

**CONTROLLO DELLE FAGLIE DIRETTE GIURASSICHE E CRETACICO-PALEOGENICHE SULLO SVILUPPO
DEI SOVRASCORRIMENTI NEOGENICI NELL'APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO(**)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 601
ABSTRACT	" 601
INTRODUZIONE	" 601
INQUADRAMENTO GEOLOGICO	" 602
CARATTERI MESO- E MACROSCOPICI DELLE STRUTTURE SINSEDIMENTA- RIE GIURASSICHE E CRETACICO-PA- LEOGENICHE	" 603
LA SEZIONE BILANCIATA MORRO REA- TINO-LEONESSA	" 605
CONCLUSIONI	" 608
BIBLIOGRAFIA	" 608

RIASSUNTO

L'Appennino umbro-marchigiano offre situazioni particolarmente favorevoli per verificare l'ipotesi di un controllo da parte delle strutture sinsedimentarie giurassiche e cretacico-paleogeniche sullo sviluppo dei sovrascorrimenti neogenici. L'uso delle tecniche di retrodeformazione curvometrica ed equiareale nella costruzione di una sezione bilanciata attraverso i rilievi compresi fra la Valnerina e la Conca di Leonessa (Umbria sud-orientale ed alto Lazio) mostra che la posizione originaria delle rampe dei sovrascorrimenti coincide con quella di importanti faglie dirette sinsedimentarie che immergono prevalentemente verso l'avampaese. Queste hanno interrotto la continuità laterale delle evaporiti triassiche, che rappresentano un importante orizzonte di scollamento, ed hanno agito da ostacoli alla propagazione del sistema di sovrascorrimenti verso le zone esterne della catena. I rapporti fra faglie dirette e sovrascorrimenti indicano che nello studio delle catene originatesi a spese di margini continentali precedentemente assottigliati la geometria e l'orientazione delle strutture compressive riflette la distribuzione degli alti morfologico-strutturali e delle depressioni riferibili alla tettonica distensiva sinsedimentaria pre-collisionale.

ABSTRACT

The Umbria-Marche-Sabina foreland fold and thrust belt (Central Apennines, Italy) provides excellent examples to test the hypothesis of synsedimentary structural control on thrust development. The sedimentary cover, Late Trias to Miocene in age, is made of shallow water and pelagic carbonates, whose deposition was partly controlled by extensive rifting and passive margin development. Normal faulting, mainly active during the Jurassic and the Late Cretaceous-Palaeogene, determined considerable lateral thickness and facies variations. By the Late Miocene the sedimentary cover was detached from the underlying basement along a mainly evaporitic horizon (Late Trias Anidriti di Burano Fm.), and was deformed by eastward verging folds and thrusts.

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

(**)Lavoro eseguito con il contributo finanziario del M.U.R.S.T. fondi 40% (responsabile F.A. DECANDIA).

The use of both line length and equal area techniques in the construction of a balanced cross section through three major fault-related folds between the Nera River Valley and the Rieti Basin (Southeastern Umbria and Northern Latium) allowed to determine the position of the points where thrust ramps branch-off the sole thrust (trailing branch points). The nucleation of thrust ramps was controlled by the presence within the restored template of both Jurassic and Cretaceous-Palaeogene synsedimentary normal faults. These interrupted the lateral continuity of the Anidriti di Burano Fm., and acted as obstacles to the eastward migration of the sole thrust, giving rise to particularly evident buttressing phenomena.

The inferred relationships between early normal faults and trailing branch points indicate that synsedimentary tectonic features, such as faults and the related lateral thickness and facies variations, can be envisaged as regionally important perturbations. These structures may effectively control the nucleation and development of thrust ramps.

PAROLE CHIAVE: Faglie dirette sinsedimentarie, Assetto paleogeografico, Sezioni bilanciate, Buttressing, Branch lines.

KEY WORDS: Syndepositional normal faults, Restored template, Balanced cross sections, Buttressing, Branch lines.

INTRODUZIONE

Le tecniche di retrodeformazione di sezioni geologiche attraverso le zone esterne delle catene collisionali costituiscono un valido strumento analitico in quanto consentono non solo di definire l'entità dei raccorciamenti espressi dalle strutture, ma anche di verificare la correttezza delle sezioni stesse dal punto di vista geometrico: una sezione è corretta se può essere retrodeformata e se lo stile delle strutture che vi compaiono è coerente con quello delle strutture osservabili alla scala dell'affioramento e del versante (ELLIOTT, 1983). Un ulteriore vincolo per la realizzazione di sezioni geologiche bilanciate è rappresentato dalle informazioni di carattere sedimentologico-stratigrafico relative alla successione coinvolta nelle strutture maggiori: il quadro che deriva dalla loro retrodeformazione dev'essere, infatti, coerente con i dati relativi all'assetto paleogeografico della regione in esame, come mostrano numerosi studi stratigrafico-strutturali condotti nelle zone esterne delle Alpi occidentali (GILLCRIST *et alii*, 1987; LEMOINE & TRUMPY, 1987; BUTLER, 1989; WELBON, 1988).

Le tecniche di retrodeformazione sono state recentemente utilizzate nella realizzazione di sezioni bilanciate di importanza regionale attraverso l'Appennino umbro-marchigiano-sabino, che occupa le zone esterne dell'Appennino Settentrionale (BALLY *et alii*, 1986; BARCHI *et alii*, 1988; CALAMITA & DELANA, 1986, 1988; HILL & HAYWARD, 1988; CALAMITA, 1990; COSENTINO *et alii*, 1991; GHISSETTI *et alii*, 1993). La scala di queste sezioni, sebbene adatta a definire l'entità dei raccorciamenti espressi dalle strutture neogeniche, non consente tuttavia di rap-

presentare i motivi che hanno caratterizzato l'evoluzione stratigrafica e paleogeografica della catena. Sezioni bilanciate di maggior dettaglio, invece, metterebbero più efficacemente in evidenza le variazioni di spessore delle formazioni presenti all'interno della successione stratigrafica e legate all'intensa attività tettonica sinsedimentaria con carattere distensivo durante il Giurassico (BERNOULLI, 1967; CENTAMORE *et alii*, 1969, 1971; COLACICCHI *et alii*, 1970), il Cretacico-Paleogene (DECANDIA, 1982; COLACICCHI & BALDANZA, 1986; WINTER & TAPPONIER, 1991) ed il Miocene (CALAMITA & DEIANA, 1980; ALBERTI *et alii*, 1994). La risoluzione di queste sezioni consentirebbe, pertanto, di verificare se esiste una relazione fra le strutture distensive sinsedimentarie meso-cenozoiche e le successive strutture compressive neogeniche. Pochi sono finora gli studi condotti utilizzando questo approccio analitico: un esempio è rappresentato dalla sezione Scheggia-Serra S. Abbondio, situata nel settore settentrionale dell'Appennino umbro-marchigiano (BARCHI *et*

alii, 1989). Scopo del presente lavoro è quello di descrivere, attraverso la retrodeformazione di una sezione geologica di dettaglio nella parte meridionale dell'Appennino umbro-marchigiano (fra la Valnerina e la Conca di Leonessa), la geometria delle strutture legate all'attività tettonica sinsedimentaria del Giurassico e del Cretacico-Paleogene, nonché di mostrare il ruolo esercitato da queste strutture durante la compressione neogenica.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

I rilievi compresi fra la Valnerina e la Conca di Leonessa, che occupano il settore sud-orientale dell'Appennino umbro-marchigiano-sabino (Fig. 1a), sono costituiti da una successione di età triassico-miocenica, nella quale si riconoscono una porzione inferiore, prevalentemente calcarea, ed una porzione superiore, prevalentemente calcareo-marnosa. Mancano in questa

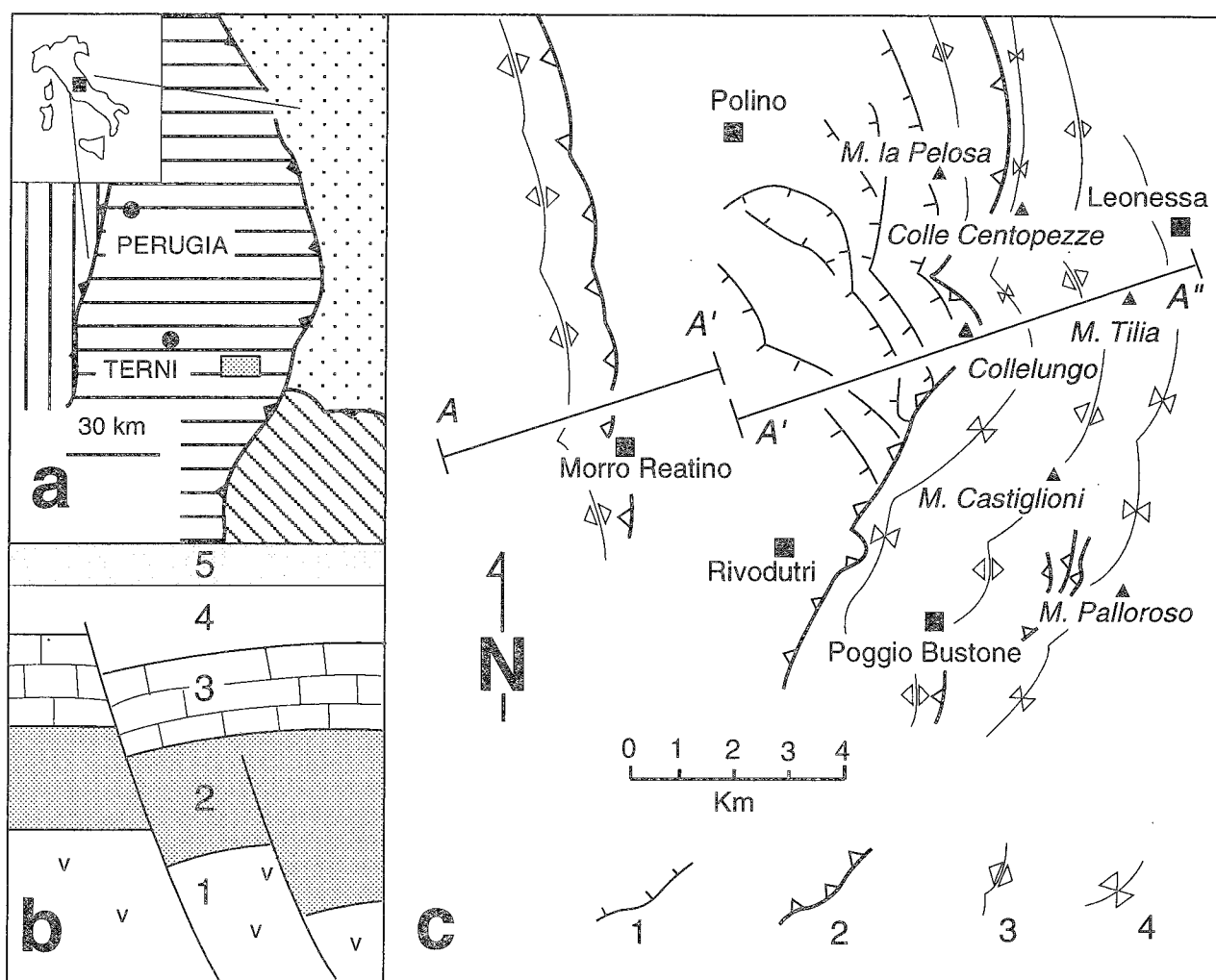


Fig. 1 - Inquadramento geologico del settore esaminato. a - Schema tettonico dell'Appennino umbro-marchigiano. b - Successione stratigrafica schematica della copertura umbro-marchigiana (le variazioni di spessore delle formazioni sono controllate da faglie dirette sinsedimentarie del Giurassico e del Cretacico-Paleogene). Spiegazione dei simboli: 1 - Anidriti di Burano (Trias superiore); 2 - formazioni del Giurassico (Calcare massiccio, Corniola, Calcare rosso ammonitico, Calcari diasprini); 3 - formazioni del Cretacico inferiore-medio (Maiolica, Marne a Fucoidi); 4 - formazioni del Cretacico superiore-Eocene (Scaglia bianca, rosata e variegata); 5 - formazioni dell'Oligocene-Miocene inferiore (Scaglia cinerea, Bisciario). c - Schema strutturale dell'area compresa fra la Valnerina e la Conca di Rieti (nel riquadro in Fig. 1a): la sezione Morro Reatino-Leonessa (tracce A-A' ed A'-A'') è illustrata in Fig. 6a. Spiegazione dei simboli: 1 - faglie dirette giurassiche e cretaccio-paleogeniche (i trattini indicano il tetto); 2 - sovrascorrimenti neogenici (i triangoli indicano il tetto); 3 - tracce delle superfici assiali delle anticlinali; 4 - tracce delle superfici assiali delle sinclinali.

area i depositi torbiditici sinorogenici, che affiorano estesamente nelle aree più esterne.

Le formazioni triassico-mioceniche mostrano sensibili variazioni di spessore, controllate da faglie dirette sinsedimentarie di età giurassica (CENTAMORE *et alii*, 1969, 1971; DAMIANI *et alii*, 1992) e cretacio-paleogenica (DECANDIA, 1982; COLACICCHI & BALDANZA, 1986) che individuano alti morfologico-strutturali e depressioni: in corrispondenza dei primi si sono deposte le successioni condensate e lacunose, caratterizzate da spessori piuttosto esigui, mentre nelle seconde si sono deposte le successioni complete, caratterizzate da forti spessori delle formazioni (Fig. 1b).

La struttura dei rilievi compresi fra la Valnerina e la Conca di Leonessa, realizzatasi durante gli eventi compressivi del Messiniano-Pliocene inferiore, è prevalentemente espressa da tre sovrascorrimenti principali, orientati all'incirca N-S, che determinano la sovrapposizione di altrettanti elementi strutturali (Fig. 1c). La geometria delle superfici di sovrascorrimento è controllata dalle variazioni litologiche presenti all'interno della successione stratigrafica, ed è caratterizzata dall'alternarsi di tratti suborizzontali (*flats*) ed inclinati (*rampe*): i *flats* principali sono localizzati in corrispondenza delle Anidriti di Burano e della Scaglia cinerea. La deformazione è avvenuta in regime fragile, in risposta a meccanismi deformativi di tipo dissoluzione per pressione. In prossimità delle superfici di sovrascorrimento essa è espressa prevalentemente dallo sviluppo di mesostrutture di taglio del tipo tettoniti S-C (secondo la terminologia di BERTHÈ *et alii*, 1979 e di LISTER & SNOKE, 1984): le fibre di calcite nelle vene di taglio indicano spostamenti del tetto avvenuti in direzione media N 75° E verso i qua-

dranti orientali. Le superfici dei sovrascorrimenti occidentali sono localmente deformate in pieghe ad opera delle superfici dei sovrascorrimenti più orientali (TAVARNELLI, 1994): ciò suggerisce che la deformazione compressiva si sia propagata dalle zone interne verso le zone esterne secondo una generale sequenza di tipo piggy-back (secondo la terminologia di BUTLER, 1987). Ai sovrascorrimenti sono associate pieghe asimmetriche con vergenza verso est, anch'esse orientate N-S, interpretate come *fault-propagation folds* da DECANDIA & GIANNINI (1977) e da TAVARNELLI (1993): lo stile di queste pieghe è, in genere, curvilineo (Fig. 2).

Agli eventi compressivi ha fatto seguito una tettonica distensiva di età Pliocene superiore-Pleistocene, alla quale è legato lo sviluppo di faglie dirette che delimitano importanti depressioni morfologico-strutturali, quali le conche di Leonessa (MICHETTI & SERVA, 1991) e di Rieti (CAVINATO *et alii*, 1989).

Qui di seguito verranno brevemente descritti i caratteri geometrici delle strutture riferibili alla tettonica sinsedimentaria giurassica e cretacio-paleogenica: lo stile di queste strutture, adottato nella retrodeformazione di una sezione bilanciata, servirà da supporto ad un modello cinematico sui rapporti fra faglie dirette sinsedimentarie e sovrascorrimenti neogenici.

CARATTERI MESO- E MACROSCOPICI DELLE STRUTTURE SINSEDIMENTARIE GIURASSICHE E CRETACICO-PALEOGENICHE

Lo studio delle strutture riferibili all'attività tettonica sinsedimentaria giurassica e cretacio-paleoge-



Fig. 2 - L'anticlinale di M. Solenne-Morro Reatino vista da sud: lo stile della struttura è curvilineo.

nica è stato condotto a due diverse scale, mesoscopica e macroscopica (cartografica), rivolgendo particolare attenzione ai rapporti che le suddette strutture realizzano con i più recenti motivi compressivi di età neogenica.

Strutture minori

Molti termini della successione giurassica (Calcare massiccio, Corniola, Calcare Rosso Ammonitico, Calcari diasprini, Maiolica) e cretácico-paleogenica (Scaglia s.l.) sono caratterizzati dallo sviluppo di stiloliti subparalleli alla stratificazione, che separano dei *lithons* con spaziatura variabile da centimetrica a millimetrica: esse frequentemente sono associate a vene o a sistemi coniugati di vene disposte *en échelon*, che rappresentano verosimilmente il sito di rideposizione del carbonato dissolto lungo i giunti stilolitici (Fig. 3a). Le relazioni fra stiloliti e vene, che si intersecano tagliandosi e dislocandosi reciprocamente, indicano per questo insieme di strutture una comune origine tettonica (ARTHAUD & MATTAUER, 1972), riferibile a processi deformativi con carattere distensivo. Strutture analoghe sono state recentemente segnalate nella Scaglia dell'Appennino umbro-marchigiano e riferite agli eventi sinsedimentari distensivi del Cretácico-Paleogene (WINTER & TAPPONIER, 1991). Ai sistemi coniugati di vene *en échelon* è legato lo sviluppo di faglie dirette che si propagano attraverso la stratificazione con valori angolari in genere piuttosto elevati (Fig. 3b). Il rigetto prodotto da queste strutture diminuisce progressivamente verso l'alto, fino ad esaurirsi: si tratta pertanto di faglie dirette di origine sinsedimentaria. In seguito allo sviluppo delle strutture legate alla compressione neogenica, queste faglie sono talvolta riorientate in posizione suborizzontale; più raramente, in situazioni nelle quali esse si propagano attraverso litotipi ad elevato contrasto di competenza, il loro specchio risulta riorientato e deformato (Fig. 3c).

Strutture maggiori

Gli effetti della tettonica sinsedimentaria giurassica sono ben visibili in corrispondenza del sovrascorrimento di M. Tilia-M. Castiglioni, nella parte orien-

tale del settore analizzato, dove numerose faglie dirette controllano la distribuzione delle coeve successioni complete e condensate o lacunose. L'orientazione esatta di queste faglie è di difficile determinazione in quanto esse sono state deformate durante la compressione neogenica. Tuttavia le faglie dirette sinsedimentarie nel tetto hanno direzione media W-E, trasversale rispetto a quella del sovrascorrimento, mentre quelle presenti nel muro hanno direzione media N-S, grossomodo parallela a quella del sovrascorrimento.

Gli effetti della tettonica sinsedimentaria cretácico-paleogenica sono invece evidenti, alla scala cartografica, negli elementi di M. Solenne-Morro Reatino e di M. Coscerno-Rivodutri, nella parte centro-occidentale del settore analizzato (Fig. 1): in entrambi i casi numerose faglie dirette tagliano le formazioni del tetto e si interrompono in corrispondenza delle superfici di sovrascorrimento senza propagarsi nel muro (TAVARNELLI, questo volume). Queste strutture dislocano i termini triassico-cretácici (Anidriti di Burano-Marne a Fucoidi) e determinano sensibili variazioni di spessore della porzione cretácico-paleogenica della successione stratigrafica. Le faglie si estendono in direzione media N-S, parallela a quella dei sovrascorrimenti, ed immergono generalmente verso i quadranti occidentali, producendo rigetti verticali che possono raggiungere alcune centinaia di metri: la loro orientazione è coerente con quella delle strutture rappresentate nella ricostruzione paleogeografica del limite Africa-Europa relativa all'intervallo Cretácico-Paleogene (WINTER & TAPPONIER, 1991).

Le faglie dirette cretácico-paleogeniche non sono sempre visibili in affioramento in quanto molto spesso risultano deformate dai sovrascorrimenti neogenici; tuttavia la loro presenza è desumibile sulla base di evidenze sedimentologiche e stratigrafiche. Lo studio di dettaglio del sovrascorrimento di M. Coscerno-Rivodutri mette in evidenza una struttura particolarmente complessa nella porzione cretácico-paleogenica della successione stratigrafica, caratterizzata da pieghe con vergenza verso est. Nel muro del sovrascorrimento la Scaglia presenta spessori di alcune centinaia di metri

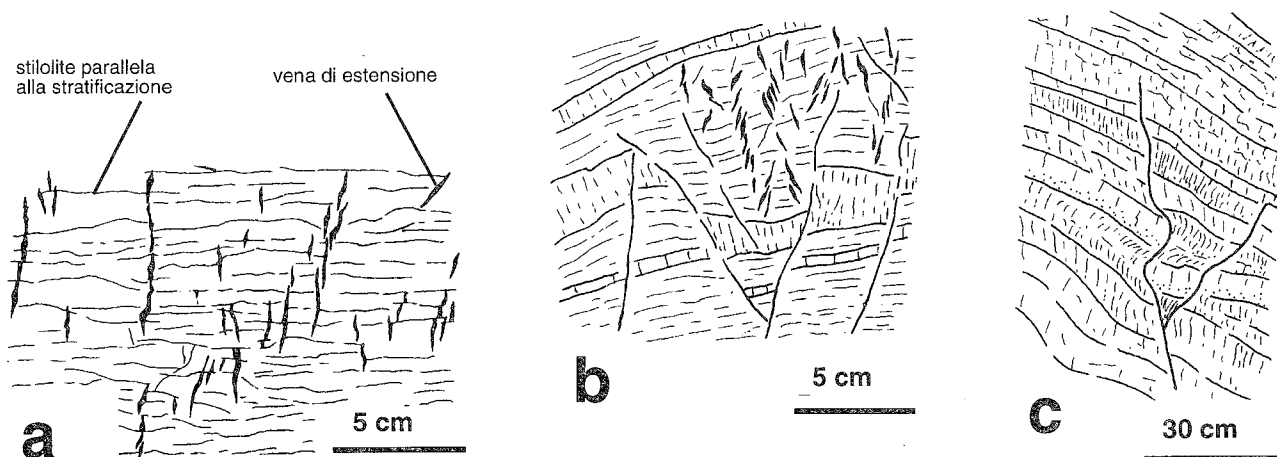


Fig. 3 - Caratteri mesoscopici delle strutture legate alla tettonica sinsedimentaria cretácico-paleogenica. a - Rapporti di reciproca intersezione fra stiloliti paralleli alla stratificazione e sistemi coniugati di vene di calcite disposte *en échelon* (Scaglia bianca del versante meridionale di Collelungo). b - faglie dirette centimetriche associate a stiloliti paralleli alla stratificazione ed a sistemi coniugati di vene di calcite disposte *en échelon* (Scaglia bianca nel fianco occidentale dell'anticlinale di M. Coscerno-Rivodutri). c - faglie dirette che dislocano una successione di marne e calcari, deformate durante la compressione neogenica (Scaglia cinerea nel fianco occidentale dell'anticlinale di M. Tilia-M. Castiglioni).

e contiene abbondanti calcareniti allodapiche, mentre nel tetto essa si riduce ad alcune decine di metri ed è del tutto priva di materiale risedimentato. I dati dell'analisi strutturale esposti in precedenza consentono di prospettare l'ipotesi di una stretta relazione fra queste differenze di spessore e l'attività di una faglia che, durante la sedimentazione della Scaglia, ha determinato differenziazioni morfologico-strutturali con formazione di un alto ad ovest e di una depressione ad est (Fig. 4).

LA SEZIONE BILANCIATA MORRO REATINO-LEONESSA

Le evidenze meso- e macrostrutturali di un'intensa attività tettonica sinsedimentaria durante il Giurassico ed il Cretacico-Paleogene sono state integrate nella realizzazione della sezione bilanciata Morro Reatino-Leonessa, che si estende per 16,5 Km in direzione media WSW-ENE, parallelamente al trasporto tettonico (Fig. 5a). Il parallelismo fra la traccia della sezione ed il tra-

sporto tettonico è un requisito fondamentale nelle operazioni di retrodeformazione, in quanto assicura che non si verifichi sul piano della sezione un allontanamento dalle condizioni ideali di deformazione piana (PLANE STRAIN). Le pieghe principali sono state rappresentate adottando uno stile curvilineo, coerente con quello delle strutture osservate alla scala del versante (Fig. 2); questa corrispondenza rende la sezione ammissibile, secondo la definizione di ELLIOTT (1983). La retrodeformazione è stata eseguita adottando le tecniche di bilanciamento sia curvimetrico (DAHLSTROM, 1969) sia equiareale (HOSSACK, 1979; MITRA & NAMSON, 1990).

Non disponendo di elementi che consentono di determinare accuratamente le variazioni di volume legate alla dissoluzione per pressione, che costituiscono un importante parametro ai fini della valutazione dei raccorciamenti (HOSSACK, 1979), è stata assunta una deformazione compressiva avvenuta a volume costante; questa semplificazione comporta che l'entità del raccorciamento calcolata corrisponda al valore minimo e

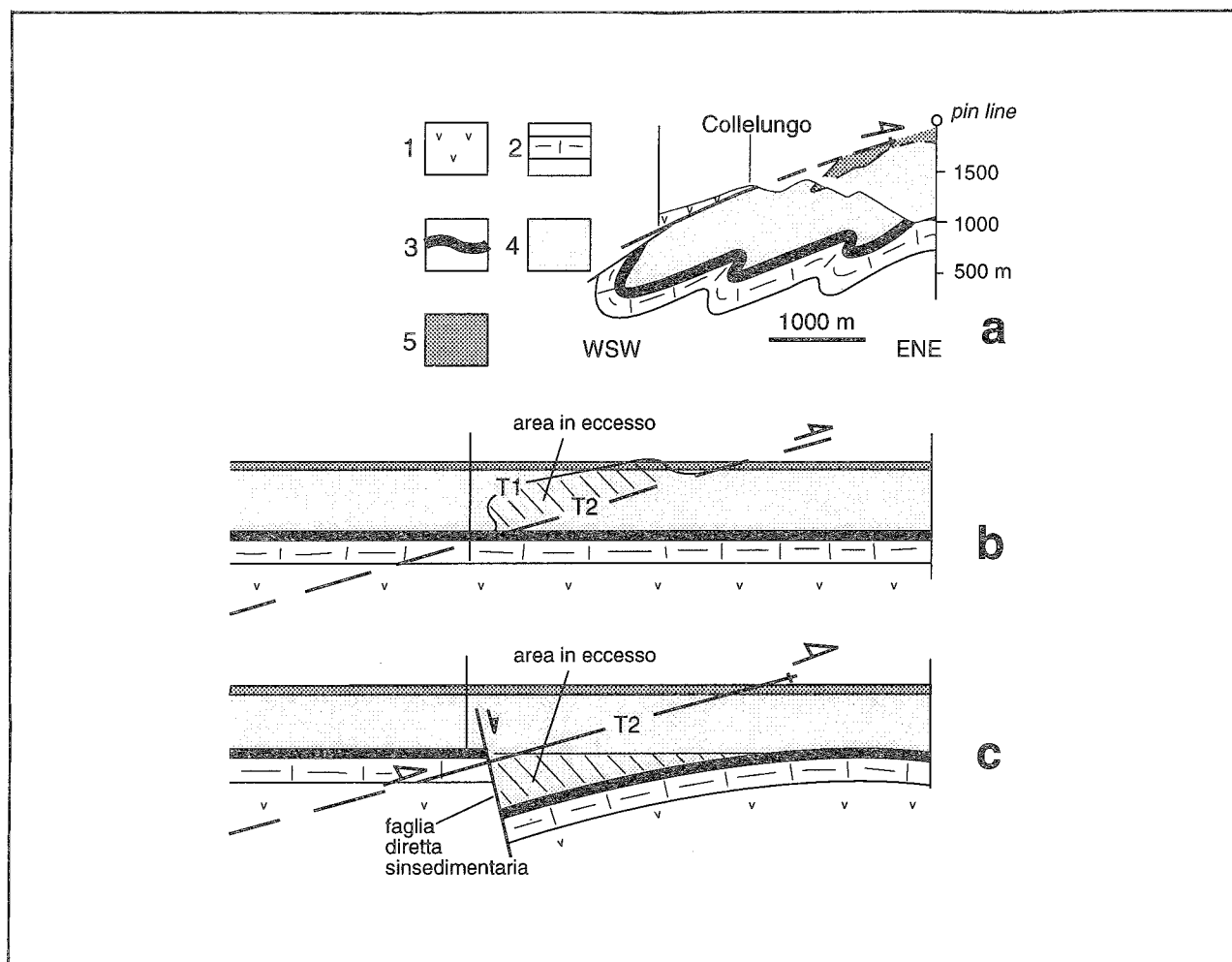


Fig. 4 - Esempio di faglia diretta sinsedimentaria cretacico-paleogenica dedotta sulla base di evidenze sedimentologiche e stratigrafiche. a - sezione di dettaglio attraverso la sinclinale di Collelungo, nel muro del sovrascorrimento di M. Coscemo-Rivodutri. b - La retrodeformazione della sezione, nell'ipotesi di uno spessore costante della Scaglia s.l., mostra una traiettoria del sovrascorrimento (T1) non realistica, perché caratterizzata da locali contropendenze. La scelta di una traiettoria più verosimile (T2) determina un eccesso di volume (area in sezione) nel tetto, che deve essere, pertanto, ridistribuita nel muro del sovrascorrimento. c - Sezione retrodeformata nella quale l'eccesso di volume (area in sezione) è dovuto ad un ispessimento originario della Scaglia s.l., controllato da una faglia diretta sinsedimentaria che immerge verso l'avampasse: questa soluzione, coerente con i dati sedimentologici, ammissibile e retrodeformabile, è pertanto bilanciata. Spiegazione dei simboli: 1 - formazioni mesozoiche nel tetto del sovrascorrimento; 2 - Maiolica (Cretacico inf.); 3 - Marne a Fuocidi (Cretacico medio); 4 - Scaglia bianca, rossa e variegata (Cretacico sup.-Eocene sup.); 5 - Scaglia cinerea (Eocene sup.-Oligocene).

$$S = L_b - L_a$$

$$L_b = 23,5 \text{ Km} \quad L_a = 16,5 \text{ Km}$$

$$S = 7 \text{ Km} \quad S\% = 29,7 \text{ Km}$$

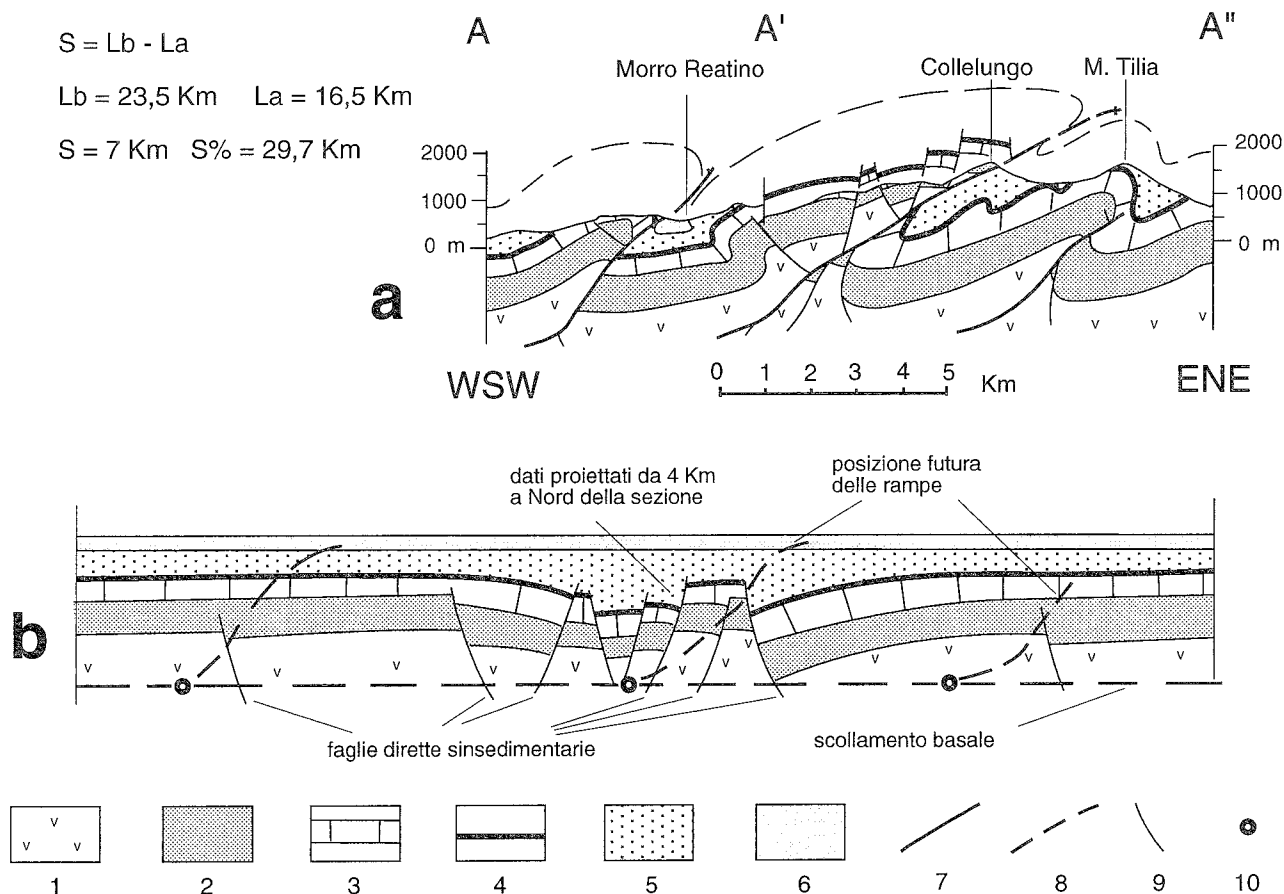


Fig. 5 - La sezione Morro Reatino-Leonessa (tracce A-A' e A'-A'' di Fig. 1c). a - sezione bilanciata; b - ricostruzione palinspastica retrodeformata. Spiegazione dei simboli: 1 - formazioni triassiche (Anidriti di Burano); 2 - formazioni giurassiche (Calcare massiccio, Corniola, Calcare rosso ammonitico, Calcari diasprini, Formazione del Bugarone); 3 - formazioni del Cretacico inf. (Maiolica); 4 - formazioni del Cretacico medio (Marne a Fucoidi); 5 - formazioni del Cretacico sup.-Eocene (Scaglia bianca, rossa e variegata); 6 - formazioni dell'Oligocene-Miocene inferiore (Scaglia cinerea, Bisciario); 7 - sovrascorrimenti neogenici; 8 - traiettorie retrodeformate dei sovrascorrimenti neogenici; 9 - faglie dirette sinsedimentarie giurassiche e cretacico-paleogeniche; 10 - punti dai quali si enucleano le rampe dei sovrascorrimenti (trailing branch points).

che pertanto il criterio adottato nella retrodeformazione della sezione sia altamente conservativo. La retrodeformazione della sezione è stata condotta eliminando progressivamente i motivi strutturali più recenti: non essendo evidenti gli effetti della deformazione distensiva plio-pleistocenica, dapprima sono state eliminate le strutture compressive mio-plioceniche e successivamente sono state eliminate le faglie dirette cretacico-paleogeniche, coassiali con le prime, e le faglie giurassiche. Il confronto fra la lunghezza della sezione e quella della ricostruzione palinspastica ottenuto eliminando gli effetti della compressione neogenica indica un raccorciamento lineare di 7 km, pari al 29,7% della lunghezza iniziale della sezione (Fig. 5b). Questo valore di raccorciamento è modesto se confrontato con quelli ottenuti nello stesso settore di catena o in aree limitrofe da BALLY *et alii* (1986), BARCHI (1991) e COSENTINO *et alii* (1991). Le possibili cause di questa discrepanza vanno ricercate nell'estrapolazione in profondità delle strutture osservate in superficie, nella localizzazione dei livelli di scollamento profondi e nella conseguente scelta dello stile deformativo; allo stato attuale questi aspetti sono controversi ed esulano dallo scopo del presente lavoro (per una trattazione più esauriente si rimanda al lavoro di DECANDIA *et alii*, 1994). Tuttavia, la presenza di un importante scollamento in corrispondenza delle evaporiti triassiche nel

tetto dell'elemento di M. Calcarone, circa 7 Km a SE di M. Castiglioni (TAVARNELLI, 1994) suggerisce che in quest'area il basamento non sia direttamente coinvolto nelle strutture della copertura sedimentaria. Pertanto nel retrodeformare la sezione è stato adottato uno stile di tipo pellicolare (*thin-skinned*).

Sulle cause che determinano la localizzazione e lo sviluppo delle rampe dei sovrascorrimenti nelle catene collisionali sono state formulate varie ipotesi. Secondo alcuni autori la localizzazione delle rampe può essere controllata dalla spaziatura di pieghe del tipo buckle folds che interessano la copertura sedimentaria (DE FEYTER *et alii*, 1986; BARCHI *et alii*, 1989; MC NAUGHT & MITRA, 1993; DE DONATIS & MAZZOLI, 1994; MORLEY, 1994). Secondo altri autori lo sviluppo delle rampe è invece controllato dalle condizioni di pressione dei fluidi all'interno della successione deformata (HUBBERT & RUBEY, 1959; GRETENER, 1981; CELLO & NUR, 1988). Una terza ipotesi prevede infine che lo sviluppo delle rampe possa essere controllato dalla presenza di anisotropie meccaniche (perturbations) alla base o all'interno della successione deformata (KNIFE, 1985). Quest'ultima interpretazione sembra particolarmente adatta a descrivere l'evoluzione delle catene originatesi a spese di margini continentali precedentemente assottigliati, dove abbondanti sono le faglie dirette sinsedimentarie

che possono rappresentare anisotropie meccaniche di primaria importanza (THOMAS, 1982; WELBON, 1988; GILLCRIST *et alii*, 1987; BUTLER, 1989).

La retrodeformazione della sezione Morro Reatino-Leonessa consente di ripristinare la posizione originaria delle rampe dei sovrascorrimenti neogenici e quindi di ricercare le possibili anisotropie meccaniche che ne avrebbero determinato lo sviluppo. La posizione delle principali rampe dei sovrascorrimenti coincide grossomodo con quella di importanti variazioni di spessore della successione stratigrafica, controllate da faglie dirette sinsedimentarie che immergono prevalentemente verso l'avampaese. Le variazioni più significative che si realizzano in corrispondenza delle rampe sono quelle all'interno della sequenza cretacico-paleogenica (vedasi ad es. la sinclinale di Collelungo in Fig. 4): non mancano, tuttavia, esempi di rampe che si propagano attraverso la copertura sedimentaria in corrispondenza di importanti variazioni laterali della sequenza giurassica (vedasi ad es. il sovrascorrimento di M. Tilia-M. Castiglioni).

La sistematica presenza di importanti faglie dirette sinsedimentarie alla base delle rampe dei principali sovrascorrimenti suggerisce che le prime, determinando accostamenti di rocce con proprietà meccaniche diverse, abbiano controllato la localizzazione e lo sviluppo delle seconde. Sulla ricostruzione paleogeografica retrodeformata (*restored template*), le zone nelle quali si realizza il passaggio dal *flat* basale alle rampe (*trailing branch points*) non coincidono esattamente con le faglie dirette sinsedimentarie, ma si trovano, in genere, in posizione più arretrata (circa 1-2 km più ad ovest): ciò suggerisce che, nell'ambito di una generale sequenza di tipo *piggy-back*, la propagazione delle rampe, controllata dalle strutture pre-compressive, sia avvenuta secondo locali traiettorie anomale di tipo *break-back* (secondo la terminologia di BUTLER, 1987). Un possibile modello evolutivo, che mette in evidenza il ruolo esercitato dalle faglie dirette sinsedimentarie giurassiche e cretacico-paleogeniche durante lo sviluppo e la propagazione dei sovrascorrimenti neogenici, è illustrato in Fig. 6. Il mo-

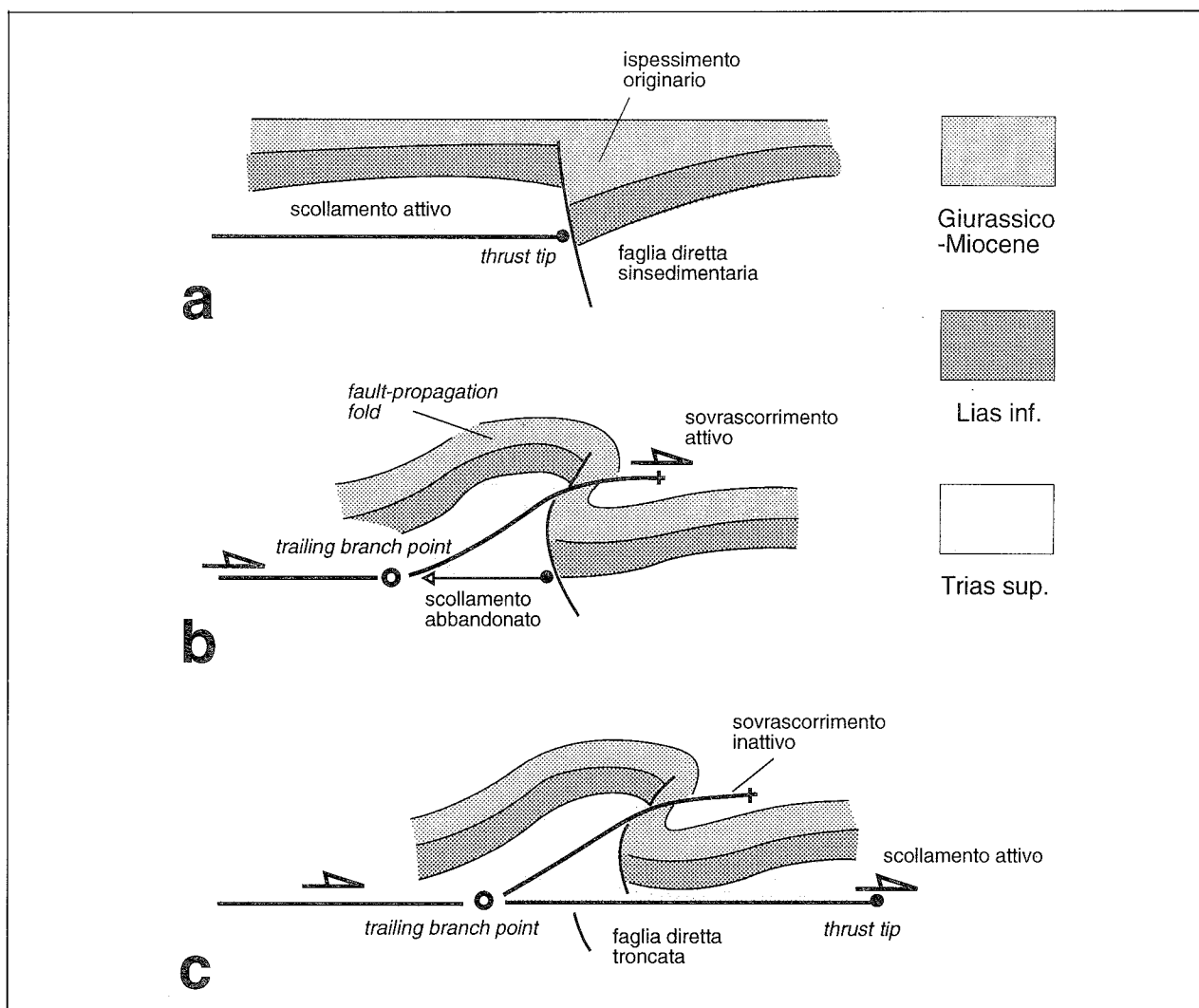


Fig. 6 - Modello cinematico che mostra i possibili effetti della tettonica sinsedimentaria giurassica e cretacico-paleogenica sullo sviluppo delle rampe dei sovrascorrimenti neogenici. a - una faglia diretta sinsedimentaria, che taglia un'unità litostratigrafica competente come ad es. il Calcare massiccio del Lias inf. costituisce un'ostacolo alla propagazione verso l'avampaese della deformazione compressiva. b - La spinta continua a tergo della faglia diretta si traduce nello sviluppo di una coppia di pieghe asimmetriche, il cui fianco ripido è tagliato da un sovrascorrimento con i caratteri di una rampa. c - L'ostacolo viene superato e la deformazione compressiva riprende a propagarsi verso l'avampaese. Il modello prevede la progressiva incorporazione delle faglie dirette sinsedimentarie dal muro al tetto del sistema di sovrascorrimenti.

dello prevede che le faglie dirette sinsedimentarie, assimilabili a discontinuità meccaniche, rappresentino degli ostacoli alla propagazione verso l'avampese dello scollamento ba sale situato nelle evaporiti triassiche. Il modello prevede, inoltre, che le faglie dirette sinsedimentarie sottoposte a compressione siano piegate e troncate dai sovrascorrimenti, in accordo con le osservazioni condotte alla scala dell'affioramento (Fig. 3c).

CONCLUSIONI

La realizzazione di una sezione di dettaglio attraverso i rilievi compresi fra la Valnerina e la Conca di Leonessa mostra che le faglie dirette sinsedimentarie del Giurassico e del Cretacico-Paleogene, determinando accostamenti di rocce con proprietà meccaniche diverse, possono aver efficacemente controllato la localizzazione e lo sviluppo delle rampe dei sovrascorrimenti neogenici. Questa situazione, descritta nel settore meridionale dell'Appennino umbro-marchigiano, sembra estrapolabile non solo ai settori più settentrionali della catena, dove caratteristica è la presenza di successioni giurassiche condensate o lacunose nel nucleo delle anticlinali (BARCHI *et alii*, 1989), ma anche alle zone esterne di altre catene: essa infatti è molto frequente nei sistemi collisionali originatisi a spese di margini continentali precedentemente assottigliati.

RINGRAZIAMENTI

Questo lavoro è stato presentato tramite comunicazione orale in occasione del Convegno "Geodinamica e Tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino" svoltosi a Camerino nel Febbraio 1995.

Desidero ringraziare sentitamente: il Prof. F.A. DECANDIA ed il Dr. S. MAZZOLI per la revisione critica del manoscritto, nonché per gli utili suggerimenti e consigli; il Prof. G. CELLO ed i Dr. A. DE FEYTER, C. FACCENNA e F. CAPOTORTI per le costruttive osservazioni; i Proff. G. DEIANA, F. CALAMITA ed i Dr. P.P. PIERANTONI e C. INVERNIZZI per l'efficientissima organizzazione del Convegno.

BIBLIOGRAFIA

ALBERTI M., DECANDIA F.A. & TAVARNELLI E. (1994) - *Modalità di propagazione della deformazione compressiva nell'Appennino umbro-marchigiano*. Atti del 77° Congresso della Società Geologica Italiana, Bari, Settembre 1994, 73-75.

ARTHAUD F. & MATTAUER M. (1972) - *Sur l'origine tectonique de certains joints stylolitiques parallèles à la stratification; leur relation avec une phase de distension (exemple du Languedoc)*. Bull. Soc. Géol. Fr. XIV, 12-17.

BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 237-310.

BARCHI M., GUZZETTI F., LAVECCHIA G., LOLLI O. & BONTEMPO R. (1988) - *Sezioni geologiche bilanciate attraverso il sistema a pieghe Umbro-Marchigiano: 1 - La sezione Trevi-Valle dell'Ambro*. Boll. Soc. Geol. It., 107, 109-130.

BARCHI M., LAVECCHIA G. & MINELLI G. (1989) - *Sezioni geologiche bilanciate attraverso il sistema a pieghe umbro-marchigiano: 2 - La sezione Scheggia-Serra S. Abbondio*. Boll. Soc. Geol. It., 108, 69-81., 1989.

BERNOULLI D. (1967) - *Probleme der Sedimentation im Jura Westgriechenlands und des zentralen Apennin*. Verh. nat. Ges. Basel, 78, 35-54.

BERTHÉ D., CHOUKROUNE P. & JEGOUZO P. (1979) - *Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone*. J. Struct. Geol., 1, 31-42.

BUTLER R. W.H. (1987) - *Thrust sequences*. J. Geol. Soc. London, 144, 619-634.

BUTLER R. W.H. (1989) - *The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps*. In COOPER M.A. & WILLIAMS G.D. (eds.) 1989, *Inversion Tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 44, 105-122.

CALAMITA F. (1990) - *Thrusts and fold-related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Annales Tectonicae, IV, 83-117.

CALAMITA F. & DEIANA G. (1980) - *Evidenze di una fase tettonica distensiva del Messiniano basale nel bacino di Camerino (Appennino umbro-marchigiano)*. Studi Geol. Camerti, VII, 7-11.

CALAMITA F. & DEIANA G. (1986) - *Geodinamica dell'Appennino umbro-marchigiano*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 311-316.

CALAMITA F. & DEIANA G. (1988) - *The arcuate shape of the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy)*. Tectonophysics, 146, 139-147.

CAVINATO G.P., CHIARETTI F., COSENTINO D. & SERVA L. (1989) - *Caratteri geologico-strutturali del margine orientale della Conca di Rieti*. Boll. Soc. Geol. It., 108, 207-218.

CELLO G. & NUR A. (1988) - *Emplacement of foreland thrust systems*. Tectonics, 7, 216-271.

CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCINI 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. & PIERUCINI U. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino umbro-marchigiano*. Studi di Geol. Camerti, 1, 7-89.

COLACICCHI R., PASSERI L. & PIALI G. (1970) - *Nuovi dati sul Giurese Umbro-Marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento regionale*. Mem. Soc. Geol. It., 9, 839-874.

COLACICCHI R. & BALDANZA A. (1986) - *Carbonate turbidites in a Mesozoic pelagic basin: Scaglia Formation, Apennines-comparison with siliclastic depositional models*. Sedim. Geol., 48, 81-105.

COSENTINO D., SCOPPOLA C., SCROCCA D. & VECCHIA P. (1991) - *Stile strutturale dei Monti Reatini e dei Monti Sabini settentrionali (Appennino centrale) a confronto*. Studi Geol. Camerti, volume speciale 1991/2, 55-61.

DAHLSTROM C.D.A. (1969) - *Balanced cross sections*. Can. Journ. Earth Sci., 6, 743-757.

DAMIANI A.V., CHIOCCHINI M., COLACICCHI R., MARIOTTI G., PAROTTO M., PASSERI L. & PRATURLO A. (1992) - *Elementi litostratigrafici per una sintesi delle facies carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, vol. Spec. 1991/2, 187-214.

DE DONATIS M. & MAZZOLI S. (1994) - *Kinematic evolution of thrust-related structures in the Umbro-Romagnan parautochthon northern Apennines, Italy*. Terra Nova, 6, 563-574.

DE FEYTER A.J., KOOPMAN A., MOLENAAR N. & VAN DEN ENDE C. (1986) - *Detachment tectonics and sedimentation, umbro-marchean Apennines, Italy*. Boll. Soc. Geol. It., 105, 65-85.

DECANDIA F.A. (1982) - *Geologia dei Monti di Spoleto (Prov. di Perugia)*. Boll. Soc. Geol. It., 101, 291-315.

DECANDIA F.A. & GIANNINI E. (1977) - *Studi geologici nell'Appennino umbro-marchigiano. 2 - Le scaglie di copertura*. Boll. Soc. Geol. It., 96, 723-734.

DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & TAVARNELLI E. (1994) - *Una possibile correlazione fra superfici strutturali profonde della Toscana e dell'Umbria-Marche*. Studi Geologici Camerti, volume speciale 1993/1994, 1-11.

ELLIOTT D. (1983) - *The construction of balanced cross sections*. J. Struct. Geol., 5, 101.

GHISETTI F., BARCHI M., BALLY A.W., MORETTI I. & VEZZANI L. (1993) - *Conflicting balanced structural sections across the Central Apennines (Italy): problems and implications*. In: Spencer A.M. (ed.) Generation, accumulation and production of Europes hydrocarbons III, E.A.P.G. spec. publ. 3, 219-231.

GILLCRIST R., COWARD M. & MUGNIER J. (1987) - *Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps*. Geodinamica Acta, 1, 5-34.

GRETENER P.E. (1981) - *Pore pressure, discontinuities, isostasy and overthrusts*. In: Mc CLAY K.R. & PRICE N.J. (eds.) 1981, *Thrust and Nappe Tectonics*. Spec. Publ. Geol. Soc. Lon., 9, 335-352.

HOSSACK J. R. (1979) - *The use of balanced cross sections in the calculation of orogenic contraction: a review*. J. Geol. Soc. London, 136, 705-711.

- HUBBERT M.K. & RUBBY W.W. (1959) - *Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting*. Geol. Soc. Am. Bull., 58, 362-375.
- KNIPER R.J. (1985) - *Footwall geometry and the rheology of thrust sheets*. J. Struct. Geol., 7, 1-10.
- LISTER G.S. & SNOKE A.W. (1984) - *S-C Mylonites*. J. Struct. Geol., 6, 617-638.
- LEMOINE M. & TRUMPY R. (1987) - *Pre-oceanic rifting in the Alps*. Tectonophysics, 133, 305-320.
- MC NAUGHT M.A. & MITRA G. (1993) - *A kinematic model for the origin of footwall synclines*. J. Struct. Geol., 15, 805-808.
- MICHETTI A.M. & SERVA L. (1991) - *New data on the seismotectonic potential of the Leonessa fault area (Rieti, Central Italy)*. Rend. Soc. Geol. It., 13, 37-46.
- MITRA S. & NAMSON J. (1989) - *Equal-area balancing*. Am. J. Sci., 289, 563-599.
- MORLEY C.K. (1994) - *Fold-generated imbricates: examples from the Caledonides of Southern Norway*. J. Struct. Geol., 16, 619-631.
- TAVARNELLI E. (1993) - *Evidence for fault-propagation folding in the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy)*. Annales Tectonicae, VII, 2, 87-99.
- TAVARNELLI E. (1994) - *Analisi geometrica e cinematica dei sovrascorrimenti compresi fra la Valnerina e la Conca di Rieti (Appennino umbro-marchigiano-sabino)*. Boll. Soc. Geol. It., 113, 249-259.
- TAVARNELLI E. (1995) - *La struttura di M. Coscerno-Rivodutri (Appennino umbro-marchigiano): un sovrascorrimiento riutilizzato come faglia diretta?* (Questo volume).
- THOMAS W.A. (1982) - *Stratigraphy and structure of the Appalachian fold and thrust belt in Alabama*. In: THOMAS W.A. & NEATHERY T.L. (eds.) 1982, *Appalachian Thrust Belt in Alabama: Tectonics and Sedimentation*. 95th Annual Meeting Geol. Soc. Am. Guidebook field trip 13, 55-78.
- WELBON A. (1988) - *The influence of intrabasinal faults on the development of a linked thrust system*. Geol. Rund., 77, 11-24.
- WINTER T. & TAPPONIER P. (1991) - *Extension majeure post-Jurassique et ante-Miocène dans le centre de l'Italie: données microtectoniques*. Bull. Soc. Geol. France, 162, 1095-1108.

