

EVOLUZIONE MESSINIANO-PLIOCENICA DEL SISTEMA CATENA-AVANFOSSA  
NELL'AREA MARCHIGIANO-ABRUZZESE ESTERNA(\*\*\*\*)

INDICE

RIASSUNTO	pag. 29
ABSTRACT	" 29
INTRODUZIONE	" 29
FISIOGRAFIA DELL'AVANFOSSA MESSI- NIANA	" 30
ASSETTO STRUTTURALE	" 30
DISCUSSIONE	" 33
CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	" 34
BIBLIOGRAFIA	" 35

RIASSUNTO

Il sistema a *thrust* marchigiano-abruzzese fa parte della catena a pieghe e sovrascorrimenti dell'Appennino centrale. Nell'area in esame, che comprende la parte meridionale del sistema a sovrascorrimenti umbro-marchigiano e quella settentrionale della catena del Gran Sasso, affiora una successione di notevole spessore costituita da depositi torbiditici silicoclastici che si sono depositi nel bacino di avanfossa di età messiniana.

L'interpretazione dei dati strutturali regionali, insieme con le analisi di dati di perforazioni per la ricerca di idrocarburi e di profili sismici hanno permesso di eseguire una sezione geologica attraverso la zona esterna del sistema a *thrust* in esame.

I risultati di tale lavoro possono essere così riassunti: a) la strutturazione dei sedimenti appartenenti all'avanfossa messiniana ebbe inizio subito dopo la loro deposizione ed è finita nel Pliocene superiore; b) l'ampiezza del bacino retrodeformato è circa il doppio della sua attuale dimensione e il depocentro è migrato verso est con una velocità di circa 4 cm/a; c) la geometria originale e la fisiografia del bacino di avanfossa messiniano sono state controllate principalmente dalla presenza di motivi longitudinali e trasversali, che possono essere messi in relazione rispettivamente con l'attività della rampa di avanpaese e con la flessurazione differenziale della litosfera apula.

ABSTRACT

The Abruzzi - Marche thrust system is part of the Central Apennines fold and thrust belt of mainland Italy. In our study area, which includes the southern extension of the Umbria - Marche thrust system and the northern end of the Gran Sasso mountain range, a thick pile of turbidites which were deposited within the Messinian foredeep basin of a growing fold and thrust belt are nicely exposed.

Structural interpretation of regional data, together with deep well log and seismic analysis, allowed us to construct a geological section across the external zones of the system.

(\*)Dipartimento di Scienze della Terra - Università "La Sapienza", Roma.

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

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

(\*\*\*\*)British Gas Rimi, Milano.

(\*\*\*\*\*)Lavoro eseguito con i contributi C.N.R. (CALAMITA) e M.U.R.S.T. 40 e 60% (DEIANA).

The results of our work suggest that: a) the structuring of sediments belonging to the Messinian foredeep started soon after deposition and ended in the Upper Pliocene; b) the restored width of the basin is roughly twice its present - day size, whereas its depocenter migrated eastward of about 4 cm/yr in the last 3 MA; c) the original geometry and the physiography of the Messinian foredeep basin were controlled mostly by the occurrence of both longitudinal and transversal features which might be related to the activity of the foreland ramp or to the differential flexuring of the Apulian lithosphere respectively.

PAROLE CHIAVE: Appennino centrale, Avanfossa messiniana marchigiano-abruzzese, Evoluzione strutturale neogenica.

KEY WORDS: Central Apennines, Marche-Abruzzi Messinian foredeep, Neogene structural evolution.

INTRODUZIONE

Sul fronte della catena appenninica, costruitasi a partire dall'Oligocene superiore dopo la chiusura dell'Oceano ligure-piemontese, si sviluppa un bacino di avanfossa via via più recente verso l'esterno (BOCCALETTI *et alii*, 1986; RICCI LUCCHI, 1986; PATACCA *et alii*, 1989; ROYDEN *et alii*, 1987).

Nella fascia pedemontana marchigiano-abruzzese (Italia centrale), posta ad oriente del fronte montuoso appenninico, si hanno i più estesi affioramenti delle torbiditi silicoclastiche di riempimento delle avanfosse del Messiniano e del Pliocene inferiore (Fig. 1). In questo settore la migrazione verso est del dominio di avanfossa e la sua trasformazione in catena sono registrate dalle discontinuità, affioranti o evidenziate dai profili sismici, sia nell'ambito della successione di avanfossa che in quella dei bacini di *piggy-back* (CALAMITA, 1990; BIGI *et alii*, 1991; CASNEDI, 1991; ORI *et alii*, 1991; PATACCA *et alii*, 1991).

Le strutture della catena verso oriente sono sepolte al di sotto della successione plio-quadernaria di riempimento di bacini di *piggy-back*. La base di tale successione affiora con continuità regionale e, nel tratto tra Ancona e Pescara, è diacrona (Pliocene inferiore a nord, Pliocene medio nel tratto centrale e Pliocene superiore a sud, CRESCENTI, 1971; CANTALAMESSA *et alii*, 1986).

Caratteristica è la forma triangolare della principale area di affioramento della successione torbiditica messiniana (nota in letteratura come *F.ne della Laga*), definita ad occidente dal fronte di sovrascorrimento dei M.ti Sibillini (ad andamento arcuato con convessità orientale), a sud dal fronte di sovrascorrimento del Gran Sasso (ad andamento E-W), e ad oriente dalla linea di discordanza con la successione plio-quadernaria verso nord e con il sovrascorrimento di Teramo verso

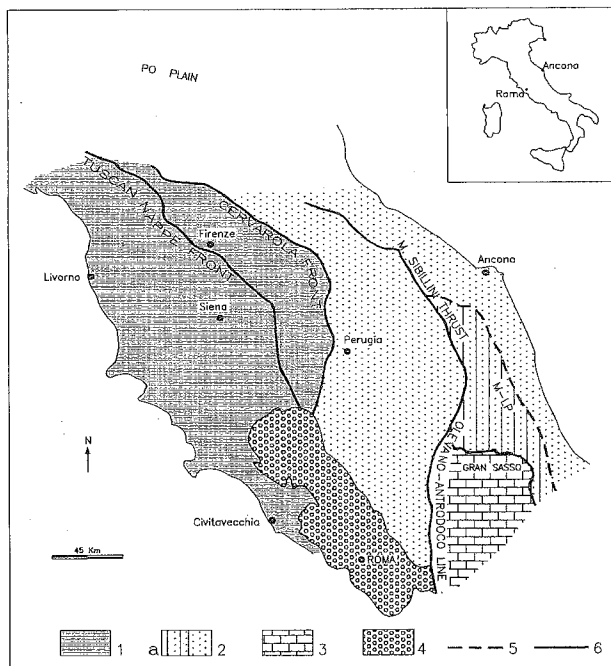


Fig. 1 - Domini strutturali dell'Appennino centro-settentrionale e depositi vulcanici del Pleistocene (4): 1 - Dominio toscano; 2 - Dominio umbro-marchigiano-abruzzese; 2a - *F.ne della Laga* e *Formazione Cellino* (M-LP); 3 - Dominio laziale-abruzzese.

sud. Quest'ultimo realizza l'accavallamento dei depositi torbiditici dell'avanfossa messiniana su quelli dell'avanfossa pliocenica della *Formazione Cellino* (BIGI, 1995; BIGI *et alii*, presente volume).

Nel presente lavoro la suddetta successione torbiditica messiniana è attribuita alla *F.ne della Laga* (*sensu* CENTAMORE *et alii*, 1991) e considerata appartenente ad un'unica avanfossa caratterizzata da un depocentro migrante verso E. PATACCA *et alii* (1991) ascrivono, invece, i depositi messiniani post-livello tufitico e quelli del Pliocene inferiore della *Formazione Cellino* (pre-membro A di CASNEDI, 1976) ad una nuova avanfossa del Messiniano Lago-Mare - Pliocene inferiore. ORI *et alii* (1991), infine, attribuiscono il membro post-evaporitico ad i depositi del Pliocene inferiore *p.p.* ad un'unica sequenza (sequenza M), che rappresenterebbe l'ultimo stadio di avanfossa.

Lo scopo del presente lavoro, che utilizza dati geologico-strutturali di superficie, dati di perforazione e dei profili sismici a riflessione (PALTRINIERI, materiale inedito) è quello di definire l'estensione di questa porzione dell'avanfossa messiniana (bacino della Laga) e i tempi e i modi della sua strutturazione in catena.

## FISIOGRAFIA DELL'AVANFOSSA MESSINIANA

Le analisi sedimentologico-stratigrafiche condotte nei depositi silicoclastici della *F.ne della Laga* (RICCI LUCCHI, 1986; CENTAMORE *et alii*, 1991) hanno consentito di ricostruire la fisiografia di questo settore dell'avanfossa messiniana appenninica (BOCCALETTI *et alii*, 1986, 1990).

Infatti, variazioni di spessore e di facies del membro pre-evaporitico, dell'orizzonte evaporitico e del membro post-evaporitico evidenziano un bacino le cui

profondità si riducono longitudinalmente sia verso nord che verso sud, in relazione alla presenza di alti trasversali (il più evidente è l'alto Cingoli - Conero) e, trasversalmente, sia in corrispondenza di alti longitudinali intrabacinali che approssimandosi alla rampa di avampaese (Fig. 2).

La geologia di sottosuolo (PALTRINIERI, dati inediti) ha consentito di ubicare l'attuale posizione dei bordi esterni dei depocentri dell'avanfossa nel Messiniano pre-evaporitico e post-evaporitico (Fig. 2). I soprastanti depositi, essenzialmente pelitici, delle *Marne del Vomano* (Pliocene inferiore; CENTAMORE *et alii*, 1991), affioranti al di sopra della *F.ne della Laga* nell'area più esterna, costituiscono il *mud drap* della avanfossa messiniana che si sta trasformando in catena. In questo momento la *F.ne Cellino* rappresenta la nuova avanfossa migrata verso l'esterno.

## ASSETTO STRUTTURALE

L'edificio strutturale di questa porzione della catena appenninica è costituito da 4 principali unità tettonostratigrafiche. La più alta e la più occidentale è quella dei M.ti Sibillini, ubicata a tetto del sovrascorrimento omonimo. Nel suo ambito vi si riconoscono minori sovrascorrimenti e pieghe associate, ad andamento meridiano, che coinvolgono il *multilayer* sedimentario umbro-marchigiano, costituito da una unità di piattaforma carbonatica del Lias inferiore e da una successione pelagica ed emipelagica del Lias medio - Miocene medio (Fig. 3).

L'unità del Gran Sasso e quella della Laga costituiscono rispettivamente la porzione settentrionale e meridionale del *footwall* della precedente unità.

L'unità del Gran Sasso è costituita da una successione carbonatica triassico-terziaria appartenente ad un dominio di transizione, posto tra la più meridionale piattaforma carbonatica laziale - abruzzese e il dominio pelagico marchigiano. Essa è, a sua volta, accavallata sull'unità della Laga, lungo il sovrascorrimento arcuato del Gran Sasso. Questo è caratterizzato da un segmento settentrionale ad andamento E-W contiguo a quello orientale ad andamento meridiano. Sotto questa struttura scompaiono le pieghe e i sovrascorrimenti che coinvolgono l'unità della Laga. In queste strutture (M. dei Fiori - Montagnone e Acquasanta) affiora anche il *multilayer* sedimentario umbro-marchigiano pre-messiniano.

L'unità della Laga verso oriente è accavallata sull'unità del Cellino lungo il sovrascorrimento di Teramo ad andamento meridiano (*thrust* Laga-Cellino in BIGI *et alii*, 1991) che scompare, a nord, sotto la discordanza ubicata alla base della successione del Pliocene medio - Pleistocene inferiore.

Al di sotto di tale successione la geologia di sottosuolo evidenzia la presenza di un sovrascorrimento (T3 di Fig. 4) di importanza regionale che, verso W, raddoppia la *F.ne della Laga* con il restante *multilayer* umbro-marchigiano in corrispondenza della M. dei Fiori - Montagnone. Il suddetto sovrascorrimento di Teramo può rappresentare uno dei diversi *splays* frontali del sovrascorrimento T3, descritti in PALTRINIERI *et alii* (1982). Noi interpretiamo il contatto tra i depositi messiniani della *F.ne della Laga* e quelli del Pliocene inferiore come un retroscorrimento, analogamente a quanto proposto in BALLY *et alii* (1986) per la struttura

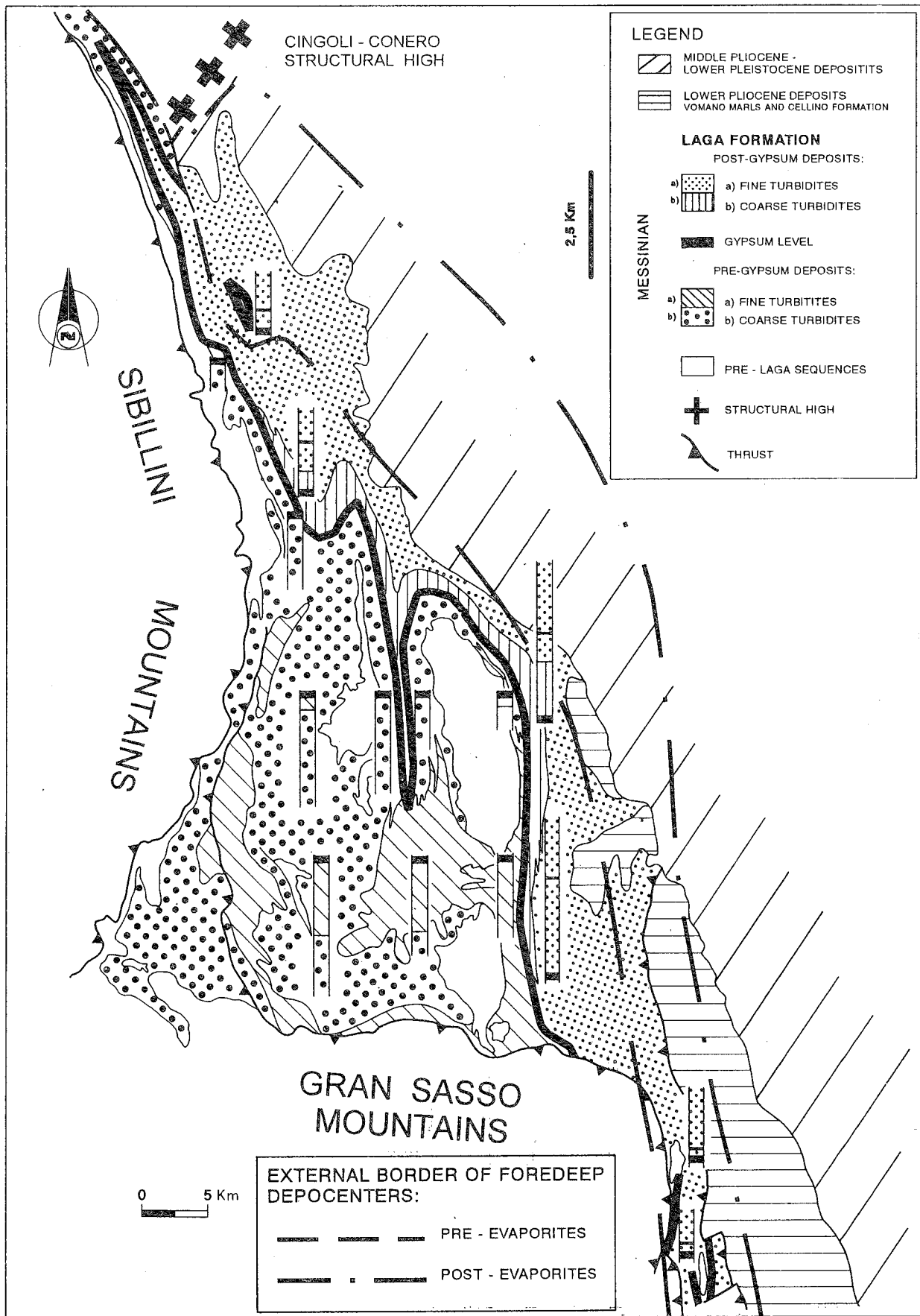


Fig. 2 - Carta geologica della *F.ne della Laga* e distribuzione delle litofacies dei membri pre e post evaporitico. Le variazioni di spessore e di facies suggeriscono una riduzione della profondità del bacino verso l'alto Cingoli - Conero e verso la rampa di avampaese.

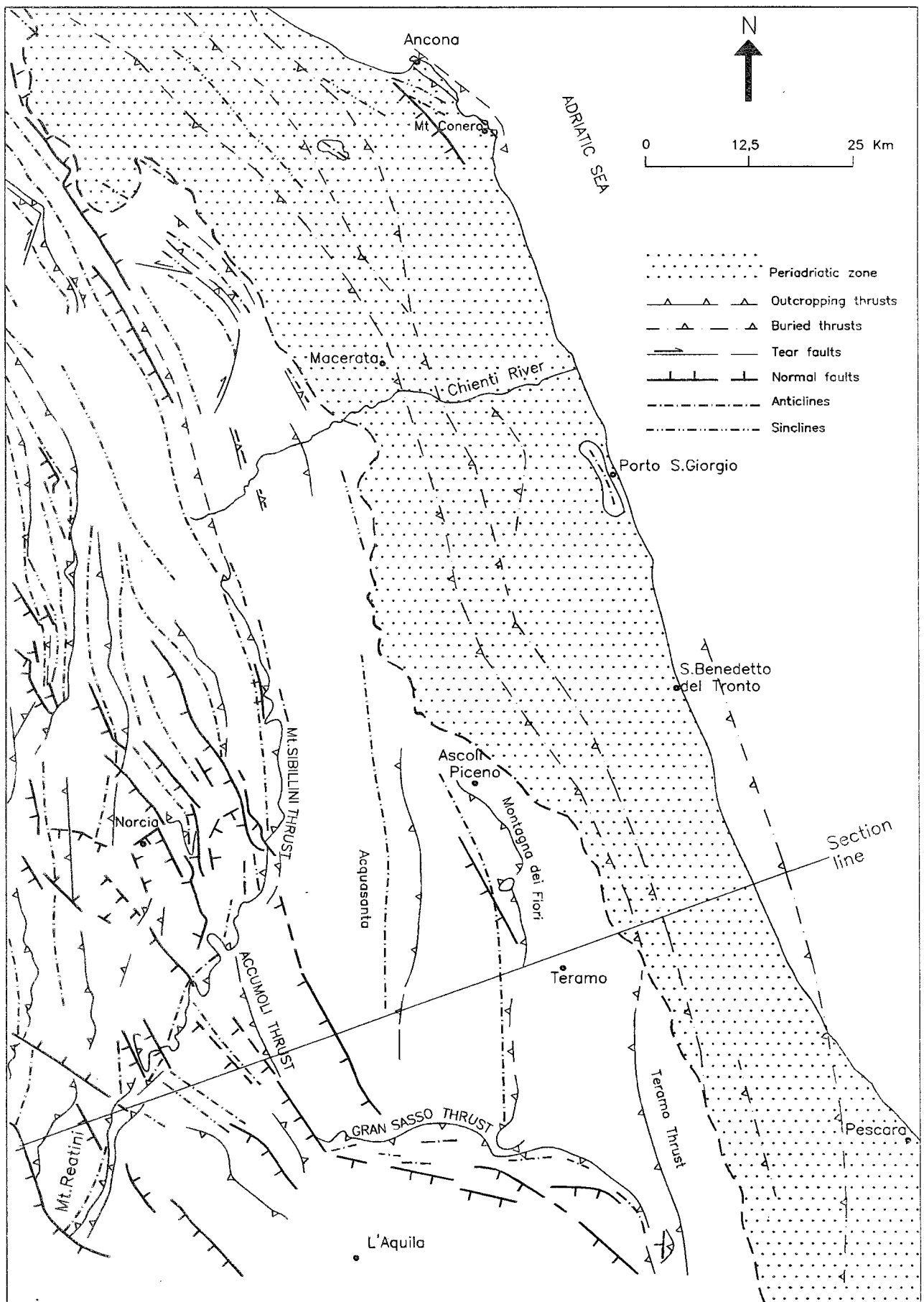


Fig. 3 - Schema strutturale del sistema a *thrust* marchigiano-abruzzese.

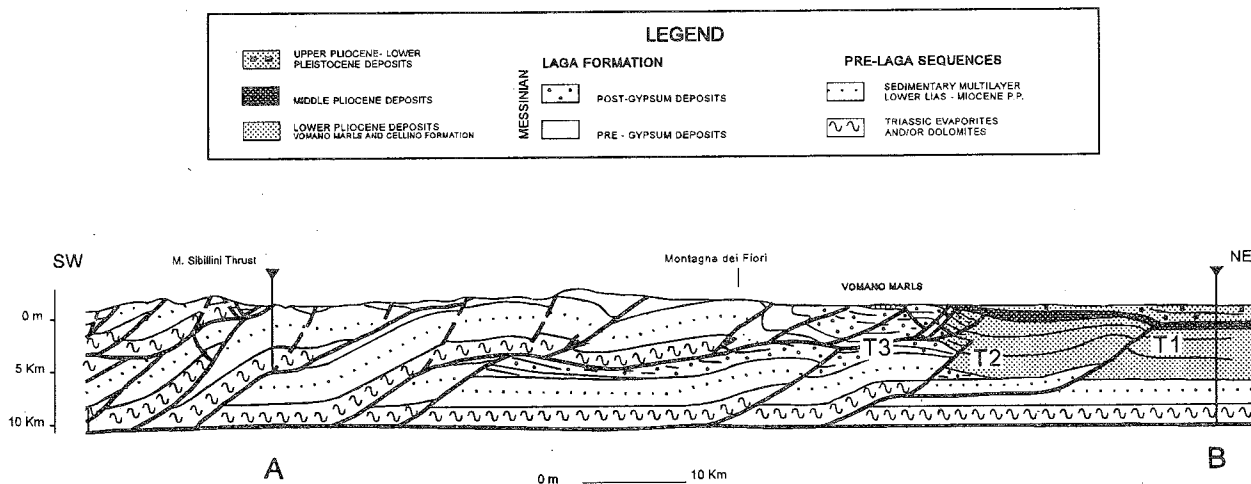


Fig. 4 - Sezione geologica dai M. Sibillini alla costa adriatica.

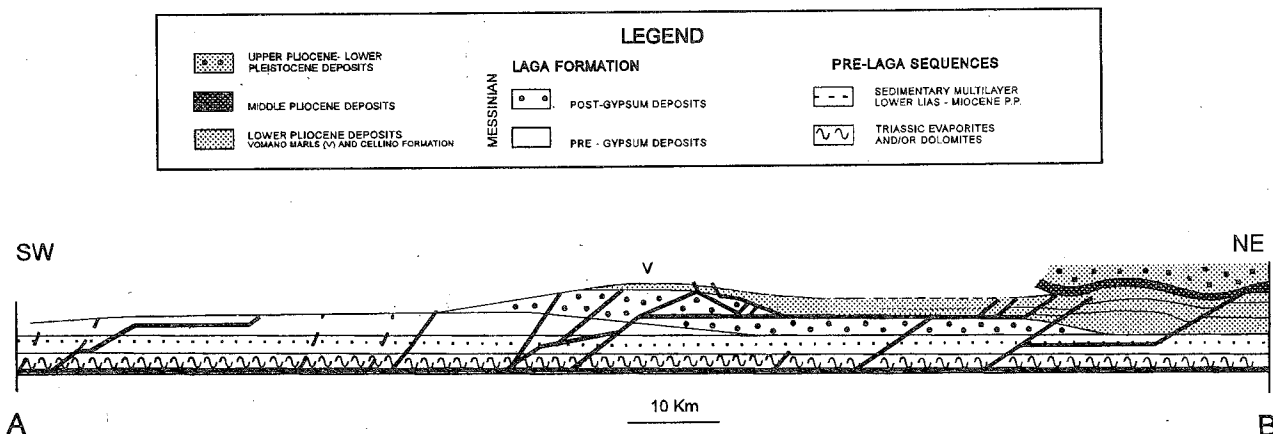


Fig. 5 - Retrodeformata della sezione di Fig. 4.

di Villadegna, ma lo consideriamo come stratigrafico nei livelli piú profondi. Pertanto la suddetta struttura (sovrascorrimento T3 e relativo retroscorrimento) realizza la delaminazione delle unità del Pliocene inferiore determinando l'accostamento tettonico tra le emipelagiti delle *Marne del Vomano* e le torbiditi dell'avanfossa del Cellino. Una analoga struttura è ipotizzata anche piú a sud ad oriente del fronte ad andamento meridiano del Gran Sasso in *Brigi et alii* (presente volume).

I dati del sottosuolo evidenziano, inoltre, piú ad est del sovrascorrimento T3, un notevole spessore di terreni del Pliocene inferiore, la cui base, marcata da un orizzonte conglomeratico, è in affioramento al di sotto del sovrascorrimento di Teramo. Ben evidenti sono anche altri sovrascorrimenti sepolti, di cui il T1 sviluppa la ben nota struttura costiera ed è chiuso dai depositi del Pliocene superiore (Fig. 4). Comunque la sua attività, come quella del T2, ha controllato la sedimentazione durante il Pliocene inferiore, come registrato anche dalla presenza di discordanze, descritta in *Casnedi* (1991) e *Centamore et alii* (1991).

## DISCUSSIONE

La sezione geologica di figura 4, è stata costruita usando uno stile tettonico pellicolare con lo scollamento basale ubicato nelle evaporiti triassiche al di sopra di un basamento magnetico definito da *Arisi Rota & Fichera* (1985). Da ovest verso est i sovrascorrimenti principali sono quello dei M.ti Sibillini, quello di Accumoli, che è stato interpretato come la prosecuzione settentrionale del sovrascorrimento del Gran Sasso (*Brigi et alii*, 1991) e il sovrascorrimento T3 che costituisce la base dell'unità della Laga. Sul fronte di quest'ultimo si individua una complessa struttura triangolare, in cui il retroscorrimento sopra descritto costituisce una struttura di delaminazione tra la *F.ne Cellino* e la sottostante unità messiniana torbiditica (Fig. 5). I sovrascorrimenti T1 e T2, realizzano invece una minore entità del dislocamento com'è normale sulle zone esterne di una *fold and thrust belt*. Il sovrascorrimento T1, in particolare, viene messo in relazione al sovrascorrimento T2 tramite scollamenti presenti all'interno della successione pelagica o nei gessi. Quest'ultima solu-

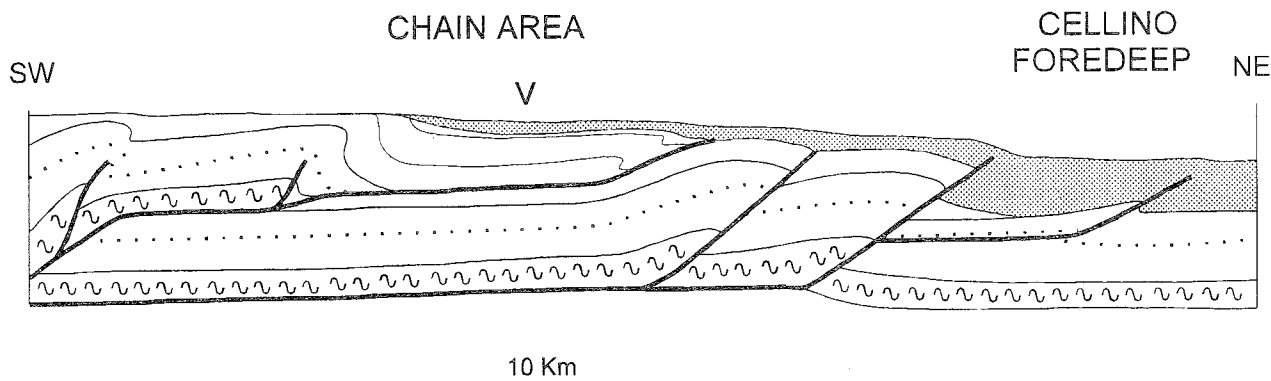
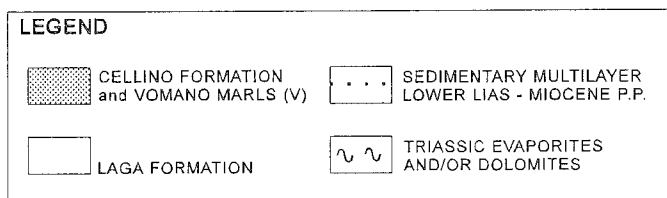


Fig. 6 - Sezione parzialmente retrodeformata che mostra un possibile scenario nel Pliocene inferiore.

zione è stata utilizzata in CASNEDI (1994) e in BIGI *et alii* (presente volume).

La retrodeformazione della sezione (Fig. 5) consente di stimare un raccorciamento di circa 60 Km tra i punti A e B, e quindi l'estensione del bacino messiniano di avanfossa, ad est del thrust dei M.ti Sibillini, risulta essere circa il doppio dell'attuale ampiezza. Inoltre la migrazione del suo depocentro pre e post livello evaporitico è intorno ai 40 km.

La situazione al Pliocene inferiore è mostrata nella retrodeformata parziale di figura 6. In questo momento la porzione esterna dell'avanfossa della Laga si sta strutturando in catena e registra la sedimentazione di chiusura rappresentata dalle *Marne del Vomano (mud-drap)*. Verso l'esterno, nell'avanfossa del Cellino, i primi effetti della compressione sono registrati da diverse discordanze angolari messe in relazione all'incipiente crescita delle future pieghe e sovrascorrimenti dell'area costiera. Tra quest'ultimo stadio (Fig. 6) e quello attuale (Fig. 4) il sovrascorrimento T3 realizza la delaminazione delle unità del Pliocene inferiore determinando l'accostamento tettonico tra le emipelagiti delle *Marne del Vomano* e le torbiditi dell'avanfossa.

#### CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Sull'esterno del fronte montuoso umbro-marchigiano abruzzese si rinvencono i principali affioramenti delle torbiditi dell'avanfossa messiniana (*F.ne della Laga*), coinvolte nelle strutture neogeniche della catena che, nella fascia periadriatica, scompaiono al di sotto della discordanza che marca la base della successione del Pliocene inferiore *p.p.*-Pleistocene inferiore.

L'area di affioramento ha una caratteristica forma triangolare in relazione soprattutto al complesso an-

damento arcuato del suddetto fronte.

In quest'area la geologia di superficie e di sottosuolo ha vincolato l'esecuzione di una sezione geologica dal fronte dei Monti Sibillini verso la M.gna dei Fiori fino alla costa adriatica.

I principali risultati ottenuti in questo lavoro, sono di seguito sintetizzati:

a - il raccorciamento di questo settore dell'avanfossa messiniana appenninica tra i riferimenti A e B di figura 4 è dell'ordine di 60 km;

b - l'estensione originaria di questo bacino messiniano era circa il doppio dell'ampiezza attuale;

c - il depocentro del bacino della Laga è migrato verso est tra il Messiniano inferiore e quello superiore, e il tasso di migrazione media è di circa 4 cm/anno, valore compatibile con la velocità di arretramento per flessurazione dell'avampaese calcolata per l'Appennino centrale da ROYDEN *et alii* (1987);

d - la sua geometria e fisiografia erano controllate principalmente da alti e bassi trasversali (es. alto di Cingoli-Conero) e subordinatamente longitudinali (CENTAMORE *et alii*, 1991; BOCCALETTI *et alii*, 1986) (Fig. 2). I primi sono da mettere in relazione alla flessurazione differenziale dell'avampaese secondo un modello di subduzione per l'Appennino in cui le strutture del *lower plate*, sviluppate in connessione ad un affondamento differenziale (subduzione passiva), sono alla base di una differente subsidenza del bacino di avanfossa appenninico (ROYDEN *et alii*, 1987; PATACCA & SCANDONE, 1987). In questo quadro l'alto Cingoli-Conero rappresenterebbe l'effetto superficiale di una delle *tear faults* del *lower plate*;

e - la suddetta forma triangolare dell'area di affioramento dei depositi torbiditici messiniani è probabilmente dovuta allo sviluppo dei fronti arcuati della catena, che coinvolgono, a questa scala, principalmente le unità sedimentarie dell'*upper plate*.

## BIBLIOGRAFIA

- ARISI ROTA F. & FICHERA R. (1985) - *Magnetic interpretation connected to geo-magnetic provinces: the Italian case - history*. 47th Meeting European Association of Exploration Geophysicist, Budapest.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1988) - *Balanced cross sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 257-310.
- BIGI S. (1995) - *Analisi geometrica e cinematica del sovrascorrimento di Teramo nell'area compresa tra il T. Baricello e Il F. Pescara (Abruzzo Orientale)*. Studi Geol. Camerti, 13, 75-87.
- 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. Spec. CROP 11.
- BIGI S., CALAMITA F. & PALTRINIERI W. (1996) - *Modi e tempi della strutturazione della catena appenninica abruzzese dal Gran Sasso alla costa adriatica*. Presente volume.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., MORATTI G. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giornale di Geologia, vol. 48, n. 1/2, 227-233.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., DEIANA G., GELATI R., MASSARI F., MORATTI G. & RICCI LUCCHI F. (1990) - *Migrating foredeep-thrust belt system in the northern Apennines and southern Alps*. Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol., 77, 3-14.
- CALAMITA F. (1990) - *Thrust and fold related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Ann. Tectonicae, 4, 83-117.
- CALAMITA F., CELLO G., DEIANA G. & PALTRINIERI W. (1994) - *Structural styles, cronology rates of deformation, and time-space relationship in the Umbria-Marche thrust system (Central Apennines, Italy)*. Tectonics, 13, n. 4, 873-881.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A., POTETTI M. (1982) - *Tectonic-sedimentary evolution of the northwestern part of the Laga basin (Upper Miocene - Lower Pliocene, Central-Southern Marche)*. Mem. Soc. Geol. It., 8, 221-232.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A., POTETTI M. con la collaborazione di LORITO L. (1986) - *Il Miocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. "La Geologica delle Marche", 35-57.
- CASNEDI R., FOLLADOR U. & MORUZZI G. (1976) - *Geologia del campo gessifero di Cellino (Abruzzo)*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 891-901.
- CASNEDI R. (1991) - *L'avanfossa abruzzese tra i fiumi Vomano e Pescara nel Pliocene inferiore: rapporti tra sedimentazione e tettonica*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. CROP 11, 375-379.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1978) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" del Miocene medio superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 5) Risultati degli studi in corso*. Mem. Soc. Geol. It., 18, 135-170.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., BERTI D., BIGI S., MORELLI C. & RIDOLFI M. (1991) - *Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'avanfossa marchigiana abruzzese e delle zone limitrofe*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. CROP 11.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the southern Apennines. Relationship between surface geological features and lithospheric structures*. Annali di Geofisica, 36, 249-259.
- CRESCENTI U. (1971) - *Osservazioni sul Pliocene degli Abruzzi settentrionali: la trasgressione del Pliocene medio e superiore*. Boll. Soc. Geol. It., 90, 3-21.
- ORI G., SERAFINI G., VISENTIN F., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R. & COLALONGO M.L. (1991) - *The pliocene-pleistocene Adriatic foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): An integrated approach to surface and subsurface geology*. In "Adriatic Foredeep field trip Guide Book", pp. 1-85, EAPG, Florence, Italy.
- PALTRINIERI W., ZANCHINI G., MARTINI N. & ROCCIA L. (1982) - *Evoluzione del bacino torbiditico marchigiano-abruzzese a partire dal Messiniano in base a lineazioni profonde*. Mem. Soc. Geol. It., 24, 233-242.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds), *The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research*. It. Nat. Comm. Int. Lith. Prog., Mid-term Conf. (Rome, 5-6 May 1987), Atti Conv. Lincei, 80, 157-176.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1991) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi geol. Camerti, Vol. Spec. CROP 11.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to Recent Foreland Basins of the northern Apennines*. Spec. publis. I.A.S., 8, 105-139.
- 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.

