

**STILI STRUTTURALI AL FRONTE DELLA CATENA APPENNINCA
NELL'ADRIATICO CENTRO-SETTENTRIONALE(**)**

INDICE

RIASSUNTO	pag.	19
ABSTRACT	"	19
INTRODUZIONE	"	19
INQUADRAMENTO GEOLOGICO	"	19
DESCRIZIONE ED INTERPRETAZIONE DEI DATI	"	21
DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	"	25
BIBLIOGRAFIA	"	26

RIASSUNTO

In questo lavoro viene illustrato lo stile strutturale osservato al fronte della catena appenninica nell'Adriatico centro-settentrionale. I dati geofisici mostrano che la porzione frontale dell'Appennino è strutturata secondo una serie di archi alla intersezione dei quali si riscontrano i massimi spessori dei sedimenti plio-quadernari dell'attuale avanfossa. Nell'area di studio sono presenti la porzione più orientale dell'arco ferrarese-romagnolo e l'arco delle pieghe adriatiche. Quest'ultimo si innesta, a sud, nell'Appennino meridionale.

Lungo il fronte dell'arco adriatico si osservano notevoli variazioni nello stile strutturale con porzioni che presentano una deformazione diffusa su zone relativamente ampie (*low strain front end*) ed altre nelle quali la deformazione si concentra su una fascia ristretta (*high strain front end*). Nel primo caso lo spessore dei sedimenti della adiacente avanfossa appare notevolmente ridotto rispetto alla situazione di deformazione concentrata. Il controllo principale sullo stile deformativo sembra dato dalla litomeccanica della successione coinvolta e ad una scala maggiore, pare che anche l'arcatura del fronte adriatico possa essere legata alla paleogeografia mesozoica.

ABSTRACT

This paper illustrates the structural styles at the front of the Northern Apennine fold and thrust belt (FTB) in the Adriatic Sea and is based on interpretation of more than 4000 km of multichannel seismic reflection profiles which have been tied to about 50 exploration wells.

The northern Apennine is a FTB originated mainly during the Neogene within the converging Alpine and European plates, and is part of a continuous system of African vergent FTB that runs all along North Africa, Sicily and Peninsular Italy. The front of the Northern Apennine is composed by several arcs, the longest and southernmost of which is present in the study area.

Data from exploration wells indicate lateral facies variations within the Meso-Cenozoic sedimentary successions. These stratigraphic variations reflect the pre-contractual setting of the northern African continental margin that was characterised by the presence of carbonate platforms and ba-

sins formed during Mesozoic extensional tectonics. Seismic profiles show both low strain and high strain deformation along the thrust front and, in places, contractional reactivations of previous extensional faults have also been observed. It is inferred that laterally confined easy decollement horizons, such as evaporites and other ductile lithologies, affect the strain evolution at the thrust front. This, in turn, controls the morphology of the adjacent foredeep basin and the distribution of Plio-Quaternary sediments depocentres.

PAROLE CHIAVE: Appennino centro-settentrionale, Fronte di catena, Mare Adriatico, Sismica a riflessione.

KEY WORDS: Central-northern Apennines, Thrust front, Adriatic Sea, Reflection seismic.

INTRODUZIONE

La catena appenninica si è formata essenzialmente nel Neogene in seguito alla collisione fra il blocco sardo-corso e la litosfera del margine continentale adriatico (CARMIGNANI *et alii*, 1978) e le sue parti esterne consistono di sedimenti deformati di avanfossa con un'età progressivamente più giovane verso est (RICCI LUCCHI, 1986). Sebbene le deformazioni tettoniche che hanno originato la catena siano visibili in affioramento (es. MENICETTI, 1991), il fronte della catena appenninica si trova sepolto al di sotto della pianura padana (PIERI & GROPPI, 1981) e del mare Adriatico (ORI *et alii*, 1986). In questo lavoro viene illustrato lo stile strutturale osservato al fronte della catena appenninica nell'Adriatico centro-settentrionale, dove sono disponibili profili sismici a riflessione multicanale e pozzi per l'esplorazione petrolifera (Fig. 1).

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La catena appenninica è costituita da una serie di unità tettoniche sovrascorse le une sulle altre con vergenza verso E - NE. La deformazione di queste unità è avvenuta essenzialmente nel Neogene a causa della collisione fra il blocco sardo-corso, ruotato in senso antiorario (ALVAREZ *et alii*, 1976) e la litosfera del margine continentale adriatico (CARMIGNANI *et alii*, 1978). Le unità appenniniche più interne (Liguridi) consistono di rocce sedimentarie deposte su un basamento oceanico del quale le ofioliti del dominio ligure rappresentano il residuo coinvolto nel cuneo di accrezione (TREVES, 1984). I frammenti di crosta oceanica sono i resti, risparmiati dalla subduzione, di un braccio oceanico che intercorreva fra il margine adriatico e il blocco sardo-corso prima della loro collisione (ABBATE *et alii*, 1970; CHANNELL *et alii*, 1979). Le unità esterne, unità

(*)Istituto per la Geologia Marina - CNR, Bologna.

(**)Lavoro eseguito con il contributo n. 1029 dell'Istituto per la Geologia Marina di Bologna.

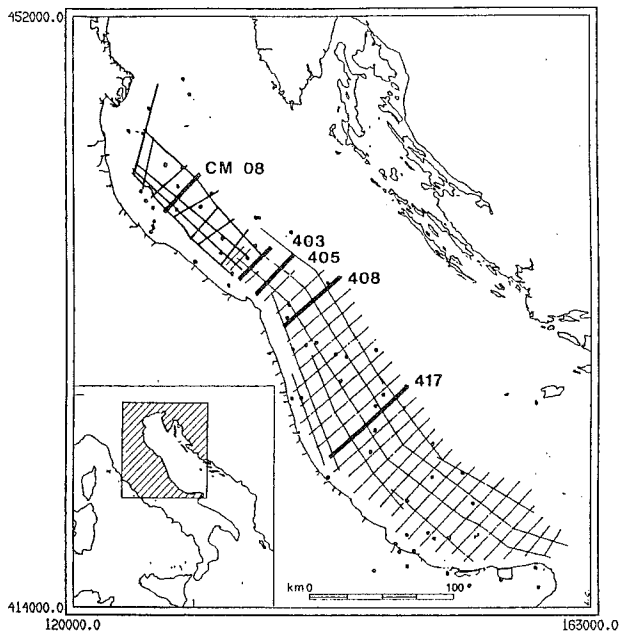


Fig. 1 - Profili sismici a riflessione multicanale e pozzi per l'esplorazione petrolifera disponibili nell'area adriatica. Le linee sismiche acquisite nell'Adriatico settentrionale dall'Istituto per la Geologia Marina sono indicate con tratto più spesso. I profili illustrati nelle figure sono indicati in grassetto.

tosco-umbro-marchigiane, strutturalmente sottostanti le unità liguridi, consistono invece di rocce sedimentarie, talora metamorfosate, deposte sul basamento continentale del margine adriatico.

Nell'Adriatico, sotto al riempimento plio-quadernario dell'attuale avanfossa appenninica, i dati stratigrafici ricavati dai pozzi esplorativi hanno evidenziato la presenza di successioni sedimentarie simili a quelle delle unità tosco-umbro-marchigiane. La stratigrafia di queste unità (Fig. 2) riflette l'evoluzione tettonica del margine continentale adriatico, dalla sua individuazione, legata al *rifting* permo-triassico, al suo coinvolgimento nella strutturazione della catena appenninica. Sopra a un basamento ercinico ad affinità africana, si ritrovano sedimenti carbonatici ed evaporitici deposti

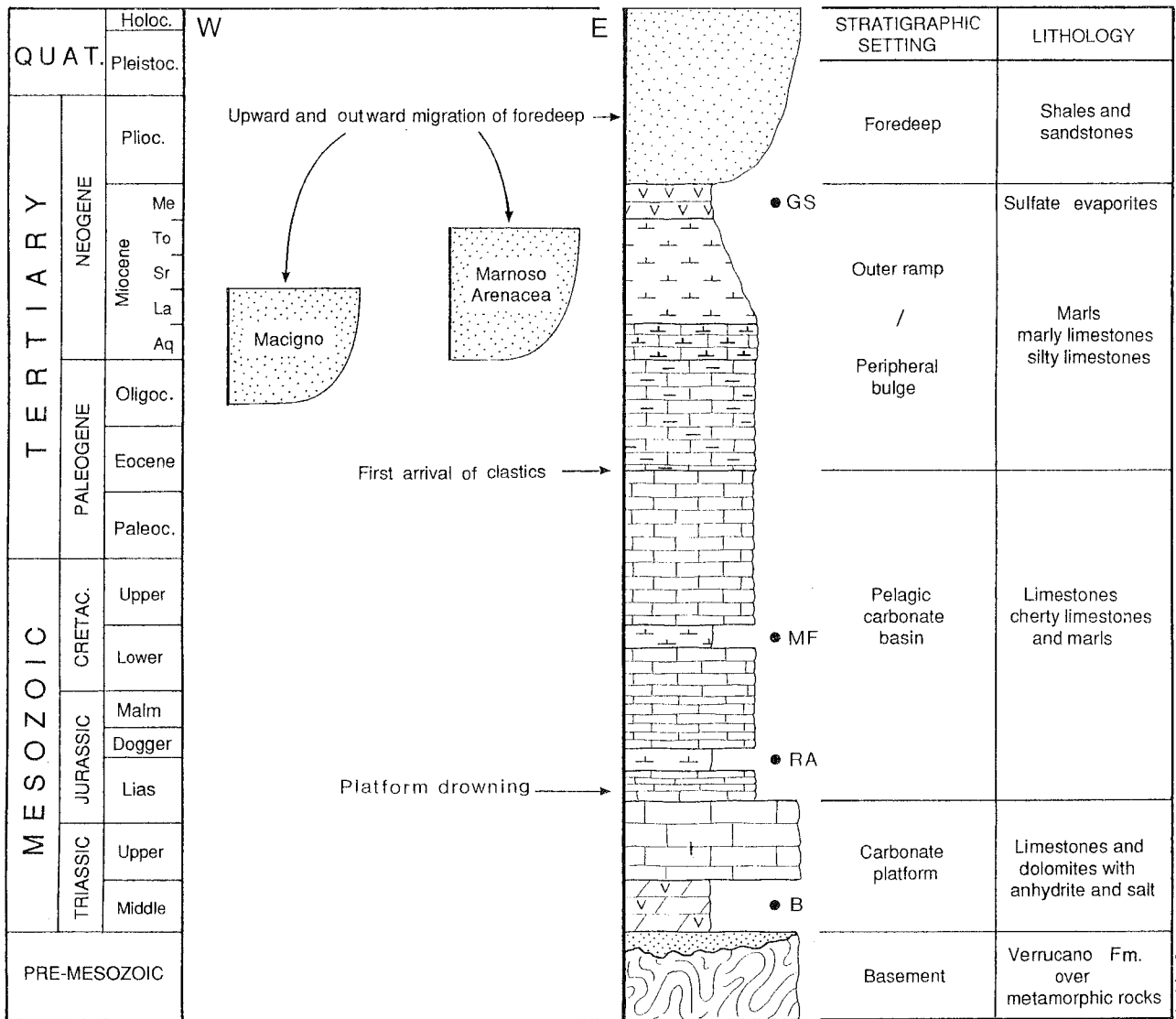


Fig. 2 - Schema semplificato della successione stratigrafica nell'area adriatica con il quadro riassuntivo dell'evoluzione tettonica.

in ambiente di piattaforma di mare sottile fino al Giurassico inferiore in un contesto tettonico di *rifting* continentale, come indicato dagli elevati spessori delle successioni di mare basso e dall'analisi della subsidenza (WOOLER *et alii*, 1992; ARGENTI *et alii*, 1993). In buona parte dell'Adriatico la sedimentazione di piattaforma carbonatica viene interrotta nel Lias superiore quando, a causa del prevalere della subsidenza, si passa alla deposizione di carbonati pelagici; solo in alcune aree meno subsidenti persiste la sedimentazione di mare basso. L'annegamento di parte delle piattaforme carbonatiche ha creato una strutturazione a piattaforme e bacini che è caratteristica del margine meridionale della Tetide (ZAPPATERA, 1990). Un significativo cambiamento nella sedimentazione è legato all'instaurarsi della deformazione compressiva che segue la convergenza fra la placca africana ed europea: il materiale silicoclastico prodottosi dallo smantellamento delle aree in sollevamento si miscela ai sedimenti carbonatici dando luogo ad una successione marnosa che si deposita in posizione di avampaese. Con la progressiva migrazione verso est della catena, l'area adriatica è interessata, prima, da deposizione di rampa esterna rispetto alle avanfosses mioceniche e poi, nel Pliocene, diventa sede dell'attuale bacino di avanfossa presente al fronte della catena.

Durante gli eventi compressivi che hanno costruito l'edificio appenninico i carbonati mesozoici depositi nel margine passivo adriatico sono stati deformati da sistemi di sovrascorrimenti che ne hanno prodotto l'impilamento con traslazione verso E. Le principali superfici di scollamento di questo sistema deformativo si trovano in corrispondenza delle *Anidriti del Burano* (triasiche) e delle *Marne a Fucoidi* (aptiano-albiano; BALLY *et alii*, 1986; HILL & HAYWARD, 1987; SAGE *et alii*, 1991). La deformazione compressiva è gradualmente migrata nel tempo verso E-NE ed è stata accompagnata dalla migrazione verso E dei cunei clastici di avanfossa depositi al fronte della catena (RICCI LUCCHI, 1986; MENICETTI *et alii*, 1991).

Una serie di bacini di avanfossa si ritrova, infatti, da ovest verso est, nell'Appennino settentrionale. I più antichi, localizzati in posizione più occidentale, sono stati deformati durante gli eventi compressivi successivi alla loro deposizione e si trovano incorporati nella catena (RICCI LUCCHI, 1986). L'attuale avanfossa è ubicata nella pianura padana e nel mare Adriatico e il suo riempimento consiste di sedimenti clastici di età pliocenico-quadernaria, con spessori fino a 6000 m, che poggiano in *onlap* su successioni mioceniche deposte nelle parti distali delle precedenti avanfosses. All'interno dell'avanfossa plio-quadernaria si riconoscono diversi stadi evolutivi. La sua individuazione nel Pliocene inferiore è caratterizzata da un rapido approfondimento del bacino che ha portato alla deposizione di argille di mare profondo e torbiditi con dispersione longitudinale. La successiva diminuzione dei tassi di subsidenza ha portato al riempimento del bacino fino all'instaurarsi di condizioni di mare basso con progredazioni deltizie, provenienti prima dall'Appennino, poi dal Po (SCHWANDER, 1989; ORI *et alii*, 1986).

L'avanfossa padano-adriatica è delimitata verso ovest dal fronte più esterno della catena appenninica, di età pliocenico-quadernaria. Questo fronte, presente nel sottosuolo della pianura padana e del mare Adriatico, si presenta articolato in una serie di archi (PIERI & GROPPI, 1981; CASTELLARIN & VAL, 1986; VAL, 1988):

l'arco del Monferrato; l'arco emiliano; l'arco ferrarese-romagnolo; l'arco adriatico (Fig. 3). La parte sud-orientale dell'arco ferrarese-romagnolo e l'intero arco adriatico sono presenti nell'area di studio.

DESCRIZIONE ED INTERPRETAZIONE DEI DATI

Per questo lavoro sono stati utilizzati pozzi per l'esplorazione petrolifera e profili sismici a riflessione multicanale (Fig. 1). Questi ultimi consistono di circa 4000 km di linee sismiche acquisite nel 1967, nella zona ministeriale "B", dalla Geophysical Service International Ltd. per conto dell'AGIP, ai quali si aggiungono, nell'Adriatico settentrionale, circa 1000 km di profili sismici acquisiti dall'Istituto per la Geologia Marina. Questo rilievo, effettuato nel 1994, aveva lo scopo di ottenere la copertura della zona "A", nella quale la sismica ministeriale è di scarsa qualità.

I pozzi per l'esplorazione petrolifera liberalizzati nella zona di studio sono circa 50 ma solo alcuni di essi si raggiungono la successione mesozoica. I pozzi che attraversano la successione mesozoica mostrano, nella maggior parte dei casi, un passaggio da sedimentazione di piattaforma carbonatica a deposizione di carbonati pelagici che avviene nel Lias. Tuttavia, questo annegamento della piattaforma carbonatica non avviene in tutta l'area e talora la sedimentazione di mare basso persiste per tutto il Mesozoico. Attraverso l'analisi dei dati di pozzo e dei profili sismici, integrati con i dati esistenti in letteratura, è stata ottenuta la distribuzione areale delle facies carbonatiche mesozoiche di mare basso e di quelle bacinali (Fig. 3; CASERO *et alii*, 1990).

La distribuzione dei sedimenti plio-quadernari, che rappresentano il riempimento del bacino di avanfossa, e la strutturazione del fronte della catena sono ben ricostruibili dai profili sismici (Fig. 4). Nell'area settentrionale il riflettore che marca la base della successione plio-quadernaria si immerge verso ovest fino a raggiungere profondità, in tempi doppi, dell'ordine di 4-5 s (Fig. 4 e 5). I sedimenti che riempiono l'avanfossa sono relativamente indisturbati e solo in prossimità della costa si rinvengono deformazioni riconducibili alla presenza del fronte esterno della catena, in questo caso quello delle pieghe ferraresi-romagnole. Nella linea CM-08 (Fig. 5) si osserva una piega che interessa i sedimenti pliocenici scollati sulla base dell'avanfossa. Questo dimostra che nelle parti più esterne, in presenza di notevoli spessori di sedimenti, la base dell'avanfossa può diventare una superficie di scollamento preferenziale. Il piegamento sopra menzionato è stato attivo solo durante il Pliocene in quanto i sedimenti sovrastanti non sono interessati dalla deformazione e la progredazione quadernaria poggia su una superficie suborizzontale.

Più a sud, la parte settentrionale dell'arco adriatico mostra la presenza di un fronte di catena netto con una piega frontale ben sviluppata (Fig. 6). L'ampiezza della piega richiede profondità di scollamento elevate, poste all'interno o, più probabilmente, verso la base della successione mesozoica. Date le caratteristiche di netta discontinuità che si osservano fra la porzione di avampaese indeformato e la grande piega legata a sovrascorrimento, il fronte della catena si può considerare del tipo ad elevata deformazione (*high*

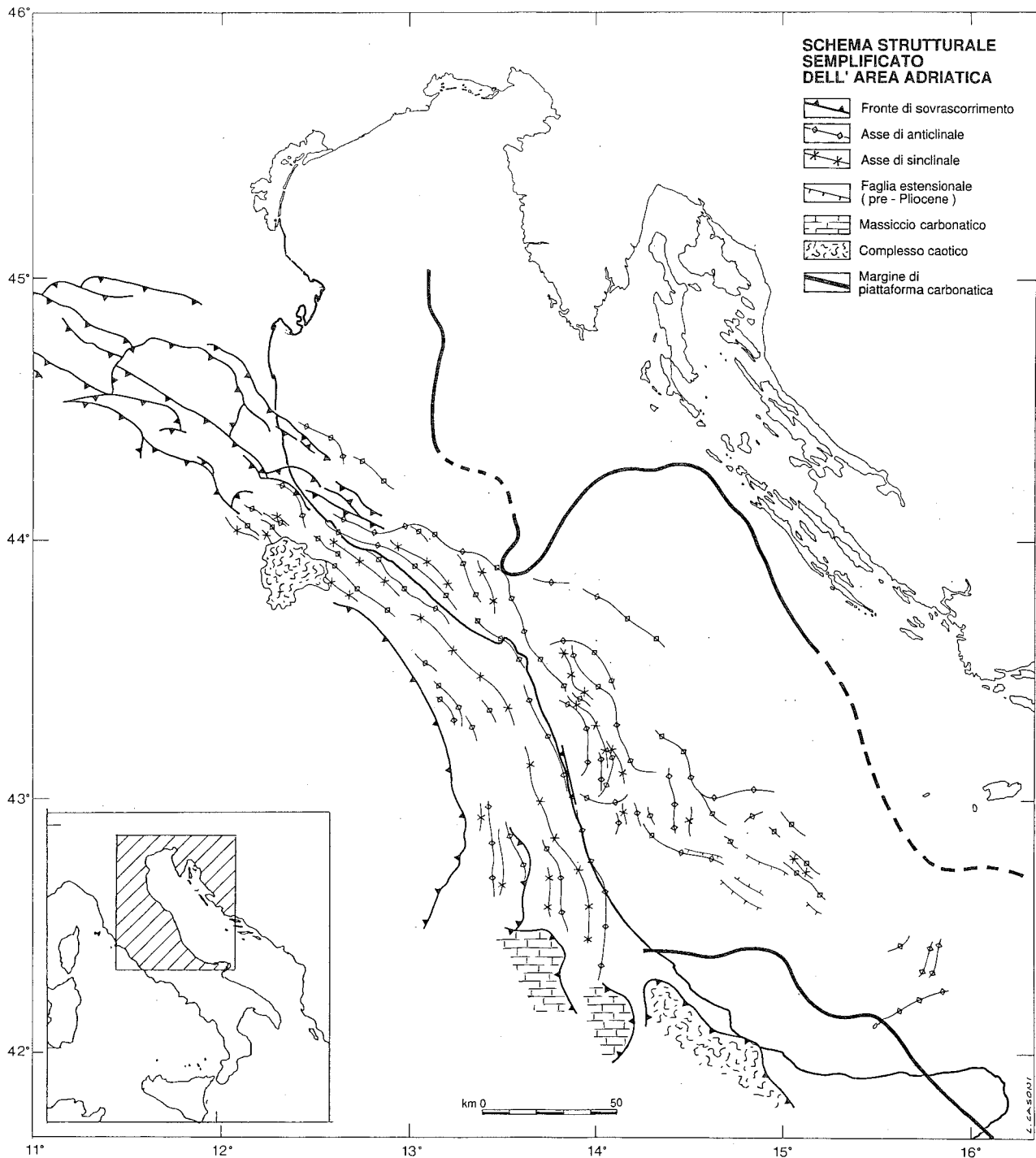


Fig. 3 - Mappa strutturale dell'area adriatica. Le strutture compressive rappresentate, pieghe e sovrascorrimenti, hanno età neogenica e quelle a mare, in particolare, sono plio-quadernarie. Le faglie distensive presenti nella zona meridionale hanno età pre-pliocenica; si noti che nella rampa esterna dell'avampaese alcune anticlinali hanno la stessa direzione e si trovano sul prolungamento di queste faglie distensive. E' anche rappresentato il margine fra le aree bacinali e quelle di piattaforma di mare basso relativamente al Mesozoico. La mappa strutturale evidenzia che l'arco delle pieghe adriatiche si è sviluppato nel dominio bacinale mesozoico e che la sua terminazione meridionale è adiacente al margine della piattaforma carbonatica mesozoica.

strain front end; MORLEY, 1986). Nel fianco posteriore della piega si riconoscono geometrie sedimentarie di crescita (SUPPE *et alii*, 1992) che documentano l'attività pliocenica della struttura. Verso l'avampaese si può ancora apprezzare la topografia mesozoica legata al passaggio fra aree di piattaforma a NE ed aree bacinali a SW. In alcune parti dell'avampaese si possono osservare delle pieghe isolate che interessano la base

della successione plio-quadernaria (Fig. 7). La geometria a cuneo degli strati nei sedimenti pre-pliocenici al di sotto della piega suggerisce la presenza di originarie faglie estensionali successivamente riattivate in contrazione (ARGNANI, 1987; COOPER & WILLIAMS, 1989). Ad ulteriore riprova di questo si può notare che anche la direzione di queste strutture è "anomala" rispetto a quella del fronte della catena (Fig. 3).

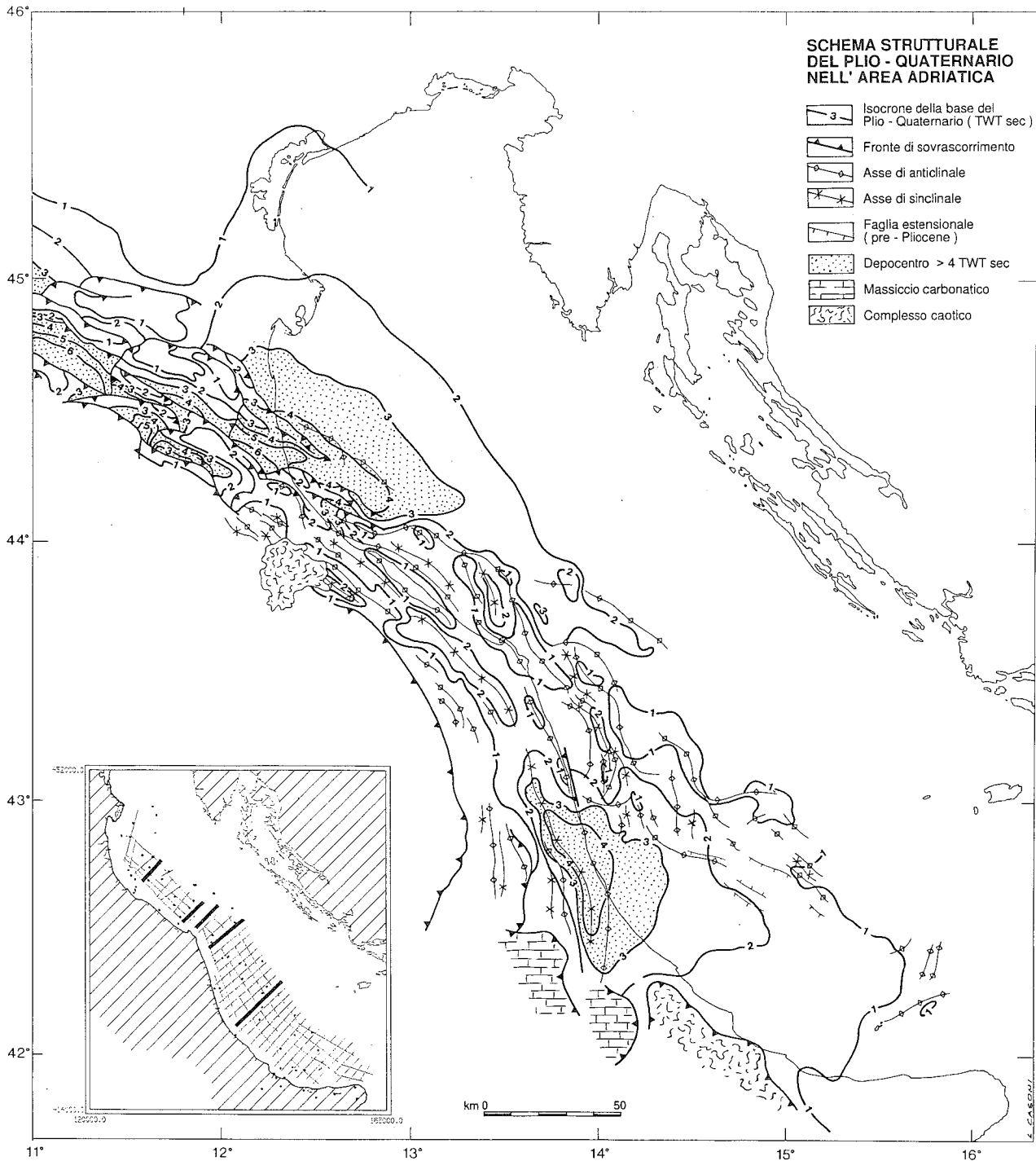


Fig. 4 - Mappa delle profondità della base del Plio-Quaternario e distribuzione dei principali elementi strutturali. Si noti come l'avanfossa adriatica sia composta da un depocentro settentrionale e da uno meridionale separati da un'area centrale nella quale la base del Pliocene ha profondità minore. Per i dettagli delle strutture vedi Fig. 9.

Lo stile strutturale che si osserva nella parte centrale dell'arco adriatico (Fig. 8) è significativamente diverso da quello della sua porzione settentrionale. In quest'area, infatti, manca un fronte netto che separa la catena dall'avampaese indeformato e la deformazione frontale si presenta come una fascia piuttosto larga di pieghe ad ampio raggio che passano gradualmente all'avampaese. Non si osservano faglie inverse o sovrascorrimenti che tagliano la successione pre-pliocenica e il piegamento sembra avvenire al disopra di uno scollamento profondo e piuttosto efficiente. Questo tipo

di strutturazione è assimilabile al fronte a bassa deformazione (*low strain front end*; MORLEY, 1986). Nella porzione nord-orientale della linea (Fig. 8) è presente una struttura di *pop-up* che si è originata nel Pliocene. La bassa qualità dell'immagine sismica non consente di stabilire se questa struttura è dovuta o meno a riattivazione di precedenti faglie distensive; tuttavia, la presenza di *pop ups* nelle parti più esterne del fronte è in linea con una deformazione lenta e progressiva che si sviluppa sopra uno scollamento ad alta efficienza (MORLEY, 1986).

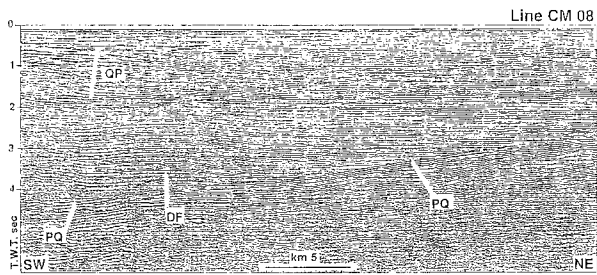


Fig. 5 - Linea CM08 e *line drawing* interpretativo attraverso il depocentro adriatico settentrionale. La base dell'avanfossa immerge monotonamente verso SO. Nella parte occidentale della linea gli strati plio-quaternari sono scollati sulla base dell'avanfossa (DF). Un cuneo di sedimenti progradanti (QP) costituisce la porzione superiore del riempimento dell'avanfossa adriatica.

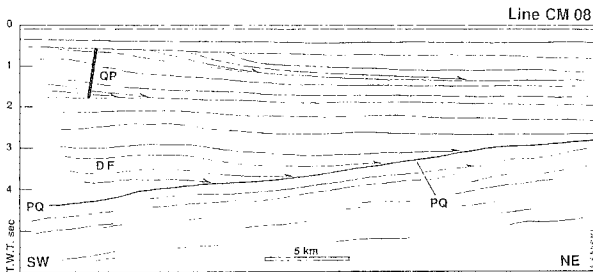


Fig. 6 - Linea B-403 che mostra un'anticlinale legata a un sovrascorrimento con vergenza verso NE. Ad est della piega la base del Plio-Quaternario (PQ) raggiunge profondità di 2.8 secondi (t.w.t.) e il riempimento bacinale è indeformato. Questo assetto strutturale è tipico degli "high strain thrust fronts" (HSTF). Nel fianco occidentale dell'anticlinale sono presenti strati depositi contemporaneamente al piegamento (GS). PM indica la zona di transizione fra il bacino e la piattaforma di mare basso relativamente al Mesozoico.

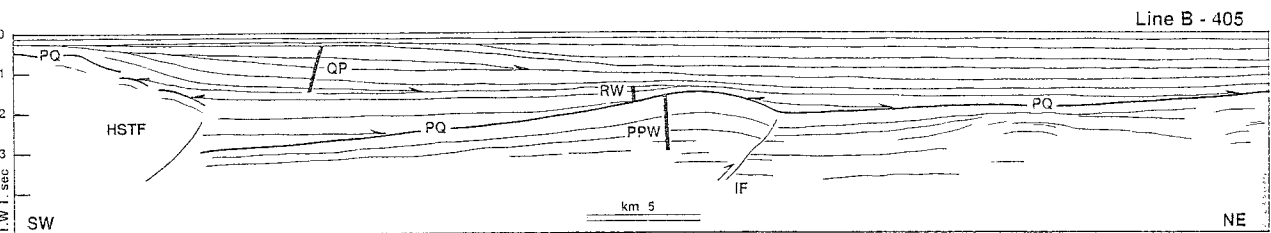
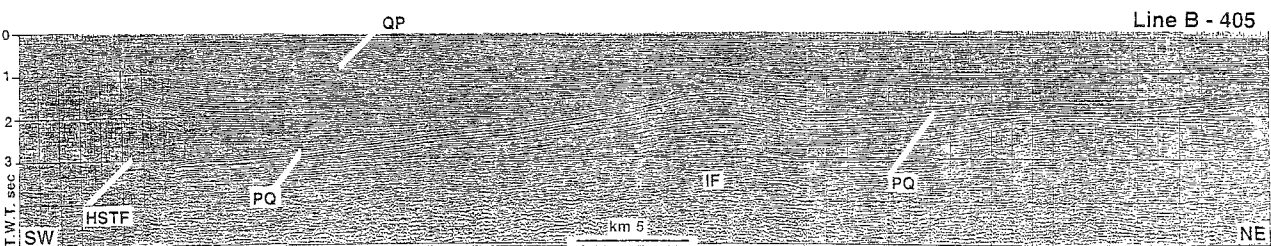
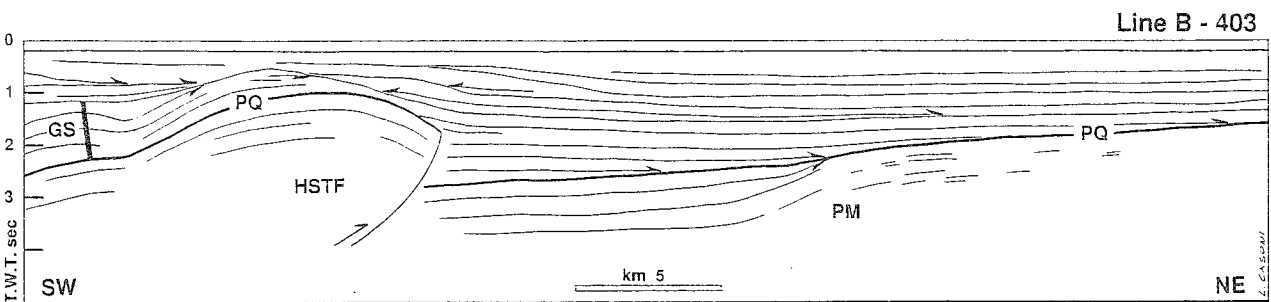
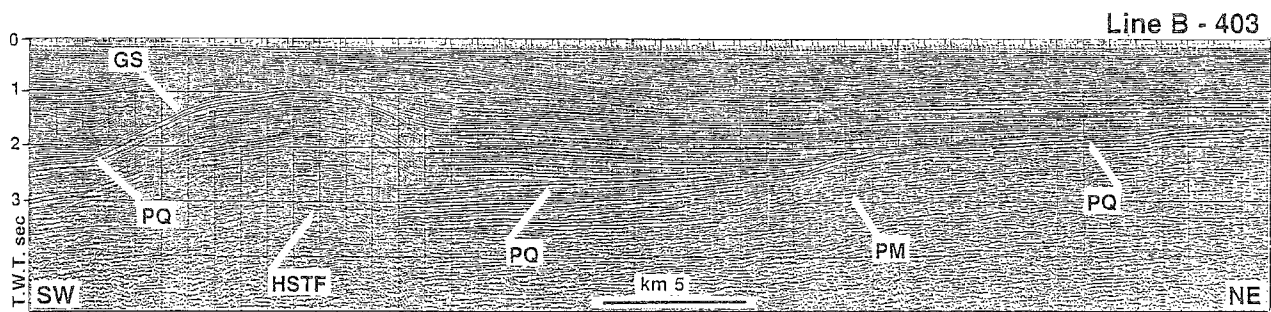


Fig. 7 - Nella linea B-405 il fronte della catena appenninica presenta caratteristiche simili a quelle della figura precedente (HSTF). L'anticlinale nella rampa di avampaese (IF) è originata dalla riattivazione di una faglia distensiva pre-pliocenica immergente verso O; nella zona dell'anticlinale è infatti visibile il riempimento cuneiforme pre-pliocenico originato da tale faglia distensiva.

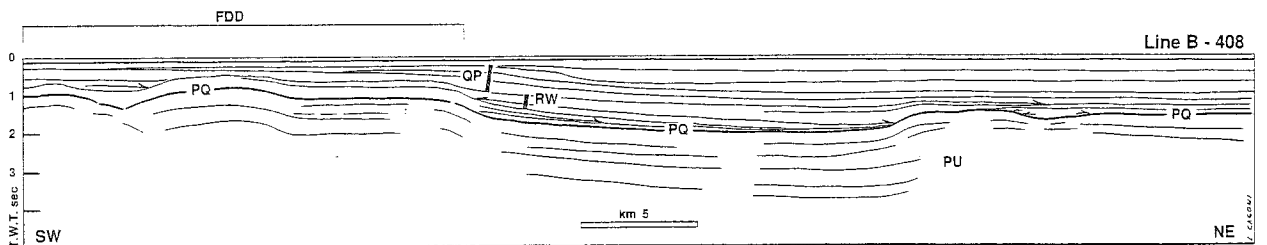
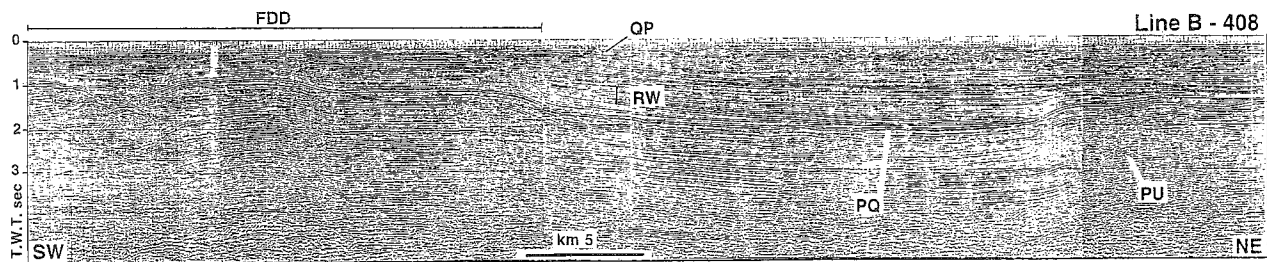


Fig. 8 - Nella linea B-408 il fronte della catena appare come una fascia caratterizzata da ampie pieghe (FDD). Queste pieghe sono imputabili a una superficie di scollamento profonda che rimane cieca. Davanti al fronte deformativo la base del Plio-Quaternario è sub-orizzontale a una profondità minore di 2 secondi (t.w.t.). Questo stile strutturale è tipico di zone caratterizzate da "low strain thrust front". Nella parte centrale della linea è presente un cuneo di sedimenti depositi durante il piegamento (RW) e nella parte orientale è visibile una struttura di estrusione tipo pop up (PU). Un'unità progradante di età quaternaria (QP) costituisce la parte superiore del riempimento sedimentario.

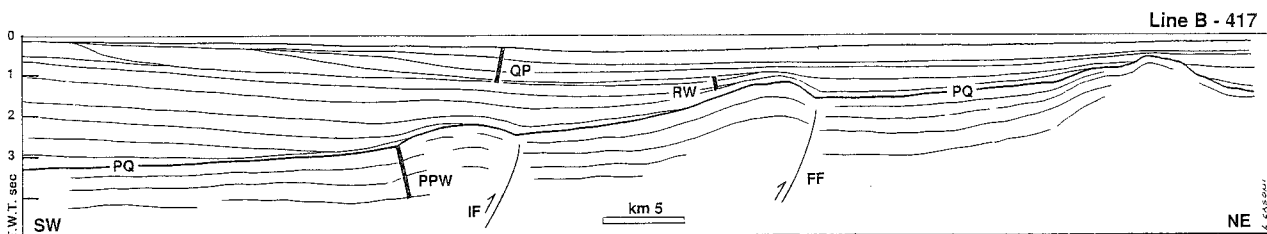
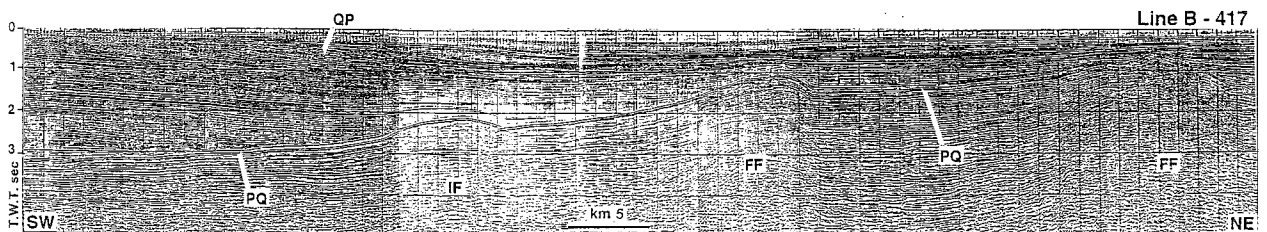


Fig. 9 - Linea B-417 attraverso il depocentro plio-quaternario meridionale. La base del Pliocene si approfondisce verso SE fino a raggiungere la profondità di 3.4 secondi (t.w.t.). Tre anticlinali sono visibili nella rampa di avampaese. La più occidentale (IF) sembra essere legata alla riattivazione contrazionale di una faglia distensiva alla quale è imputabile il cuneo di sedimenti pre-messiniani osservabile nel profilo. Per le altre pieghe un'eventuale relazione con precedenti faglie normali non è dimostrabile. Nella porzione sommitale della linea è presente un'unità progradante quaternaria (QP).

Nella porzione più meridionale dell'arco adriatico il fronte arretra significativamente verso terra. I profili sismici (Fig. 9) mostrano un bacino di avanfossa molto sviluppato che raggiunge profondità (in tempi doppi) di 4 s (Fig. 4) verso costa. Sulla rampa esterna dell'avanfossa (Fig. 9) sono presenti strutture plicative simili a quelle viste nel profilo B-405 (Fig. 7) e in alcuni casi se ne può dimostrare l'origine per riattivazione contrazionale di precedenti faglie normali. Anche in questo caso, come visto in precedenza, la direzione delle strutture di inversione risulta marcatamente obliqua rispetto al fronte della catena che in quest'area ha direzione circa N-S (Fig. 3).

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

I dati geofisici mostrano che la porzione frontale dell'Appennino è strutturata secondo una serie di archi alla intersezione dei quali si riscontrano i massimi spessori dei sedimenti plio-quaternari dell'attuale avanfossa (Fig. 4). Nell'area di studio sono presenti la porzione più orientale dell'arco ferrarese-romagnolo e l'arco delle pieghe adriatiche (Fig. 3); quest'ultimo si innesta, a sud, nell'Appennino meridionale.

Lungo il fronte dell'arco adriatico sono presenti notevoli variazioni nello stile strutturale. In alcune parti la deformazione frontale è diffusa su zone abbastanza

ampie che passano gradualmente all'avampaese (*low strain front end*), mentre in altre essa si concentra su una fascia ristretta nettamente separata dall'avampaese indeformato (*high strain front end*). Nel primo caso lo spessore dei sedimenti dell'avanfossa adiacente appare notevolmente ridotto rispetto alla situazione in cui il fronte è netto. Inoltre, lungo gli assi delle anticlinali di rampa si osserva la presenza di culminazioni e depressioni che si alternano a breve distanza, indicando un complesso gioco di rampe laterali e un marcato non cilindricismo della deformazione. Come evidenziato in varie regioni di catena (DAVIS & ENGELDER, 1985; SCHEDL & WILTSCHKO, 1987) il controllo principale sullo stile deformativo è dato dalla litomeccanica della successione coinvolta. A grandi linee questa successione, poggiante sulla litosfera continentale di Adria, è caratterizzata da sedimenti carbonatici mesozoici appartenenti a domini di piattaforma e di bacino originatisi durante la tettonica estensionale che ha prodotto l'oceano tetideo. A questi fanno seguito sedimenti marnosi terziari legati all'insorgere del regime tettonico convergente e deposti in avampaese o in posizione di rampa esterna dell'avanfossa (ARGNANI *et alii*, 1991). I profili sismici indicano che i sovrascorrimenti responsabili dei piegamenti sono radicati in profondità, all'interno della successione mesozoica o al disotto di essa. E' pertanto ragionevole ritenere che il controllo principale sullo stile strutturale sia esercitato dall'architettura stratigrafica delle unità mesozoiche. A questo riguardo si fa notare che alcuni pozzi nell'*offshore* adriatico, in posizione di avampaese, hanno perforato sedimenti evaporitici triassici e che l'interpretazione di profili sismici ha messo in luce la presenza di strutture ritenute diapiriche (ORI *et alii*, 1986). I pozzi attualmente disponibili non consentono di valutare nel dettaglio la distribuzione spaziale delle facies deposizionali mesozoiche, particolarmente per quanto riguarda il Triassico. Pertanto, variazioni laterali di facies, in primo luogo di quelle evaporitiche, che possono controllare la geometria del sistema a pieghe e faglie non sono facilmente ricostruibili. Si può tuttavia ipotizzare che un controllo litomeccanico di questo tipo, come già suggerito (ARGNANI *et alii*, 1991), possa essere responsabile delle variazioni di stile strutturale incontrate lungo il fronte dell'arco adriatico.

Ad una scala maggiore si può anche osservare che l'intero arco adriatico si sviluppa all'interno di una successione mesozoica bacinale (Fig. 3) e nella sua parte meridionale esso è limitato dalle unità della piattaforma laziale-abruzzese e dalla Maiella. Questa disposizione strutturale richiama quella originatasi nel Tortoniano-Messiniano nei pressi della Ancona-Anzio, al limite fra le unità bacinali umbro-marchigiane e la piattaforma laziale-abruzzese (CASTELLARIN *et alii*, 1978; CIPOLLARI *et alii*, 1995). Anche in quest'ultimo caso, infatti, le ricostruzioni mostrano che il fronte di deformazione dei sedimenti bacinali risulta più avanzato di quello della adiacente piattaforma dando luogo ad una virgazione (CASTELLARIN *et alii*, 1978). E' quindi possibile che la strutturazione ad archi del fronte della catena appenninica sia da imputare alla paleogeografia mesozoica, in quanto il fronte della catena avanza maggiormente quando interessa successioni bacinali; tuttavia, ulteriori indagini sono necessarie per confermare questa ipotesi.

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia L. CASONI per l'allestimento grafico.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M. & SESTINI G. (1970) - *Development of the Northern Apennines Geosyncline*. Sp. issue of Sedimentary Geology. Sestini G. (ed), 201-648.
- ALVAREZ W. (1972) - *Rotation of the Corsica-Sardinia microplate*. Nature, 235, 103-105.
- ARGNANI A. (1987) - *Sandbox Modelling of Inversion Tectonics*. Unpublished MSc Thesis, University of London.
- ARGNANI A., ARTONI A., ORI G.G. & ROVERI M. (1991) - *L'avanfossa centro-adriatica: stili strutturali e sedimentazione*. Studi Geol. Camerti, Vol. Speciale 1991/1, 371-381.
- ARGNANI A., FAVALI P., FRUGONI F., GASPERINI M., LIGI M., MARRANI M., MATTIETTI G. & MELE G. (1993) - *Foreland deformational pattern in the Southern Adriatic Sea*. Ann. Geof., 36, 229-247.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 257-310.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1978) - *Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation in the Northern Apennines, Italy*. Journ. Geology, 86, 487-504.
- CASERO P., RIGAMONTI A., & IOCCA M. (1990) - *Paleogeographic relationships during Cretaceous between the Northern Adriatic area and the Eastern Southern Alps*. Mem. Soc. Geol. It., 45, 807-814.
- CASTELLARIN A., & VAI G.B. (1986) - *Southalpine versus Po Plain Apenninic arcs*. In: Origin of arcs. Development in Geotectonics, 21, Elsevier Amsterdam, pp. 253-280.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la "Linea Ancona-Anzio", da Lias medio al Pliocene*. Geol. Romana, 17, 161-189.
- CHANNELL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORWATH F. (1979) - *Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography*. Earth Sci. Rev., 15, 213-292.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. & PAROTTO M. (1995) - *Modello cinematico-strutturale dell'Italia centrale*. Riassunti: Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino, Camedino, 9-10 febbraio, 87-89.
- COOPER W.A. & WILLIAMS G.D. (Eds) (1989) - *Inversion Tectonics*. Geol. Soc. Sp. Publ., 44, London, pp. 375.
- DAVIES D.M. & ENGELDER T. (1985) - *The role of salt in fold-and-thrust belts*. Tectonophysics, 199, 67-88.
- HILL K.C. & HAYWARD A.B. (1988) - *Structural constraints on the Tertiary plate tectonic evolution of Italy*. Mar. Petr. Geol., 5, 2-16.
- MENICHETTI M. (1991) - *La sezione geologica cingoli - M. Maggio - Tevere nell'Appennino umbro-marchigiano: analisi cinematica e strutturale*. Studi Geol. Camerti, Vol. Speciale 1991/1, 315-328.
- MORLEY C.K. (1986) - *A classification of thrust fronts*. AAPG Bull., 70, 371-378.
- ORI G.G., ROVERI M. & VANNONI F. (1986) - *Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic-Adriatic foredeep (Central Adriatic sea, Italy)*. In: Foreland Basins, P.A. Allen and P. Home-wood (eds.), Spec Publ. int. Ass. Sediment., 8, 183-198.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain*. Progetto Finalizzato geodinamica, 414, pp. 23.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to recent foreland basins of the Northern Apennines*. In: Foreland Basins, P.A. Allen and P. Home-wood (eds.), Spec Publ. int. Ass. Sediment., 8, 105-139.
- SAGE L., MOSCONI A., MORETTI I., RIVA E. & ROUSE F. (1991) - *Cross Section Balancing in the Central Apennines: An Application of LOCACE*. AAPG Bull., 75, 832-844.
- SCHEDL A. & WILTSCHKO D.V. (1987) - *Possible effects of pre-existing basement topography on thrust fault ramping*. J. Struct. Geol., 9, 1029-1037.
- SCHWANDER M.M. (1989) - *The southern Adriatic basin, offshore Italy*. In: AAPG Atlas of seismic stratigraphy, A.W. Bally (ed), Vol. 3, 112-115.
- SUPPE J., CHOU G.T. & HOOK S.C. (1992) - *Rates of folding and faulting determined from growth strata*. In: Thrust Tectonics, K.R. McClay (ed), Chapman & Hall, 105-121.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the northern Apennines*. Ofioliti, 9, 577-618.

- VAI G.B. (1988) - *A field trip guide to the Romagna Apennine geology. The Lamone valley*. In: C. De Giuli, G.B. Vai (eds): Fossil vertebrates in the Lamone valley. Romagna Apennines. Field trip guidebook. Litografica Faenza, 7-37, Faenza.
- WOOLER D.A., SMITH A.G. & WHITE N. (1992) - *Measuring lithospheric stretching on Tethyan passive margins*. J. geol. Soc. London, 517-532.
- ZAPPATERA E. (1990) - *Regional distribution models of source rocks in the Periadriatic region*. Mem. Soc. Geol. It., 45, 817-822.

