

**STRATIGRAFIA ED EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA MIO-PLIOCENICA
DELL'AREA PESARESE TRA IL F. FOGLIA ED IL F. METAURO**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 451
ABSTRACT	” 451
INTRODUZIONE	” 451
INQUADRAMENTO GEOLOGICO	” 452
STRATIGRAFIA	” 453
Formazione marnoso-arenacea	” 453
Unità Tripoli s.l.	” 453
Formazione di S. Donato	” 458
Formazione a colombacci	” 458
Formazione delle argille azzurre	” 459
TETTONICA	” 460
EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	” 462
BIBLIOGRAFIA	” 463

RIASSUNTO

Un dettagliato studio geologico-stratigrafico e strutturale ha consentito di riconoscere, in una porzione dell'area esterna marchigiana settentrionale, lo sviluppo di depocentri di avanfosse più esterne e recenti rispetto al cuneo clastico della *Formazione marnoso-arenacea*. Sono stati inoltre ricostruiti quattro momenti successivi dell'attività compressiva, a partire dal Messiniano inferiore, ciascuno caratterizzato da un proprio stile tettonico.

In particolare, l'unità del *Tripoli s.l.* (uT) rappresenta la sedimentazione nel depocentro dell'avanfossa del Messiniano inferiore-medio (molto probabilmente correlabile con lo sviluppo della più meridionale avanfossa della Laga), dopo la chiusura ed il sollevamento del cuneo clastico della *Marnoso-arenacea*. La distribuzione della *Formazione di S. Donato* e della *Formazione a colombacci* (Messiniano superiore) suggerisce una blanda articolazione del fondo del bacino ad opera di pieghe sinsedimentarie ad ampio raggio di curvatura e livello di scollamento profondo (base della successione mesozoica). La tettonica traslativa del Pliocene inferiore è responsabile dell'attuale assetto strutturale dell'area, caratterizzato da pieghe minori al tetto di sovrascorrimenti scollati superficialmente lungo gli orizzonti della *Scaglia cinerea* e dello *Schlier*. La particolare importanza assunta dai retroscorriimenti, tra le strutture superficiali, è stata giustificata mediante un modello di tettonica intercutanea. Inoltre, alcune tra le faglie inverse rilevate presentano inclinazione lievemente maggiore e creano rapporti di sovrapposizione anomala giovane su vecchio: per tali strutture, presumibilmente del Pliocene medio-superiore, è stato adottato un modello di deformazione fuori sequenza.

ABSTRACT

Geological mapping, stratigraphic and structural analyses have been carried out in a northern sector of the external Marche area, between the Foglia and Metauro rivers. This

(*)Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Camerino.

(**)Istituto di Topografia - Università di Bologna.

(***)Istituto di Geologia Marina - Università di Ancona.

study allowed us to reconstruct the development of the easternmost and younger foredeep depocentres with respect to the clastic wedge of the Marnoso arenacea Formation.

The following phases of compressive activity have been recognized since the the Messinian: each of them has a specific deformation style.

— The Tripoli s.l. unit (uT) filled the lower-middle Messinian foredeep (probably related to the Laga basin to the south).

— The areal distribution of the Messinian S. Donato and Colombacci Formations suggests a sinsedimentary growing of open anticlines and sinclines related to a deep detachment level at the base of the Umbria-Marche sedimentary succession (Upper Triassic-Pleistocene in age).

— During the Lower Pliocene, thrusting and fault related folding detached on higher levels (Scaglia cinerea and Schlier Formations) produced the shallow structures.

— Back thrusting (due to an intercutaneous wedging) and younger out of sequence reverse faults (probably related to basement involvement during compression) are also important.

PAROLE CHIAVE: Zona esterna della catena appenninica, Avanfosse, Tettonica, Sedimentazione, Stile strutturale.

KEY WORDS: External zone of the Apenninic thrust belt, Foredeeps, Tectonics, Sedimentation, Structural style.

INTRODUZIONE

I recenti studi sulle aree esterne della catena umbromarchigiana hanno condotto ad una migliore definizione delle problematiche da affrontare e ad uno studio via via più mirato verso la loro risoluzione. Il momento di individuazione dell'avanfossa, le sue relazioni con la parte interna della catena, l'evoluzione tettonico-sedimentaria, stile e tempi della deformazione sono alcuni dei temi affrontati (BOCCALETTI *et alii*, 1986; BALLY *et alii*, 1988; CALAMITA *et alii*, 1990; CALAMITA *et alii*, 1992; DE FEYTER, 1991; HILL & HAYWARD, 1988; SAGE *et alii*, 1991; CALAMITA *et alii*, 1994). Importante è risultata l'integrazione di informazioni provenienti da ambiti diversi: indispensabile è stato il contributo della geologia di superficie (rilevamento geologico, analisi di facies e biostratigrafica, analisi strutturale) e talvolta risolutivo quello dei dati di sottosuolo (*logs* di pozzi e profili sismici) e della stratigrafia sequenziale.

Lo studio che presentiamo ha per oggetto una porzione dell'area esterna dell'Appennino marchigiano settentrionale tra l'anticlinorio dei Monti della Cesana e la costa adriatica (Fig. 1). I risultati emersi dallo studio della geologia di superficie (rilevamenti alla scala 1:25.000, dati sedimentologico-stratigrafici e strutturali, controlli biostratigrafici) hanno consentito di ricostruirne l'evoluzione tettonico-sedimentaria, di realizzare una serie di sezioni geologiche, trasversali alle principali strutture plicative, e di stimare raccorciamenti minimi e tempi della deformazione.

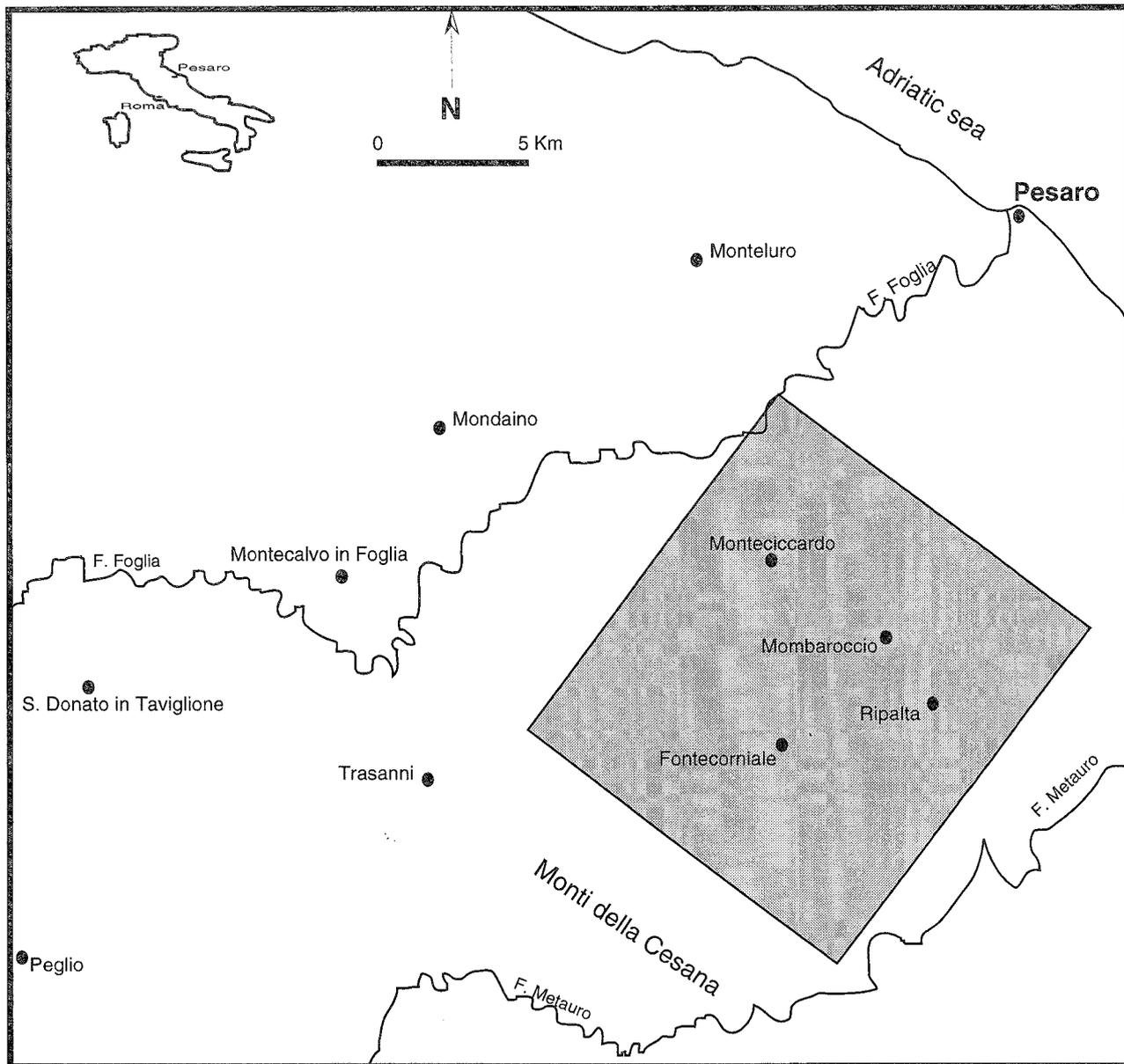


Fig. 1 - Schema geologico dell'appennino marchigiano-romagnolo (da: Foglio n° 109 "Pesaro" della Carta geologica d'Italia, scala 1:100.000, modificato). Nel riquadro l'area rilavata di Tav. 1a.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'ossatura della catena appenninica a pieghe e sovrascorrimenti coinvolge il *multilayer* umbro-marchigiano, di margine continentale passivo e di età mesozoico-paleogenica, al di sopra del quale si trovano i sedimenti terrigeni che hanno riempito le varie avanfosse progressivamente migranti verso est (RICCI LUCCHI, 1975; BOCCALETTI *et alii*, 1986; ORI *et alii*, 1991 *cum bibl.*; CANTALAMESSA *et alii*, 1993 *cum bibl.*).

La catena appenninica ha origine, a partire dall'Oligocene nelle aree più occidentali, per la convergenza tra il blocco sardo-corso ed il margine apulo. La deformazione avviene in gran parte per pieghe e sovrascorrimenti al tetto del principale livello di scollamento rappresentato dalle evaporiti trassiche. Diversi Autori (tra cui BALLY *et alii*, 1986, CALAMITA & DELIANA, 1986) interpretano la deformazione della catena secondo uno stile di tipo *thin skinned tectonics* (*sensu* COWARD, 1983). Tuttavia è stato ipotizzato anche un coin-

volgimento del basamento nelle strutture più profonde (LAVECCHIA *et alii*, 1988; SAGE *et alii*, 1991; CALAMITA, 1994). Chiarimenti su questo problema potranno venire dagli studi di sismica profonda previsti con il Progetto CROP (Crosta Profonda).

Nelle porzioni esterne di catena, i depositi di avanfossa ricoprono la successione carbonatica, che affiora solo localmente al nucleo di strutture anticlinali. La migrazione dei depocentri delle avanfosse e del margine avanfossa-avampaese verso NE è guidata dalla deformazione compressiva che avviene in catena e ne riflette le acmi (ROYDEN *et alii*, 1987; INVERNIZZI, 1990).

Nell'area periadriatica le avanfosse assumono spesso geometrie articolate e complicate, poiché la mobilità della catena le coinvolge rapidamente nella deformazione, determinando anche la crescita di strutture sinsedimentarie.

Per quanto riguarda le Marche e, in particolare, la parte settentrionale dove ricade l'area studiata, il primo studio stratigrafico completo è stato proposto da

SELLI (1954). Egli riconosce, nella successione messiniana, tre intervalli principali: il Messiniano inferiore, in parte tipicamente evaporitico, costituito, in successione, dal *Tripoli* e dalla *Formazione gessoso-solfifera*; il Messiniano medio, a sedimentazione terrigena (molasse della formazione di tetto); il Messiniano superiore, di nuovo evaporitico, rappresentato dai ciclotemi della *Formazione a colombacci*. Il Pliocene inferiore è ritenuto dall'Autore in continuità stratigrafica con il Messiniano.

SAVELLI & WEZEL (1978) suddividono il Messiniano in due sequenze sedimentarie, attribuibili a regimi tettonici differenti, separate da una superficie di discontinuità medio-messiniana: la sequenza inferiore, che comprende *Tripoli*, Calcari di base, Marne bituminose, Gessi e *Formazione di S. Donato*, rappresenterebbe il riempimento di depressioni strette ed allungate generate da una tettonica distensiva ad *horst-graben* (fase tafrogenetica). A questa fa seguito, nel Messiniano medio, una fase regressiva con sollevamenti ed erosioni testimoniate anche da discordanze angolari e legata ad una importante fase tettonica intra messiniana. La sequenza superiore ha inizio con la sedimentazione della *Formazione a colombacci* e prosegue anche nel Pliocene inferiore; questa è messa in relazione dagli Autori con una fase di semplice sprofondamento dell'area bacinale senza fagliamento.

CAPUANO & D'ANTONIO (1992), per quanto riguarda la dorsale costiera di Pesaro-Gabicce, parlano di cinque unità litostratigrafiche in relazione con le condizioni paleoambientali ed il contesto geodinamico. La prima unità è costituita dalla parte alta della formazione dello *Schlier*, deposta in un ambiente di piattaforma esterna, alla cui sommità si registrano i primi eventi euxinici. La seconda unità, nel Messiniano inferiore, è rappresentata da peliti euxiniche di ridotto spessore. La terza unità si sarebbe deposta durante la crisi di salinità del Messiniano (CRTA, 1982) ed è rappresentata dalla *Formazione gessoso-solfifera* in facies di "calcare di base" con laminiti stromatolitiche. Nel Messiniano superiore, un momento di subsidenza accelerata consente la sedimentazione delle torbiditi della *Formazione di S. Donato*. La *Formazione a colombacci*, infine, segna il passaggio ad uno stile deposizionale con cicli trasgressivo-regressivi di ambiente fluvio-lagunare.

DE FEYTER (1991, *cum bibl.*) fornisce un quadro esauriente dell'evoluzione e dello stile strutturale di aree limitrofe a quella in oggetto, riconoscendo tra l'altro l'importanza dei livelli di scollamento superficiali nella geometria delle strutture affioranti.

STRATIGRAFIA

La successione stratigrafica affiorante nell'area esaminata comprende le formazioni oligo-mio-pleiocene a partire dalla *Scaglia cinerea*. Per la descrizione delle formazioni della *Scaglia cinerea*, del *Bisciario* e dello *Schlier* si rimanda a CENTAMORE & MICARELLI (1991, *cum bibl.*) ed ARCALENTI *et alii* (questo vol.). Le formazioni sovrastanti vengono descritte di seguito.

Formazione marnoso-arenacea (Serravalliano p.p. - Tortoniano)

Il cuneo clastico torbiditico della *Formazione*

marnoso-arenacea (RICCI LUCCHI, 1975; 1986 *cum bibl.*) si chiude sul fianco NE dell'attuale anticlinorio dei M.ti della Cesana: questo passaggio laterale può essere osservato nello schema stratigrafico della Fig. 2, esaminando da SW a NE le successioni di Peglio, S. Donato in Taviglione, Trasanni e Mondaino (cfr. DE FEYTER, 1991). Le facies di chiusura del cuneo sono marnoso-siltose verso la base (passaggio allo *Schlier*) ed argilloso-siltose verso il tetto (Ghioli "di letto"; SELLI, 1954). Nelle successioni di Peglio e S. Donato in Taviglione, alle facies lutitiche si intercalano corpi canalizzati di forma lenticolare, costituiti da banchi arenacei localmente amalgamati (*Arenarie di Urbania*; CHIOCCHINI & CIPRIANI, 1986). Nell'area esaminata la *Formazione marnoso-arenacea* non è presente (Fig. 2 e Tav. 1a) e lo *Schlier* è seguito direttamente dal *Tripoli s.l.* Quest'ultima unità poggia generalmente in discontinuità sui livelli del Serravalliano superiore o del Tortoniano inferiore dello *Schlier*⁽¹⁾ solo al nucleo della sinclinale di S. Angelo in Lizzola il contatto stratigrafico tra le due unità, continuo e concordante alla scala dell'affioramento, è marcato da un livello decametrico di argille siltose plumbee riferibili al Tortoniano superiore.

Unità *Tripoli s.l.* (Messiniano inferiore-medio)

Generalità

Lo schema dei rapporti stratigrafici proposto in questa sede (Fig. 2) differisce da quelli esistenti in letteratura principalmente per l'introduzione di un cospicuo litosoma prevalentemente arenaceo, in eteropia sia con la *Formazione dei ghioli "di letto"* (v. sopra) che con la *Formazione gessoso-solfifera* in facies di "balatino" (SELLI, 1954). In sezione trasversale SW-NE, tale litosoma si estende dal fianco settentrionale dell'attuale anticlinorio dei M.ti della Cesana al fianco meridionale dell'attuale struttura costiera. Nello schema stratigrafico, la chiusura SW del litosoma è situata tra le successioni di Trasanni e Mondaino, mentre la chiusura NE è situata tra le successioni di Ripalta e Gabicce-Pesaro. Dal punto di vista dell'attribuzione litostratigrafica, il più diretto termine di paragone per il litosoma è costituito dai membri preevaporitico ed evaporitico della F.ne della Laga (CENTAMORE & MICARELLI, 1991 *cum bibl.*). In attesa di accertare questa correlazione, diamo al litosoma il nome provvisorio di unità del *Tripoli s.l.* (abbr. uT), con riferimento alle diatomiti che vi si intercalano a varie altezze stratigrafiche (*Formazione del Tripoli*; SELLI, 1954; SAVELLI & WEZEL, 1978).

La uT affiora lungo tre fasce a direzione appenninica, che si estendono rispettivamente a SW di Fontecorniale, da Ripe a Serrungarina e da Monteciccardo a Cartoceto (Tav. 1a); è costituita da un'alternanza litologica di prevalenti strati arenacei, frequentemente amalgamati, e subordinati interstrati lutitici (Fig. 3a-b). La continuità laterale dei principali corpi arenacei a strati amalgamati è dell'ordine di alcuni chilometri, mentre quella dei singoli livelli non amalgamati (inclusi i più sottili) è quanto meno superiore alle dimensioni

⁽¹⁾Per quanto riguarda i riferimenti biostratigrafici e cronostratigrafici si rimanda agli schemi zonali che figurano nel lavoro di CENTAMORE & MICARELLI, 1991.

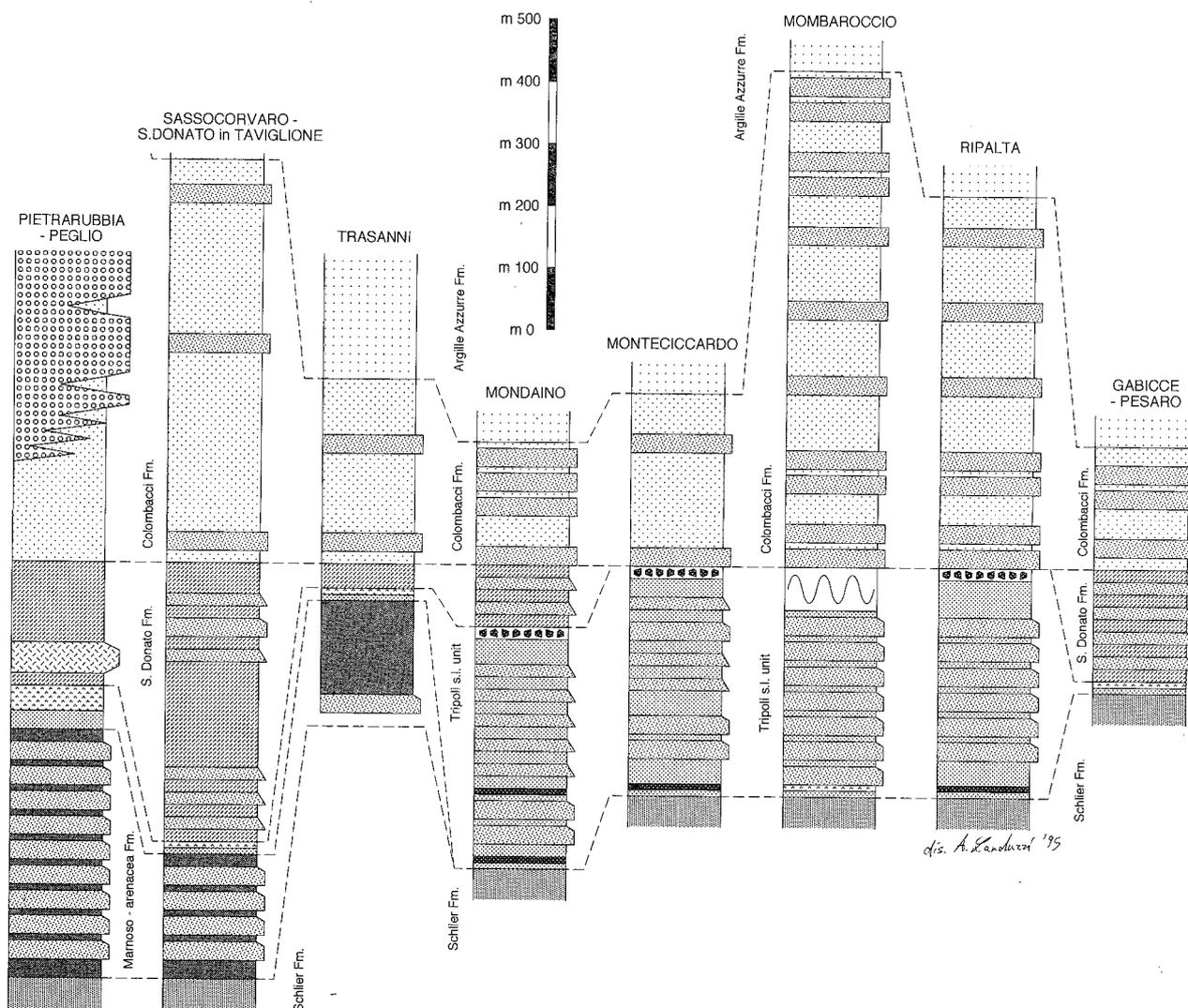


Fig. 2 - Sezioni stratigrafiche significative dell'area rilevata e zone limitrofe (per la legenda vedi Tav. 1).

degli affioramenti. Il rapporto A/P varia da un minimo relativo nella zona a W di Montegaudio (1/3) ad un massimo relativo nella zona tra Mombaroccio e Cartoceto (3/1). Nonostante le variazioni laterali di facies, nell'intera zona cartografata è stato possibile interpolare la uT a spessore costante, utilizzando per tutte le sezioni geologiche (Tav. 1a) il valore depocentrale di 370 m. Quest'uniformità areale dello spessore della uT è stata confermata dalla notevole costanza del valore depocentrale di circa 400 m nelle sezioni geologiche e sismiche dell'area adiacente verso NW (DE DONATIS *et alii*, questo vol.).

Descrizione

Strati arenacei — Gli strati arenacei, di colore da grigio scuro (roccia fresca) a giallo ocraceo chiaro (roccia alterata), hanno per la maggior parte spessore metrico o plurimetrico e sono internamente poco organizzati, a parte una leggera gradazione diretta della granulometria. La base degli stessi strati, erosiva, è spesso caratterizzata da impronte di fondo e tasche microconglomeratiche (Fig. 3b), mentre al tetto si ha un pas-

saggio graduale piuttosto rapido da arenite a siltite ed infine ad argilla siltoso-marnosa. Le strutture sedimentarie interne, rare ed in genere poco visibili, sono solitamente rappresentate da laminazioni incrociate e convolute nella frazione arenitica fine ed in quella siltitica. Gli strati arenacei più spessi, specie se amalgamati, contengono abbondanti intraclasti argillosi deformati plasticamente. Gli strati arenacei e siltitici sottili hanno base erosiva e gradazione diretta, con sequenze di Bouma incomplete rappresentate principalmente dall'intervallo Tc.

Interstrati lutitici — Gli interstrati lutitici sono costituiti prevalentemente da argille siltoso-marnose di colore da grigio-azzurro scuro (terra fresca ed umida) a grigio-giallastro chiaro (terra alterata e secca), talvolta ricche di microfossili e solitamente omogenee per via dell'intensa bioturbazione; dove ciò non accade, si notano frequenti intercalazioni millimetriche di silt biancastro a consistenza farinosa, con laminazione da piano-parallela a finemente incrociata.

Orizzonti euxinici, diatomiti ed evaporiti risedimentate — Localmente, gli interstrati lutitici inclu-

dono livelli centimetrici di lignite associata a limonite, zolfo nativo e gesso, che derivano da accumuli di frustoli vegetali piritizzati dai processi diagenetici e degradati dall'alterazione superficiale. In genere, questi residui di sostanza organica preludono, succedono o si intercalano a veri e propri orizzonti euxinici, costituiti da argille nerastre bituminose poco bioturbate, la cui laminazione piano-parallela da millimetrica a centimetrica è segnata da esili livelli di calcilutite bianca o da concentrazioni locali di microfossili. Le maggiori intercalazioni euxiniche contengono frequentemente diatomiti laminate ed occasionalmente evaporiti risedimentate, costituite da gessareniti e gessosiltiti laminate con intraclasti carbonatici. Le evaporiti risedimentate rappresentano la *Formazione gessoso-solfifera* in facies di "balatino", indicando senza ambiguità l'età messiniana inferiore-media di questa parte della uT. Le diatomiti, benché tradizionalmente attribuite alle unità pre-evaporitiche (*Formazione del Tripoli*, SAVELLI & WEZEL, 1978), si ripetono ciclicamente a varie quote nella successione e si alternano con i livelli gessosi. Nell'insieme si può comunque affermare che le diatomiti più evidenti (di spessore metrico) sono situate presso la base della uT, in posizione di poco inferiore rispetto alle gesso-clastiti più evidenti (di spessore decimetrico).

Orizzonti di franamento sottomarino — L'interpolazione della uT nelle carte e nelle sezioni geologiche dell'area studiata è stata facilitata dalla presenza di alcuni livelli di franamento sottomarino, utilizzabili come orizzonti guida. Le caratteristiche litologiche fondamentali descritte di seguito non solo permettono di riconoscere e correlare questi orizzonti, ma ne suggeriscono, in via del tutto ipotetica, la provenienza; ulteriori approfondimenti su questo tema potranno fornire in futuro indicazioni basilari sull'evoluzione tettonico-sedimentaria del bacino in esame.

(1) Breccia a blocchi di spessore da metrico a decametrico, nella parte basale della successione presso Montefiore Conca. Non affiora nella zona cartografata (Tav. 1a), ma è un livello guida molto importante per quanto riguarda la parte occidentale del litosoma uT (ARCALENI *et alii*, questo vol.). Contiene marne in facies di *Schlier*, frazioni micro-conglomeratiche e tritume conchigliare con rari resti di Vertebrati continentali. E' a sua volta contenuta in uno strato-*sandwich* arenaceo massiccio e lievemente gradato, con base erosiva. Proviene da aree di mare basso piuttosto distanti, collocate presumibilmente a NE del bacino (vedi SAVELLI & WEZEL, 1978).

(2) *Slumps* di spessore da decimetrico a metrico negli interstati lutitici, a varie quote stratigrafiche. Sono costituiti da alternanze argilloso-arenacee intraformazionali, deformate plasticamente prima della cementazione. In alcuni casi contengono abbondante tritume conchigliare (loc. Montegaudio e Ginestreto, Tav. 1a). Provengono da aree di scarpata ragionevolmente vicine.

(3) *Slumps* e brecce a blocchi al tetto della uT. A Mombaroccio, la uT termina con uno *slump* spesso alcune decine di metri, costituito da un'alternanza arenaceo-argillosa intraformazionale, deformata plasticamente prima della cementazione (Fig. 3c). Negli altri affioramenti della zona cartografata, tra la uT e la sovrastante *Formazione a colombacci*, è intercalato un livello da metrico a decametrico di breccia a blocchi in matrice argillosa, che contiene calcilutiti a

laminazione ondulata (calcarei stromatolitici?), calcilutiti a clasti di calcilutite laminata, calcari dolomiti finemente ricristallizzati e rari blocchi di gessareniti laminate con intraclasti carbonatici e/o clasti di gesso selenitico. Affioramenti molto significativi di questo livello sono situati tra Montegaudio e Ripe (Tav. 1a), ma esempi ancora più spettacolari sono stati rilevati a NW della zona cartografata, presso Mondaino (ARCALENI *et alii*, questo vol.), presso Gemmano (ZANOLI, comunicazione personale) e poco a NE di Faetano (TOFFALETTI, 1995). In assenza di criteri esatti di datazione, nella zona cartografata non vi sono evidenze dirette per decidere se la breccia a blocchi si sia messa in posto al termine del Messiniano evaporitico o all'inizio del Messiniano post-evaporitico (cfr. RABBI & RICCI LUCCHI, 1968). Un problema analogo si presenta a Mondaino, dove la breccia a blocchi è situata esattamente sul contatto concordante tra la uT e la sovrastante *Formazione di S. Donato*. Per la correlazione della breccia a blocchi nell'ambito dello schema stratigrafico proposto (Fig. 2) esistono allora due possibilità: (a) le brecce a blocchi che caratterizzano il Calcere di base e la *Formazione gessoso-solfifera* parautoctona presso Sassocorvaro e da Petriano a S. Ippolito, molto simili a quella in esame per litologia e tessitura (vedi SAVELLI & WEZEL, 1978); (b) l'olistostroma di Cà Ranco, un paraconglomerato polimictico con matrice gessosa e clasti arrotondati derivati dalla coltre alloctona, contenuto nella *Formazione "di tetto"* della successione di Pietrarubbia (BASSETTI, 1995, in stampa). Per i fini di questo lavoro è stata provvisoriamente scelta l'ipotesi (a), più immediata e maggiormente compatibile con lo *slump* intraformazionale di Mombaroccio.

Considerazioni biostratigrafiche e paleoambientali.

L'analisi micropaleontologica dei campioni, prelevati alla base dell'unità in esame, ha messo in evidenza una microfauna a Foraminiferi costituita quasi esclusivamente da forme planctoniche in cui domina il genere *Globigerina*, associato a forme distrofiche di *Orbulina* e in cui sono assenti le forme carenate. Le caratteristiche complessive dell'associazione e la presenza di *Globigerinoides obliquus extremis* permettono di riferire la base del *Tripoli s.l.* alla Zona a *Globorotalia conomiozea* e quindi al Messiniano, anche in assenza del *marker* zonale. Infatti la quasi totale assenza di forme bentoniche e la mancanza di forme carenate, in particolare di *G. conomiozea*, è da mettere in relazione all'instaurarsi di un ambiente a circolazione ristretta e a sedimentazione torbida in un bacino stretto ed allungato.

Le condizioni di poca ossigenazione si accentuano ulteriormente nell'intervallo di deposizione della uT come testimoniato dall'assenza o dall'oligotopia della microfauna e dalla ricchezza della materia organica nei campioni prelevati a varie altezze stratigrafiche.

I dati sedimentologici descritti in precedenza fanno pensare che gli strati arenacei più spessi siano stati prodotti per risedimentazione gravitativa mediante correnti torbide di alta densità, mentre gli strati arenacei più sottili e quelli siltosi derivano probabilmente da correnti torbide di bassa densità. La distribuzione degli spessori e delle facies nell'ambito della uT mostra che la maggior parte dei sedimenti clastici granulari si è depositata in un bacino molto stretto ed allungato. La



Figura 3a

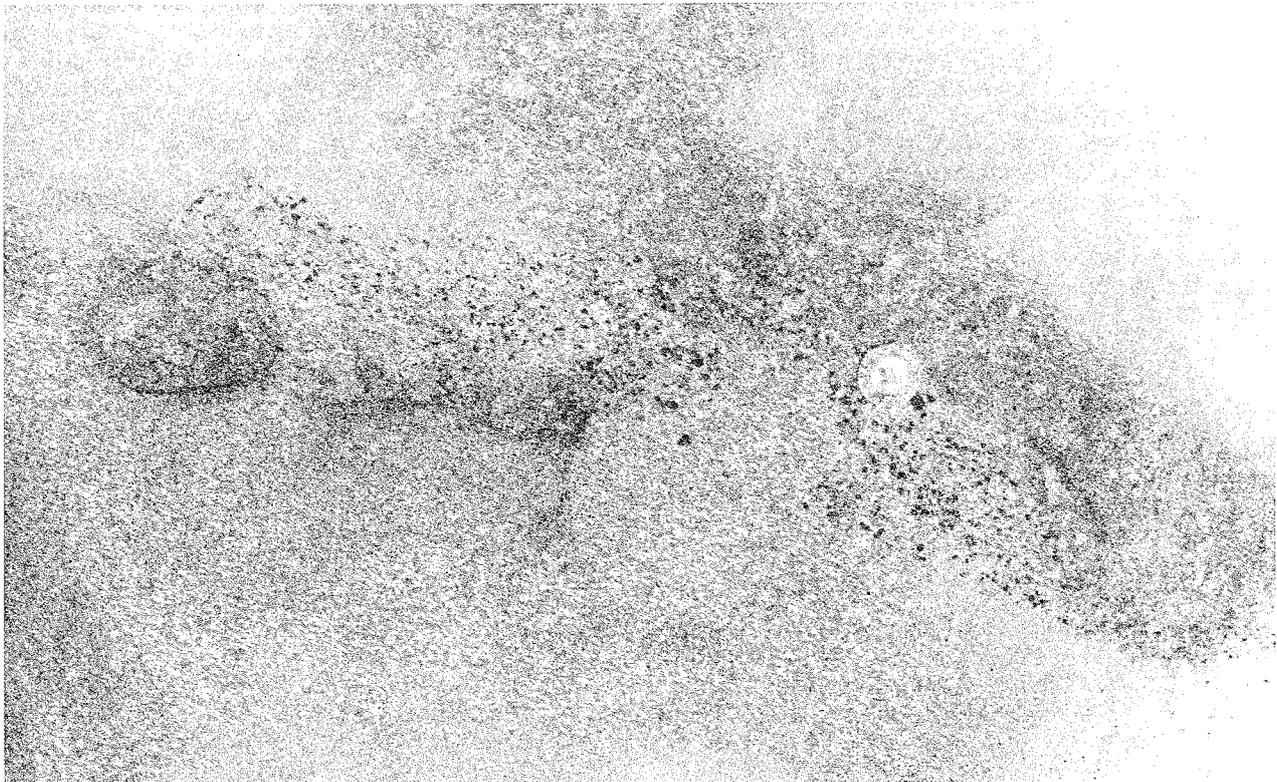


Figura 3b

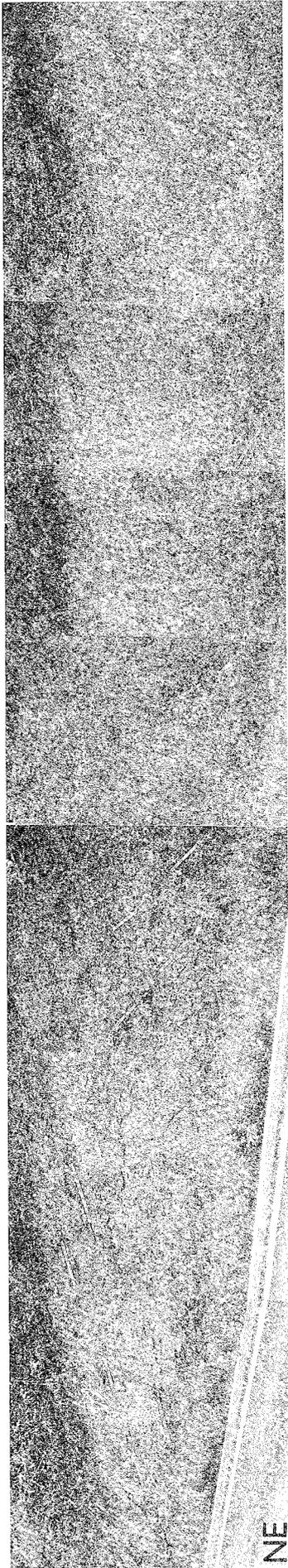


Figura 3c



Figura 3d

Fig. 3 - a) Arenarie amalgamate di Mombarroccio, intercalate nella u.T.
 b) Tasche di micro-conglomerato all'interno dei corpi arenacei della u.T.
 (particolare della precedente). c) *Stump* di Mombarroccio. d) Esempio
 di strutture per fuga d'acqua all'interno della *Formazione a colombacci*
 (presso Montegiano).

larghezza del bacino in direzione SW-NE era di poco maggiore dell'attuale estensione in affioramento della uT, mentre la lunghezza del bacino in direzione NW-SE andava ben oltre i limiti dell'area studiata: a scala regionale, si può infatti ipotizzare che il bacino della uT fosse il più esterno e recente dei bacini minori umbro-marchigiani, in correlazione temporale con lo sviluppo preevaporitico ed evaporitico del bacino della Laga (vedi anche RICCI LUCCHI, 1975; CENTAMORE & MICARELLI, 1991).

Se lo *slump* di Mombaroccio e le breccie a blocchi al tetto della uT sono veramente correlabili in un singolo orizzonte stratigrafico, la loro esistenza fa supporre una fase di generale instabilità dei margini del bacino al termine della sedimentazione della uT. Se, come sembra, lo stesso orizzonte coincide con la fine del Messiniano evaporitico, intervallo di relativa calma tettonica, tale instabilità può essere stata innescata da una forte oscillazione eustatica, ed in particolare dalla regressione documentata a scala regionale nelle facies non risedimentate della *Formazione gessoso-solfifera* emiliana e romagnola (VAI & RICCI LUCCHI, 1977, 1978; LANDUZZI, 1985; MARABINI & VAI, 1985; BALDELLI, 1995).

Formazione di S. Donato (Messiniano superiore)

Generalità

Da tempo identificata tra F. Metauro e F. Conca (SAVELLI & WEZEL, 1978), la *Formazione di S. Donato* è caratterizzata dall'alternanza litologica tra prevalenti interstrati lutitici e subordinati strati arenacei. La stratificazione è piano-parallela su distanze chilometriche; la continuità laterale dei livelli arenacei è sempre superiore alle dimensioni degli affioramenti. La *Formazione di S. Donato* presenta significative variazioni di spessore sia perpendicolarmente che parallelamente agli attuali assi strutturali. In particolare, le variazioni in direzione SW-NE sono desumibili dai dati cartografici e dai profili sismici a riflessione (DE DONATIS *et alii*, questo vol.). Dallo schema dei rapporti stratigrafici di Fig. 2 si ricavano spessori minimi di 100 m in corrispondenza dell'alto di Mondaino nonché spessori massimi di 400 m (depocentro di S. Donato in Tavignone) e 180 m (depocentro di Gabicce). Il rapporto A/P è massimo nella zona depocentrale presso Gabicce (circa 1/2). Le variazioni di spessore in direzione NW-SE sono ancora più evidenti, poiché dai valori sopra elencati si passa su brevi distanze all'assenza quasi completa della *Formazione di S. Donato* tra F. Foglia e F. Metauro (sezioni stratigrafiche di Monteciccardo, Mombaroccio e Ripalta in Fig. 2); per questo motivo, nella carta e nelle sezioni geologiche dell'area rilevata tale unità non è stata distinta dalla sovrastante *Formazione a colombacci*. L'assenza della *Formazione di S. Donato* dall'area rilevata è in contrasto con le interpretazioni di SAVELLI & WEZEL (1978, pag. 178), in quanto questi Autori hanno attribuito alla *Formazione di S. Donato* grandi spessori di successioni torbiditiche a banchi, databili Messiniano inferiore. Tali successioni, caratterizzate dalla ricorrenza di orizzonti eulinici e tripolacei, sono secondo noi più facilmente riconducibili alla uT.

Descrizione

Strati arenacei — Sono torbiditi sottili, gradate, con impronte di fondo e sequenze di Bouma ben defi-

nite. In affioramento, non sono distinguibili dalle torbiditi sottili contenute nella uT.

Interstrati lutitici — Sono costituiti da argille marose chiare, con laminazione piano-parallela marcata da variazioni del contenuto di silt. Si distinguono dagli interstrati lutitici della uT per l'assenza di intercalazioni eusiniche, diatomeiti ed evaporiti risedimentate, nonché per la quasi totale mancanza di contenuto fossile e di bioturbazione.

Considerazioni biostratigrafiche e paleoambientali

I campioni prelevati in corrispondenza di tale unità sono risultati sterili o hanno fornito associazioni a Foraminiferi molto povere e non significative dal punto di vista stratigrafico. I dati finora acquisiti non sono sufficienti per una accurata ricostruzione ambientale, tuttavia anche se le microfaune sono saltuarie, la presenza di sole forme planctoniche potrebbe indicare un ambiente marino a circolazione ristretta.

Per la sua posizione stratigrafica, la *Formazione di S. Donato* è correlabile con la *Formazione "di tetto"* dell'area forlivese-cesenate (CREMONINI & FARABEGLI, 1977, 1981) e della zona di Pietrarubbia (BASSETTI, 1995, in stampa), che ne rappresenta un equivalente laterale particolarmente argilloso. A scala regionale, le due formazioni insieme rivelano una tendenza trasgressiva, segnata: (a) da una veloce espansione della sedimentazione torbiditica sulle facies risedimentate di bassa profondità della F. ne Gessoso-solfifera (verso SW presso S. Donato in Tavignone e verso NE presso Gabicce); (b) da una brusca riduzione degli apporti terrigeni nelle aree già in precedenza bacinali, dimostrata dal generale abbassamento del rapporto A/P al passaggio tra uT e *Formazione di S. Donato*. A questi rapidi mutamenti di origine probabilmente eustatica fa seguito una progressiva articolazione tettonica della subsidenza, che crea zone rilevate non facilmente raggiungibili dalle correnti torbide.

Formazione a colombacci (Messiniano superiore)

Generalità

Nell'area rilevata, la distinzione sul terreno della *Formazione a colombacci* dalla sottostante uT è particolarmente problematica per l'abbondanza di coperture, per la somiglianza litologica fra le due unità e per l'assenza della interposta F. ne di S. Donato. Di conseguenza, nella descrizione che segue vengono esaminati principalmente i dati litologici che contribuiscono a tale distinzione, senza dilungarsi sulla grande varietà di facies che caratterizza la *Formazione a colombacci* a scala regionale.

Nella zona cartografata (Tav. 1a), la *Formazione a colombacci* affiora lungo due fasce a direzione appenninica, simmetricamente disposte a SW e a NE dell'asse Monteciccardo-Mombaroccio-Cartoceto. È caratterizzata dall'alternanza litologica di strati arenacei (spesso amalgamati) e di interstrati lutitici. I pochi affioramenti rilevabili denotano ampie variazioni verticali del rapporto A/P, che permettono di individuare uno spesso corpo arenaceo basale e di ipotizzare la tendenza *fining upward* della successione nel suo complesso. Lateralmente, il rapporto A/P medio varia da un massimo relativo nella zona a E di Mombaroccio (1/2) ad un minimo relativo nella zona a W di Monteciccardo (1/5). A SW dell'area rilevata, nelle successioni di S. Donato in Tavignone e di Trasanni (Fig. 2), la for-

mazione è in facies argillosa, con rari corpi sabbiosi in parte canalizzati. Lo spessore totale della formazione subisce forti variazioni laterali: in particolare, nelle sezioni geologiche (Tav. 1b) esso cresce sia da SW a NE (260 m a SW di Monteciccardo, 570 m a NE di Monteciccardo) che da NW a SE (570 m a NE di Monteciccardo, oltre 800 m a NE di Mombaroccio e 790 m a N di Cartoceto). A scala cartografica, la *Formazione a colombacci* differisce dalla uT principalmente per la maggiore frequenza e potenza delle intercalazioni lutitiche tra i banchi arenacei.

Descrizione

Strati arenacei — Nella zona cartografata (Tav. 1a) ed in quelle adiacenti verso NW (ARCALENI *et alii*, questo vol.), gli strati arenacei hanno in prevalenza spessore da metrico a pluri-metrico e colore giallo ocraceo carico (roccia alterata). La base degli strati arenacei più spessi è erosiva, con rare impronte di fondo e gradazione diretta appena percettibile. La parte bassa degli stessi strati può contenere orizzonti o accumuli irregolari di intraclasti argillosi deformati plasticamente. Le strutture sedimentarie interne, rare ed in genere poco visibili, comprendono sia deformazioni per fuga d'acqua nella frazione arenitica medio-grossolana (Fig. 3d), sia laminazioni incrociate e convolute nella frazione arenitica fine ed in quella siltitica. Alcuni corpi arenacei hanno spessore decametrico, forma esterna visibilmente lenticolare e strutture interne da *slumping*. I livelli arenaceo-siltosi più sottili, di spessore da centimetrico a decimetrico, sono distinguibili da quelli contenuti nella uT per la scarsa continuità laterale e la frequente laminazione incrociata a scala *ripple*; alcuni di essi presentano inoltre peculiari deformazioni penecontemporanee, dovute a rifluimento delle lutiti sottostanti.

Interstrati lutitici — Gli interstrati lutitici sono costituiti prevalentemente da argille plastiche a laminazione piano-parallela, simili a quelle della *Formazione di S. Donato* per la quasi totale assenza di contenuto fossile e di bioturbazione; il colore superficiale degli affioramenti è grigio chiaro uniforme (terra alterata e secca), ma su superfici di scavo o erosione recente è talora visibile una fitta alternanza centimetrica di bande grigio-azzurre, verdastre e rossastre (terra fresca ed umida); nei pressi delle fratture, le argille virano a giallo ocraceo carico (terra alterata ed umida). Un elemento negativo fondamentale per la distinzione della *Formazione a colombacci* dalla uT è l'assenza totale di intercalazioni euxiniche, diatomeiti ed evaporiti risedimentate. Un elemento positivo altrettanto fondamentale, ma difficilmente riscontrabile in zone povere di affioramenti, è la presenza di orizzonti guida costituiti da pacchetti stratificati di calcilutiti bianche debolmente marnose e mediamente cementate ("colombacci" tipo B, sensu CASATI *et alii*, 1978).

Considerazioni biostratigrafiche e paleoambientali

Nelle *Argille a colombacci* sono state osservate situazioni differenti dal punto di vista micropaleontologico. La maggior parte dei campioni è risultata sterile, pochi hanno fornito associazioni eterogenee per età e ambiente. In due campioni, prelevati nella parte inferiore dell'unità, sono state rinvenute forme integre e ben conservate di *Globigerina bulloides*, *G. quinqueloba* e *Globorotalia scitula*, accanto a forme di piccole dimensioni e in cattivo stato di conservazione. In un

campione infine, prelevato a sud dell'area esaminata, nella parte sommitale delle argille, è presente un ostracofauna prevalentemente costituita dal genere *Cipri-deis*. In base ai dati sopra esposti si può ipotizzare che la deposizione delle *Argille a colombacci*, affioranti nell'area esaminata, è avvenuta in un ambiente marino ristretto alla base, tendente al salmastro verso l'alto.

A scala regionale, le caratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche della *Formazione a colombacci* individuano una sequenza deposizionale a sè stante, che inizia in discontinuità sulle argille della *Formazione "di tetto"* o sulla equivalente successione lutitico-arenacea della *Formazione di S. Donato* (SELLI, 1954; SAVELLI & WEZEL, 1978; BASSETTI *et alii*, 1992). In Romagna orientale presso Cusercoli (RICCI LUCCHI, 1975) e nelle Marche settentrionali presso Pietrarubbia (BASSETTI, 1995, in stampa) tale sequenza è rappresentata prevalentemente da facies conglomeratiche e sabbiose di delta-conoide, risedimentate per gravità a profondità accessibili alle onde di tempesta (Fig. 2). Nella zona cartografata, situata in posizione strutturale più esterna, i dati sedimentologici permettono di ipotizzare, per la parte esaminata del bacino pesarese, una sedimentazione argillosa almeno neritica, frequentemente interrotta da correnti torbide di alta densità e *slumps* sabbiosi provenienti dalle parti frontali dei delta-conoidi appenninici. E' inoltre probabile che la profondità dell'ambiente deposizionale fosse abbastanza ridotta da permettere il rimaneggiamento delle sabbie più fini in regime puramente trattivo. Le variazioni di spessore desumibili dalle sezioni geologiche (Tav. 1b) fanno pensare che il più vicino depocentro del bacino fosse situato a ENE della zona cartografata. Le facies della zona intermedia tra Pietrarubbia e l'area in esame (successioni di S. Donato in Tavignione e Trasanni, Fig. 2), meno ricche di apporti sabbiosi, fanno pensare che i delta-conoidi fossero separati dal bacino mediante una breve scarpata facilmente sorpassabile o aggirabile dai flussi gravitativi.

Formazione delle argille azzurre (Pliocene inferiore)

Generalità

La ricostruzione esatta del contatto stratigrafico tra la *Formazione delle argille azzurre* e la sottostante *Formazione a colombacci* dipende fortemente dalla scala di osservazione. Infatti, benché negli affioramenti di tutta l'area rilevata tale contatto appaia concordante, nei profili sismici a riflessione eseguiti 5 e 10 km più a NW (DE DONATIS *et alii*, questo vol.) esso risulta in *onlap* su un substrato blandamente piegato. Un appoggio discordante, anche nell'area esaminata, sembra confermato dalle analisi micropaleontologiche eseguite sui campioni prelevati in corrispondenza del passaggio *Colombacci-Argille azzurre* nell'area ad est dell'allineamento Mombaroccio-Cartoceto. Infatti nell'area ad est di Montegiano la base dei sedimenti pliocenici è rappresentata dalla parte inferiore della Zona a *Globorotalia punctulata* mentre nell'area ad est di Ripalta al contatto con i *Colombacci* si rinviene la parte inferiore della Zona a *Globorotalia crassaformis*.

In tutta l'area studiata, la sedimentazione pliocenica inizia con argille siltose grigio-azzurre fossilifere, omogenee, a stratificazione poco marcata e frattura conoide. A quote stratigrafiche variabili possono trovarsi, in alternanza con queste argille, sottili torbiditi sabbioso-siltose caratterizzate da chiare sequenze di

Bouma. Lo spessore massimo attribuibile alle unità plioceniche (2000 m) è ricavabile dai profili sismici per il depocentro di Monteluro (i livelli superiori sono riferibili al Pliocene medio); negli stessi profili, le variazioni di spessore trasversali all'asse del bacino sono simili a quelle già riscontrate per il Messiniano post-evaporitico nel suo complesso.

Considerazioni biostratigrafiche e paleoambientali

Lo studio della microfauna a Foraminiferi, anche se eseguito su campioni isolati, ha consentito di individuare con certezza la presenza delle unità biostratigrafiche, dalla Zona a *Globorotalia margaritae* alla Zona a *Globorotalia crassaformis*, riconosciute nell'intervallo Pliocene inferiore-Pliocene medio (CANTALAMESSA *et alii*, 1986; CENTAMORE & MICARELLI, 1991). I dati, finora disponibili non hanno permesso però di accertare la presenza della Zona a *Sphaeroidinellopsis*. Il passaggio dalle *Argille a colombacci* alle *Argille azzurre* è segnato da un improvviso e notevole arricchimento delle microfaune che denotano un ambiente spiccatamente marino e profondo. I campioni prelevati nell'ambito di questa unità presentano una ricca associazione planctonica nella quale risultano prevalenti *Globigerinoides* e *Orbulina*. Nel *benthos*, sempre nettamente subordinato al plancton, sono quasi sempre presenti *Planulina ariminensis*, *Cibicides robertsonianus*, *C. kullenbergi*, *Oridorsalis umbonatus*, *Anomalina* spp., *Gyroidina* spp., *Bulimina* spp., *Lenticulina* spp., *Uvigerina* spp. e vari Nodosariidi.

Tenendo conto della distribuzione batimetrica delle forme sopra citate (MURRAY, 1973; WRIGHT, 1978) e dell'abbondanza delle forme planctoniche si può ipotizzare per le *Argille azzurre* un ambiente di sedimentazione sempre abbastanza profondo (epibatiale).

Il passaggio stratigrafico tra la *Formazione a colombacci* ed i sedimenti pliocenici è avvenuto in concomitanza con un'importante trasgressione eustatica sovraregionale che ha portato ad un generale approfondimento del bacino sedimentario; però sia la morfologia del bacino che le variazioni di subsidenza per cause tettoniche hanno condotto ad un approfondimento differenziato degli ambienti deposizionali, cui ha fatto riscontro l'avvento localizzato e diacrono di facies francamente torbiditiche.

TETTONICA

Generalità

L'area rilevata ricade nel settore trasversale di catena compreso tra il F. Foglia ed il F. Metauro, che mostra un maggiore sviluppo delle strutture compressive appenniniche rispetto alle zone adiacenti. In tale settore infatti sono allineate in direzione trasversale le culminazioni assiali degli anticlinori del T. Candigliano, del Furlo, dei Monti della Cesana, di Fontecorniale, di Mobaroccio e di M. Giove, ossia di tutti gli anticlinori delle Marche settentrionali escluso quello di Gabicce. La stessa tendenza alla culminazione coinvolge anche i sinclinori, ed è particolarmente evidente per quelli principali di Montecalvo in Foglia e di Monteluro, i quali nello stesso settore sono strutturalmente più elevati e più stretti che tra T. Conca e F. Foglia. Le culminazioni di tutte le strutture elencate sono infine marcatamente asimmetriche, con immersioni assiali molto più brusche verso SE che verso NW. Da questi dati generali si può ipo-

tizzare che il settore tra F. Foglia e F. Metauro sia stato raccorciato più di quelli adiacenti, e che a SE del F. Metauro esista un'importante zona di svincolo trasversale per le strutture compressive appenniniche.

Stili deformativi

Analizzando i rapporti geometrici tra le strutture dell'area rilevata, sono stati evidenziati tre stili deformativi differenti, attribuibili a fasi tettoniche successive:

I) piegamento ad ampio raggio di curvatura

Le principali strutture plicative rappresentate nella carta geologica (Tav. 1a) sono due complessi anticlinori ad asse NW-SE, separati da un sinclinorio relativamente meno complicato. L'anticlinorio più importante e continuo è quello più interno (Montegaudio - Fontecorniale), che fa parte di una struttura appenninica estesa dal T. Marano fino al F. Metauro (anticlinale di Montescudo - Serrungarina secondo DE FEYTER, 1991). L'altro anticlinorio (Monteciccardo - Mobaroccio - Cartoceto) è invece rilevabile solo dal F. Foglia al F. Metauro. Le tracce delle superfici assiali dei due anticlinori, lievemente convergenti verso SE, distano fra loro da 4 a 6 Km. Nonostante l'assetto strutturale attuale abbia molto risentito delle dislocazioni superficiali legate alla tettonica disgiuntiva (v. oltre), lo stadio embrionale degli anticlinori e del sinclinorio intermedio è ancora riconoscibile: si tratta di pieghe larghe e discretamente cilindriche con un raggio di curvatura medio di circa 3.5 Km. I due anticlinori attualmente rilevabili nell'area in esame si distinguono per un differente grado di denudamento erosivo: in quello di Fontecorniale, complessivamente più sollevato, affiorano soprattutto le formazioni della *Scaglia cinerea*, del *Bisciario* e dello *Schlier*; in quello di Mobaroccio, complessivamente più depresso, affiorano soprattutto la uT e la *Formazione a colombacci*. Nelle sezioni geologiche (Tav. 1b) si può misurare direttamente il raggio medio di curvatura del sinclinorio intermedio (M. Croci - V. la di M. Marino - M. della Mattereda - Piano S. Michele), che risulta nettamente superiore allo spessore delle scaglie tettoniche superficiali (v. oltre, fase II). Per analogia con le strutture più interne dello stesso sistema appenninico, e per estrapolazione dei profili sismici che attraversano l'anticlinale di Montescudo - Serrungarina a NW dell'area rilevata (DE DONATIS *et alii*, questo volume), si desume facilmente che un raggio di curvatura così ampio indica il piegamento dell'intera successione carbonatica meso-cenozoica. Nelle fasi embrionali dello sviluppo degli anticlinori in esame tale deformazione può essere avvenuta essenzialmente per *buckling* (LAVECCHIA, 1985), ma col crescere del raccorciamento l'intero sistema deve essere stato scollato su un livello di debolezza situato nelle evaporiti del Trias o ancor più in profondità.

II) Sovrascorrimenti e pieghe a breve raggio di curvatura

La struttura Montescudo - Serrungarina è caratterizzata per tutta la sua lunghezza dalla contrapposizione fra sovrascorrimenti a polarità normale e retroscorrimenti. A prescindere dalla loro polarità, molte di queste strutture presentano una forma in pianta arcuata con direzione variabile da circa W-E a NW-SE. Nella zona cartografata (Tav. 1a), tale forma è particolarmente evidente sia per il sovrascorrimento a polarità normale situato 3 Km a NE di Fontecorniale, sia per i retroscorrimenti situati tra Montegaudio e Fontecorniale.

In generale, le singole superfici di sovrascorrimento dell'area rilevata hanno continuità laterale inferiore alla decina di Km; tuttavia, in molti casi si tratta di strutture vicarianti o anastomosate, che possono essere raggruppate in fasci con discreto significato regionale. In particolare, le linee di correlazione strutturale della Tav. 1b evidenziano: (a) i fasci da Ripe al M. di Bargni e da Monteciccardo a Piano S. Michele, entrambi con polarità normale e rigetto complessivo da pluri-tometrico a chilometrico; (b) il fascio da La Serra a Il Sasso, con polarità inversa e rigetto complessivo chilometrico; (c) il fascio da Ginestreto a Ripalta, con polarità inversa e rigetto complessivo pluri-tometrico.

Il piegamento associato ai singoli sovrascorrimenti ha solitamente raggio di curvatura da decametrico ad ettometrico ed è non cilindrico; nei fasci di strutture più importanti, ad esempio da M. S. Maria a M. S. Giovanni e da Cairo a C. Rosati (Tav. 1b), il piegamento diventa spesso angolare ed asimmetrico, con una tendenza al rovesciamento che si adatta bene a modelli di *fault-propagation folding*.

I principali retroscorrimenti della zona rilevata (fascio La Serra - Il Sasso) sono più importanti dei principali sovrascorrimenti a polarità normale della stessa zona. La geometria in sezione ed il notevole rigetto di tali retroscorrimenti si adattano bene a modelli di scaglie intercutanee con o senza *forelimb backthrusting* (Fig. 4a; cfr. DE FEYTER & MENICETTI, 1988); per i retroscorrimenti meno importanti, come quelli da Monteciccardo a M. della Mattereda e quelli presso M. S. Giovanni (Tav. 1b), sono invece maggiormente indicati modelli di *pop-up*.

L'insieme dei dati geometrici desumibili dalle sezioni geologiche mostra che le strutture della fase II

sono relativamente superficiali; in particolare, i sovrascorrimenti ed i retroscorrimenti che affiorano tra Montegaudio e Fontecorniale presuppongono un livello di scollamento nella parte basale della formazione della *Scaglia cinerea* (Tav. 1A; Tav. 1B, sezz. 5, 7, 9, 10, 12), mentre quelli situati tra Monteciccardo e Mombaroccio presuppongono un livello di scollamento nella parte basale della formazione dello *Schlier* (fig. 2; Tav. 1B, sezz. 3-11).

L'orizzonte di scollamento ubicato nello *Schlier* è un elemento di carattere regionale: esso è stato infatti riconosciuto anche in aree più meridionali, in corrispondenza del bacino della Laga (KOOPMANN, 1983; INVERNIZZI & RIDOLFI, 1992, *cum bibl.*) ed in aree più occidentali (DE FEYTER, 1991; DE DONATIS & MAZZOLI, 1994).

Nella maggioranza dei casi, le rampe superficiali si raccordano ai relativi livelli di scollamento presso le creste delle blande anticlinali descritte nel paragrafo precedente (Tav. 1b, sezz. 7 e 9); questo dato e l'assenza di ripiegamento dei sovrascorrimenti nelle stesse anticlinali indicano congiuntamente che le strutture superficiali (fase II) sono più recenti di quelle profonde (fase I). Infatti, mentre la messa in posto di un nuovo *thrust* in sequenza da luogo in quest'area all'enclizzazione di ampie anticlinali profonde in corrispondenza della sua terminazione frontale (*leading edge*), al tetto di codeste anticlinali si producono strutture minori associate a scollamenti superficiali relativi all'emersione di rampe frontali del *thrust* precedente e più occidentale.

III) faglie inverse fuori-sequenza

La faglia inversa riportata nella carta geologica 1 Km a SW di Fontecorniale (Tav. 1a) porta in sovrapposizione anomala la formazione dello *Schlier* sulla formazione del *Bisciario*, dislocando chiaramente i retro-

0 1 kilometres 5

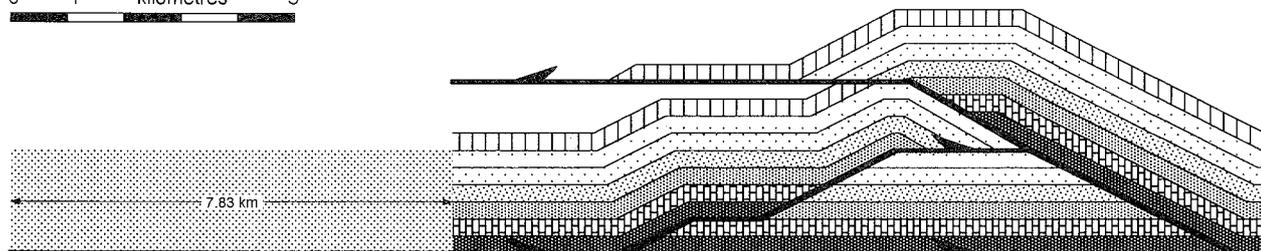
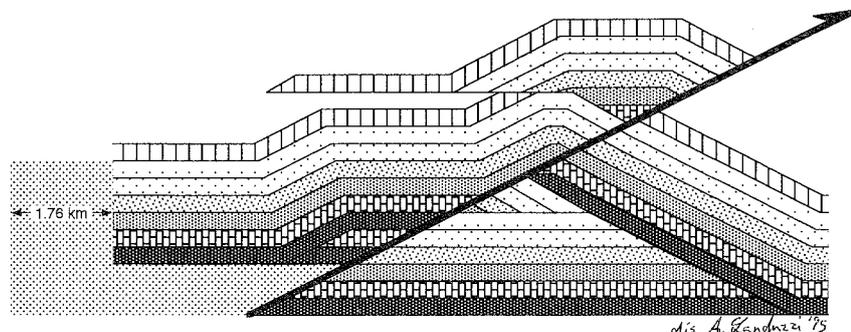


Figura 4a

-  Pliocene medio
-  Pliocene inf.
-  Colombacci
-  Tripoli s.l.
-  Schlier
-  Bisciario
-  Scaglia cinerea

Figura 4b



dis. A. Landuzzi '85

Fig. 4 - Possibile interpretazione delle faglie inverse fuori sequenza secondo un modello di tettonica intercutanea.

corrimenti del fascio La Serra - Il Sasso. Nelle sezioni geologiche 5, 7, 9, e 10 (Tav. 1b) la stessa faglia forma un angolo elevato (70°-90°) con la stratificazione del muro ed un angolo più ridotto con la stratificazione del tetto. Nelle sezioni 9 e 10 si nota che la faglia inversa situata 1 Km a N di Fontecorniale è geometricamente analoga alla precedente, e come quella disloca pieghe, sovrascorrimenti e retroscorrimenti della fase II. I dati geometrici esposti fanno pensare che ambedue le faglie inverse si siano sviluppate fuori-sequenza, attraversando la successione carbonatica meso-cenozoica e dislocando in toto il precedente sistema compressivo superficiale (*shortcut faults*) di età alto messiniana-pliocenica inferiore. Sulla base di considerazioni a scala regionale, queste strutture potrebbero essere attribuite al Pliocene medio-superiore (v. anche TOFFALETTI, 1995). La loro enucleazione sarebbe perciò contemporanea alla crescita della dorsale costiera, i cui tempi di messa in posto sono documentati più a sud (CANTALAMESSA *et alii*, 1987; CALAMITA *et alii*, 1990). Il fatto che queste faglie siano mediamente più ad alto angolo rispetto alle altre faglie inverse dell'area può suggerire anche che si tratti di manifestazioni superficiali di scaglie nel basamento (CALAMITA *et alii*, 1994).

Per dare un'idea delle dislocazioni necessarie a creare la situazione attuale, è stato costruito un modello deformativo bilanciato con spessori indicativi ed angoli desunti dalle sezioni geologiche (Fig. 4a-b).

EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I rapporti tra tettonica e stratigrafia permettono di completare il quadro cronologico desunto dalla geometria della deformazione, offrendo la possibilità di datare le seguenti fasi tettoniche consecutive.

1) Migrazione dell'avanfossa appenninica, in due stadi: a) sollevamento e chiusura sedimentaria del cuneo clastico della *Formazione marnoso-arenacea* (Tortoniano); b) inizio della subsidenza negli ultimi e più esterni bacini relativi allo stadio di Flysch dell'Appennino centro-settentrionale, con apertura dei cunei clastici della uT e della *Formazione della Laga* (Messiniano preevaporitico ed evaporitico). La migrazione del bordo esterno dell'avanfossa è riflessa nel diacronismo del tetto della formazione dello *Schlier*: ad est dei Monti della Cesana la sedimentazione dello *Schlier* cessa nel Serravalliano inferiore e viene sostituita da quella della *Marnoso-arenacea*; nell'area esaminata, dove il contatto non è erosivo, la parte sommitale dello *Schlier* è riferita al Tortoniano medio-superiore e passa in concordanza o paraconcordanza all'unità del *Tripoli*; nella fascia costiera si passa dallo *Schlier* al *Tripoli* nel Messiniano basale.

Il bordo esterno dell'avanfossa della uT può ubicarsi all'altezza dell'attuale linea di costa dove i depositi del Messiniano inferiore-medio mancano di apporti terrigeni e sono ridotti a pochi metri di argille-marnose eusiniche. A differenza di quanto avviene nella più meridionale avanfossa della Laga, la sedimentazione preevaporitica è piuttosto esigua, mentre grossi apporti clastici sono intercalati ad orizzonti evaporitici risedimentati, corrispondenti al membro evaporitico della *Formazione della Laga*. Pur con opportune distinzioni di carattere paleo-ambientale e di facies, è possibile correlare i tempi di individuazione del bacino della uT e di quello della Laga, la cui continuità fisica era proba-

bilmente interrotta da una soglia in corrispondenza dell'allineamento Cingoli-Conero. Il bacino della Laga era tuttavia assai più profondo già al suo delinarsi nel Messiniano inferiore e tale doveva mantenersi durante l'evoluzione successiva.

2) Sviluppo di strutture plicative ad ampio raggio (v. sopra, fase I), responsabili delle variazioni trasversali di subsidenza messe in luce dall'analisi dei profili sismici a riflessione nel bacino della *Formazione di S. Donato* e della *Formazione a colombacci* (Messiniano post-evaporitico). La crescita graduale di queste strutture articolava il depocentro della piccola avanfossa del S. Donato e dei Colombacci in depocentri minori (vedi sezioni stratigrafiche di Fig. 2). Il mutamento dei rapporti tra tettonica e sedimentazione passando dalla *Formazione di S. Donato* alla *Formazione a colombacci* in quest'area può essere interpretato come rappresentativo dei due stadi di *unfilled basin* e *filling stage* dell'avanfossa tardo messiniana, *sensu* COVEY (1986, Fig. 5) o anche come il passaggio dallo stadio di Flysch a quello di molassa, *sensu* RICCI LUCCHI (1986).

3) Riapprofondimento eustatico del bacino pesarese e successiva individuazione dell'avanfossa del Pliocene inferiore, nella quale si sedimentano lutiti e torbiditi di bassa densità. Nell'area rilevata, la tettonica compressiva si manifesta con una forte attività di *thrusting*, cui si devono quasi tutti i sovrascorrimenti e piegamenti post-sedimentari della successione Tortoniano-Pliocene inferiore p.p. (vedi sopra, fase II). Si osserva in particolare un'estesa verticalizzazione del contatto tra la *Formazione a colombacci* e le *Argille azzurre* del Pliocene inferiore: in questa condizione di deformazione, è impossibile rilevare sul terreno se il contatto primario abbia avuto o meno una geometria di *onlap* come quella documentata dai dati sismici presso Mondaino. Per ora, comunque, i dati biostratigrafici suggeriscono l'eventualità che le successioni deformate dell'area rilevata rappresentino un diverso livello di affioramento dello stesso *onlap*.

4) Faglie inverse fuori-sequenza (v. sopra, fase III): sono le strutture più recenti, e non hanno un vincolo stratigrafico superiore nella zona cartografata. La loro enucleazione, attribuibile al Pliocene medio-superiore, può essere messa in relazione temporale alla crescita della dorsale costiera documentata anche più a sud, oppure rappresentare una manifestazione superficiale di scaglie nel basamento.

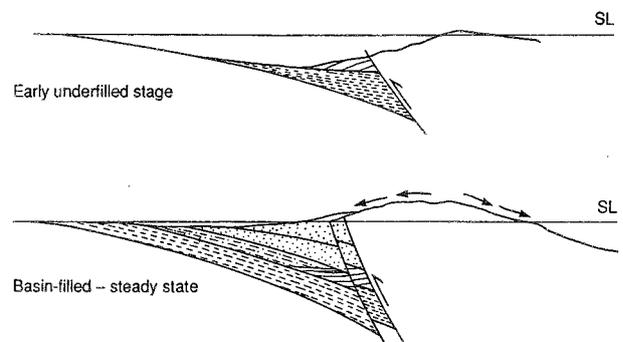


Fig. 5 - *Unfilled basin* and *filled stage* (da COVEY, 1986, modificato): questo modello viene proposto per l'evoluzione dell'avanfossa del Messiniano post-evaporitico nell'area in esame (rispettivamente per le *Formazioni di S. Donato* e dei *colombacci*).

RINGRAZIAMENTI

Gli Autori ringraziano A.M. BORSETTI e R. CAPOZZI per il gentile contributo nell'analisi stratigrafica, M. DE DONATIS, G. DEIANA e S. MAZZOLI per le stimolanti discussioni. Un ringraziamento particolare va agli studenti G. CICONI e S. Salvatelli per la collaborazione fornita durante il rilevamento di campagna.

BIBLIOGRAFIA

- ARCALENI M., CASABIANCA D., DE DONATIS M., GALEAZZI M., MAZZOLI S. & TAMBURINI F. (1996) - *Schema geologico delle dorsali di Montefiore Conca-Monte Colbordolo, di Ginestreto e di Gabicce-Pesaro (Note illustrative)*. Presente volume.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1988) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 257-310.
- BALDELLI C. (1995) - *Analisi stratigrafica e di facies della Formazione Gessoso-solfifera nei pressi di Gesso (Messiniano, Apennino pesarese)*. Tesi di laurea inedita (in prep.).
- BASSETTI M.A. (1995) - *Coarse grain clastics (fan delta deposits) in the Messinian of Montefeltro (PS prov., Northern Apennines)*. A guide to an excursion in the Pietrarubbia-Lunano syncline. Giorn. Geol. (in press).
- BASSETTI M.A., RICCI LUCCHI F. & ROVERI M. (1994) - *Physical stratigraphy of the Messinian post-evaporitic deposits in Central-Southern Marche area (Apennines, Central Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., 48.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., MORATTI G. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione dell'appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giorn. Geol., 48, 227-233.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1986) - *Geodinamica dell'Appennino umbro-marchigiano*. Preprint 73° Congr. Soc. Geol. It., Geologia dell'Italia centrale, 87-90, Roma.
- CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., PALTRINIERI W., RIDOLFI M. (1992) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino umbro-marchigiano alla costa adriatica*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale CROP 03, 295-314.
- CALAMITA F., CELLO G., INVERNIZZI C. & PALTRINIERI W. (1990) - *Stile strutturale e cronologia della deformazione lungo la traversa M. S. Vicino-Polverigi (Appennino marchigiano esterno)*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale: Atti del Convegno "Neogene thrust tectonics" (Parma, 8-9 giugno 1990), 69-86.
- CALAMITA F., PIERANTONI P.P. & ROMANO A. (1994) - *La Virgazione Umbro-Sabina (Appennino Centrale): Assetto Strutturale e Cronologia della Deformazione*. Abstract 77° Congr. Soc. Geol. It., 23 sett. - 1 ott. 1994, Bari.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M., RICCI LUCCHI F. & con la coll. di CRISTALLINI C. e DI LORITO L. (1986) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale "La Geologia delle Marche", 61-81.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A., POTETTI M. & con la coll. di DI LORITO L. (1986) - *Il Miocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale "La Geologia delle Marche", 35-55.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CRISTALLINI C., INVERNIZZI C., MATTEUCCI R., MICARELLI A., PICCINI M., PONTONI F. & POTETTI M. (1987) - *Nuovi dati sulla geologia dell'area di Porto S. Giorgio (Ascoli Piceno, Marche)*. Geol. Romana, 24, 359-369.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., MICARELLI A., POTETTI M. with contribution of DIDASKALOU P., PENNESI T. & PICCINI M. (1993) - *Neogene Quaternary evolution of the Marche-Abruzzi periadriatic basin in the stretch between Musone and Pescara rivers*. In: CANTALAMESSA G. & DRAMIS F. (Eds.): International Symposium on Dynamics of Fluvial-Coastal Systems and Environmental Changes. S. Benedetto del Tronto - Italy, June 21st-24th 1993, Field Trip Guide Book.
- CAPUANO N. & D'ANTONIO G. (1992) - *Studio sedimentologico-composizionale della successione tardo-miocenica della dorsale costiera Gabicce-Pesaro*. Giornale di Geologia, 54(1), 107-123.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, SCALA 1:100.000 - Foglio n° 109 "Pesaro".
- CASATI P., BERTOZZI P., CITA M.B., LONGINELLI A. & DAMIANI V. (1978) - *Stratigraphy and Paleoenvironment of the Messinian "Colombacci" Formation in the Periadriatic through. A pilot study*. Mem. Soc. Geol. It., 16, 179-195.
- CENTAMORE E. & MICARELLI A. (1991) - *Stratigrafia*. In: L'ambiente fisico delle Marche. S.E.L.C.A., Firenze.
- CHIOCCHINI U. & CIPRIANI N. (1986) - *Caratteri petrografici delle arenarie torbiditiche mioceniche dei "bacini minori"*. In: CENTAMORE E. & DEIANA G. (a cura di), Studi Geol. Camerti, Vol. speciale "La Geologia della Marche".
- CITA M.B. (1982) - *The Messinian salinity crisis in the Mediterranean: a review*. A.G.U., Geodynamics series, 7, 113-140.
- COVEY M. (1986) - *The evolution of foreland basins to steady state: evidence for the western Taiwan foreland basin*. In: Foreland Basins (Ed. by P.A. ALLEN & P. HOMEWOOD). Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol., 8, 77-90. Blackwell Scientific, Oxford.
- COWARD M. P. (1983) - *Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust*. J. Struct. Geol., 5, 113-125.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1977) - *Litostratigrafia della Formazione a colombacci in Romagna*. Giorn. Geol., ser. 2, 42/1, 61-82.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1981) - *Carta geologica 1:25.000 della Regione Emilia Romagna, tavv. Cusercoli-Burello (con note illustrative)*, 25 pp., Pitagora, Bologna.
- DE DONATIS M. & MAZZOLI S. (1994) - *Kinematic evolution of thrust related structures in the Umbro-Romagnan parautochthon (northern Apennines, Italy)*. Terra Nova, 6 (6), 563-574.
- DE DONATIS M., MAZZOLI S., PALTRINIERI W. & WEZEL F.C. (1996) - *Evoluzione tettonica dell'avanfossa appenninica marchigiano-romagnola dal Miocene superiore al Pleistocene*. Presente volume.
- DE FEYTER A. J. (1991) - *Gravity tectonics and sedimentation of the Montefeltro, Italy*. Geologica Ultraiectina, 35, 168 pp.
- DE FEYTER A. & MENICHETTI M. (1988) - *Back thrusting in forelimbs of rootless anticlines, with examples from the Umbro-Marchean Apennines (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 357-370.
- HILL K.C. & HAYWARD A.B. (1988) - *Structural constraints of the tertiary plate tectonics evolution of Italy*. Marine and Petroleum Geology, 5, 2-16.
- INVERNIZZI C. (1992) - *Relazioni tra costruzione della catena e migrazione dell'avanfossa nell'area marchigiana esterna: alcune osservazioni*. Studi Geol. Camerti, 12, 71-78.
- INVERNIZZI C. & RIDOLFI M. (1992) - *Analisi geologico-strutturale delle Formazioni oligo-mioceniche dell'area della Montagna dei Fiori*. Studi Geol. Camerti, 12, 79-91.
- KOOPMAN A. (1983) - *Detachment Tectonics in the Central Apennines, Italy*. Geol. Ultraiectina, 30, pp 155.
- LANDUZZI A. (1985) - *Rilevamento geologico e studio stratigrafico-strutturale della Vena del Gesso tra il F. Santerno e il T. Sellustra*. Tesi di laurea inedita. Università di Bologna. 155 pp.
- LAVECCHIA G. (1985) - *Il sovrascorrimento dei Monti Sibillini: analisi cinematica e strutturale*. Boll. Soc. Geol. It., 104, 161-194.
- MARABINI S. & VAI G.B. (1985) - *Analisi di facies e macrotettonica della Vena del Gesso in Romagna*. Boll. Soc. Geol. It., 104, 21-42.
- MURRAY J-W. (1973) - *Distribution and ecology of living benthic Foraminiferids*. Heinemann books, 274 pp.
- ORI G.G., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M.L. & MOSNA S. (1991) - *The Pliocene-Pleistocene Adriatic Foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology*. 3rd E.A.P.G. Conference, Adriatic Firedeep Field Trip Guide Book, May 26th-31th, 1991, Florence - Italy.
- RABBI E. & RICCI LUCCHI F. (1968) - *Stratigrafia e sedimentologia del Messiniano forlivese*. Giorn. Geol., ser 2, 34, 595-640.
- RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene paleogeography and basin analysis in the Periadriatic Apennines*. In: C. Squires (Ed.): Geology of Italy. Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli. 111 PP.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to recent foreland basins of the northern Apennines*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 8, 105-139.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI R. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica del margine appenninico*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (a cura di): Guida alla geologia del margine appenninico-padano, 17-46. Guida Geol. Reg. S.G.I., Bologna.
- ROYDEN L., PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Segmentation and*

configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust belt and foredeep basin evolution. *Geology*, 15, 714-717.

- SAGE L., MOSCONI A., MORETTI I., RIVA E. & ROURE F. (1991) - *Cross section balancing in the central Apennines: an application of LOCACE.* *AAPG*, 75(4), 832-844.
- SAVELLI D. & WEZEL F.C. (1978) - *Schema geologico del Messiniano del Pesarese.* *Boll. Soc. Geol. It.*, 97, 165-188.
- SELLI R. (1954) - *Il Bacino del Metauro.* *Giornale di Geologia*, 24, 1-268.
- SELLI R. (1973) - *An outline of the Italian Messinian.* In: DROOGER C.W. (Ed.), *Messinian events in the Mediterranean.* *Kon. Ned. Akad. v. Wet.*, Amsterdam, 150-171.
- TOFFALETTI M. (1995) - *Stratigrafia ed analisi di facies della Formazione Gessoso-solfifera e rapporti con il Pliocene frontappenninico a Faetano (Valmarano, RSM).* Tesi di Laurea inedita, Università di Bologna.
- VAI G. B. & RICCI LUCCHI F. (1977) - *The vena del Gesso in Northern Apennines: growth and mechanical breakdown of gypsumified algal crusts.* *Mem. Soc. Geol. It.*, 16, pp. 217-249.
- VAI G.B. & RICCI LUCCHI F. (1978) - *Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case history from the messinian of Northern Apennines.* *Sedimentology*, 24, 211-244.
- WRIGHT R. (1978) - *Neogene paleobathymetry of the mediterranean based on benthic Foraminifers from DSDP Leg 42A.* *Init. Rep. DSDP*, 42, 837-847.