

CORRELAZIONE TRA GLI EVENTI DEFORMATIVI NEOGENICO-QUATERNARI
DEL SETTORE TOSCO-UMBRO-MARCHIGIANO

INDICE

RIASSUNTO	pag. 137
ABSTRACT	” 137
INTRODUZIONE	” 138
LE PRINCIPALI UNITA' TETTONICHE DEL SISTEMA A THRUST UMBRO-MARCHI- GIANO	” 140
<i>Rapporti geometrici tra le unità umbro- marchigiane e laziali-abruzzesi</i>	” 141
MODALITA' E TEMPI DELLA STRUTTU- RAZIONE	” 141
TETTONICA ESTENSIONALE	” 143
DISCUSSIONE	” 146
BIBLIOGRAFIA	” 150

RIASSUNTO

Il settore umbro-marchigiano del sistema a *thrust* dell'Appennino centro-settentrionale è caratterizzato dalla presenza di unità tettoniche con caratteristica geometria arcuata e vergenza nord-orientale. Tali unità sono costituite da una successione sedimentaria neritico-pelagica (Trias - Miocene inferiore) passante ad emipelagiti e torbiditi di avanfossa, via via più recenti verso l'esterno in relazione alla migrazione del sistema orogenico durante il Neogene. Analogamente al sistema orogenico anche la tettonica distensiva plio-quadernaria ha polarità orientale ed il suo "fronte" è situato ad ovest di quello compressivo.

Nel presente lavoro vengono analizzati i tempi e i modi di strutturazione del sistema a *thrust* umbro-marchigiano e le sue relazioni con la tettonica distensiva quadernaria.

Sulla base dell'età dei depositi di avanfossa e di bacino satellite e dei rapporti geometrici tra le principali unità, si evidenzia una strutturazione in sequenza dal Serravalliano *p.p.* al Pliocene superiore - Pleistocene inferiore (che si accompagna alla migrazione dell'avanfossa), complicata dalla riattivazione dei sovrascorrimenti e/o dal loro sviluppo in fuori sequenza (ben evidente nella dorsale appenninica e nel preappennino).

L'attività sismica della fascia costiera adriatica indica la presenza di sovrascorrimenti attivi.

I suddetti elementi, insieme ai dati geofisici più recenti, hanno vincolato il modello tettonico utilizzato per l'esecuzione di una sezione geologica dal Fronte del Cervarola alla costa adriatica.

Faglie normali plio-quadernarie, ad andamento NW-SE e NNW-SSE, via via più recenti verso est, dislocano le più antiche strutture compressive. Nell'Umbria occidentale sono presenti faglie normali a basso angolo immergenti a NE; nel preappennino umbro e nella dorsale appenninica si hanno faglie ad alto angolo immergenti a SW. Queste ultime strutture si raccordano in profondità con faglie di *detachment*, spesso rappresentate da precedenti piani di sovrascorrimento, immergenti a SW. L'attività sismica dell'area preappenninica e appenninica è associata al suddetto sistema estensionale.

Sulla base degli elementi illustrati e dei caratteri della tettonica quadernaria dell'area toscana è stato proposto un modello di correlazione cinematica tra le strutture distensive toscano-umbro-marchigiane e quelle compressive adriatiche in un contesto dinamico di subduzione passiva della litosfera adriatica.

ABSTRACT

The Umbro-Marchean sector of the central-northern Apennine thrust system is characterized by the presence of tectonic units with typical arcuate geometry and northeastern vergence. These units consist of a neritic-pelagic sedimentary succession (Upper Triassic - Lower Miocene) grading upward to hemipelagites and foredeep turbidites, which are progressively younger to the east according to the migration of the orogenic system during the Neogene. Similarly to the orogenic system, also the Plio-Quaternary extensional tectonics shows an eastward polarity, with a front situated to the west of the compressional one.

This study analyzes the timing and modes of deformation of the Umbro-Marchean thrust system, as well as its relationship with the Quaternary extensional tectonics.

On the basis of the age of the foredeep deposits and of those of the satellite basins, and of the geometric relations between the main units, an "in sequence" deformation (accompanied by foredeep migration) is evidenced, going from Serravalliano *p.p.* to Upper Pliocene - Lower Pleistocene. This is complicated by the reactivation of the thrusts of the Apennine high-topography zone and of the thrust of the pre-Apennines and/or by their "out of sequence" development. The seismic activity of the Adriatic coastal area indicates the presence of active thrusts.

These elements, together with recent geophysical data, are the basis for the tectonic model used for the construction of a regional geological section.

Plio-Quaternary normal faults, trending NW-SE and NNW-SSE and becoming increasingly younger towards the east, dislocate the more ancient compressional structures. In western Umbria, low-angle normal faults dipping NE occur, while in the Umbrian pre-Apennines and the Apennine high-topography zone SW-dipping high-angle normal faults are found. At depth, these structures join detachment faults, often represented by previous SW-dipping thrust planes.

The seismic activity of the pre-Apennine areas is associated with this extensional system.

On the basis of these elements and of the Quaternary tectonic features in the Tuscan area, a kinematic correlation is proposed between the extensional Tuscan-Umbro-Marchean structures and the compressional features of the Adriatic coast, in a dynamic framework of passive subduction of the Adriatic lithosphere.

PAROLE CHIAVE: Appennino centro-settentrionale; Tettonica neogenico-quadernaria; modello geodinamico.

KEY WORDS: Central Northern Apennines; Neogene-Quaternary tectonics; Geodynamic model.

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

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

INTRODUZIONE

Il settore umbro-marchigiano della catena a *thrust* dell'Appennino settentrionale si è sviluppato durante il Neogene ed è ubicato ad oriente del Fronte del Cervarola, che definisce l'unità più esterna del dominio toscano (Fig. 1).

Sovrascorrimenti con caratteristica geometria arcuata e vergenza orientale individuano diverse unità tettoniche, costituite da una successione sedimentaria neritico-pelagica (Trias superiore - Miocene inferiore) di margine continentale passivo, passante verso l'alto a emipelagiti e torbiditi di avanfossa (Fig. 2). Queste ultime sono via via più recenti verso l'esterno, in relazione alla migrazione orientale del sistema orogenico durante il Neogene. Tale successione è scollata lungo l'orizzonte evaporitico del Trias superiore (*Anidriti di Burano*: MARTINIS & PIERI, 1964) dal sottostante basamento (BALDACCINI *et alii*, 1967).

Verso l'esterno le unità del dominio umbro-marchigiano si accavallano o scompaiono al di sotto delle unità del dominio di piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (e delle sue fasce di transizione alle aree pelagiche), nell'ambito di un complesso edificio a *thrust*, caratterizzato da diversi *trends* strutturali (N-S, NW-SE, E-W) (Fig. 3).

I due domini paleogeografici (aree a sedimentazione carbonatico-neritica e aree a sedimentazione pelagica) si sono differenziati, durante il Giurassico, nell'ambito del margine continentale meridionale della Neotetide.

Come il sistema orogenico anche la tettonica distensiva plio-quadernaria mostra una polarità orientale con un fronte situato ad ovest di quello compressivo (ELTER *et alii*, 1975).

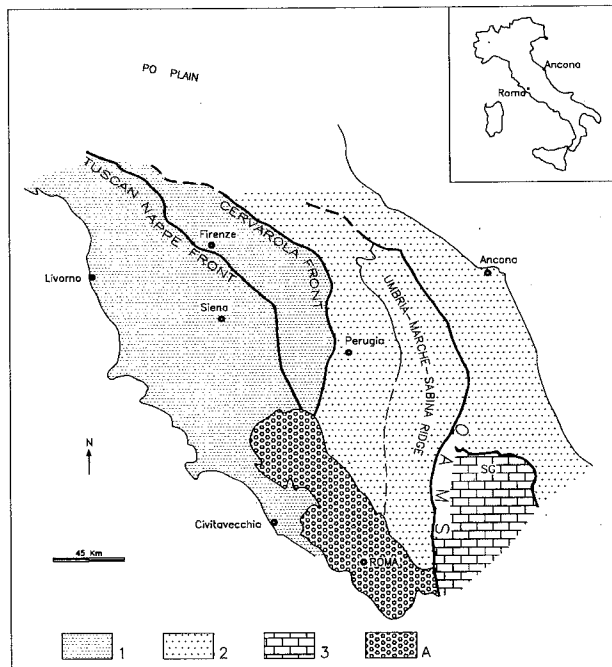


Fig. 1 - Principali domini strutturali dell'Appennino centro-settentrionale.

1 = Dominio toscano; 2 = Dominio umbro-marchigiano-abruzzese; 3 = Dominio laziale-abruzzese; OAMS sovrascorrimento Olevano - Antrodoto - M. ti Sibillini; A = vulcaniti quaternarie; SG = sovrascorrimento del Gran Sasso.

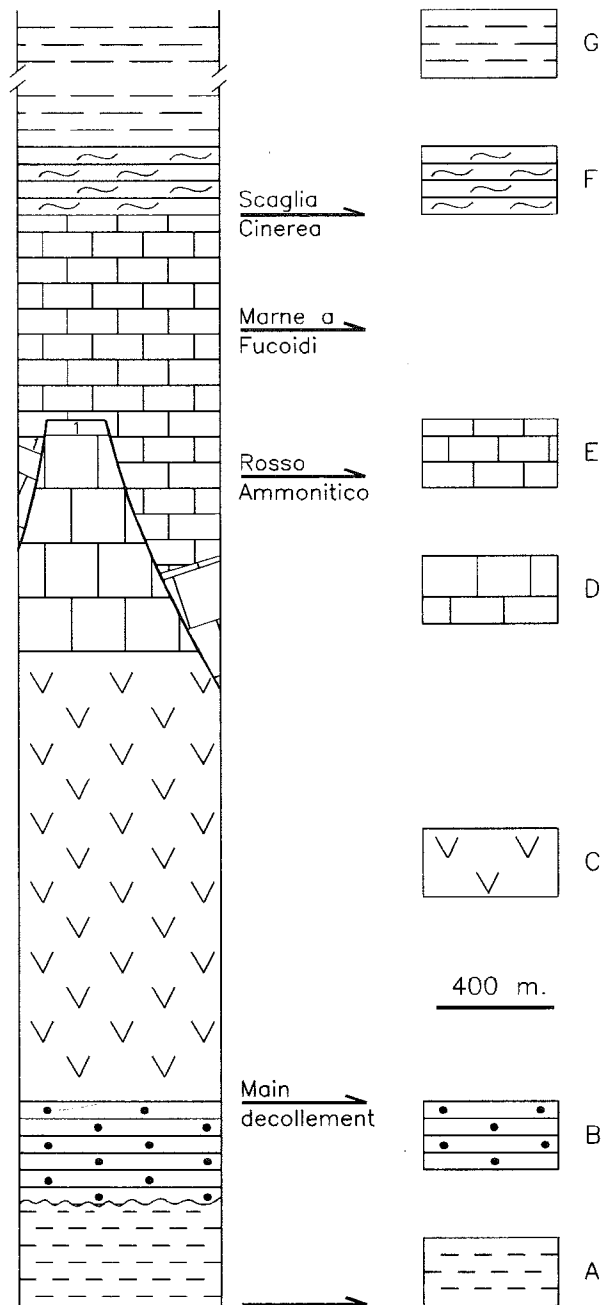


Fig. 2 - Schema stratigrafico dell'Appennino umbro-marchigiano.

A = Basamento filladico (Permo-Carbonifero?); B = Sequenza clastica continentale (*Verrucano*, Trias medio); C = Depositi evaporitici (*Anidriti di Burano*, Trias superiore); D = Sequenza di piattaforma carbonatica (*Calcari e marne a Rhaetavicula contorta* e *Calcare massiccio*, Trias superiore - Lias inferiore); E = Sequenza pelagica costituita da calcari, calcari marnosi e calcari selciferi ben stratificati (*Corniola*, *Rosso ammonitico*, *Calcari e marne del Sentino*, *Calcari e marne a Posidonia*, *Calcari diasprini umbro-marchigiani*, *Maiolica*, *Marne a Fucoidi*, *Scaglia rosata*, Lias medio - Eocene medio; 1 = Sequenza giurassica condensata (*Formazione del Bugarone*); F = Sequenza emipelagica marnosa e marnoso-calcareo (*Scaglia variegata*, *Scaglia cinerea*, *Bisciaro*, *Schlier*, *Marnosa-Umbra*, *Marne con Cerroigna*, *Marne a Pteropodi*, Eocene superiore - Miocene superiore); G = Depositi torbiditici silico-clastici e carbonatici (*Burdigaliano p.p.* - Pliocene inferiore); da DEIANA & PIALLI (1994), modificata.

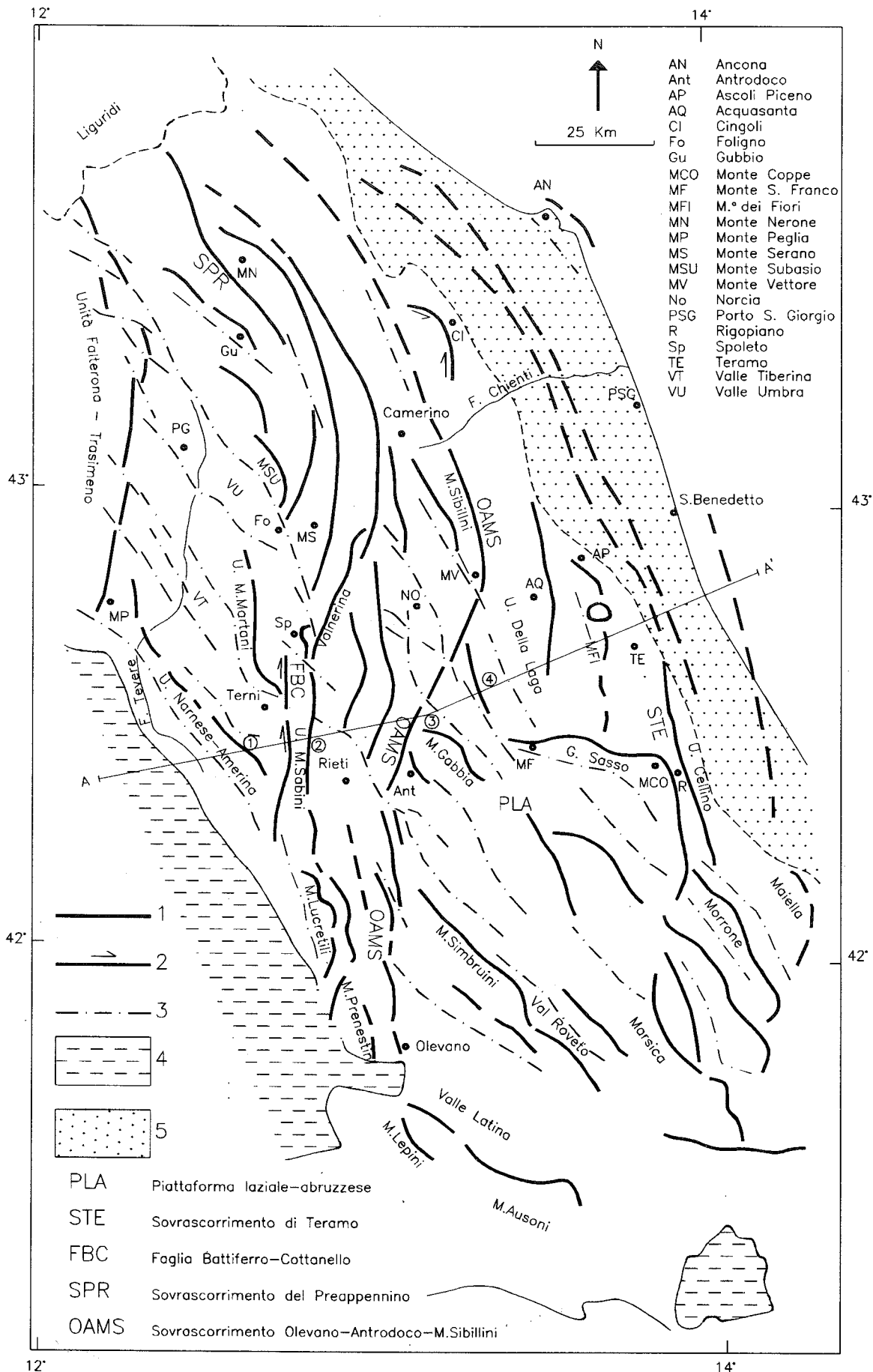


Fig. 3 - Schema strutturale del settore esterno (umbro-marchigiano-abruzzese) dell'Appennino centro-settentrionale.
 1 = sovrascorrimenti; 2 = faglie da trascorrenti a transpressive; 3 = faglie normali e/o transpressive; 4 = vulcaniti quaternarie; 5 = depositi del Pliocene inferiore *p.p.* - Pleistocene inferiore, discordanti sugli elementi della catena; A-A' = transetto della sezione di figura 6; 1...4 = numerazione dei sovrascorrimenti utilizzata in Fig. 6.

L'importanza della tettonica a sovrascorrimenti nell'Italia centrale è nota da tempo (SCARSELLA, 1951; ACCORDI, 1966; PAROTTO & PRATURLON, 1975). Essa è stata interpretata secondo uno stile deformativo pellicolare (BALLY *et alii*, 1986; CALAMITA & DEIANA, 1986; LAVECCHIA *et alii*, 1987; COSENTINO & PAROTTO, 1991) o coinvolgendo anche il basamento (LAVECCHIA *et alii*, 1987; MINELLI, 1992; PONZIANI *et alii*, 1994; CALAMITA *et alii*, 1994a; CALAMITA & DEIANA, 1995).

Uno dei caratteri più tipici della catena umbro-marchigiana è rappresentato dalla non coassialità degli andamenti delle pieghe e dei sovrascorrimenti tra i diversi *thrust-sheets* e dalla frequente forma arcuata di quest'ultimi (Fig. 3). Detti elementi sono stati considerati come primari e messi in relazione al controllo delle discontinuità preesistenti⁽¹⁾ sullo sviluppo delle rampe dei sovrascorrimenti e delle pieghe associate (KOOPTMAN, 1983; BALLY *et alii*, 1986; CALAMITA & DEIANA, 1988; CALAMITA, 1990) ed alla riattivazione dei sovrascorrimenti (CALAMITA *et alii*, 1994c); oppure sono stati attribuiti a rotazioni delle strutture ad andamento originario NW-SE legate a: 1) cambiamento di direzione dell'asse di massima compressione (CASTELLARIN *et alii*, 1978); 2) trascinarsi lungo faglie trascorrenti destre profonde ad andamento N-S $\pm 10^\circ$ (LAVECCHIA *et alii*, 1988); 3) rotazione di blocchi limitati da faglie trascorrenti (MATTEI *et alii*, 1991; SALVINI, 1991); 4) movimenti lungo rampe oblique (CORRADO, 1995; MATTEI *et alii*, 1995). GHISSETTI *et alii* (1991) e DELA PIERRE *et alii* (1992), infine, associano la non coassialità tra le strutture del Gran Sasso e quelle marchigiane a rotazioni di *thrust-sheets* separati, tramite svincoli laterali, da adiacenti settori non ruotati, in un quadro di riattivazioni e fuori sequenze ipotizzate anche a scala regionale.

Nella presente nota vengono analizzate:

a) la geometria e la cinematica delle strutture del sistema a *thrust* umbro-marchigiano, allo scopo di vincolarne stile tettonico, modi e tempi di sviluppo;

b) la geometria e la cinematica delle strutture distensive allo scopo di costruire un modello estensionale.

I suddetti elementi hanno consentito di ipotizzare una relazione cinematica tra la tettonica compressiva e quella distensiva, nel contesto di un modello geodinamico di valenza regionale.

LE PRINCIPALI UNITÀ TETTONICHE DEL SISTEMA A THRUST UMBRO-MARCHIGIANO

Il sistema a *thrust* umbro-marchigiano si è sviluppato durante il Neogene e comprende un insieme di unità tettoniche, sovrapposte secondo una principale vergenza nord-orientale e definite da sovrascorrimenti per lo più arcuati a convessità adriatica. La geometria arcuata è particolarmente evidente nelle unità della dorsale appenninica umbro-marchigiano-sabina (unità appenniniche); qui infatti il sovrascorrimento frontale Olevano - Antrodoco - M.ti Sibillini (OAMS), che definisce l'unità dei M.ti Sibillini - M.ti Prenestini, ha un andamento NW-SE nel tratto settentrionale e NNE-

SSW e N-S in quello meridionale. In particolare, in quest'ultimo tratto (rampa obliqua in BALLY *et alii*, 1986 e CALAMITA & DEIANA, 1988) si riconoscono diversi piani di sovrascorrimento, costituenti un complesso fronte transpressivo destro a basso angolo che, verso nord, si diramano individuando distinti elementi strutturali minori.

Andamento arcuato concentrico a quest'ultimo hanno anche i sovrascorrimenti più interni della dorsale in parola, da quello della Valnerina a quello di M. Nerone - M. Serano - M.ti Sabini che definiscono altrettante unità tettoniche (Fig. 3).

Nel preappennino umbro si riconoscono l'unità narnese-amerina, le unità dei M.ti Martani, M. Subasio e Gubbio, che non sono seguibili con continuità in relazione anche alla diffusione dei depositi plio-pleistocenici di riempimento delle depressioni generate dalla tettonica distensiva. In particolare l'unità narnese-amerina è definita da un sovrascorrimento a direzione NW-SE, nettamente discordante rispetto all'andamento meridiano delle pieghe e dei sovrascorrimenti del suo *footwall* e della più orientale unità sabina. La sua prosecuzione meridionale è stata ipotizzata nelle unità superiori dei M.ti Lucretili, mentre verso NW è stata estrapolata fino alla struttura di M. Peglia (CALAMITA *et alii*, 1994c), affiorante in finestra tettonica al di sotto dell'unità del Cervarola (DAMIANI *et alii*, 1993). Detta struttura, assieme a quelle dei Massicci perugini, è attribuita da DEIANA & PIALI (1994) all'arco più interno (Umbria occidentale) dell'Appennino umbro-marchigiano.

Le pieghe e i sovrascorrimenti delle minori unità dei M.ti Martani e del M. Subasio mostrano anch'essi un andamento arcuato e non è escluso che, assieme all'unità di Gubbio, possano raccordarsi al *thrust* frontale del preappennino. Questo a nord di Foligno accavalla il preappennino stesso sull'unità appenninica più interna (DE FEYTER, 1991). A sud di Foligno, tra il preappennino umbro e l'Appennino si riconosce la zona di faglia ad alto angolo, con immersione orientale, di Battiferro - Cottanello, a cinematica da transpressiva destra a trascorrente destra, che realizza, nell'ambito di una struttura triangolare, la chiusura del sovrascorrimento dei M.ti Martani (CALAMITA & PIERRANTONI, 1992, 1994). Tale motivo è descritto come "Faglia sabina" in ALFONSI *et alii*, (1991) ed interpretato come trascorrente destra di significato profondo.

Nell'area esterna il sovrascorrimento OAMS accavalla l'unità M.ti Sibillini - M.ti Prenestini, a sud sulle unità dell'Appennino laziale-abruzzese (ad andamento NW-SE) ed a nord su quella più occidentale del preappennino (unità della Laga), le cui strutture interne (pieghe e sovrascorrimenti) verso sud scompaiono sotto il tratto E-W del fronte arcuato del Gran Sasso (*thrust* frontale delle unità laziali-abruzzesi).

Lungo la fascia costiera il sovrascorrimento più esterno affiorante è il sovrascorrimento di Teramo (BIGI *et alii*, presente volume) che, con andamento N-S, accavalla l'unità della Laga su quella del Cellino (Fig. 3).

Ancora più ad oriente gli elementi della catena sono ricoperti in discordanza dai depositi del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore nel tratto marchigiano-abruzzese (PATACCA *et alii*, 1991; CINQUE *et alii*, 1993; BIGI *et alii*, 1994; BIGI *et alii*, presente volume) e dal Pleistocene inferiore (sequenza Q in ORI *et alii*, 1991) nell'*off-shore* anconetano.

⁽¹⁾Dette discontinuità hanno controllato la distribuzione delle facies tra piattaforma carbonatica e bacino pelagico e all'interno dei due paleodomini durante il Mesozoico (PAROTTO & PRATURLON, 1975; CASTELLARIN *et alii*, 1978; CHIOCCHINI *et alii*, 1982).

Rapporti geometrici tra le unità umbro-marchigiane e laziali abruzzesi

Allo scopo di definire i tempi e i modi di strutturazione dell'edificio a *thrust* umbro-marchigiano, ne vengono qui esaminati i rapporti con quello laziale-abruzzese in due aree campione. La prima è rappresentata dalla zona a cavallo del sovrascorrimento OAMS nel tratto a nord di Antrodoco. Qui l'unità dei M.ti Sibillini si sovrappone sia a quelle laziali-abruzzesi che all'unità della Laga (Fig. 3). I rapporti dell'unità dei M.ti Sibillini con il *thrust* del Gran Sasso sono diversamente interpretati: quest'ultimo potrebbe essere radicato ad occidente di M.S. Franco (GHISSETTI & VEZZANI, 1991), oppure proseguire ad oriente del sovrascorrimento OAMS (BIGI *et alii*, 1991) o continuare al di sotto di quest'ultimo (PATACCA *et alii*, 1991).

In questo settore il sovrascorrimento OAMS, con direzione NNE-SSW, decapita le strutture ad andamento NW-SE del *footwall* (CALAMITA *et alii*, 1987), realizzando una generale delaminazione della successione oligo-miocenica nell'ambito di una zona triangolare ancora osservabile nel tratto più settentrionale (a N del Chienti), ad andamento appenninico, del fronte (CALAMITA, 1990): ciò spiega la mancanza della successione miocenica o di parte di essa nel letto del sovrascorrimento⁽²⁾. La polifasicità della deformazione lungo il sovrascorrimento OAMS, d'altra parte, è già stata evidenziata da PAROTTO & PRATURLON (1975), SALVINI & VITTORI, 1982; CALAMITA & DEIANA, (1981/2).

La seconda area campione è rappresentata dal tratto E-W del sovrascorrimento del Gran Sasso: questo accavalla l'unità omonima, coinvolta in pieghe e sovrascorrimenti ad andamento E-W, su un *footwall* già strutturato ad assi meridiani, appartenente all'unità della Laga (GHISSETTI & VEZZANI, 1990). Locali motivi di retroscorrimento determinano la chiusura, nell'ambito di strutture triangolari, del fronte (RIDOLFI, 1993; GHISSETTI *et alii*, 1994).

Nei suddetti sovrascorrimenti (come d'altro canto nella maggior parte dei sovrascorrimenti umbro-marchigiani) la parte frontale dell'unità di tetto è, in genere, costituita dal fianco esterno di una anticlinale rovesciata. Tra l'unità di tetto e quella di letto, inoltre, si interpongono scaglie tettoniche di dimensioni fino a chilometriche, costituite da successioni normali e/o rovescie. Per quanto riguarda queste ultime, è possibile una loro provenienza anche dall'unità di letto, considerando che la definitiva messa in posto dei *thrust-sheets* è avvenuta su un *footwall* già strutturato.

Tenendo conto che analoghe relazioni geometriche e motivi di riattivazione sono stati riconosciuti in diverse aree (DECANDIA & GIANNINI, 1977 e DECANDIA, 1982, nell'area di Spoleto; CALAMITA *et alii*, 1981, per quanto riguarda i M.ti Sibillini; COSENTINO, 1986, nell'area dei M.ti Lucretili; COSENTINO & PAROTTO, 1991 nella Sabina; CIPOLLARI & COSENTINO, 1991, per la linea Olevano - Antrodoco; DE FEYTER, 1991, per il preappennino umbro; CALAMITA *et alii*, 1994c, per il settore umbro-sabino; CORRADO, 1995, per il settore meridionale della linea Olevano - Antrodoco), è verosimile considerare che a scala regionale la costruzione della catena umbro-marchigiana sia avvenuta anche at-

traverso la riattivazione e/o lo sviluppo fuori sequenza dei sovrascorrimenti.

MODALITA' E TEMPI DELLA STRUTTURAZIONE

I depositi terrigeni sinorogenici coinvolti nei sovrascorrimenti neogenici umbro-marchigiani (*Formazione marnoso-arenacea*, torbiditi silico-clastiche intrappenniniche, *Formazione della Laga*, *Formazione del Cellino*) sono via via più recenti verso E (Burdigaliano *p.p.* - Pliocene inferiore) e testimoniano la progressiva migrazione verso l'avampaese della avanfossa e della retrostante catena (RICCI LUCCHI, 1986; BOCCALETTI *et alii*, 1986; CIPOLLARI & COSENTINO, 1991, 1994).

Per quanto riguarda l'Umbria occidentale (Massicci perugini e M. Peglia) e il preappennino umbro, la strutturazione della catena è riferita al Tortoniano da DEIANA & PIALLI (1994). CIPOLLARI *et alii* (1995) ritengono, invece, che il coinvolgimento in catena del preappennino sia riferibile al Serravalliano medio-superiore.

Sulla base dei rapporti geometrici tra le strutture del preappennino e quelle appenniniche, CALAMITA *et alii* (1994) evidenziano fenomeni di riattivazione, in particolare per quanto riguarda la struttura narnese-amerina, che attribuiscono al Messiniano superiore - Pliocene inferiore.

COSENTINO *et alii* (in stampa) attribuiscono al Serravalliano medio la *Formazione di Belvedere*, discordante sul substrato cretaceo-paleogenico, a sua volta coinvolta nel sovrascorrimento di Spoleto (DECANDIA & GIANNINI, 1977) che costituisce, probabilmente, un tratto del sovrascorrimento M. Nerone - M.ti Sabini. Ciò consente di riferire al Serravalliano *p.p.* l'inizio della strutturazione del settore appenninico interno e a tempi post-Serravalliano medio la messa in posto del sovrascorrimento in parola. I rapporti geometrici tra l'unità di tetto e quella di letto, lungo quest'ultima struttura, evidenziano un fenomeno di riattivazione attribuito da CALAMITA *et alii* (1994c) al Messiniano superiore - Pliocene inferiore.

Relativamente alle unità appenniniche più esterne ed a quelle del pedeappennino, dalla figura 4, dove è riportata la distribuzione delle torbiditi di avanfossa, si rileva che:

a) l'unità del Gran Sasso si è sviluppata nell'ambito della avanfossa messiniana a partire dal Messiniano superiore, come dimostrano la presenza, sia nell'unità di tetto che in quella di letto, di sedimenti messiniani nonché i depositi tardo-messiniani di bacino satellite che sigillano alcuni contatti tettonici tra gli elementi della catena (*Conglomerati di Rigopiano* in ADAMOLI *et alii*, 1981; *Conglomerati di M. Coppe* in GHISSETTI & VEZZANI, 1986).

b) Il sovrascorrimento OAMS, nel settore dei M.ti Sibillini, ha al tetto depositi di una avanfossa sviluppatasi nel Tortoniano medio-superiore (BOCCALETTI *et alii*, 1986) e, al letto, quelli dell'avanfossa messiniana (*Formazione della Laga*). Nel suo tratto meridionale, invece, sia a tetto che a letto si rinvengono terreni delle avanfosse tortoniana e messiniana (CIPOLLARI & COSENTINO, 1991).

Partendo da quest'ultimo elemento, dall'età e dalla distribuzione delle avanfosse del Tortoniano superiore e del Messiniano nell'Appennino umbro-marchigiano e in quello laziale-abruzzese, e considerando la strut-

⁽²⁾Questa mancanza è attribuita da KOOPMAN (1983) al solo scollamento della successione suddetta lungo il *flat* superiore del sovrascorrimento dei M.ti Sibillini.

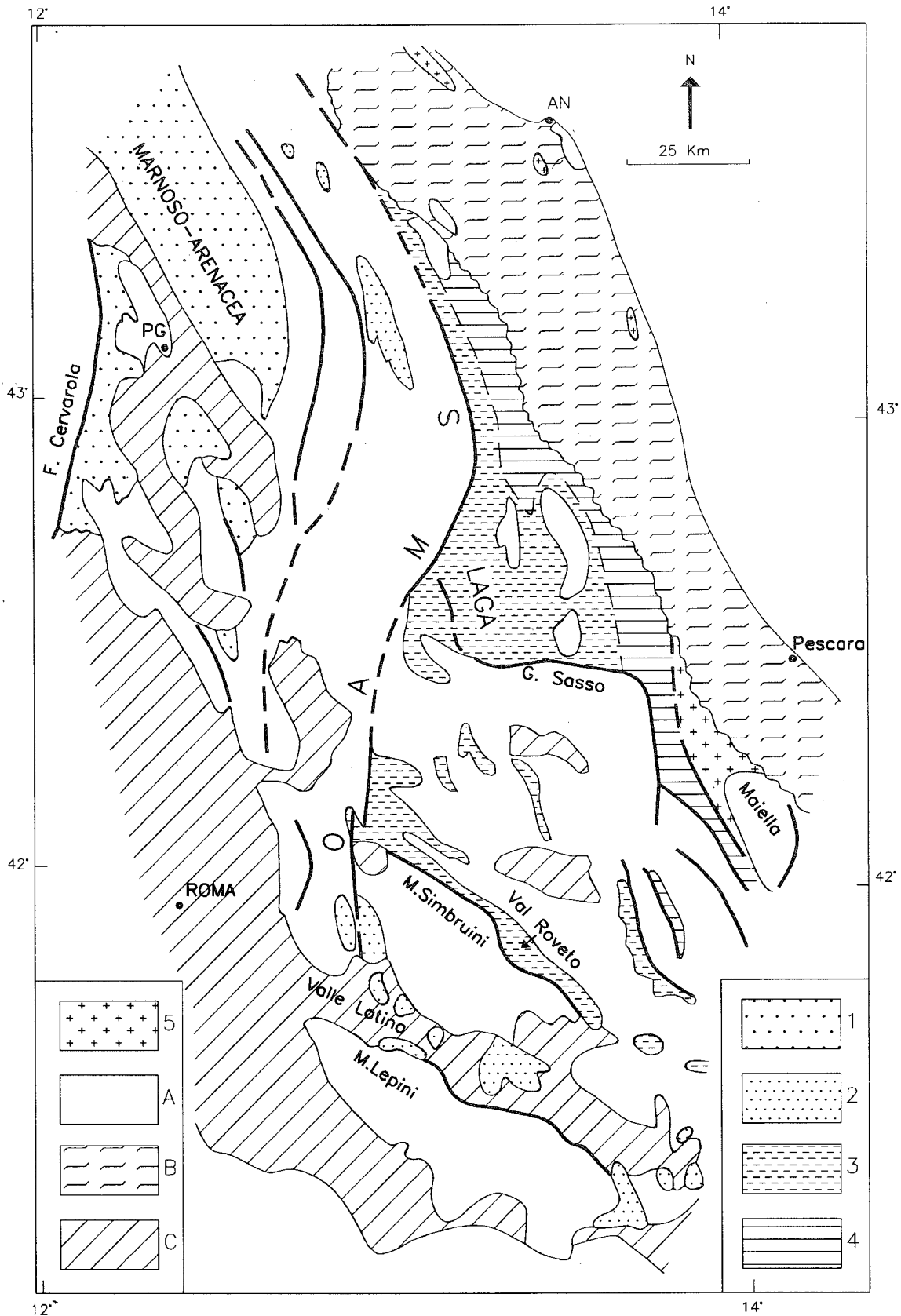


Fig. 4 - Distribuzione dei depositi di avanfossa nell'Appennino centro-settentrionale tra il Fronte dell'unità Falterona - Trasimeno e la Maiella.

1) *Formazione marnoso-arenacea* (Burdigaliano *p.p.* - Tortoniano inferiore); 2) *Arenarie di Camerino* (Tortoniano medio *p.p.* - Messiniano inferiore) e *Arenarie di Frosinone* (Valle Latina) (Tortoniano superiore); 3) Torbiditi messiniani pre-evaporitiche; 4) Torbiditi messiniani post-evaporitiche; 5) Torbiditi del Pliocene inferiore; A) successioni carbonatiche umbromarchigiane e laziale-abruzzesi (Trias superiore - Miocene *p.p.*); B) successione del Pliocene inferiore *p.p.* - Pleistocene inferiore, discordante sulle unità esterne della catena; C) depositi plio-quadernari, marini o continentali, post-orogenici e vulcanici della provincia laziale.

turazione della catena in un contesto di riattivazione dei *thrust* e di sviluppo di motivi fuori sequenza, viene proposta l'evoluzione deformativa schematizzata nelle figure 5A e 5B.

Detta evoluzione è inizialmente caratterizzata dal regolare sviluppo da W verso E, delle avanfosse (Fig. 5A) sul fronte dei coevi settori di catena, secondo una geometria arcuata a scala regionale in cui i fronti, a *trend* N-S, hanno il significato di rampe oblique (KOOPMAN, 1983; BALLY *et alii*, 1986; CALAMITA & DEIANA, 1988; CALAMITA, 1990). L'inizio della strutturazione è spesso documentato dalla presenza di depositi di bacino satellite, discordanti. Significative sono così le discontinuità tra la *Formazione gessoso-solfifera* e i sottostanti sedimenti tortoniani nei bacini intrappenninici umbro-marchigiani (CENTAMORE *et alii*, 1978) e i contatti discordanti tra le *Arenarie di Torrice* e la più antica *Formazione di Frosinone* (Tortoniano superiore) nella Valle Latina (CIPOLLARI & COSENTINO, 1993), per quanto riguarda l'evoluzione della catena nel Messiniano inferiore. Relativamente alla strutturazione della catena del Gran Sasso importanti sono, come si è visto, i *Conglomerati di M. Coppe*, mentre l'iniziale deformazione dell'unità della Laga può essere riferita alla fine del Messiniano sulla base dell'età infrapliocenica delle *Marne del Vomano*, interpretate come depositi di bacino satellite (BIGI *et alii*, 1991) che chiudono la sedimentazione di avanfossa.

Durante i momenti di riattivazione (Fig. 5B) si sviluppano anche nuovi sovrascorrimenti che interconnettono fronti della catena aventi diversa età di prima strutturazione: relativamente al *thrust* OAMS (Fig. 5B), il suo tratto meridionale può assumere il significato di una nuova rampa obliqua, sviluppata in fuori sequenza (controllata da discontinuità preesistenti), che raccorda il fronte settentrionale della catena messiniana con un fronte più interno, quindi più antico, ricercabile verso sud a partire dal fronte tortoniano dei Monti Lepini - Ausoni - Aurunci. In questo tratto, pertanto, il sovrascorrimento in parola avrebbe una minore entità di trasporto tettonico rispetto al tratto più settentrionale, avendo agito solo durante la fase di riattivazione: una non rilevante entità di raccorciamento è stata invocata anche da CIPOLLARI & COSENTINO (1991) che documentano una riattivazione post-messiniana per la linea Olevano - Antrodoco.

Va inoltre tenuto conto che, fatta eccezione per il sovrascorrimento della Maiella, per quello di Teramo e per le strutture interne dell'unità della Laga (Acquasanta - Cingoli e M. na dei Fiori), chiuse rispettivamente dai depositi del Pliocene superiore *p.p.*, del Pliocene medio e del Pliocene inferiore sommitale (CALAMITA *et alii*, 1989; 1990), non si hanno per gli altri sovrascorrimenti depositi che ne chiudono l'attività. Pertanto i tempi di riattivazione sono dedotti essenzialmente dai rapporti geometrici.

In particolare, la definitiva messa in posto dell'unità del Gran Sasso sull'unità della Laga già strutturata è successiva al Pliocene inferiore, come dimostra anche la deformazione degli infrapliocenici *Conglomerati di Rigopiano* (GHISSETTI & VEZZANI, 1990; CENTAMORE *et alii*, 1990) discordanti sia sull'unità del Gran Sasso che su quella della Laga. Essa è attribuita da GHISSETTI & VEZZANI (1991) al Pliocene medio-superiore. Più problematica è l'età della definitiva messa in posto, in questo settore, dell'unità dei M. ti Sibillini in relazione ai discussi rapporti con il sovrascorrimento frontale del

Gran Sasso. Nell'ipotesi, più verosimile, che quest'ultimo continui al di sotto della prima, allora l'età di ultima riattivazione del sovrascorrimento OAMS sarebbe posteriore a quella del Gran Sasso (Pliocene superiore?); diversamente non è escluso che possa essere più antica: sicuramente post-messiniana, come ipotizzato da CIPOLLARI & COSENTINO (1991) per il settore più meridionale e probabilmente riferibile al Pliocene inferiore-medio (CALAMITA *et alii*, 1994)⁽³⁾.

TETTONICA ESTENSIONALE

Faglie normali plio-quadernarie, ad andamento NW-SE e NNW-SSE, via via più recenti verso est, dislocano le strutture della catena (ELTER *et alii*, 1975). I rapporti geometrici tra queste faglie e i piani di sovrascorrimento sono ben osservabili, in affioramento, nella dorsale appenninica, in particolare nei tratti dove i piani di sovrascorrimento hanno andamento meridiano o E-W, quindi obliquo al *trend* delle faglie normali le quali, pertanto, li intersecano.

Qui le faglie in parola sono organizzate in "fasci" che individuano blocchi ribassati via via verso SW con rigetti massimi attorno a 1500 m, sui quali si sviluppano locali depressioni a sedimentazione quaternaria continentale. Il loro *pattern* di affioramento è diverso da un *thrust-sheet* all'altro, con interruzione delle faglie a rigetto maggiore in prossimità delle tracce dei piani di sovrascorrimento. Faglie a minor rigetto si seguono, invece, con continuità attraverso diversi *thrust-sheets* ed evidenze morfostrutturali ne suggeriscono una attività anche olocenica (CALAMITA *et alii*, 1992; CALAMITA & PIZZI, 1992; CALAMITA *et alii*, 1994b; BIGI *et alii*, 1994). CALAMITA & PIZZI (1993) considerano le ultime strutture sismogenetiche ed estrapolabili in profondità (sulla base dei dati sismologici relativi al terremoto di Norcia del 1979) a tutto il settore fragile della crosta (10-15 Km).

Gli elementi suddetti hanno vincolato un modello estensionale (CALAMITA & PIZZI, 1992) che prevede l'estensione di settori crostali via via più profondi fino ad interessare tutto lo spessore fragile, attraverso faglie ad alto angolo, immergenti a SW, che si raccordano a faglie di *detachment* rappresentate dall'inversione dei precedenti piani di accavallamento (BALLY *et alii*, 1986). L'estensione calcolata (CALAMITA & PIZZI, 1992) è circa del 10%.

Nel preappennino umbro si riconoscono importanti faglie normali ad alto angolo, immergenti a WSW, che individuano depressioni tettoniche di estensione regionale, a sedimentazione plio-quadernaria continentale a NE della dorsale narnese-amerina (Valle Umbra, Val Tiberina)⁽⁴⁾, e pliocenica marina a SW di quest'ultimo elemento (AMBROSETTI *et alii*, 1978). In particolare i dati

⁽³⁾CALAMITA *et alii* (1990) hanno riferito al Messiniano superiore - Pliocene inferiore (zona a *G. margaritae* e *G. puncticulata*) la principale attività del sovrascorrimento dei M. ti Sibillini nelle Marche settentrionali (area M. S. Vicino-Cingoli). Qui alla riattivazione in parola può essere dovuto l'assetto monoclinale, a debole pendenza verso NE, della successione del Pliocene inferiore, discordante sugli elementi della catena.

⁽⁴⁾Queste due depressioni, verso meridione si interrompono in corrispondenza della dorsale appenninica caratterizzata da strutture compressive (pieghe e sovrascorrimenti) ad andamento N-S. Ciò fa supporre un loro confinamento nelle unità di tetto di detti sovrascorrimenti, i quali risulterebbero pertanto invertiti durante la tettonica estensiva, trasferendo l'estensione a faglie ubicate più a sud (Valle Latina?).

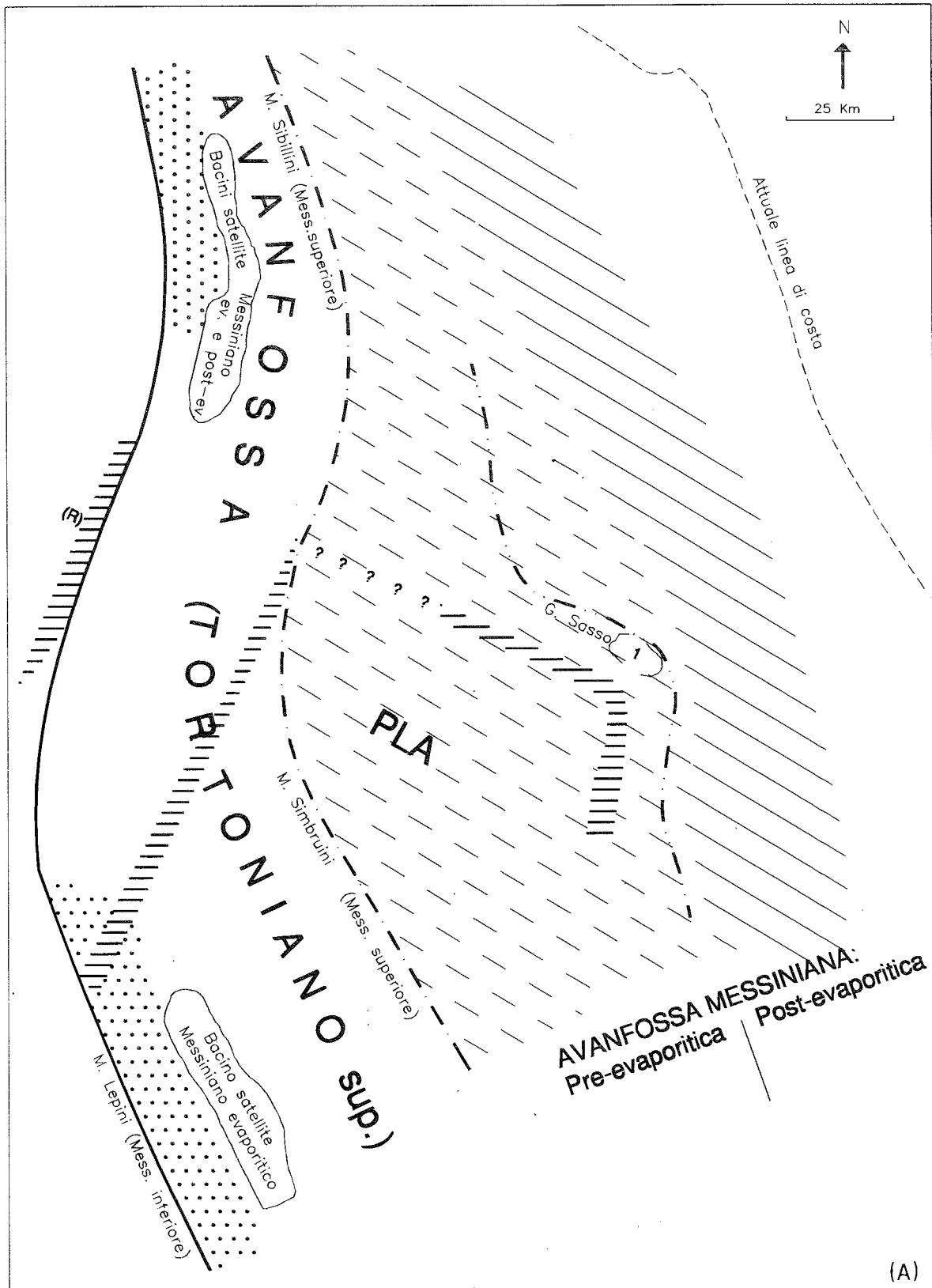
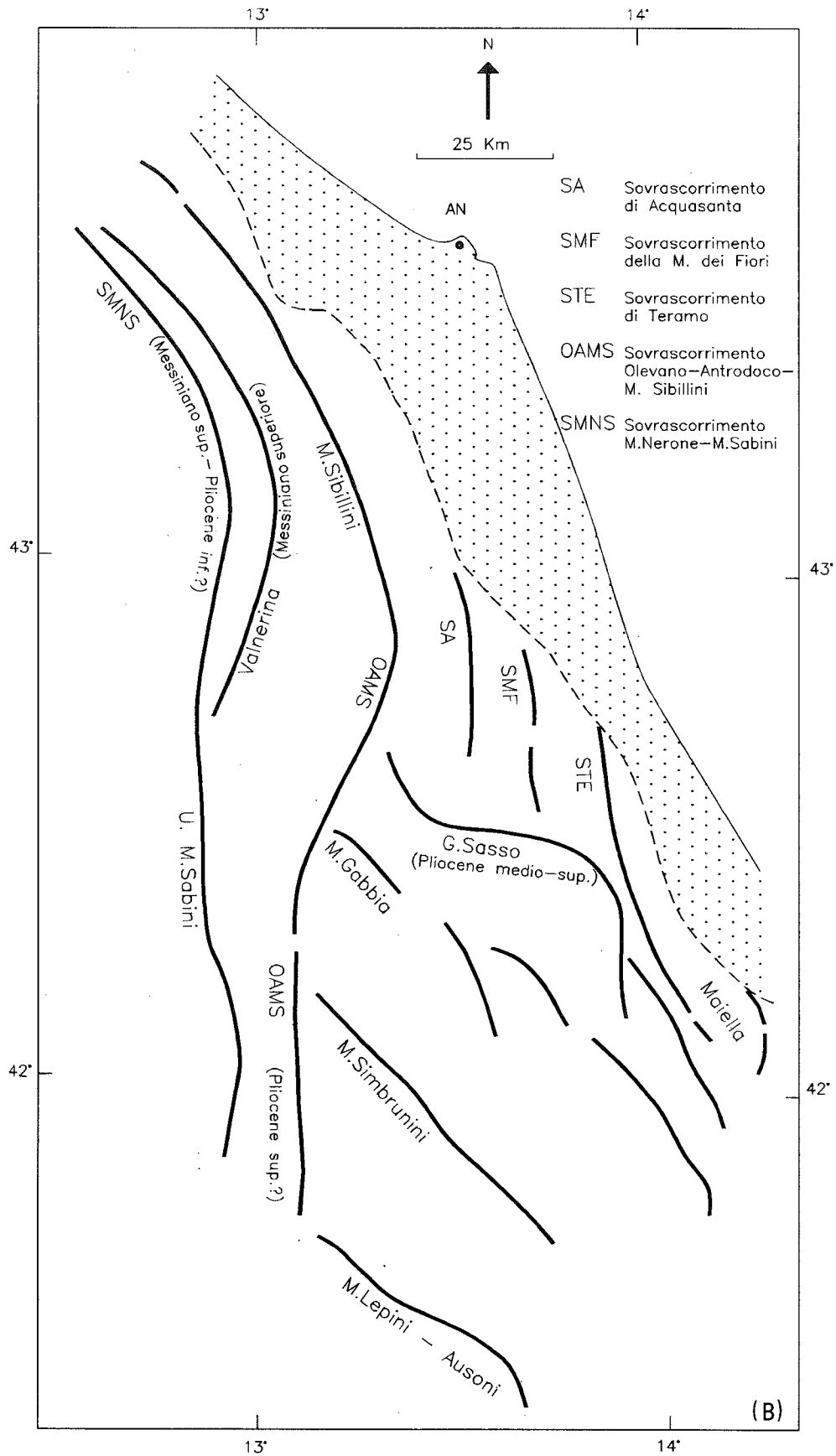


Fig. 5 - Evoluzione deformativa dell'area umbro-marchigiana e laziale-abruzzese dal Tortoniano superiore al Pliocene medio-superiore.

— In A è sinteticamente schematizzato lo sviluppo da W a E delle avanfosse del Tortoniano superiore, Messiniano pre-evaporitico e Messiniano post-evaporitico, sul fronte dei coevi settori di catena, per i quali è indicata la probabile età di inizio di accavallamento sull'antistante avanfossa.

In "tratteggio" sono indicati i limiti di *facies* tra la piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (PLA) e l'area di transizione sabina ad W e del Gran Sasso a N; ancora più ad W è indicato il limite di *facies* durante il Cretacico superiore (R) tra la *Scaglia* umbro-settentrionale e quella umbro-meridionale (Renz, 1951; Decandia, 1982). Detti limiti corrispondono a paleodiscontinuità che hanno controllato la geometria delle rampe oblique dei sovrascorrimenti sia durante il loro sviluppo in sequenza, sia durante le riattivazioni (e/o fuori sequenza). 1 = bacini satelliti del Messiniano superiore.



— In B è schematizzata la strutturazione dal Messiniano superiore - Pliocene inferiore al Pliocene medio-superiore, caratterizzata dallo sviluppo in sequenza delle strutture esterne di Acquasanta, M. na dei Fiori, Teramo e Maiella e dalla riattivazione (e/o fuori sequenza) dei sovrascorrimenti più interni: sovrascorrimento di M. Nerone - M. ti Sabini (Messiniano superiore - Pliocene inferiore?); sovrascorrimento OAMS (Pliocene superiore?); sovrascorrimento dell'unità del Gran Sasso (Pliocene medio-superiore). Con il puntinato è indicata la successione del Pliocene inferiore *p.p.* - Pleistocene inferiore della fascia periadriatica.

geofisici dell'area di Gubbio consentono di estrapolare fino a circa 8 Km di profondità la faglia normale della struttura eugubina raccordata, secondo una geometria listrica, a un *detachment* anche qui rappresentato da un precedente piano di sovrascorrimento (MENICETTI & MINELLI, 1991). Secondo KELLER *et alii* (1994) detto *detachment* costituisce un motivo distensivo di significato crostale.

Nell'Umbria occidentale (Massicci perugini) sono presenti faglie normali a basso angolo, immergenti a NE, che realizzano il contatto tettonico della *Formazione marnoso-arenacea* con le *Anidriti di Burano*, come evidenziato dal Pozzo S. Donato (MINELLI & MENICETTI, 1990; BROZZETTI, 1995)⁽⁵⁾. Esse sono raccodate a un *detachment*, ubicato alla base della successione umbro-marchigiana, che verso est termina sulla faglia normale di Gubbio (KELLER *et alii*, 1994).

L'inizio della attività delle faglie normali è un problema aperto; infatti accanto alla "tradizionale" interpretazione della genesi dei bacini neogenico-quadernari delle aree interne dell'Appennino settentrionale, come diretta espressione della tettonica distensiva, alcuni Autori ora considerano molti di questi bacini legati a regimi compressivi (BOCCALETTI *et alii*, 1995 *cum bibliografia*; CALAMITA *et alii*, 1995). D'altro canto, lavori recenti relativi alla zona assiale della catena (CELLO *et alii*, 1995) suggeriscono un possibile legame tra i bacini intramontani recenti del settore umbro-marchigiano-abruzzese e processi tettonici di tipo trascorrente. Inoltre, incerto è anche il significato tettonico delle faglie normali limitate a settori pellicolari dell'edificio strutturale. Infatti questo fagliamento pellicolare - interpretato come il risentimento più esterno della tettonica distensiva in relazione a faglie di *detachment* che invertano i sovrascorrimenti più superficiali (CALAMITA & PIZZI, 1992) - può a luoghi essere considerato contemporaneo all'attività dei fronti di sovrascorrimento che abbiano forte elevazione morfostrutturale (D'AGOSTINO & TOZZI, 1995) e/o dovuto a fenomeni gravitativi che possono generare anche la riattivazione tardiva di sovrascorrimenti ormai inattivi. In questo contesto le riattivazioni tardive dei *thrusts* possono non essere indicative di tettonica compressiva, così come estensioni pellicolari possono non essere connesse a tettonica estensionale.

In definitiva il settore crostale umbro-marchigiano è interessato, per tutto lo spessore fragile (10-15 Km), da faglie normali immergenti a W, responsabili dell'attività sismica dell'area che, nella dorsale appenninica, è caratterizzata da meccanismi focali distensivi e transtensivi (SCARPA, 1990; BROZZETTI & LAVECCHIA, 1994)).

Nell'area periadriatica (Porto San Giorgio), invece, meccanismi focali inversi (RIGUZZI *et alii*, 1989) evidenziano l'attività attuale dei *thrusts*.

Al di sotto della dorsale appenninica è documentata una attività sismica di natura compressiva fino a una profondità di circa 90 Km (AMATO & SELVAGGI, 1991); pertanto qui sono presenti, sulla stessa verticale, due distinte zone sismogenetiche, una superiore distensiva-transtensiva e una inferiore legata a sforzi

⁽⁵⁾Altri esempi di faglie di questo tipo provengono dalla catena narnese-amerina (CALAMITA *et alii*, presente volume) e dall'area del Gran Sasso (D'AGOSTINO & TOZZI, 1995).

compressivi (LAVECCHIA *et alii*, 1994; ALVAREZ *et alii*, 1995).

Nella più occidentale area toscana, durante l'ultima fase (Pliocene - Attuale) dell'attività distensiva, si sviluppano faglie dirette che si orizzontalizzano in corrispondenza del passaggio fra il dominio fragile e quello duttile, segnato da una zona di taglio (delimitata al tetto dall'orizzonte K) che si approfondisce via via verso oriente (BALDI *et alii*, 1994 *cum bibliografia*).

KELLER *et alii* (1994) riconoscono nel Tirreno settentrionale - Appennino settentrionale un dominio interno con faglie estensionali principali immergenti ad E e un dominio esterno con faglie principali immergenti a W: la Toscana rappresenta la zona di cambiamento di polarità con le faglie maggiori immergenti a W.

Nel settore nord-occidentale dell'Appennino settentrionale COLI (1990) e COLI *et alii* (1991) ipotizzano un modello estensionale che prevede faglie principali e *shear zones* intracrostali est-immergenti.

Per la stessa area, CASTELLARIN *et alii* (1992) propongono una connessione tra le strutture estensionali est-immergenti e il sistema di embricazione frontale, stabilendo in tal modo un collegamento cinematico tra l'area tettonica sorgente del Tirreno e della Toscana con quella di accumulo a NE.

Secondo MELETTI *et alii* (1995) i rigetti delle faglie distensive, sia W che E-immergenti, che bordano i *graben* intrappenninici sarebbero interamente compensati all'interno della pila di coltri sovrastante il sovrascorrimento basale del sistema a *thrust* adriatico.

DISCUSSIONE

Il sistema a *thrust* neogenico umbro-marchigiano è costituito da unità tettoniche impilate secondo una principale vergenza nord-orientale. Caratteristici sono la geometria arcuata, a convessità adriatica, dei principali sovrascorrimenti e i differenti andamenti strutturali tra le unità sovrapposte.

Sulla base dei rapporti geometrici delle principali unità e dell'età dei depositi di avanfossa e di bacino satellite, emerge una iniziale strutturazione in sequenza dal Serravalliano *p.p.* al Pliocene superiore - Pleistocene inferiore (che si accompagna alla migrazione dell'avanfossa), complicata dalla riattivazione dei sovrascorrimenti o dal loro sviluppo fuori sequenza.

PONZIANI *et alii* (1994), in seguito alla revisione dei profili sismici a rifrazione relativi alla campagna del 1978, hanno documentato il coinvolgimento del basamento nella catena umbro-marchigiana (già ipotizzata da LAVECCHIA *et alii*, 1987) interpretando il salto della Moho al di sotto del Tevere come un raddoppio litosferico. Sulla base di questi dati è possibile ipotizzare che la strutturazione di questo settore dell'Appennino si sia realizzata attraverso una deformazione asimmetrica, tramite sovrascorrimenti che individuano verso l'interno grosse scaglie crostali con *trend* arcuato a scala regionale (in relazione probabilmente ad importanti discontinuità che hanno controllato le rampe oblique⁽⁶⁾), mentre verso l'esterno scollano e accavallano la copertura sedimentaria, generando *thrust-sheets* con geometrie arcuate fortemente complesse, in relazione alle di-

⁽⁶⁾RAU (1991) interpreta in questo modo la geometria arcuata della dorsale metamorfica medio toscana.

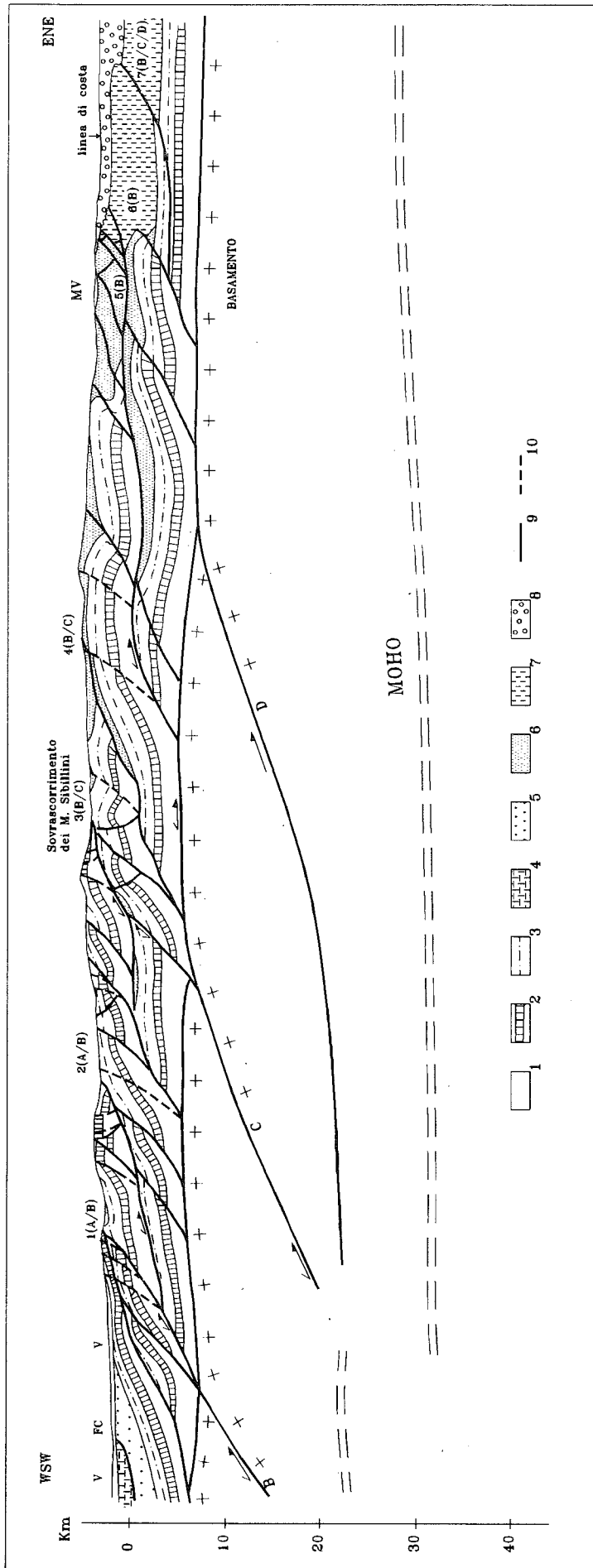


Fig. 6 - Sezione geologica schematica dal Fronte del Cervarola (FC) alla costa adriatica, costruita utilizzando uno stile tettonico che prevede il coinvolgimento del basamento, come evidenziato da PONZIANI *et alii* (1994) e mettendo in relazione le riattivazioni dei sovrascorrimenti della copertura e/o il loro sviluppo in fuori sequenza, alla migrazione in sequenza dei sovrascorrimenti nel basamento. La profondità del basamento è vincolata nelle aree esterne dalla profondità della base del Pliocene inferiore (BIRI *et alii*, 1990), mentre nelle aree interne si è fatto riferimento ai dati di PONZIANI *et alii* (1994).

1 = *Anidriti di Burano* e, nelle zone interne, Verrucano (Trias medio-superiore); 2 = *Calcare massiccio e Calcari e marne a Rhaetavivula contorta* (Trias superiore - Lias inferiore); 3 = Successione pelagica ed emipelagica umbro-marchigiana (Lias medio - Miocene superiore); 4 = Unità Falterona - Trasimeno (*Scisti policromi e Arenarie del Trasimeno sensu DAMIANI et alii*, 1983; Eocene inferiore - Miocene inferiore); 5 = *Formazione Martoso-arenacea* (Burdigaliano *p.p.* - Tortoniano inferiore); 6) Torbiditi silicoclastiche messiniane; 7) Depositi torbiditici del Pliocene inferiore (MV = *Marne del Vomano*); 8) Successione del Pliocene medio-Quaternario; 9) Sovrascorrimenti: la doppia freccia indica l'inversione dei piani di sovrascorrimento; 10) Faglie normali; v = Liguridi (?), depositi marini e continentali del Pliocene *p.p.*-Quaternario, vulcaniti quaternarie.

1 = sovrascorrimento dell'unità narnese-amerina; 2 = sovrascorrimento dell'unità dei M. ti Sabini; 3 = sovrascorrimento Olevano - Antrodoco - M. ti Sibillini (OAMS); 4) = sovrascorrimento dell'unità del Gran Sasso; 5 = sovrascorrimento dell'unità della Laga; 6 e 7 = sovrascorrimenti delle strutture costiere.

Le lettere A.....D indicano gli intervalli di attività dei sovrascorrimenti nel basamento ai quali corrispondono l'attivazione, la riattivazione e/o lo sviluppo fuori sequenza (doppia o tripla lettera) dei sovrascorrimenti nella copertura: A = Serravalliano - Tortoniano; B = Messiniano *p.p.* - Pliocene inferiore; C = Pliocene medio-superiore *p.p.*; D = Pliocene superiore *p.p.* - Quaternario (?).

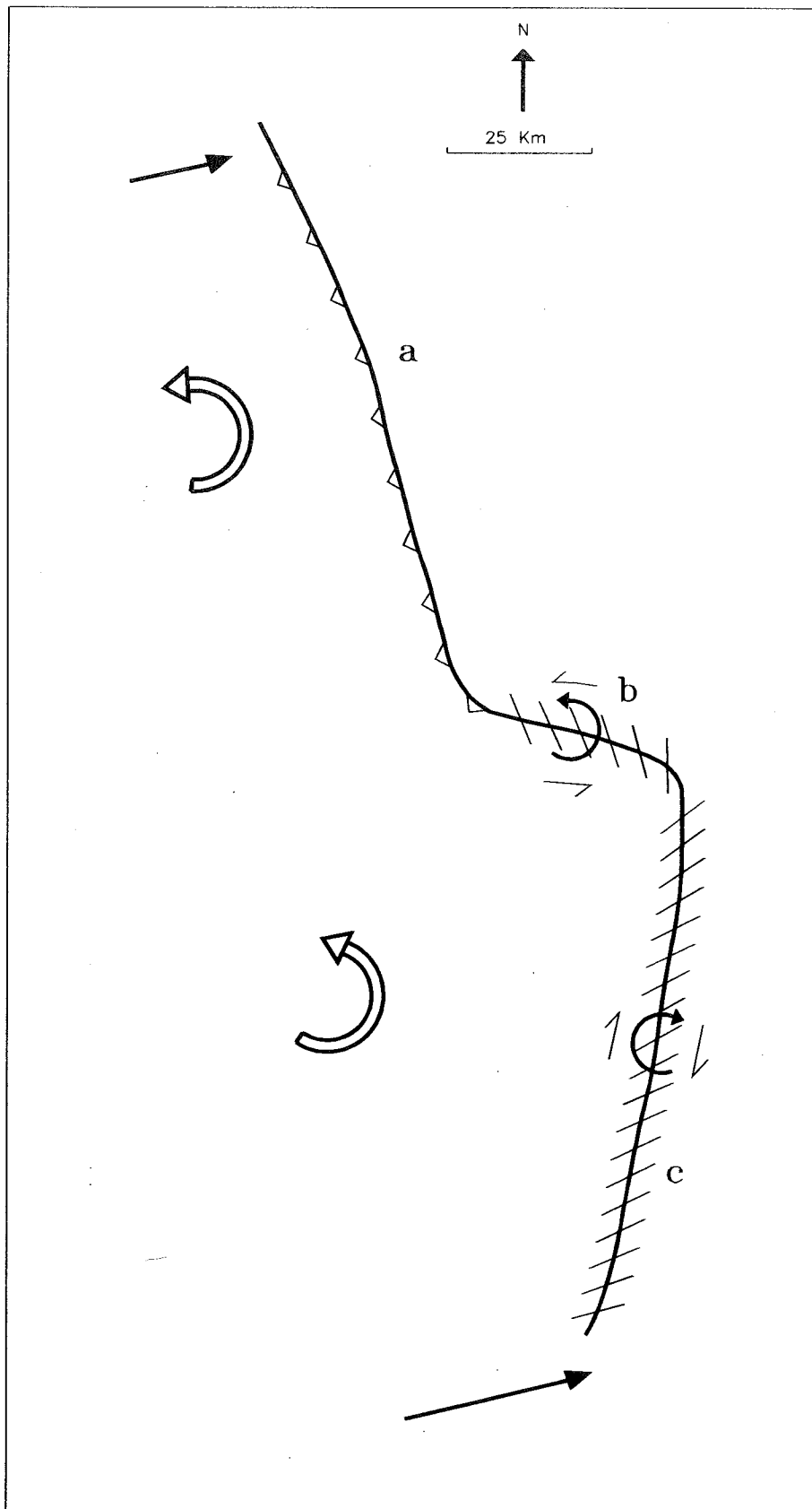


Fig. 7 - Schema mostrandole principali componenti di rotazione su assi verticali/subverticali connesse alla roto-traslazione verso ENE di un *thrust-sheet* su di un piano di sovrascorrimento caratterizzato da rampe frontali (a), oblique sinistre (b) e destre (c). La freccia piú grande indica la rotazione antioraria connessa alla roto-traslazione del *thrust-sheet*, mentre le frecce minori rappresentano le rotazioni orarie e antiorarie generate per deformazione transpressiva non coassiale lungo le rampe oblique. La rotazione finita lungo queste ultime sarebbe pertanto la somma delle due componenti, che sono di segno opposto lungo le rampe transpressive destre e dello stesso segno in quelle transpressive sinistre. La rotazione finita lungo le rampe transpressive destre, ad andamento N-S, in Appennino centrale è generalmente destra (MATTEI *et alii*, 1991); ciò suggerisce che la rotazione oraria per deformazione transpressiva è stata maggiore di quella antioraria legata alla roto-traslazione.

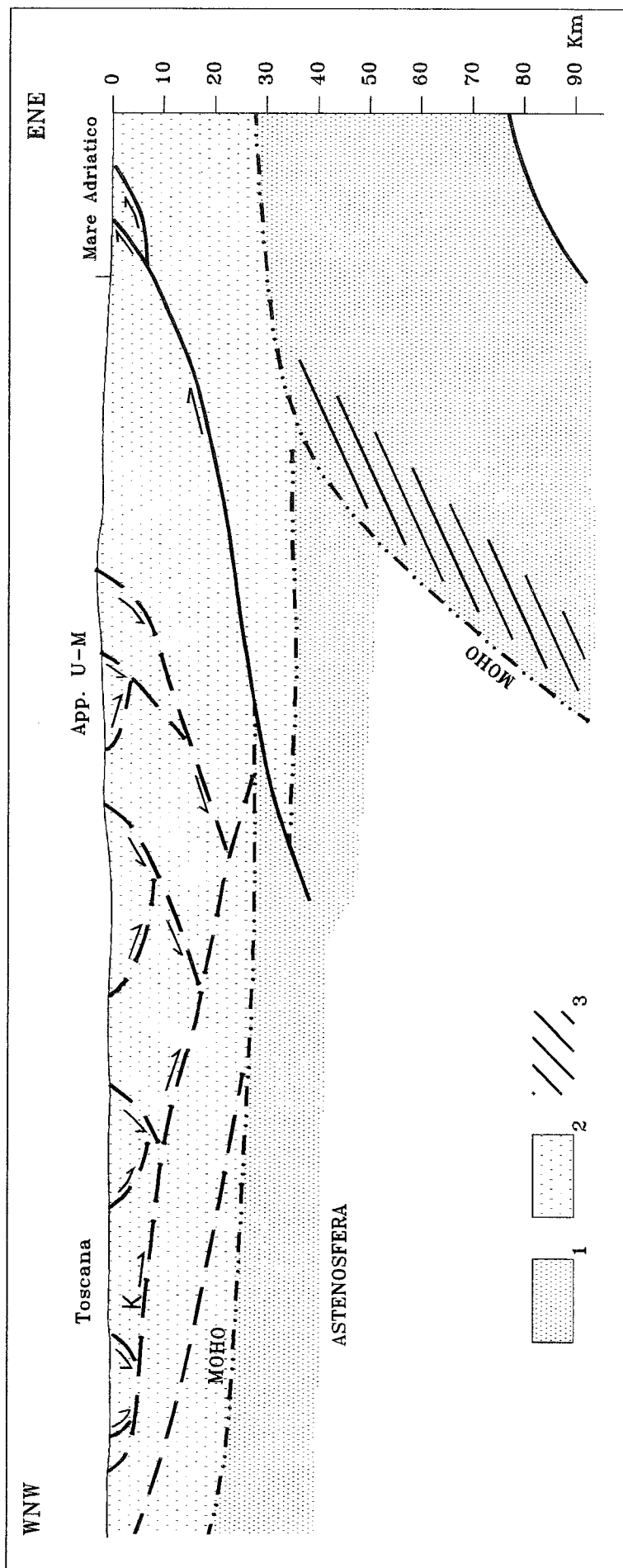


Fig. 8 - Modello schematico mostrante la connessione cinematica tra le strutture distensive toscano-umbro-marchigiane e quelle compressive adriatiche in un contesto dinamico di subduzione passiva della litosfera adriatica.

1 = mantello litosferico; 2 = crosta; 3 = distribuzione dei terremoti profondi; k = orizzonte k.

somogeneità litologiche ed alle anisotropie strutturali qui presenti ad una scala di maggior dettaglio (CALAMITA & DEIANA, 1988)⁽⁷⁾.

La migrazione in sequenza verso l'esterno di questo sistema deformativo comporta il ripiegamento e/o la riattivazione dei precedenti sovrascorrimenti della copertura (Fig. 6) o lo sviluppo di nuovi sovrascorrimenti fuori sequenza (MINELLI, 1992; CALAMITA *et alii*, 1994c; CALAMITA & DEIANA, 1995). Ciò determina la sovrapposizione di *thrust-sheets* arcuati che dà ragione dei differenti *trends* strutturali tra le unità sovrapposte (es. unità narnese-amerina - M.ti Lucretili sull'unità sabina; unità dei M.ti Sibillini sull'unità del Gran Sasso; unità del Gran Sasso sull'unità della Laga) (Fig. 3)⁽⁸⁾.

Il fronte attivo della catena è ubicato nell'*off-shore* adriatico; verso ovest i piani di sovrascorrimento si approfondiscono via via nella crosta fino a coinvolgere la Moho al di sotto della Valle del Tevere (PONZIANI *et alii*, 1994).

Un altro importante elemento crostale attivo è rappresentato dalla fascia di taglio estensionale, delimitata al tetto dall'orizzonte K, riconosciuta nella Toscana meridionale e la cui profondità, da 4 Km nell'area di Larderello aumenta via via verso est (DECANDIA *et alii*, 1994).

In un contesto dinamico più generale i suddetti stili strutturali possono essere inquadrati nel modello di subduzione passiva della litosfera adriatica delaminata (REUTTER *et alii*, 1980; MALINVERNO & RYAN, 1986; ROYDEN *et alii*, 1987) schematizzato in Fig. 8, nel quale viene anche ipotizzata la connessione cinematica tra la fascia di taglio estensionale toscana e i *thrusts* esterni.

Questa correlazione consente il bilanciamento tra il raccorciamento esterno e la distensione interna che include anche i sistemi estensionali umbro-marchigiani, considerati antitetici rispetto alla fascia estensionale suddetta.

Nel contesto di questo modello geodinamico, KELLER *et alii* (1994) hanno interpretato la coesistenza della distensione (realizzata da due sistemi di faglie a immersione opposta) e della compressione e la loro migrazione verso l'avampaese a partire dal Miocene inferiore.

⁽⁷⁾Ad una scala più generale tali geometrie arcuate sono involuppate dall'arco dell'Appennino settentrionale. Questo arco e quello dell'Appennino meridionale, sviluppatasi in tempi post-tortoniani, sono messi in relazione da PATACCA & SCANDONE (1989) all'affondamento gravitativo differenziale della litosfera adriatico-ionica.

⁽⁸⁾In un modello tettonico di questo tipo, caratterizzato da importanti traslazioni delle unità tettoniche, le cui forme arcuate sono viste in relazione allo sviluppo di rampe oblique controllate da discontinuità preesistenti (a direzione N-S e E-W), le rotazioni su assi verticali, suggerite dai dati paleomagnetici (GHISSETTI *et alii*, 1991; MATTEI *et alii*, 1991 e citazioni relative; CALAMITA *et alii*, 1992) si potrebbero generare: a) come effetto della deformazione transpressiva lungo le rampe oblique; b) come effetto di trascinamento e riorientazione delle strutture del *footwall* durante il sovrascorrimento (forti riorientazioni potrebbero aversi nelle scaglie tettoniche interposte tra *footwall* e *hangingwall*); c) come deformazione interna di un *thrust-sheet*, accomodata da faglie trascorrenti (faglie di strappo o rampe laterali) e/o transensive (CALAMITA *et alii*, 1992).

Così alle rampe oblique destre, ad andamento N-S, possono essere associate le rotazioni orarie (quali quelle documentate da MATTEI *et alii*, 1991, nell'area sabina e nella Marsica) e alle rampe oblique sinistre le rotazioni antiorarie (ad es. quelle del fronte E-W del Gran Sasso evidenziate da GHISSETTI *et alii*, 1991). Le rotazioni antiorarie rilevate nei sovrascorrimenti sviluppati in rampa frontale (MATTEI *et alii*, 1991; CALAMITA *et alii*, 1992) potrebbero essere, invece, dovute alla variazione regionale della entità della traslazione, via via maggiore verso sud (Fig. 7).

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1966) - *La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino laziale-abruzzese*. Geol. Rom., 5, 355-406.
- ADAMOLI L., BERTINI T., DEIANA G., PIERUCCINI U. & ROMANO A. (1981) - *Ricerche geologiche nel Gran Sasso d'Italia. 6 - Primi risultati dello studio strutturale della catena del Gran Sasso d'Italia*. Studi Geol. Camerti, 7, 97-104.
- 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.
- ALVAREZ W., MINELLI G. & PIALI G. (1995) - *Nuovi aspetti geologici e geodinamici del sistema Alpi - Appennini - Tirreno settentrionale*. Convegno "Geodinamica e Tettonica attiva del sistema "Tirreno-Appennino", Camerino 9-10 Febbraio 1995, Riassunti, 1.
- AMATO A & SELVAGGI G. (1991) - *Terremoti crostali e subcrostali nell'Appennino settentrionale*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1991/1, CROP 03, 75-82.
- AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., COSTANTINI A., ESU D., GANDINI A., GIROTTI O., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., NICOSIA U., PARISI G. & SANDRELLI F. (1978) - *Evoluzione paleogeografica e tettonica dei bacini toscano-umbro-laziali nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore*. Mem. Soc. Geol. It., 19, 573-580.
- BALDACCIO F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - *Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei Flysch arenacei di tipo "Macigno" dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., 6, 213-244.
- BALDI P., BERTINI G., CAMELI G.M., DECANDIA F.A., DINI I., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1994) - *La tettonica distensiva post-collisionale nell'area geotermica di Larderello (Toscana meridionale)*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1994/1, CROP 18, 183-193.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *La tettonica di scollamento dell'Appennino centrale*. Atti 73° Congr. Soc. Geol. It., 75-78, Roma.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Structural model of Italy, scala 1:500.000*. CNR-Progetto Finalizzato Geodinamica.
- BIGI S., CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1994) - *Sedimentary and tectonic events in the Laga Formation: a Messinian foredeep deposit in the Central Apennines (Italy)*. Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Abstract Interim Colloquium "Neogene basin Evolution and Tectonics of the Mediterranean area", Rabat, 1994.
- BIGI S., CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G. & RIDOLFI M. (1995) - *L'avanfossa messiniana marchigiano-abruzzese nel quadro dell'evoluzione dell'Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, presente volume.
- BIGI S., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G., RIDOLFI M. & SALVUCCI R. (1991) - *Assetto strutturale e cronologia della deformazione della "zona d'incontro" tra le aree umbro-marchigiana e laziale-abruzzese (Marche meridionali e Lazio-Abruzzo settentrionali)*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale, 1991/2, CROP 11 21-26.
- BIGI S., CENTAMORE E., DRAMIS F. & SALVUCCI R. (1994b) - *Sistemi distensivi in due settori dell'Appennino centrale*. Il Quaternario, Vol. Spec. "Conche intramontane", 7.
- 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.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCINI U., DEIANA G., MICARELLI A., MORATTI G. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione dell'Appennino toscano-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giorn. di Geologia, ser. 3°, 48, 227-233.
- BONCIO P., BACHECA A., BROZZETTI F. & LAVECCHIA G. (1995) - *Analisi geometrica, cinematica e tensionale del settore centrale della catena narnese-amerina (Umbria sud-occidentale)*. Convegno "Geodinamica e Tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino 9-10 Febbraio 1995, Riassunti, 41-43.
- BROZZETTI F. (1995) - *Geometria e stile strutturale della tettonica distensiva umbro-marchigiana: due differenti esempi dell'area dei*

- Massicci perugini e di Norcia*. Convegno "Geodinamica e Tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino 9-10 Febbraio 1995, Riassunti, 46-48.
- BROZZETTI F. & LAVACCHIA G. (1994) - *Seismicity and related extensional stress field: the case of the Norcia Seismic Zone (Central Italy)*. Ann. Tectonicae, 8, 36-57.
- CALAMITA F. (1990) - *Thrust and fold-related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Annales Tectonicae, 4, 83-117.
- CALAMITA F., CELLO G., DEIANA G. & PALTRINIERI W. (1994) - *Structural styles, cronology-rates of deformation and time space relationships in the Umbria-Marche thrust system (Central Apennines, Italy)*. Tectonics, 13, 873-881.
- 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. Camerti, Vol. speciale, 1992/1, 73-80.
- CALAMITA F., CELLO G., INVERNIZZI C. & PALTRINIERI W. (1990) - *Stile strutturale e cronologia della deformazione lungo la traversa M.S. Vicino-Polverigi (Appennino marchigiano esterno)*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale, 69-86.
- CALAMITA F., COLTORTI M., FARABOLLINI P. & PIZZI A. (1994b) - *Le faglie normali quaternarie nella dorsale appenninica umbro-marchigiana: proposta di un modello di tettonica di inversione*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1994/1, 221-225.
- CALAMITA F., COLTORTI M., PIERUCCINI P. & PIZZI A. (1995) - *Evoluzione geomorfologica e strutturale plio-quaternaria 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., CRISTALLINI C., DEIANA G., INVERNIZZI C., MICARELLI A., PIZZI A. & POTETTI M. (1989) - *Timing of compressive deformation in the outer area of the Marche Apennine Chain*. Convegno "La Geologia strutturale e i possibili contributi all'interpretazione della sismica profonda", Pisa, Ottobre 1988, Abstracts.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1981/2) - *Contributo alle conoscenze strutturali dell'Appennino umbro-marchigiano: La tettonica polifasata*. Studi Geol. Camerti, 7, 7-15.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1986) - *Geodinamica dell'Appennino umbro-marchigiano*. Atti 73° Congresso Soc. Geol. It., 87-90, Roma.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1988) - *The arcuate shape of the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Tectonophysics, 146, 139-147.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1995) - *Correlazione tra gli eventi deformativi neogenico-quaternari del settore Tosco-Umbro-Marchigiano*. Convegno "Geodinamica e Tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino 9-10 Febbraio 1995, Riassunti, 54-56.
- CALAMITA F., DEIANA G., INVERNIZZI C. & MASTROVINCENTO S. (1987) - *Analisi strutturale della "linea Ancona - Anzio Auctorum" tra Cittareale e Micigliano (Rieti)*. Boll. Soc. Geol. It., 106, 365-375.
- CALAMITA F., DEIANA G. & PAMBIANCHI G. (1981) - *Considerazioni strutturali nell'area compresa tra la Conca di Cascia e la valle del Tronto (Appennino umbro-marchigiano meridionale). Problemi di raccorciamento e Neotettonica*. Boll. Soc. Geol. It., 100, 415-422.
- CALAMITA F. & PIERANTONI P.P. (1992) - *La struttura triangolare dei Monti Martani (Appennino umbro)*. 76° Riun. Estiva S.G.I., Firenze 21-23 Settembre 1992, Riassunti, 223-224.
- 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., PIERANTONI P.P. & PONTONI S. (1995) - *Il sovrascorrimiento di Narni (Appennino centrale)*. Studi Geol. Camerti, presente volume.
- CALAMITA F., PIERANTONI P.P. & ROMANO A. (1994c) - *La "virgazione" umbro-sabina (Appennino centrale): assetto strutturale e cronologia della deformazione*. Riassunti, 77° Riun. Estiva-Congr. Nazionale S.G.I., Bari, 84-86.
- CALAMITA F. & PIZZI A. (1992) - *Tettonica quaternaria nella dorsale appenninica umbro-marchigiana e bacini intrappenninici associati*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1, 17-25.
- CALAMITA F. & PIZZI A. (1993) - *Recent and active extensional tectonics in the Southern Umbro-Marchean thrust system. (Central Italy). Le Conche intramontane*. Roma 13-15 Settembre 1993, Riassunti, 89-90.
- CALAMITA F., PIZZI A. & ROSCIONI M. (1992) - *I "fasci" di faglie recenti ed attivi di M. Vettore - M. Bove e M. Castello - M. Cardosa (Appennino umbro-marchigiano)*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1992/1, 81-102.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATULON A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrente e sovrascorrimenti lungo la linea "Ancona - Anzio" dal Lias medio al Pliocene*. Geol. Romana, 17, 161-189.
- CASTELLARIN A., EVA C. & CAPOZZI R. (1992) - *Tomografie sismiche e interpretazione geologica profonda dell'Appennino settentrionale-nord-occidentale*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale, 1992/1, CROP 1-1A, 85-98.
- CELLO G., MAZZOLI S., TONDI E. & TURCO E. (1995) - *Tettonica attiva in Appennino centrale e implicazioni per l'analisi della pericolosità sismica del settore assiale della catena umbro-marchigiano-abruzzese*. Studi Geol. Camerti, 13, 115-138.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M. & CRISTALLINI C. (1990) - *I depositi terrigeni di avansfossa (Messiniano-Pliocene inferiore) dell'Abruzzo settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., 45, 563-568.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1978) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore dell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese. Risultati degli studi in corso*. Mem. Soc. Geol. It., 18, 135-170.
- CHIOCCHINI M., DEIANA G., MANCINELLI A., PIERUCCINI U. & ROMANO A. (1982) - *Schema dell'evoluzione paleogeografica dell'area del Gran Sasso durante il Trias superiore - Cretacico inferiore*. Rend. Soc. Geol. It., 5, 35-38.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and lithospheric structures*. Annali di Geofisica, 36(2), 249-260.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1991) - *La linea Olevano - Antrodoco: contributo della biostratigrafia alla sua caratterizzazione cinematica*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1991/2, CROP 11, 143-150.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1993) - *Le "Arenarie di Torrice": un deposito di bacino di piggy-back del Messiniano nell'Appennino centrale*. Boll. Soc. Geol. It., 112, 497-505.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1994) - *Miocene tectono-sedimentary events and geodynamic evolution of the Central Apennines (Italy)*. Regional Committee on Mediterranean Neogene-Stratigraphy, Abstract Interim Colloquium "Neogene basin Rvolution and Tectonics of the Mediterranean area". Rabat 1994, 28-29.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. & PAROTTO M. (1995) - *Modello cinematico-strutturale dell'Italia centrale*. Convegno "Geodinamica e Tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino 9-10 Febbraio 1995, Riassunti, 87-89.
- COLI M. (1990) - *Extension tectonics in the Northern Apennines: a working hypothesis*. Acta Naturalia, 26, 81-91.
- COLI M., PRINCIPI G. & PECCERILLO A. (1991) - *Evoluzione geodinamica recente dell'Appennino settentrionale e attività magmatica toско-laziale: vincoli e problemi*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1991/1, CROP 03, 403-412.
- CORRADO S. (1995) - *Nuovi vincoli geometrico-cinematici all'evoluzione neogenica del tratto meridionale della linea Olevano - Antrodoco*. Boll. Soc. Geol. It., 114, 245-276.
- COSENTINO D. (1986) - *Nuovi dati sull'assetto geologico-strutturale dell'area di Roccagiovine (Monti Lucretilli)*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 407-416.
- 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., PAROTTO M., SCROCCA D. & VECCHIA P. (in stampa) - *Carta geologica della media Valnerina (Umbria)*. ESSE GI ESSE, Roma.
- D'AGOSTINO N. & TOZZI M. (1995) - *Rotazioni di blocchi su assi orizzontali al margine meridionale dell'arco del Gran Sasso*. Convegno "Geodinamica e Tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino 9-10 Febbraio 1995, Riassunti, 296-298.
- DAMIANI A.V., MENCARELLI I. & PIAZZOLI S. (1993) - *Studi sulla catena "Preappenninica umbra". La dorsale del M. Peglia. Nota I^a. Considerazioni e problematiche relative alla successione etrusca*. Boll. Serv. Geol. d'It., 109, 105-136.

- DAMIANI A.V., PANUZZI L. & PIALLI G. (1983) - *Osservazioni geologiche nelle aree comprese tra i Massicci perugini e i rilievi di Gubbio*. Giorn. di Geologia, **45** a, 127-150.
- DECANDIA F.A. (1982) - *Geologia dei Monti di Spoleto*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 291-315.
- DECANDIA F.A. & GIANNINI E. (1977) - *Studi Geologici nell'Appennino umbro-marchigiano. I - Evidenze di due fasi tettoniche terziarie a SE di Spoleto (Prov. di Perugia)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 723-734.
- DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & TAVERNELLI E. (1994). *Le superfici strutturali profonde della Toscana e dell'Umbria-Marche*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1994/1, CROP 18, 227-233.
- DEIANA G., PASQUALINI L., SALVUCCI R., STROPPA P. & TONDI E. (1995) - *Il sistema di sovrascorrimenti dei M.Reatini: primi dati dell'analisi geometrica e cinematica*. Convegno "Geodinamica e Tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino 9-10 Febbraio 1995, Riassunti, 304-306.
- 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.
- DE FEYTER A.J. (1991) - *Gravity tectonics and sedimentation of the Montefeltro, Italy*. Geol. Ultraiectina, **35**, 168 p.
- 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., **17**, 3-19.
- GHISETTI F., FOLLADOR U., CASNEDI R. & VEZZANI L. (1994) - *Assetto tettonico delle zone esterne dell'Appennino abruzzese: elementi di analisi stratigrafico-strutturali*. Atti Tic. Sc. Terra, ser. speciale, n.2, 5-43.
- 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.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1986) - *Assetto geometrico ed evoluzione strutturale della Catena del Gran Sasso tra Vado di Siella e Vado di Corno*. Boll. Soc. Geol. It., **105**, 131-171.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1990) - *Stili strutturali nei sistemi di sovrascorrimento della Catena del Gran Sasso (Appennino centrale)*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale, 37-50.
- 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.
- KELLER J.V.A., MINELLI G. & PIALLI G. (1994) - *Anatomy of late orogenic extension: the Northern Apennines case*. Tectonophysics, **238**, 275-294.
- KOOPMAN A. (1983) - *Detachment tectonics in the Central Apennines, Italy*. Geol. Ultraiectina, **30**, 155 pp.
- LAVECCHIA G., BARCHI M., BROZZETTI F. & MENICCHETTI M. (1994) - *Sismicità e tettonica nell'area umbro-marchigiana*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 483-500.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1987) - *Contractional and extensional tectonics along the Trasimeno Lake - Pesaro transect (Central Italy)*. In "The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research". Preprint volume edited by BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G., VAI G.B., Accademia Nazionale dei Lincei, Roma.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1988) - *The Umbria-Marche arcuate fold belt (Italy)*. Tectonophysics, **146**, 125-137.
- MARTINIS B. & PIERI M. (1964) - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 648-672.
- 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.
- 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.
- MATTEI M., FUNICIELLO R., KISSEL C. & LAJ C. (1991) - *Rotazioni di blocchi crostali neogenici nell'Appennino centrale: analisi paleomagnetica e di anisotropia della suscettività magnetica (AMS)*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1991/2, CROP 11, 221-229.
- MELETTI C., PATACCA E. & SCANDONE P.I. (1995) - *Il sistema compressione-distensione in Appennino. Cinquanta anni di attività didattica e scientifica del Prof. Felice Ippolito*. Liguori Editore, 361-370.
- MENICCHETTI M. & MINELLI G. (1991) - *Extensional tectonics and ismogenesis in Umbria (Central Italy): the Gubbio area*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 857-880.
- MINELLI G. (1992) - *Extensional tectonics in Perugia massifs area (Central Italy)*. Ph.d. Thesis (Imperial College, University of London).
- MINELLI G. & MENICCHETTI M. (1990) - *Tectonic evolution of the Perugia massifs area (Central Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 445-453.
- ORI G.G., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M. & MOSNA S. (1991) - *The Pliocene - Pleistocene foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology*. 3rd E.A.P.G. Conference, Adriatic foredeep field trip guidebook, 26-30 Maggio 1991, Firenze, 85 pp.
- PAROTTO M. & PRATULON A. (1975) - *Geological summary of the Central Apennines*. In: *Structural Model of Italy, Quaderni de "La Ricerca Scientifica"* **90**, CNR, 257-311.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: *The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research*. Atti dei Convegni Lincei, **80**, 157-176.
- 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. & PONTONI R. (1995) - *Il sovrascorrimento di Narni (Appennino centrale)*. Convegno "Geodinamica e Tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino 9-10 Febbraio 1995, Riassunti, 360-362.
- PONZIANI F., DE FRANCO R., MINELLI G., BIELLA G., FEDERICO C. & PIALLI G. (1994) - *Caratteristiche della crosta dell'Appennino settentrionale in base alla revisione dei dati dei profili N-C-S e B-C-A della campagna DSS 1978*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1994/1, CROP 18, 151-162.
- RAU A. (1991) - *Lineamenti profondi nel basamento pre-triassico della Toscana continentale (Italia)*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1991/1, CROP 03, 141-148.
- RENZ O. (1951) - *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche nella Scaglia (Cretaceo superiore - Terziario) dell'Appennino centrale*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **29**, 173 pp. (Traduzione italiana di Renz, 1936).
- REUTTER K., GIESE P. & CLOSS H. (1980) - *Lithospheric split in the descending plate: observations from the North Apennines*. Tectonophysics, **64**, T1-T9.
- RICCI LUCCHI (1986) - *The Oligocene to recent Foreland Basins of the Northern Apennines*. Spec. Publs. I.A.S. (1986), **8**, 105-139.
- RIDOLFI M. (1993) - *Evoluzione geologico-strutturale dell'area marchigiano-abruzzese esterna tra il F. Aso e il Gran Sasso d'Italia*. Tesi di Dottorato.
- RIGUZZI F., TERTULLIANI A. & GASPARINI C. (1989) - *Study of the seismic sequence of Porto S. Giorgio (Marche). 3 July 1987*. Il nuovo Cimento, **12C**, **4**, 453-466.
- ROYDEN L., PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution*. Geology, **15**, 714-717.
- 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-Antrudoco-Posta (Ancona - Anzio Auct.): metodologia di studio delle deformazioni fragili e presentazione del tratto meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 337-355.
- SCARPA R. (1990) - *Analisi dei meccanismi focali: problematiche ed applicazioni ai terremoti italiani*. Atti C. Naz. G.N.D.T., Pisa, 25-27 Giugno 1990, **1**, 137-156.
- SCARSELLA F. (1951) - *Sulla zona di incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo*. Boll. Serv. Geol. d'It., **71**, 155-165.