

VERIFICA DELLE COMPATIBILITA' GEOMETRICHE E CINEMATICHE
DEL THRUST-BELT SABINO (APPENNINO CENTRALE)(***)

INDICE

RIASSUNTO	pag. 145
ABSTRACT	” 145
INTRODUZIONE	” 146
INQUADRAMENTO GEOLOGICO	” 147
METODOLOGIA	” 149
RISULTATI	” 149
DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	” 152
BIBLIOGRAFIA	” 152

RIASSUNTO

Vengono presentate due sezioni geologiche geometricamente corrette attraverso le strutture a vergenza orientale del settore umbro-sabino della catena centro-appenninica, realizzate al fine di fornire un ulteriore vincolo geometrico-cinematico alle modalità di evoluzione neogenica dell'orogeneo. In particolare, vengono indagate le relazioni tra variazioni di stili deformativi e raccorciamento orogenico lungo l'asse di questo segmento della catena, al variare della stratigrafia. In particolare, è stato riconosciuto uno stile deformativo pellicolare a pieghe e sovrascorrimenti governato, per quanto concerne le geometrie deformative, dalla stratigrafia delle successioni meso-cenozoiche coinvolte nella deformazione. Nel settore settentrionale dell'areale umbro-sabino, ove prevalgono le facies di scarpata, la porzione superiore della successione sedimentaria locale, sottilmente stratificata e compresa tra il Lias medio e il Miocene superiore, risulta scollata dalla porzione di serie più competente e più antica (Trias superiore-Lias inferiore); l'intera successione è caratterizzata da pieghe chilometriche, generate in due stadi evolutivi distinti: il primo prevede la formazione di pieghe per propagazione di faglia, il secondo lo sviluppo di *breakthrough thrust*. Il settore meridionale è caratterizzato in prevalenza da una successione locale in facies di soglia e di piattaforma carbonatica aperta, deformata in un'ampia anticlinale chilometrica generatasi per piegamento passivo e limitata inferiormente da un flat alla base del Giurassico. Questa struttura evolve verso E a una serie di pieghe per propagazione di faglia e per *bending* di lunghezza d'onda minore. Anche lungo la sezione meridionale, ad una prima strutturazione "in sequenza" si sovrappongono gli effetti di una riattivazione compressiva posteriore. Nel complesso, la sequenza della deformazione in entrambi i settori viene interpretata in un'ottica di deformazione per sovrascorrimenti sincroni della catena (*sensu* BOYER, 1992).

Viene fornito, inoltre, un valore minimo di raccorciamento orogenico del 51% (circa 34 km) per il settore sabino settentrionale, compreso tra il M. Tancia e la Valle del Salto

(*)Dipartimento di Scienze Geologiche - Università degli Studi di Roma Tre.

(**)Dottorato di Ricerca - Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Perugia.

(***)Lavoro eseguito con il contributo CROP (Progetto Crosta Profonda; Direttore M. PAROTTO).

(sezione I), e del 49% (circa 14 km) per il settore meridionale, compreso tra i Monti Prenestini e Affilani (sezione II), del tutto confrontabili con quanto già noto in letteratura per questo stesso settore della catena e, più in generale, per l'orogeneo centro-appenninico.

Risulta da ciò che la stratigrafia meccanica delle successioni sedimentarie esercita una notevole influenza sulla geometria delle strutture compressive, ma non sembra essere un fattore discriminante nella definizione del raccorciamento orogenico. In quest'ottica l'intero settore analizzato può essere considerato "cinematicamente compatibile" (*sensu* BUTLER, 1992).

ABSTRACT

Two balanced cross sections across the E-verging compressive structures of the umbro-sabino sector of the Central Apennines thrust belt are presented in this paper, in order to provide a further geometric and kinematic constraint to the Neogene evolution of the chain building. In detail, relationships between variations of compressive structural styles and orogenic shortening along the b-axis are investigated in function of mechanical stratigraphy changings. The bulk structural style is ruled by thin-skinned thrust tectonics and the deformational geometries are highly controlled by the mechanical stratigraphy of the Meso-Cenozoic sedimentary sequences. The Northern Sabini Mts. are in slope-to-pelagic basin facies and are mainly characterized by kilometric folds, developed in a two-stage sequence. In the first stage the whole sedimentary sequence (Upper Triassic-Upper Miocene) was deformed by fault-propagation folding and decoupled from the older and more competent lithostratigraphical units (Upper Triassic-Lower Liassic), in the second stage the structures developed according to a breakthrough sequence. The southern sector (Prenestini Mts.), instead, is mainly characterized by shelf and open carbonate platform facies and is deformed in a kilometric fault-bend fold that developed on a long flat in the Lower Jurassic unit. Toward the E, this structure evolves in smaller and shallower fault-propagation and fault-bend folds. As a whole, the deformational sequence in both the northern and southern sector may be in agreement with a synchronous thrusting model (see BOYER, 1992). Moreover, the minimum orogenic shortening is 51% (about 34 km) for the northern sector (Tancia Mt.-Salto valley sector) and 49% (about 14 km) for the southern one (Prenestini Mts. sector), comparable with values provided in the recent literature for this area and for the whole Central Apennines.

As a matter of fact, the mechanical stratigraphy highly overprints the deformational geometries, but it seems not to influence the orogenic shortening of this chain sector. As a whole it may be considered a kinematically compatible thrust system (see BUTLER, 1992).

PAROLE CHIAVE: Sezioni bilanciate, Stili deformativi compressivi, Raccorciamento orogenico, Appennino centrale.

KEY WORDS: Balanced cross sections, Compressive deformational styles, Orogenic shortening, Central Apennines.

INTRODUZIONE

Il settore umbro-sabino dell'orogene centro-appenninico (Fig. 1) è stato oggetto negli ultimi anni di numerosi studi strutturali tesi a definire le modalità della sua evoluzione neogenica in chiave sia geometrica che cinematica (COSENTINO & PAROTTO, 1992; CORRADO & MONTONE, 1994, *cum bib.*). Questi contributi hanno messo in luce una vasta gamma di geometrie deforma-

tive, legate principalmente alla tettonica da raccorciamento che ha agito in più eventi deformativi, tra il Tortoniano superiore e, almeno, il Pliocene inferiore. Tuttavia, il significato di questi eventi e i legami genetici tra i diversi tipi di strutture compressive sono stati interpretati in maniera non univoca. In particolare, la non coassialità della deformazione compressiva e i chiari indizi di riattivazione in compressione hanno indotto alcuni Autori a ritenere che l'attuale assetto struttura-

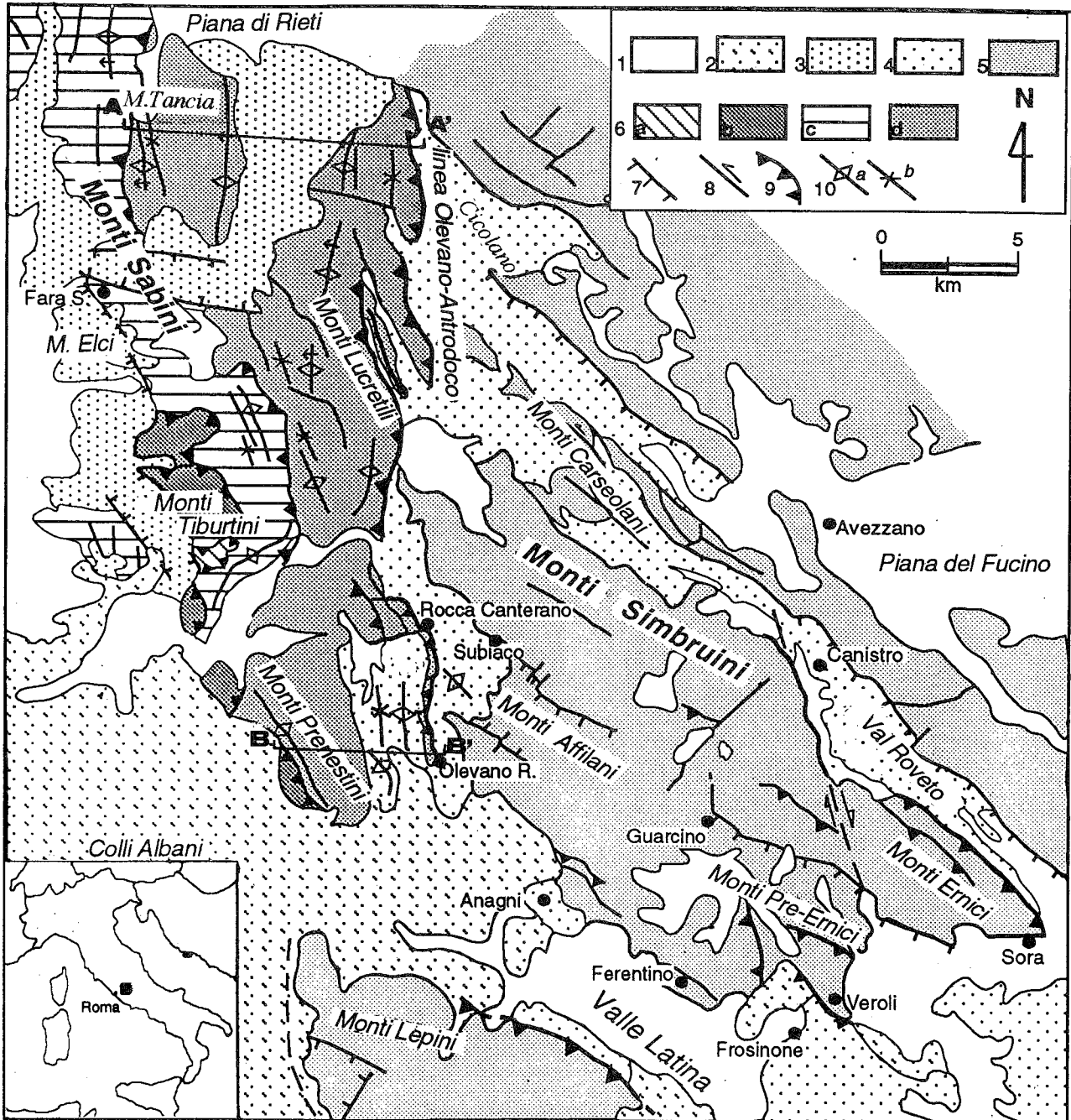


Fig. 1 - Ubicazione dell'area in studio. 1) depositi continentali e subordinatamente marini (Olocene-Pleistocene superiore); 2) vulcaniti potassiche (Pleistocene); 3) sedimenti lacustri e alluvionali (Villafranchiano), depositi marini terrigeni indifferenziati (Pleistocene inferiore-Pliocene inferiore); 4) depositi torbiditici, *Marne a Orbulina* e, localmente alla base, calciruditi (*Breccie di Genazzano*, *Breccie della Renga*) (Tortoniano p.p.-Messiniano p.p.); 5) unità di Piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (Trias superiore-Miocene superiore p.p.); 6) unità di bacino umbro-marchigiano e relative facies di transizione (Trias superiore-Miocene superiore p.p.): a: 1^a unità tettonica, 2^a unità tettonica; 3^a unità tettonica; 4^a unità tettonica; 7) faglia normale; 8) faglia trascorrente; 9) sovrascorrimento; 10) asse di anticlinale (a), asse di sinclinale (b). Con AA' e BB' sono indicate rispettivamente le tracce delle sezioni delle Figg. 4 e 6. Da "Structural Model of Italy" sheet N. 4, in scala 1:500.000 (ridisegnato e modificato da BIGI *et alii*, 1990).

le sia il frutto di una tettonica polifasica, in cui i campi di stress abbiano presentato orientazioni non costanti nel tempo. Altri Autori, sulla base di dati paleomagnetici e della rianalisi di informazioni geometrico-cinematiche, hanno interpretato la complessità strutturale del settore sabino come l'effetto di più eventi che hanno agito con un'orientazione sostanzialmente costante del campo di stress regionale (MATTEI *et alii*, 1992).

Inoltre, sino ad oggi, l'entità del raccorciamento orogenico di questo segmento della catena è stata valutata soltanto sulla base di sezioni regionali, nelle quali le complessità strutturali locali sono state necessariamente trascurate (cfr. BALLY *et alii*, 1986; COSENTINO & PAROTTO, 1989; 1992).

Scopo di questa nota è quello di definire il collegamento tra questi diversi tipi di strutture, utilizzando metodologie d'analisi che tengano conto anche della non coassialità della deformazione compressiva. Tale obiettivo viene realizzato attraverso il confronto tra due sezioni geometricamente corrette e geologicamente ammissibili, tracciate ortogonalmente alle direzioni locali di trasporto tettonico nei settori settentrionale, tra il M. Tancia e i rilievi del Cicolano (sezione I, A-A' in Fig. 1), e meridionale, tra i Monti Prenestini e Affilani (sezione II, B-B' in Fig. 1), del dominio umbro-sabino. Per la loro realizzazione sono stati utilizzati esclusivamente dati di superficie ricavati da carte geologiche di dettaglio, pubblicate e inedite.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il settore sabino dell'orogene centro-appenninico è principalmente il risultato della tettonica compressiva che, dal Miocene superiore al Pliocene inferiore, ha interessato la successione sedimentaria del dominio paleogeografico umbro-sabino (Trias superiore-Miocene superiore) (PAROTTO & PRATURLON, 1975; COSENTINO & PAROTTO, 1992). Questo ha rappresentato, nel Mesozoico, la scarpata di raccordo fra la Piattaforma carbonatica laziale-abruzzese e il Bacino pelagico umbro-marchigiano (PAROTTO & PRATURLON, 1975). La sua successione stratigrafica consta essenzialmente di una serie di termini calcareo-silico-marnosi, arricchiti da notevoli volumi di apporti detritici, provenienti dal margine produttivo della Piattaforma laziale-abruzzese e affioranti tra i Monti Sabini settentrionali, a N, e i Monti Tiburtini, a S (Figg. 1, 2, 3). Verso S, nei Monti Prenestini (Figg. 1, 3), la fisiografia del bacino di sedimentazione meso-cenozoico, più prossimo alla Piattaforma carbonatica, risulta più articolata, almeno limitatamente al Cretacico. Qui si assiste alla deposizione di unità eteropiche di spessore variabile. In particolare nel Cretacico superiore, l'attività della tettonica distensiva sin-sedimentaria ha governato l'evoluzione di un ambiente di soglia carbonatica nell'area di Rocca di Cave, che si raccordava verso E alla struttura dei Monti Affilani in facies di Piattaforma da ristretta ad aperta e, verso W, alle facies di scarpata più profonda

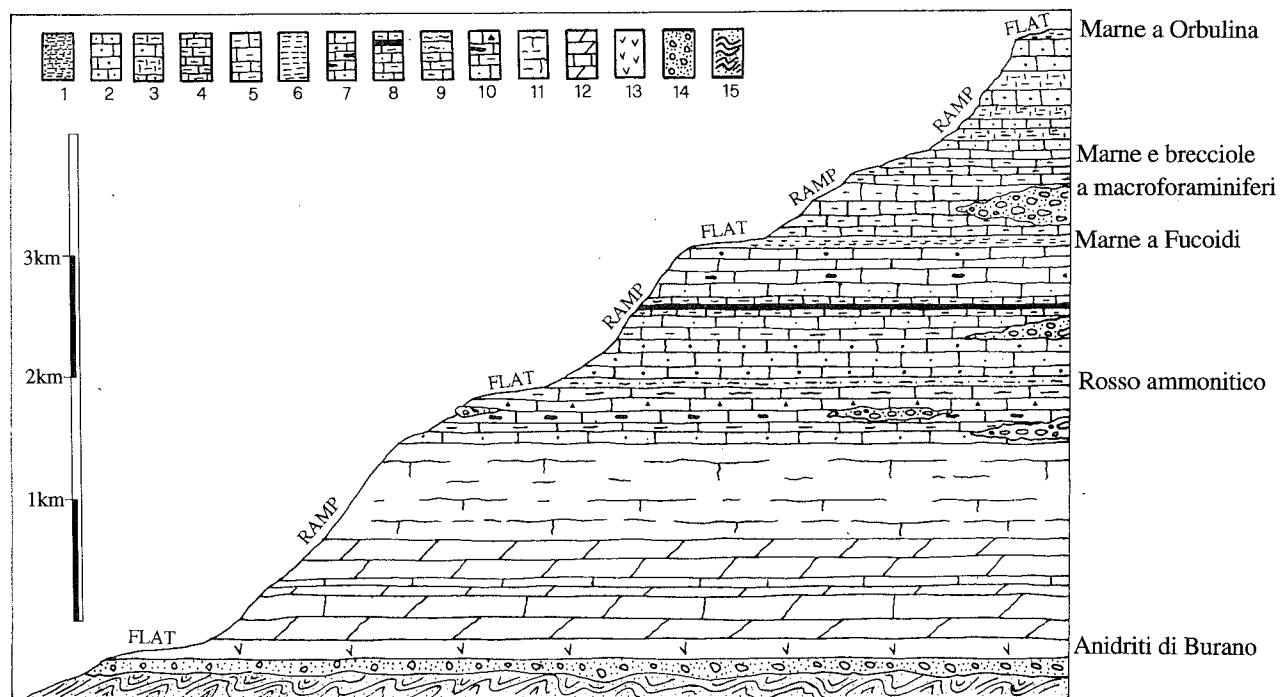


Fig. 2 - Potenziale controllo da parte della successione stratigrafica umbro-sabina nella localizzazione di *ramp* & *flat* nei sovrascorrimenti 1) Marne a Orbulina; 2) Calcari a briozoi e litotamni; 3) F.ne di Guadagnolo; 4) Marne e brecciole a macroforaminiferi; 5) Scaglia; 6) Marne a Fucoidi; 7) Maiolica; 8) Calcari granulari, diaspri e Marne ad Aptici; 9) Rosso ammonitico; 10) Corniola; 11) Calcare massiccio; 12) dolomie e calcari dolomitici; 13) F.ne delle Anidriti di Burano; 14) Verrucano Auct.; 15) basamento. Il basamento della successione meso-cenozoica è stato estrapolato dalle informazioni ricavate lungo il margine peri-tirrenico. La F.ne delle Anidriti di Burano rappresenta il livello di scollamento basale della successione meso-cenozoica, in accordo con quanto proposto da COSENTINO & PAROTTO (1989).

Le unità del Rosso ammonitico, Marne a Fucoidi, Marne e brecciole a macroforaminiferi e Marne a Orbulina rappresentano i termini meno competenti della successione sedimentaria calcareo-silico-marnosa e sono sede preferenziale di scollamenti (*flat*).

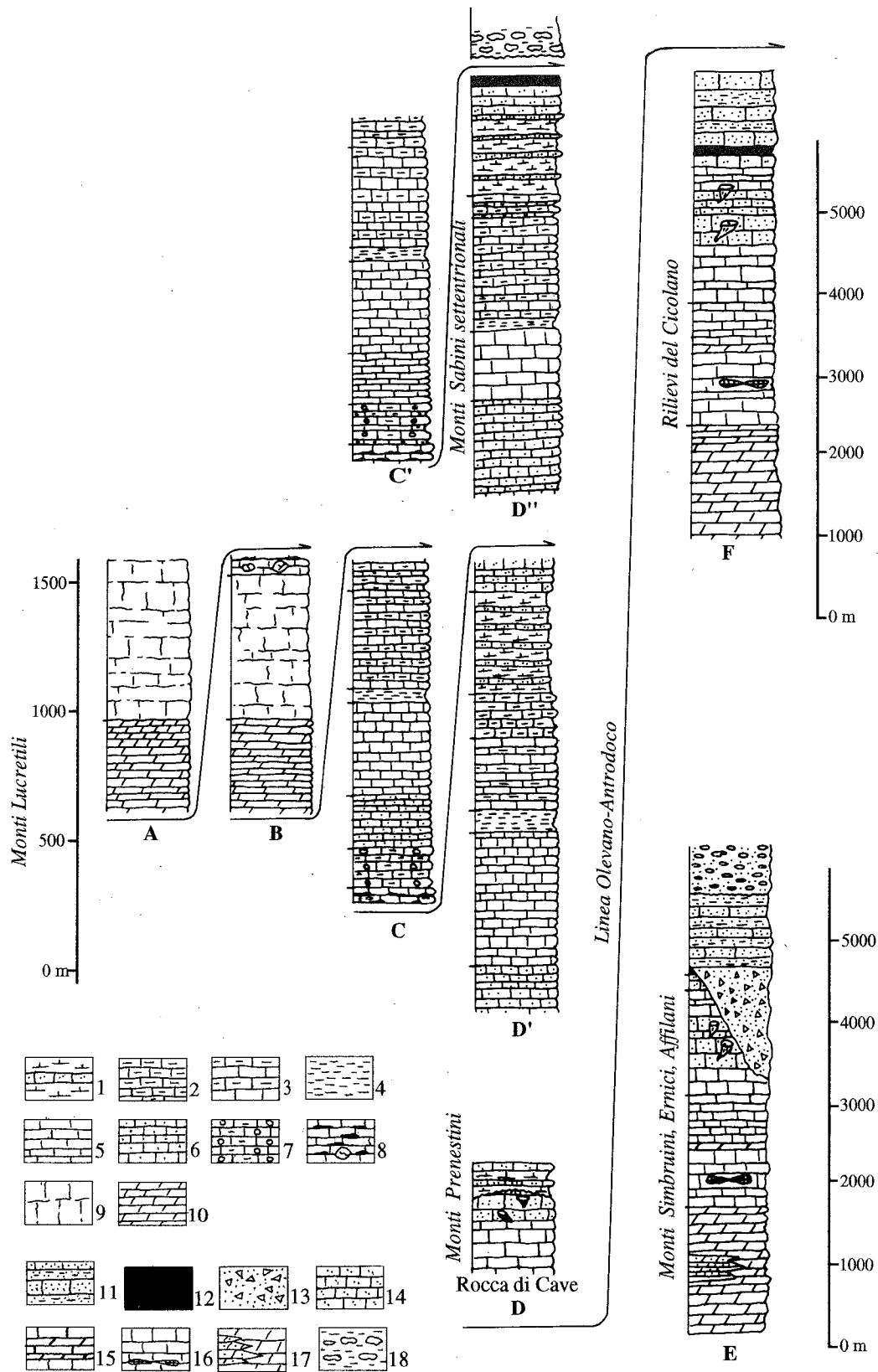


Fig. 3 - Colonne stratigrafiche sintetiche delle successioni di Scarpata umbro-sabina e di Piattaforma carbonatica laziale-abruzzese, relative all'area di studio. Scarpata umbro-sabina: A-D') Monti Lucretili: A) prima unità tettonica; B) seconda unità tettonica; C) terza unità tettonica; D') quarta unità tettonica; C'-D'') Monti Sabini settentrionali: C') terza unità tettonica; D'') quarta unità tettonica; D) Monti Prenestini: quarta unità tettonica. E-F) Piattaforma carbonatica laziale-abruzzese: E) Monti Simbruini, Ernici, Affilani; F) Rilievi del Cicolano; 1) *Formazione di Guadagnolo*; 2) *Marne e brecciole a macroforaminiferi*; 3) *Scaglia*; 4) *Marne a Fucoidi*; 5) *Maiolica*; 6) *Calcari selciferi e calcari granulari*; 7) *Rosso ammonitico*; 8) *Corniola con megabreccie alla base*; 9) *Calcare massiccio*; 10) *Calcari dolomitici del Trias superiore*; 11) *successioni terrigene alto-mioceniche*; 12) *Marne a Orbulina*; 13) *Breccie della Renga*; 14) *Calcari a Briozoi e Litotamni*; 15) *unità calcaree e calcareo-dolomitiche del Cretacico*; 16) *unità calcareo-dolomitiche del Giurassico*; 17) *dolomie e calcari dolomitici del Trias superiore*; 18) *depositi continentali post-orogenici del Villafranchiano*.

(CARBONE *et alii*, 1971; PRATURLON & SIRNA, 1976). Al suo interno, le unità meno competenti (*Rosso ammonitico*, *Marne a fucoidi*, *Marne e brecciole a macroforamiferi*, *Marne a Orbulina*) hanno svolto il ruolo di livelli di scollamento secondario, nel corso della strutturazione neogenica, mentre l'unità delle *Anidriti di Burano* ha presumibilmente rappresentato il livello di scollamento basale dell'intera successione sedimentaria (COSENTINO & PAROTTO, 1989) (Fig. 2). Questo dominio paleogeografico-strutturale è formato da quattro unità tettoniche (Fig. 1, 3), delimitate inferiormente da superfici di sovrascorrimento (Unità da 1 a 4 partendo dalla superiore e più occidentale; *sensu* COSENTINO & PAROTTO, 1992), la più orientale delle quali è rappresentata in affioramento dalla linea Olevano-Antrodoco, prosecuzione meridionale del fronte dei Monti Sibillini. Questo elemento determina l'accavallamento delle unità sabine sulle strutture della Piattaforma laziale-abruzzese (Unità 5 di COSENTINO & PAROTTO, 1992) e risulta obliquo (N-S) rispetto all'andamento prevalente delle strutture della catena appenninica (NW-SE) (Fig. 1). Tale elemento si è attivato successivamente al primo coinvolgimento del settore umbro-sabino nella strutturazione dell'orogeno, dando origine a strutture polideformate (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992; CORRADO *et alii*, 1992). La non coassialità delle strutture compressive di questo settore, porta a concludere che questo non può essere interpretato in un'ottica di deformazione cilindrica (CORRADO & MONTONE, 1994); inoltre, gli stili deformativi compressivi riconoscibili per quest'area derivano dalla combinazione di differenti meccanismi deformativi: pieghe per propagazione di faglia, per piegamento passivo, di scollamento (v. JAMISON, 1992) costituiscono le strutture maggiormente rappresentate nell'intero settore umbro-sabino e risultano di frequente ritagliate da superfici di sovrascorrimento enucleatesi posteriormente ad esse (COSENTINO *et alii*, 1992; CORRADO *et alii*, 1992; CORRADO, 1995; VECCHIA, in questo volume).

METODOLOGIA

I processi tettonici sono generalmente più complessi di qualsiasi modello deformativo ricostruibile: nella realizzazione delle due sezioni è stato quindi necessario porre alcuni vincoli geometrici e cinematici, per ridurre lo spettro dei modelli ammissibili.

1 - Si è adottato un modello di tettonica pellicolare, con il basamento s.l. non coinvolto, in maniera significativa, nella costruzione dell'edificio appenninico, in accordo con quanto proposto da COSENTINO & PAROTTO (1989) sulla base di dati aereomagnetici e gravimetrici relativi alla struttura profonda della catena;

2 - Si è riconosciuto uno stile deformativo a pieghe e sovrascorrimenti, in cui la geometria delle prime è intrinsecamente controllata dalle traiettorie a *ramp-flat* dei secondi. Le pieghe sono cioè passive, formatesi per accomodamento in corrispondenza delle zone di rampa dei sovrascorrimenti (COSENTINO *et alii*, 1992);

3 - La deformazione avviene principalmente per *flexural slip*: durante il piegamento, le superfici di scorrimento risultano parallele alla stratificazione. Oltre al *flexural slip*, nella deformazione entrano in gioco altri meccanismi (p.e., pressione-soluzione, *layer-parallel shortening*, formazione di pieghe di scollamento a varie scale) che sono stati necessariamente trascurati, in

quanto di difficile valutazione quantitativa. Secondo questa ipotesi, i valori di raccorciamento orogenico devono essere considerati minimi;

4 - La mancanza di indizi di riattivazione in compressione di strutture distensive preesistenti, ha suggerito un modello deformativo in cui tali elementi solo in parte controllano la traiettoria delle superfici di sovrascorrimento (v. TAVARNELLI, 1995). La contiguità fra unità litostratigrafiche differenti, a diversa competenza, può in questo modo aver creato un ostacolo alla propagazione della compressione, portando a locali migrazioni verso l'alto della deformazione, con conseguente formazione di rampe;

5 - Per le faglie dirette che hanno agito sia anteriormente che posteriormente alla compressione, si è adottata una geometria planare, con movimento *dip-slip*, di sola traslazione relativa dei blocchi, come evidenziato in recenti indagini strutturali condotte nel settore umbro-marchigiano-sabino (v. CORRADO, 1995; BROZZETTI, 1995);

6 - Le sezioni presentate interessano due settori del dominio umbro-sabino caratterizzati da diverso assetto stratigrafico (Fig. 3): la Sezione I attraversa il bacino di scarpata nella sua porzione più settentrionale e distale, tra il M. Tancia e la Valle del Salto. Lungo tutta la traccia della sezione, è lecito ipotizzare uno spessore originario della successione di transizione sostanzialmente costante (CIVITELLI *et alii*, 1986; CAPOTORTI & MARIOTTI, 1992); la Sezione II attraversa un settore più prossimo alla Piattaforma, con conseguenti variazioni di facies e di spessori delle unità litostratigrafiche;

7 - Per entrambe le sezioni si è operato un bilanciamento lineare ed areale (WOODWARD *et alii*, 1989).

8 - Per quanto riguarda la Sezione I (Fig. 4), attraverso l'impiego del software Geosec©, di proprietà della CogniSeis Dev., è stato possibile effettuare un bilanciamento incrementale della sezione stessa, definendo, per ogni punto della sezione, un tragitto fisicamente possibile dallo stato indeformato a quello deformato. In questo modo sono stati determinati gli stadi intermedi della deformazione compressiva e la sezione risulta "cinematicamente ammissibile" (GEISER, 1988).

RISULTATI

Relativamente al settore dei Monti Sabini settentrionali, tra il M. Tancia e la Valle del Salto (Sezione I; Fig. 4):

a - la successione sedimentaria risulta divisa in due unità litico-strutturali principali: alla prima, inferiore e più competente, corrispondono le unità calcareo-dolomitiche del Triassico superiore e il Calcare massiccio del Lias inferiore; la seconda comprende la successione calcareo-silico-marnosa, fittamente stratificata, dalla *Corniola* alla base dei depositi flyschoidi alto-miocenici. All'interno di questa si rinvencono alcuni livelli secondari di scollamento (*Rosso ammonitico*, *Marne a Fucoidi*, *Marne e brecciole a macroforamiferi*, *Marne a Orbulina*) che contribuiscono a trasferire parte del raccorciamento verso l'alto della successione;

b - lo stile deformativo riconosciuto risulta governato da pieghe asimmetriche generatesi inizialmente per *fault-propagation folding* e successivamente deformate da nuove superfici di sovrascorrimento, che coinvolgono l'intera successione (*breakthrough thrust*; Fig. 5),

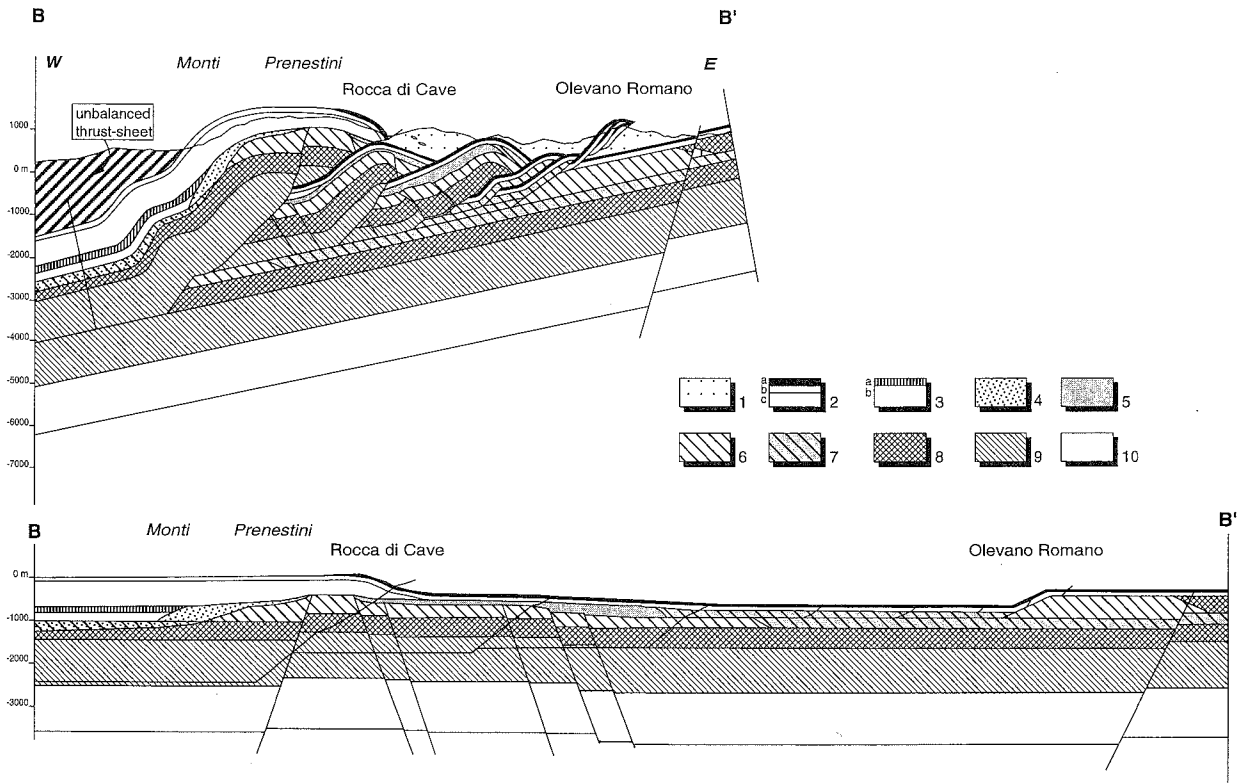


Fig. 4 - Sezione geologica bilanciata I (A-A' in Fig. 1) e relativa sezione retrodeformata, attraverso i Monti Sabini e i rilievi del Cicolano. 1): successioni terrigene alto mioceniche; 2): (a) *Marne a Orbulina*; (b) *Calcari e Briozoi a Litotamni*; (c) *Formazione di Guadagnolo*; 3): (a) *Marne e brecciole a macroforaminiferi*; (b) *Scaglia rossa*; 4): (a) *Marne a Fucoidi*; (b) *Maiolica, Calcari selciferi e Calcari granulari*; 5): (a) *Rosso ammonitico*; (b) *Corniola*; 6) *Calccare massiccio*; 7) *Calcari dolomitici del Trias superiore*.

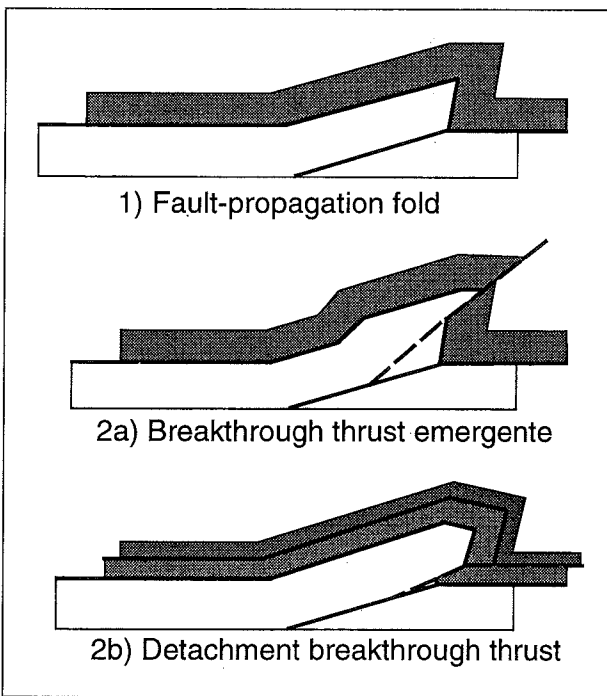


Fig. 5 - Rappresentazione schematica della sequenza dei meccanismi deformativi responsabili della formazione delle pieghe maggiori attraversate dalla Sezione I: 1) generazione di *fault-propagation fold*; 2) possibili meccanismi di formazione di *breakthrough thrust* secondo traiettorie che (a) attraversano in rampa l'intera successione sedimentaria sino ad affiorare, o (b) risultano cieche ed articolate in *ramp* e *flat*, con i *flat* impostati in corrispondenza dei livelli di scollamento secondari della successione di scarpata.

in accordo con quanto recentemente evidenziato anche per altre strutture dell'Appennino umbro-marchigiano-sabino (VECCHIA, in questo volume);

c - non è stato possibile effettuare una ricostruzione completa dell'andamento di alcune unità litostratigrafiche lungo l'intera traccia della sezione (dalle *Marne e brecciole a macroforaminiferi* alle *Marne a Orbulina*, spostandosi da W verso E). Infatti, le geometrie di tali unità, non essendo affioranti nei settori più interni, non sono estrapolabili sulla base dell'assunzione del punto "a", in cui si evidenzia un disaccoppiamento fra le diverse unità sedimentarie della porzione calcareo-silico-marnosa lungo livelli di scollamento più superficiali. Il raccorciamento orogenico viene così calcolato per i livelli più profondi e più competenti della successione sedimentaria;

d - il valore del raccorciamento stimato per questo settore di catena è del 51% (circa 34 km).

Relativamente al settore dei Monti Prenestini (Sezione II; Fig. 6):

e - non sono stati riconosciuti evidenti disaccoppiamenti all'interno della successione sedimentaria, caratterizzata da notevoli variazioni laterali di spessori e di facies;

f - si evidenzia uno stile deformativo di tipo *fault-bend folding* per la struttura anticlinale principale che costituisce l'ossatura dei Monti Prenestini. I domini di giacitura ricostruiti per questa struttura hanno permesso di individuare il suo *flat* basale nella porzione inferiore dell'unità giurassica. Le anticlinali minori situate a E di questa struttura risultano deformate secondo uno stile per *fault-propagation folding*. I *flat* lungo l'intera sezione sono impostati in corrispondenza di livelli

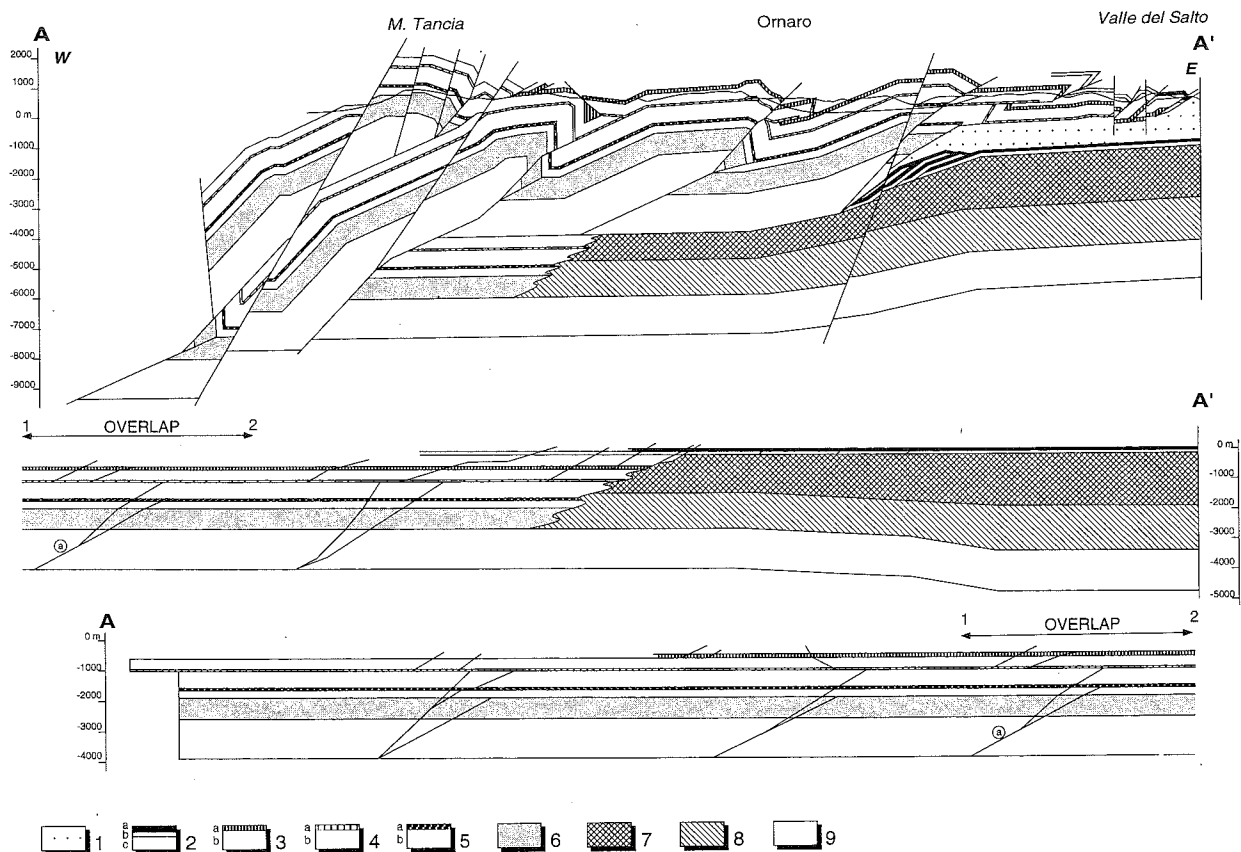


Fig. 6 - Sezione geologica bilanciata II (B-B' in Fig. 1) e relativa sezione retrodeformata, attraverso i Monti Prenestini e Affiliani. Legenda: 1): *Formazione di Frosinone e Breccie di Genazzano* (Tortoniano sup.); 2): (a) *Marne a Orbulina* (Tortoniano sup.); (b) *Calari a Briozoi e Litotamni* (Langhiano-? - Tortoniano); (c) *Formazione di Guadagnolo* (Aquitano-Langhiano); 3): (a) *Marne e breccie a macroforaminiferi* (Priaboniano-Aquitano); (b) *Scaglia* (Cenomaniano-Luteziano); 4): calcari biodetritici di scarpata (Cenomaniano-Aquitano); 5): calcari di piattaforma carbonatica in facies di soglia (Turoniano); 6): calcari di piattaforma carbonatica in facies di soglia (Cenomaniano); 7) calcari di piattaforma carbonatica in facies di soglia aperta (Berriasiano-Senoniano p.p.); 8): calcari di piattaforma carbonatica in facies di soglia ristretta (Berriasiano-Senoniano p.p.); 9) calcari e dolomie in facies di piattaforma carbonatica ristretta (Hettangiano-Titonico); 10) calcari e dolomie in facies di piattaforma carbonatica ristretta (Norico-Retico).

progressivamente più superficiali, spostandosi da W verso E;

g - il valore del raccorciamento stimato per questo settore di catena è del 49% (circa 14 km).

Dal confronto tra le due sezioni e dall'analisi dei punti da **a** a **g**, si evince come i meccanismi deformativi dominanti riconosciuti nelle due aree prese in esame risultino differenti: *fault-propagation folding* per la Sezione I e *fault-bend folding* per la Sezione II. Tale differenza è, a nostro avviso, imputabile alle diverse stratigrafie riconoscibili nei Monti Sabini settentrionali e nei Monti Prenestini. Inoltre, l'assenza di evidenti disaccoppiamenti nel settore dei Monti Prenestini può essere imputata alla assenza, nella successione più prossima alla Piattaforma, di unità litostratigrafiche poco competenti, che invece, nei settori settentrionali, hanno potuto agire come livelli di scollamento superficiali. Si può escludere che la variazione di meccanismo deformativo sia legata alla diversa entità di carico litostatico o tettonico sotto il quale le pieghe maggiori e le strutture associate si potrebbero essere formate (v. JAMISON, 1992), in quanto lo studio del grado di maturità della materia organica dispersa nelle unità litostratigrafiche della successione umbro-sabina (CORRADO, 1995) ha evidenziato come le strutture attualmen-

te affioranti si siano enucleate ed evolute in assenza di carico litostatico e/o tettonico sovrastante.

D'altro canto, i valori di raccorciamento calcolati per le due sezioni sono del tutto confrontabili fra loro (51% per la Sezione I e 49% per la Sezione II) e con il valore proposto da COSENTINO & PAROTTO (1989) per i Monti Lucretili (circa 50%). Tali valori devono essere considerati minimi, in quanto, come abbiamo visto, nella deformazione entrano in gioco, oltre al *flexural slip*, altri meccanismi.

Si evidenzia inoltre come, allontanandosi dalla Piattaforma carbonatica laziale-abruzzese verso W, le scaglie tettoniche al tetto della linea Olevano-Antrodico coinvolgano intervalli sempre più spessi della copertura sedimentaria, con un progressivo approfondimento dei livelli preferenziali di scollamento. Il trasferimento verso l'alto della deformazione compressiva, procedendo dall'interno verso l'esterno, va messo in relazione con l'interferenza fra il Dominio umbrosabino e la Piattaforma carbonatica laziale-abruzzese, caratterizzata da una potente successione carbonatica sostanzialmente omogenea, in cui i livelli meno resistenti risultano più rari che non nella successione di scarpata.

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Dalla costruzione e dal confronto di due sezioni geometricamente corrette e geologicamente ammissibili, tracciate attraverso il settore settentrionale dei Monti Sabini e il settore dei Monti Prenestini, si evince che le variazioni dell'assetto stratigrafico a diverse scale controllano fortemente gli stili deformativi delle strutture compressive, ma non il valore del raccorciamento orogenico.

Inoltre, le variazioni degli stili deformativi che si rilevano longitudinalmente al dominio sabino e lo sviluppo di rampe laterali e oblique (CORRADO & MONTONE, 1994) sono probabilmente responsabili della deformazione non piana osservabile nelle zone di raccordo tra i due settori analizzati, ad esempio nei Monti Tiburtini (MATTEI *et alii*, 1986, *cum bib.*), senza dover invocare l'attività neogenica di campi di stress regionali diversamente orientati.

Inoltre: 1 - le geometrie ad embrici sottili scollati rispetto al resto della copertura sedimentaria sottostante, e visibili chiaramente nella Sezione I; 2 - la presenza, in corrispondenza di analoghi embrici frontali della linea Olevano-Antrodoco lungo la Sezione II, di due direzioni di trasporto tettonico (N70°-90°, piú antica,

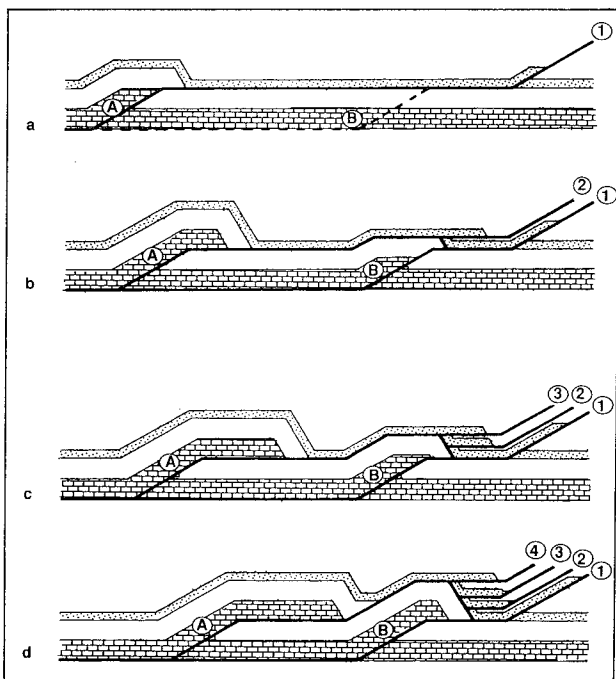


Fig. 7 - Modello del movimento sincrono dei sovrascorrimenti (BOYER, 1992). a) Dopo la formazione del sovrascorrimento iniziale "A", un nuovo sovrascorrimento "B" si propaga verso l'avampaese. b) Il movimento di "B" ripiega i *flat* superiori legati al sovrascorrimento "A", disattivando l'embrice "1". Un nuovo movimento di "A" si propaga lungo la cresta dell'anticlinale frontale, formando un embrice "fuori-sequenza" ("2"). c & d) Il processo continua con la formazione di nuovi embrici "fuori-sequenza" ("3" e "4"), formati dal movimento alternato dei sovrascorrimenti "A" e "B". Ad ogni stadio del raccorciamento lungo "B" aumenta l'ampiezza dell'anticlinale frontale e nuovi embrici "fuori-sequenza" si formano in congiunzione con il movimento continuato lungo "A". Anche se il modello richiede un movimento alternato fra "A" e "B", questi risultano attivi simultaneamente se inquadrati nel processo complessivo di strutturazione della catena.

e N110°-130°, piú recente); 3 - l'evidente riattivazione in compressione del settore sabino in tempi successivi al suo primo coinvolgimento in catena (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992, *cum bib.*); sono elementi che concorrono ad evidenziare una propagazione della deformazione compressiva piú complessa di quella prevista dal modello classico di *piggy back*.

Pur riconoscendo una sostanziale propagazione della compressione dall'interno verso l'esterno della catena, guidata dal processo regionale di arretramento flessurale della placca adriatica (PATACCA *et alii*, 1992), le evidenze geometriche e cinematiche descritte in questa nota possono essere piú ragionevolmente interpretate secondo un modello di movimento sincrono dei sovrascorrimenti della catena, come recentemente evidenziato, sulla base di analoghe evidenze geologiche, per alcuni settori delle Montagne Rocciose (BOYER, 1992) e degli Appalachi (NICKELSEN, 1988). Secondo tale modello (Fig. 7), la propagazione della compressione si esplica prevalentemente dall'interno verso l'esterno della catena, ma la formazione di un sovrascorrimento piú giovane al letto di quelli piú antichi ed interni non comporta necessariamente la totale disattivazione di questi ultimi. L'attività lungo il sovrascorrimento frontale della catena viene accompagnata da raccorciamento anche lungo i sovrascorrimenti piú interni, e la deformazione lungo questi ultimi determina cosí la formazione di sottili embrici superficiali in apparente "fuori-sequenza" (*sensu* MORLEY, 1988).

BIBLIOGRAFIA

- 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** (1), 257-310.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Structural Model of Italy 1:500.000*. C.N.R. - P.F.G., Quad. Ric. Scient., **114** (3).
- BOYER S.E. (1992) - *Geometric evidences for synchronous thrusting in the southern Alberta and northwest Montana thrust*. In: McCLAY K.R. (ed.) - *Thrust tectonics*. 377-390. Chapman & Hall, London.
- BROZZETTI F. (1995) - *Geometria e stile strutturale della tettonica distensiva umbro-marchigiana: due differenti esempi dall'area dei Massicci perugini e di Norcia*. Atti Conv. Sc. "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino 9-10 febbraio 1995, 46-48.
- BUTLER R.W.H. (1992) - *Evolution of Alpine Fold-Thrust Complexes: A Linked Kinematic Approach*. In: MITRA S. & FISHER G.W. (eds) - *Structural Geology of Fold and Thrust Belts*, 29-44.
- CAPOTORTI F. & MARIOTTI G. (1991) - *Le strutture sabine e della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese nell'area del Lago del Salto (Rieti)*. In: TOZZI M., CAVINATO G.P. & PAROTTO M. (eds) - *Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2, 27-31.
- CARBONE F., PRATURLON A. & SIRNA G. (1971) - *The Cenomanian shelf-edge facies of Rocca di Cave (Prenestini Mts., Latium)*. Geologica Romana, **10**, 131-198.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1992) - *La linea Olevano-Antrodoco: contributo della biostratigrafia alla sua caratterizzazione cinematica*. In: TOZZI M., CAVINATO G.P. & PAROTTO M. (eds) - *Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2, 143-149.
- CIVITELLI G., CORDA L. & MARIOTTI G. (1986) - *Il bacino sabino: 3) Evoluzione sedimentaria ed inquadramento regionale dall'Oligocene al Serravalliano*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1), 399-406.
- CORRADO S. (1995) - *Nuovi vincoli geometrico-cinematici all'evoluzione neogenica del tratto meridionale della linea Olevano-Antrodoco*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 245-276.

- CORRADO S. (1995) - *Optical maturity of organic matter dispersed in sediments: first results from the Central Apennines (Italy)*. Terra nova, 7 (3), 338-347.
- CORRADO S. & MONTONE P. (1994) - *Stili deformativi a confronto in aree di Piattaforma e di transizione in Appennino centrale*. Boll. Soc. Geol. It., 113 (2), 261-281.
- CORRADO S., COSENTINO D., CRESCENZI B. & PAROTTO M. (1992) - *Geometrie delle deformazioni della Sabina meridionale attraverso la ricostruzione di superfici strutturali (Lazio Appennino Centrale)*. In: TOZZI M., CAVINATO G.P. & PAROTTO M. (eds) - Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto - Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2, 42-53.
- COSENTINO D. & PAROTTO M. (1989) - *Tectonics in the Tiburtino-Lucertile sector of the Central Apennine (Latium, Central Italy)*. Proc. 28th International Geological Congress, Washington D.C., 1, 331, abs.
- COSENTINO D. & PAROTTO M. (1992) - *La struttura a falde della Sabina (Appennino centrale)*. In: TOZZI M., CAVINATO G.P. & PAROTTO M. (eds) - Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2, 381-387.
- COSENTINO D., SCOPPOLA C., SCROCCA D. & VECCHIA P.L. (1992) - *Stile strutturale dei Monti Reatini e dei Monti Sabini settentrionali (Appennino centrale) a confronto*. In: TOZZI M., CAVINATO G.P. & PAROTTO M. (eds) - Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2, 55-61.
- GEISER P.A. (1988) - *The role of kinematics in the construction and analysis of geological cross-sections in deformed terranes*. In: MITRA J. & WOJTAŁ S. (eds.) - Geometries and Mechanisms of Thrusting, with special reference to the Appalachians. Geol. Soc. of America, Special Paper n° 222, 47-76.
- JAMISON J. (1992) - *Stress controls on fold thrust style*. In: McCLAY K.R. (ed.) - Thrust tectonics. 155-164. Chapman & Hall, London.
- MATTEI M., MONTONE P. & SALVINI F. (1986) - *Analisi strutturale dei rilievi del margine appenninico intorno a Tivoli (Roma)*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 579-589.
- MATTEI M., FUNICIELLO R., KISSEL K. & LAJ C. (1992) - *Rotazioni di blocchi crostali neogenici nell'Appennino centrale: analisi paleomagnetiche e di anisotropia della suscettività magnetica*. In: TOZZI M., CAVINATO G.P. & PAROTTO M. (eds) - Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2, 221-229.
- MORLEY D.K. (1988) - *Out-of-sequence Thrusts*. Tectonics, 7 (3), 539-561.
- NICKELSEN R.P. (1988) - *Structural evolution of folded thrusts and duplexes on a first-order anticlinorium in the Valley and Ridge Province of Pennsylvania*. In: MITRA J. & WOJTAŁ S. (eds.) - Geometries and Mechanisms of Thrusting, with special reference to the Appalachians. Geol. Soc. of America, Special Paper n° 222, 89-106.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1992) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., 45 (1), 425-451.
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - *Geological summary of the Central Apennines*. In: OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. (eds) - Structural Model of Italy. Quad. Ric. Scient., 90, 257-311.
- PRATURLON A. & SIRNA G. (1976) - *Ulteriori dati sul margine cenomaniano della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese*. Geologica Romana, 15, 83-111.
- TAVARNELLI E. (1995) - *Controllo delle faglie dirette giurassiche e cretaceo-paleogene sullo sviluppo dei sovrascorrimenti neogenici nell'Appennino umbro-marchigiano*. Atti Conv. Sc. "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino 9-10 febbraio 1995, 217-219.
- VECCHIA P. (in questo vol.) - *Geometrie di tipo fault-propagation fold nel thrust-and-fold-belt umbro-marchigiano-sabino: compatibilità cinematiche*.
- WOODWARD N.B., BOYER S.E. & SUPPE J. (1989) - *Balanced Geological Cross-sections: an essential technique in geological research and exploration*. American Geophysical Union, Short Course in Geology, 6, 1-132.

