

IL MODELLO DEFORMATIVO DI SOVRASCORRIMENTO CIECO PER LO SVILUPPO DI ANTICLINALI CORICATE E ROVESCIATE NELL'APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO(**)

INDICE

RIASSUNTO	pag.	291
ABSTRACT	"	291
INTRODUZIONE	"	292
CARATTERI GEOLOGICO-STRUTTURALI DEL PRE-APPENNINO UMBRO MERIDIONALE	"	293
DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	"	295
BIBLIOGRAFIA	"	301

RIASSUNTO

L'Appennino umbro-marchigiano-sabino (Italia centrale) è un sistema a pieghe e sovrascorrimenti con caratteristico *trend* arcuato e convessità adriatica, sviluppatosi durante il Neogene. Sono comuni pieghe asimmetriche a vergenza nord-orientale, caratterizzate da un fianco orientale da verticale a leggermente rovesciato; meno frequenti sono le pieghe coricate con il fianco orientale rovesciato osservabile in affioramento per 2-3 km, ben note nell'Appennino umbro-sabino. Nell'ambito di queste strutture, il raccorciamento nel Calcare massiccio (la formazione dominante del *multilayer* sedimentario umbro-marchigiano, costituita da calcari di piattaforma del Lias sup.) è accompagnato da *blind-thrust* (sovrascorrimenti ciechi) a basso e ad alto angolo, mentre nella successione sedimentaria sovrastante (Lias medio - Miocene) la stessa entità di raccorciamento è realizzata completamente per piegamento.

Lo studio geologico-strutturale condotto nel pre-Appennino umbro ha permesso di ricostruire, attraverso sezioni geologiche bilanciate e retrodeformate i rapporti geometrici e genetici tra sovrascorrimenti e pieghe per l'anticlinale coricata di Narni e per le anticlinali blandamente rovesciate dei Monti Martani.

Per l'anticlinale coricata di Narni, a *trend* assiale NW-SE, viene proposto il modello deformativo di sovrascorrimento cieco a basso angolo, caratterizzato da una traiettoria con un *flat* frontale localizzato al tetto del Calcare massiccio.

Nei Monti Martani, le faglie giurassiche (principalmente a direzione N-S) determinano variazioni laterali di spessore all'interno delle successioni pelagiche e dislocano il Calcare massiccio. Qui, le anticlinali rovesciate a *trend* assiale circa N-S sono controllate dalla presenza di sovrascorrimenti ciechi ad alto angolo caratterizzati da rampe oblique ubicate in prossimità delle faglie giurassiche immergenti ad est che rappresentano una zona di debolezza nel Calcare massiccio.

Sulla base dei dati geologici di superficie e utilizzando uno stile tettonico pellicolare con lo scollamento ubicato alla base delle Evaporiti triassiche, sono state eseguite alcune sezio-

ni geologiche bilanciate e retrodeformate (raccorciamento planimetrico uguale a quello curvimetrico) che hanno permesso di ricostruire le relazioni geometriche e genetiche tra sovrascorrimenti ciechi e faglie giurassiche, e quindi di testare il modello deformativo proposto per le anticlinali di Narni e dei Monti Martani.

Pertanto il modello deformativo di sovrascorrimento cieco può spiegare i differenti profili delle pieghe studiate (coricate o blandamente rovesciate) così come i loro differenti *trend* assiali; in particolare tali differenze possono essere connesse al diverso spessore della successione sedimentaria triassico-miocenica e alla presenza di faglie sin-sedimentarie giurassiche. Queste, infatti, controllano la traiettoria dei sovrascorrimenti ciechi e la localizzazione e la direzione delle relative rampe. I sovrascorrimenti ciechi e le pieghe associate vengono trasportati passivamente nel tetto dei sovrascorrimenti a basso angolo nel corso della deformazione progressiva, registrando una distorsione della piega sia per propagazione del piano di sovrascorrimento (*fault-propagation folding*) e sia per piegamento di rampa (*fault bend folding*).

ABSTRACT

The Umbro-Marchean fold and thrust belt (Central Italy) provides examples of NE-verging recumbent and overturned Neogene anticlines cored by low- or high-angle blind-thrusts, which involve lower Liassic platform carbonates (Calcare Massiccio Fm., the stiffer layer of sedimentary cover), whereas in the overlying pelagic sequence (Middle Lias - Miocene) the same amount of shortening is completely provided by folding.

Geological and structural studies carried out in the south-westernmost portion of the Umbria-Marche Apennines allows to reconstruct the relationship between thrusts and related folds within the Narni recumbent anticline as well as in the Martani Mts inclined or slightly overturned anticlines. A low angle blind-thrust is proposed to the recumbent NW-SE trending Narni anticline, characterized by a frontal flat located at the bottom of the Calcare Massiccio Fm.

In the Martani Mts, Jurassic faults (mainly trending N-S) determined lateral thickness variation within the pelagic sequence and displaced the Calcare Massiccio Fm. (the stiffer layer of the sedimentary cover). The overturned N-S trending Martani Mts anticline was controlled by the occurrence of high angle blind-thrusts characterized by oblique ramps localized near the east-dipping Jurassic faults which produced a reduction of the strength within the stiffer layer.

Line-length techniques and retrodeformation tests were used in the reconstruction of the thrust-related fold model proposed for the Narni and Martani Mts anticlines. The different thickness of sedimentary sequence as well as the occurrence of preexisting faults (Jurassic faults) controlled the blind-thrust trajectories, the development of high-angle blind-thrust splay

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino (MC).

TAVARNELLI (1993; 1994) interpreta le relazioni geometriche tra pieghe e sovrascorrimenti secondo il modello di *fault-propagation folding* (*sensu* SUPPE & MEDWEDEFF, 1990), dove queste strutture si sono originate durante un singolo episodio deformativo (DECANDIA & GIANNINI, 1977). Precedentemente tali strutture erano state interpretate come pieghe da *buckling* tagliate da successivi sovrascorrimenti a basso e ad alto angolo e precedute da una deformazione iniziale di appiattimento (LAVECCHIA, 1981; BARCHI *et alii*, 1985).

TAVARNELLI (1996a; 1996b; 1996c) riconosce nella struttura di M. Tilia - M. Castiglione gli effetti delle preesistenti strutture estensive sullo sviluppo dei sovrascorrimenti mostrando, in un profilo tridimensionale, che le rampe dei sovrascorrimenti si sviluppano in prossimità delle preesistenti faglie estensionali che vengono troncate e trasportate passivamente negli *hangingwall* dei *thrust sheet*.

VECCHIA (1996) spiega la formazione di anticlinali asimmetriche del sistema a *thrust* umbro-marchigiano-sabino secondo il modello di *fault-propagation folding*; le macropieghe vengono poi tagliate, nelle fasi intermedie e finali della deformazione, da nuove superfici di *thrust* (*break through thrust*) secondo una sequenza di *thrust* sincrona (*sensu* BOYER, 1992).

In particolare per quanto riguarda il settore meridionale del pre-Appennino umbro, analizzato in questo lavoro, si riconoscono il sovrascorrimento di Narni, ad andamento NW-SE, avente nell'*hangingwall* un'anticlinale coricata, con al nucleo un *blind thrust* a basso angolo che disloca il Calcarea massiccio e mostra un *flat* di circa 2 km alla base di tale unità. Nel *footwall* del *blind thrust* si riconosce il fianco rovesciato della piega, costituito dalla successione pelagica (Corniola - Scaglia rossa), tettonicamente assottigliato da piani estensionali che realizzano uno *stretching* parallelo alla direzione del trasporto tettonico (CALAMITA *et alii*, 1996). Tali Autori associano l'anticlinale coricata di Narni ad un *blind thrust* a basso angolo (*sensu* CALAMITA, 1990), mentre STORTI & SALVINI (1996) descrivono questa piega come una *progressive roll-over fault propagation folding*. BONCIO *et alii* (1996) propongono per la stessa struttura una evoluzione deformativa, caratterizzata dallo sviluppo per *buckling* di una piega rovesciata, evoluta per propagazione del sovrascorrimento.

Nel *footwall* del sovrascorrimento di Narni, subito a nord della depressione tettonica plio-quadernaria di Terni, si riconoscono due strutture anticlinali di M. Torre Maggiore e di M. Torricella ad andamento N-S. BRUNI *et alii* (1996) hanno messo in relazione le suddette pieghe rovesciate a vergenza orientale allo sviluppo di *blind thrust* ad alto angolo coinvolgenti il Calcarea massiccio e le Evaporiti triassiche. La direzione dei *blind thrust* e l'ubicazione delle loro rampe sono controllate dalle faglie giurassiche che bordano ad est i *seamount* giurassici.

Allo scopo di ricostruire un modello deformativo unico, sia per l'anticlinale coricata di Narni sia per quelle blandamente rovesciate dei Monti Martani (pre-Appennino umbro, Italia centrale), è stato effettuato uno studio geologico-strutturale per evidenziare il controllo della stratigrafia (differente spessore della successione sedimentaria e presenza di faglie sinsedimentarie) sullo

stile deformativo (relazioni geometriche e genetiche tra sovrascorrimenti e pieghe).

CARATTERI GEOLOGICO-STRUTTURALI DEL PRE-APPENNINO UMBRO MERIDIONALE

Nell'Appennino umbro-marchigiano pieghe e sovrascorrimenti coinvolgono in affioramento la copertura sedimentaria (Trias sup. - Miocene p.p.) costituita da (Figg. 2 e 3):

1) una unità calcarea di piattaforma del Trias sup. - Lias inf. con alla base i depositi calcareo-marnosi del Retico (Formazione a Rhaetavicula contorta: Formazione del Monte Cetona in CIARAPICA *et alii*, 1987) passanti superiormente al Calcarea massiccio (Lias inf.): spessore massimo circa 900 m; al di sotto di questa unità affiorano, nei Massicci Perugini, le Evaporiti triassiche (Anidriti di Burano) rinvenute anche in sondaggio (MARTINIS & PIERI, 1964) al di sopra del Verrucano (Trias medio);

2) una successione pelagica ed emipelagica (Lias medio-Miocene p.p.) ben stratificata, costituita da calcari, calcari silicei, selci, calcari marnosi e marne con spessori variabili tra 1700 e 1200 m, in relazione alla presenza di sequenze giurassiche complete, condensate e composte, controllate da faglie sinsedimentarie organizzate secondo due principali set a direzione N-S ed E-W che dislocano la piattaforma giurassica in *seamount* e zone di bacino come è ben osservabile nella porzione meridionale dei Monti Martani (Fig. 4);

3) depositi torbiditici silicoclastici spessi 2000-3000 m, appartenenti ad un bacino di avanfossa migrante verso NE (Formazione marnoso-arenacea: Burdigaliano p.p. - Tortoniano inf.: CANTALAMESSA *et alii*, 1986).

Nella Dorsale narnese-amerina la suddetta successione presenta spessori minori come evidenziato da FAZZINI (1968) che calcola nell'area di Amelia, una potenza massima di 350 m per il Calcarea massiccio ed una complessiva di 1050 m per la successione pelagica ed emipelagica dalla Corniola alla Scaglia cinerea. A sud di Narni lo spessore del Calcarea massiccio è difficilmente valutabile in relazione alla presenza di diverse faglie normali, tuttavia in prossimità di M. Cosce esso affiora per almeno 500 m.

Nel settore meridionale del pre-Appennino umbro sono stati evidenziati tre principali *thrust sheet* che sono sovrapposti lungo piani di sovrascorrimento secondo una principale vergenza verso N-E (CALAMITA & PIERANTONI, 1996) (Figg. 3-4).

L'unità tettonica superiore è quella narnese-amerina, ubicata nell'*hangingwall* del sovrascorrimento di Narni, a direzione NW-SE. Il *footwall* di detto sovrascorrimento è rappresentato dall'unità dei M. Martani dove si riconoscono pieghe alla diversa scala e motivi di accavallamento con *trend* meridiano. Andamento meridiano hanno anche le pieghe e i sovrascorrimenti della più esterna unità dei M. Sabini, ubicata a letto dell'unità dei M. Martani (sovrascorrimento di M. Torricella), come è ancora ben osservabile a nord di Terni. A sud di questa località, il complesso motivo di retroscorrimento ad alto angolo di Cottanello-Battiferro, con carattere da transpressivo a trascorrente destro, determina la chiusura

SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DELL'APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO

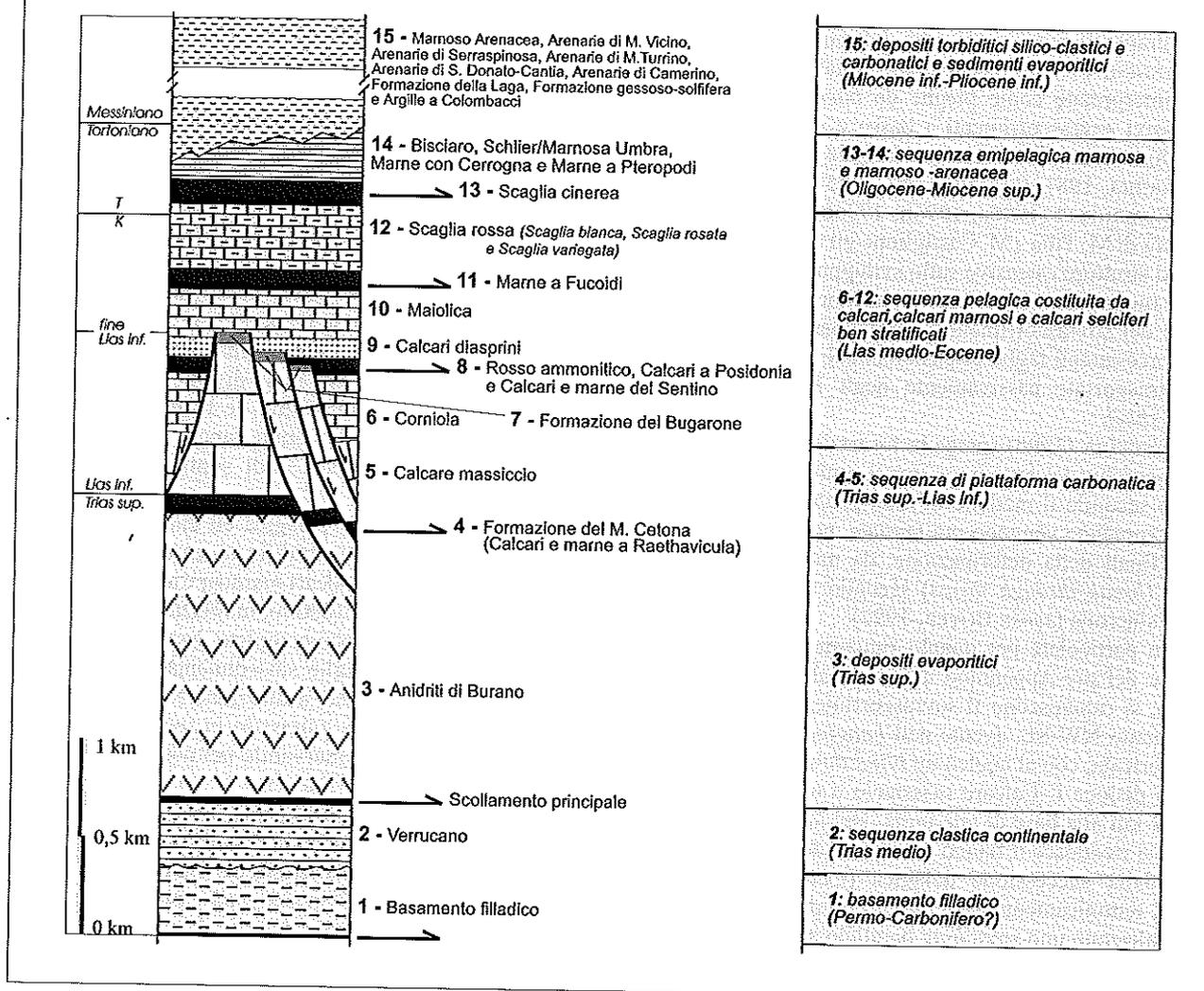


Fig. 2 - Schema stratigrafico dell'Appennino umbro-marchigiano.

triangolare del suddetto sovrascorrimento di M. Torricella. L'unità dei M. Sabini è a sua volta accavallata sulle più esterne unità umbro-marchigiane.

Nell'unità narnese-amerina si riconoscono due piani di sovrascorrimento ad andamento NW-SE. Quello superiore affiora con continuità per circa 2 km e mostra al tetto il Calcare massiccio ed al letto la successione pelagica rovesciata (Corniola-Scaglia rossa); esso, inoltre, ha un *tip* al nucleo dell'anticlinale coricata di Narni e costituisce quindi un *blind thrust* (Fig. 5). Quindi il fronte dell'unità narnese-amerina è caratterizzato dalla suddetta anticlinale avente il fianco orientale rovesciato costituito dalla sola successione pelagica-emipelagica e in rapporto di *blind thrust* con il Calcare massiccio (*sensu* CALAMITA, 1990). Il suddetto fianco rovesciato costituisce a sua volta un elemento tettonico intermedio, delimitato inferiormente dal *thrust* basale, organizzato in lenti tettoniche definite da piani estensionali che realizzano uno *stretching* parallelo alla direzione di trasporto tettonico (*extensional duplexes*, *sensu* CALAMITA, 1991).

Minori sovrascorrimenti dislocano il fianco orientale dell'anticlinale di Narni e sono delimitati da faglie di

strappo e/o rampe laterali; essi si sono sviluppati in fuori sequenza e/o come riattivazione del *blind thrust*, generando i *klippen* di Narni e del Montello (CALAMITA *et alii*, 1996b).

Sulla base dei dati geologici di superficie e di sottosuolo, CALAMITA *et alii* (1996b) hanno realizzato la sezione geologica di figura 6A che rappresenta l'assetto geologico strutturale del sovrascorrimento di Narni e dell'anticlinale coricata associata (la sezione è una retrodeformata parziale nella quale sono stati eliminati gli effetti delle faglie distensive ad alto angolo connesse con la tettonica distensiva plio-quadernaria).

Nel *footwall* dell'unità narnese-amerina affiorano a nord della depressione tettonica plio-quadernaria di Terni, colmata da depositi continentali, le anticlinali di M. Torre Maggiore e di M. Torricella (M. Martani) (Fig. 4).

L'anticlinale di M. Torre Maggiore è caratterizzata da uno sviluppo regionale ed ha andamento assiale circa N-S nel tratto analizzato. Lungo la zona di cresta della piega, il cui fianco orientale è da verticale a rovesciato, affiorano le successioni giurassiche complete e condensate. In prossimità del blocco di letto della faglia plio-

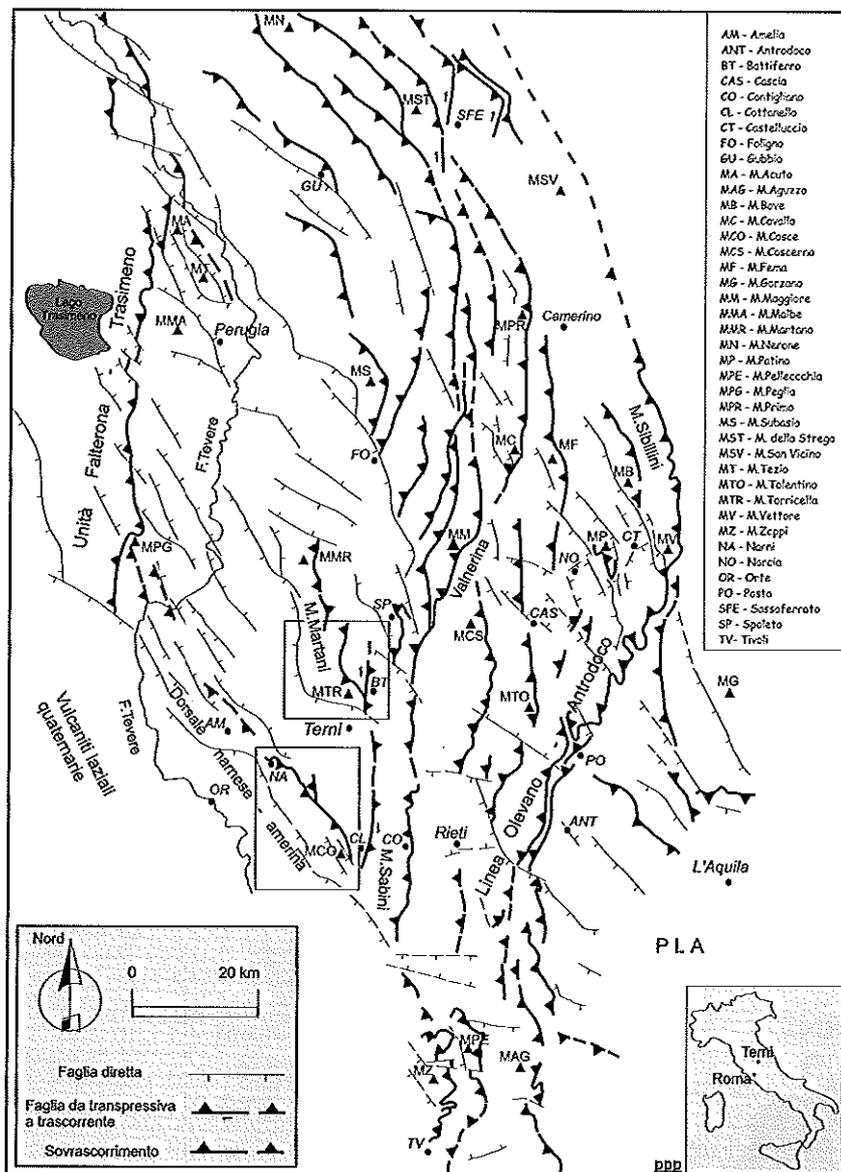


Fig. 3 - Schema strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano-sabino e dei settori di raccordo con il Dominio toscano (Unità Falterona-Trasimeno) ad ovest e con quello laziale-abruzzese (Piattaforma laziale-abruzzese: PLA) ad est. (da CALAMITA & PIERANTONI, 1996, modificata). Nei riquadri le aree analizzate.

quaternaria che borda la piana di Terni affiorano sia la cresta che il suddetto fianco orientale della piega, caratterizzati rispettivamente dalla presenza della successione giurassica condensata e di quella completa; una faglia ad alto angolo con immersione ad est borda ad oriente l'alto giurassico della cresta e realizza il contatto tra gli strati suborizzontali del Calcere massiccio e quelli subverticali della successione giurassica completa del fianco orientale (Figg. 4, 7-9). Sulla base dei dati di superficie e dalle considerazioni emerse dalla retrodeformazione della sezione di figura 6B (Fig. 6C), la suddetta piega connessa alla faglia cieca che ha un *tip* alla base della Maiolica, può essere associata ad un *blind thrust* (*sensu* CALAMITA, 1990) che ha utilizzato nella parte superiore la faglia giurassica che limita ad oriente l'alto giurassico di C.le Zannuto, mentre ha trasportato passivamente la faglia giurassica occidentale dell'alto stesso. Un'analoga interpretazione viene proposta per le relazioni tra gli alti strutturali (*seamounts*) e le successioni bacinali ubi-

cati nell'ambito dell'anticlinale di M. Torre Maggiore (Figg. 6B e 6C).

L'anticlinale di M. Torricella ha direzione assiale N-S nel suo tratto meridionale e il suo *forelimb* è rovesciato; nella porzione settentrionale assume direzione assiale N 140° e si segue verso ovest fino a ricongiungersi con quella di M. Torre Maggiore. Questo tratto dell'anticlinale è anche caratterizzato da mesopiege aventi direzione assiale N 100-110° parallelo alla macrostruttura. Nell'ambito della zona di cresta dell'anticlinale in esame è osservabile un alto giurassico, delimitato da faglie ad andamento N-S che lo delimitano ad ovest e ad est dalle aree bacinali (Fig. 7). Nel fianco occidentale della stessa anticlinale si riconosce un altro *seamount* (Penna della Rocca) limitato verso ovest da una faglia giurassica, mentre un minore thrust cieco ha dislocato la faglia giurassica orientale. L'attuale giacitura della struttura di Penna della Rocca (stratificazione e faglie) è dovuta al *tilting* associato allo sviluppo dell'anticlinale di M. Torricella, nell'ambito della quale non sono osservabili i rapporti geometrici tra il Calcere massiccio e le successioni pelagiche del fianco orientale da verticale a rovesciato via via in profondità (Fig. 6B).

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Gli studi geologico-strutturali di dettaglio nel pre-Appennino umbro meridionale evidenziano la presenza, in aree vicine, di anticlinali con differente profilo (coricate e blandamente rovesciate; BONCIO *et alii*, 1996; CALAMITA & PIERANTONI, 1996; STORTI & SALVINI, 1996). Relativamente all'anticlinale coricata appartenente all'unità di tetto del sovrascorrimento di Narni viene proposto il modello deformativo di *blind thrusting* a basso angolo riportato in figura 10. Questo prevede lo sviluppo di un *blind thrust* del Calcere massiccio, completamente espresso come piega nella successione pelagica, caratterizzato da un *flat* frontale ubicato alla base del Calcere massiccio.

Per il bilanciamento delle sezioni bisogna considerare uno scollamento progressivo della successione pelagica al di sopra del Calcere massiccio, connesso alla migrazione della cerniera della sinclinale, di lunghezza pari a quella del fianco orientale rovesciato dell'anticlinale; inoltre ulteriori e minori scollamenti nella successione pelagica ed alla base delle torbiditi sono necessari al bilanciamento della struttura.

Per quanto riguarda le anticlinali rovesciate di M. Torre Maggiore e di M. Torricella viene proposto il

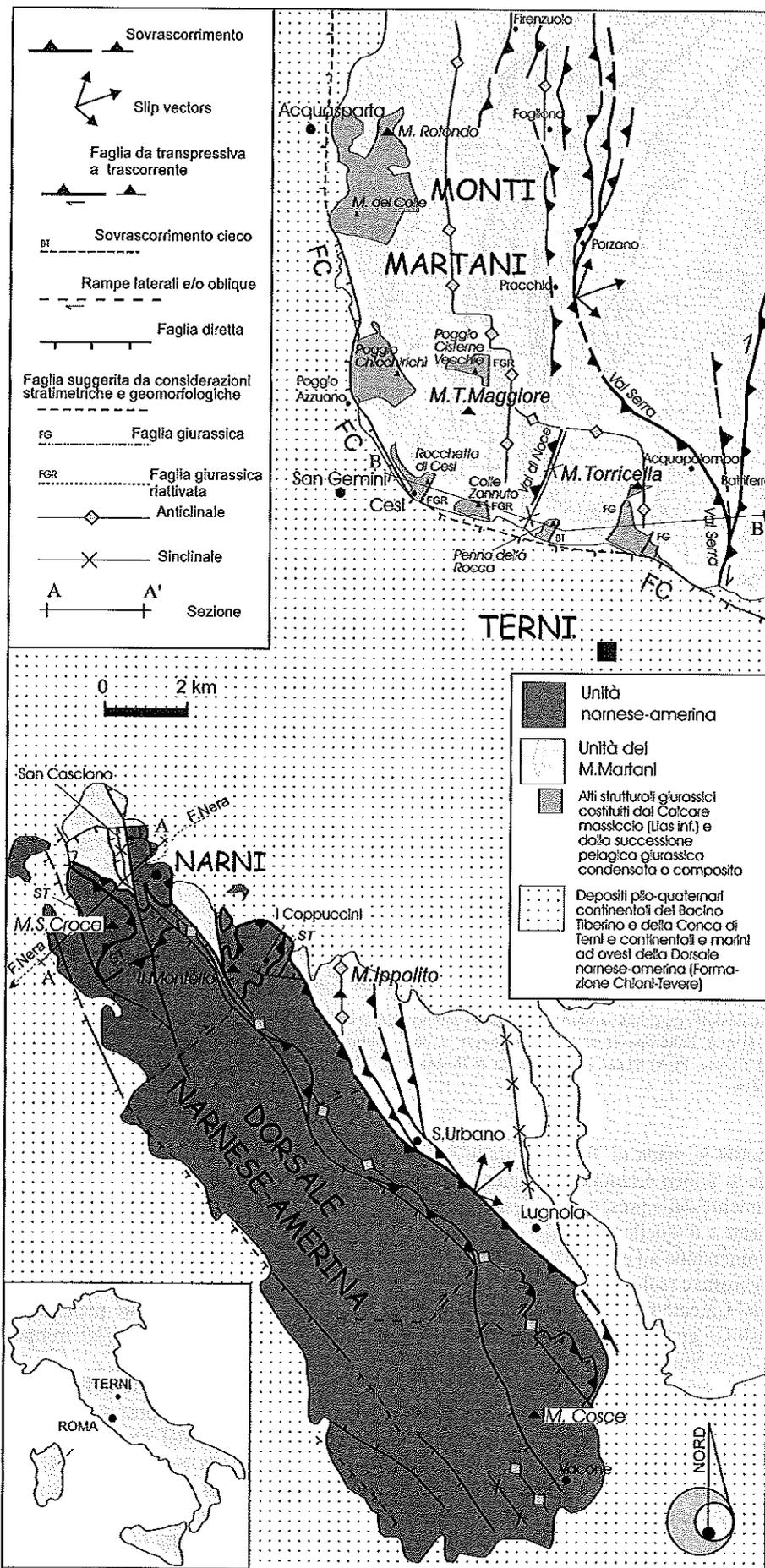


Fig. 4 - Schema strutturale dell'Appennino umbro-sabino prossimo a Terni e traccia delle sezioni geologiche di figura 6.

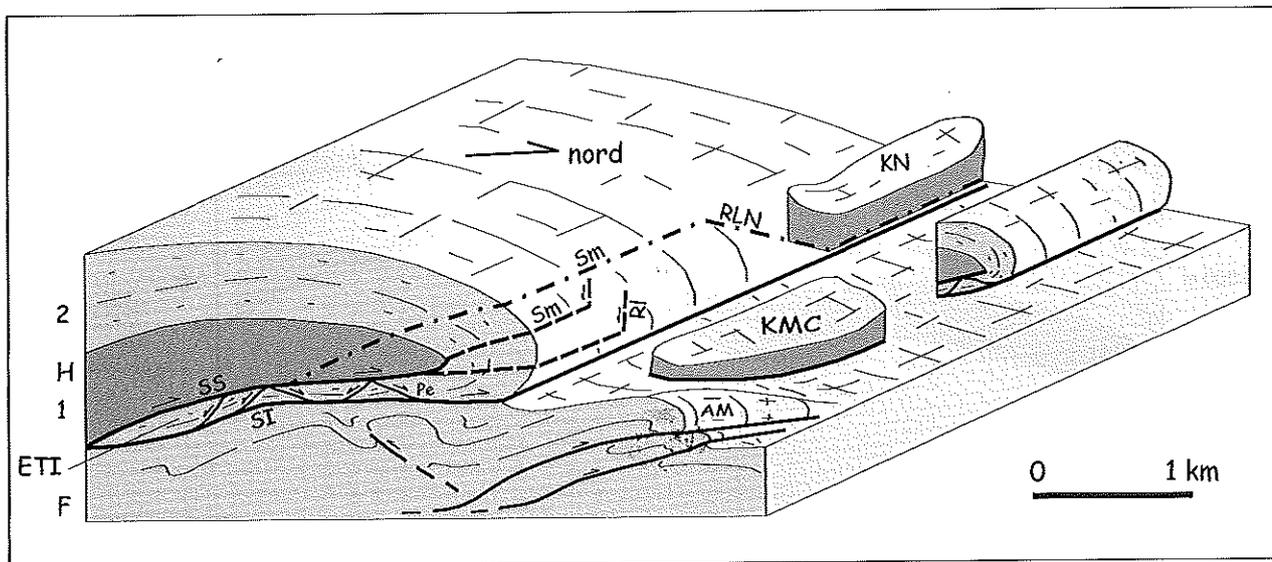


Fig. 5 - Schematizzazione dell'assetto strutturale del sovrascorrimento di Narni (CALAMITA & PIERANTONI, 1996, modificata). Sono evidenziati: a) l'*hangingwall* (H), l'elemento tettonico intermedio (ETI) compreso tra il piano di sovrascorrimento superiore (SS) e quello inferiore (SI) ed il *footwall* (F), caratterizzato da pieghe e minori sovrascorrimenti ad andamento N-S (anticlinale di M. Ippolito: AM) che verso sud scompaiono al di sotto del sovrascorrimento inferiore (1 - Calcare massiccio; 2 - successione pelagica); b) i piani estensionali (Pe) che realizzano lo *stretching* dell'elemento tettonico intermedio parallelamente alla direzione del trasporto tettonico (*duplex* estensionali: *sensu* CALAMITA, 1991); c) le probabili traiettorie dei minori piani di sovrascorrimento (Sm: linee tratto-punto) e delle rampe laterali/oblique (RLN); CALAMITA *et alii* (1996) associano i *klippen* del Montello - Cappuccini (KMC) e di Narni (KN) allo sviluppo di tali minori motivi strutturali.

modello di *blind thrust* ad alto angolo riportato in figura 11. In tale modello, la faglia giurassica controlla la direzione e l'ubicazione della rampa del *blind thrust* quale zona di massima debolezza del Calcare massiccio. Tale rampa si appiattisce alla base della successione pelagica o nell'ambito della stessa, mentre *blind thrust* ad alto angolo si diramano dalla rampa stessa e dislocano e/o riutilizzano la faglia giurassica facendo cambiare gli originali rapporti di *cut-off* tra la faglia giurassica stessa e gli strati della successione pelagica completa che assumono giacitura verticale o rovesciata. Tale modello può essere applicato anche alle altre pieghe rovesciate dell'Appennino umbro-marchigiano, dove non sono presenti faglie giurassiche nel fianco orientale e quindi indipendentemente dalla presenza delle discontinuità giurassiche.

Lo sviluppo di pieghe coricate, quindi, viene associato alla particolare traiettoria del *blind thrust* caratterizzata dalla presenza di un *flat* frontale alla base del Calcare massiccio come evidenziato nell'anticlinale di tetto del sovrascorrimento di Narni.

Inoltre, viene sottolineata l'importanza delle discontinuità giurassiche sul controllo della direzione della rampa obliqua del *blind thrust* e della direzione assiale della piega associata come ipotizzato in CALAMITA (1990) alla scala regionale per l'Appennino umbro-marchigiano ed evidenziato per le anticlinali dei Monti Martani attraverso un modello tridimensionale che schematizza lo sviluppo di *blind thrust* in rampa obliqua con *trend* principale circa N-S e subordinatamente E-W e pieghe associate, relativamente alla principale direzione di trasporto tettonico verso ENE (Figg. 12-13).

Pertanto le discontinuità preesistenti (faglie giurassiche ad andamento N-S) controllano il *trend* meridiano delle strutture neogeniche (sovrascorrimenti e pieghe

associate) dei Monti Martani meridionali e possono giustificare le discordanze con quelle ad andamento NW-SE di Narni, connesse invece allo sviluppo di un *blind thrust* in rampa frontale orientato NW-SE. Per quest'ultimo sovrascorrimento, inoltre, CALAMITA *et alii* (1996), evidenziano una strutturazione caratterizzata da riattivazioni che realizzano la definitiva messa in posto su di un *footwall* già strutturato ad assi N-S.

Quindi le anticlinali coricate e rovesciate dell'Appennino umbro-marchigiano-sabino possono essere interpretate come una sorte di pieghe forzate dovute allo sviluppo di *blind thrust* coinvolgenti il Calcare massiccio (la formazione più competente della copertura sedimentaria), mentre la successione pelagica lo avvolge in modo continuo.

Il differente profilo delle pieghe coricate e di quelle rovesciate così come il loro differente *trend* assiale sono controllati:

- dal diverso spessore delle successioni sedimentarie marcatamente ridotto nell'anticlinale di Narni rispetto a quello che caratterizza le pieghe dei Monti Martani;
- dalla presenza di faglie sinsedimentarie giurassiche, che localizzano la rampa del sovrascorrimento cieco (*blind thrust*) controllando la direzione della rampa stessa e l'andamento assiale della piega associata.

Tali elementi hanno a loro volta controllato la diversa traiettoria e lo sviluppo di *blind thrust* ad alto angolo.

I *blind thrust* e le pieghe associate vengono trasportati passivamente nell'*hangingwall* dei sovrascorrimenti a basso angolo nel corso della deformazione progressiva, registrando una distorsione della piega per propagazione del piano di sovrascorrimento stesso (*fault-propagation folding*) e sia per piegamento da rampa (*fault bend folding*) (SUPPE, 1983).

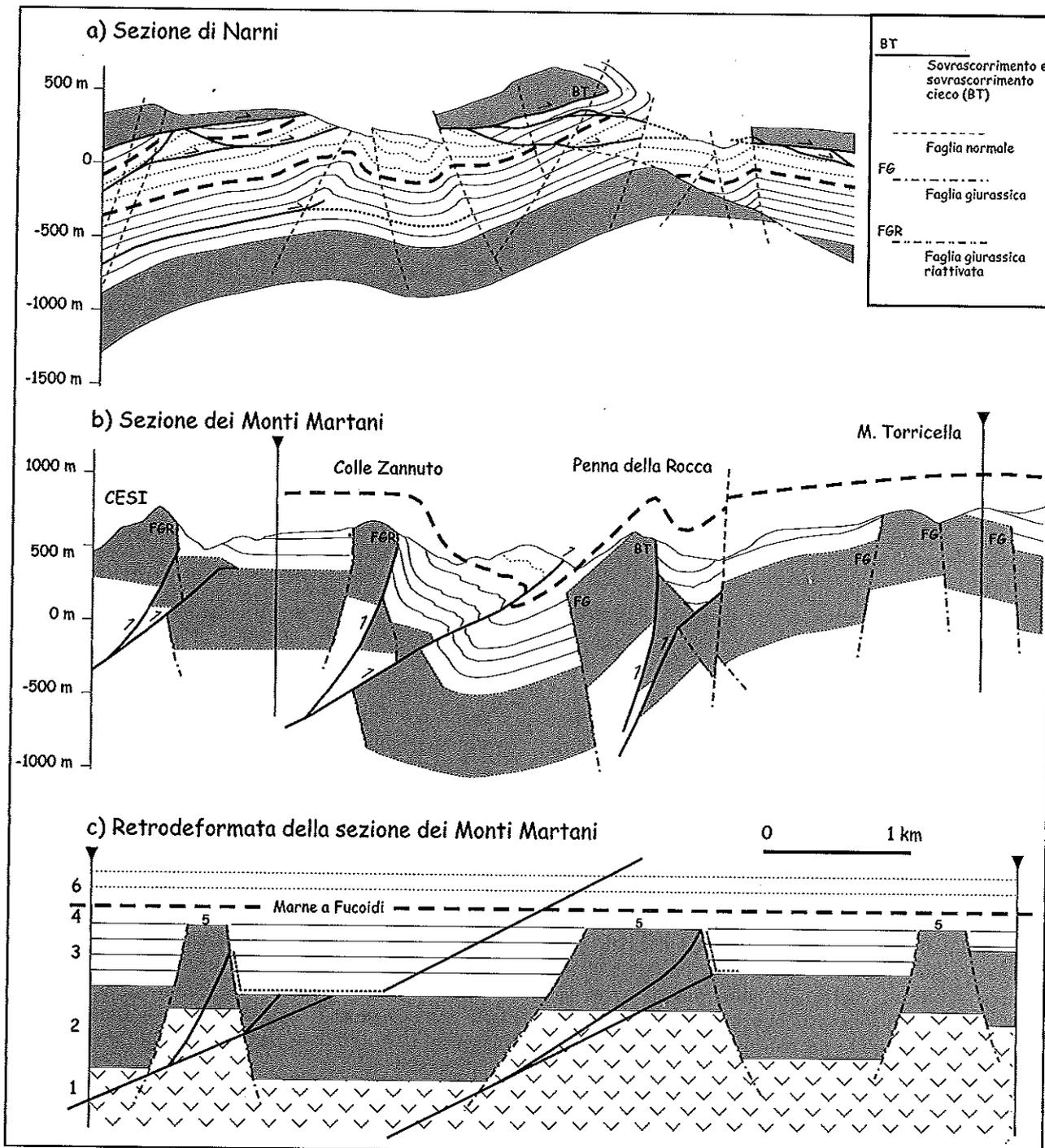


Fig. 6 - Sezioni geologiche: (A) piega coricata di Narni; (B-C) pieghe blandamente rovesciate dei M. Martani. 1) Anidriti di Burano; 2) Calcarea massiccio e Formazione del M. Cetona; 3) Successione pelagica pre-Marne a Fucoidi (successione giurassica completa); 4) Marne a Fucoidi; 5) Successione giurassica condensata; 6) Successione emipelagica post-Marne a Fucoidi.

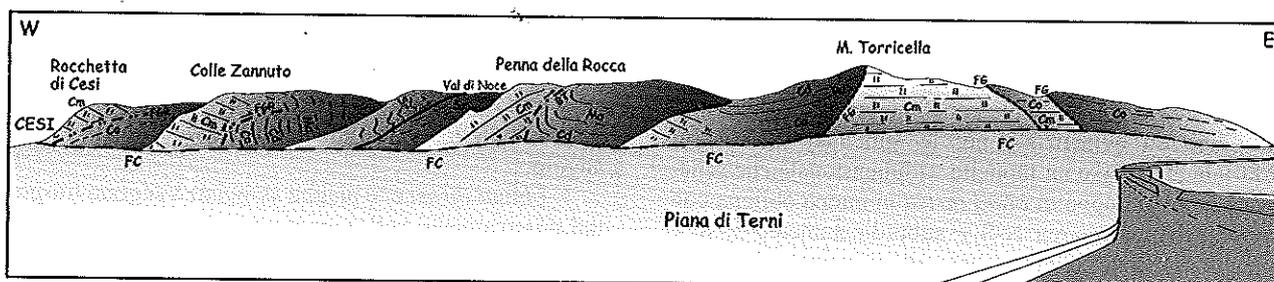


Fig. 7 - Schema geologico-strutturale dei M. Martani meridionali. Sono evidenti: 1) la faglia normale plio-quaternaria di Cesi nel tratto ad andamento N110 (FC); 2) gli alti strutturali di M. Torricella, di Rocchetta di Cesi, di Colle Zannuto e di Penna della Rocca; 3) le faglie giurassiche conservate (FG), o riattivate come *blind thrust* (FGR); 4) il *blind thrust* di Penna della Rocca (BT). Cm - Calcarea massiccio; Co - Corniola; Ra - Rosso ammonitico; Cd - Calcari diasprini umbro-marchigiani; Ma - Maiolica; Sr - Sc. rossa.

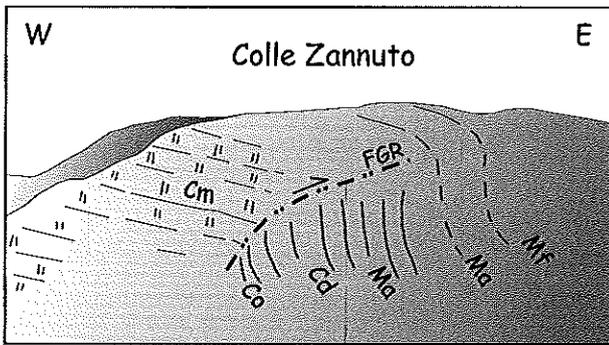


Fig. 8 - Faglia "giurassica" di Colle Zannuto tra gli strati sub-orizzontali del Calcarea massiccio (Cm) e quelli sub-verticali della Maiolica (Ma), dei Calcari diasprini umbro-marchigiani (Cd) e della Corniola (Co). Queste relazioni geometriche possono essere messe in relazione alla riattivazione della faglia giurassica (FGR) al di sopra del *blind thrust* responsabile dello sviluppo dell'anticlinale di M. Torre Maggiore nei termini della successione pelagica (vedi Fig. 6B).

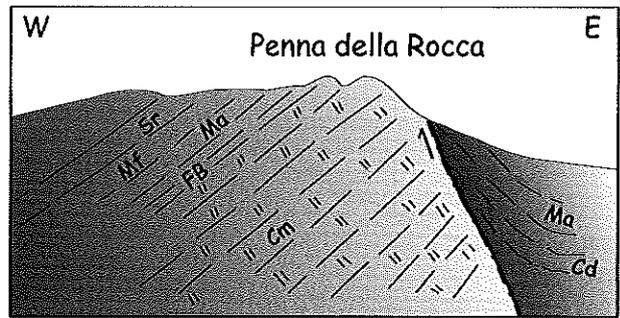


Fig. 9 - *Blind thrust* di Penna della Rocca (BT) tra il Calcarea massiccio (Cm) e la Maiolica (Ma) e i Calcari diasprini umbro-marchigiani (Cd). L'attuale giacitura del *blind thrust* (immersione ad est) e del Calcarea massiccio sono state acquistate per rotazione su un asse orizzontale durante lo sviluppo dell'anticlinale di M. Torricella. La presenza della successione giurassica condensata al di sopra del Calcarea massiccio e di quella completa nel letto del *blind thrust* suggerisce una faglia giurassica dislocata dal *blind thrust* stesso e conservata nell'ambito del suo *footwall* (vedi Figg. 6B e 6C). Sr - Sc. rossa; Mf - Marne a Fucoidi; Ma - Maiolica; Cn - Calcari nodulari.

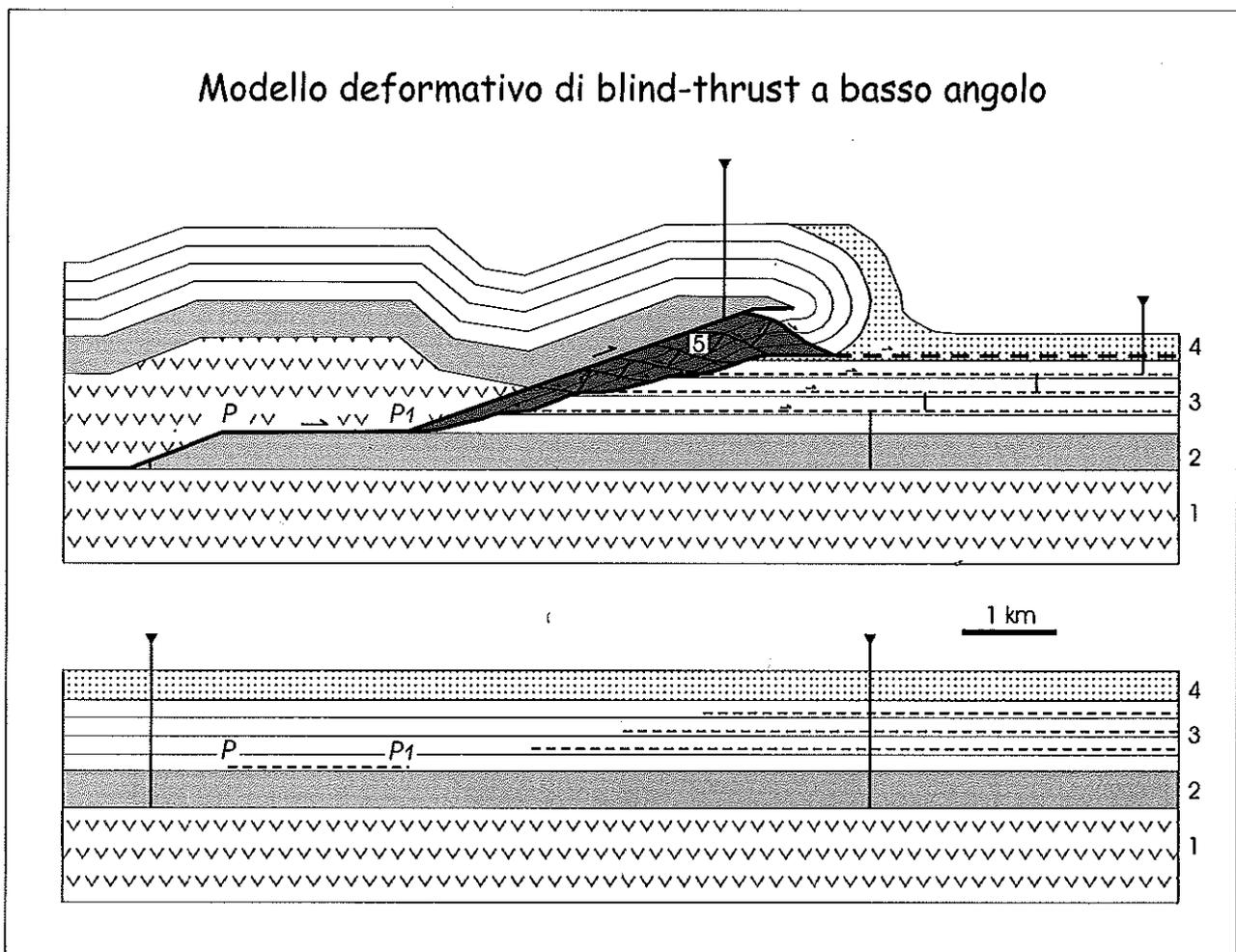


Fig. 10 - Modello deformativo di *blind-thrust* a basso angolo proposto per l'anticlinale coricata di Narni (da CALAMITA *et alii*, 1996, modificato). 1 - Evaporiti triassiche; 2 - Calcarea massiccio; 3 - successione pelagica ed empipelagica; 4 - Formazione marnoso-arenacea; 5 - successione pelagica rovesciata con notevoli processi di delaminazione (*stretching*).

I due momenti deformativi (*blind thrusting* e *thrusting*) proposti da CALAMITA (1990), sulla base dei rapporti geometrici tra i *blind thrust* e pieghe associate e i piani di sovrascorrimento a basso angolo che dislocano

tutta la successione, possono costituire un unico evento progressivo caratterizzato da due differenti valori dello stress differenziale che impone altrettanti valori del tasso di deformazione, oppure come il risultato di distinti epi-

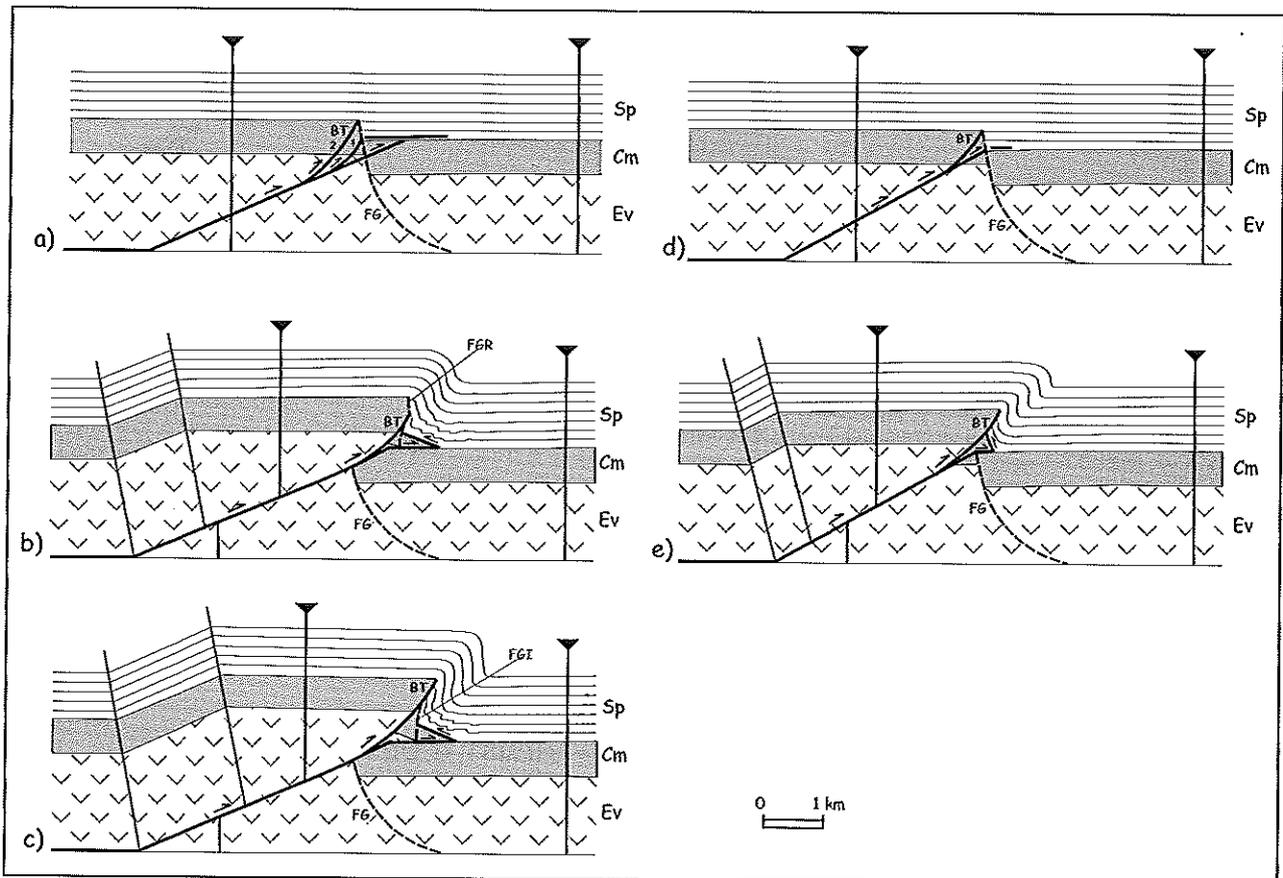


Fig. 11 - Sezioni bilanciate e relative retrodeformate illustranti le relazioni geometriche tra le faglie giurassiche (a tratteggio) e i piani del *blind thrust* delle strutture di M. Torre Maggiore e di M. Torricella (a-e). I *blind thrust* (BT) ad alto angolo seguono nelle sezioni (b) e (c) rispettivamente le traiettorie 1 e 2 riportate nella sezione retrodeformata (a). La faglia giurassica (FG) rappresenta una zona di debolezza nel Calcarea massiccio che guida lo sviluppo della rampa del *blind thrust*, come riportato nelle sezioni retrodeformate (a) e (d) controllando anche la direzione dei piani di *blind thrust* stessi e l'andamento assiale delle pieghe associate. E' interessante osservare nelle sezioni (b) e (c) la riattivazione della porzione sommitale della faglia giurassica (FGR); nella sezione (e) la porzione sommitale risulta invertita (FGI). Ev - Evaporiti triassiche; Cm - Calcarea massiccio; Sp - Successione pelagica; la scala verticale è uguale a quella orizzontale.

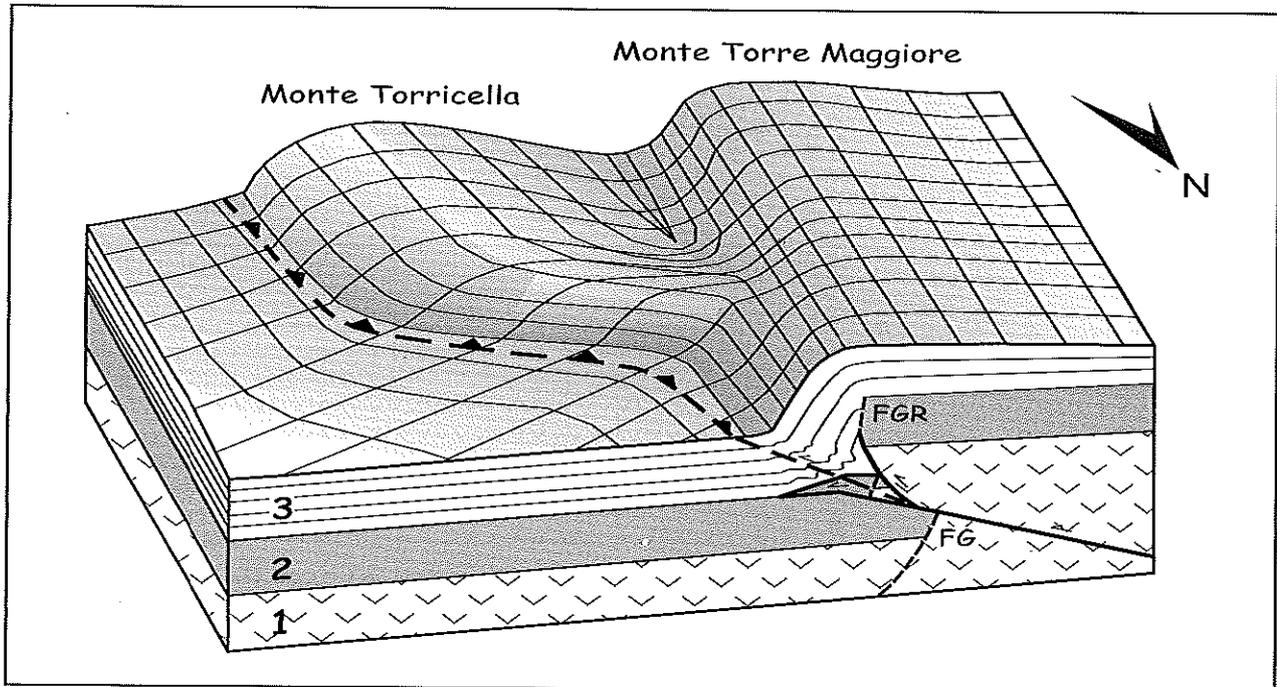


Fig. 12 - Blocco diagramma illustrante le relazioni geometriche e genetiche tra i *blind thrust* e le pieghe e tra questi e le faglie giurassiche (FG e FGR) nei M. Martani meridionali. L'anticlinale di M. Torricella viene messa in relazione allo sviluppo di un *blind thrust* più esterno rispetto a quello dell'anticlinale di M. Torre Maggiore (*blind thrust* di Colle Zannuto, Fig. 8). L'interconnessione tra i due *blind thrust* è realizzata da una rampa obliqua N100-110 che controlla l'andamento assiale della porzione settentrionale dell'anticlinale di M. Torricella. Il suddetto *pattern* si riflette sull'andamento del piano di *thrust* avente al tetto le suddette strutture. 1 - Evaporiti triassiche; 2 - Calcarea massiccio; 3 - successione pelagica-empipelagica.

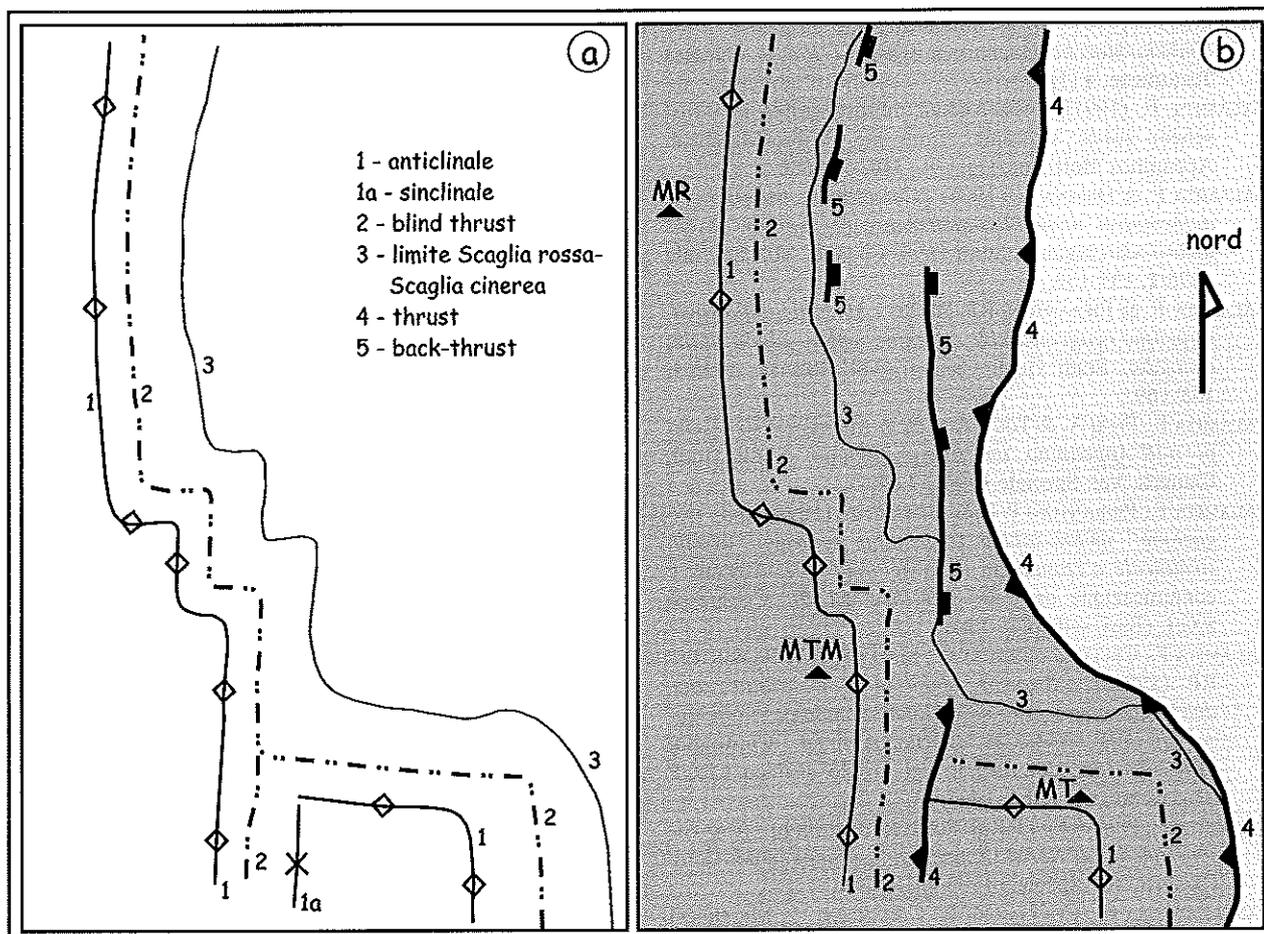


Fig. 13 - Ipotesi genetica delle anticlinali nei M. Martani meridionali:

a) sviluppo di *blind thrust* nel Calcare massiccio (2) in rampe oblique (N-S e E-W) controllate da discontinuità preesistenti (faglie giurassiche) e dalla direzione di raccorciamento ENE-WSW; contemporaneamente nella successione pelagica si enucleano anticlinali ad andamento assiale parallelo alla direzione delle rampe oblique e laterali. Le minori rampe oblique di M. Torre Maggiore (MTM) sono responsabili dei bruschi e locali cambiamenti della direzione assiale di quest'ultima anticlinale;

b) sviluppo dei sovrascorrimenti (4) e dei minori motivi di retroscorrimento (5) che dislocano tutta la successione sedimentaria riutilizzando a luoghi le rampe dei *blind thrusts*.

sodi connessi ad uno sviluppo *out-of-sequence* dei sovrascorrimenti e/o alle loro riattivazioni. In ogni caso al momento di *blind thrusting* è associabile una *strain rate* minore rispetto a quello che caratterizza la fase di *thrusting*, che spiega il comportamento "duttile" della successione pelagica rispetto a quello fragile del Calcare massiccio; durante il *thrusting* le due differenti litologie assumono un analogo comportamento fragile evidenziato dallo sviluppo di piani di sovrascorrimento che dislocano tutta la successione e realizzano la principale strutturazione.

BIBLIOGRAFIA

- BALDANZA A., COLACICCHI R. & PARISI G. (1982) - *Controllo tettonico sulla deposizione dei livelli detritici nella Scaglia Cretaceo-Paleocenica (Umbria orientale)*. Rend. Soc. Geol. It., **5**, 11-14.
- 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., MINELLI G. & PIALI G. (1996) - *Tettonica*

dell'Appennino settentrionale alla luce dei risultati del CROP 03. Abstract relativo alla Riunione: "Presentazione dei risultati del profilo sismico CROP 03", Roma 7-9 novembre 1996.

- BERNOULLI D. (1967) - *Probleme der sedimentation im Jura Westgriechenlands und des zentralen Apennin*. Verh. nat. Ges. Basel, **78**, 35-54.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MORATTI G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giorn. Geo., **48**, 227-233.
- 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.
- BONCIO P., BACHECA A., BROZZETTI F. & LAVECCHIA G. (1996) - *Analisi geometrica e cinematica del settore centrale della Catena narnese-amerina (Umbria sud-occidentale)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Speciale 1995/1, 73-86.
- BRUNI F., CALAMITA F., MARANCI M. & PIERANTONI P.P. (1996) - *Il controllo della tettonica giurassica sulla strutturazione neogenica dei Monti Martani meridionali (Preappennino umbro)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Speciale 1995/1, 121-135.

- CALAMITA F. (1990) - *Thrust and fold-related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. *Annales Tectonicae*, 4 (1), 83-117.
- CALAMITA F. (1991) - *Extensional mesostructures in thrust shear zones: examples from the Umbro-Marchean Apennines*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 110, 649-660.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1996) - *Correlazione tra gli eventi deformativi neogenico-quadernari del settore tosco-umbro-marchigiano*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Speciale 1995/1, 137-152.
- CALAMITA F. & PIERANTONI P.P. (1996) - *Modalità della strutturazione neogenica nell'Appennino umbro-sabino (Italia centrale)*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Speciale 1995/1, 153-169.
- CALAMITA F., PIZZI A. & TOSTI A. (1993) - *Blind thrusts: esempi nell'Appennino umbro-marchigiano*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Speciale 1990, 57-67.
- CALAMITA F., PIERANTONI P. P. & ROMANO A. (1994) - *La "virgazione" umbro-sabina (Appennino centrale): assetto strutturale e cronologia della deformazione*. Abstract e comunicazione orale in occasione del 77° Congresso S.G.I. (Bari, settembre 1994).
- CALAMITA F., CELLO G., DEIANA G., MAZZOLI S. & PIERANTONI P.P. (1996a) - *Sequenze deformative e strutturazione dell'Appennino umbro-marchigiano: analogie e differenze tra aree interne ed esterne*. Abstract Convegno: «Presentazione dei risultati del profilo sismico CROP 03». Roma, novembre 1996, 23.
- CALAMITA F., PIERANTONI P.P. & PONTONI R. (1996b) - *Il sovrascorrimento di Narni (Appennino centrale)*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Speciale 1995/1, 183-201.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A., POTETTI M. (1986) - *Il Miocene delle Marche*. In: "La Geologia delle Marche", Ed. Centamore E. & Deiana G., 35-56.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., OGGIANO G. & TAVARNELLI E. (1996) - *Relazioni tra il Bacino Balearico, il Tirreno settentrionale e l'evoluzione neogenica dell'Appennino settentrionale*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Speciale 1995/1, 255-268.
- CELLO G., DEIANA G., GAZZANI D., MARCHEGIANI L. MAZZOLI S. (1996) - *Riconoscimento ed analisi di alcune associazioni di strutture sin-sedimentarie pre-orogeniche in Appennino centrale*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Speciale 1995/1, 291-304.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino umbro-marchigiano*. *Studi Geol. Camerti*, 1, 7-89.
- CHIOCCHINI U., CHIOCCHINI M. & STORTI F. (1995) - *Studio stratigrafico-strutturale dell'area di Narni per la galleria ferroviaria Santa Croce (Appennino centrale)*. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, CXII, 27-48.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., PASSERI L., TRINCIANTI E. & ZANINETTI L. (1987) - *"Anidriti di Burano" et "Formation du Monte Cetona" (nouvelle formation), biostratigraphie de deux series-types du Trias superieur dans l'Apennin septentrional*. *Revue de paléobiologie*, 6 (2), 341-409.
- 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.
- COSENTINO D. & PAROTTO M. (1991) - *La struttura a falde della Sabina (Appennino centrale)*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. speciale (1991/2), CROP-11, 381-387.
- 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.
- DE FEYTER A.J. (1991) - *Gravity tectonics and sedimentation in the Montefeltro, Italy*. *Geol. Ultraiectina*, 35, 168..
- FAZZINI P. (1968) - *La geologia dei monti d'Amelia (TR)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 7, 441-469.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1991) - *Thrust-belt development in the Central Apennines (Italy): northward polarity of thrusting and out-of-sequence deformations in the Gran Sasso Chain*. *Tectonics*, 10, 904-919.
- KLIGFIELD R. (1979) - *The Northern Apennines as a collisional orogen*. *Am. J. Sci.*, 279, 676-691.
- LAVECCHIA G. (1981) - *Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano: 3 - lo stile deformativo*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 100, 271-278.
- LAVECCHIA G. (1988) - *The tyrrhenian-Apennines system: Structural setting and seismotectogenesis*. *Tectonophysics*, 147, 263-296.
- MALINVERNO A. & RYAN B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven sinking of the lithosphere*. *Tectonics*, 5, 227-245.
- MARTINIS B. & PIERI M. (1964) - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 4 (1), 649-678.
- MICARELLI A., POTETTI M. & CHIOCCHINI M. (1977) - *Ricerche microbiostratigrafiche sulla Maiolica della regione umbro-marchigiana*. *Studi Geol. Camerti*, 3, 57-86.
- MONTANARI A., CHAN L.S. & ALVAREZ W. (1988) - *Synsedimentary tectonics in the Late Cretaceous-Early Tertiary pelagic basin of the Northern Apennines*. In: *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*, SEPM, Tulsa, Spec. Publs. 44, 379-399.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. SANTINI U. (1991) - *La zona di congiunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Speciale 1991/2, CROP 11, 417-441.
- PIERANTONI P.P. (1994) - *Caratterizzazione geologico-strutturale dell'Appennino umbro-sabino: M. Martani, Dorsale narnese-amerina e M. Sabini*. Tesi di dottorato. Università di Camerino.
- STEARNS D.W. (1978) - *Faulting and forced folding in the Rocky Mountain foreland*, in Matthews V. (ed.), *Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States: Geological Society of American Memoir*, 151, 1-37.
- STORTI F. & SALVINI F. (1996) - *Progressive Rollover Fault-Propagation Folding: A Possible Kinematic Mechanism to Generate Regional-Scale Recumbent Folds in Shallow Foreland Belts*. *AAPG Bulletin*, 80, 2, (February 1996), 174-193.
- SUPPE J. (1983) - *Geometry and kinematics of fault-bend folding*. *Am. J. Sci.*, 283, 684-721.
- SUPPE J. & MEDWEDEFF D.A. (1990) - *Geometry and kinematics of fault-propagation folding*. *Eclog. Geol. Helv.*, 83, 409-445.
- TAVARNELLI E. (1993) - *Evidence for fault-propagation folding in the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy)*. *Annales Tectonicae*, 7, 87-99.
- TAVARNELLI E. (1994) - *Map analysis techniques and fold kinematics in the Umbrian Apennines, Italy*. *Eclog. Geol. Helv.*, 87, 33-46.
- TAVARNELLI E. (1996a) - *Controllo delle faglie dirette giurassiche e cretacic-paleogene sullo sviluppo dei sovrascorrimenti neogenici nell'Appennino umbro-marchigiano*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Speciale 1995/1, 601-609.

- TAVARNELLI E. (1996b) – *Ancient synsedimentary structural control on thrust ramp development: an example from the Northern Apennines, Italy*. Terra Nova, **8**, 65-74.
- TAVARNELLI E. (1996c) – *Tethyan heritage in the development of the Neogene Umbria-Marche fold-and-thrust belt, Italy: a 3D approach*. Terra Nova, **8**, 470-478.
- VECCHIA P. (1996) - *Geometrie di tipo fault-propagation fold nell'Appennino umbro-marchigiano-sabino: compatibilità cinematiche*. Studi Geol. Camerti, Vol. Speciale 1995/1, 631-641.
- 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**, 1095-1108.

