

TETTONICA PRE-OROGENICA IN APPENNINO CENTRALE

INDICE

RIASSUNTO	pag.	211
ABSTRACT	"	211
INTRODUZIONE	"	211
ASSETTO GEOLOGICO-STRATIGRAFICO	"	212
ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE	"	214
ANALISI DELLA SUBSIDENZA	"	221
DISCUSSIONE E CONSIDERAZIONI		
CONCLUSIVE	"	225
BIBLIOGRAFIA	"	227

RIASSUNTO

I processi di assottigliamento crostale che hanno interessato il paleomargine afro-adriatico dal Giurassico all'Eocene sono registrati dalle variazioni di *facies* che caratterizzano le sequenze giurassiche e da variazioni laterali di spessore che interessano le unità cretaceo-paleogeniche della successione umbro-marchigiana.

Dette variazioni sono il risultato di una tettonica estensionale sinsedimentaria che ha generato faglie ad andamento prevalente NNW-SSE e NE-SW e strutture minori associate.

L'acquisizione di nuovi dati strutturali e l'analisi stratigrafica in alcuni settori-chiave dell'Appennino centrale hanno consentito di correlare gli eventi tettonici pre-orogenici qui riconosciuti con le curve di subsidenza ricavate per alcune sezioni tipo relative ai termini giurassico-paleogenici delle successioni analizzate.

I risultati di questo studio sono stati utilizzati per elaborare un modello semiquantitativo dell'evoluzione pre-orogenica del settore umbro-marchigiano della catena appenninica.

ABSTRACT

The Jurassic-Eocene crustal thinning processes affecting the Afro-Adriatic paleomargin are recorded, in the Umbria-Marche Province, by *facies* differentiation in the Jurassic-Early Cretaceous sedimentary succession and by lateral thickness variations in the Cretaceous-Eocene lithotypes.

Such variations are the result of a synsedimentary, roughly continuous, pre-Oligocene extensional tectonic activity which is testified by the development of regional structures trending NNW-SSE and NE-SW and by minor features with the same orientations.

The acquisition and the analysis of the stratigraphic and structural data presented in this study allowed us to correlate

subsidence processes and tectonic events deriving useful indications about the pre-Miocene tectonic and sedimentary evolution of Umbria-Marche segment of the Northern Apennines.

PAROLE CHIAVE: Faglie sinsedimentarie, Appennino umbro-marchigiano, Analisi della subsidenza

KEY WORDS: Synsedimentary faults, Umbria-Marche Apennines, Subsidence analysis.

INTRODUZIONE

L'Appennino umbro-marchigiano rappresenta il settore centrale del sistema a *thrust* dell'Appennino centro-settentrionale. Questo segmento dell'orogene perimediterraneo risulta costituito da *thrust-related fold* che, dal Tortoniano in poi, si sono sviluppate nell'ambito del *multilayer* di copertura del margine afro-adriatico come conseguenza della convergenza e collisione tra il blocco Europeo-Iberico e quello Africano (DEIANA & PIALLI, 1994).

L'originaria copertura sedimentaria mesozoica di questa regione del paleomargine africano è costituita alla base da evaporiti e carbonati triassico-liassici, depositatisi in un ambiente di piattaforma carbonatica articolata ed estesa lungo gran parte del margine stesso (CHANNEL *et alii.*, 1977). Tale piattaforma è soggetta, nel Lias inferiore, ad una fase di subsidenza tettonica differenziata, attiva contemporaneamente lungo l'intero margine, in conseguenza dell'azione di faglie normali sinsedimentarie, già impostatesi a partire dal Trias superiore e connesse con i processi di *rifting* della Tetide occidentale (BERNOULLI & JENKINS, 1974, WINTERER & BOSELLINI, 1981).

Questi eventi hanno portato, all'inizio del Lias medio, alla formazione di aree bacinali e di zone di alto strutturale; in quest'ultimo si depositano successioni carbonatiche condensate, generalmente discontinue (BERNOULLI, 1967; FARINACCI, 1967; COLACICCHI & PIALLI, 1967; COLACICCHI *et alii.*, 1970; CENTAMORE *et alii.*, 1969 e 1971; CHIOCCHINI *et alii.*, 1976; GALDENZI, 1986/a; ALVAREZ, 1989; SANTANTONIO, 1993). Conseguentemente in tutta la regione umbro-marchigiana, si registrano marcate variazioni nell'ambito delle *facies* giurassiche (Fig 1) e sostanziali differenze laterali del loro spessore (nell'ordine di alcune centinaia di metri).

All'inizio del Cretaceo si assiste ad una generale omogeneizzazione delle *facies*, in un bacino a generale

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

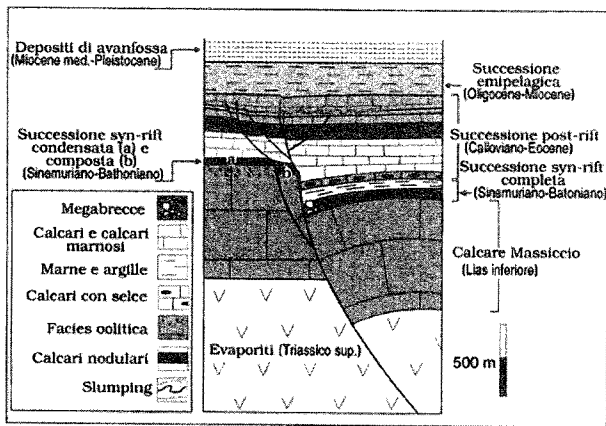


Fig. 1 - Schema stratigrafico semplificato della successione umbro-marchigiana dal Trias al Pleistocene.

sedimentazione pelagica ed empelagica (CALAMITA *et alii*, 1986); permangono tuttavia, in tutta la sequenza cretacio-eocenica, variazioni di spessore che denotano persistenti differenze batimetriche del fondale marino. Queste differenze nella sedimentazione sono il risultato di faglie normali sinsedimentarie indicative di un'attività tettonica che, con modalità e tempi diversi, ha interessato questa porzione del margine Afro-Adriatico dal Giurassico all'Eocene (CELLO & COPPOLA, 1989, CELLO *et alii*, 1996).

Evidenze di un'intensa attività tettonica pre-orogena sono peraltro già state documentate da altri autori in diverse aree dell'Appennino. In particolare WINTER & TAPPONIER (1991) descrivono un evento distensivo sinsedimentario registrato nei calcari neocomiani affioranti nel Gargano e nella Scaglia umbra; CHAN *et alii* (1985) interpretano le variazioni di spessore rilevate nella Scaglia rossa dei M. della Cesana come il risultato dell'attività di faglie normali sinsedimentarie e della contemporanea deposizione di materiale torbiditico di provenienza intrabacinale; CELLO & COPPOLA (1989), CELLO *et alii* (1996) e TAVARNELLI (1996) evidenziano inoltre la presenza ed il ruolo svolto da strutture pre-esistenti (sinsedimentarie) nel corso della strutturazione del sistema a *thrust* umbro-marchigiano, rispettivamente nell'anconetano, nel settore umbro-marchigiano appenninico e nei M. Reatini.

MONTANARI (1988), infine, mette in relazione la presenza di mineralizzazioni cuprifere nei calcari pelagici della Scaglia rossa umbro-marchigiana con processi di riattivazione delle faglie normali giurassiche e conseguente risalita di acque mineralizzate di provenienza profonda (Evaporiti di Burano e/o basamento cristallino).

In questo articolo viene presentato uno studio regionale, a carattere stratigrafico-strutturale, mirato alla ricostruzione delle modalità e della cronologia dei processi tettonico-sedimentari che hanno interessato l'area umbro-marchigiana e viene proposto un modello semi-quantitativo dell'evoluzione geologica pre-orogena di questo settore appenninico.

ASSETTO GEOLOGICO-STRATIGRAFICO

Se lo studio delle sequenze giurassiche della successione umbro-marchigiana è stato oggetto - come si è visto - di numerosi lavori, che hanno illustrato l'evolu-

zione tettonico-sedimentaria dell'area durante questo intervallo di tempo, meno abbondanti risultano gli studi riguardanti la porzione cretacio-paleogenica della stessa successione, oggetto di ricerche a prevalente carattere biostratigrafico (MICARELLI *et alii*, 1977), sedimentologico (COLACICCHI *et alii*, 1986) o magnetostratigrafico (CHAN *et alii*, 1985).

Nel presente lavoro sono state prese in esame alcune sezioni stratigrafiche comprendenti l'intero intervallo Lias inferiore-Paleocene, la cui analisi è stata effettuata sia utilizzando dati bibliografici di diversa natura (lito-, bio-, magnetostratigrafici), che attraverso nuovi rilevamenti e campionamenti di dettaglio in aree di maggiore interesse.

E' stata così elaborata una carta delle *facies* (Fig. 2) di gran parte dell'Appennino umbro-marchigiano, dove sono state rappresentate la distribuzione areale delle sequenze giurassico-eoceniche e le faglie sinsedimentarie giurassico-infracretaciche (presenti in affioramento o dedotte da considerazioni stratigrafiche) nonché i principali elementi strutturali neogenico-quadernari.

Vengono di seguito illustrati i principali caratteri litostratigrafici delle unità rilevate, raggruppate in successioni (Fig. 2) con riferimento alla fase di *rifting* che, nel Giurassico, ha portato alla formazione della Tetide occidentale.

- Successione *Syn-rift* (Hettangiano-Bathoniano):

1) Condensata

Calcare massiccio del M. Nerone (Hettangiano-Sinemuriano inf.). E' costituito da biomicriti, biospatiti, oospatiti vacuolari e da laminiti calcaree, talora arrossate, denotanti un ambiente oscillante dal sub-tidale poco profondo al sopratidale, ripetutosi ciclicamente ('Calcare massiccio A', CENTAMORE *et alii*, 1971); la parte sommitale della formazione è costituita invece da un livello oolitico (Calcare massiccio 'B' degli stessi Autori).

Formazione del Bugarone (Carixiano-Titonico inf.). E' presente quasi sempre in continuità stratigrafica al di sopra del Calcare massiccio del M. Nerone ed è rappresentata da una successione di calcari, calcari marnosi e marne nodulari in cui CENTAMORE *et alii* (1971) hanno descritto 4 membri, non sempre distinguibili in affioramento.

All'interno della formazione è presente una lacuna sedimentaria estesa dal Bajociano p.p. al Kimmeridgiano Superiore (CRESTA *et alii*, 1988; ALVAREZ, 1989). Come verrà specificato in seguito, è all'interno di questo intervallo di tempo che può essere collocata la fine della fase di *syn-rift* e l'inizio di quella di *post-rift*. Pertanto la porzione superiore della presente unità (Bugarone superiore) è da riferirsi alla sequenza *post-rift*¹.

2) Completa

Calcare massiccio del Burano ('Calcare massiccio C', CENTAMORE *et alii*, 1971) (Hettangiano-Sinemuriano inf.). E' rappresentato essenzialmente da biomicriti di colore biancastro-nocciola, in grossi banchi con piccoli noduli di selce nella porzione sommitale.

¹ Ciò per motivi di scala non è stato rappresentato in Fig. 2.

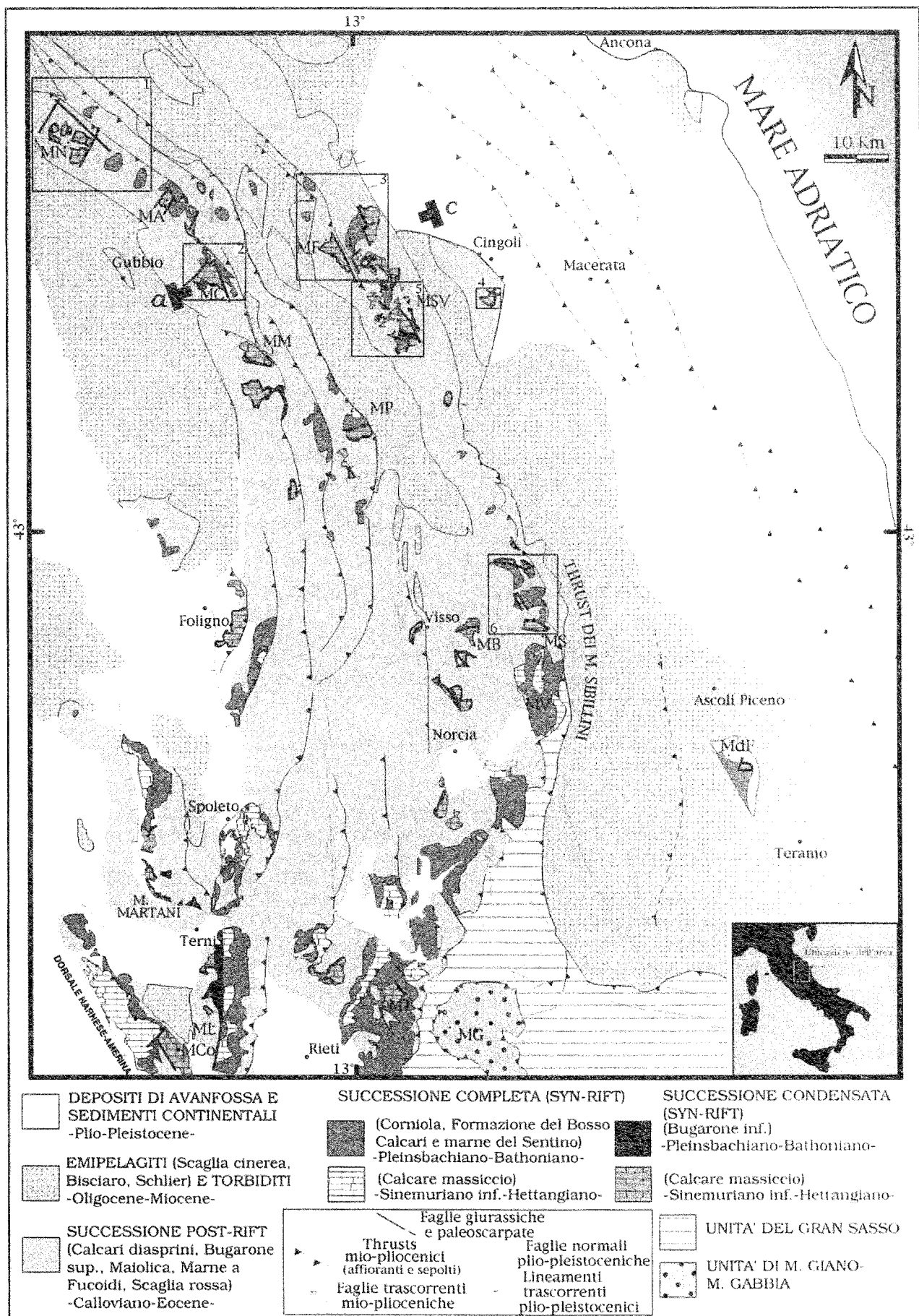


Fig. 2 - Carta della distribuzione delle facies giurassiche e schema geologico-strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano-sabino; i riquadri delimitano le aree campione analizzate.
 Legenda: MN: M. Nerone; MA: M. Acuto; MC: M. Cuccio; MM: M. Maggio; MF: M. Frasassi; MSV: M. San Vicino; MP: M. Primo; MB: M. Bove; ML: M. Lacerone; MT: M. Terminillo; MV: M. Vettore; MS: M. Sibilla; MdF: Montagna dei Fiori; MCo: M. Cosce; MG: M. Giano.

Corniola (Sinemuriano sup.-Domeriano). E' costituita da strati di calcari biomicritici di colore dal grigio al nocciola, a tratti in alternanza con livelli clastici e bio-clastici, in genere più spessi alla base ('Marmarone').

Formazione del Bosso (Toarciano-Bathoniano). Vi si distinguono due membri: quello inferiore è costituito da *litofacies* calcaree in strati sottili e marne nodulari di colore rossastro (Rosso Ammonitico), mentre quello superiore (Calcari e marne a Posidonia) è rappresentato da calcari micritici selciferi e calcari marnosi nodulari, policromi nella porzione basale.

Calcari e marne del Sentino (Domeriano-Toarciano). E' generalmente eteropica della porzione sommitale della Corniola e della parte basale della Formazione del Bosso; è costituita da un'alternanza di calcareniti laminate, marne e calcari marnosi selciferi ed è presente in maniera discontinua nell'area.

- Successioni *Post-rift* (Calloviano-Eocene):

Calcari diasprini umbro-marchigiani (Calloviano-Titonico inf.). Sono costituiti da calcari, calcari selciferi e selci policrome (talora con intercalazioni di livelli calcarenitici); a luoghi si ritrovano in successione con la Formazione del Bugarone a testimonianza dell'approfondimento di alcune aree di alto strutturale nel corso del Giurassico².

Maiolica (Titonico sup.-Aptiano p.p.). E' costituita da calcari biancastri micritici (con selce scura in liste e noduli) in strati medi, con sottili intercalazioni di peliti scure che aumentano verso l'alto. Nella porzione inferiore si hanno sensibili differenze litologiche e di spessore: nella Maiolica depositatesi negli alti strutturali giurassici ('maiolica di *seamount*', MICARELLI *et alii*, 1977), sono presenti, oltre ai litotipi prima descritti, calcari nodulari e strati dolomitici; nella 'Maiolica bacinale' si hanno invece numerosi *slumping* intraformazionali e intercalazioni detritiche.

Dati biostratigrafici e paleomagnetici (ALVAREZ, 1989), mostrano inoltre uno *hiatus* deposizionale di circa 13 milioni di anni, corrispondente all'intervallo Berrisiano-Valanghiano, all'interno della Maiolica di *Seamount*.

Marne a Fucoidi (Aptiano p.p.-Cenomaniano p.p.). Rappresentati da alternanze di calcari marnosi e marne argillose (queste ultime prevalenti nella porzione inferiore), risultano litologicamente uniformi in tutta l'area. Le variazioni di spessore sono modeste.

Scaglia Rosata (Cenomaniano p.p.-Eocene sup.). Al di sopra di un livello di calcari marnosi bianchi con selce nera (Scaglia bianca) si hanno calcari e calcari marnosi rosati (Scaglia rossa), selciferi nella porzione basale e sommitale, con abbondanza di *slumping*, torbiditi calcaree e strati biancastri di microclastiti (COLACICCHI *et alii*, 1985).

Superiormente si ha un graduale aumento della frazione argillosa che segna il passaggio con la formazione della Scaglia variegata, costituita essenzialmente da calcari marnosi, marne calcaree e argillose.

- Successione Oligo-miocenica: con la deposizione della Scaglia rosata termina, nel bacino umbro-marchigiano, la sedimentazione essenzialmente pelagica che diviene gradualmente emipelagica con la deposizione della Scaglia cinerea, del Bisciario e dello Schlier.

A partire dal Miocene medio, in relazione al delinarsi dei primi effetti della tettonica compressiva ed al loro propagarsi verso l'esterno, si instaura la deposizione dei *flysch* sinorogenici rappresentati dalle torbiditi medio e tardo-mioceniche della formazione Marnoso-arenacea e dei bacini minori torbiditici marchigiani.

- Successione Plio-Pleistocenica. E' costituita principalmente da depositi torbiditici deposti a profondità batiali e neritiche e rappresenta la deposizione delle ultime unità sinorogeniche.

Nel Pleistocene medio-superiore l'area umbro-marchigiana subisce una graduale emersione accompagnata dalla deposizione di depositi di transizione e continentali.

ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

Vengono di seguito illustrati i principali caratteri geologico-strutturali delle aree analizzate per la realizzazione del presente lavoro³:

Area del Monte Nerone

Nell'area in esame (Fig. 3a) sono presenti due sequenze giurassiche ben differenziate dal punto di vista litologico e stratigrafico: la sequenza condensata e la sequenza completa.

La prima affiora diffusamente lungo il versante orientale e meridionale (La Montagnola) del M. Nerone e, più a Nord, lungo il Fosso dell'Eremita e il Passo della Madonna; è costituita, al di sopra del Calcare massiccio, in prevalenza da calcari stratificati grigi nella parte inferiore e da calcari nodulari beige, a tratti verdastri, nella porzione superiore, per uno spessore medio di circa 35 m (Fig. 3b, sez. n° 1).

Nell'ambito della sequenza in parola sono presenti due *hiatus* deposizionali corrispondenti agli intervalli Bajociano-Oxfordiano e Berrisiano-Valanghiano, al passaggio con la formazione soprastante della Maiolica (ALVAREZ, 1989).

La sequenza completa affiora lungo le valli dei Fiumi Bosso e Burano ed a SE dell'abitato di Piobbico, in località Gorgo a Cerbara dove è anche osservabile, all'interno della Formazione della Corniola, la presenza di un grosso olistolite di Calcare massiccio, presumibil-

² Si hanno allora le "successioni composte" (CENTAMORE *et alii*, 1971) che rientrano in parte in quelle di *syn-rift* ed in parte in quelle di *post-rift*.

³ Le sezioni stratigrafiche che compaiono nelle Figg. 3, 4, 5, 7, 8, ricostruite utilizzando in parte dati bibliografici (vedi didascalie delle figure), riportano le denominazioni delle unità litostratigrafiche utilizzate dagli Autori. Le età sono quelle riportate nel precedente capitolo.

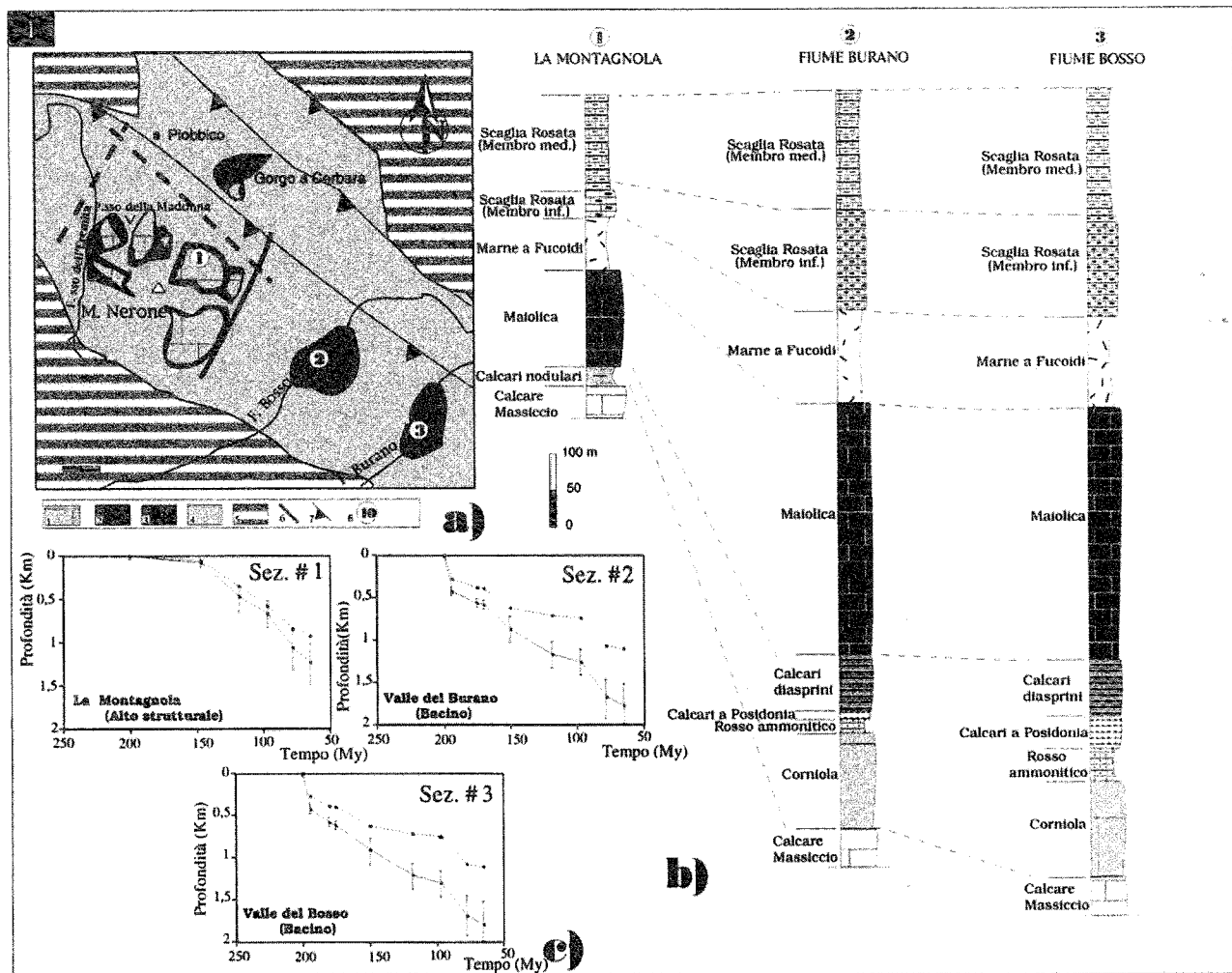


Fig. 3a,b,c - Area del M. Nerone. (a) Schema geologico dell'area (1: Calcare massiccio; 2: Successione condensata; 3: Successione completa; 4: Successione cretaceo-eocenica; 5: Successione oligo-miocenica; 6: Faglie e paleoscarpate giurassiche; 7: Thrust; 8: Ubicazione delle sezioni stratigrafiche) (da SERV. GEOL. D'IT., 1972 e ALVAREZ, 1989, modificati). (b) Sezioni stratigrafiche. (c) Curve di subsidenza tettonica (linee tratteggiate) e totale (linee continue) ottenute dalle sezioni stratigrafiche; i segmenti verticali indicano il range di errore nella valutazione delle paleo-water depths.

mente staccatosi dal vicino alto strutturale del M. Nerone e precipitato lungo la paleoscarpata che raccordava quest'ultimo alla vicina area bacinale. E' costituita dalla classica successione bacinale giurassica rappresentata dalla Corniola, dalla Formazione del Bosso e dai Calcarei diasprini per uno spessore complessivo compreso tra i 300 e i 350 m (Fig. 3b, sez. n° 2 e 3).

Le due sequenze sono separate da paleoscarpate ad andamento NE-SW nel versante meridionale del M. Nerone ('Fondarca fault system', ALVAREZ, 1989), mentre in quello settentrionale ed orientale il passaggio tra le sequenze completa e condensata è complicato dagli effetti del piegamento neogenico e può essere dedotto in base a considerazioni lito-stratigrafiche e cartografiche.

I litotipi riferibili alla successione cretaceo-eocenica mostrano una variazione di spessore considerevole tra quelli affioranti in corrispondenza delle aree bacinali e quelli affioranti nelle zone di alto strutturale giurassico: dette variazioni, presenti in tutti i termini della sequenza, ammontano complessivamente a circa 350-400 m (Fig. 3b).

Nei dintorni dell'abitato di Piobbico si osservano inoltre, all'interno della formazione della Scaglia rosata, numerose intercalazioni di microclastiti costituite da

materiale fine (silt) di colore bianco-rosato, sottilmente laminato, che possono essere interpretate come il risultato delle ultime fasi deposizionali di flussi calcarenitici impostatesi nelle aree marginali del limitrofo alto strutturale. Nella stessa area sono presenti, all'interno della formazione della Scaglia rosata, numerose faglie normali sinsedimentarie con rigetti dell'ordine di alcune decine di cm ed andamento prevalente N160° E (Fig. 3d). Dette

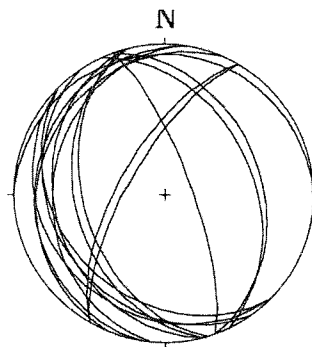


Fig. 3d - Località Piobbico. Ciclografiche dei piani di faglie sinsedimentarie nella formazione della Scagliarossa (le strutture sono ruotate nella loro originaria posizione di crescita).

faglie mostrano terminazioni sommitali associate ad una diminuzione graduale del rigetto verso l'alto e frequente geometria 'ramp-flat-ramp'; inoltre gli spessori degli strati omologhi (in particolare dei livelli di microclastite) risultano sempre maggiori nell'*hanging wall* della faglia (Fig. 3e).

Dette osservazioni permettono quindi di classificare dette strutture come '*semi-ductile structures*' (CELLO *et alii*, 1996).

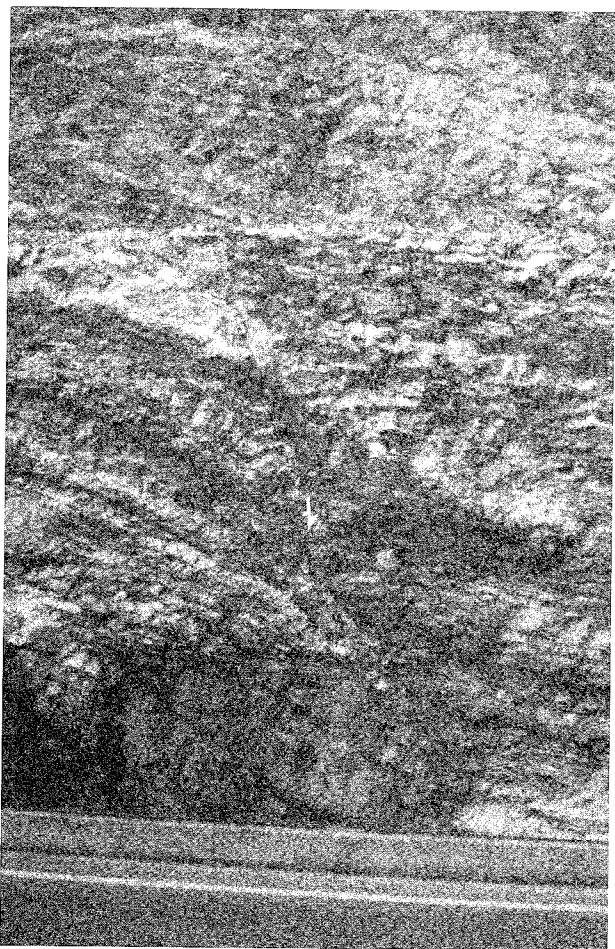


Fig. 3e - Faglia sinsedimentaria nella formazione della Scaglia rossa; è osservabile la variazione di spessore degli strati omologhi nel *footwall* (minore) e nell'*hanging wall* (maggiore) e la terminazione sommitale del piano di faglia. I livelli biancastri sono rappresentati da microclastiti.

Area del Monte Cucco

Nelle aree comprese tra il versante meridionale del M. Catria e la dorsale M. le Gronde-M. Cucco (Fig. 4a) affiorano diffusamente le due sequenze giurassiche di alto e basso strutturale. La prima, costituita da marne argillose ('Grigio ammonitico') e da calcari nodulari, affiora lungo i versanti meridionale ed occidentale del M. Cucco (Fig. 4b, sez. n° 4 e 5). Lo spessore medio è di circa 25 m con un minimo di pochi m in prossimità della cima, dove il contatto con il Calcarea massiccio è impostato in corrispondenza di un *hardground* che testimonia la probabile emersione liassica (Pleinsbachiano) dell'area (COLACICCHI & PIALLI, 1967).

La sequenza completa affiora, con uno spessore medio di circa 250-300 m (Fig. 4b, sez. n° 6 e 7), lungo la dorsale M. lo Spicchio-M. la Croce e lungo il versante nord-orientale di M. le Gronde (Valle delle Prigioni), dove i contatti con la sequenza condensata sono impostati lungo due paleoscarpate ad andamento rispettivamente NNW-SSE e NE-SW.

In prossimità della Pantanella il passaggio tra le due successioni è marcato dalla presenza di megabrecce calcaree all'interno della formazione della Maiolica (Fig. 4d); esse risultano costituite da elementi di dimensioni decimetriche di calcari nodulari in parte cementati da calcite e presumibilmente risedimentati ai piedi della paleoscarpata ad andamento NE-SW.

La presenza di una paleoscarpata in prossimità del versante meridionale di M. le Gronde ('Il Sasso') è testimoniata inoltre dalla presenza di numerose fratture orientate N 50°-60° E associate a '*beef veins*' (COSGROVE, 1993) nella formazione del Calcarea massiccio; dette vene, sub-parallele alla stratificazione, mostrano una direzione di accrescimento perpendicolare alla stratificazione stessa e dimensioni massime di circa 5 cm (Fig. 4e).

Sono quindi presenti, nella stessa zona, vene d'estensione ad andamento N60° E, all'interno del Calcarea massiccio.

Le successioni cretacico-eoceniche mostrano variazioni di spessore tra l'area di *seamount* del M. Cucco e le zone bacinali circostanti dell'ordine di 150-200 m complessivi. L'analisi stratigrafica, eseguita principalmente lungo il fianco occidentale dell'anticlinale di M. Cucco-M. le Gronde, è stata affiancata da uno studio mesostrutturale volto al riconoscimento ed alla caratterizzazione dei principali sistemi di fratture e vene d'estensione, presenti all'interno delle formazioni appartenenti alla sequenza cretacico-paleogenica.

Detta analisi, mirata soprattutto alla definizione della cronologia relativa di tali mesostrutture, ha portato all'individuazione di un set pervasivo di *fentes* ad andamento N150°-160° E; il riempimento di tali vene è costituito da cristalli di calcite fibrosa accresciuti parallelamente ad una direzione di massima estensione NE-SW. Queste vene risultano spesso mascherate o parzialmente obliterate da processi di *pressure solution* che in molti casi producono una parziale dissoluzione nelle zone di contatto con la roccia incassante (CELLO *et alii*, 1996). Esse inoltre sono *overprinted* da un'altra famiglia di *fentes* con *trend* preferenziale N30°/N60°/N90°, parallele quindi alla direzione del trasporto tettonico e legate, verosimilmente, a un'estensione sinorogena.

Area di M. S. Angelo

L'area in esame (Fig. 5a) comprende il nucleo dell'anticlinale di Cingoli in cui affiora, lungo l'incisione del Torrente Rudielle, la sequenza condensata giurassica e quella composta. Quest'ultima è riferibile ad una zona di raccordo tra l'alto strutturale più occidentale (M. Carcatora) ed una probabile area bacinale che doveva essere ubicata ad Est di M. S. Angelo.

La sezione n° 10 di Fig. 5b rappresenta la successione condensata costituita da Calcari stratificati grigi

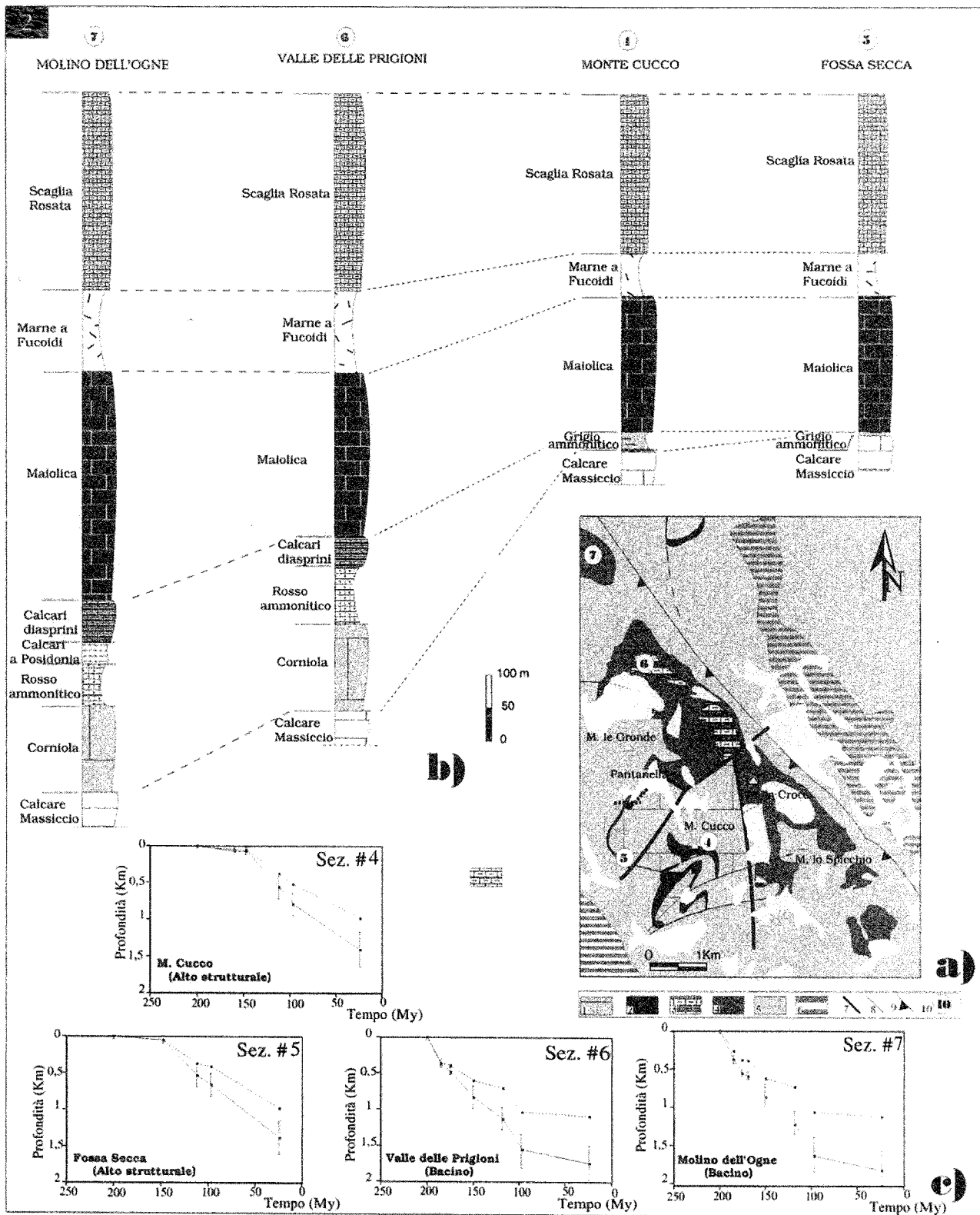


Fig. 4a,b,c - Area del M. Cucco. (a) Schema geologico dell'area (1: Calcare massiccio 'A'; 2: Successione condensata; 3: Calcare massiccio 'C'; 4: Successione completa; 5: Successione cretacico-eocenica; 6: Successione oligo-miocenica; 7: Faglie e paleoscarpate giurassiche; 8: Faglie neogeniche; 9: Thrust; 10: Ubicazione delle sezioni stratigrafiche; da SERV. GEOL. IT., 1979). (b) Sezioni stratigrafiche (PASSERI, 1971, modificate). (c) Curve di subsidenza tettonica (linee tratteggiate) e totale (linee continue) ottenute dalle sezioni stratigrafiche; i segmenti verticali indicano il range di errore nella valutazione delle paleo-water depths.

alla base (Fig. 5d), cui segue un livello di marne e quindi dei calcari nodulari nocciola e verdastri. Per quanto riguarda la successione composta, essa è costituita da calcari in *facies* condensata alla base e dai Calcari a Posidonia e dai Calcari diasprini verso l'alto. Questa suc-

cessione si appoggia in discordanza angolare su una paleoscarpata ad andamento NNW-SSE attivatesi verosimilmente prima della deposizione dei Calcari a Posidonia (Fig. 5e e 5f).

La sequenza cretacico-eocenica presenta spessori



Fig. 4d - Megabreccie calcaree in località La Pantanella; i blocchi risedimentati sono riferibili alla formazione dei Calcari nodulari.



Fig. 5d - Faglia normale sinsedimentaria all'interno della parte basale della successione condensata; è osservabile la terminazione sommitale della superficie di faglia ed il riempimento sinsedimentario sull'*hanging wall* della struttura (La freccia indica il martello).

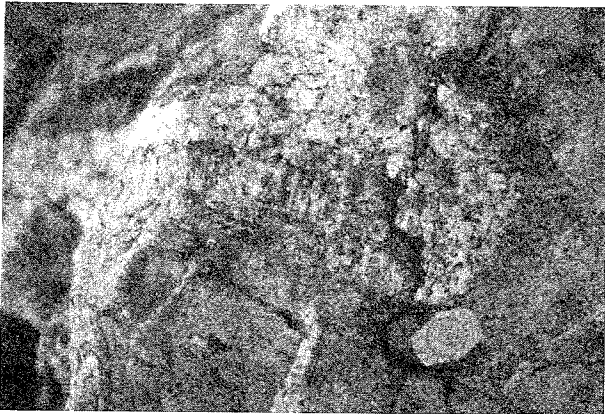


Fig. 4e - Località La Pantanella: particolare delle *beef veins* sub-parallele alla stratificazione.

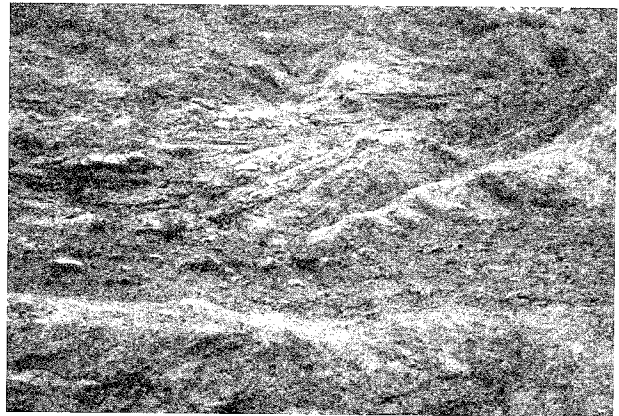


Fig. 5e - Paleoscarpa ad andamento NNW-SSE affiorante in destra orografica del T. Rudielle, di fronte M. S. Angelo; è evidente il contatto discordante (*on-lap*) tra la sequenza composta ed il Calcarea massiccio di alto strutturale.

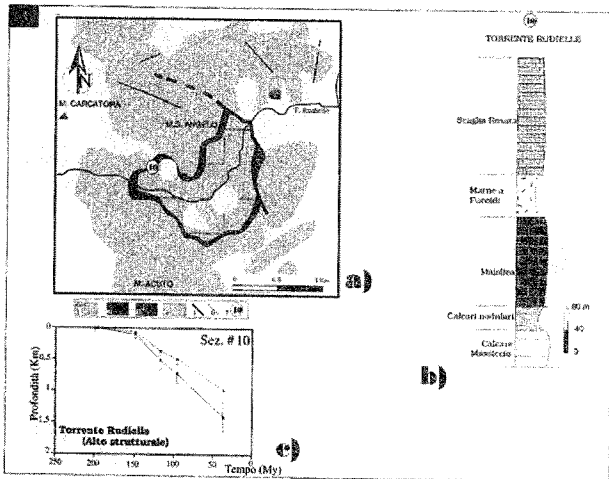


Fig. 5a,b,c - Area di M. S. Angelo. (a) Schema geologico dell'area (1: Calcarea massiccio; 2: Successione condensata; 3: Successione completa; 4: Successione cretaceo-eocenica; 5: Faglie e paleoscarpate giurassiche; 6: Faglie neogeniche; 7: Ubicazione delle sezioni stratigrafiche). (b) Sezione stratigrafica (da POZZA in DEIANA *et alii*, 1994, modificata). (c) Curve di subsidenza tettonica (linee tratteggiate) e totale (linee continue) ottenute dalle sezioni stratigrafiche; i segmenti verticali indicano il *range* di errore nella valutazione delle *paleo-water depths*.

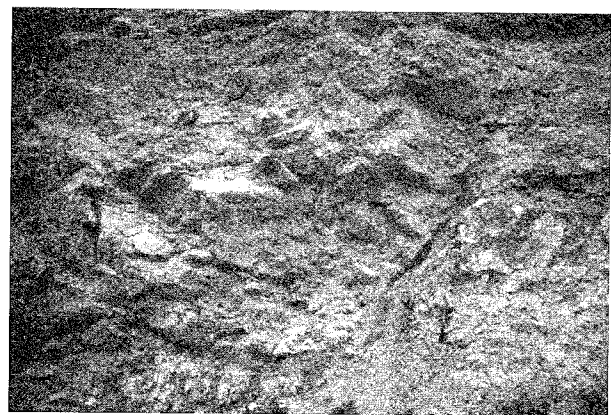


Fig. 5f - Faglia sinsedimentaria ad andamento N 140-150° E presente nella parte basale della successione composta affiorante di fronte a M. S. Angelo (Fig. 5e); è evidente la terminazione sommitale del piano di faglia in prossimità del livello grigio ed il maggior spessore dell'*hanging wall* rispetto al *footwall*.

variabili nel fianco orientale (maggiore) ed occidentale (minore) dell'anticlinale di M. Acuto; in particolare, nella sezione di M. Carcatora (Fig. 5b, sez. n° 10) lo spessore delle Marne a Fucoidi e della Scaglia rossa non supera complessivamente i 250 m rispetto alla successione di M. S. Angelo dove è stimabile intorno ai 400-430 m (CIANCETTI & NANNI, 1989).

Evidenze mesostrutturali di un'attività tettonica sinsedimentaria sono presenti anche nella sequenza cretaco-eocenica: nei calcari della maiolica in *facies* prevalentemente nodulare si rilevano numerose faglie normali sinsedimentarie con rigetti da metrici a centimetrici (Fig. 5g e 5h) ed andamento preferenziale NNW-SSE.

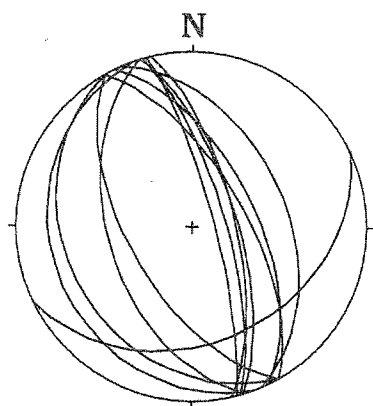


Fig. 5g - Area di M. S. Angelo. Ciclografiche dei piani di faglie sinsedimentarie nei termini della sequenza giurassica condensata (le strutture sono ruotate nella loro originaria posizione di crescita).

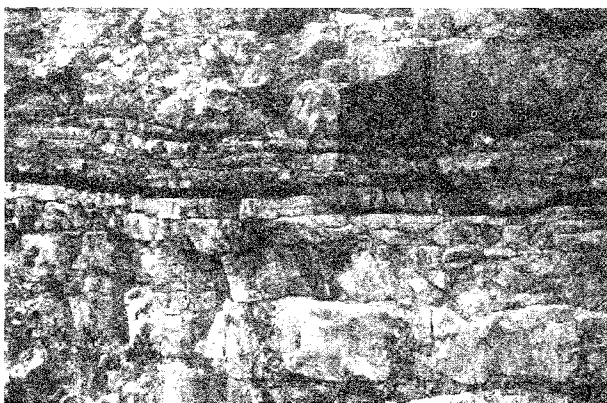


Fig. 5h - Faglia normale sinsedimentaria con rigetto centimetrico nella Maiolica nodulare.

Nella Formazione della Scaglia rossa sono infine presenti frequenti *slumping* intraformazionali e faglie sinsedimentarie con orientazione N150° E ed immersione verso NE che presentano geometria a domino e rigetti dell'ordine di qualche metro (Fig. 5i).

Area di Frasassi-Arcevia

Nell'area di Frasassi sono state individuate due principali sequenze associabili ad aree originariamente di

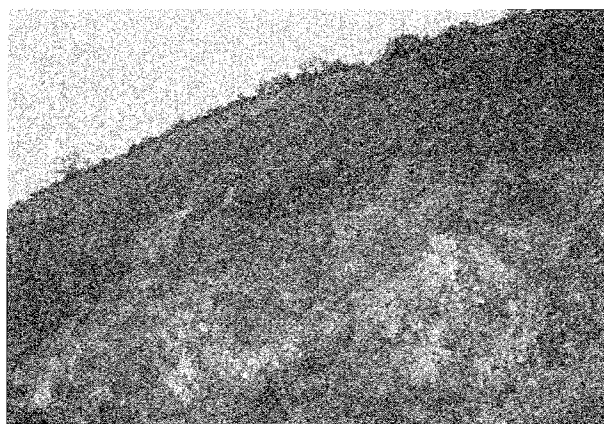


Fig. 5i - Faglie normali a basso angolo (circa 20°) nella Scaglia rossa interpretate come strutture pre-plicative ruotate. Poiché le faglie sinsedimentarie pre-orogeniche interessano, in genere, sedimenti con giacitura sub-orizzontale, il loro coinvolgimento in un episodio plicativo ne produrrà una rotazione di entità pari a quella subita dalla stratificazione. In questo modo la posizione nello spazio di una faglia sinsedimentaria non risulta più compatibile con un regime di sforzi di tipo distensivo e pertanto essa è facilmente distinguibile da eventuali altre superfici di discontinuità sin- e post-plicative.

alto e di basso strutturale separate da faglie sinsedimentarie (Fig. 6a).

La definizione dell'assetto strutturale dell'area, delle caratteristiche litologiche e dei rapporti giacaturali tra le sequenze affioranti, ha permesso di evidenziare due *trend* preferenziali delle paleofaglie: uno principale orientato NNW-SSE ed uno secondario ad andamento NE-SW.

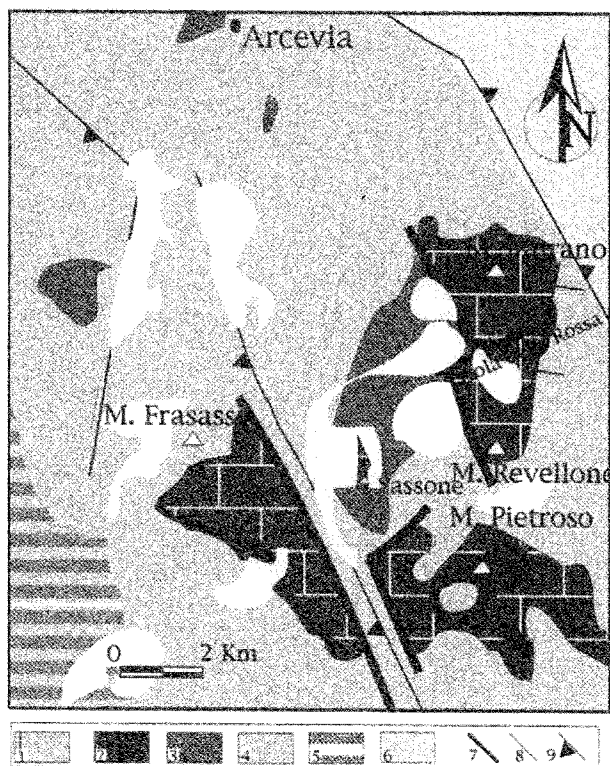


Fig. 6a - Schema geologico semplificato dell'area di Frasassi-Arcevia (1: Calcare massiccio; 2: Successione condensata; 3: Successione completa; 4: Successione cretaco-paleogenica; 5: Successione oligo-miocenica; 6: Sequenza plio-pleistocenica; 7: Faglie e paleoscarpate giurassiche; 8: Faglie neogeniche; 9: Thrust).

La paleogeografia giurassica è caratterizzata da un bacino allungato in direzione NNW-SSE (sede di deposizione della sequenza completa) e tre aree riferibili ad originari alti strutturali (M. Frasassi, M. Pietroso e M. Murano), caratterizzati da successioni condensate simili e separati dalla zona bacinale da paleoscarpate ad andamento prevalente NNW-SSE.

Nel settore meridionale di detto paleo-bacino assume un particolare significato la struttura del M. Sassone che rappresenta un cuneo di Calcarea massiccio (disposto in direzione NNW-SSE) letteralmente 'affogato' all'interno della sequenza completa; esso è stato interpretato (CELLO *et alii*, 1996/97) come un'area batimeticamente rialzata (*seamount*), bordata da paleofaglie normali antitetiche.

L'attività delle faglie sinsedimentarie nel Giurassico-Infracretacico è testimoniata anche dalla presenza di filoni sedimentari e megabrecce intercalate nella Corniola alla base delle paleoscarpate orientali (Gola della Rossa).

I depositi di megabrecce sono stati interpretati come scivolamenti sottomarini di 'soft sediments' innescati dai continui movimenti sinsedimentari lungo le faglie normali (GALDENZI, 1986/b).

Le paleofaglie di M. Frasassi, del versante occidentale di M. Pietroso e di M. Murano presentano inoltre evidenze di rimobilizzazione legate alle fasi compressive neogeniche che hanno portato al sollevamento delle aree di alto strutturale.

Nella porzione settentrionale dell'area (anticlinale di Arcevia-Montefortino) sono state rilevate numerose strutture sinsedimentarie riferibili all'intervallo Cretacico sup.-Paleocene; si tratta principalmente di faglie normali ad andamento NW-SE con rigetti massimi dell'ordine di pochi metri che interessano le formazioni della Scaglia e delle Marne a Fucoidi (Fig 6b). Dette faglie mostrano caratteristiche proprie di 'soft sediment structures' (CELLO *et alii*, 1996) e sono spesso associate alla contemporanea deposizione nel loro *hangingwall* di livelli costituiti da microclastiti e calcareniti laminate.

Area di M. S. Vicino

Comprende la dorsale M. Scoccioni-M. S. Vicino-M. Canfai che si estende in direzione NW-SE nella

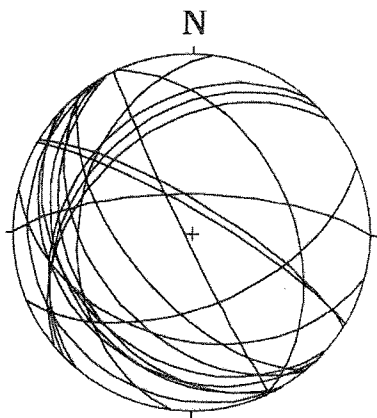


Fig. 6b - Località Arcevia. Ciclografiche dei piani di faglie sinsedimentarie nei termini della sequenza cretacico-paleogenica (le strutture sono ruotate nella loro originaria posizione di crescita).

porzione centro-settentrionale della ruga appenninica esterna (Fig. 7a).

Nonostante gli effetti della tettonica neogenica abbiano modificato notevolmente i rapporti tettonico-stratigrafici pre-orogenici, sono individuabili nell'area due famiglie principali di faglie giurassico-infracretaciche (che delimitano le sequenze complete e condensate affioranti) orientate NW-SE e NNE-SSW (COLTORTI & BOSELLINI, 1980, GALDENZI, 1986/a). La prima famiglia è riconoscibile nelle paleoscarpate affioranti nei versanti meridionali di M. Canfai e M. S. Vicino, mentre la seconda costituisce il bordo orientale degli alti strutturali di La Rocchetta e di M. Martino.

Nell'area sono state eseguite due sezioni stratigrafiche (Fig. 7b, sez. n° 8 e 9) rappresentative dei rapporti esistenti tra le sequenze giurassico-eoceniche.

La sezione di C.se Roti costituisce una successione giurassica completa comprendente le formazioni della Corniola, del Bosso e dei Calcari diasprini, per uno spessore complessivo di circa 350 m; la sezione n°8 (Fosso Braccano) mostra invece la sequenza condensata costituita dal Calcarea massiccio in *facies* oolitica (Calcarea Massiccio 'B' di CENTAMORE *et alii*, 1971, 'barra oolitica' di COLACICCHI & PIALLI, 1974) su cui poggia, in continuità, la Formazione del Bugarone che ha uno spessore di circa 30-35 m.

Le successioni cretacico-eoceniche presenti nelle due sezioni mostrano spessori notevolmente diversi e, come nelle aree precedenti, maggiori (circa 300 m) al di sopra delle sequenze giurassiche complete.

Area dei M. Sibillini nord-orientali

Si trova nell'*hanging wall* del *thrust* dei M. Sibillini che, nel tratto in esame si sviluppa in direzione NNW-SSE determinando l'accavallamento dei termini giurassico-paleogenici su quelli paleogenico-miocenici.

Nell'area studiata (Fig. 8a) sono presenti quattro zone di alto strutturale giurassico in cui affiorano i termini della sequenza condensata: il versante meridionale di M. Sassotetto (Fig. 8b, sez. n° 11), il M. Valvasseto, il settore centrale della Valle del Tenna e le Rocacce nella Valle dell'Ambro.

Le sezioni sono state parzialmente ricavate da dati bibliografici (CENTAMORE *et alii*, 1969, CHIOCCHINI *et alii*, 1976) e completate con rilevamenti e campionamenti *ex-novo* nella porzione cretacico-paleogenica. La sezione n°11 di Fig. 8 rappresenta una sequenza condensata della Valle del Fiastrone, costituita da calcari nodulari di esiguo spessore in continuità con il Calcarea massiccio del M. Nerone.

Altre sezioni ricavate nelle stesse aree (CHIOCCHINI *et alii*, 1976) mostrano come al di sopra del Calcarea massiccio siano spesso presenti lacune deposizionali che, in alcuni casi (es. versante orientale della Valle del Tenna), possono comprendere l'intero intervallo temporale Pleinsbachiano-Bathoniano (Fig. 8b, sez. n° 13). In questa sezione la lacuna è interposta tra il Calcarea massiccio ed i Calcari a Posidonia.

Altre ancora (Fig. 8b, sez. n° 12 e 14) sono invece rappresentative delle zone di affioramento delle sequenze complete costituite dalla Corniola, dai Calcari e marne

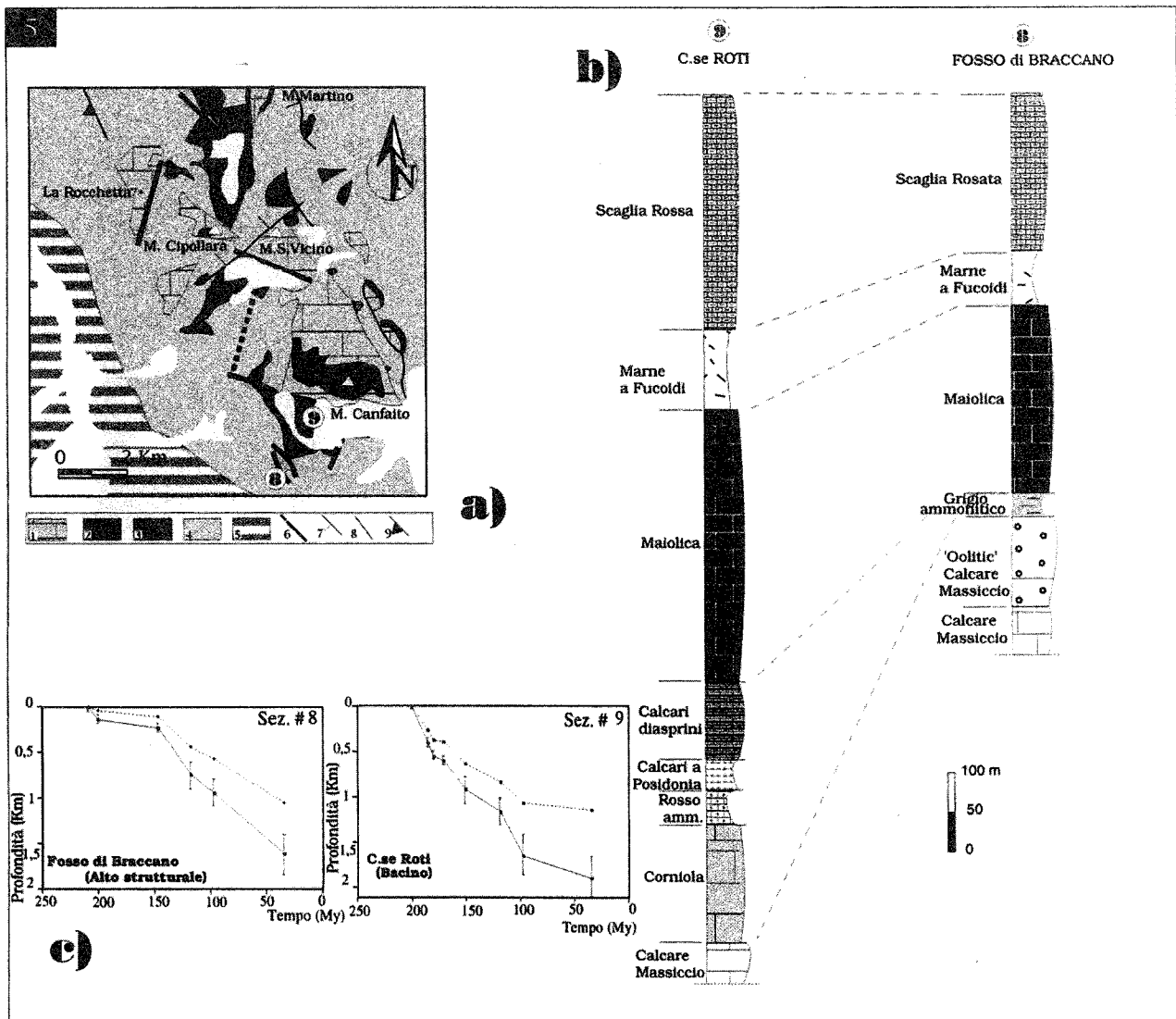


Fig. 7a,b,c - Area del M. S. Vicino. (a) Schema geologico dell'area (1: Calcare massiccio; 2: Successione condensata; 3: Successione completa; 4: Successione cretacico-eocenica; 5: Successione oligo-miocenica; 6: Faglie e paleoscarpate giurassiche; 7: Faglie normali; 8: Faglie neogeniche; 9: Thrust; 10: Ubicazione delle sezioni stratigrafiche) (da GALDENZI, 1986/a, COLTORTI & BOSELLINI, 1980). (b) Sezioni stratigrafiche. (c) Curve di subsidenza tettonica (linee tratteggiate) e totale (linee continue) ottenute dalle sezioni stratigrafiche; i segmenti verticali indicano il range di errore nella valutazione delle *paleo-water depths*.

del Sentino, dalla Formazione del Bosso e dai Calcari diasprini umbro-marchigiani per uno spessore medio, nell'area, valutabile intorno ai 300-350 m.

Le differenti sequenze affioranti vengono a contatto lungo paleoscarpate ad andamento E-W (M. Sassotetto e M. Valvasseto) e NW-SE (Valle dell'Ambro e Val di Tenna) forse, in qualche caso, riattivate dalla compressione neogenica; un esempio del primo gruppo è osservabile lungo il versante meridionale di M. Sassotetto dove è visibile l'appoggio in *on-lap* dei termini della successione completa sulla paleoscarpata stessa; un esempio del secondo gruppo è dato dalle paleoscarpate che bordano il Calcare massiccio delle Rocacce nella Valle dell'Ambro e la paleoscarpata sulla sinistra della Val di Tenna.

Anche nell'area dei M. Sibillini nord-orientali le sequenze cretacico-eoceniche affioranti mostrano notevoli variazioni tra lo spessore totale misurato in continuità stratigrafica con sequenze giurassiche complete (circa 700 m) e condensate (circa 350-400 m).

Nell'area della Valle dell'Ambro sono state infine

individuare numerose faglie normali sinsedimentarie che interessano soprattutto la formazione della Scaglia rossa; dette faglie mostrano un orientazione compresa tra N 140°E e N170°E e rigetti massimi di circa 50 cm (Fig. 8d)

ANALISI DELLA SUBSIDENZA

Metodologia

L'uso di tecniche quantitative nell'analisi dei meccanismi di subsidenza viene utilizzato, fin dai primi anni '80, come valido strumento di interpretazione dei processi tettonici che regolano l'evoluzione dei bacini sedimentari. Tali tecniche (dette di *'backstripping'* o *'geohistory analysis'*), consentono di valutare l'originario spessore di una successione sedimentaria accumulatasi all'interno di un bacino, correlando lo spessore attuale (T_n) di ogni formazione con la sua porosità iniziale (ϕ_0) al momento del seppellimento. Il progressivo accumulo di sedimenti produce infatti una compattazione che si riflet-

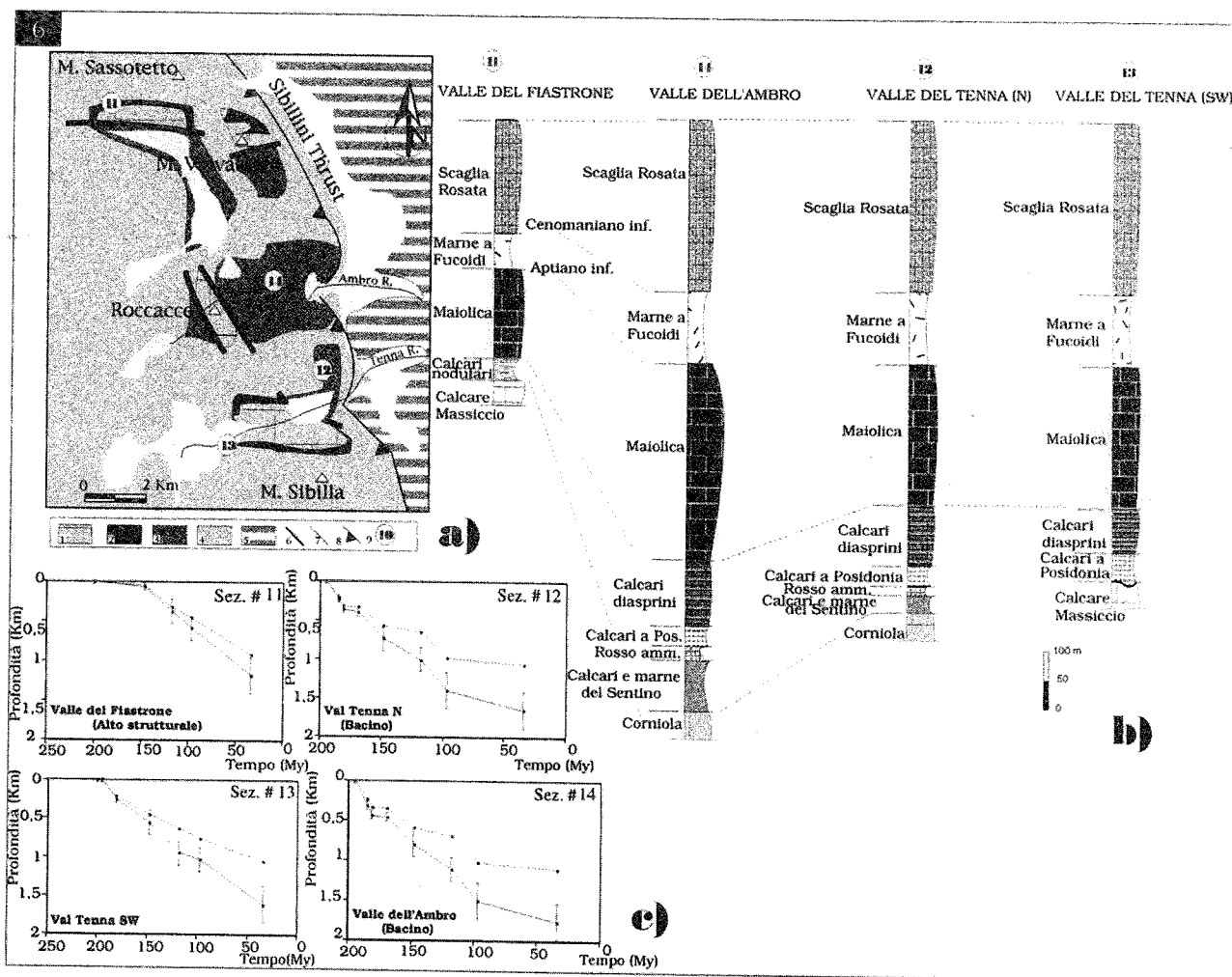


Fig. 8a,b,c - Area dei M. Sibillini nord-orientali. (a) Schema geologico dell'area (1: Calcare massiccio; 2: Successione condensata; 3: Successione completa; 4: Successione cretaceo-eocenica; 5: Successione oligo-miocenica; 6: Faglie e paleoscarpate giurassiche; 7: Faglie normali; 8: Faglie neogeniche; 9: Thrust; 10: Ubicazione delle sezioni stratigrafiche). (b) Sezioni stratigrafiche (da CHIOCCHINI *et alii*, 1976, modificato). (c) Curve di subsidenza tettonica (linee tratteggiate) e totale (linee continue) ottenute dalle sezioni stratigrafiche; i segmenti verticali indicano il range di errore nella valutazione delle paleo-water depths.

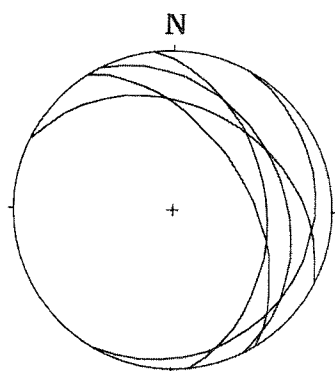


Fig. 8d - Ciclografiche dei piani delle faglie sinsedimentarie nella formazione della Scaglia Rossa (le strutture sono ruotate nella loro originaria posizione di crescita).

te in una graduale diminuzione del volume dei pori presenti all'interno del sedimento stesso; detta variazione può essere relazionata alla porosità attuale (ϕ_n) ed alla profondità di seppellimento (z) mediante la formula (SCLATER & CHRISTIE, 1980):

$$\phi_n = \phi_0 \cdot e^{-cz}$$

dove c è una costante di profondità caratteristica di ogni litologia.

L'originario spessore dell'unità può quindi essere espresso, in funzione dello spessore attuale (T_n), dalla relazione (VAN HINTE, 1978):

$$T_0 = (1 - \phi_n) \cdot T_n / (1 - \phi_0)$$

Il valore T_0 può successivamente essere corretto in relazione al grado di cementazione diagenetica del sedimento, alle variazioni eustatiche del livello marino ed alla profondità del sedimento al momento del suo seppellimento (*paleo water depth*).

I valori così ottenuti, equivalenti alle profondità del bacino al momento della deposizione di ogni unità sedimentaria, possono essere messi in relazione alle età relative dell'unità in esame ottenendo delle curve di subsidenza 'totale' e cioè comprensive dell'abbassamento isostatico prodotto dal carico sedimentario stesso.

I valori relativi alle profondità possono quindi essere ulteriormente corretti eliminando la percentuale di subsidenza prodotta isostaticamente; ciò viene fatto uti-

lizzando il modello isostatico di Airy secondo l'espressione (STECKLER & WATTS, 1978; BOND & KOMINZ, 1984; BURRUS *et alii*, 1987):

$$Z_i = T_0 \cdot (\rho_a - \rho_s) / (\rho_a - \rho_w) + W_{di} - \delta SL_i (\rho_a / (\rho_a - \rho_w))$$

dove:

Z_i = subsidenza tettonica;

ρ_a = densità dell'astenosfera ($3,33 \text{ gcm}^{-3}$);

ρ_s = densità crostale ($2,8 \text{ gcm}^{-3}$);

ρ_w = densità dell'acqua ($1,03 \text{ gcm}^{-3}$);

W_{di} = *paleo-water depth*

δSL_i = variazioni eustatiche del livello del mare.

Si annulla pertanto il valore di subsidenza prodotto dal carico litostatico che viene in questo modo sostituito con il peso di un ugual volume d'acqua ottenendo il '*rebound isostatico*' del basamento ed un valore di subsidenza puramente tettonico (VAN DER MEER & CLOETIGH, 1993).

Risultati

Utilizzando queste metodologie si sono analizzati in modo quantitativo i dati relativi alle sezioni stratigrafiche ricavate nell'area umbro-marchigiana; tali dati sono stati integrati da informazioni riguardanti le paleobatimetrie del Giurassico (PASSERI, 1971, SANTANTONIO, 1993) e dai parametri di compattazione (c) forniti da BOND & KOMINZ (1984). La mancanza di fossili bentonici all'interno delle *facies* cretache ha reso difficile una stima delle relative paleopropfondità deposizionali; tale stima è stata quindi fatta sulla base del contenuto in fossili planctonici (GRADSTEIN & SRIVASTAVA, 1980) ottenendo un *range* di errore stimabile intorno ai 500 m. L'errore associabile alla stima delle *paleo-water depth* nel Giurassico si riduce invece a 50 m.

I risultati forniti dal *backstripping* sono stati espressi in diagrammi profondità/età in cui sono rappresentate le curve di subsidenza tettonica per l'intervallo Giurassico-Paleogene relative ad ogni sezione stratigrafica per le aree bacinali e di alto strutturale (Figg. 3c, 4c, 5c, 7c, 8c e Fig. 9).

Le curve ottenute mostrano, per l'intervallo Lias-Dogger, andamenti differenziati dei valori di subsidenza tra le aree di alto e basso strutturale; le prime sono infatti caratterizzate da una subsidenza pressoché nulla durante tutto il Giurassico, mentre le seconde mostrano una rapida subsidenza nell'intervallo Lias inferiore-medio seguita da una fase di stasi che si protrae fino al Bathoniano. Nell'ambito di questa fase è ubicata la probabile parziale emersione dell'alto strutturale del M. Cucco.

La fine del Giurassico segna l'inizio di una seconda fase di subsidenza termica generalizzata (*post-rift phase*) che interessa tutta l'area fino alla fine del Cretacico inferiore. Si ha quindi la scomparsa quasi totale dei fenomeni di subsidenza differenziata che contraddistinguono gran parte del Giurassico e che rappresentano il risultato dell'attività tettonica *syn-rift*.

Nel Cretacico superiore (durante la deposizione della Marne a Fucoidi e della Scaglia) si assiste ad un nuovo aumento della subsidenza nelle originarie aree bacinali giurassiche; detto aumento è evidenziato da un pronunciato '*step*' nelle curve di subsidenza tettonica ed

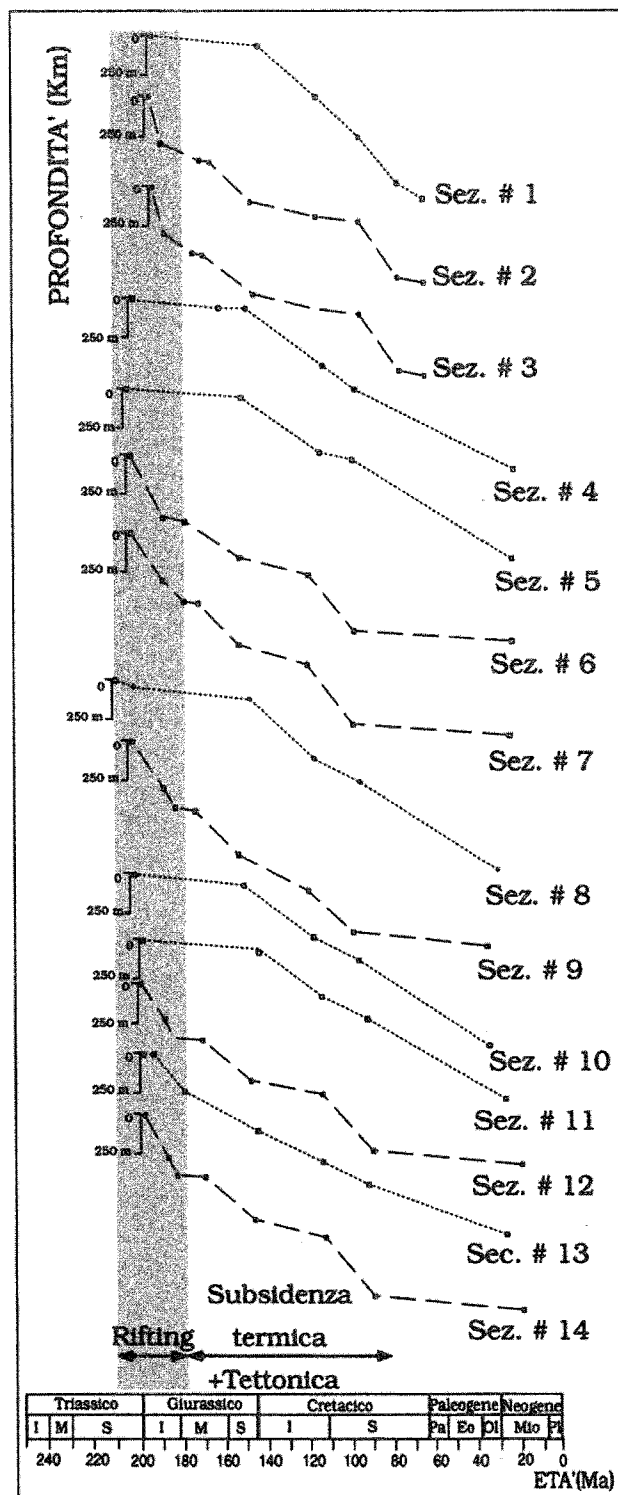


Fig. 9 - Curve di subsidenza tettonica relative alle aree bacinali (in tratteggio) e di alto strutturale (puntini). La fascia grigia individua la fase di *syn-rift*.

indica una nuova fase di subsidenza differenziata che si protrae, in alcune aree, fino al Paleocene; le differenze tra i valori ottenuti nelle sezioni di alto e basso strutturale sono nell'ordine di 150-200 m.

Con l'Eocene le differenze vanno progressivamente scomparendo e la subsidenza gradualmente si annulla.

Nella Figura 10 vengono mostrate le curve di subsidenza tettonica calcolate sulla base del modello di MCKENZIE (1978); dette curve sono quindi confrontate

con la curva ottenuta dai dati stratigrafici (Fig. 3c) per la sezione n° 3 (Valle del Bosso). Il modello di MCKENZIE prevede che l'estensione *sin-rift* produca un'assottigliamento crostale uniforme ed istantaneo; all'inizio del *drift* ('*post-rift phase*') la litosfera si raffredda generando una subsidenza generalizzata la cui entità è proporzionale al valore dell'estensione crostale (β) che si è precedentemente prodotto (BOND & KOMINZ, 1984, COCHRAN, 1983). Le curve sintetiche di subsidenza rappresentate in figura 10 sono state costruite considerando un iniziale spessore litosferico di 125 Km ed uno spessore crostale *pre-rift* di 31 Km (PARSONS & SCLATER, 1977); sono quindi mostrate quattro differenti curve per valori di β compresi tra 1.05 e 1.2. Gli altri parametri usati nello '*stretching model*' sono mostrati nella Tabella 1.

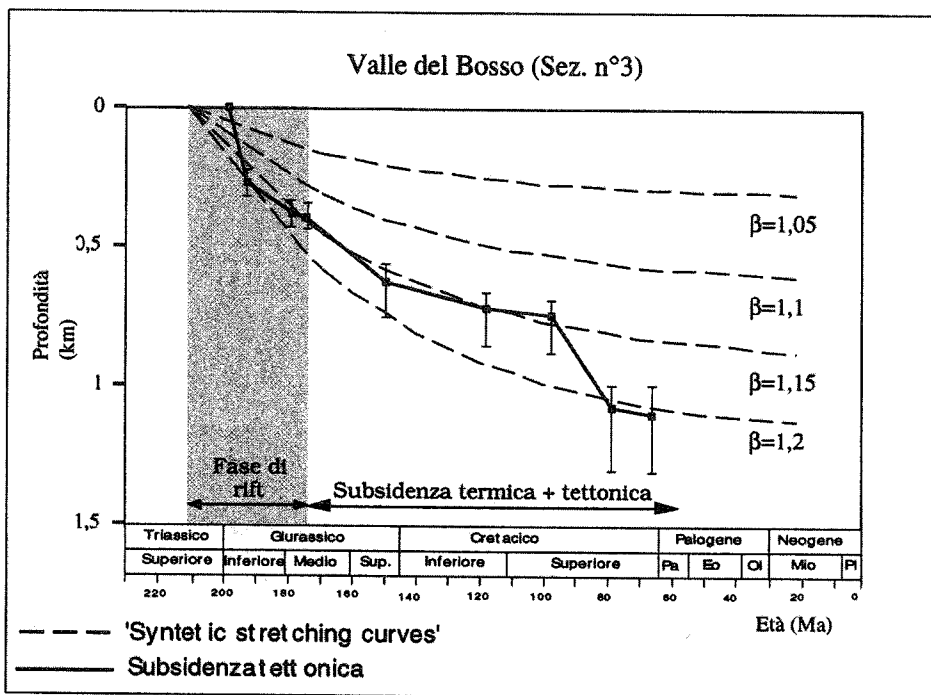


Fig. 10 - Confronto tra le curve sintetiche ottenute con la modellizzazione e la curva ricavata per la sezione della Valle del Bosso (Sez. n°3, Fig. 3c).

Tab. 1 - Parametri usati per la modellizzazione.

PARAMETER	VALUE
Initial lithospheric thickness	125 km
Initial crustal thickness	31 km
Coefficient of thermal expansion	$3.4 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
Asthenospheric temperature	1333 $^\circ\text{C}$
Thermal diffusivity	$0.008 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$
Mantle density (at 0 $^\circ\text{C}$)	3.33 g cm^{-3}
Crustal density	2.8 g cm^{-3}
Water density	1.03 g cm^{-3}

Il confronto tra la subsidenza 'modellata' e quella ottenuta dai procedimenti di *backstripping* mostra che le curve ricavate sono in buon accordo con un valore di $\beta = 1.15$ fino alla fine del Cretacico inferiore; intorno ai 100-120 Ma un rapido incremento di subsidenza produce uno '*step*' nell'andamento generale della curva di *backstripping* che 'salta' nella curva teorica generata per un $\beta = 1.2$. Questa deviazione, che scompare pressochè in tutte le curve durante il Paleocene-Eocene inferiore, indica la presenza, nell'intervallo temporale Cretacico-superiore-Paleocene di un *imput* tettonico; detto *imput* è quindi responsabile di un aumento, a breve termine ('*short term change*'), della subsidenza tettonica e può essere posto in relazione con l'attività delle faglie normali sinsedimentarie (di età cretacico sup.-eocenica) presenti nell'Appennino umbro-marchigiano. Nella valutazione generale della subsidenza differenziata prodottasi all'interno del bacino pelagico, bisogna comunque tenere in considerazione l'entità della subsidenza prodottasi in seguito a processi di compattazione differenziata in aree caratterizzate da differenti spessori sedimentari. L'entità di tale subsidenza 'indotta' dalla compattazione è comunque dell'ordine di poche decine di metri, come si può osservare in Fig. 11, che rappresenta l'entità della subsidenza prodotta nella successione cretacico-eocenica, per compattazione differenziata di due ipotetiche sequenze di alto (puntini) e basso (tratto continuo) strutturale.

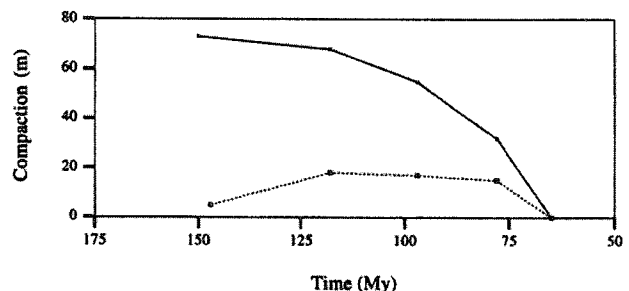


Fig. 11 - Entità della subsidenza prodotta per compattazione differenziata delle sequenze giurassiche.

Calcolo dello 'stretching' mediante la realizzazione di un profilo retrodeformato.

I risultati ottenuti con le tecniche di *backstripping* e il confronto con il '*modelling*' teorico forniscono un valore dell'estensione crostale associata al processo di *rifting* giurassico pari al 15%. Detto valore rappresenta il risultato di un'analisi condotta principalmente sulla base

di dati di natura stratigrafica e sedimentologica che sono stati inseriti in un modello teorico e che, pertanto, necessitano di essere 'tarati' per mezzo di un'analisi strutturale; la comparazione di dati e risultati di provenienza diversa fornisce infatti un maggiore controllo sull'effettiva validità del modello stesso.

La costruzione di un profilo geologico bilanciato e la sua successiva retrodeformazione permettono di ottenere una stima dello 'stretching' associato ad eventi pre-orogonici; tale dato è stato ottenuto, nell'area studiata, utilizzando tecniche di bilanciamento lineare su di un profilo che attraversa, parallelamente alla direzione di trasporto tettonico, l'anticlinale del M. Cucco e l'area di Frasassi per una lunghezza di circa 35 Km (Fig. 12).

DISCUSSIONE E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

L'analisi integrata (geologico-strutturale e stratigrafica) dei dati raccolti nel corso di questo studio consente di formulare alcune ipotesi sulla evoluzione giurassico-paleogenica di questo settore appenninico.

Il processo di *rifting* che alla fine Lias inferiore produce lo smembramento della piattaforma carbonatica è probabilmente attivo a partire dal Trias superiore, come dimostra la presenza di *facies* differenziate del Calcare massiccio ed in accordo con i dati relativi all'inizio della fase di *rifting* nelle Alpi meridionali (BERTOTTI *et alii*, 1993) e nell'Appennino settentrionale (CIARRAPICA & PASSERI, 1980).

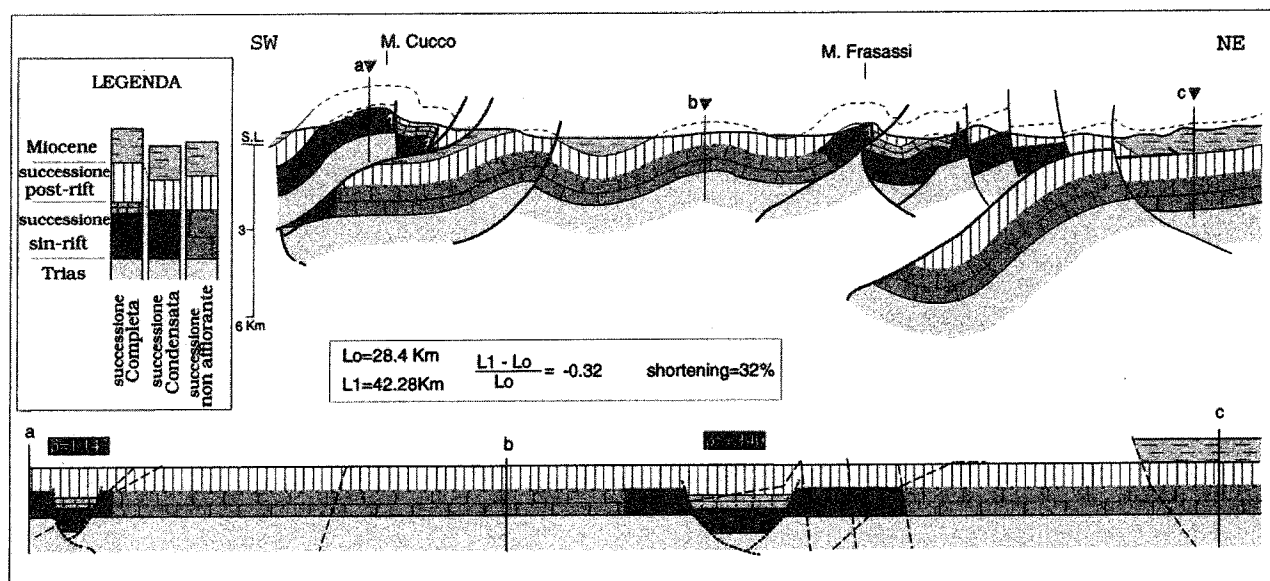


Fig. 12 - Profilo geologico e sua retrodeformazione lungo il 'transetto' M. Cucco-M. Frasassi.

La sezione è stata ricavata principalmente da dati di superficie integrati con informazioni bibliografiche riguardanti sezioni geologiche realizzate in aree limitrofe (CALAMITA *et alii*, 1991) o, come nel caso della sezione di M. Frasassi-M. Murano (CELLO *et alii*, 1998), nella stessa area; nel bilanciamento si è inoltre tenuto conto dei processi di inversione e rimobilizzazione delle principali faglie giurassiche presenti nel settore analizzato. Operando con queste modalità si è ottenuta un'entità del raccorciamento di circa 14 Km pari ad un valore di 'shortening' del 32%.

La sezione retrodeformata così ottenuta rappresenta pertanto una porzione del margine passivo umbro-marchigiano in cui è evidente la presenza di due zone bacinali rappresentate dall'area di Frasassi e dal versante orientale del M. Cucco. Il valore β dell'assottigliamento non è stato ricavato per l'intera sezione, ma il calcolo è stato limitato ai due settori di affioramento delle successioni giurassiche nei quali è possibile valutare con buona approssimazione la reale estensione delle zone bacinali.

I valori di β calcolati nei settori analizzati variano tra 1.142 (area del M. Cucco) e 1.14 (zona di Frasassi) risultando pertanto in buon accordo con quelli ottenuti tramite la modellizzazione.

Il rapido aumento della subsidenza tettonica alla fine del Lias inferiore (Fig. 9) produce il definitivo smembramento della preesistente piattaforma carbonatica e genera nell'area faglie normali sinsedimentarie che limitano aree bacinali in cui si depone la sequenza completa ed aree più rilevate in cui si ha una sedimentazione prevalentemente condensata.

L'assottigliamento del margine continentale giurassico si realizza per mezzo di strutture localizzate (a scala regionale), organizzate in due set ad andamento NNW-SSE e NE-SW (Fig. 2) e tramite lo sviluppo di mesostrutture di rango inferiore (Fig. 13) che contribuiscono alla deformazione generalizzata e pervasiva del margine stesso (CELLO *et alii*, 1996).

Nel Giurassico medio (Dogger) si assiste ad una brusca diminuzione della subsidenza che culmina in una fase di stasi generalizzata del margine nell'intervallo Bathoniano-Bajociano.

La presenza di detta stasi è confermata, oltre che dai dati di subsidenza, anche da numerosi dati bio-stratigrafici (COLACICCHI & PIALI, 1967; CENTAMORE *et alii*, 1971; CRESTA *et alii*, 1988; ALVAREZ, 1989) che indicano la presenza di lacune deposizionali all'interno delle sequenze condensate; la maggiore di queste lacune si

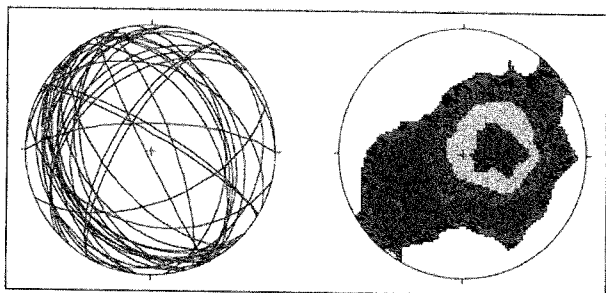


Fig. 13 - Ciclografiche totali dei piani di faglie sinsedimentarie nei termini della sequenza giurassica (le strutture sono ruotate nella loro originaria posizione di crescita).

estende dal Bajociano p.p. al Kimmeridgiano superiore (CRESTA *et alii*, 1988) e può essere interpretata come la conseguenza di processi di *tilting* (attivi fino al Giurassico medio) dei blocchi fagliati che porta, in alcuni casi, alla parziale e/o totale emersione delle aree di *seamount*.

Il processo in parola avverrebbe in concomitanza con la fine del periodo di subsidenza tettonica *syn-rift* e l'inizio dell'apertura oceanica (*break-up*) nella Tetide occidentale (ABBATE *et alii*, 1984).

Con la fine del Giurassico scompaiono nell'area umbro-marchigiana variazioni di *facies* nelle sequenze stratigrafiche di alto e basso strutturale; variazioni laterali permangono tuttavia negli spessori delle successioni *post-rift* che mostrano differenze comprese tra 100 e 300 m (Fig. 3b, 4b, 5b, 7b, 8b).

E' presumibile che tale variazione non si rifletta in una differenziazione litologica a causa di un generale approfondimento batimetrico del bacino pelagico cretaceo-paleogenico, indotto dalla fase di subsidenza termica *post-rift* tipica di tutti i 'continental rifted margin' (McKENZIE, 1978). Detto approfondimento ha infatti prodotto una generale uniformità degli ambienti deposizionali che non favorisce l'instaurarsi di vere e proprie variazioni di *lithofacies*.

Le variazioni di spessore rilevate nelle sequenze *post-rift* sono sempre legate, nelle aree analizzate, alla presenza di faglie normali sinsedimentarie ad andamento prevalente NW-SE (Fig. 14), a numerose strutture sinsedimentarie ad esse collegate (*slumping*) (Fig. 15) ed a flussi torbiditici accompagnati dalla deposizione di materiale calcareo-detritico.

In accordo con MONTANARI (1988) si ritiene inoltre che le variazioni di spessore siano da associare, oltre che

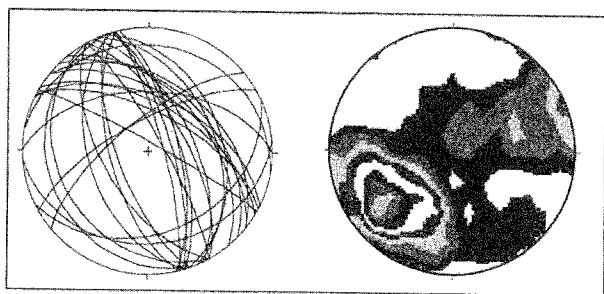


Fig. 14 - Ciclografiche totali dei piani di faglie sinsedimentarie nei termini della successione cretaceo-paleogenica (le strutture sono state ruotate nella loro originaria posizione di crescita).

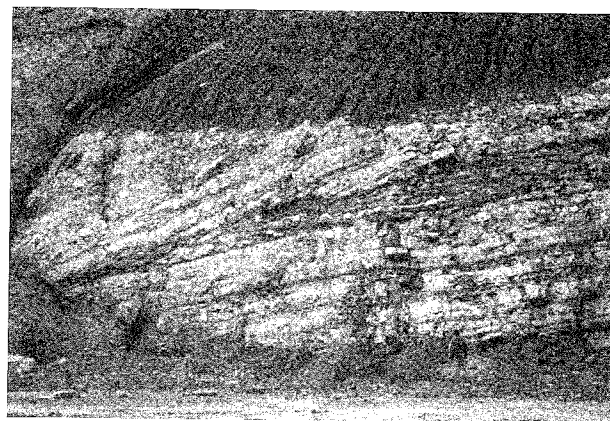


Fig. 15 - *Slumping* intraformazionale nella formazione delle Marne a Fuocidi. (Monteleto, Gubbio).

allo sviluppo di strutture cretaceo-paleogeniche, anche alla contemporanea riattivazione delle principali faglie normali giurassiche; la presenza di preesistenti discontinuità può aver indotto, infatti, concentrazioni locali dello *stress* tali da compartimentalizzare la deformazione lungo lineamenti tettonici già impostatisi fin dal Lias inferiore.

Questo spiegherebbe il persistere, durante tutto l'intervallo Giurassico- Paleocene, delle variazioni di spessore riscontrate tra le aree di alto e di basso strutturale all'interno della successione umbro-marchigiana (Fig. 16).

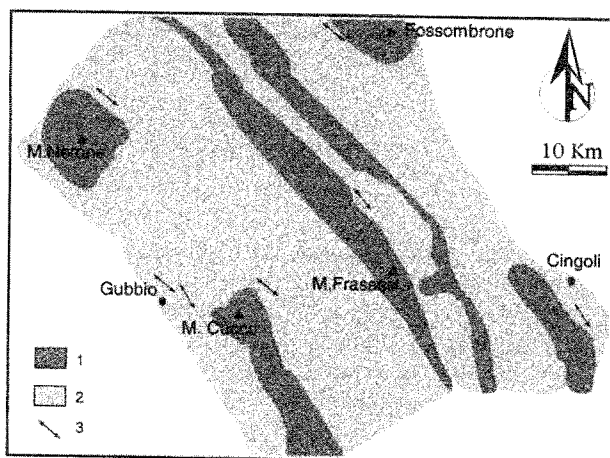


Fig. 16 - Distribuzione areale degli spessori relativi alle sequenze *post-rift* nella porzione settentrionale dell'area umbro-marchigiana (CHAN *et alii*, 1985, MONTANARI, 1988) (Legenda: 1: aree con spessori ridotti; 2: aree con spessori elevati; 3: direzione media delle mesostrutture sinsedimentarie).

Datazioni biostratigrafiche effettuate nei livelli di chiusura sommitale delle superfici di faglia mostrano inoltre, come la fine dell'attività tettonica (Eocene) coincida con la scomparsa, in tutta l'area, di variazioni apprezzabili negli spessori delle successioni oligo-mioceniche.

Ciò è in buon accordo con i dati sedimentologici e biostratigrafici riguardanti gli eventi deposizionali relativi ai livelli detritici e degli orizzonti a *slumping* presenti all'interno della Scaglia rossa, nelle zone più prossime alla piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (BALDANZA *et*

alii, 1982). I dati in parola mostrano infatti che con l'Eocene scompaiono i fenomeni di risedimentazione all'interno del bacino pelagico della Scaglia, fenomeni associati, dagli Autori suddetti, allo sviluppo di faglie normali che hanno interessato, tra il Campaniano ed il Paleocene superiore, il margine della piattaforma laziale-abruzzese.

Malgrado i rigetti delle faglie sinsedimentarie osservati in affioramento non siano superiori all'ordine metrico è ipotizzabile quindi, in accordo con altri Autori (CHAN *et alii*, 1985, TAVARNELLI, 1996), che dette strutture ("semi-ductile structures") siano responsabili delle variazioni laterali di spessore presenti in tutto l'Appennino umbro-marchigiano nelle successioni cretaceo-paleogeniche.

Nella fase di *post-rift* le cause della subsidenza del bacino umbro-marchigiano devono pertanto essere ricercate nella concomitanza di due processi:

- termico, dovuta al raffreddamento litosferico e quindi all'aumento di densità del margine susseguente alla fase di *rifting* ('*post-rift thermal subsidence*', MCKENZIE, 1978);

- tettonico prodotto da una fase estensionale legata ad una distensione NE-SW (in coordinate attuali) che risulta attiva, anche se in modo discontinuo, durante tutto l'intervallo Cretaceo- Eocene.

Il primo induce una subsidenza uniforme su tutto il margine, mentre il secondo è responsabile della persistente differenziazione batimetrica tra aree di alto e basso strutturale e delle relative variazioni laterali di spessore nel dominio umbro-marchigiano.

La coesistenza di detti processi determina un'anomalia del margine umbro-marchigiano che non può essere a rigori considerato un margine 'passivo' semplice, ma può rappresentare una sorta di margine 'misto' caratterizzato dalla presenza di una rilevante attività tettonica *post-rift* (Cretaceo-Eocene) fino ad ora mai segnalata nei '*continental rifted margin*'.

Ringraziamenti

Si ringraziano la Prof. A. MICARELLI e la dott.ssa M. POTETTI per l'analisi micropaleontologica, il Prof. M. CHIOCCHINI per le costruttive discussioni e il Prof. G. BERTOTTI per i numerosi suggerimenti e la revisione critica del manoscritto.

La ricerca è stata realizzata nell'ambito del Dottorato di ricerca in Tettonica e Geologia strutturale dell'Università di Camerino.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PRINCIPI G. (1984) - *Pre-orogenic tectonics and metamorphism in Western Tethys ophiolites*. *Ophioliti*, **9**(3), 245-278.
- ALVAREZ W. (1989) - *Pattern of extensional faulting in pelagic carbonates of the Umbria-Marche Apennines of central Italy*. *Geology*, **18**, 407-410.
- BALDANZA A., COLACICCHI R., PARISI G. (1982) - *Controllo tettonico sulla deposizione dei livelli detritici nella Scaglia cretaceo-paleogenica (Umbria orientale)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **5**, 11-14.
- BERNOULLI D. (1967) - *Probleme der sedimentation im Jura Westgrieschenlands und des zentralen Apennin*. *Verhandl. Naturf. Ges. Basel*, **78**(1), 35-54.
- BERNOULLI D. AND JENKINS H. C. (1974) - *Alpine, Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys*. *SEPM Spec. Publ.*, **19**, 129-160.
- BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D., CASTELLARIN A. (1993) - *From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous*. *Sedimentary Geology*, **86**, 53-76.
- BOND G. C. & KOMINZ M. A. (1984) - *Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeoclinal, southern Canadian Rocky Mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**, 155-173.
- BURRUS J., BESSIS F. AND DOLIGEZ B. (1987) - *Heat flow, subsidence and crustal structure of the Gulf de Lions (NW Mediterranean): a quantitative discussion of the classic passive margin model*. In: C. Beaumont and A.J. Tankard (Editors), *Sedimentary Basins and Basin-forming Mechanisms*. *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, **12**, 1-15.
- CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G. & MICARELLI A. (1986) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area umbro-marchigiana dal Trias al Pleistocene*. *Studi Geologici Camerti*, volume speciale "La geologia delle Marche".
- CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1991) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino umbro-marchigiano alla costa adriatica*. *Stud. Geol. Cam.*, volume speciale (1991/1), 295-314.
- CELLO G. & COPPOLA L. (1989) - *Modalità e stili deformativi nell'area anconetana*. *Studi Geologici Camerti*, **11**, 37-47.
- CELLO G., DEIANA G., GAZZANI D., MARCHEGIANI L., MAZZOLI S. (1996) - *Riconoscimento ed analisi di alcune associazioni di strutture sinsedimentarie pre-orogeniche in Appennino Centrale*. *Studi Geologici Camerti*, volume speciale (1995/1), 323-335.
- CELLO G., GAZZANI D., MARCHEGIANI L. & TONDI E (1996/97) - *Assetto strutturale ed evoluzione tettonica dell'area di Frasassi*. *Studi Geologici Camerti*, stesso volume.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1969) - *Considerazioni preliminari su alcune serie mesozoiche dell'Appennino umbro-marchigiano*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **8**, 237-263.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino umbro-marchigiano*. *Studi Geologici Camerti*, **1**, 7-89.
- CHAN L. S., MONTANARI A. & ALVAREZ W. (1985) - *Magnetic stratigraphy of the Scaglia Rossa: implications for syndepositional tectonics of the Umbria-Marche basin*. *Riv. It. Pal. Strat.*, **91/2**, 219-258.
- CHANNEL J.E.T., D'ARGENIO B AND HORVATH F. (1977) - *Adria, the African Promontory, in Mesozoic Mediterranean palaeogeography*. *Earth-Sci. Rev.*, **15**, 213-292.
- CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A., MORETTI A. & PIERUCCINI U. (1976) - *Geologia dei Monti Sibillini nord-orientali*. *Studi Geol. Camerti*, **2**, 7-44.
- CIANCETTI G. & NANNI T. (1989) - *Note sulla geologia dell'anticlinale di Cingoli (Marche)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **108**, 553-564.
- CIARRAPICA G. & PASSERI L. (1980) - *Tentativo di ricostruzione paleogeografica a livello del Trias nella Toscana a nord dell'Arno e sue implicazioni tettoniche*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **21**, 41-49.

- COCHRAN, J.R. (1983) - *Effects of finite rifting times on the development of sedimentary basins*. Earth Planet. Sci. Lett., **66**, 289-302.
- COLACICCHI R. & PIALLI G. (1967) - *Dati a conferma di una lacuna dovuta ad emersione nel Giurese del Monte Cucco (Appennino Umbro)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**, 179-192.
- COLACICCHI R., PASSERI L. & PIALLI G. (1970) - *Nuovi dati sul Giurese umbro-marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento regionale*. Mem. Soc. Geol. It., **9**, 839-874.
- COLACICCHI R. & PIALLI G. (1974) - *Significato paleogeografico di alcuni depositi di alta energia nella parte sommitale del Calcere massiccio* (Nota preliminare). Boll. Soc. Geol. It., **92**, 173-187.
- COLACICCHI R. BALDANZA A. & PARISI G. (1985) - *Torbiditi carbonatiche nella scaglia rossa del bacino umbro-marchigiano: stratigrafia, sedimentologia e confronto con le torbiditi silicoclastiche*. Geologica Romana, **24**, 35-72.
- COLTORTI M. & BOSELLINI A. (1980) - *Sedimentazione e tettonica nel Giurassico della dorsale marchigiana*. Studi Geologici Camerti, **6**, 13-21.
- COSGROVE (1993) - *The interplay between fluids, folds and thrusts during the deformation of a sedimentary succession*. J. Struct. Geol., **15**, 491-500.
- CRESTA S., CECCA F., SANTANTONIO M. PALLINI G., BROENNIMANN P., BALDANZA A., COLACICCHI R., MONACO P., NOCCHI M., PARISI G. & VENTURI F. (1988) - *Stratigraphic correlations in the Jurassic of the Umbria-Marche apennines (Central Italy)*. Proc. 2nd Int. Symp. on Jurassic Stratigr. Lisbona, 1987.
- DEIANA G. & PIALLI G. (1994) - *The structural provinces of the Umbro-Marchean Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **48**, 473-484.
- DEIANA G., DRAMIS F., INVERNIZZI C. & PIERANTONI P.P. (1994) - *Aspetti stratigrafici e strutturali del settore centrale dell'Appennino umbro-marchigiano. Itinerario n. 9*. In: Guide Geologiche Regionali: Appennino umbro-marchigiano.
- FARINACCI A. (1967) - *La serie giurassico-neocomiana di Monte Lacerone (Sabina). Nuove vedute nell'interpretazione paleogeografica delle aree di facies umbro-marchigiana*. Geol. Rom., **6**, 421-480.
- GALDENZI S. (1986/a) - *Rapporti laterali tra diverse sequenze giurassiche della dorsale marchigiana fra la Gola della Rossa e Monte Canfaiato*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 49-55.
- GALDENZI S. (1986/b) - *Megabrecce giurassiche nella dorsale marchigiana e loro implicazioni paleotettoniche*. Boll. Soc. Geol. It., **105**, 371-382.
- GRADSTEIN F. M. & SRIVASTAVA S. P. (1980) - *Aspects of Cenozoic stratigraphy and paleoceanography of the Labrador Sea and Baffin Bay*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **30**, 261-295.
- MCKENZIE D. (1978) - *Some remarks on the development of sedimentary basins*. Earth Planet. Sci. Lett., **40**, 25-32.
- MICARELLI A., POTETTI M. & CHIOCCHINI M. (1977) - *Ricerche microbiostratigrafiche sulla Maiolica della regione umbro-marchigiana*. Studi Geologici Camerti, **3**, 57-86.
- MONTANARI A. (1988) - *Tectonic implications of hydrothermal mineralization in the late Cretaceous-Early Tertiary pelagic basin of the Northern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 399-411.
- PARSON B. & SCLATER J. G. (1977) - *An analysis of the variation of ocean floor bathymetry with heat flow and age*. J. Geophys. Res., **82**, 803-827.
- PASSERI L. (1971) - *Stratigrafia e sedimentologia dei calcari giurassici del M. Cucco (Appennino umbro)*. Geol. Rom., **10**, 93-130.
- SANTANTONIO M. (1993) - *Facies associations and evolution of pelagic carbonate platform/basin systems. Examples from the Italian Jurassic*. Sedimentology, **40**, 1039-1067.
- SCLATER J. C. & CHRISTIE P. A. F. (1980) - *Continental stretching: an explanation of the post-mid Cretaceous subsidence of the central North Sea basin*. J. Geophys. Res., **85**, 3711-3739.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA: Foglio 290, "Cagli", 1972. Firenze
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA: Foglio 291, "Pergola", 1975. Firenze
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA: Foglio 301, "Fabriano", 1979. Firenze
- STECKLER M. S. & WATTS A. B. (1978) - *Subsidence of the Atlantic type continental margin off New York*. Earth Planet. Sci. Lett., **41**, 1-13.
- TAVARNELLI E. (1996) - *Controllo delle faglie dirette giurassiche e cretaccio-paleogene sullo sviluppo dei sovrascorrimenti neogenici nell'Appennino umbro-marchigiano*. Studi Geologici Camerti. Volume speciale (1995/1), 601-609.
- VAN DER MEER F. & CLOETINGH S. (1993) - *Intraplate stresses and the subsidence history of the Sirte Basin (Libya)*. Tectonophysics, **226**, 37-58.
- VAN HINTE J. E. (1978) - *Geohistory analysis - application of micropaleontology in exploration geology*. A. A. P. G. Bull., **62**, 201-222.
- WINTER T. & TAPPONIER P. (1991) - *Extension majeure post-Jurassique et ante-Miocène dans le centre de l'Italie: données microtectoniques*. Bull. Soc. Géol. France, **162**, 6, 1095-1108.
- WINTERER E. L. & BOSELLINI A. (1981) - *Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy*. Am. Assoc. Pet. Geol., **65**, 394-421.