

**CARATTERI GEOLOGICO-STRUTTURALI DELL'AREA COMPRESA TRA TORNIMPARTE ED I MONTI D'OCRE (APPENNINO CENTRALE, ITALIA)(\*\*\*\*\*)**

INDICE

RIASSUNTO	pag.	87
ABSTRACT	"	87
INTRODUZIONE	"	87
QUADRO GEOLOGICO-STRUTTURALE	"	87
ASSETTO STRUTTURALE E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	"	89
BIBLIOGRAFIA	"	94

RIASSUNTO

E' stato preso in esame il settore nord-occidentale dei Monti d'Ocre (Abruzzo aquilano). Le successioni affioranti sono costituite, fino al Tortoniano superiore, da litotipi prevalentemente carbonatici. Esse sono attribuibili a paleoambienti dapprima (Giurassico superiore - Cretacico superiore) di piattaforma interna-margine ed in seguito (Paleocene - Tortoniano superiore) di *slope*, piattaforma aperta e rampa carbonatica, variamente articolati e con aumento dell'approfondimento verso N e NW. La distribuzione delle litofacies è controllata sia dalla tettonica sinsedimentaria che dalle variazioni eustatiche. Dal punto di vista strutturale viene messa in evidenza l'importanza di una tettonica trascorrente - transtensiva, ad attività anche quaternaria, probabilmente imposta su strutture preesistenti.

ABSTRACT

The M.ti D'Ocre northwestern sector, in the Central Apennines, is analyzed. The Meso-Cenozoic sequences (up to Tortonian deposits) outcropping in this area mainly consist of deposits of an inner platform-shelf margin of Upper Jurassic-Upper Cretaceous age; Paleocene-upper Tortonian age deposits coming from a slope, an open platform and carbonate ramp also outcrop. The outcropping facies show deeper depositional environments moving toward North and Northwest. Sinsedimentary tectonic and eustatic variations both control the facies distribution.

On a structural point of view we point out the role of a transtensive-trascurrent tectonic, which might have had a recent activity and which was probably driven by preexisting structures.

PAROLE CHIAVE: Piattaforma carbonatica, Meso-Cenozoico, Stratigrafia, Tettonica, Appennino centrale.

(\*)Borsista post-dottorato - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino.

(\*\*)Borsista post-dottorato - Dipartimento di Scienze della Terra, Università "La Sapienza", Roma.

(\*\*\*)Dipartimento di Scienze della Terra - Università "La Sapienza", Roma.

(\*\*\*\*)Dottorato di ricerca - Dipartimento di Scienze della Terra, Università "La Sapienza", Roma.

(\*\*\*\*\*Lavoro eseguito con fondi M.U.R.S.T. 40% e 60% (titolari E. CENTAMORE e L. CORDA).

KEY WORDS: Carbonate platform, Meso-Cenozoic, Stratigraphy, Tectonics, Central Apennines.

INTRODUZIONE

L'area posta a sud-ovest dell'Aquila, compresa tra M. La Serra, Tornimparte e Lucoli (Fig. 1), fa parte del margine nord-orientale della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese, al passaggio con la zona di transizione verso il bacino umbro-marchigiano.

Le successioni affioranti comprendono termini carbonatici del Giurassico superiore - Miocene *p.p.*, che costituiscono le dorsali di M. Ocre - Colle di Lucoli, di M. Orsello, di M. Ruella - La Piaggia e di M. La Serra - M. La Rocca e termini silicoclastici di età messiniana, che affiorano nelle valli interposte tra le dorsali (BOSI & MANFREDINI, 1967; CAPOTORTI, 1993; CARBONI *et alii*, 1982; CENTAMORE *et alii*, 1991; CHIOCCHINI *et alii*, 1989; CORDA, 1990; SERV. GEOLOGICO D'ITALIA, 1955).

Gli effetti della tettonica sinsedimentaria, unitamente a quelli delle variazioni eustatiche a scala globale, talora concomitanti, hanno notevolmente condizionato l'evoluzione spaziotemporale degli ambienti sedimentari, dal Lias fino al Miocene superiore - Pliocene inferiore, quando l'area stessa è stata coinvolta nel corrugamento appenninico con la costruzione di un complesso edificio a *thrust*. Successivamente in tutta la regione si è sviluppata una intensa fase tettonica distensiva e transtensiva, collegata ad un contemporaneo rapido sollevamento, che ha dislocato le precedenti strutture compressive. Il riconoscimento degli originali rapporti paleogeografici è ancora possibile nonostante che questi siano stati in parte alterati dalla tettonica neogenica; anzi, proprio un'accurata ricostruzione paleogeografica, supportata dall'analisi strutturale ha permesso in alcuni casi di individuare le caratteristiche della tettonica post-messiniana.

QUADRO GEOLOGICO-STRATIGRAFICO

I termini più antichi affioranti nell'area sono rappresentati da *grainstones - rudstones* di margine a *Ellipsactiniae* e *Chaetetidi* (*Calcari ad Ellipsactiniae* Auctt.) del Malm - Neocomiano. Sono presenti nel settore occidentale (Castiglione, La Piaggia) ed in quello centrale (Lucoli) dove passano lateralmente, verso est, a *grainstones* fini alternati a *packstones*. Le facies ad *Ellipsactiniae* rappresenterebbero in Appennino, secondo COLACICCHI & BIGOZZI (1994), una fase di retrogradazione dei margini che, oltre ad essere legata a fattori biologici potrebbe riflettere gli effetti delle ultime fasi della tettonica distensiva giurassica.

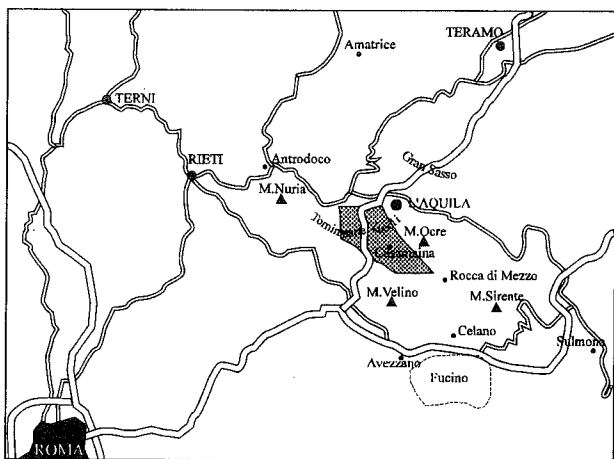


Fig. 1 - Localizzazione geografica dell'area.

Nel Cretacico inferiore, in un generale regime di relativa quiete tettonica, le variazioni ambientali sono controllate quasi esclusivamente dalle oscillazioni eustatiche. Nel Valanginiano - Hauteriviano, durante una fase di *lowstand*, si verifica la progradazione della piattaforma che determina la parziale sovrapposizione, sulle facies marginali, di una successione ciclica di sequenze *shallowing-upward* (*Calcari a fenestrate*). Le facies subtidali di tali cicli variano da laguna aperta a ristretta, con i termini granulo-sostenuti prevalenti nei settori settentrionali (Lucoli). Un evento del tutto simile si registra anche in altre aree centroappenniniche (Marsica orientale, COLACICCHI & BIGOZZI, 1994). La progradazione della piattaforma non raggiunge comunque le zone più occidentali dove la sedimentazione bioclastica marginale perdura per tutto il Cretacico inferiore. Successivamente, nei settori centro-orientali si osserva una nuova migrazione verso l'interno di *shoal* sabbiosi, legata ad una risalita eustatica che raggiunge il suo massimo nel Barremiano superiore - Aptiano inferiore, quando facies prevalentemente bioclastiche a *Caprotine*, *Caprine* e *Orbitoline* (*Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH)) si impostano anche nelle aree più interne della piattaforma (cima di M. Orsello, cima di M. d'Ocre).

Nell'Aptiano inferiore un importante abbassamento eustatico, riconosciuto nell'intero dominio perimediterraneo, determina, nelle aree marginali, lo sviluppo di paleosuoli (Colle Raponaglia) e paleocarsismo (M. Pizzole). Nelle aree interne è invece presente, nello stesso momento, un corpo di breccie eterometriche ed eterogenee con spessore massimo di circa 20m. La genesi di tali breccie potrebbe essere legata essenzialmente a processi carsici anche se non è possibile escludere, allo stato attuale delle conoscenze, che esse rappresentino l'inizio di una attività tettonica sinsedimentaria, con formazione di blocchi ribassati.

Nella parte media (?) dell'Aptiano, con l'inizio di una nuova fase trasgressiva, si formano ambienti estremamente ristretti (marini?) in cui si depositano *mudstones* sottilmente stratificati con faune oligotipiche ad *Ostracodi* e rari resti di *Ittioliti*, alternati a *wackestones* - *packstones* sovente gradati e laminati, localmente ricchi in *Salpingoporella dinarica* RADOICIC. Tali facies hanno un andamento lenticolare con spessore massimo di circa 20 metri (Casamaina - M. d'Ocre) e risultano correlabili con i *Calcari ad Ittioliti* del Matese,

come già riconosciuto da D'ARGENIO (1963, 1966).

Il procedere della trasgressione determina, sempre nell'Aptiano, la creazione di un'ampia area marino-marginale in cui si sviluppano sequenze *shallowing-upward* particolarmente ricche in livelli argillosi e con locale abbondanza di *Characee* (*Atopochara trivolvys* PECK) e *Alge dasycladacee* (*Salpingoporella dinarica* RADOICIC). Tali facies si estendono, con spessore limitato a pochi metri, anche in alcuni settori marginali (Colle Raponaglia, Valle Marina, M. Pizzole). Nell'Aptiano superiore - Albiano inferiore (CHIOCCHINI *et alii*, 1994) nelle aree orientali si deposita una successione ciclica di laguna ristretta (*Calcari di M. Orsello*), con particolare diffusione di ciclotemi diagenetici (*sensu* BSELLINI & HARDIE, 1988), la cui distribuzione delle facies ricalca quella del Cretacico inferiore con intercalazioni di *grainstones* bioclastici progressivamente più abbondanti verso nord-ovest e verso nord.

Dall'Albiano (?) - Cenomaniano in poi l'evoluzione paleoambientale è notevolmente condizionata dalla tettonica sinsedimentaria che provoca un ulteriore e progressivo smembramento dell'originario margine della piattaforma liassica mediante dislocazioni disgiuntive.

Tali fenomeni possono essere messi in relazione con movimenti trascorrenti a carattere regionale legati alla convergenza Europa-Africa (WINTER & TAPPONIER, 1991) o con un processo di rigonfiamento litosferico, sempre indotto da compressione distale (D'ARGENIO & MINDSZENTY, 1987, 1991) oppure per fenomeni di inversione tettonica, in senso inverso o trascorrente, del persistente sistema di faglie normali giurassiche (CENTAMORE, *com. pers.*).

Nell'intervallo temporale compreso tra la parte media dell'Albiano ed il Cenomaniano medio tutto il settore centro-meridionale dell'area esaminata risulta emerso (CHIOCCHINI *et alii*, 1989, 1994) e la concomitanza di fattori tettonici, eustatici, climatici e vulcanici porta alla formazione del 1° episodio bauxitico (cfr. D'ARGENIO & MINDSZENTY, 1992).

Procedendo verso le aree marginali (Serralunga - La Costa Grande), tale orizzonte sfuma lateralmente all'interno di facies biolitoclastiche (vedi tav.f.t.). Queste ultime si estendono dall'Aptiano al Turoniano e sembrano essere caratterizzate da alcune lacune stratigrafiche (BOSI & MANFREDINI, 1967). La loro precisa definizione temporale è resa però particolarmente difficoltosa dalla notevole rielaborazione del materiale (CHIOCCHINI, *com. pers.*, LUPERTO-SINNI, *com. pers.*).

Nello stesso periodo, nel settore centro-settentrionale (Vallemaggiore - Genzano) si instaura, probabilmente sopra un blocco di piattaforma annegata, una tipica sedimentazione di *slope*, con sviluppo di torbiditi carbonatiche. La mancanza, in affioramento, della base dei depositi torbiditici lascia comunque alcuni dubbi sulla cronologia e le modalità dell'annegamento.

Tra il Cenomaniano medio e il Cenomaniano superiore le aree sud-orientali ritornano sede di sedimentazione di acque basse (*Calcari intrabauxitici*), ad eccezione dell'area di M. Cefalone, nella quale la lacuna con bauxiti si estende fino al Turoniano inferiore (CHIOCCHINI *et alii*, 1989). Nel Cenomaniano superiore in queste aree si osserva un nuovo episodio bauxitico che si estende fino al Turoniano *p.p.* Successivamente, una nuova fase trasgressiva riporta gran parte dell'area in condizioni marine con sviluppo di facies micritiche a *Radiolitidi* nelle zone interne e di facies bio-

clastiche a *Radiolitidi* ed *Hippuritidi* nelle aree marginali, dove sono localmente presenti (M. La Serra) anche intercalazioni micritiche e microdetritiche a *Calci-sphaerulidi* e *Globotruncane* (AA.VV., 1992; CAPOTORTI, 1993). La risalita eustatica appare confermata dal progressivo decremento dei depositi torbiditici nelle aree di *slope* con parallelo incremento, a partire dal Turoniano inferiore, di *mudstones* pelagici a planctonici la cui sedimentazione continua per tutto il Cretacico superiore. Le facies pelagiche si chiudono a *pinch-out* verso i quadranti meridionali, dove compaiono successioni condensate e lacunose. Nelle altre aree gli affioramenti cretaci si interrompono a diverse altezze stratigrafiche comprese tra l'Albiano (M. La Piaggia, M. Ruella) e il Turoniano - Santoniano (M. La Serra, M. Orsello), anche se sono comunque presenti sporadici e limitati affioramenti attribuibili al Campaniano (Il Monte) e al Maastrichtiano (Costa Grande, M. La Rocca).

Le facies cenozoiche, la cui fisiografia ricalca, in linea di massima, quella cretaca, si impostano su di un substrato variamente articolato.

Nei settori centro-settentrionali persistono ambienti con facies di transizione al bacino, in cui la sedimentazione, sia pur condensata e lacunosa, continua per tutto il Paleogene (CAPOTORTI, 1993). I settori meridionali sono invece caratterizzati dalla presenza di una lacuna stratigrafica che si protrae fino al Miocene inferiore. L'articolata fisiografia delle aree di raccordo al bacino è testimoniata, nel Paleocene, dalla contemporanea presenza di veli di emipelagiti (M. La Serra), breccie e facies coralgali con intercalazioni emipelagiche (M. La Rocca) e breccie poligeniche ad Orbitoidi (Genzano - Vallemaggiore). Sempre nei settori centro-settentrionali questi depositi sono ricoperti a nord da sedimenti dell'Eocene medio (*Calcarenti ad Alveoline e Nummuliti*) e dell'Oligocene (*Calcarenti a Lepidocycline*) di ambiente di *slope* più o meno acclive (M. La Rocca, Matteucci in AA.VV., 1992) e, a sud, di ambiente neritico che, localmente (Fosso Ruella), poggiano direttamente sul substrato cretaco carsificato. La persistenza dell'attività tettonica sinsedimentaria è documentata dalla presenza di filoni sedimentari eo-oligocenici all'interno dei termini cretaci. Essi sono localizzati in aree prossime ai margini della piattaforma (Murri, Carpeneto) (Fig. 2) nelle quali è presente la "lacuna paleogenica". La loro genesi può essere attribuita alla creazione di fratture sottomarine beanti, legate all'ulteriore inarcamento dell'area, riempite dal materiale ancora non completamente diagenizzato che si era precedentemente depositato.

A conferma di una attività tettonica premiocenica relativamente intensa, la base della grande trasgressione medio-miocenica appare chiaramente discordante, sia pur di pochi gradi, su di un substrato a diverso grado di articolazione, come già notato da BOSI & MANFREDINI (1967). La trasgressione riporta tutta l'area in condizioni marine e si instaura una sedimentazione tipica di rampa carbonatica con facies neritiche a sud e di rampa distale a nord.

Dal Tortoniano si osserva un progressivo approfondimento degli ambienti deposizionali che determina dapprima un aumento della componente terrigena (*Marne a Cylindrites*) ed in seguito (Tortoniano - Messiniano inferiore, PATACCA *et alii*, 1991) alla deposizione di marne ed argille emipelagiche (*Marne ad Orbulina*). Subito dopo l'area viene coinvolta in un do-

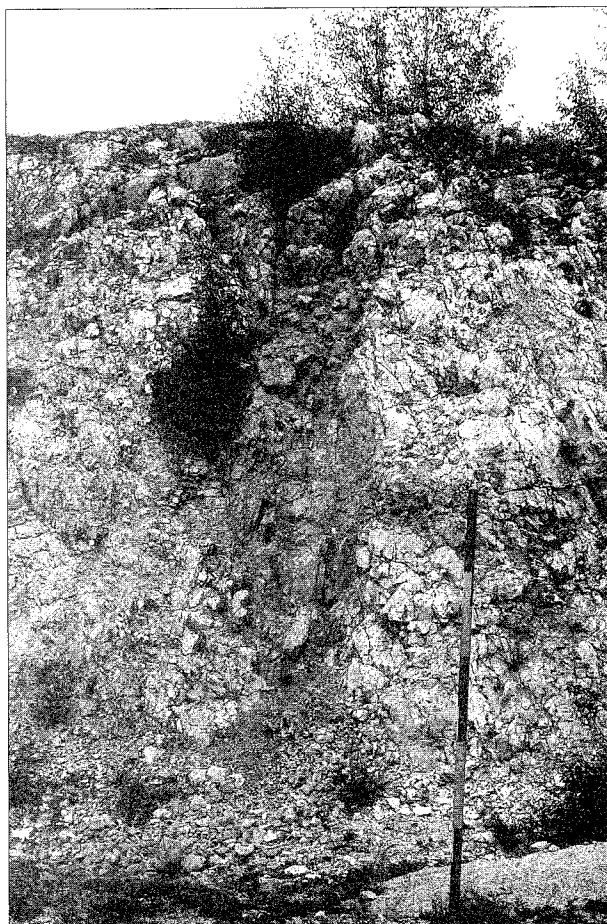


Fig. 2 - Filone sedimentario, con riempimento eo-oligocenico, all'interno dei calcari del Cretacico inferiore (strada per Campo Felice, località Murri).

minio d'avanfossa dove si depositano torbiditi silico-clastiche. Le facies torbiditiche mostrano un certo sfasamento di deposizione ed assottigliamento da nord verso sud a testimonianza della presenza di una morfologia abbastanza articolata probabilmente ereditata dal substrato.

#### ASSETTO STRUTTURALE E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

A partire dal Messiniano superiore l'area è stata coinvolta nella strutturazione della catena appenninica con la formazione di un edificio a *thrusts*. La mancanza nell'area di depositi pliocenici non permette tuttavia una precisa scansione temporale degli eventi deformativi. Considerazioni geometriche e dati relativi a zone contigue indicano che l'iniziale fase compressiva prosegue almeno sino al Pliocene inferiore e ad essa segue una a carattere principalmente distensivo a cui si alterna o segue una a carattere trascorrente-transtensivo.

L'assetto strutturale dell'area (Fig. 3) è contrassegnato da direzioni dei principali elementi tettonici che da NW-SE nella zona sud-orientale deviano a NNW-SSE fino a N-S nella zona nord-occidentale. Spostandosi ancora più a NW (fuori area) le strutture assumono nuovamente direzioni appenniniche (NW-SE).

Nell'area in esame l'elemento strutturale principale è costituito dal sovrascorrimento che da M. Orsello,

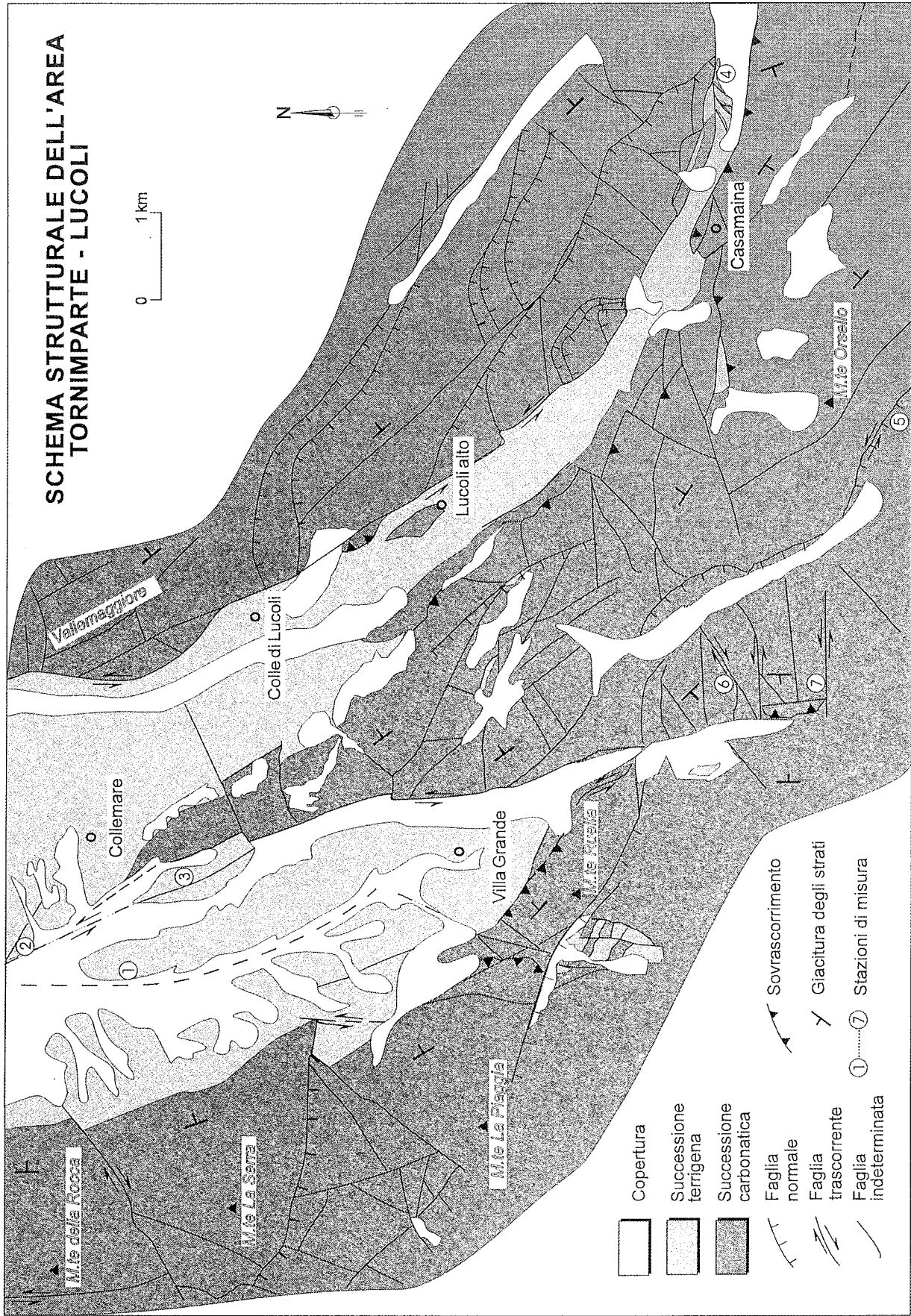


Fig. 3 - Schema strutturale dell'area.

bordando tutto il fianco orientale della dorsale di M. Cefalone - M. Serralunga, prosegue verso SE (fuori carta) fino ad Ovindoli e alla Serra di Celano (GALADINI & GIRAUDI, 1989 *cum bib.*). Ad est, appena fuori area, un altro importante sovrascorrimento si rinviene alla base del versante nord-orientale dei Monti d'Ocre.

Il sovrascorrimento di M. Orsello sovrappone i calcari cretaci a termini più alti della successione (Miocene calcareo e *Marne ad Orbulina*). Questo contatto tettonico appare dislocato da faglie trasversali a direzione SW-NE, interpretabili come *tear faults*, probabilmente riattivate durante la successiva tettonica distensiva. A nord del sovrascorrimento l'assetto strutturale è quello di una monoclinale immergente a NE, dislocata, verso ovest, da un importante elemento (faglia del T. Raio) a direzione N10°-20°W, che verrà descritto in seguito.

Nel settore più occidentale un altro elemento compressivo potrebbe essere quello localizzato alla base orientale della dorsale carbonatica di M. Ruella. La presenza di tale elemento è suggerita dalle deformazioni delle torbiditi mioceniche del *footwall* e dall'accostamento anomalo di facies cretache più interne con altre più marginali; tuttavia la sua analisi puntuale è resa difficoltosa, oltre che dalle pessime condizioni di esposizione, dagli effetti, nella medesima zona, di una successiva importante fase tettonica trascorrente (descritta in seguito).

Spostandosi verso nord, anche in quest'area le strutture tettoniche assumono un assetto monoclinico e si arcuano da direzione NNW-SSE a N-S (zona di M. La Piaggia).

Posteriormente alla compressione, dal Pliocene superiore - Pleistocene inferiore si sviluppa una fase distensiva collegata, a partire dal Pleistocene inferiore, anche ad un generale e rapido sollevamento regionale.

Le principali faglie distensive, in tutta l'area, sono localizzate sul versante sud-occidentale delle principali dorsali, hanno direzioni appenniniche (NW-SE) e immersione a SW (sistema di Costa Grande - M. d'Ocre, faglie di M. Orsello, M. Ruella - M. La Piaggia). Strutture distensive minori presentano direzioni NE-SW e circa E-W (fra queste ultime, in particolare, la faglia a sud di M. La Serra).

Tuttavia i principali elementi tettonici riscontrati nell'area sono rappresentati da importanti dislocazioni con caratteri trascorrenti-transtensivi. I rapporti temporali con le faglie normali non sono però ben definiti. GALADINI & GIRAUDI (1989) e BECCACINI *et alii* (1991) indicano in un'area appena a SE di quella considerata (Ovindoli, Piani di Pezza) un'attività recente a carattere trascorrente-transtensivo sinistro lungo una faglia a direzione NNW-SSE e NW-SE, che nell'area in esame, bordando il versante sud-occidentale di M. Cefalone, arriva fino all'altezza di Casamaina (Fig. 7). Le faglie transtensive sinistre che si rinvergono nell'area potrebbero essere considerate vicarianti di queste faglie, presentando la medesima direzione e analoghi caratteri cinematici. Il loro carattere trascorrente e il verso del movimento è evidenziato anche dalle dislocazioni delle successioni omologhe ad est e ad ovest di questi elementi tettonici (Fig. 5).

Nel settore orientale dell'area, la prima di queste faglie (faglia di Lucoli) borda il versante occidentale di M. d'Ocre. Essa pone a contatto la successione cretaca con i depositi torbiditici del Messiniano inferiore ed ha un andamento arcuato con direzione WNW-

ESE a sud, e N-S nel tratto settentrionale, con immersione a rispettivamente a SW e a W per tutta la sua estensione. Il suo carattere trascorrente-transtensivo è evidenziato, oltre che dagli indicatori cinematici (*pitch* 10°-50°) (Fig. 4), anche dalla presenza, lungo la sua traccia, di strutture minori quali piccoli bacini di estensione ai quali si accompagnano piccoli *ridges* (Fig. 6) e strutture inverse a basso angolo, come nei pressi di Casamaina. Fra i secondi va considerata, a nostro avviso, anche la dorsale sulla quale sorge il paese di Lucoli Alto, e quella, poco più a nord, di Colle di Lucoli (Fig. 3, Schema strutturale).

Sulla faglia di Lucoli si interrompe un sistema di faglie normali presente sul versante occidentale dei Monti d'Ocre, che determina una struttura a blocchi ribassati verso SW. Lungo la stessa faglia affiorano,

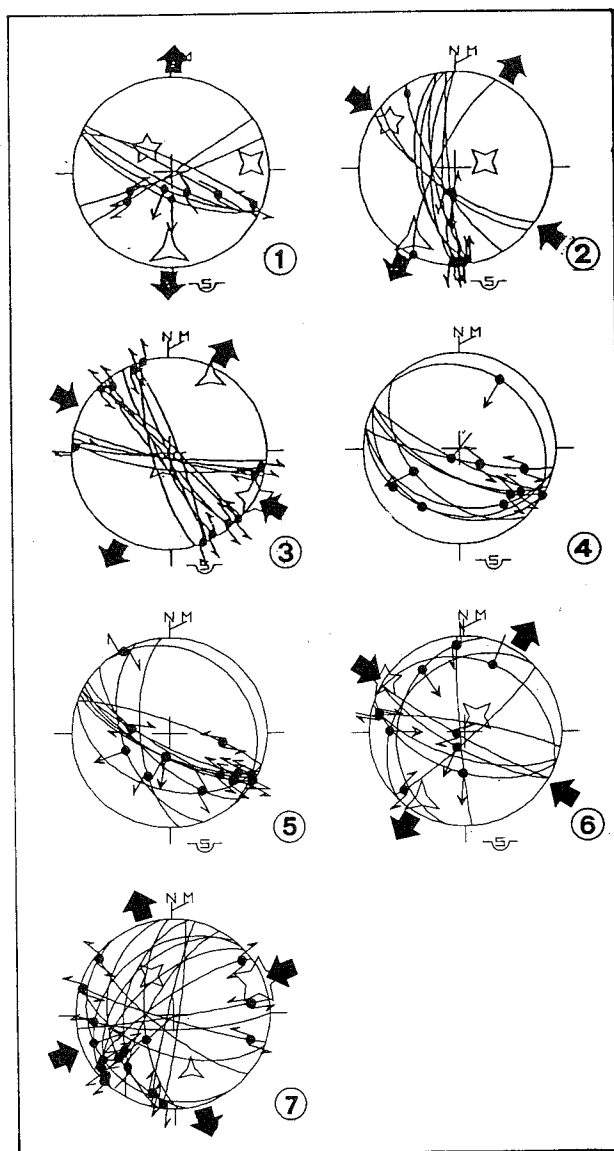


Fig. 4 - Proiezione su reticolo di Schmidt (emisfero inferiore) dei dati strutturali raccolti nell'area in esame, suddivisi per stazioni di misura. Le frecce indicano il verso del movimento del tetto della faglia. Nei plots 1,2,3,6,7 sono riportate anche le emergenze degli assi principali dell'elissoide degli sforzi con stelle a 5, 4 e 3 punte (sigma 1,2 e 3 rispettivamente). Le frecce esterne mostrano le direzioni di massima compressione e distensione. I numeri si riferiscono alle stazioni di misura (vedi Fig. 3).



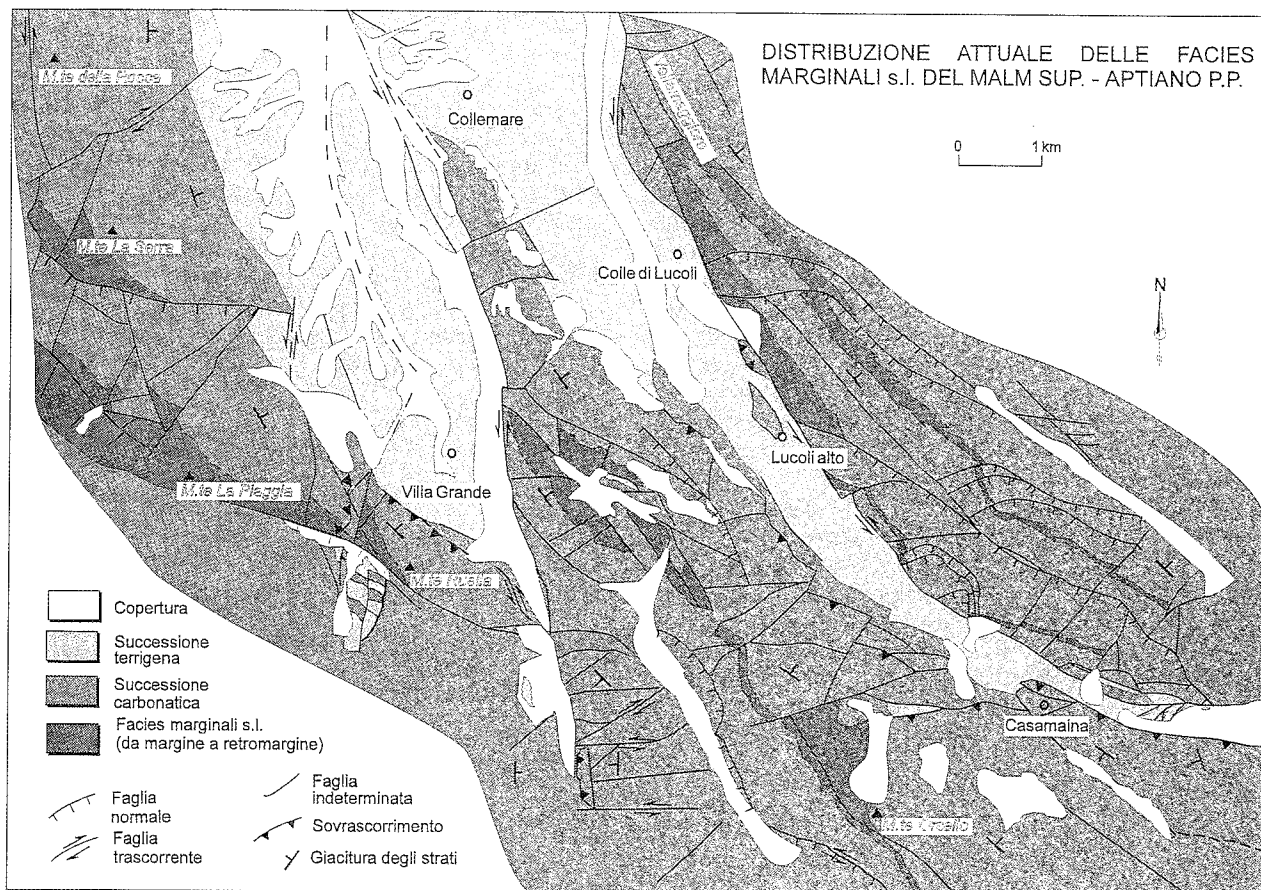


Fig. 5 - Attuale distribuzione delle facies marginali s.l. del Malm superiore - Cretacico inferiore.

infine, depositi di breccie quaternarie dislocate con rigetti ridotti.

Un altro importante elemento trascorrente-transensivo è la faglia del Torrente Raio che delimita verso est l'intera depressione di Tornimparte lungo una direzione N 10-20° W; come la faglia di Lucoli è anch'essa caratterizzata da una cinematica transtensiva sinistra con associati sistemi coniugati destri, (Fig. 3 Schema strutturale), ma non ne presenta il corredo di strutture minori. Verso sud, poco prima della galleria autostradale di S. Rocco, la faglia del Torrente Raio si interrompe e potrebbe raccordarsi alla faglia a direzione NW-SE che borda il versante sudoccidentale di M. Orsello. Quest'ultima ribassa verso SW l'intera dorsale e presenta chiari movimenti sia di tipo normale che a carattere transensivo sinistro, particolarmente evidenti presso Campo Felice (v. *plot* relativo in Fig. 4). La fascia di raccordo fra le faglie del Torrente Raio e di M. Orsello è caratterizzata da un'ampia zona cataclastica con all'interno faglie minori inverse circa N-S o NE-SW e faglie minori trascorrenti sia destre che sinistre WNW-ESE e WSW-ENE (v. *plots* in Fig. 4); gli elementi principali sono comunque ancora delle faglie trascorrenti sinistre (in alcuni casi dedotte attraverso l'analisi stratigrafica), ma qui su direzioni prossime all'E-W.

Ancora più ad ovest sono interpretabili come trascorrenti sinistre altri elementi a direzione circa N-S. Ad est di M. Pizzole uno di questi taglia il già citato sovrascorrimento di M. Ruella e contribuisce all'accostamento di facies più interne ad est con facies di *slope* ad ovest. Questo elemento dovrebbe proseguire verso

N fino all'abitato di S. Nicola, dove è osservabile una piccola struttura di tipo *ridge*. Alla trascorrente di M. Pizzole vanno probabilmente collegati sovrascorrimenti minori di piccola entità, a direzione NNE-SSW, visibili lungo la carrozzabile di Valle Ruella.

Ulteriori elementi trascorrenti sinistri si rinvergono ancora più ad W, ai bordi dell'area, lungo l'allineamento meridiano Castiglione - Valle S. Angelo.

Per un'interpretazione delle strutture analizzate bisogna tener conto delle loro geometrie (in particolare dell'andamento arcuato dei principali lineamenti) e del fatto che la tettonica compressiva ha certamente preceduto quella distensiva e quella trascorrente. L'andamento arcuato e circa meridiano degli elementi strutturali descritti, nella loro parte nord-occidentale, può essere legato alla prima fase compressiva o alla successiva trascorrente. Nel primo caso una strutturazione con questo andamento degli elementi compressivi può essere stata probabilmente condizionata da una articolata paleogeografia controllata dalla tettonica pre-miocenica, e/o legata a traslazioni differenziali di blocchi lungo svincoli trasversali ed obliqui; nel secondo caso all'effetto di rotazioni differenziali di blocchi guidate dai movimenti trascorrenti.

Una strutturazione analoga si osserva in una zona poco a nord dell'area (zona di Termine - M. Gabbia - M. Calvo), dove il *thrust* del M. Gabbia gira da direzioni circa E-W a direzione circa meridiana nella sua parte più orientale, parallelamente alla struttura di Tornimparte, ed è stata riferita da CAPOTORTI (1993) ad un condizionamento paleogeografico e paleotettonico mesozoico.



Fig. 6 - Piccola struttura di tipo *ridge* (calcari dell'Albiano-Miocene) affiorante lungo la faglia di Lucoli. (Località Faucischio, ad est di Casamaina).

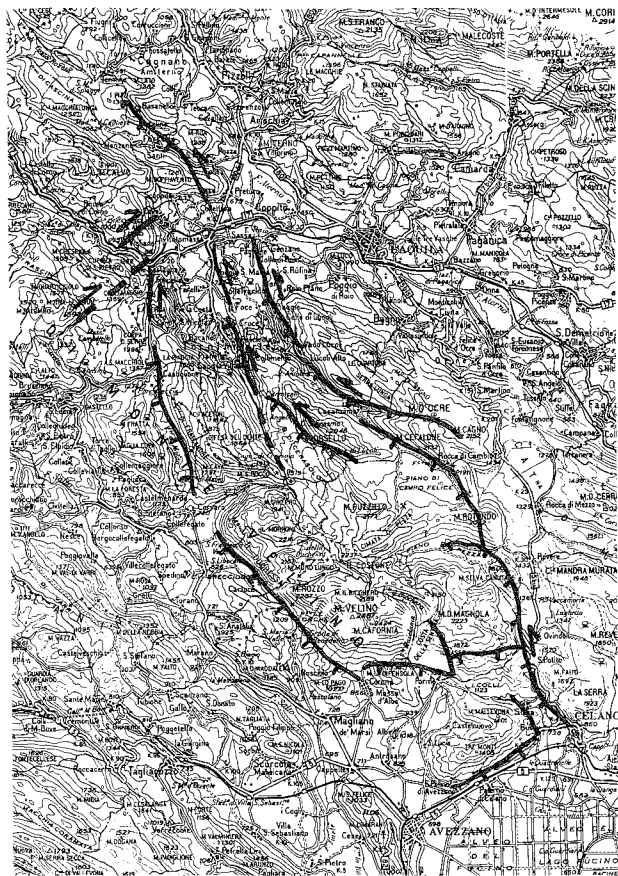


Fig. 7 - Schema delle principali faglie distensive e transversali dell'area M. Velino - M. ti D'Ocre.

In alternativa, la natura stessa delle faglie trascorrenti e il loro andamento geometrico suggeriscono un loro possibile inquadramento in un modello di rotazione e scomposizione di blocchi (cfr. SYLVESTER, 1988) come suggerito da numerosi Autori in diversi settori dell'Appennino e, in particolare, da GALADINI & GIRAUDI (1989), poco a sud e da CAPOTORTI (1993) specificatamente per la zona di Tornimparte. Un modello di questo tipo non può ovviamente essere circoscritto alla sola zona in esame ma deve tenere conto delle strutture appena a nord (Piana dell'Aquila e Valle dell'Aterno) e a sud (Piano di Campo Felice) di quella analizzata.

Per questo motivo sono state fatte solo alcune considerazioni a favore di una interpretazione di una rotazione di blocchi, basate su alcuni caratteri riscontrati nell'area in esame. Come ipotesi di lavoro, infatti, un modello a blocchi ruotati potrebbe essere dedotto dal fatto che si hanno faglie comunque trascorrenti e su più direzioni anche incompatibili per una medesima fase tettonica (ad es. presso lo svincolo di Tornimparte si hanno faglie sinistre circa N-S e circa E-W) e che la stessa faglia di Torrente Raio sembra essere spezzata in due tronconi, N10°-20° a nord e NW-SE a sud (quest'ultimo tratto corrispondente alla faglia del versante meridionale di M. Orsello).

Al momento attuale non ci sentiamo di escludere che le due cause possono essere state concomitanti e quindi che le faglie trascorrenti abbiano andamento arcuato in parte perché guidate dall'andamento delle precedenti strutture compressive e che nel loro movimento abbiano dato vita a locali rotazioni di blocchi (tipiche in regime trascorrente) ruotando a loro volta tutte le precedenti strutture.

Va infine notato che i rapporti geometrici osservati fra le faglie trascorrenti-transtensive e le faglie distensive non sono univoci ed allo stesso modo non lo sono i rapporti temporali fra i diversi indicatori cinematici rilevati lungo molti di questi piani di faglia (si veda anche CAPOTORTI 1993 e CAPOTORTI *et alii*, questo volume). Per questi motivi, per il suo carattere principalmente transtensivo e per la similitudine nell'orientazione dei sigma 3 (a meno di possibili rotazioni di pochi gradi) questa fase tettonica, almeno nei primi stadi, può essere direttamente associata (per possibili inversioni dei sigma 1 e 2) a quella distensiva che ha interessato la catena centro-appenninica a partire dal Pliocene superiore.

## BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1992) - *Quinto simposio di ecologia e paleoecologia delle comunità bentoniche. Libro guida dell'escursione*. Roma 27/9 - 3/10/1992.
- BECCACINI A., CAVINATO G.P. & VITTORI E. (1991) - *Contributo alle conoscenze macro e mesostrutturali dei rilievi settentrionali del bacino del Fucino*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2, pp. 11-19.
- BOSELLINI A. & HARDIE L.A. (1988) - *Facies e cicli della Dolomia principale delle Alpi Venete*. Mem. Soc. Geol. It., **30**, 245-266.
- BOSI C. & MANFREDINI M. (1967) - *Osservazioni geologiche sulla zona di Campo Felice*. Mem. Soc. Geol. It., **6**, 245-267.
- CAPOTORTI F. (1993) - *Sedimentazione e deformazioni di un settore annesso di piattaforma carbonatica: evoluzione geologica dello spigolo nord-occidentale della piattaforma laziale-abruzzese*. Tesi di Dottorato inedita, Università "La Sapienza" di Roma.
- CAPOTORTI F., FUMANTI F. & MARIOTTI G. (1995) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria e strutturazione del settore di piattaforma carbonatica laziale-abruzzese nell'alta Valle del Fiume Velino*. Studi Geol. Camerti, presente Volume.
- CARBONI M.G., CIVITELLI G., CORDA L., ESU D., MATTEUCCI M., PALLINI G., SCHIAVINOTTO F. & VENTURA G. (1982) - *Sedimenti spongolici del Miocene inferiore e medio dell'Appennino Centrale. Un inquadramento preliminare*. Geologica Romana, **21**, 529-540.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., BERTI D., BIGI S., MORELLI C. & RIDOLFI M. (1991) - *Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'avanfossa marchigiana-abruzzese e delle zone limitrofe*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2, 125-132.
- CHIOCCHINI M., MANCINELLI A. & ROMANO A. (1989) - *The gaps in the Middle-Upper Cretaceous carbonate series of the Southern Apennines, Abruzzi and Campania Regions, Italy*. Geobios, mem. spec. **11**, 133-149.
- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasciadali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 1994, "Biostratigrafia dell'Italia centrale", 9-128.
- COLACICCHI R. & BIGOZZI A. (1994) - *Stratigrafia ad eventi e rapporti fra piattaforme e bacini. Geologia delle aree di avampaese*. Riassunti del 77° Congresso Nazionale S.G.I.
- CORDA L. (1990) - *L'hardground serravalliano di Torninparte (L'Aquila): 1) caratteri sedimentologici*. Boll. Soc. Geol. It., **109** (4), 633-641.
- D'ARGENIO (1963) - *La trasgressione sopracretacica nei Monti d'Ocre (Abruzzo aquilano)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **72**, pp. 5.
- D'ARGENIO (1963) - *I calcari ad Ittioliti del Cretacico inferiore del Matese*. Mem. Soc. Nat. Napoli.
- D'ARGENIO B. & MINDSZENTY A. (1987) - *Cretaceous bauxite in the tectonic framework of the mediterranean*. Rend. Soc. Geol. It., **9**, 257-262.
- D'ARGENIO B. & MINDSZENTY A. (1991) - *Karst bauxites at regional unconformities and geotectonic correlation in the Cretaceous of the Mediterranean*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 1-8.
- D'ARGENIO B. & MINDSZENTY A. (1992) - *Tectonic and climatic control on paleokarst and bauxites*. Giornale di Geologia, ser. 3, **54** (1), 207-218.
- GALADINI F. & GIRAUDI C. (1989) - *La zona di Ovindoli - Piano di Pezza*. In "Elementi di tettonica Pliocenico-Quaternaria ed indizi di sismicità olocenica nell'appennino laziale-abruzzese", Guida all'escursione, Roma 31/5 - 2/6/1989.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1991) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2, 417-441.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1955) - *Foglio Geologico 139 "L'Aquila" alla scala 1:100.000*.
- SYLVESTER A.G. (1988) - *Strike-slip faults*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**, 1666-1703.
- WINTER T. & TAPPONIER P. (1991) - *Extension majeure post-Jurassique et ante-Miocene dans le centre de l'Italie: donnees microtectoniques*. Bull. Soc. Geol. France, t. **163**, n. 6, 1095-1108.