

MODALITA' DELLA STRUTTURAZIONE NEOGENICA  
NELL'APPENNINO UMBRO-SABINO (ITALIA CENTRALE)(\*\*\*)

INDICE

RIASSUNTO	pag. 153
ABSTRACT	” 153
INTRODUZIONE	” 154
ASSETTO STRUTTURALE	” 154
DISCUSSIONE	” 163
CONCLUSIONI	” 165
BIBLIOGRAFIA	” 168

RIASSUNTO

L'analisi geologico-strutturale condotta nell'Appennino umbro-sabino (Dorsale narnese-amerina, Monti Martani meridionali e Monti Sabini settentrionali) ha evidenziato un edificio strutturale composto da tre unità tettoniche costituite dal *multilayer* sedimentario umbro-marchigiano (Trias sup. - Miocene medio) e sovrapposte secondo una principale vergenza nord-orientale.

L'unità tettonica superiore è quella narnese-amerina, ubicata nell'*hanging wall* del sovrascorrimento di Narni, a direzione NW-SE; analogo andamento ha la macroanticlinale di tetto rovesciata con vergenza nord-orientale e le pieghe minori che coinvolgono la successione pelagica. 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. I rapporti geometrici tra le due unità evidenziano una definitiva messa in posto dell'unità narnese-amerina su quella dei M. Martani già strutturata.

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

L'edificio strutturale descritto è dislocato da faglie normali plio-quadernarie ad andamento NW-SE, NNW-SSE e WNW-ESE, sia a basso che ad alto angolo: le faglie a basso angolo sono dislocate da quelle ad alto angolo.

Il non parallelismo tra le strutture (pieghe e sovrascorrimenti) delle diverse unità sopra descritte, viene associato: a) allo sviluppo, in sequenza dal Serravalliano sup. al Messiniano, secondo una geometria arcuata principalmente primaria, non concentrica, delle singole strutture che hanno andamento NW-SE nei settori settentrionali con deflessione progressiva verso sud fino ad assumere un *trend* meridiano; ciò in relazione al controllo delle discontinuità preesistenti sullo sviluppo delle rampe oblique ad andamento meridiano dei sovrascorrimenti;

b) alla riattivazione dei sovrascorrimenti, con particolare riferimento a quello di Narni che determina la traslazione dell'unità narnese-amerina sulle unità già strutturate dei

M. Martani e dei M. Sabini, riferibile verosimilmente al Messiniano sup. - Pliocene inf. *p.p.*

ABSTRACT

Geological and structural analyses carried out in the Umbro-Sabine Apennines (Narni-Amelia Ridge, Martani Mts and Sabine Mts) have evidenced the presence of three main tectonic units which are superimposed along thrusts with a mainly NE vergence.

The upper tectonic unit is the Narni-Amelia one, sited in the hanging wall of the NW-SE trending Narni thrust plane, and involved in an overturned macroanticline trending axially NW-SE. The footwall of this thrust is represented by the Martani Mts unit, in which minor folds and thrusts (N-S trending) can be recognized. The geometric relationships between the two units point to a definitive emplacement of the Narni-Amelia unit over that of the already-structured Martani Mts (out of sequence: thrust reactivation).

A similar N-S pattern is followed by the folds and thrusts of the outermost unit of the Sabine Mts, sited in the footwall of the Martani Mts unit (Mt Torricella thrust), as can still be clearly observed to the north of Terni. Instead, to the south of Terni, the Cottanello-Battiferro backthrust feature with both dextral-transpressive and right-lateral strike-slip kinematics effects a triangular closure of the M. Torricella thrust. In its turn, the Sabine Mts unit is overthrust on the outermost Umbro-Marchean unit.

The described structure is dislocated by Plio-Quaternary normal faults trending NW-SE, NNW-SSE, and WNW-ESE; the high-angle faults displace the low-angle ones.

The characteristic tectonic unconformity between the various structural units described above (analyzed folds and thrusts and their extrapolation) is associated with:

a) the development, according to a mainly primary arcuate geometry, of the individual structures (folds and thrusts) whose northern sectors trend NW-SE with a progressive southward deflexion until they take up a N-S trend. Various NW-SE trending structural units often join up in a single N-S trending major thrust. These units have developed, probably starting from Upper Serravallian to Messinian according to a piggyback deformation sequence. Their arcuate geometry may be attributed to the control exercised by the preexistent discontinuities over the development of the N-S trending oblique ramps of the thrusts;

b) the reactivation of the Narni thrust is responsible for the emplacement of the Narni-Amelia unit over the already-structured ones of the Martani and Sabine Mts.

The geometric relationships between the Sabine Mts unit and the one most external to it (the unit on the top of the Valnerina thrust), and as well the age of the oldest deposits in the Tiber tectonic depression, situated immediately west of the Narni - Amelia Ridge (Lower Pliocene, Zona a *G. punctulata*), have allowed to be dated the Narni thrust reactivation as Upper Messinian - Lower Pliocene *p.p.*

PAROLE CHIAVE: Appennino umbro-sabino, Assetto strutturale, Modalità e tempi della strutturazione neogenica.

KEY WORDS: Umbro-Sabine Apennines, Structural setting, Modes and timing of Neogene deformation.

(\*)Dipartimento di Scienze - Università G. D'Annunzio, Chieti.

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

(\*\*\*)Lavoro eseguito con i fondi M.U.R.S.T. 60% e C.N.R. (F. CALAMITA).

## INTRODUZIONE

Nell'Appennino centrale, sovrascorrimenti con caratteristica andamento arcuato, a convessità adriatica e vergenza nord-orientale (Fig. 1), definiscono unità tettoniche costituite da una successione sedimentaria neritico-pelagica (Trias sup. - Miocene inf.) di pertinenza del margine meridionale della Neotetide (PAROTTO & PRATURLON, 1975). Su quest'ultima si sono deposte, durante il Neogene, emipelagiti e torbiditi di avanfossa via via più recenti verso est in relazione alla migrazione del sistema orogenico (BOCCALETTI *et alii*, 1986). Analogamente a quest'ultimo anche la tettonica distensiva plio-quadernaria mostra polarità orientale, ed il suo fronte è ubicato subito ad occidente di quello compressivo (ELTER *et alii*, 1975).

Le unità strutturali della Dorsale appenninica umbro-marchigiano-sabina hanno la geometria arcuata più evidente del settore umbro-marchigiano della catena centro-appenninica. Qui, infatti, il sovrascorrimento frontale M. Sibillini-Olevano-Antrodoco ha un andamento NW-SE nel tratto settentrionale e N-S in quello meridionale; lungo quest'ultimo, inoltre, scompaiono le unità tettoniche laziali-abruzzesi ad andamento NW-SE. Diversi andamenti strutturali (NW-SE, N-S e E-W) tra le unità sovrapposte sono ricorrenti nell'Appennino umbro-marchigiano, determinando marcate discordanze (CALAMITA & DEIANA, presente volume e citazioni relative).

Analoghi andamenti strutturali sono osservabili nel Preappennino umbro tra l'anticlinale di tetto del sovrascorrimento di Narni ad andamento NW-SE e quelle ad andamento N-S dell'unità di letto (unità dei M. Martani) e della più orientale unità dei M. Sabini (Fig. 2) (CALAMITA *et alii*, 1994; CALAMITA *et alii*, presente volume). In questo settore, inoltre, le anticlinali dei Monti Martani, M. Subasio e Gubbio sono organizzate secondo un *en-écheleon* destrale descrivendo nell'insieme un arco a convessità orientale. I sovrascorrimenti che caratterizzano i fianchi orientali delle suddette anticlinali non sono comunque seguibili con continuità in relazione anche alla diffusione dei depositi plio-pleistocenici di riempimento delle depressioni generate dalla tettonica distensiva (DEIANA & PIALLI, 1994).

I differenti andamenti strutturali delle pieghe e dei sovrascorrimenti tra le diverse unità tettoniche e la loro geometria arcuata sono stati diversamente interpretati. KOOPMAN (1983) e CALAMITA & DEIANA (1988) considerano detti elementi come primari, in relazione al controllo delle discontinuità preesistenti sulla direzione delle rampe oblique dei sovrascorrimenti. CALAMITA *et alii* (1994), inoltre, associano i diversi andamenti strutturali tra un *thrust sheet* e l'altro, alla riattivazione dei sovrascorrimenti, responsabile della loro definitiva messa in posto su *footwall* già strutturati. Altri Autori attribuiscono i suddetti caratteri alla rotazione su assi verticali delle strutture ad andamento originario NW-SE in relazione:

- a) al cambiamento di direzione dell'asse di massima compressione (CASTELLARIN *et alii*, 1978);
- b) al trascinamento lungo faglie profonde trascorrenti (LAVECCHIA *et alii*, 1988);
- c) alla rotazione di blocchi limitati da faglie trascorrenti (MATTEI *et alii*, 1991; SALVINI, 1991);
- d) alla rotazione lungo rampe oblique (CORRADO, 1995; MATTEI *et alii*, 1995).

GHISETTI *et alii* (1991) e DELA PIERRE *et alii* (1992), infine, mettono in relazione le strutture ad andamento E-W del Gran Sasso, sovrapposte su quelle meridiane dell'area marchigiano-abruzzese esterna, alla rotazione antioraria del *thrust sheet* superiore, separato tramite svincoli trascorrenti da settori non ruotati, in un contesto deformativo caratterizzato da riattivazioni e dallo sviluppo di sovrascorrimenti fuori sequenza.

In questo lavoro sono stati analizzati i caratteri geologico-strutturali dell'Appennino umbro-sabino (Dorsale narnese-amerina, M. Martani meridionali e M. Sabini settentrionali) allo scopo di definire i rapporti geometrici tra le diverse unità tettoniche e le relazioni genetiche tra le pieghe e i sovrascorrimenti. Questi elementi hanno costituito i vincoli per la definizione del modello deformativo, della cronologia relativa della deformazione e delle modalità di sviluppo di questa porzione della catena centro-appenninica, allo scopo di portare un ulteriore contributo alla risoluzione delle problematiche suddette.

## ASSETTO STRUTTURALE

Nell'Appennino umbro-sabino, analizzato in questo lavoro, pieghe e sovrascorrimenti coinvolgono in affioramento la copertura sedimentaria (Trias sup. - Miocene *p.p.*) costituita da (Fig. 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 *Calccare massiccio* (Lias inf.): spessore massimo circa 900 m<sup>(1)</sup>;

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 o composte;

3) depositi torbiditici silicoclastici spessi 2000-3000 m, appartenenti ad un bacino di avanfossa migrante verso NE (*Formazione Marnoso-arenacea: Burdigaliano p.p. - Tortonian 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 *Calccare 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 *Calccare massiccio* è difficilmente valutabile in relazione alla presenza di diverse faglie normali, tuttavia in prossimità di M. Cosce esso si aggira attorno ai 600 m, spessore confrontabile con quello affiorante nella più orientale Dorsale appenninica. Inoltre, la *Corniola* affiorante tra Configni e Colle Ventaglio mostra intercalazioni calcareoclastiche in strati da spessi a molto spessi che si assottigliano verso NW (CALAMITA *et alii*, presente volume); analoga è la situazione osservabile nella porzione meridionale dei M. Martani dove la *Corniola*, prossima all'alto strutturale

<sup>(1)</sup>Al di sotto di questa unità affiorano, nei vicini Massicci Perugini, le Evaporiti triassiche (*Anidriti di Burano*) rinvenute anche in sondaggio (MARTINIS & PIERI, 1964) al di sopra del *Verrucano* (Trias medio).

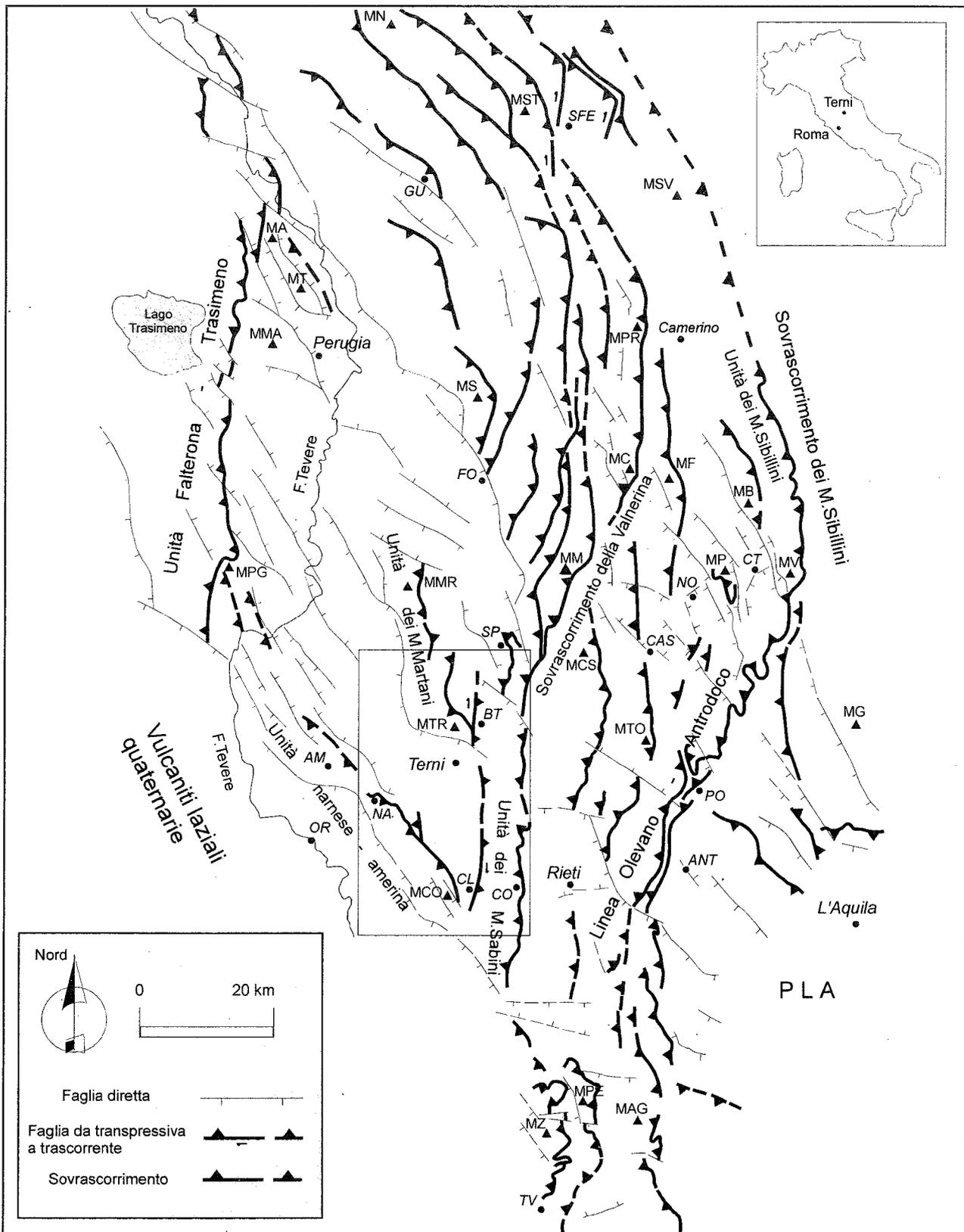


Fig. 1 - Schema strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano-sabino e dei settori di raccordo con il Dominio toscano (Unità Falterona-Trasimeno) ad ovest e con quello laziale-abruzzese (Piattaforma laziale-abruzzese: PLA) ad est. (da CALAMITA, 1990; COSENTINO & PAROTTO, 1991; PIERANTONI, 1994; DEIANA & PIALLI, 1994 e citazioni bibliografiche relative). Nel riquadro l'area studiata.

AM - Amelia; ANT - Antrodoto; BT - Battiferro; CAS - Cascia; CO - Contigliano; CL - Cottanello; CT - Castelluccio; FO - Foligno; GU - Gubbio; MA - M. Acuto; MAG - M. Aguzzo; MB - M. Bove; MC - M. Cavallo; MCO - M. Cosce; MCS - M. Coscerno; MF - M. Fema; MG - M. Gorzano; MM - M. Maggiore; MMA - M. Malbe; MMR - M. Martano; MN - M. Nerone; MP - M. Patino; MPE - M. Pellicchia; MPG - M. Peglia; MPR - M. Primo; MS - M. Subasio; MST - M. della Strega; MSV - M. San Vicino; MT - M. Tezio; MTO - M. Tolentino; MTR - M. Torricella; MV - M. Vettore; MZ - M. Zappi; NA - Narni; NO - Norcia; OR - Orte; PO - Posta; SFE - Sassoferrato; SP - Spoleto; TV - Tivoli.

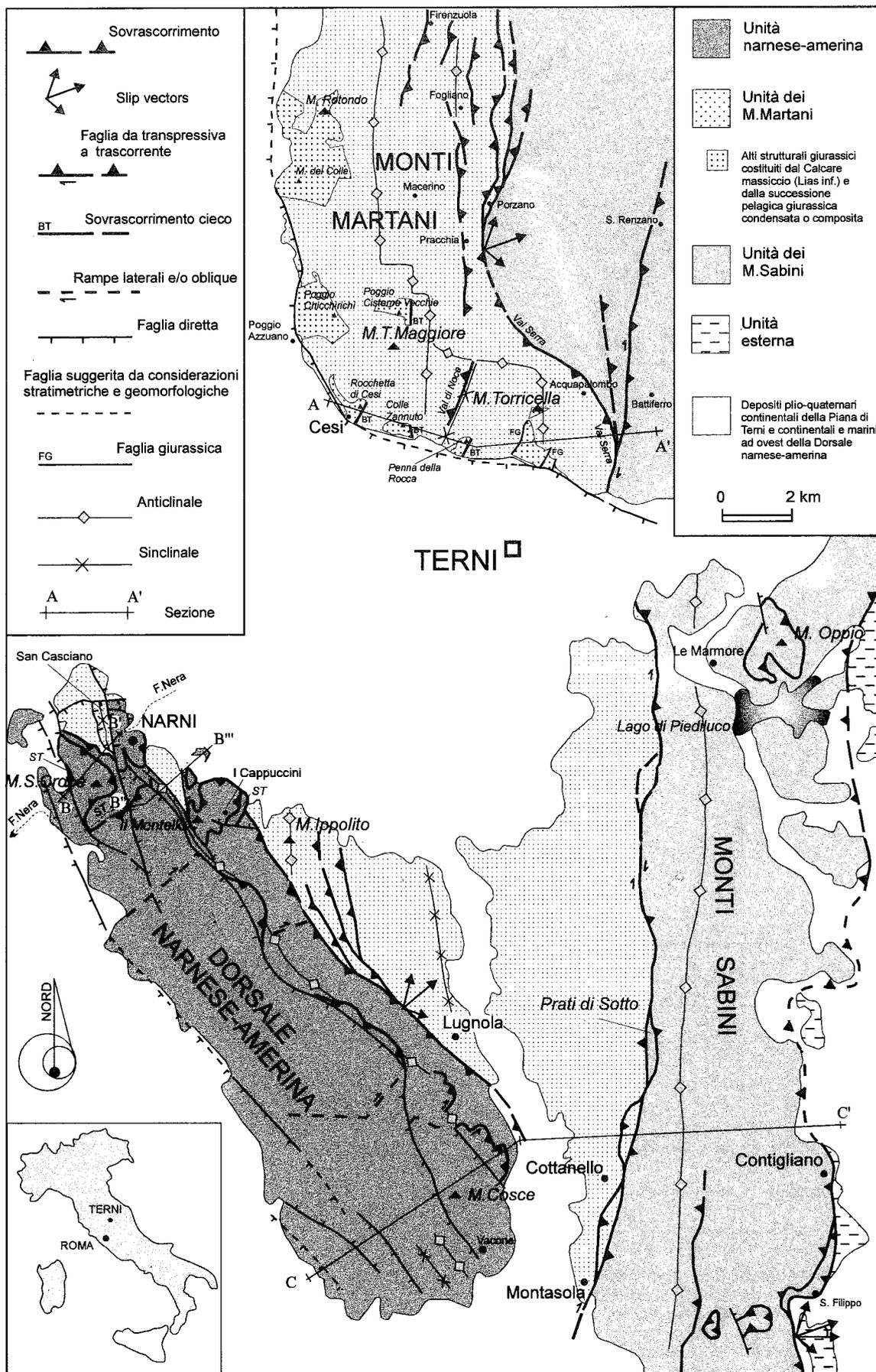
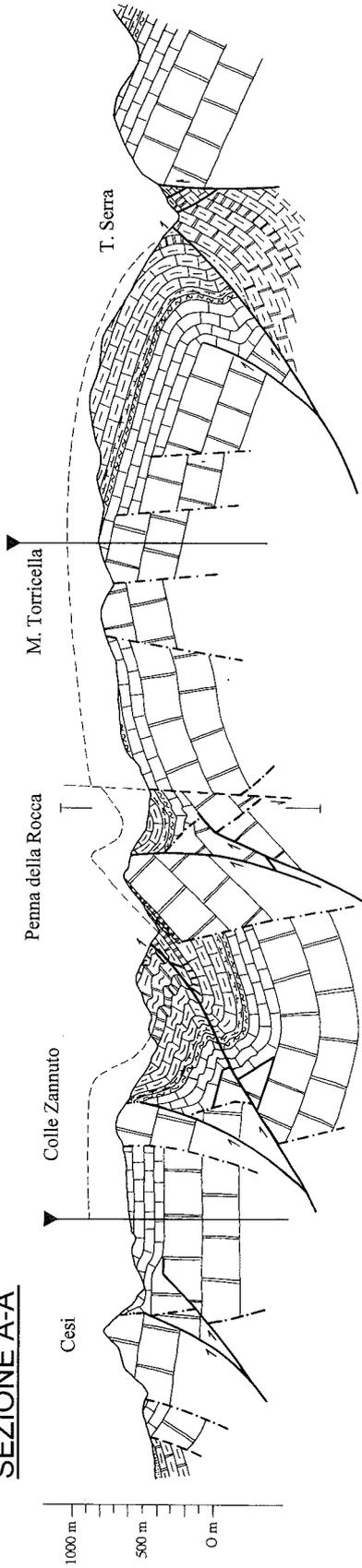


Fig. 2a - Schema strutturale dell'Appennino umbro-sabino prossimo a Terni e traccia delle sezioni geologiche di Fig 2b.

**SEZIONE A-A'**



**Legenda**

	Schlier		Formazione del Bugarone
	Bisciaro		Calcare massiccio
	Scaglia cinerea		Formazione del M. Cetona
	Scaglia rossa		Thrust, back-thrust e blind-thrust
	Marne a Fucoidi		Faglia normale
	Maiolica		Faglia giurassica
	Calcarei diasprini u.-m.		Faglia giurassica riattivata
	Formazioni del Bosso e/o Calcarei e marne del Sentino		
	Corniola		

**SEZIONE B-B''**

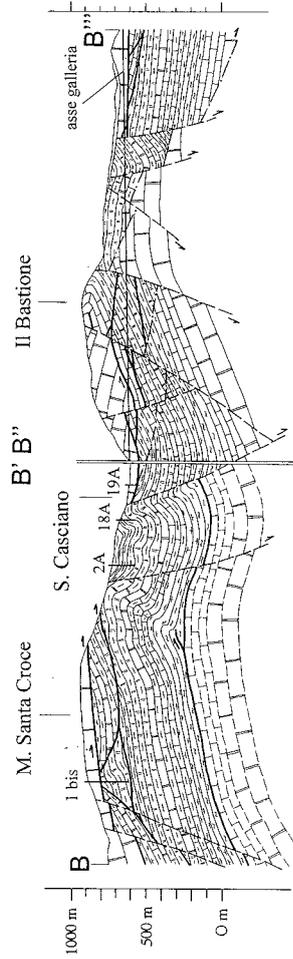


Fig. 2b - *Continua*

## SEZIONE C-C'

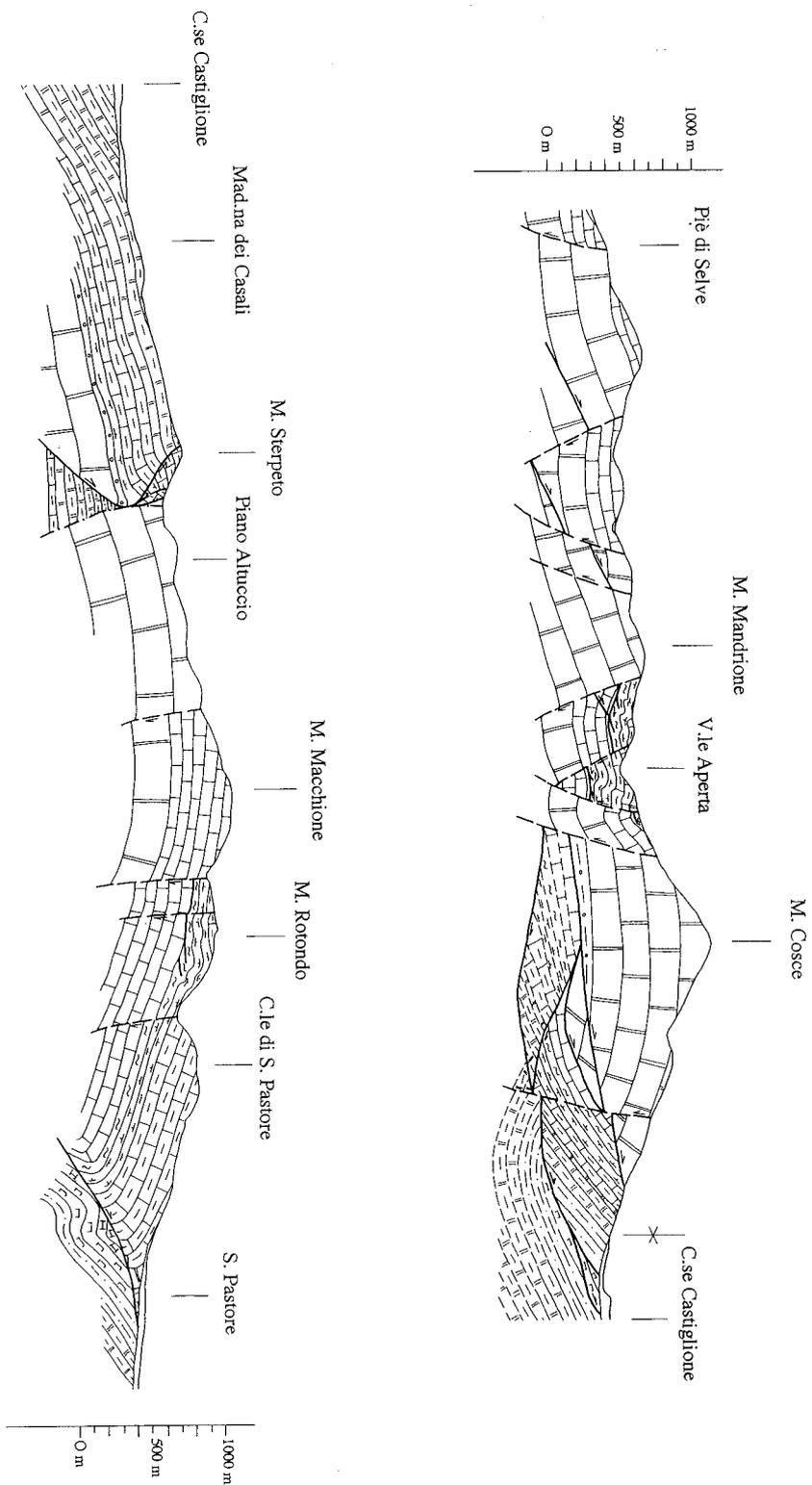


Fig. 2b - Sezioni geologiche attraverso il sistema a *thrust* umbro-marchigiano-sabino (l'ubicazione delle sezioni è riportata in Fig. 2a).

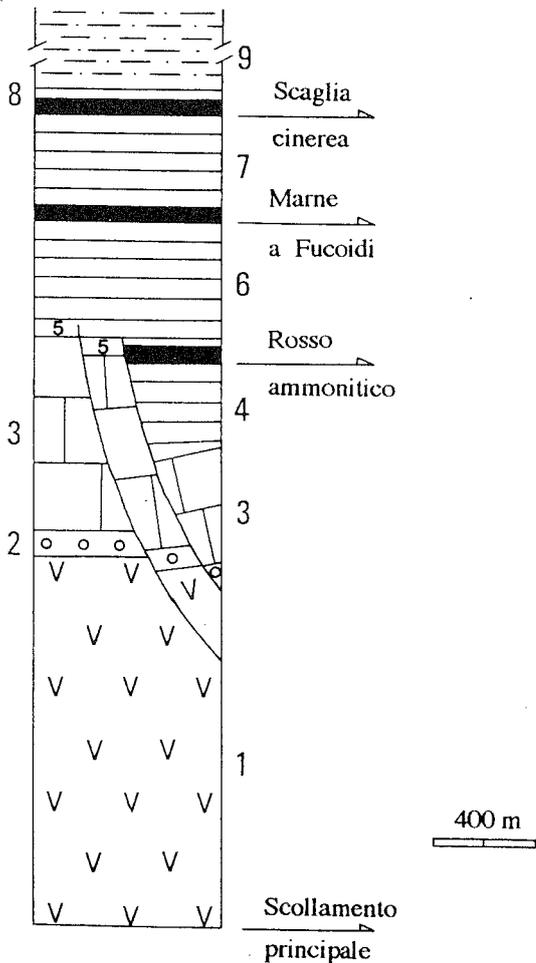


Fig. 3 - Schema stratigrafico della successione umbro-marchigiana: 1) *Anidriti di Burano* (Trias sup.); 2) *Formazione del M. Cetona* (Retico); 3) *Calcare massiccio* (Lias inf.); 4) *Corniola, Rosso ammonitico e/o Calcari e marne del Sentino* (Sinemuriano sup. - Calloviano inf.); 5) *Formazione del Bugarone* (Pliensbachiano - Titonico inf.; nelle "Successioni condensate"); 6) *Calcari e marne a Posidonia, Calcari diaspriini umbro-marchigiani, Maiolica, Marne a Fucoidi* (Bajociano-Cenomaniano inf.); 7) *Scaglia bianca, rosata e cinerea* (Cenomaniano medio-Oligocene); 8) *Bisciario, Schlier/Marnoso umbra* (Aquitano - Burdigaliano p.p.); 9) depositi torbiditici silicoclastici (Marnosa Arenacea: Burdigaliano p.p. - Tortonian inf.).

di M. Torricella, contiene livelli calcareoclastici con netta geometria lenticolare (BRUNI *et alii*, presente volume).

L'edificio strutturale analizzato è costituito da tre principali unità tettoniche sovrapposte secondo una vergenza nord-orientale (CALAMITA *et alii*, 1994). L'unità superiore è quella narnese-amerina, a tetto del sovrascorrimento di Narni, costituito da due piani di accavallamento ad andamento NW-SE (Fig. 4). Quello superiore, affiorante con continuità per circa 2 Km lungo l'incisione del F. Nera (CHIOCCHINI *et alii*, 1987; 1995), trasversale alla struttura, presenta al tetto il *Calcare massiccio* ed al letto la successione pelagica rovesciata (Fig. 5). Questa costituisce un elemento tettonico intermedio, delimitato inferiormente dal sovrascorrimento basale e organizzato in lenti tettoniche definite da piani estensionali (sintetici ed antitetici al piano di sovrascorrimento) che hanno realizzato uno *stretching* parallelo alla principale direzione del trasporto tettonico verso NE (*duplex* estensionale, *sensu* CALAMITA, 1991). Nel *footwall* del sovrascorrimento di Narni

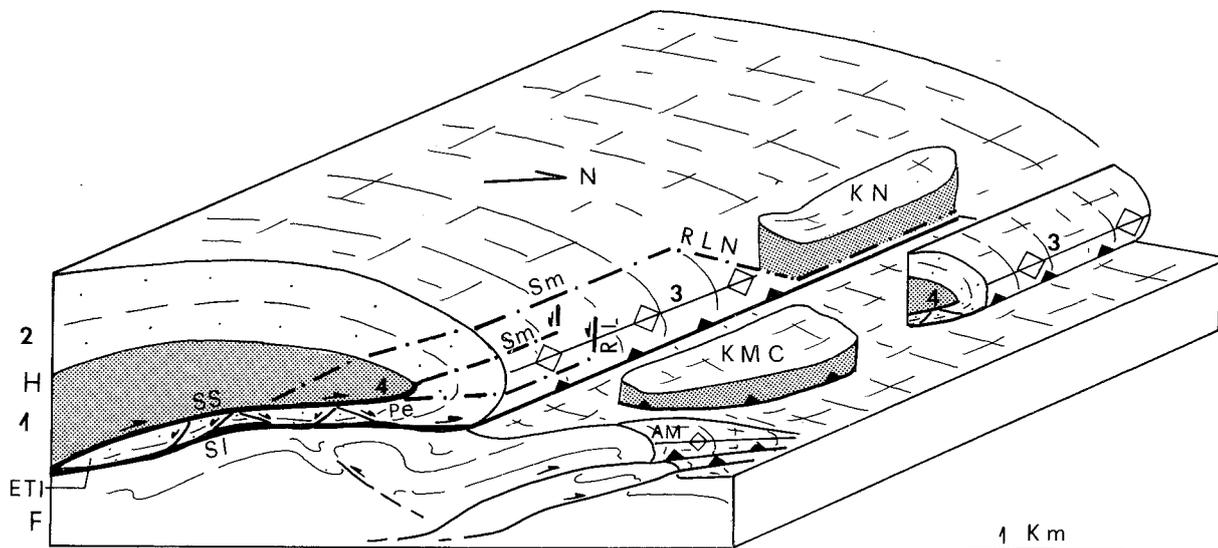


Fig. 4 - Schematizzazione dell'assetto strutturale del sovrascorrimento di Narni.

Sono evidenziati:

a) l'*hanging wall* (H), l'elemento tettonico intermedio (ETI) compreso tra il piano di sovrascorrimento superiore (SS) e quello inferiore (SI) e 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 (RL); allo sviluppo di tali motivi strutturali CALAMITA *et alii* (presente volume) associano i *klippen* del Montello-Cappuccini (KMC) e di Narni (KN: limitato a sud dalla rampa laterale omonima RLN); pertanto a sud-est della rampa laterale di Narni, l'anticlinale di tetto (3) e il relativo *blind thrust* (4) si rinvergono ad ovest del *klippen* del Montello-Cappuccini, mentre a nord-ovest sono traslati verso NE.

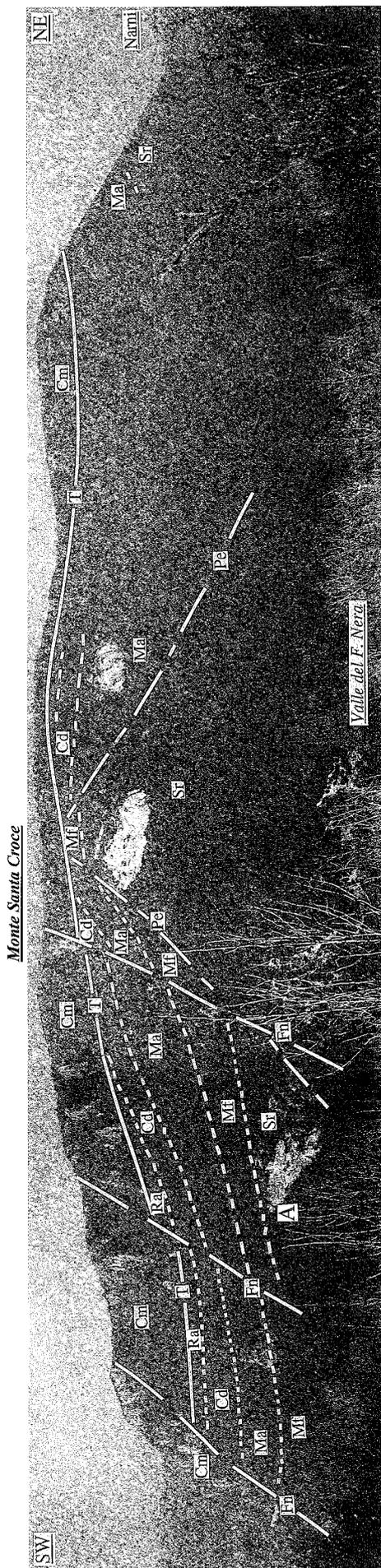


Fig. 5 - Il sovrascorrimento di Narni (piano superiore - T) affiorante lungo l'incisione del F. Nera tra Narni e Nera Montoro. L' *hanging wall* è rappresentato dal *Calcare massiccio* (Cm) mentre il *footwall* dalla successione pelagica rovesciata (Ra - Rosso ammonitico; Cd - *Calcare diastirini umbro-marchigiani*; Ma - *Marnose a fucoidi*; Sr - *Scaglia rossa*). Fn-faglia normale plio-quaternaria; Pe-piani estensionali.

si riconoscono, da NW verso SE, la sinclinale rovesciata a vergenza occidentale di S. Casciano con al nucleo la *Scaglia cinerea*, l'anticlinale di M. Ippolito ad andamento N-S ed a nucleo affiorante di *Scaglia rossa*, minori motivi di accavallamento a direzione meridiana che coinvolgono la successione oligo-miocenica e la sinclinale di Lugnola con al nucleo la *Formazione Marnoso-arenacea* (Figg. 2a e 2b).

Il piano di sovrascorrimento superiore termina verso E al nucleo dell'anticlinale rovesciata di Narni - M. Cosce e rappresenta quindi un *blind thrust*. Il sovrascorrimento di Narni, pertanto, nel settore "frontale", è caratterizzato dalla suddetta anticlinale di tetto, ad andamento assiale NW-SE, avente il fianco orientale rovesciato nei termini della successione pelagica/emipelagica (*Corniola-Bisciario*) e in rapporto di *blind thrust* (sensu CALAMITA, 1990) con il *Calcare massiccio*. Zone di taglio con *fabric S-C*, sviluppate alla base del versante nord-orientale della Dorsale narnese-amerina, documentano l'esistenza di un piano di sovrascorrimento che rappresenta, a nostro avviso, la prosecuzione verso NE del sovrascorrimento basale di Narni; al di sotto di tale sovrascorrimento scompaiono, verso sud, le strutture del *footwall*. A NE di Narni, al di sopra del fianco rovesciato dell'anticlinale di tetto e, limitatamente, sulla *Scaglia cinerea* del *footwall* si rinvengono i *klippen* del Montello - Cappuccini costituiti dal *Calcare massiccio* (Fig. 2a).

Minori piani di accavallamento interessano l'anticlinale di tetto del sovrascorrimento in parola e sono delimitati da faglie di strappo e rampe laterali che nell'insieme definiscono una geometria arcuata a scala locale (Figg. 2 e 4).

Faglie normali plio-quaternarie ad alto angolo ( $60^{\circ}$ - $70^{\circ}$ ) con andamento NW-SE dislocano il suddetto edificio strutturale, ribassandolo sia a NE che a SW dove scompare rispettivamente al di sotto dei depositi continentali della piana di Terni e di quelli marini del Bacino Tiberino.

Considerazioni stratimetriche relative sia ai dati di superficie per la zona di Amelia (CALAMITA & PIERANTONI, dati inediti) che di sottosuolo (CONFORTO & PARBONI, 1964) evidenziano la presenza di faglie normali a basso angolo ( $30^{\circ}$ - $40^{\circ}$ ) immergenti a NE, a loro volta dislocate dalle faglie normali ad alto angolo.

L'assetto strutturale del sovrascorrimento di Narni è descritto, nei particolari, in CALAMITA *et alii* (presente volume). Questi Autori attribuiscono la provenienza delle scaglie tettoniche della successione rovesciata, che costituiscono il corpo intermedio, dal fianco rovesciato della macroanticlinale di tetto, strappate via via lungo i piani sintetici al *thrust* principale e distribuite tra l'unità di tetto e quella di letto; gli stessi Autori, inoltre, stimano per la faglia normale a basso angolo con immersione a NE una entità di dislocamento di circa 1 km e calcolano per il sovrascorrimento di Narni un entità di raccorciamento di almeno 11 km.

La scomparsa verso sud delle pieghe e dei motivi di accavallamento del *footwall* al di sotto del sovrascorrimento di Narni suggerisce la definitiva messa in posto dell'unità narnese-amerina al di sopra di un *footwall* già strutturato; ciò è dimostrato anche dalla mancanza in quest'ultimo della successione post-*Scaglia cinerea*, associabile alla delaminazione del *footwall* da parte del sovrascorrimento stesso (CALAMITA *et alii*, 1994).

A nord-ovest di Narni, le faglie normali a basso angolo ( $30^{\circ}$ - $40^{\circ}$ ) con immersione a NE e quelle ad alto

angolo (60°-70°) con immersione sia a SW che a NE dislocano, con rigetti maggiori, il motivo in esame rendendone discontinui gli affioramenti che comunque ne consentono il riconoscimento fino a Melezzole (fuori dell'area analizzata, 30 km a NW di Narni). In questo settore, l'unità di tetto è rappresentata principalmente dal *Calcare massiccio* e dalla *Formazione a Raethavivula contorta*; tra l'*hangingwall* e il *footwall* spesso si osserva la presenza di scaglie tettoniche di unità pelagiche in successione rovesciata, mentre il termine piú recente affiorante nel *footwall* è la *Scaglia rossa* in successione normale.

Tutte le evidenze di affioramento insieme alle considerazioni stratimetriche consentono di ipotizzare la presenza di un unico motivo di sovrascorrimento (analogamente a quanto descritto in FAZZINI, 1968), la cui entità di trasporto tettonico è stimabile almeno intorno ai 9 km (CALAMITA & PIERANTONI, dati inediti). Considerato questo valore è verosimile supporre una prosecuzione del sovrascorrimento di Narni verso nord-ovest fino alla sua scomparsa al di sotto del Fronte del Cervarola; la struttura di M. Peglia, affiorante in finestra tettonica (DAMIANI *et alii*, 1993), può essere considerata la porzione piú settentrionale dell'unità narnese-amerina.

A SE di Narni, l'unità in parola è seguibile fino all'abitato di Vacone, a sud del quale affiorano i depositi plio-quadernari del Bacino Tiberino (Fig. 2a). E' questo il punto di massima convergenza tra l'unità narnese-amerina (a *trend* NW-SE) e la piú esterna struttura anticlinale dei M. Sabini ad andamento assiale meridiano (unità dei M. Sabini). Questa è caratterizzata da un fianco orientale che gradualmente si rovescia in prossimità del piano di accavallamento (sovrascorrimento di Contigliano a direzione N-S; Fig. 6) e di diverse scaglie tettoniche interposte tra l'*hangingwall* e il *footwall*; in quest'ultimo si hanno delle pieghe sviluppatesi prima della definitiva messa in posto del sovrascorrimento come è evidenziato dai rapporti geometrici tra quest'ultimo elemento e le unità mioceniche di letto. Alcuni *klippen* (MANGANELLI & FARAMONDI, 1990) presenti nel tetto del sovrascorrimento di Con-

tigliano (unità tettonica U2 in COSENTINO *et alii*, 1992) possono essere messi in relazione a sovrascorrimento minore che si segue con continuità nel settore meridionale e può essere estrapolato anche piú a nord, in relazione alla presenza del *klippe* di M. Oppio, in prossimità del lago di Piediluco. I rapporti geometrici tra questi *klippen* e le unità di letto evidenziano anche per il minore sovrascorrimento in parola uno sviluppo nell'ambito di una anticlinale già strutturata (Fig. 2a).

Piú ad occidente, una zona di faglia ad alto angolo e con immersione generale ad E, si segue con continuità da Montasola (a sud) via via verso N fino a Le Marmore, ed è particolarmente evidente nel tratto meridionale tra Montasola e i Prati di Sotto (Faglia Sabina, ALFONSI *et alii*, 1991). La sua prosecuzione verso nord è documentata da contatti tettonici spesso evidenziati attraverso considerazioni stratimetriche (PIERANTONI, 1994). L'unità di tetto di tale struttura è generalmente rialzata rispetto all'unità di letto come dimostrato dal contatto del *Calcare massiccio* con le formazioni dei *Calcari diasprini umbro-marchigiani* (nel settore centro-settentrionale) e con la *Maiolica-Marne a Fucoidi* nel settore meridionale). In quest'ultimo, inoltre, sono presenti, anche motivi di accavallamento a vergenza occidentale.

Il carattere cinematico della struttura in parola è da transpressivo destro a trascorrente destro (CALAMITA & PIERANTONI, 1992; 1994); quest'ultimo carattere è evidenziato in ALFONSI, *et alii* (1991). E' interessante notare lungo questa complessa zona di faglia, la presenza della struttura triangolare dei Prati di Sotto, costituita da due piani di accavallamento ad alto angolo, che sovrappongono la *Maiolica* (secondo una vergenza orientale), e il *Calcare massiccio* (con vergenza opposta), su un *footwall* comune costituito dalla successione *Scaglia rossa*, *Scaglia cinerea*, *Bisciaro* e *Schlier*. A sud di questa struttura, la complessità dell'elemento transpressivo-trascorrente è marcata dalla presenza di molteplici scaglie tettoniche di *Scaglia rossa-Scaglia cinerea* di lunghezza massima di 150 m, comprese tra il *Calcare massiccio* (a tetto) e la *Maiolica*. Ipotizzando per quest'ultime una provenienza dal *footwall* del-

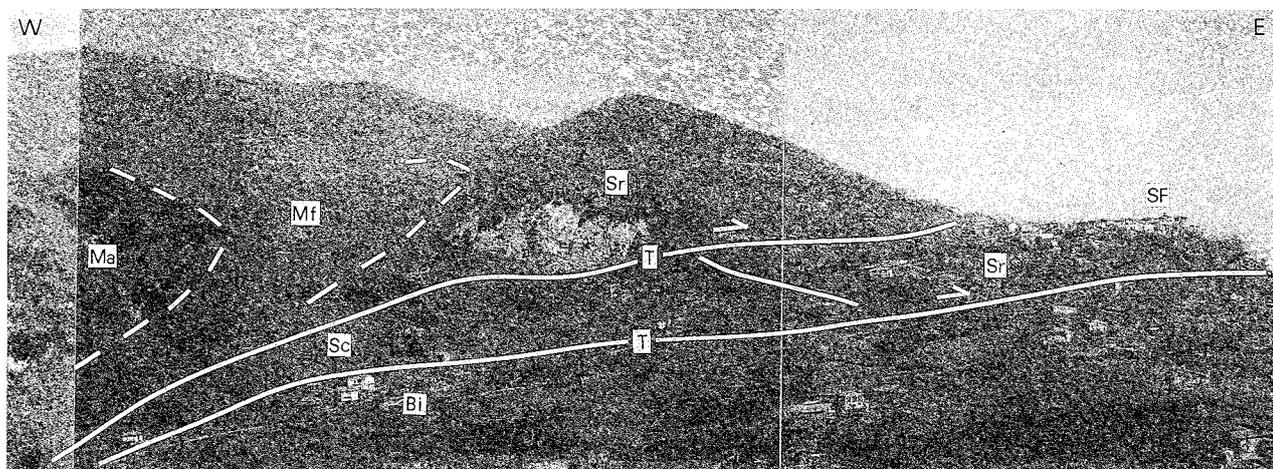


Fig. 6 - Panoramica mostrante il sovrascorrimento di Contigliano lungo Valle S. Croce (località S. Filippo). E' ben evidente il rovesciamento (linea tratteggiata) in profondità del fianco orientale dell'anticlinale dell'*hangingwall* e la scaglia tettonica di S. Filippo costituita da *Scaglia rossa-Scaglia cinerea* e compresa tra l'*hangingwall* e il *footwall*. Quest'ultimo è costituito in affioramento dal *Bisciaro* (Bi). Foto scattata da sud.

Sc - *Scaglia cinerea*; Sr - *Scaglia rossa*; Mf - *Marne a Fucoidi*; Ma - *Maiolica*; SF - San Filippo; T - sovrascorrimento.

la zona triangolare dei Prati di Sotto, come suggerito dai rapporti stratimetrici suddetti, si può stimare per la faglia ad alto angolo dei M. Sabini una entità di dislocamento orizzontale di circa 3 km, realizzato verosimilmente durante il momento di trascorrenza destra. Altro aspetto importante ai fini della evoluzione cinematica della struttura in esame è la presenza della successione giurassica completa nel blocco di tetto e delle successioni giurassiche condensate e composte in quello di letto (PIERANTONI *et alii*, presente volume), che costituisce a sua volta il fianco orientale della sinclinale di Lugnola, ubicata nel *footwall* del sovrascorrimento di Narni (Fig. 2).

A nord della piana di Terni (una depressione tettonica plio-quadernaria colmata da depositi fluvio-lacustri) si rinviene la porzione più meridionale della dorsale dei M. Martani (Fig. 2). Qui, lungo la Val Serra, si osserva una complessa zona di faglia ad alto angolo ad andamento NNE-SSW che pone a contatto il *Calcere massiccio* con la successione *Scaglia rossa-Maiolica* ed è seguibile verso nord almeno fino a S. Renzano. Lungo tale struttura le superfici di faglia mostrano un graduale cambiamento di immersione da W a E, via via in profondità. Nella porzione meridionale di questo contatto diversi piani di faglia individuano scaglie tettoniche (costituite dalla successione *Maiolica-Scaglia rossa*), caratterizzate da mesopieghie strette e generalmente a vergenza occidentale. La complessa struttura in oggetto è stata interpretata come un *back thrust* ad alto angolo transpressivo destro (Faglia di Battiferro), riattivato con cinematica trascorrente destra (CALAMITA & PIERANTONI, 1992; 1994; PIERANTONI, 1994) o come faglia trascorrente destra (ALFONSI, 1995).

Lungo la Val Serra, oltre alla Faglia di Battiferro, è osservabile il sovrascorrimento di M. Torricella che determina ripetizioni della successione oligo-miocenica nel tratto centro-settentrionale e la sovrapposizione della successione *Scaglia rossa-Marne a Fucoidi-Maiolica*, appartenente al fianco orientale dell'anticlinale di tetto, sulla *Scaglia cinerea* e sulla *Scaglia rossa* dell'unità

di letto, in quella meridionale. Una zona di taglio pervasiva con *fabric S-C* interessa le suddette formazioni in prossimità del piano di sovrascorrimento stesso. Quest'ultimo, caratterizzato da una direzione principalmente meridiana ad eccezione del tratto centrale ad andamento NW-SE, verso sud è chiuso nell'ambito di una struttura triangolare dal retroscorrimento di Battiferro (Fig. 7) (CALAMITA & PIERANTONI, 1992; 1994), la cui prosecuzione meridionale, almeno fino all'altezza di Cottanello, è rappresentata, secondo gli ultimi Autori, dal complesso motivo ad alto angolo dei M. Sabini sopra descritto (Faglia Battiferro - Cottanello).

Nell'unità di tetto del sovrascorrimento di M. Torricella si riconoscono due strutture anticlinali. Quella più occidentale è l'anticlinale di M. Torre Maggiore, caratterizzata da uno sviluppo regionale, che, nel tratto analizzato, ha un andamento assiale N-S e il fianco orientale via via rovesciato in profondità. Lungo tale fianco, a sud di Macerino, l'andamento del limite stratigrafico *Scaglia rossa-Scaglia cinerea* e le giaciture degli strati evidenziano bruschi cambiamenti dell'andamento assiale da N-S a E-W. Nella struttura di M. Torre Maggiore risultano coinvolte successioni giurassiche complete e condensate, ben affioranti lungo la zona di cresta della piega che costituisce anche il blocco di letto della faglia normale plio-quadernaria di Cesi. Quest'ultima ha una direzione NNW-SSE con ribassamento verso WSW a nord di Cesi, mentre a SE di questa località assume una direzione N110°-120°, una immersione a SSW, e costituisce la faglia bordiera della depressione tettonica plio-quadernaria di Terni. In prossimità del tratto ad andamento N110°-120° sono ben esposti la zona di cresta e il fianco orientale dell'anticlinale di M. Torre Maggiore, nella quale i rapporti geometrici tra le unità pelagiche (*Corniola-Scaglia s.l.*) del suddetto fianco (da verticale a rovesciato con direzione degli strati N-S) e gli strati suborizzontali di *Calcere massiccio* (20°-30° di pendenza massima), sono realizzati da una faglia ad alto angolo con immersione ad est. Tale faglia può essere interpretata come un *blind thrust* (*sensu*

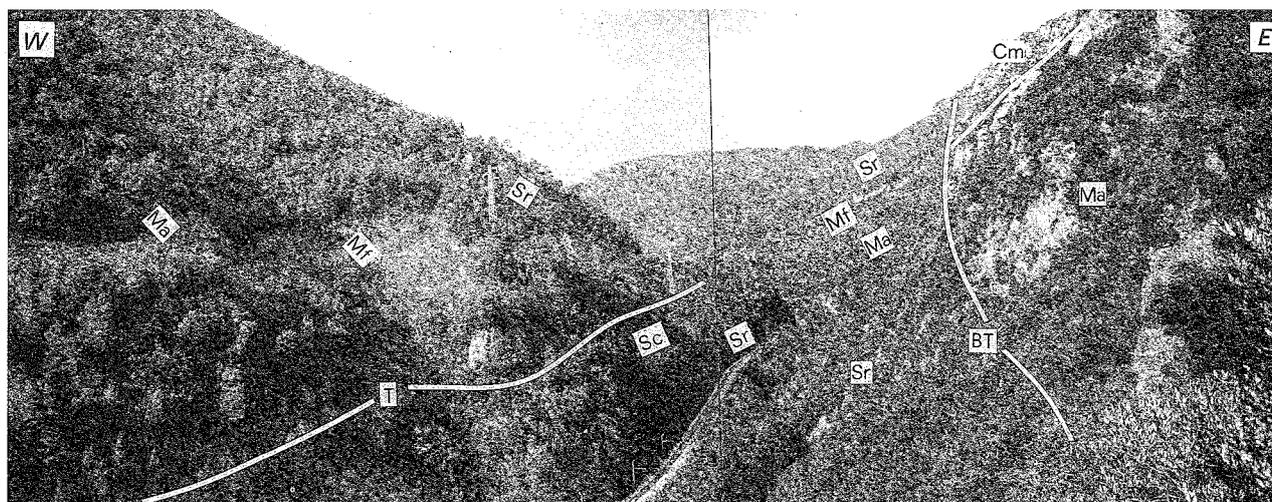


Fig. 7 - Panoramica da sud della struttura triangolare della Val Serra.

Cm - *Calcere massiccio*; Ma - *Maiolica*; Mf - *Marne a Fucoidi*; Sr - *Scaglia rossa*; Sc - *Scaglia cinerea*; T - traccia del piano di sovrascorrimento; BT - traccia del piano di retroscorrimento.

CALAMITA, 1990) che ha utilizzato nella parte superiore la faglia giurassica che limitava ad oriente l'alto strutturale di Colle Zannuto. Una analoga interpretazione è proposta per i contatti tettonici tra il *Calccare massiccio* e la successione pelagica di Cesi e Poggio Cisterne Vecchie, tutti ubicati nell'ambito della struttura anticlinale di M. Torre Maggiore (BRUNI *et alii*, presente volume)<sup>(2)</sup>.

Ad oriente della struttura anticlinale di M. Torre Maggiore, si riconosce, nel tratto più meridionale dei M. Martani, l'anticlinale di M. Torricella. Tra queste si interpone la sinclinale di Val di Noce, a nucleo affiorante di *Scaglia rossa*, e caratterizzata da strette mesopieghie ad andamento assiale circa N-S. Una zona di taglio con *fabric S-C* interessa la suddetta sinclinale, suggerendo un limitato motivo di accavallamento a vergenza orientale tra le due anticlinali.

L'anticlinale di M. Torricella ha direzione assiale meridiana, è rovesciata con vergenza ad est, assume nella sua porzione settentrionale un andamento N110° e continua verso ovest fino a ricongiungersi con l'anticlinale di M. Torre Maggiore interferendo la sinclinale della Val di Noce. Quest'ultimo tratto della piega è caratterizzato da mesopieghie nella *Scaglia rossa* a direzione assiale N100°-110° e da strati verticali e rovesciati di *Scaglia rossa* e *cinerea* sempre con direzione N110°<sup>(3)</sup>.

Nell'ambito dell'anticlinale di M. Torricella è osservabile un alto giurassico, delimitato da faglie a generale andamento N-S che individuano, verso ovest e verso est, aree ribassate a sedimentazione giurassica completa (Fig. 2a; sezione A-A'). Più ad occidente (presso Penna della Rocca), nel fianco occidentale della piega si riconosce un ulteriore alto giurassico; qui i rapporti geometrici tra il *Calccare massiccio* (con strati immergenti ad WNW con pendenza di 50°) e la successione pelagica (*Calcarei diasprini umbro-marchigiano, Maiolica*) sono realizzati da una faglia immergente ad est ed interpretabile come un minore *blind thrust* che ha dislocato la faglia giurassica orientale dell'alto stesso. L'attuale giacitura della struttura di Penna della Rocca (strati e piano di faglia) è stata acquisita a seguito dello sviluppo dell'anticlinale di M. Torricella, in relazione alla quale gli strati e il suddetto *blind thrust* sono stati tiltati. Nel fianco orientale dell'anticlinale di M. Torricella non è possibile osservare in affioramento i rapporti tra la successione pelagica, da verticale a rovesciato via via in profondità, e il *Calccare massiccio* (BRUNI *et alii*, presente volume) (Figg. 2a e 2b).

Più a nord, tra Pracchia e Fiorenzuola, sempre nell'unità di tetto del *thrust* di M. Torricella, ad oriente dell'anticlinale di M. Torre Maggiore, si rinvia una struttura anticlinale ad andamento assiale N-S, con nucleo affiorante di *Scaglia rossa* (anticlinale di Fogliano). Nell'ambito della successione oligo-miocenica qui affiorante si evidenziano, inoltre, minori motivi di accavallamento a vergenza occidentale (*back thrust*: BARCHI, 1991), sviluppatasi nell'ambito del motivo di delaminazione scollato nella *Scaglia cinerea*. Quest'ultimo è connesso in profondità al sovrascorrimento che

determina la sovrapposizione dell'anticlinale di M. Torre Maggiore su quella di Fogliano: in particolare il *back thrust* più occidentale (*back thrust* di Fiorenzuola) realizza la chiusura in affioramento del suddetto sovrascorrimento, che invece più a nord (fuori area in Fig. 2) è ben osservabile all'altezza di M. Martano dove tutta la struttura mostra una culminazione assiale con la relativa erosione del *back thrust* stesso (BRUNI *et alii*, presente volume).

Ai sovrascorrimenti, che caratterizzano l'edificio strutturale analizzato, si associano, nei litotipi meno competenti (*Scaglia rossa-Scaglia cinerea*), zone di taglio con *fabric S-C* (*Tettoniti S-C sensu* LISTER & SNOKE, 1984) e/o *Tettoniti S* (*sensu* RAGAN, 1985; CALAMITA, 1991). Zone di taglio con *fabric S-C* caratterizzano anche la *Scaglia rossa* e la *Scaglia cinerea* in prossimità della zona di faglia ad alto angolo seguibile dai M. Sabini ai M. Martani (Faglia di Battiferro - Cottanello).

L'analisi mesostrutturale condotta lungo le zone di taglio associate ai sovrascorrimenti ha evidenziato tre principali direzioni di trasporto tettonico comuni a tutte le strutture analizzate: N50°-70°, N10°-20° e N120°-130°. Queste direzioni risultano in genere ripetute e pertanto non è stato possibile ricostruirne una cronologia relativa univoca. Solo per il sovrascorrimento di M. Torricella è stato possibile stabilire la seguente successione dei movimenti: 1) N70°, 2) N20° e 3) N130°, mentre in quello di Contigliano è stato solo evidenziato che la direzione N10°-20° è sovrapposta a quella N70°-90°. Pertanto quest'ultimo sovrascorrimento avrebbe assunto nel tempo un carattere da inverso-transpressivo a trascorrente destro. Per il sovrascorrimento di Contigliano e subordinatamente per quello di M. Torricella è stata evidenziata anche la direzione di trasporto tettonico N80°-90°.

La direzione dei piani di taglio riflette, in genere, l'andamento della macrostruttura e subordinatamente le diverse direzioni di trasporto tettonico (PIERANTONI, 1994; CALAMITA & PIERANTONI, 1994; CALAMITA *et alii*, 1994).

## DISCUSSIONE

L'analisi geologico-strutturale condotta nell'Appennino umbro-sabino prossimo a Terni ha evidenziato un edificio strutturale costituito da tre unità tettoniche, sovrapposte secondo una principale vergenza verso NE (Fig. 2). La più interna e strutturalmente più elevata è quella narnese-amerina, ubicata nell'*hanging-wall* del sovrascorrimento di Narni: questo ha direzione N140° ed è costituito da due piani di accavallamento di cui quello superiore ha a tetto il *Calccare massiccio* e verso est termina al nucleo dell'anticlinale di tetto costituendo, quindi, un *blind thrust*. Un elemento tettonico intermedio, composto dalla successione pelagica rovesciata (*Corniola-Scaglia rossa*), è compreso tra il piano di sovrascorrimento superiore e quello inferiore ed è organizzato in scaglie tettoniche.

Minori motivi di sovrascorrimento dislocano il fianco orientale della suddetta anticlinale di tetto, sono delimitati da faglie di strappo e rampe laterali e si sono sviluppati in fuori sequenza e/o come riattivazioni del *blind thrust*, generando i *klippen* di Narni e del Montello - Cappuccini (Figg. 2 e 4).

Nel *footwall* del sovrascorrimento di Narni si riconoscono pieghe e minori motivi di accavallamento

<sup>(2)</sup>Secondo GIGLIA *et alii* (1977) gli affioramenti sopracitati di *Calccare massiccio* appartengono all'*hangingwall* di un importante sovrascorrimento.

<sup>(3)</sup>Nei M. Martani meridionali, l'esistenza di due distinte anticlinali, già proposta in CALAMITA & PIERANTONI (1992), è riportata anche in ALFONSI (1995).

ad andamento N-S; faglie normali plio-quadernarie sia a basso che ad alto angolo dislocano il suddetto edificio strutturale.

CALAMITA *et alii* (presente volume) calcolano, lungo le sezioni attraverso il Montello e M. S. Croce, una estensione di circa 1150 m relativa alla tettonica distensiva quadernaria ed un'entità di raccorciamento di almeno 11 km per il sovrascorrimento di Narni. Gli stessi Autori considerano, inoltre, le scaglie tettoniche del corpo intermedio derivate dal fianco orientale rovesciato della macroanticlinale di tetto (associata al *blind thrusting* a basso angolo del *Calcare massiccio: sensu CALAMITA, 1990*)<sup>(4)</sup> e definite da piani di taglio sintetici e antitetici ai due piani di sovrascorrimento, che realizzano uno *stretching* parallelo alla direzione di trasporto tettonico (Figg. 4 e 5). Detti piani estensionali, rappresentati anche da sistemi coniugati alla mesoscala, possono svilupparsi durante il momento di *blind thrusting*, e realizzare l'assottigliamento della successione pelagica del fianco rovesciato della macroanticlinale (CALAMITA, 1990) e/o durante il successivo momento di *thrusting*; in quest'ultimo contesto, le suddette strutture estensionali definiscono domini a deformazione disomogenea per taglio puro nell'ambito di una deformazione di taglio semplice di tutta la zona di taglio, e possono essere associate al trasferimento del dislocamento verso il basso (dal piano di sovrascorrimento superiore a quello inferiore) nella direzione del trasporto tettonico (CALAMITA, 1991; BUTLER, 1992).

Le anticlinali e i minori motivi di accavallamento a *trend* meridiano che coinvolgono l'unità di letto scompaiono verso sud al di sotto del sovrascorrimento di Narni. Pertanto, i rapporti geometrici tra l'unità di tetto e quella di letto evidenziano la messa in posto di quest'ultimo sovrascorrimento su un *footwall* già strutturato, generando la delaminazione dei termini post-*Scaglia cinerea* a nord di M. Ippolito (CALAMITA *et alii*, 1994).

Verso nord, il *footwall* dell'unità narnese-amerina scompare al di sotto dei depositi plio-quadernari della piana di Terni e riaffiora nella porzione meridionale dei M. Martani, a letto della faglia plio-quadernaria di Cesi. L'unità dei M. Martani è accavallata, tramite il sovrascorrimento di M. Torricella, su di un *footwall* che può rappresentare la prosecuzione settentrionale dei M. Sabini. Il sovrascorrimento di M. Torricella ha un andamento all'incirca meridiano nei suoi tratti settentrionale e meridionale, che sono raccordati da un segmento centrale ad andamento NW-SE. Il sovrascorrimento in parola, inoltre, verso sud è chiuso dalla faglia ad alto angolo transpressiva-destra di Battiferro nell'ambito della struttura triangolare della Val Serra. Se si considera come prosecuzione meridionale della struttura della Val Serra il motivo ad alto angolo dei M. Sabini (CALAMITA, 1990; CALAMITA & PIERANTONI, 1992, 1994), allora è possibile attribuire il blocco occidentale di quest'ultimo motivo (Faglia Sabina) all'unità tettonica dei M. Martani (Figg. 2a e 2b).

Nell'unità dei M. Martani, subito a nord della faglia di Cesi, si riconoscono due strutture anticlinali separate da una sinclinale ad andamento N10°-20° e da zone di taglio che ne evidenziano un blando motivo

di accavallamento: la più orientale è quella di M. Torricella che mostra uno sviluppo assiale meridiano localizzato e, nella parte più settentrionale, assume una direzione N110°. Più ad occidente, l'anticlinale di M. Torre Maggiore ha uno sviluppo regionale ed un andamento assiale N-S nel tratto analizzato, mentre verso nord assume progressivamente un andamento NNW-SSE. Nel blocco di letto della Faglia di Cesi (in corrispondenza del tratto ad andamento N110°-120°) sono chiaramente osservabili i caratteri geometrici delle suddette anticlinali. Sul fianco orientale della struttura di M. Torre Maggiore e su quello occidentale dell'anticlinale di M. Torricella, nei due affioramenti di *Calcare massiccio* appartenenti ad altrettanti alti giurassici, sono osservabili due faglie ad alto angolo che realizzano i rapporti geometrici tra il *Calcare massiccio* e le più orientali successioni pelagiche. La prima può essere interpretata come un *blind thrust* che riutilizza nella parte frontale la faglia giurassica orientale del relativo alto; la seconda come un *blind thrust* che ha dislocato la faglia giurassica. La struttura anticlinale di M. Torre Maggiore può essere quindi messa in relazione ad un *blind thrust* che disloca il *Calcare massiccio*, mentre la sovrastante successione pelagica recupera il raccorciamento per piega, in modo continuo. Il *blind thrust* principale che genera la piega nel tratto ad andamento N-S può essere controllato dalle faglie giurassiche che delimitano gli alti strutturali regionalmente più continui, mentre minori *blind thrust* possono svilupparsi limitatamente ad alti giurassici più interni, sovrapponendosi e/o dislocando le relative faglie giurassiche orientali. Nell'anticlinale di M. Torricella il livello di affioramento non consente di osservare i rapporti tra la successione, da verticale a rovesciata, del suo fianco orientale e il *Calcare massiccio* (BRUNI *et alii*, presente volume) (Figg. 2a e 2b).

Le problematiche connesse al controllo delle strutture ereditate sulla impostazione e sullo sviluppo dei sovrascorrimenti neogenici umbro-marchigiani e delle pieghe associate, sono state recentemente discusse da CALAMITA (1990) e TAVARNELLI (1993, 1995). Il primo considera le macroanticlinali dell'Appennino umbro-marchigiano connesse allo sviluppo di *blind thrust* ad alto e basso angolo, che coinvolgono il *Calcare massiccio* mentre la sovrastante successione pelagica si deforma in modo continuo (pieghe). La direzione assiale delle macroanticlinali riflette, quindi, la direzione della rampa del *blind thrust*, connessa a sua volta alla direzione di massima sollecitazione e all'andamento delle discontinuità preesistenti. Il secondo interpreta lo sviluppo delle anticlinali secondo il modello deformativo di *fault-propagation folding* (Suppe, 1983) nell'ambito del quale le faglie dirette sinsedimentarie giurassiche e cretaco-paleogene controllano la posizione della rampa dei sovrascorrimenti, agendo come ostacoli alla propagazione dello scollamento tra la copertura e il sottostante basamento.

L'andamento assiale e il *pattern* d'insieme delle macroanticlinali di tetto del sovrascorrimento di M. Torricella è qui messo in relazione allo sviluppo di *blind thrust* in rampa obliqua e con *trend* circa N-S, mentre il locale andamento assiale N110° dell'anticlinale di M. Torricella è connesso ad un minore *blind thrust* in rampa fortemente obliqua ad andamento N100°-110°. Altre minori rampe oblique a questa parallele giustificano i bruschi cambiamenti dell'andamento assiale dell'anticlinale di M. Torre Maggiore. Inoltre, l'andamen-

<sup>(4)</sup>SALVINI & STORTI (1993) propongono per lo sviluppo delle anticlinali rovesciate nelle catene di avampaese deformato, il modello deformativo di *rollover fault-propagation folding*, applicandolo all'anticlinale narnese-amerina.

to del *thrust* di M. Torricella, sviluppatosi durante il momento deformativo di *thrusting* che segue quello di *blind thrusting*, riflette l'andamento delle rampe del *blind thrust* (PIERANTONI, 1994; BRUNI *et alii*, presente volume)<sup>(5)</sup>.

Riteniamo, infine, la successione affiorante ad occidente della faglia Battiferro - Cottanello appartenente all'unità dei M. Martani, mentre consideriamo quella ad oriente come facente parte dell'unità dei M. Sabini. Quest'ultima, a sua volta, costituisce l'unità di tetto del sovrascorrimento di Contigliano e mostra nel suo tratto frontale una struttura anticlinale ad andamento assiale N-S, parallelo alla direzione del piano di sovrascorrimento stesso. Anche per questo sovrascorrimento i rapporti geometrici tra l'unità di letto e il piano di sovrascorrimento evidenziano la sua definitiva messa in posto del sovrascorrimento su un *footwall* già strutturato.

L'analisi mesostrutturale (PIERANTONI, 1994; CALAMITA & PIERANTONI, 1994) ha evidenziato tre principali direzioni di trasporto tettonico (verso ENE, NNE e ESE) schematizzate nella Fig. 2a. La prima è, a nostro avviso, quella principale, responsabile della strutturazione di questo edificio ad importanti sovrascorrimenti. E' stata inoltre osservata una ripetuta sovrapposizione delle tre cinematiche che suggerisce la riattivazione delle strutture. Durante il trasporto tettonico verso NNE, la faglia ad alto angolo di Battiferro - Cottanello assume una cinematica trascorrente ed è stata interpretata, nel tratto a nord della chiusura triangolare della Val Serra, come faglia di strappo (CALAMITA & PIERANTONI, 1992; 1994).

Nell'Appennino umbro-marchigiano-abruzzese la direzione di trasporto tettonico N50°-70° ha un carattere regionale (SALVINI & VITTORI, 1982; CALAMITA *et alii*, 1987; CALAMITA, 1990; RIDOLFI, 1993; BIGI, 1993; SALVUCCI, 1994) ed è responsabile della principale strutturazione della catena. Le direzioni di trasporto tettonico N10°-20° e N130° sono, a nostro avviso, nettamente subordinate per importanza alla direzione N50°-70°. Per quanto riguarda, infine, la direzione N90°, essa si rinviene nei sovrascorrimenti prossimi alla Piattaforma laziale-abruzzese (BIGI, 1993; RIDOLFI, 1993; SALVUCCI, 1994; FUNICIELLO *et alii*, 1993; CORRADO, 1995; MARSILI & TOZZI, 1995), mentre è poco rappresentata sia ad ovest (sovrascorrimento di Narni: PIERANTONI, 1994), che a nord (sovrascorrimento dei M. Sibillini a nord del M. Vettore: KOOPMAN, 1983; LAVECCHIA, 1985). Tale direzione è messa in relazione alla rotazione delle strutture (CORRADO, 1995; MARSILI & TOZZI, 1995); tuttavia non è da escluderle, considerando la sua ripetizione nel tempo (BIGI, 1993; RIDOLFI, 1993), una relazione con una locale e temporanea riorientazione del campo dello *stress* in connessione con la presenza di anisotropie strutturali e disomogeneità litologiche.

Le faglie normali plio-quadernarie aventi direzione principale NW-SE dislocano il suddetto edificio strutturale e sviluppano le depressioni tettoniche: a) della Val Tiberina (a sud-ovest della Dorsale narnese-amerina) colmata da depositi che vanno dal Pliocene

inf. (zona a G. *Puncticulata*: AMBROSETTI *et alii*, 1978) al Quaternario continentale e marino; b) della piana di Terni (interposta tra la Dorsale narnese-amerina e i M. Martani), associata alla faglia bordiera di Cesi-M. Martano, e caratterizzata da depositi continentali plio-quadernari; c) della Valle Umbra (a NE dei M. Martani) colmata da depositi continentali del Pliocene medio(?) - Quaternario<sup>(6)</sup>.

## CONCLUSIONI

L'analisi geologico-strutturale condotta nell'Appennino umbro-sabino prossimo a Terni ha evidenziato un complesso sistema a sovrascorrimenti le cui caratteristiche essenziali sono:

1) le relazioni genetiche tra le pieghe e i sovrascorrimenti sono ascrivibili al modello deformativo di *blind thrusting* (*sensu* CALAMITA, 1990), rispettivamente a basso angolo per l'anticlinale narnese-amerina e ad alto angolo per le anticlinali dei M. Martani. Il caratteristico profilo della prima, inoltre, può essere messo in relazione alla presenza, nel *blind thrust*, di uno scollamento chilometrico ubicato alla base del *Calcarea massiccio*. Per quanto riguarda le anticlinali dei M. Martani è stata evidenziata l'importanza delle faglie giurassiche sul controllo della direzione e della impostazione delle rampe dei *blind thrust* ad alto angolo;

2) il sovrascorrimento di Narni, caratterizzato da un piano ad andamento NW-SE, ha una entità di trasporto tettonico verso NE di almeno 11 km e separa l'andamento assiale NW-SE dell'anticlinale di tetto da quelli meridionali delle strutture (pieghe, sovrascorrimenti e faglie ad alto angolo da transpressive a trascorrenti destre) dell'unità di letto (unità dei M. Martani) e della più orientale unità dei M. Sabini;

3) la continuità longitudinale del sovrascorrimento di Contigliano che ha a tetto l'unità dei M. Sabini, ne suggerisce un'importanza regionale;

4) un'entità di trasporto tettonico nettamente subordinata a quella delle due strutture precedenti può essere attribuita al sovrascorrimento di M. Torricella che sovrappone l'unità dei M. Martani su quella dei M. Sabini;

5) per la faglia ad alto angolo, da transpressiva a trascorrente destra (Faglia Sabina in ALFONSI *et alii*, 1991; Faglia Battiferro - Cottanello in CALAMITA & PIERANTONI 1992; 1994), è stata calcolata un'entità di trascorrenza di circa 3 km nel tratto a nord di Terni; essa realizza la chiusura triangolare del sovrascorrimento di M. Torricella (struttura triangolare della Val Serra);

6) i rapporti geometrici tra le unità di tetto e quelle di letto dei sovrascorrimenti documentano una definitiva messa in posto delle prime su *footwall* già strutturati, e sono indicativi di fenomeni di riattivazione delle strutture.

Per quanto riguarda il sovrascorrimento di Narni, sulla base della sua entità di dislocamento e tenendo conto del suo andamento (NW-SE) ne riteniamo possibile la prosecuzione a NW fino alla sua scompar-

<sup>(5)</sup>BROZZETTI & LAVECCHIA (1995) riconoscono nei M. Martani meridionali un'unica struttura anticlinale a direzione assiale N110° che considerano come una riorientazione di una piega regionale ad andamento NNW-SSE, in seguito al trascinamento in corrispondenza di una zona di taglio sinistra orientata N100° ± 10°.

<sup>(6)</sup>Per quest'ultima depressione ed in particolare per il bacino di Spoleto, CALAMITA *et alii* (1995) e COLTORTI & PIERUCCINI (in stampa) evidenziano una prima impostazione (Pliocene inf./medio) come bacino satellite, verosimilmente connesso alle riattivazioni del sovrascorrimento dei M. Martani, mentre una sua relazione con le faglie normali si sarebbe impostata nel Pleistocene inferiore-medio (0.7 M.a.).

sa al di sotto dell'unità più esterna del dominio toscano (unità Falterona-Trasimeno); in questa ipotesi, la finestra tettonica di M. Peglia, (DAMIANI *et alii*, 1993) può rappresentare la porzione più settentrionale dell'unità narnese-amerina. Una prosecuzione di quest'ultima verso SE può essere, poi, ipotizzata (sulla base dei rapporti geometrici con l'unità sabina) fino alle unità superiori dei M. Lucretili, descritte da COSENTINO & PAROTTO (1991). L'unità narnese-amerina verrebbe così ad assumere una geometria arcuata.

Un'analogia geometria è descritta dall'andamento assiale delle pieghe e dalla direzione dei piani principali di sovrascorrimento dell'Appennino calcareo umbro-sabino, e può essere ricostruita anche per le strutture più occidentali (DEIANA & PIALLI, 1994) compresa anche l'unità dei M. Martani; questa verso NW si allinea con le strutture dei Massicci Perugini che pertanto ne possono rappresentare la prosecuzione settentrionale, come ipotizzato in DAMIANI *et alii* (1993) e CALAMITA *et alii* (1994); alternativamente i primi autori ipotizzano una continuità tra i Massicci Perugini e M. Peglia, come riportato anche in DEIANA & PIALLI (1994).

Per quanto riguarda gli andamenti arcuati delle strutture appenniniche KOOPMAN (1983) e CALAMITA & DEIANA (1988) considerano l'arco dell'Appennino umbro-marchigiano come primario e connesso allo sviluppo di sovrascorrimenti in rampa obliqua con andamento N-S. CALAMITA (1990) e BRUNI *et alii* (presente volume) mettono in relazione il diverso andamento assiale delle anticlinali allo sviluppo di *blind thrust* in rampa frontale per le macroanticlinali a direzione NW-SE e in rampa da obliqua a molto obliqua (controllate dalle discontinuità preesistenti: faglie giurassiche) per quelle a direzione N-S e NNE-SSW, nell'ambito di una principale direzione di raccorciamento orientata NE-SW. Si svilupperebbero così forme arcuate che si conservano o sono debolmente accentuate durante il successivo trasporto su piani di sovrascorrimento che riutilizzano le rampe dei *blind thrust* stessi.

Per quanto si riferisce all'area studiata, sulla base dei dati raccolti e delle considerazioni svolte, viene proposta una evoluzione che prevede (Fig. 8):

a) lo sviluppo di strutture con una geometria arcuata non concentrica principalmente primaria (Fig. 8a): quel-

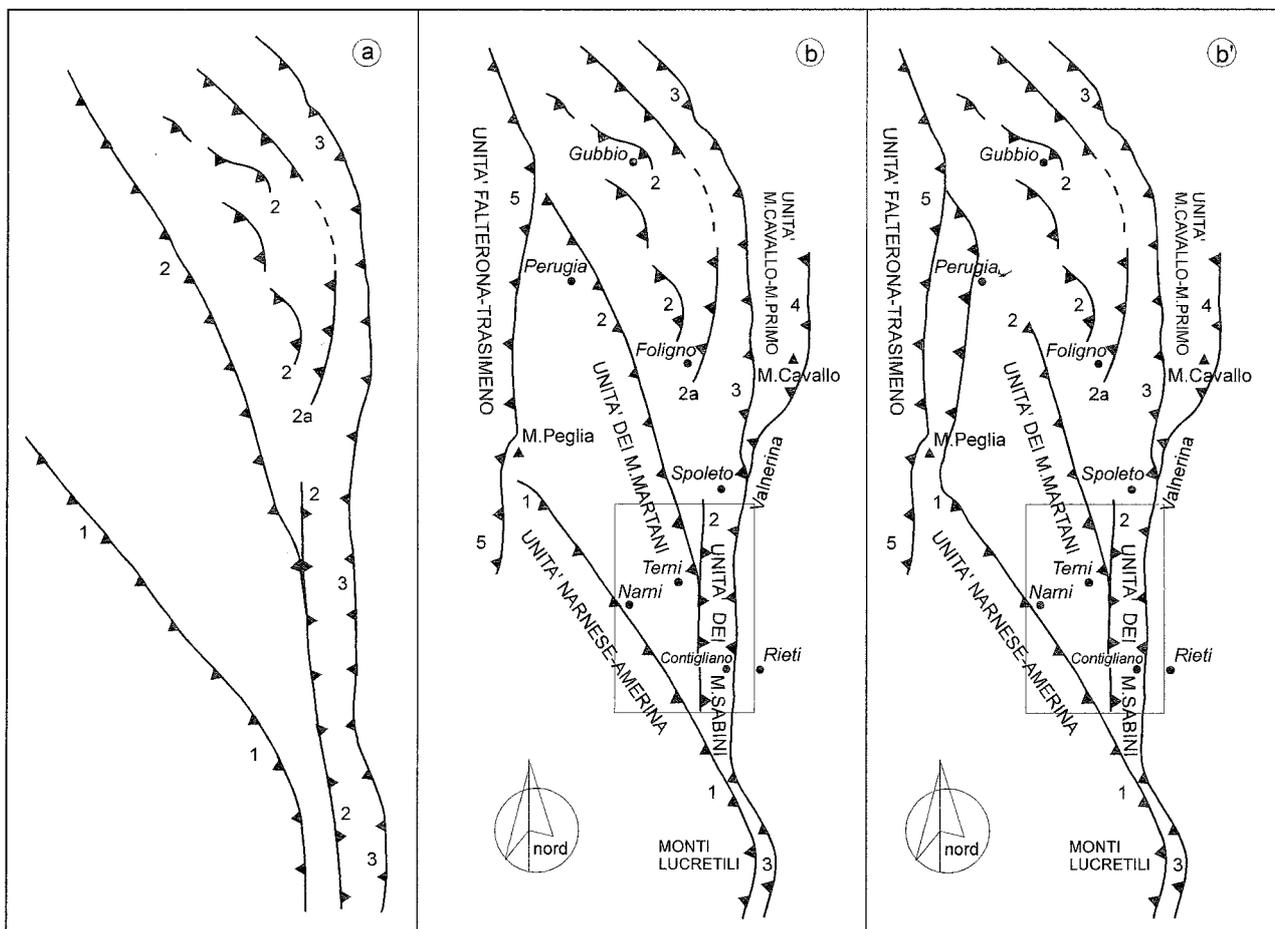


Fig. 8 - Ipotesi evolutiva proposta per la strutturazione neogenica dell'Appennino umbro-sabino.

a - Sviluppo in sequenza delle varie unità strutturali durante il Serravalliano sup. - Messiniano: 1) fronte dell'unità M. Peglia -Dorsale narnese-amerina e sua probabile prosecuzione meridionale nei M. Lucretili; 2) fronti dell'unità M. Martani - Massicci Perugini e di Gubbio, e *back thrust* transpressivo S. Renzano - Cottanello; 3) fronte dell'unità dei M. Sabini.

b - Riattivazione dei sovrascorrimenti con particolare riferimento a quello dell'unità M. Peglia - M. Lucretili (1) e al fronte del Cervarola (5) verosimilmente durante il Messiniano sup. - Pliocene inf. (pre Zona a *G. punctulata*) contemporaneamente all'attività dei fronti più esterni, tra i quali quello di M. Cavallo - M. Primo (4). Per il sovrascorrimento 2a la riattivazione può spiegare i rapporti di sovrapposizione di rocce più recenti su quelle più antiche descritti in DE FEYTER (1991). Nel riquadro (b') viene assunta una continuità tra l'unità narnese-amerina e quella dei Massicci Perugini, nell'ipotesi di una prosecuzione di questi ultimi nella struttura del M. Peglia (DEIANA & PIALLI, 1994).

la più occidentale è l'unità di M. Peglia - Dorsale narnese-amerina, verso NE si rinvengono quella dei M. Martani allineata verso NNW con l'unità dei Massicci Perugini e l'unità di Foligno - Gubbio e, ancora più ad oriente, l'unità dei M. Sabini - Spoleto. La strutturazione di questo settore è riferita al Serravalliano sup. - Messiniano secondo una sequenza normale verso l'avampaese (DAMIANI *et alii*, 1991; LAVECCHIA *et alii*, 1994);

b) la riattivazione del sovrascorrimento di Narni con traslazione dell'unità narnese-amerina sull'edificio già strutturato nell'unità dei M. Martani e dei M. Sabini (Fig. 8b). E' possibile riferire al Messiniano sup. - Pliocene inf. (pre Zona a *G. puncticulata*) la riattivazione del sovrascorrimento più interno della unità narnese-amerina considerando<sup>(7)</sup>:

— l'età della strutturazione del più esterno sovrascorrimento della Valnerina che in corrispondenza del Bacino di Camerino coinvolge i depositi torbiditici silicoclastici messiniani post-gessi e che, verso ovest, compare al di sotto dall'unità dei M. Sabini;

— che nella depressione tettonica della Val Tiberina, posta subito ad occidente della struttura narnese-amerina, i depositi postorogenici più antichi rinvenuti sono del Pliocene inf. Zona a *G. puncticulata* (AMBROSETTI *et alii*, 1978).

Analogamente, i rapporti geometrici tra l'unità tettonica narnese-amerina e il Fronte del Cervarola consentono di ipotizzare, anche per quest'ultima struttura, una riattivazione quanto meno coeva a quella sopradescritta.

La cronologia proposta è ancora valida se si considera una continuità strutturale tra l'unità narnese-amerina - M. Peglia con i Massicci Perugini, come ipotizzato in DAMIANI *et alii* (1993) e DEIANA & PIALLI (1994). In questo contesto, detta unità si caratterizzerebbe per un cambiamento di direzione anche a nord del M. Peglia fino ad assumere un andamento NNE-SSW (Fig. 8b).

In un quadro di riattivazione, d'altra parte, possono essere visti anche il ripiegamento della superficie di sovrascorrimento dell'unità del Cervarola descritto in DAMIANI (1991) e la sovrapposizione di quest'ultima sia sulla *Formazione Marnoso-arenacea* dell'Umbria occidentale che sulla *Marnoso Umbra* descritti da DAMIANI *et alii* (1991).

Fenomeni di riattivazione e/o di fuori sequenza dei sovrascorrimenti sono noti in numerose altre aree dell'Appennino centrale (CALAMITA & DEIANA, presente volume e citazioni relative) e nelle zone dell'Appennino settentrionale (BERNINI & PAPANI, 1987; VAI, 1987; BENDKIK *et alii*, 1992; BERNINI *et alii*, 1992). Inoltre, nell'area interna dell'Appennino settentrionale, sono stati riconosciuti episodi compressivi neogenico-quadernari di importanza regionale (BOCCALETTI *et alii*, 1995 e citazioni relative).

Durante l'accrescimento di un prisma tettonico, la riattivazione di *thrust* più interni e/o il loro sviluppo fuori sequenza (Fig. 9) può essere messa in relazione a momenti di fuori equilibrio del prisma stesso (PLATT,

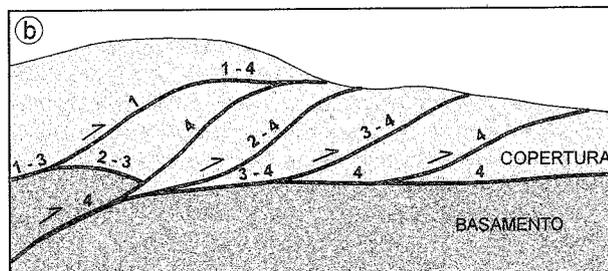
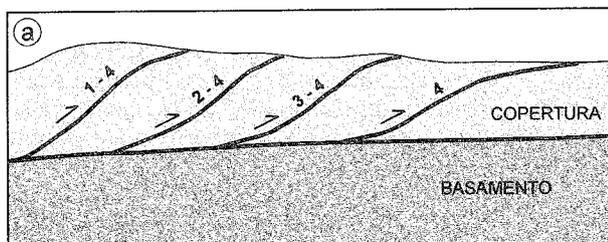


Fig. 9 - Schema mostrante la riattivazione di sovrascorrimenti dovuta a momenti di fuori equilibrio del prisma tettonico (a) oppure connessa all'attivazione di livelli di scollamento più profondi, nell'ambito di una normale sequenza della deformazione verso l'avampaese a scala crostale (b).

1986), oppure essere connessa all'attivazione di livelli di scollamento più profondi nell'ambito di una normale sequenza della deformazione verso l'avampaese a scala crostale (MINELLI, 1992; CALAMITA *et alii*, 1994; CALAMITA & DEIANA, presente volume).

Il coinvolgimento di livelli crostali profondi nella deformazione compressiva dell'Appennino umbro-marchigiano, ipotizzato da LAVECCHIA *et alii* (1988), è stata di recente documentata, sulla base dei dati della sismica a rifrazione da PONZIANI *et alii* (1994), che interpretano il salto della Moho al di sotto della Valle del Tevere come un raddoppio litosferico.

Tenendo conto dei dati riportati in PONZIANI *et alii* (1994) e utilizzando il secondo modello di Fig. 9 per l'interpretazione dei fenomeni di riattivazione CALAMITA & DEIANA (presente volume) hanno eseguito una sezione geologica regionale passante per le aree qui analizzate. Si evidenzia uno stile tettonico della catena appenninica caratterizzato da una deformazione asimmetrica con sviluppo di sovrascorrimenti che individuano verso l'interno grosse scaglie crostali con *trend* arcuato (in relazione ad importanti discontinuità preesistenti che hanno controllato le rampe oblique), mentre verso l'esterno scollano e accavallano la copertura sedimentaria generando *thrust sheet* con geometrie arcuate e modalità di strutturazione fortemente complesse in relazione alle discontinuità qui presenti ad una scala di maggior dettaglio.

Nel contesto di tale evoluzione che prevede per l'arco appenninico umbro-marchigiano una genesi principalmente primaria, le rotazioni su assi verticali evidenziate dall'analisi paleomagnetica (GHISSETTI *et alii*, 1991; MATTEI *et alii*, 1991; CALAMITA *et alii*, 1992) possono essere connesse: 1) all'incremento dell'entità della traslazione tettonica verso sud con rotazione antioraria dei vari *thrust sheet*; 2) alla deformazione transpressiva non coassiale lungo rampe oblique con relativa rotazione oraria nei settori transpressivi destri e antioraria in quelle transpressivi sinistri; 3) allo svi-

<sup>(7)</sup>Riattivazioni riferibili anche al Pliocene medio possono essere ipotizzate considerando che COLTORTI & PIERUCCINI (in stampa) associano i depositi più antichi della Valle umbra (Pliocene medio) ad un bacino satellite connesso alla riattivazione del sovrascorrimento dei M. Martani (sovrascorrimento di M. Torricella).

luppo di scaglie tettoniche delaminata dal sovrascorrimento sul proprio *footwall* e riorientate fino ad assumere un andamento sub-parallelo alla direzione del piano di sovrascorrimento stesso; 4) alla deformazione interna dei *thrust sheets* connessa allo sviluppo di faglie di strappo e rampe laterali.

Pertanto lungo le rampe oblique destre ad andamento N-S dei *blind thrust* e dei *thrust* dell'area sabina tale deformazione transpressiva può spiegare la rotazione oraria evidenziata attraverso l'analisi paleomagnetica in MATTEI *et alii* (1991). Relativamente ai sovrascorrimenti ad andamento NW-SE, e quindi in rampa frontale, le rotazioni antiorarie possono essere associate al progressivo aumento dell'entità di trasporto tettonico verso sud responsabile della rotazione antioraria regionale documentata per la penisola italiana (LOWRIE & HIRT, 1986; BALLY *et alii*, 1986).

Alternativamente alla genesi primaria proposta per l'arco dell'Appennino umbro-marchigiano-sabino, MATTEI *et alii* (1991; 1995) e LAVECCHIA *et alii* (1988) considerano un piegamento oroclinale che porta ad assumere, nel tratto meridionale, una direzione meridiana delle strutture a partire da un generale andamento NW-SE. In particolare MATTEI *et alii* (1995) associano le rotazioni delle strutture sabine allo sviluppo in fuori sequenza del sovrascorrimento dei M. Sibillini-Olevano-Antrodoco ed alle attivazioni della Faglia Sabina durante il Pliocene inf. In tale ipotesi evolutiva, l'andamento NW-SE dell'unità narnese-amerina impone considerare una riattivazione del sovrascorrimento di Narni, contemporanea alla rotazione delle strutture più esterne (umbro-sabine), necessaria alla conservazione del suo andamento originario e alla sua eventuale rotazione antioraria ipotizzata da MATTEI *et alii* (1991).

## BIBLIOGRAFIA

- ALFONSI L. (1995) - *Wrench tectonic in Central Italy, a segment of the Sabina Fault*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 411-421.
- ALFONSI L., FUNICIELLO R., MATTEI M., GIROTTI O., MAIORANI A., PREITE MARTINEZ M., TRUDU C. & TURI B. (1991) - *Structural and geochemical features of the Sabina strike-slip fault (Central Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 207-230.
- AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., COSTANTINI A., ESU D., GANDIN A., GIROTTI O., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., NICOSIA U., PARISI G. & SANDRELLI F. (1978) - *Evoluzione paleogeografica e tettonica nei bacini tosco-umbro-laziali nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 573-580.
- 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. (1991) - *Integration of a seismic profile with surface and subsurface geology in a cross section through the Umbria-Marche Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 469-479.
- BENDKIK K., BOCCALETTI M., BONINI M., POCCIANTI C. & SANI F. (1992) - *Structural evolution of the outer Apennine chain (Firenzuola-Città di Castello sector and Montefeltro area, Tuscan-Romagnan and Umbro-Marchean Apennine)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**.
- BERNINI M. & PAPANI G. (1987) - *Alcune considerazioni sulla struttura del margine appenninico emiliano fra lo Stirone e l'Enza (e sue relazioni con il Sistema del F. Taro)*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **23**, 219-240.
- BERNINI M., BERTOLDI R., PAPANI G. & VESCOVI P. (1992) - *Evoluzione in regime compressivo del bacino villafranchiano di Compiano (Parma)*. Società Geologica Italiana, 76<sup>a</sup> Riunione Estiva "L'Appennino settentrionale", Firenze, 21-23 settembre 1992, Riassunti, 218-219.

- BIGI S. (1993) - *Caratterizzazione geologico-strutturale della zona esterna dell'Appennino abruzzese tra il Gran Sasso d'Italia e la Maiella*. Tesi di Dottorato.
- 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. Geol., **48**, 227-233.
- BOCCALETTI M., BONINI M., MORATTI G. & SANI F. (1995) - *Nuova ipotesi sulla genesi ed evoluzione dei bacini post-nappe nell'area interna dell'Appennino settentrionale*. Convegno "Geodinamica e Tettonica attiva del Sistema Tirreno-Appennino", Camerino 9-10 Febbraio 1995, Riassunti, 37-40.
- BROZZETTI F. & LAVECCHIA G. (1995) - *Evoluzione del campo degli sforzi e storia deformativa nell'area dei M. Martani (Umbria)*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 155-176.
- BRUNI F., CALAMITA F., MARANCI M. & PIERANTONI P.P. (1996) - *Il controllo della tettonica giurassica sulla strutturazione neogenica dei Monti Martani meridionali (Preappennino umbro)*. Presente volume.
- BUTLER R.W.H. (1992) - *Structural evolution of the western Char treuse fold and thrust system, NW French Subalpine chains*. In McClay K.R. (ed.) 1992, Thrust Tectonics. Chapman & Hall, London.
- 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. (1988) - *The arcuate shape of the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Tectonophysics, **146**, 139-147.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1996) - *Correlazione tra gli eventi deformativi neogenico-quadernari del settore tosco-umbro-marchigiano*. Presente volume.
- CALAMITA F. & PIERANTONI P.P. (1992) - *La struttura triangolare dei M. Martani (Appennino umbro)*. Abstract e poster in occasione del 76° Congresso S.G.I. (Firenze, settembre 1992).
- CALAMITA F. & PIERANTONI P. P. (1994) - *Structural setting of the Southern Martani Mountains (Umbrian Apennines: Central Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**, 549-557.
- CALAMITA F., DEIANA G., INVERNIZZI & MASTROVINCENTO S. (1987) - *Analisi strutturale della "linea Ancona-Anzio Auctorum" tra Cittareale e Micigliano (Rieti)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 365-375.
- CALAMITA F., CELLO G., DEIANA G. & RON H. (1992) - *Evidenze di rotazioni di blocchi nell'area di M.S. Vicino-Cingoli e del M. Vettore (Appennino Umbro-Marchigiano)*. Studi Geol. Camerini, Vol. speciale, 1992/1, 73-80.
- 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., COLTORTI M., PIERUCCINI P. & PIZZI A. (1995) - *Evoluzione geomorfologica e strutturale plio-quadernaria dell'Appennino umbro-marchigiano tra il preappennino umbro e la costa adriatica*. Convegno "Geodinamica e Tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino 9-10 Febbraio 1995, Riassunti, 51-52.
- CALAMITA F., PIERANTONI P.P. & PONTONI R. (1996) - *Il Sovrascorrimento di Narni (Appennino centrale)*. Presente volume.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) - *Il Miocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale "La Geologia delle Marche", 33-55.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la linea "Ancona-Anzio" dal Lias medio al Pliocene*. Geol. Romana, **17**, 161-189.
- CHIOCCHINI U., CHIOCCHINI M. & MANNA F. (1987) - *Studio idrogeologico per il tracciato della galleria Santa Croce della Linea ferroviaria Orte-Falconara*. Geologia Applicata e Idrogeologia, **22**, 105-140.
- CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI U. & STORTI F. (1995) - *Studio stratigrafico-strutturale dell'area di Narni per la galleria ferroviaria S. Croce (Appennino centrale)*. Boll. Serv. Geol. It., **112**, 27-48.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., PASSERI L., TRINCIANTI E. & ZANINETTI L. (1987) - *"Anidriti di Burano" et "Formation du Monte Ce-*

- tona" (nouvelle formation), biostratigraphie de deux series-types du Trias superieur dance l'Apennin septentrional. *Revue de paleobiologie*, 6(2), 341-409.
- COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (in stampa) - *The Plio-Pleistocene sedimentary evolution of the southern east Tiber basin (Spoleto, Central Italy). Il Quaternario*.
- CONFORTO B. & PARBONI F. (1964) - *Contributo alla conoscenza dei Monti di Narni*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 82, 181-193.
- CORRADO S. (1995) - *Nuovi vincoli geometrico-cinematici all'evoluzione neogenica del tratto meridionale della linea Olevano - Antrdoco*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 114, 245-276.
- COSENTINO D. & PAROTTO M. (1991) - *La struttura a falde della Sabina (Appennino centrale)*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. speciale (1991/2), CROP-11, 381-387.
- COSENTINO D., SCOPPOLA C., SCROCCA D. & VECCHIA P. (1992) - *Stile strutturale dei Monti Reatini e dei Monti Sabini settentrionali (Appennino centrale) a confronto*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. speciale (1991/2), CROP-11, 55-62.
- DAMIANI A.V. (1991) - *Osservazioni stratigrafico-strutturali sull'area fra la valle del F. Paglia e F. Tevere a sud del Lago Trasimeno*. *Studi Geol. Camerti*. Vol. speciale CROP-03, 243-250.
- DAMIANI A.V., MINELLI G. & PIALLI G. (1991) - *L'unita' Falterona-Trasimeno nell'area compresa fra la Val di Chiana e la Val Tiberina: sezione Terontola-Abbazia di Cassiano*. *Studi Geol. Camerti*. Vol. speciale CROP-03, 235-241.
- DAMIANI A.V., MENCARELLI I. & PIAZZOLI S. (1993) - *Studi sulla catena "Preappenninica umbra". La dorsale del M. Peglia*. Nota 1<sup>a</sup>. Considerazioni e problematiche relative alla successione etrusca. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, 109, 105-136.
- DE FEYTER A.J. (1991) - *Gravity tectonics and sedimentation of the Montefeltro, Italy*. *Geol. Ultraiectina*, 35, 168 pp.
- DEIANA G. & PIALLI G. (1994) - *The structural provinces of the Umbro-Marchean Apennines*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 48, 473-484.
- DELA PIERRE F., GHISETTI F., LANZA R. & VEZZANI L. (1992) - *Paleomagnetic and structural evidence of Neogene tectonic rotation of the Gran Sasso range (central Apennines, Italy)*. *Tectonophysics*, 215, 335-348.
- ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) - *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of the Northern Apennines*. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 65, 3-418.
- FAZZINI P. (1968) - *La geologia dei Monti d'Amelia*. Stratigrafia e tettonica. *Mem. Soc. Geol. It.*, 7(4), Roma.
- FUNICIELLO R., TOZZI M., TRIGARI A. & SCIPIONI L. (1993) - *Tettonica compressiva ed evoluzione cinematica dell'area di Cima Alta (Appennino centrale, Teramo)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 112, 615-633.
- GHISETTI F., FOLLADOR U., LANZA R. & VEZZANI L. (1991) - *La zona di taglio Rigopiano-Bussi-Rivisondoli: svincolo transpressivo al margine nord-orientale della piattaforma laziale-abruzzese*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. speciale 1991/2, CROP 11, 215-220.
- GIGLIA G., RONGA G. & TREVISAN L. (1977) - *Idrogeologia della zona di Sangemini*. *Centro Studi Sangemini-Collana Scientifica*, 3, 10-30.
- KOOPMAN A. (1983) - *Detachment tectonics in the Central Apennines, Italy*. *Geol. Ultraiectina*, 30, 1-155.
- LAVECCHIA G. (1985) - *Il sovrascorrimento dei Monti Sibillini: analisi cinematica e strutturale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 104, 161-194.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1988) - *The Umbria-Marche arcuate fold belt (Italy)*. *Tectonophysics*, 146, 125-137.
- LAVECCHIA G., BARCHI M., BROZZETTI F. & MENICHETTI M. (1994) - *Sismicita' e tettonica nell'area umbro-marchigiana*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 113, 483-500.
- LISTER G.S. & SNOKE A.V. (1984) - *S-C mylonites*. *Journ. Struct. Geol.*, 6, 617-638.
- LOWRIE W. & HIRT A.M. (1986) - *Paleomagnetism in arcuate mountain belts*. In: Wezel F.C. (eds.) *The origin of Arcs*. Elsevier, Amsterdam, 141-158.
- MANGANELLI V. & FARAMONDI S. (1990) - *Tettonica traslativa nei M. Sabini: l'area di Valle S. Croce (Contigliano - Rieti)*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, 38, 207-214.
- MARSILI P. & TOZZI M. (1995) - *Un livello di scollamento nella dorsale di Acquasanta (Ascoli Piceno)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 114, 177-194.
- MARTINI B. & PIERI M. (1964) - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 4(1).
- MATTEI M., FUNICIELLO R., KISSEL C. & LAJ C. (1991) - *Rotazioni di blocchi crostali neogenici nell'Appennino centrale: analisi paleomagnetiche e di anisotropia della suscettività magnetica (AMS)*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. speciale CROP-11, 221-229.
- MATTEI M., FUNICIELLO R. & KISSEL C. (1995) - *Paleomagnetic and structural evidence for Neogene block rotation in the Central Apennines, Italy*. *Journ. of Geoph. Research*, 100, 863-883.
- MINELLI G. (1992) - *Extensional tectonics in Perugia massifs area (Central Italy)*. Ph.d. Thesis (Imperial College, University of London).
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - *Geological summary of the Central Apennines*. In: *Structural Model of Italy*, Quaderni de "La Ricerca Scientifica" 90, CNR, 257-311.
- 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.
- PIERANTONI P.P., PISTOLESI E. & FONDI E. (1996) - *La strutturazione neogenica nei Monti Sabini centro-settentrionali (Appennino centrale)*. Presente volume.
- PLATT J.P. (1986) - *Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks*. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1037-1053.
- PONZIANI F., DE FRANCO R., MINELLI G., BIELLA G., FEDERICO C. & PIALLI G. (1994) - *Caratteristiche della crosta dell'Appennino settentrionale in base alla revisione dati dei profili N-C-S e B-C-A della campagna DSS del 1978*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. speciale 1994/1, 151-162.
- RAGAN D.M. (1985) - *Structural geology. An introduction to geometrical techniques*. Wiley & Sons, INC. 393 pp.
- RIDOLFI M. (1993) - *Evoluzione geologico-strutturale dell'area marchigiano-abruzzese esterna tra il F. Aso e il Gran Sasso d'Italia*. Tesi di Dottorato.
- SALVINI F. (1991) - *Tettonica a blocchi in settori crostali superficiali: modellizzazione ed esempi da dati strutturali in Appennino centrale*. *Studi Geol. Camerti*, vol. speciale, 1991/2, CROP 11, 237-247.
- SALVINI F. & VITTORI E. (1982) - *Analisi strutturale della linea Olevano-Antrdoco-Posta (Ancona-Anzio Auct.): metodologia di studio delle deformazioni fragili e presentazione del tratto meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 24, 337-355.
- SALVINI F. & STORTI F. (1993) - *Growth fault-propagation folding in Central Apennines, Italy: the Narni anticline (abs)*. *Terra Nova*, 5, Abstract Supplement, 1, pag. 245.
- SALVUCCI R. (1994) - *Caratterizzazione geologico-strutturale dell'area compresa tra i M. Reatini e l'alta valle del F. Aterno*. Tesi di Dottorato.
- SUPPE J. (1983) - *Geometry and kinematics of fault-bend folding*. *Am. J. Sci.*, 283, 684-721.
- TAVARNELLI E. (1993) - *Evidence for fault-propagation folding in the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy)*. *Annales Tectonicae*, 7, 87-99.
- TAVARNELLI E. (1995) - *Controllo delle faglie dirette giurassiche e cretaco-paleogene sullo sviluppo dei sovrascorrimenti neogenici nell'Appennino umbro-marchigiano*. Convegno "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino 9-10 febbraio 1995, Riassunti 217-219.
- VAI G.B. (1987) - *Migrazione complessa del sistema fronte deformativo-avanfossa-cercine periferico: il caso dell'Appennino settentrionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 38, 95-105.

