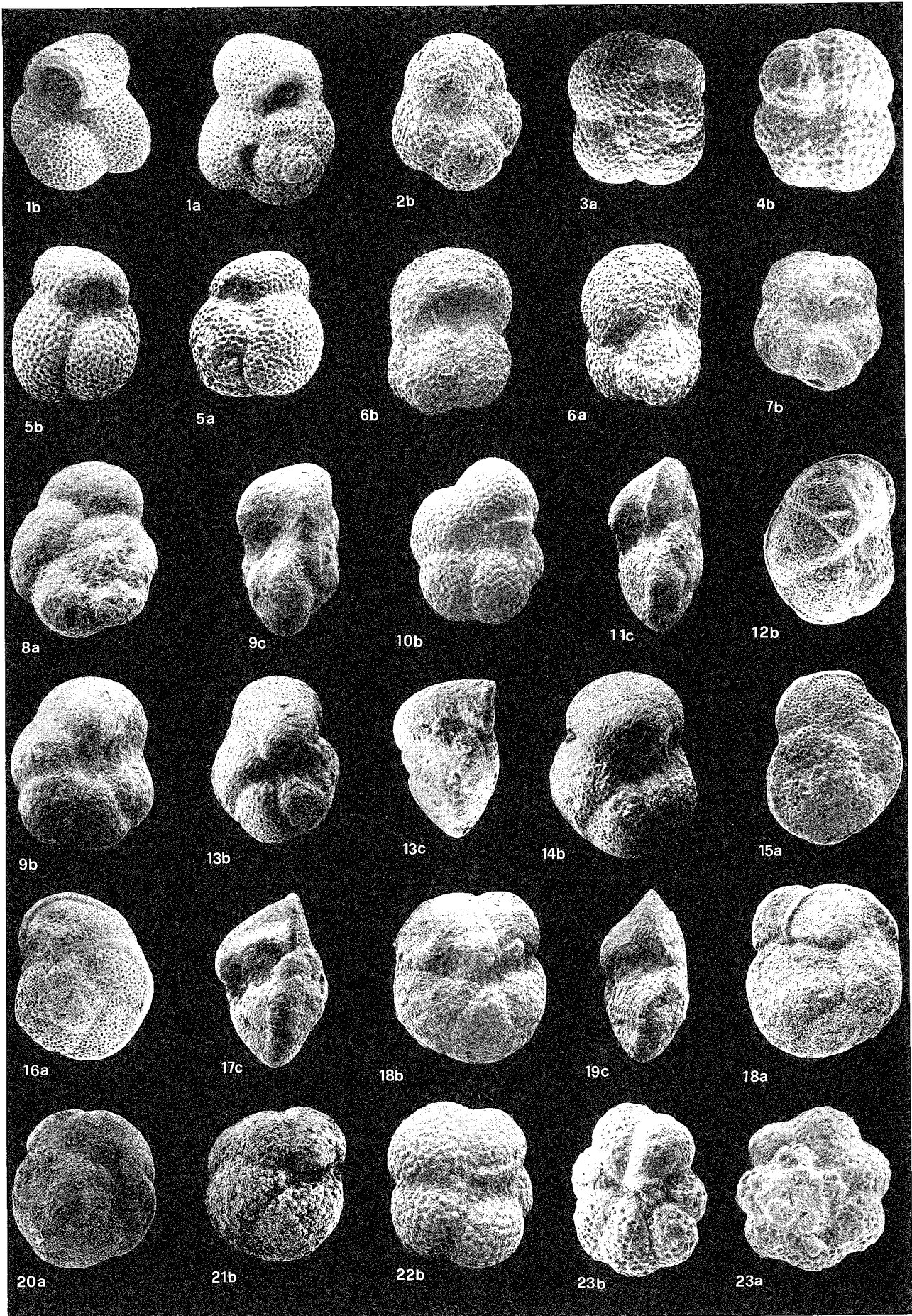
Figg. 11c, 18a-b, 19c — *Globorotalia miocenica mediterranea* CATALANO & SPROVIERI.
(Fig. 11c e 19c × 60; Figg. 18a-b × 70).

Figg. 12b, 13b-c, 14b, 15a, 16a, 17a — *Globorotalia conomiozea* KENNETT.
(Fig. 12b × 100; Figg. 13b-c, 14b × 105; Fig. 15a, 17a × 80; Fig. 16a × 100).

Figg. 20a, 21b — *Globorotalia miozea saphoae* BIZON & BIZON (× 100).

Figg. 23a-b — *Globigerina multiloba* ROMEO (× 210).

Per tutte le Figure: a, lato dorsale; b, lato ventrale; c, veduta laterale.



BIBLIOGRAFIA

- ARDANESE L.R., CAPUANO N., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DINI A., MARTELLI G., TONELLI G. & VENERI F. (1983) - *Petrografia delle torbiditi carbonatiche della Marnoso-arenacea tra Mercatello sul Metauro (Pesaro) e Gubbio (Perugia)*. Giornale di Geologia, **45**.
- ARDANESE L.R., CAPUANO N., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., MARTELLI G., TONELLI G. & VENERI F. (in stampa) - *Petrografia delle arenarie torbiditiche dei bacini di Urbania e di Serraspina (Marche settentrionali)*. Giornale di Geologia.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MORATTI G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione tettonica e paleogeografica neogenica del settore toscano-umbro-marchigiano (Appennino settentrionale): rapporti spazio-temporali tra eventi distensivi e compressivi*. Giornale di Geologia, **48** (1).
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G., DONDI L., GELATI R., MASSARI F., MORATTI G. & RICCI LUCCHI F. (in stampa) - *The Neogene tectonic phases of the Northern Apennines-South Alpine system: their significance in relation to the foredeep sedimentation*. Atti "VIIth Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy".
- BORSETTI A.M., CATI F., COLALONGO M.L. & SARTONI S. (1979) - *Biostratigraphy and absolute ages of the Italian Neogene*. Ann. Geol. Pays Hellén., Tome hors série, fase I, VII Int. Congr. on Mediterranean Neogene, Athens.
- BOSCHERINI A., NOCCHI LUCARELLI M. & PIALI G. (1982) - *Geologia della riva etrusca del Tevere tra le confluenze del T. Niccone e del T. Nese*. Rend. Acc. Sc. Fis. e Nat., Soc. Naz. di Scienze e Lettere in Napoli, (4), **48**.
- CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., POTETTI M. & ROMANO A. (1979a) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 7) Il bacino di Camerino*. Studi Geol. Camerti, **5**.
- CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., POTETTI M. & ROMANO A. (1979b) - *Ricerche stratigrafiche sui sedimenti miocenici del bacino di Camerino (Marche centro-meridionali)*. Studi Geol. Camerti, **3**.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A., POTETTI M., DI LORITO L., LEONELLI M., PESARESI A., TADDEI L. & VENANZINI D. (1980) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 8) Il bacino della laga tra il F. Fiastrone - T. Fiastrella ed il T. Fluvione*. Studi Geol. Camerti, **6**.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DI LORITO L., GIARDINI G., MARCHETTI P., PONTONI F. & POTETTI M. (1981) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 9) Il bacino della Laga tra il F. Potenza e il F. Fiastrone - T. Fiastrella*. Studi Geol. Camerti, **7**.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A. & POTETTI M. (1982) - *Tectonic-sedimentary evolution of the northwestern part of the Laga basin during the Upper Miocene-Lower Pliocene (Central-Southern Marche)*. Mem. Soc. Geol. It., **24**.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DI LORITO L., MICARELLI A. & POTETTI M. (1983) - *I depositi terrigeni Neogenico-Quaternari affioranti tra il F. Potenza e il F. Tronto*. Studi Geol. Camerti, numero speciale, Riun. del Gruppo di Sedim. del C.N.R., Camerino - S. Benedetto del Tronto, 26-29 settembre 1983.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI U., DRAMIS F., GIARDINI G., JACOBACCI A., MARTELLI G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1979a) - *Note illustrative del Foglio 301, "Fabriano"; scala 1:50.000*. Serv. Geol. d'It.
- CENTAMORE E. & CHIOCCHINI U. (in stampa) - *Le unità torbiditiche della Marnoso-Arenacea nell'alta Valle Tiberina*. Studi Geol. Camerti, **10**.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1978c) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "Bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 5) Risultati degli studi in corso*. Mem. Soc. Geol. It., **18**.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1979b) - *The minor basins in the context of the umbro-marchean region tectonic-sedimentary evolution during Middle-Upper Miocene*. Ann. Geol. Pays Hellén, Tome hors série, 1979, fasc. 2, 247-251. 7th International Congr. on Mediterranean Neogene, Athens.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U. & MICARELLI A. (1977) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore dell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 3) Le Arenarie di Monte Vicino, un modello di conoide sottomarina affogata (Marche settentrionali)*. Studi Geol. Camerti, **3**.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., RICCI LUCCHI F. & SALVATI L. (1976) - *La sedimentazione clastica del Miocene medio-superiore nel bacino marchigiano interno tra il T. Tarugo ed Arcevia*. Studi Geol. Camerti, **2**.
- CENTAMORE E., COLTORTI M., DRAMIS F., CANTALAMESSA G., D'ANGELO S., DI LORITO L., SACCHI L. & SPOSATO A. (1982a) - *Aspetti neotettonici e geomorfologici del Foglio 133-134, Ascoli Piceno-Giulianova*. Pubbl. n. 513 del P.F. Geodinamica - C.N.R..
- CENTAMORE E., DEIANA G., DRAMIS F. & PIERUCCINI U. (1978a) - *Guida alle escursioni nelle aree di Costacciaro - Gualdo Tadino e di Colfiorito (Appennino umbro-marchigiano)*. 5-6 luglio 1978. Ist. di Geol., Camerino.
- CENTAMORE E., DEIANA G., DRAMIS F. & MICARELLI A. (1978b) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 116 (Gubbio), 123 (Assisi), 117 (Iesi) e 109 (Pesaro). Parte I - Fogli 116 (Gubbio) e 123 (Assisi); I e II Quadrante*. Contr. preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Pubbl. n. 155 del P.F. Geodinamica - C.N.R.
- CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., CANTALAMESSA G., POTETTI M., DI LORITO L., LEONELLI M., MARCHETTI P., PESARESI A., PONTONI F., TADDEI L. & VENANZINI D. (1982b) - *Evoluzione tettonica della porzione Nord-Occidentale del Bacino della Laga dal Messiniano al Quaternario*. Pubbl. n.

CENTAMORE E., MICARELLI A., PESARESI A., PONTONI F., POTETTI M. & TADDEI L. (in stampa) - *Fenomeni di scendimento gravitativo nella Formazione Marnoso-Arenacea dell'Emilia-Romagna*. Studi Geol. Camerti, **10**.

CHIOCCHINI U. (1977) - *Sedimentological features of some Middle-Upper Miocene Terrigenous sediments outcropping in Central-Southern Latium and Marche Apennines*. Ass. Geotecnica Italiana, The geotectonics of structurally complex formations, **1**.

CHIOCCHINI U., GIARDINI G. & CIPRIANI N. (1981) - *Petrologia delle arenarie dei bacini minori torbiditici di Camerino e San Donato Cantia*. Boll. Soc. Geol. It., **100** (2).

COLALONGO M.L., CREMONINI G., FARABEGOLI E., SARTORI R., TAMPIERI R. & TOMADIN L. (1978a) - *Paleoenvironmental study of the "Colombacci" Formation in Romagna (Italy). The Cella Section*. Mem. Soc. Geol. It., **16**.

COLALONGO M.L., CREMONINI G. & SARTORI S. (1978b) - *La sezione stratigrafica di Rio Vendina (Messiniano-Pleistocene, Reggio Emilia)*. Atti Soc. It. Sc. Nat., Museo Civ. Storia Nat., **119** (1).

CREMONINI & MARABINI (1982) - *La Formazione a colombacci nell'Appennino romagnolo*. In: Guida alla geologia del margine appenninico-padano, Guida Geol. Reg., S.G.I., Bologna.

DAMIANI A.V., PANNUNZIL L. & PIALI G. (1983) - *Osservazioni Geologiche nelle aree comprese fra i massicci perugini ed i rilievi di Gubbio*. Giornale di Geologia (2) **45**.

DE FEYTER A.J. (1982) - *The structure of the Northern Umbria Apennines, Italy*. Geol. Mijubouw, **61**.

DE FEYTER A.J. & MOLENAAR N. (1984) - *Messinian fanglomerates: the Colombacci Formation in the Pietrarubbia basin, Italy*. Journ. Sedim. Petrol., **54** (3).

DE JAGER J. (1979) - *The relation between tectonics and Sedimentation along the "Sillaro Line" (Northern Apennines, Italy)*. Geol. Ultraiectina, **19**.

FARABEGOLI E. & RICCI LUCCHI F. (1973) - *Studio sedimentologico di alcuni conglomerati messiniani dell'avanfossa Padano-Appenninica*. Atti Soc. Nat. Mat., Modena, **104**.

JACCARINO S. & SALVATORINI G. (1982) - *A framework of*

planktonic foraminiferal biostratigraphy from early Miocene to late Pliocene Mediterranean area. Paleont. Stratigr. ed Evoluzione, quaderno n. **2**.

MICARELLI A. & POTETTI M. (1985) - *Biostratigraphic correlations of the Miocene sediments in the Umbria-Marche area (Central-Northern Apennines)*. VIIIth Congress of the R.C. M.N.S. Budapest, 15-22 Sept. 1985. Abstracts.

MUTTI E. (1979) - *Turbidites et cones sous-marins profonds*. In: *Sedimentation detritique, (fluviale, littorale et marine)*. (Ed. par P. HOMEWOOD), Inst. Geol. Univ., Fribourg.

MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1975) - *Turbidite facies and facies associations*. In: Example of turbidite facies and facies association from selected Formations of Northern Apennines. Field Trip A II, IX Intern. Congr. of Sedimentology, Nice, France.

MUTTI E. RICCI LUCCHI F. (1981) - *Introduction to excursion on turbidites: an appraisal of deep-sea fan models*. Excursion Guide Book **1as**.

PAREA G.C. & RICCI LUCCHI F. (1972) - *Resedimented evaporites in the Periadriatic Trough (Upper Miocene, Italy)*. Israel Journ. Earth Sc., **21**.

RICCI LUCCHI F. (1975a) - *Depositional cycles in two turbidite formations of Northern Apennines (Italy)*. Journ. Sedim. Petrol., **45**.

RICCI LUCCHI F. (1975b) - *Miocene paleogeography and basin analysis in Periadriatic Apennines*. Reprinted from Geology of Italy. P.E.S.L., Tripoli.

RICCI LUCCHI F. (1975c) - *Sediment dispersal in turbidite basins: examples from the Miocene of Northern Apennines*. IX Congr. Int. de Sedimentologie, Nice, France, theme **5**.

RICCI LUCCHI F. & PAREA G.C. (1973) - *Cicli deposizionali (megasequenze) nelle torbiditi di conoide sottomarina: Formazione della Laga (Appennino marchigiano-abruzzese)*. Atti Soc. Nat. Mat., Modena, **104**.

SAVELLI D. & WEZEL F.C. (1978) - *Schema geologico del Messiniano nel Pesarese*. Boll. Soc. Geol. It., **97**.

TEN HAAF E. & VAN WAMEL W.A. (1979) - *Nappes of the Alta Romagna*. In: VAN DER LINDEN W.J.M. (ed.) "Fixism, mobilism or relativism: Van Bemmelen's search for harmony". Geol. Mijubouw, **56**.

