

**CROP 03 - IL TRATTO VAL TIBERINA - MARE ADRIATICO
SEZIONE GEOLOGICA E CARATTERIZZAZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA
DELLE AVANFOSSE DELLA ZONA UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA**

RIASSUNTO

La sezione geologica dalla Val Tiberina al Mare Adriatico lungo il tracciato CROP 03 permette di ricostruire l'evoluzione del sistema di avanfosse della zona umbro-marchigiana-romagnola a partire dal Miocene inf. .

I sedimenti torbiditici che caratterizzano l'avanfossa umbro-romagnola hanno una distribuzione tripartita con marne protorbiditiche alla base, seguita da una sequenza ortorbiditica molto potente e marne catatorbiditiche al tetto. La distribuzione e i rapporti di questi tre intervalli permettono di ricostruire l'evoluzione spaziale e temporale dell'avanfossa.

La migrazione del sistema catena/avanfossa verso NE è determinata dalla propagazione dei fronti di accavallamento principali che isolano unità tettonico-stratigrafiche all'interno dell'avanfossa attiva. Ciascun segmento di avanfossa viene caratterizzato dall'esistenza di orizzonti stratigrafici guida e dalla presenza di importanti strutture gravitative di origine sinsedimentaria.

La velocità di propagazione dell'avanfossa ricostruita nell'intervallo temporale compreso tra il Cattiano e il Serravalliano è di circa 10 km/M.A., mentre tra il Tortoniano e il Pleistocene sale a 20 km/M.A.

La subsidenza del bacino torbiditico umbro-romagnolo potrebbe essere messa in relazione ad una zona di taglio profonda che realizza nell'avanfossa una progradazione della tettonica e della sedimentazione per *spreading* gravitazionale.

L'assetto strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano tra la Val Tiberina e il Mar Adriatico, definito sulla base di dati di geologia di superficie integrati da linee sismiche, si caratterizza per uno stile strutturale essenzialmente pellicolare con valori di raccorciamento dell'ordine del 28 % per i terreni calcareo-marnosi di avampaese alla base della copertura sedimentaria e del 42% per i sovrastanti cunei elastici parzialmente scollati. Un coinvolgimento del basamento nelle deformazioni compressive sembra essere ragionevole nel contesto regionale.

ABSTRACT

The tectono-stratigraphic features of the Umbro-Marchean Apennines along the Val Tiberina - Adriatic Sea transect permit to reconstruct the evolution of the foredeep system of the Umbro-Marchean-Romagnan zone since the Paleogene.

The turbiditic deposits of the Miocene Umbro-Romagnan foredeep are arranged in a typical tripartite suite, with basal

(*) Dipartimento di Scienze della Terra Università di Perugia - Piazza dell'Università - 06100 PERUGIA

(**) Istituto di Geologia - Università di Urbino - Via S. Chiara, 27 - 61029 URBINO (PS) - Indirizzo attuale: AGIP S.p.a. - GEOS - C.P. 12069 - 20120 MILANO

(***) Istituto di Geologia - Università di Urbino - Via S. Chiara, 27 - 61029 URBINO (PS)

prototurbitic marls, a thick marly arenaceous orthoturbitic sequence and capping cataturbitic marls. The distribution of these intervals reflects the migration pattern of the foredeep system. This accompanied the migration of the orogenic paroxysm toward the Adriatic foreland, with propagating detachment tectonics in active foredeep segments. The syndimentary character of this process is evidenced by the distribution of key levels and slump zones.

The depocentral migration of the foredeep system reconstructed for the early to middle Miocene amounts to about 10 km/MA, increasing to 20 km/MA during the late Miocene through Pleistocene.

The foundering of active segment of the Umbro-Romagnan foredeep can be attributed to crustal shearing. Superficial phenomena essentially resulted from gravity spreading.

The structural framework of the Umbro-Marchean Apennines along the transect defined by integrating superficial data with seismic lines, is characterized by an essentially thin-skinned style accounting for a total shortening of about 28% at the level of the calcareous-marly of the foreland deposits, at the base of the sedimentary cover, while for the overlying foredeep terrains the contraction may arrive at some 42%.

Basement shearing seems to be an integral part of the inferred structural evolution.

PAROLE CHIAVE: Sezione geologica bilanciata, Avanfossa, Appennino settentrionale

KEY WORDS: Balanced geological-cross section, Foredeep, Northern Apennines

1. INTRODUZIONE

L'Appennino settentrionale rappresentato nella sua porzione meridionale dalla dorsale umbro-marchigiana, costituisce un orogeno a pieghe e fronti di accavallamento NE vergenti (Fig. 1).

La catena è disposta a formare un arco con convessità nord-orientale verso l'adiacente avampaese adriatico. È interessata da una tettonica di copertura con una serie di anticlinali asimmetriche, che nel settore settentrionale hanno un asse orientato a N 135° debolmente immergente verso NW al di sotto dei terreni torbiditici dell'avanfossa umbro-marchigiano-romagnola (Fig.1). Queste strutture si sono originate scollandosi dal sottostante basamento, attraverso piani di sovrascorrimento propagatisi con geometria a gradini verso l'avampaese e che interessano dapprima le formazioni pelagiche carbonatiche e marnose cenozoiche, per poi coinvolgere la sovrastante sequenza di terreni torbiditici neogenici.

Questo assetto strutturale, nella parte interna della

catena, è complicato da uno scollamento completo dei terreni torbiditici umbro-romagnoli rispetto a quelli pelagici sottostanti (DE FEYTER *et al.*, 1986; MENICETTI & PIALLI, 1986). Il risultante parautoctono superficiale composto da terreni clastici, è strutturato in corpi sinclinali asimmetrici allungati in direzione NW-SE con uno stile deformativo caratterizzato da pieghe-faglie strette o "pseudodiapiriche" (SELLI, 1952). Queste strutture accomodano il raccorciamento pellicolare sopra un livello di scollamento superiore ubicato alla base delle marne prototorbiditiche. Livelli di scollamento minori nella copertura sedimentaria dell'Appennino umbro-marchigiano coincidono essenzialmente con le intercalazioni relativamente incompetenti.

L'origine della catena appenninica umbro-marchigiana è avvenuta a partire dall'Eocene medio e deriva da un processo di convergenza e collisione tra i margini continentali del blocco sardo-corso di origine europea ad Ovest e quello adriatico ad affinità africana ad Est. A livello crostale l'orogenesi è stata caratterizzata da fenomeni di subduzione ensialica di tipo A (KLIFFIELD, 1979; BOCCALETTI *et al.*, 1980; ROEDER, 1980; BALLY *et al.*, 1986). La copertura sedimentaria del blocco adriatico invece viene interessata progressivamente da una tettonica di tipo pellicolare, accompagnata dallo sviluppo di un sistema di avanfosse disposte in senso meridiano che migra gradualmente verso l'avampaese (MERLA, 1951).

Questo fenomeno si manifesta a grande scala nella diacroneità dei cunei clastici contenuti nei domini tettonico-stratigrafici dell'Appennino settentrionale, più o meno corrispondenti alle principali avanfosse.

Infatti la Falda Toscana è caratterizzata dalle torbiditi del Macigno accumulatosi nell'avanfossa toscana interna durante l'Oligocene; la più esterna unità del M. Modino-M. Cervarola è costituita dal riempimento torbiditico oligo-miocenico dell'avanfossa toscana esterna.

Nella zona umbro-marchigiano-romagnola, contigua all'avampaese adriatico, sono presenti sia depositi torbiditici miocenici dell'avanfossa umbro-romagnola, sia quelli mio-pliocenici del bacino della Laga. Inoltre questa zona comprende l'avanfossa plio-pleistocenica padano-marchigiano-adriatica (RICCI LUCCHI & ORI, 1985; RICCI LUCCHI, 1986; ORI *et al.*, 1986; ORI *et al.*, 1991) (Fig. 2). Il cuneo clastico dell'avanfossa umbro-romagnola, che sovrasta i depositi di avampaese si caratterizza per una serie torbiditica tripartita di età miocenica. Alla base si trovano marne prototorbiditiche, alle quali segue l'intervallo ortotorbiditico della Formazione Marnoso-arenacea, che riflette la maggiore attività dell'avanfossa. Depositati catatorbiditici prevalentemente marnosi chiudono il ciclo sedimentario miocenico (Fig. 3) (BORTOLOTTI *et al.*, 1970; SAGRI, 1973; BURGER *et al.*, 1978; DE FEYTER *et al.*, 1990; DE FEYTER 1991). Essi definiscono a loro volta una falda parautoctona nella parte interna della catena. Nella parte esterna dell'Appennino umbro-marchigiano, i terreni umbro-romagnoli sono ricoperti dai sedimen-

ti evaporitici della Formazione gessoso-solfifera depositati in bacini minori più o meno articolati. Sopra a questi si trova un complesso molassico accumulatosi nell'avanfossa padano-marchigiano-adriatica dal Miocene superiore in poi (CANTALAMESSA *et al.*, 1986).

L'evoluzione tettonico sedimentaria del sistema di avanfosse appenniniche è stata ulteriormente complicata dalla messa in posto di terreni alloctoni derivati dal segmento ligure-piemontese della Tetide, obdotti sul margine continentale adriatico durante la fase eocenica di collisione continentale e successivamente tralati verso l'avampaese adriatico per gravità (MERLA, 1951).

Lo sviluppo del sistema di avanfosse appenniniche oligo-plioceniche è stato attribuito da LAVECCHIA *et al.*, (1987) e VAI (1987) a fenomeni di flessura litosferica legati alla formazione della catena orogenica. Per l'avanfossa padano-marchigiano-romagnola invece è stata dimostrata una relazione tra subsidenza e processi tettonici a scala più ampia (ROYDEN *et al.*, 1987). Un'accurata definizione dell'anatomia dei vari cunei clastici dell'Appennino Settentrionale potrebbe fornire ulteriori criteri validi per l'inquadramento geodinamico dei fenomeni tettonico-sedimentari che si sono succeduti a partire dall'Oligocene.

Il settore settentrionale dell'Appennino umbro-marchigiano (Fig. 2) nel tratto studiato in dettaglio tra la Val Tiberina e l'Adriatico si caratterizza per una successione sedimentaria mesozoica-paleogenica di avampaese sovrastata dai depositi delle avanfosse umbro-romagnola e padano-marchigiano-adriatica (Fig. 2). Soprattutto il cuneo clastico umbro-romagnolo mostra una sistematica variabilità laterale indicativa dell'influenza della tettonica appenninica sulla distribuzione delle diverse facies sedimentarie.

I parametri principali che condizionano le ricostruzioni tettonico-sedimentarie del sistema di avanfosse sono: l'età dell'inizio della sedimentazione ortotorbiditica, che è indicativa dell'attività maggiore dell'avanfossa; lo spessore relativo dei sedimenti ortotorbiditici che danno il valore minimo della subsidenza nel segmento di avanfossa attivo; la distribuzione temporale e spaziale delle strutture gravitative, come slumps ed olistostromi che indicano un'attività tettonica incipiente (DE FEYTER *et al.*, 1990; DE FEYTER, 1991). Infine, variazioni stratigrafiche all'interno dei singoli cunei clastici permettono di valutare fenomeni paleotettonici a scala minore.

2. INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO

Nell'Appennino umbro-marchigiano, tra la Val Tiberina a Nord di Città di Castello e il Mare Adriatico nell'*off-shore* tra Pesaro e Cattolica, sono presenti terreni torbiditici e molassici della serie umbro-marchigiano-romagnola i quali prevalgono rispettivamente nella parte interna e in quella esterna della catena (Fig. 2).

I terreni pre-miocenici della sequenza calcarea e cal-

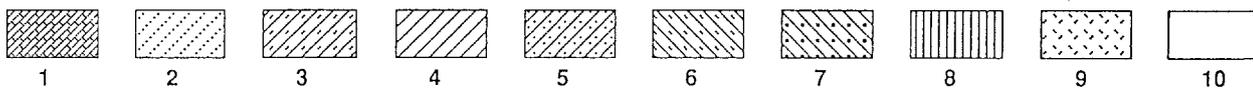
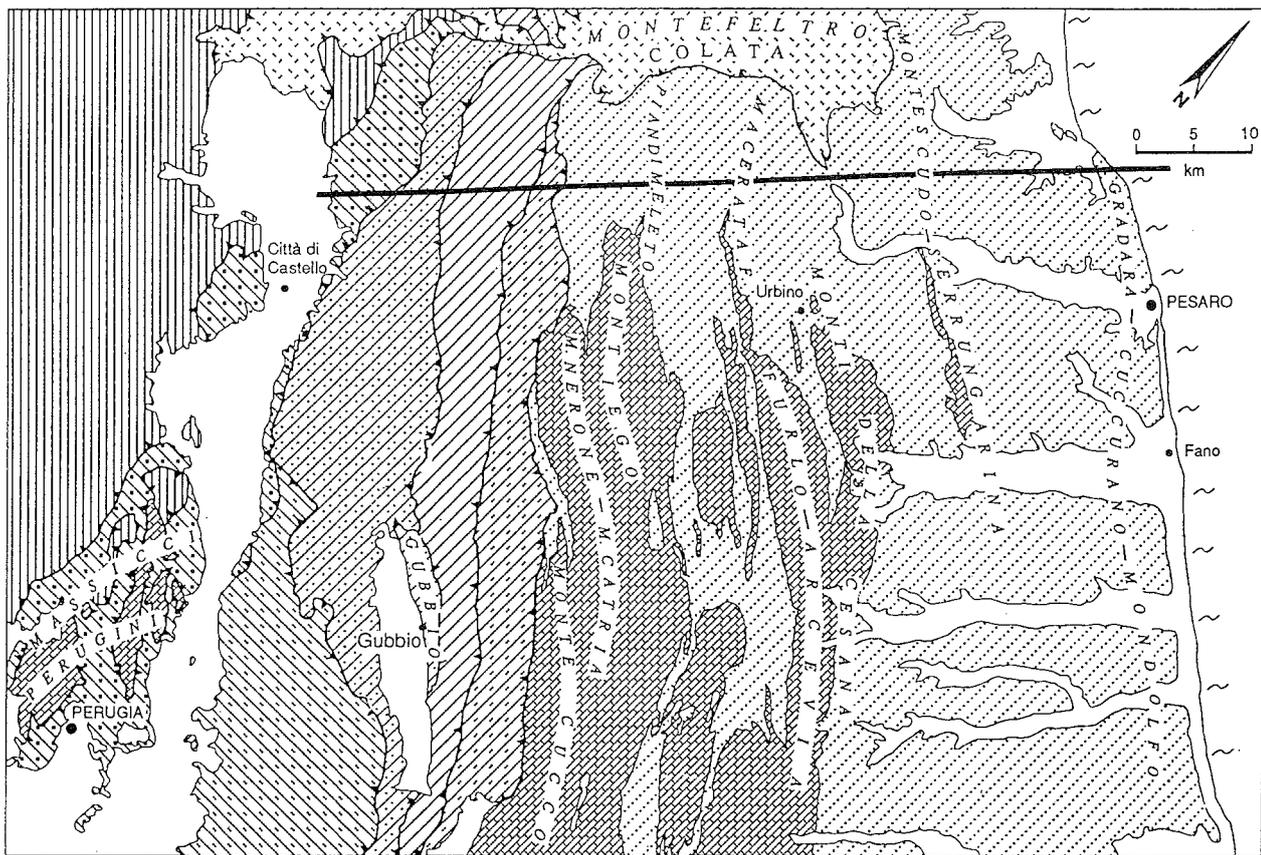


Fig. 1 - Schema geologico del settore settentrionale dell'Appennino umbro-marchigiano, con indicata la traccia della sezione geologica. Sono indicati i nomi delle maggiori strutture anticlinali e degli alti strutturali. Le linee marcate con i triangoli indicano il tetto dei sovraccorrimenti principali.

1: Successione umbro-marchigiana; 2: Successione umbro-romagnola dell'autoctono; 3: Unità del M. Vicino; 4: Unità di Borgo Pace; 5: Unità di Pietralunga; 6: Unità del M. delle Portole/M. Salaiolo M. Urbino; 7: Unità del M. Nero; 8: Dominio del M. Modino-M. Cervarola; 9: terreni alloctoni; 10: Villafranchiano e Quaternario (da DE FEYTER, 1991).

careo marnoso umbro-marchigiana affiorano in strutture anticlinali, pochi km a S della sezione (Fig.2).

La copertura sedimentaria mesozoico-paleogenica è costituita da 800 m circa di calcari di piattaforma del Lias inf. (Calcare Massiccio), a cui fanno seguito circa 1500 m di Formazioni pelagiche calcareo-marnose. La frazione marnosa prevale nella parte alta della successione, come graduale aumento dell'apporto terrigeno in corrispondenza dell'avvicinarsi del sistema migratorio di avanfosse appenniniche.

Per una descrizione più dettagliata si rimanda alla estesa bibliografia esistente (CENTAMORE & DELIANA, 1986; CRESTA *et al.*, 1989).

2.1. Formazione dello Schlier

Le marne dello Schlier rappresentano l'intervallo protordibidico della successione umbro-romagnola. Il tetto della Formazione mostra una marcata diacronietà ringiovanendosi progressivamente verso l'esterno, con la base del Langhiano inf.. Nel segmento interno del

parautoctono il tetto dello Schlier è del Langhiano medio mentre nella parte esterna arriva al Langhiano superiore. Nel autoctono contiguo lo Schlier arriva al Serravalliano medio mentre lo spessore supera i 350 m (CENTAMORE *et al.*, 1978; DE FEYTER, 1991). In corrispondenza dell'alto di Montescudo-Serrungarina nell'autoctono umbro-marchigiano-romagnolo il tetto dello Schlier raggiunge il Tortoniano medio (Fig. 3).

2.2. Formazione Marnoso-arenacea

La potente Formazione Marnoso-arenacea costituisce l'intervallo ortorbidico del cuneo clastico umbro-romagnolo. Essa risulta suddivisibile in tre porzioni corrispondenti a tre segmenti di avanfossa (Fig.3): uno interno - Marnoso-arenacea A (maA) -, uno intermedio - Marnoso-arenacea B (maB) -, ambedue ubicati nel parautoctono e caratterizzati dalla presenza di due intervalli interessati da slumps ed olistostromi; uno più esterno - Marnoso-arenacea C (maC) - situato nell'autoctono umbro-marchigiano-romagnolo.

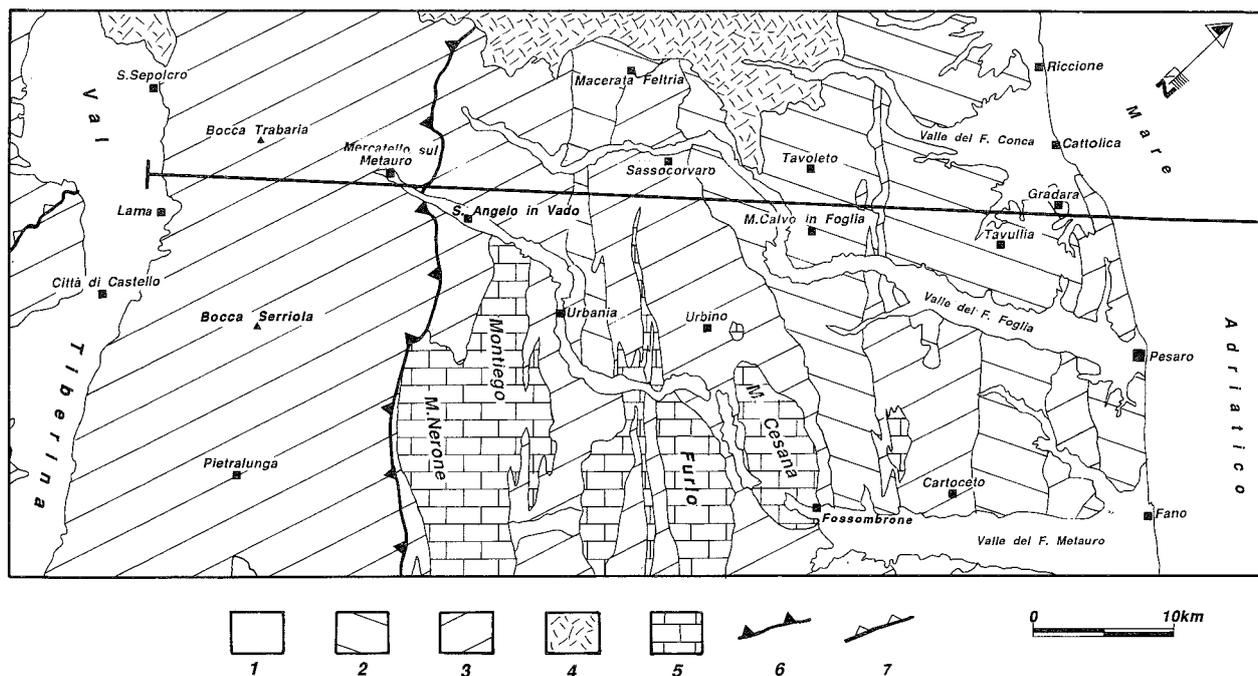


Fig. 2 - Carta geologica schematica dell'area attraversata dalla sezione geologica. 1 - Alluvioni recenti; 2 - Pliocene; 3 - Miocene; 4 - terreni alloctoni della Colata del Montefeltro; 5 - successione calcarea umbro-marchigiana dal Lias all'Oligocene; 6 - Sovrascorrimento del parautoctono sull'autoctono; 7 - Sovrascorrimento dell'Unità del M. Modino - M. Cervarola.

Il bacino di avanfossa umbro-romagnolo nel quale si sedimentava la Formazione della Marnoso-arenacea, era allungato in senso meridiano per oltre 300 km con una larghezza di circa 80 km (Fig. 5) e uno spessore di oltre 3.000 m.

Il primo settore (maA) presenta facies essenzialmente pelitico-arenacee, con direzioni di apporto per le torbiditi silicoclastiche soprattutto da NW e, subordinatamente, da SE per quelle a composizione mista nelle quali prevale la componente calcarea.

L'età del maA va dal Langhiano medio al Serravalliano medio. Appartengono a questo settore le unità strutturali più interne del M. Nero e di Poggio Castellaccio (Fig. 3).

La prima unità è costituita da facies pelitico-arenacee con torbiditi silicoclastiche di provenienza alpina da NW in strati spessi e molto spessi. Oltre a queste torbiditi calcaree bioclastiche e arcose derivano dai segmenti più interni del sistema appenninico. Più in alto in queste unità strutturali esiste un esteso livello di *slumps*, indicativo della nascita delle strutture sinclinali all'interno del parautoctono. A queste torbiditi si associano quelle a composizione più calcarea derivanti dalla piattaforma laziale abruzzese. A Sud dell'avanfossa le torbiditi miste tipo "Contessa" sono immesse nel bacino dal suo bordo interno.

Nel Serravalliano medio un secondo livello di *slumps* riflette una ulteriore strutturazione superficiale dell'avanfossa attraverso la formazione di dorsali allungate.

La parte sommitale della maA è del Serravalliano medio-superiore e contiene solo torbiditi di provenienza austro-alpina.

Nel segmento esterno del parautoctono la ma B del

Serravalliano medio-Tortoniano inferiore mostra le stesse caratteristiche stratigrafiche della coeva parte della maA.

Nell'autoctono la maC a SW dell'alto di Piandimeleto (Fig. 3) è di età Serravalliano sup.-Tortoniano inferiore. E' interamente composta da torbiditi di provenienza austro-alpina. Più esterno, tra l'alto di Piandimeleto e l'alto di Montescudo-Serrungarina, il tetto della maC è formato dalle Arenarie di Urbania del Tortoniano inf.-medio. Esse sono caratterizzate da depositi ortotorbiditici in strati arenacei dello spessore di alcune decine di metri che mostrano una composizione simile alla maC con torbide provenienti sempre da NW. Esse sono collegabili a SE con le Arenarie di Serrapinosa del bacino marchigiano interno.

2.3. Formazioni catatorbiditiche

La parte superiore della sequenza torbiditica a NE di Piandimeleto che va dal Tortoniano medio al Messiniano inf. è costituita da catatorbiditi arenaceo-marnose alimentate sempre da NW nella parte inferiore e prevalentemente da marne nella parte superiore. Al di sopra della Formazione Marnoso-arenacea maA e maB si depositano le Marne di S. Paolo di età Tortoniano inf. (Fig. 3). Le Marne di Campo sempre del Tortoniano inf. sovrastano la maC a SW dell'alto di Piandimeleto e le Marne di Letto più a NE. Nella parte esterna dell'avanfossa a NE dell'alto di Montescudo-Serrungarina, le Marne di Letto non hanno soluzione di continuità stratigrafica con il sottostante Schlier dal quale non è possibile distinguerle (Fig. 3). La loro età va dal Tortoniano medio al Messiniano.

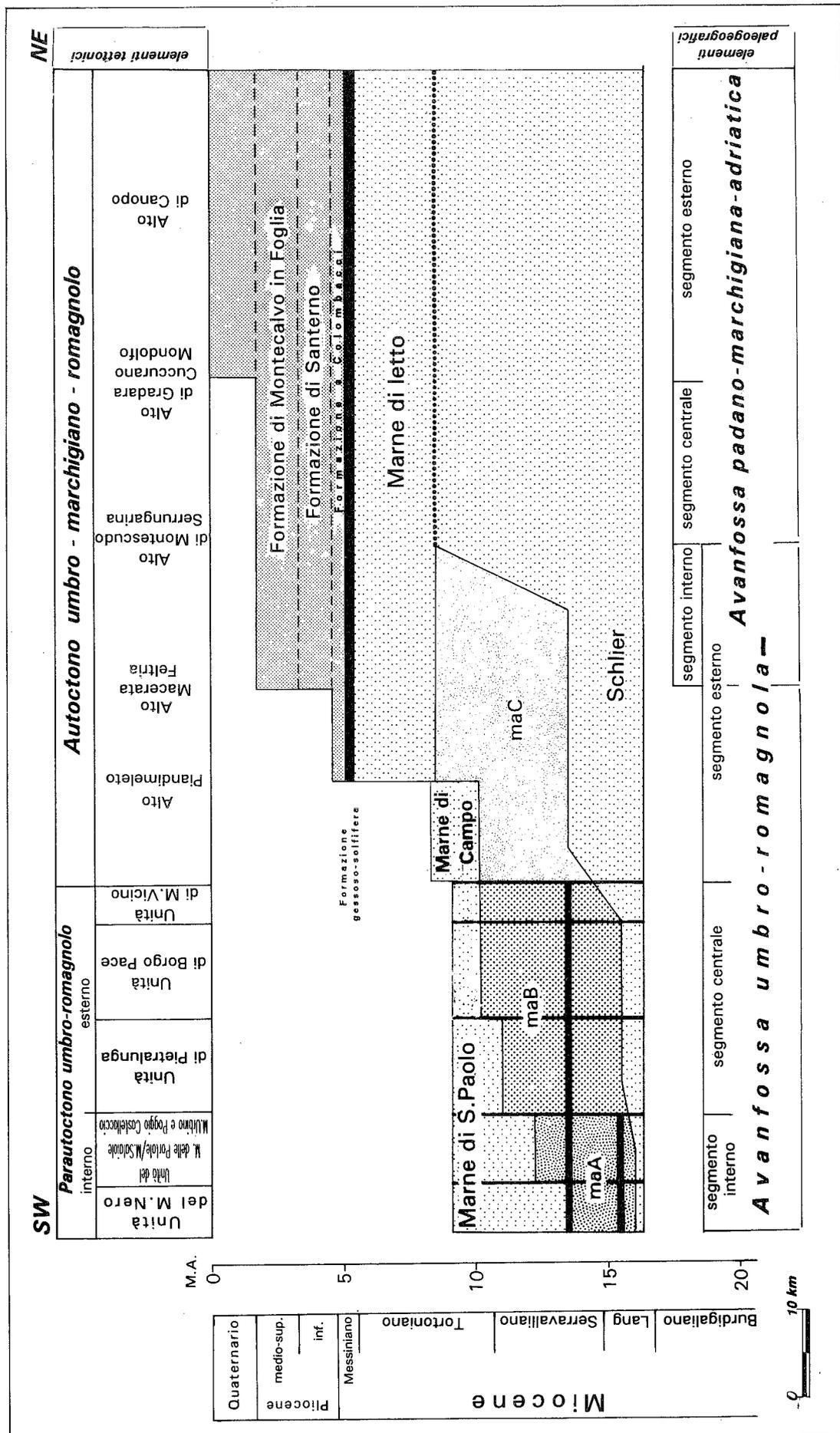


Fig. 3 - Schema tettonico-stratigrafico del cuneo clastico umbro-romagnolo. maA, maB, maC indicano rispettivamente i tre membri della Formazione Marnoso-arenacea. La linea nera spesso nella maA e maB indica la posizione stratigrafica di strutture gravitative presenti nel parautoctono (modificato da DE FEYTER, 1991).

2.4. Formazione gessoso solfifera

È costituita da diverse facies distribuite in funzione delle varie posizioni strutturali. Si hanno facies neritiche ed evaporitiche talvolta in ambiente euxinico nelle zone strutturalmente più alte con argille scure bituminose, diatomiti, gessi, gessoareniti e calcari che raggiungono complessivamente uno spessore compreso tra i 25 - 30 m. Le facies terrigene sono più sviluppate in corrispondenza delle maggiori sinclinali con successioni costituite in basso da "Tripoli" che giacciono sullo Schlier con un contatto basale erosivo, marne siltose grigio-verdi con intercalazioni di diatomiti laminate e torbiditi arenacee grossolane e canalizzate con apporti da NE-SW. Gli spessori variano da pochi metri fino a 120 m. L'età della Formazione è Messiniano inf.-medio.

2.5. Formazione a colombacci

La Formazione a Colombacci sia per la loro distribuzione areale che per le caratteristiche sedimentarie rappresentano un aspetto sinorogenico molto marcato e costituiscono la parte inferiore dei sedimenti molassici nell'area marchigiano-romagnola. Tali sedimenti sono l'espressione della attività erosiva incipiente che avveniva nelle zone di alto strutturale e che depositava sedimenti clastici nelle zone depresse attraverso conoidi deltizie. Sono costituiti da oltre 1000 m di peliti grigie, arenarie gradate e argille marnose, con corpi arenacei canalizzati al bordo SW dell'avanfossa padano-marchigiano-adriatica con conglomerati alternati con calcari di origine chimica (Colombacci). L'età è Messiniano medio-sup., post-evaporitico.

2.6. Formazione del Santerno

Nella parte NE della sezione ad oriente dell'alto di Macerata Feltria, al di sopra della Formazione a Colombacci si ha la deposizione in concordanza stratigrafica di marne grigie e siltiti, con foraminiferi, di chiara origine marina (DE FEYTER, 1991). A luoghi sono presenti corpi arenacei di delta di conoide, e torbiditi con provenienza da SW associati a strutture gravitative, con olistostromi (CONTI *et al.*, 1987; CONTI, 1989).

Lo spessore complessivo della Formazione è di circa 500 m e l'età è del Pliocene inf. .

2.7. Formazione di M. Calvo in Foglia

Il ciclo sedimentario molassico dell'area umbro-romagnola è chiuso dalla Formazione di M. Calvo in Foglia la quale presenta con uno spessore massimo di 700 m. Si tratta di argille grigie e sabbie con corpi di clastici grossolani, ciclici, appartenenti a conoidi deltizie. L'età della Formazione è del Pliocene medio-superiore.

2.8. Depositi plio-pleistocenici dell'area adriatica

Al di sopra della Formazione di M. Calvo in Foglia, nell'area del Mare Adriatico sono presenti almeno 2000 m di sedimenti terrigeni del Pliocene sup. - Pleistocene. Le caratteristiche stratigrafiche e sedimentarie di tali depositi sono state osservate attraverso l'esecuzione di numerosi pozzi per esplorazione di idrocarburi che interessano l'*off-shore* Adriatico (CANTALAMESSA *et al.*, 1986; ORI *et al.*, 1986; BALLY *et al.*, 1986). Il carattere sinorogenico di tali depositi, unitamente al loro assetto stratigrafico è inoltre ben osservabile in numerose linee sismiche a riflessione di pubblico dominio (ORI *et al.*, 1991).

3. LA SEZIONE GEOLOGICA

La sezione geologica è stata costruita partendo da dati originali derivanti da un rilevamento *ex-novo* della parte meridionale della Colata del Montefeltro (DE FEYTER, 1991) e del settore settentrionale dell'Appennino umbro-marchigiano (MENICETTI, 1991), integrati da una revisione critica dei dati esistenti letteratura (JACOBACCI *et al.*, 1969; CARLONI *et al.*, 1971).

Nella costruzione della parte esterna della sezione, i dati di geologia di superficie sono stati integrati con quelli provenienti da pozzi profondi e linee sismiche a riflessione eseguiti per l'esplorazione di idrocarburi (CARLONI *et al.*, 1971; ORI *et al.*, 1986; BALLY *et al.*, 1986).

La parte esterna della sezione corrisponde ad alcune sezioni geologiche regionali presentate da diversi Autori (BALLY *et al.*, 1986; HILL & HAYWARD, 1988; LAVECCHIA *et al.*, 1989; SAGE *et al.*, 1991), ma non è confrontabile con esse né in termini di geometria né di raccorciamento complessivo, in quanto queste ultime attraversano le strutture geologiche con angolazioni diverse e non sempre coincidenti con lo *slip-vector* regionale.

Il segmento Valtiberina-Mare Adriatico del tracciato della linea CROP 03 nella sua parte Sud-occidentale tra Lama, in sinistra orografica dell'alta valle del F. Tevere, e la valle del F. Metauro presso S. Angelo in Vado è caratterizzato in superficie dai terreni torbiditici miocenici del parautoctono umbro-romagnolo sovrastanti ad un *multilayer* mesozoico-paleogenico presumibilmente pressochè indeformato (vedi sezione geologica) (Fig. 2).

25 km più a SE comunque, nella stessa posizione strutturale si ha l'anticlinale sradicata di Gubbio (Fig. 1) costituita dai terreni mesozoico-paleogenici. La messa in posto di questa struttura apparentemente fuori-sequenza è stata interpretata come un effetto frontale della embricazione tardiva del basamento ercinico nei più interni Massicci Perugini (DE FEYTER *et al.*, 1990).

Al bordo della Val Tiberina deve esistere comunque un elemento tettonico carbonatico molto superficiale, poiché in affioramento si possono osservare le marne protorbiditiche dello Schlier alla base del Pa-

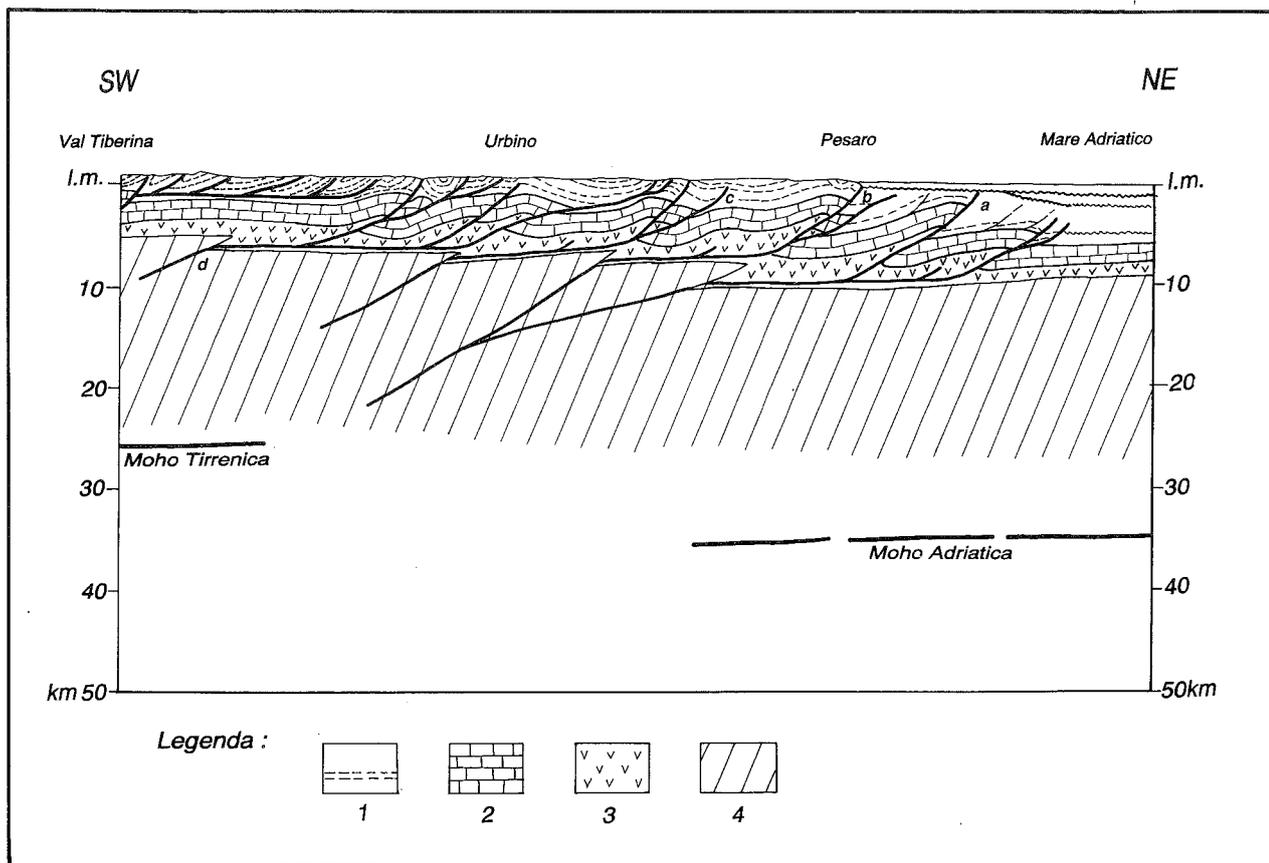


Fig. 4 - Sezione geologica schematica crostale.

1 - Sedimenti terrigeni dall'Oligocene al Pleistocene; 2 - Successione carbonatica umbro-marchigiana dal Lias all'Eocene; 3 - Evaporiti di Burano del Trias sup.; 4 - "Basamento". a: Sovrascorrimento del Pleistocene sup.; b: Sovrascorrimento del Pliocene inf.; c: Sovrascorrimento del Messiniano; d: Sovrascorrimento del Tortoniano sup.

rautoctono. Questo elemento strutturale, si accavalla sulla struttura esterna attraverso un piano di taglio ad alto angolo che presenta presumibilmente una notevole componente trascorrente destra come evidenziato dalla rotazione in senso meridiano dalle strutture compressive nel versante sinistro della Val Tiberina.

La falda parautoctona tra Lama e S. Angelo in Vado si caratterizza per la cosiddetta struttura romagnola costituita da ampie sinclinali asimmetriche, separate da faglie inverse listriche (SIGNORINI, 1940; 1941). Questi corpi corrispondono dall'interno verso l'esterno con le unità tettonico-stratigrafiche della Formazione Marnoso-arenacea del M. Nero, Castellaccio, Pietralunga, Borgo Pace e M. Vicino - vedi sezione geologica - (DE FEYTER *et al.*, 1991). L'entità della traslazione relativa verso l'avampaese adriatico dei terreni umbro-romagnoli del parautoctono è dell'ordine di una decina di chilometri, di cui 3 km sono dovuti al sovrascorrimento frontale del parautoctono sugli antistanti terreni umbro-romagnoli autoctoni essenzialmente in serie con il *multilayer* mesozoico-paleogenico (vedi sezione geologica).

L'autoctono tra S. Angelo in Vado e l'Adriatico in superficie è rappresentato dai terreni neogenici-quadernari dei cunei clastici umbro-romagnolo e padano-marchigiano-adriatico (Fig. 2). Il loro stile strutturale consiste di ampie sinclinali, come quella di Pietrarubbia,

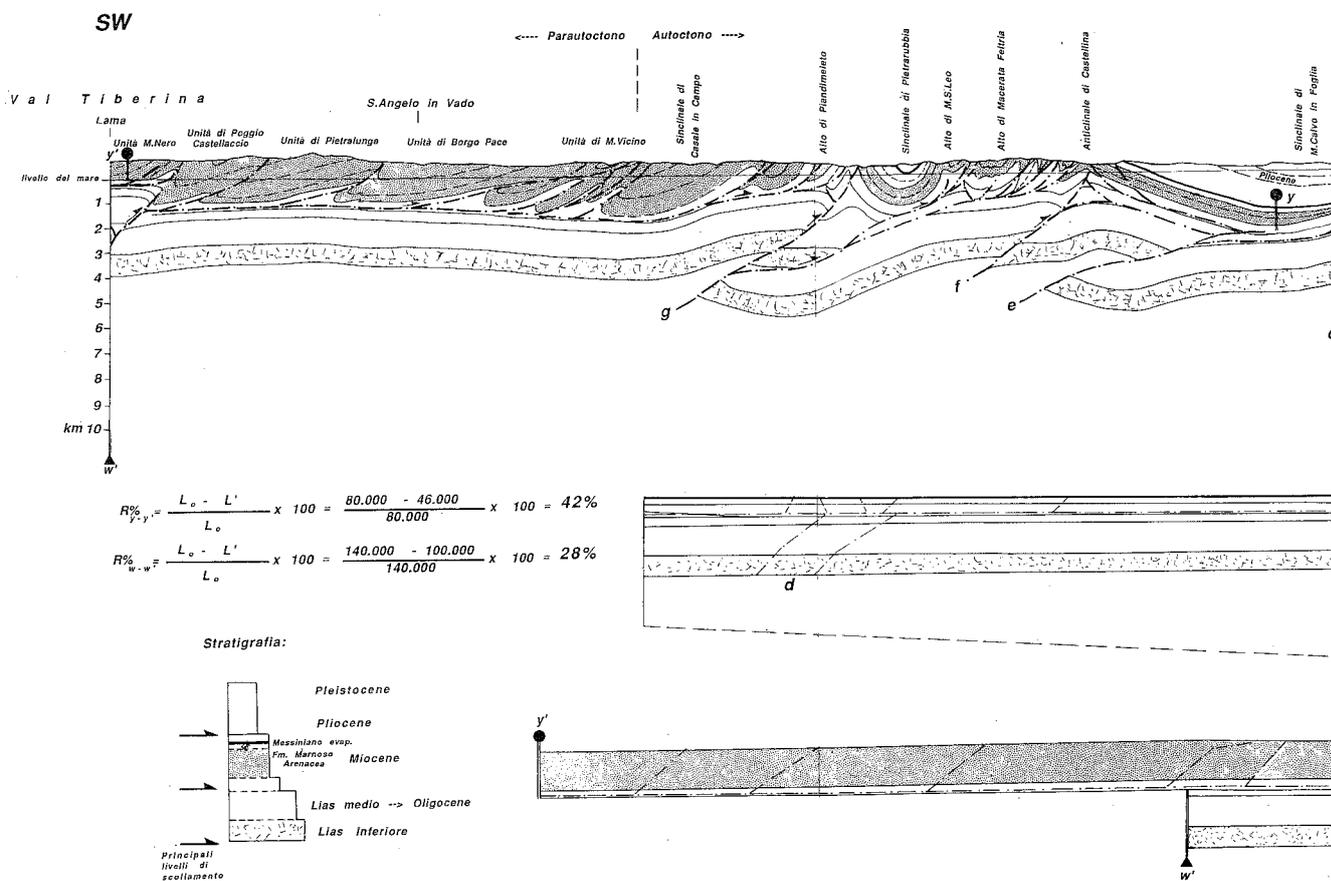
M. Calvo in Foglia e Tavullia, separate da fasce di strette pieghe-faglie. Queste ultime strutture accomodano il raccorciamento al di sopra del livello di scollamento regionale superiore, sito alla base dello Schlier, come effetto frontale dei sovrascorrimenti a gradinata che interessano il *multilayer* mesozoico-paleogenico. Lo sviluppo di zone di alto strutturale relativamente superficiali, nelle successioni clastiche, è condizionato dalla presenza nel sottostante *multilayer* carbonatico di culminazioni assiali delle anticlinali.

Ciò è dovuto sia ad un effetto geometrico che alle elevate resistenze frizionali nell'orizzonte di scollamento, dovute ad una bassa pressione dei fluidi interstiziali sotto le serie clastiche più ridotte (DE FEYTER, 1991). Queste zone di alto, rappresentano quindi l'espressione, nei terreni clastici neogenici-quadernari, delle "rughe" longitudinali umbro-marchigiane costituite da terreni mesozoici-paleogenici.

Dal fronte di sovrascorrimento del parautoctono umbro-romagnolo verso NE, i principali elementi tettonici dell'autoctono sono la sinclinale di Casale-Campo e l'alto di Piandimeleto che corrisponde più a Sud alla ruga interna dell'Appennino umbro-marchigiano (Fig. 1).

La sinclinale simmetrica di Pietrarubbia, il contiguo alto di M. S. Leo, e l'alto di Macerata Feltria, appartengono all'Appennino marchigiano e rappresen-

Sezione geologica bilanciata Valle de



tano la prosecuzione a Nord dell'anticlinale del Furlo (Fig. 1).

Il fronte di sovrascorrimento profondo che porta questo elemento strutturale carbonatico ad accavallarsi per circa 3 km a NE sulla contigua struttura di M. Calvo in Foglia, rappresenta una delle possibili espressioni settentrionali del Fronte dei M. Sibillini. La sinclinale di M. Calvo in Foglia, e la sinclinale di Tavullia separati dall'alto di Montescudo-Serrungarina costituiscono strutture sinclinali molto ampie con i terreni pliocenici coinvolti nelle deformazioni compressive.

Il piano di accavallamento al di sotto dell'alto di M. Scudo-Serrungarina, che presenta un raccorciamento di circa 4 km, è collegabile più a Nord al fronte pedappenninico padano (cfr. Fig. 14 in CASTELLARIN *et al.*, 1985).

L'alto costiero di Gradara-Cucurano-Mondolfo è costituito da una anticlinale che coinvolge terreni del Messiniano, il cui sovrascorrimento basale è stato evidenziato dal Pozzo Gabicce I (CARLONI *et al.*, 1971). La parte esterna dell'anticlinale è tagliata da un retroscorrimento che realizza una sinclinale. L'entità di questa struttura risulta comunque del tutto secondaria

rispetto alla anticlinale ospite, avendo un livello di scollamento più superficiale e localizzato nelle Marne di Letto.

Verso l'avampaese, nell'Adriatico a circa 10 km dalla linea di costa è presente un ulteriore alto principale, perforato dal Pozzo Canopo 1 costituito da una anticlinale enucleata alla fine del Pliocene (BALLY *et al.*, 1986) come è evidente nelle numerose strutture di *downlap* presenti nei sedimenti pleistocenici (ORI *et al.*, 1986).

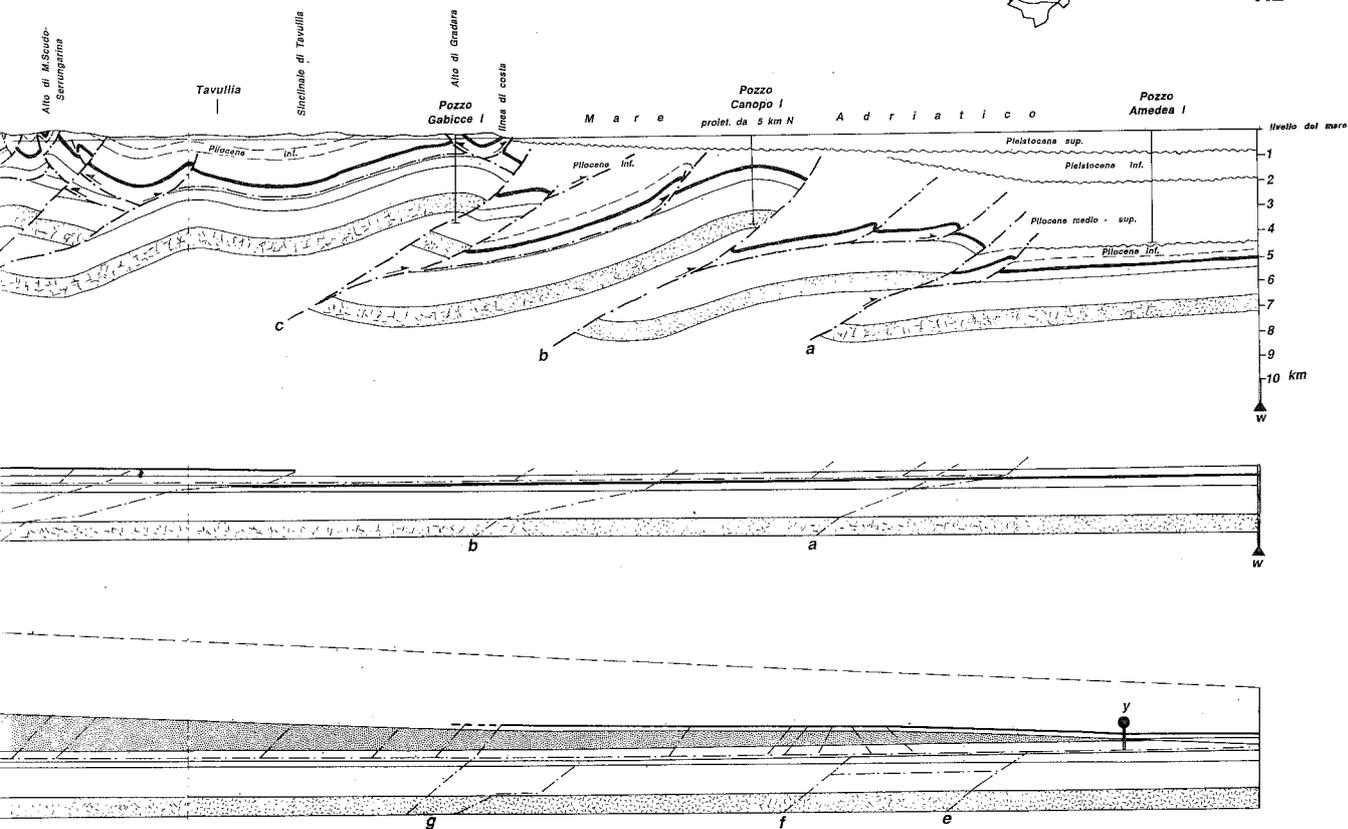
In questa parte dell'*off-shore* adriatico sia i dati provenienti dai pozzi che dalle linee sismiche a riflessione indicano l'esistenza di variazioni significative nello spessore degli intervalli stratigrafici oligo-miocenici e la presenza di superfici di erosione in corrispondenza delle zone di alto strutturale (ORI *et al.*, 1986).

L'assetto strutturale lungo tutta la sezione, al livello del *multilayer* mesozoico-paleogenico risulta abbastanza regolare, con corpi embriciati con una lunghezza media di circa 20 km e un'entità di raccorciamento del 28%. Questo stile tettonico è indicativo di una prima strutturazione della catena per processi di *buckling*, dove il Calcare Massiccio, membro domi-

Tevere - Gradara - Mare Adriatico



NE



nante della successione stratigrafica determina una lunghezza d'onda di circa 20 km. La progressiva contrazione orogenetica dà luogo alla fratturazione precoce del Calcere Massiccio nei nuclei delle anticlinali embrionali e quindi un'accentuazione della deformazione tettonica realizzata soprattutto attraverso lo sviluppo di sovrascorrimenti che si propagano con una geometria a gradinata.

Dalla sezione geologica originale ne è stata schematizzata una crostale (Fig. 4). Essa è stata costruita assumendo la presenza alla base del Calcere Massiccio del Lias inf. di circa 1500 m di Evaporiti del Trias sup.

Dopo ciò risulta evidente una diversa altezza strutturale di almeno 5 km tra gli elementi carbonatici esterni alla linea di costa rispetto alle unità tettoniche più interne (Fig. 4). Tali dislivelli sono per altro presenti anche nelle strutture più interne. È possibile risolvere ciò ipotizzando una monoclinale regionale profonda e riempiendo lo spazio tra questa e le strutture superficiali con elementi carbonatici (BALLY *et al.*, 1986; HILL & HAYWARD, 1988). Ciò porta ad un valore del raccorciamento complessivo molto alto e non completamente congruente con i dati di geologia di superficie. Inoltre la ricostruzione palinspastica dei ba-

cini torbiditici che ne deriva risulterebbe troppo estesa rispetto alla distribuzione delle diverse facies sedimentarie. Si è preferito risolvere i dislivelli alla base delle evaporiti triassiche assumendo un "basamento" dislocato in più punti da piani di taglio inversi (Fig. 4). La presenza di queste discontinuità profonde sembrerebbe per altro confermata dalla sismicità presente nell'area del Montefeltro con profondità epicentrali che raggiungono i 20 km (CONSOLE *et al.*, 1989).

4. EVOLUZIONE GEODINAMICA DELL'AVANFOSSA UMBRO-ROMAGNOLA

L'evoluzione spaziale e temporale dei fenomeni sedimentari riflette i processi tettonici che determinano la migrazione nel tempo e nello spazio del cuneo clastico dell'avanfossa umbro-romagnola (Fig. 5). Il parametro principale che permette di definire l'assetto tettonico e stratigrafico di tale cuneo, riguarda la posizione strutturale delle eteropie sedimentarie.

L'età dei principali intervalli del ciclo torbiditico tripartito varia sistematicamente in corrispondenza con i limiti dei principali segmenti deposizionali dell'avan-

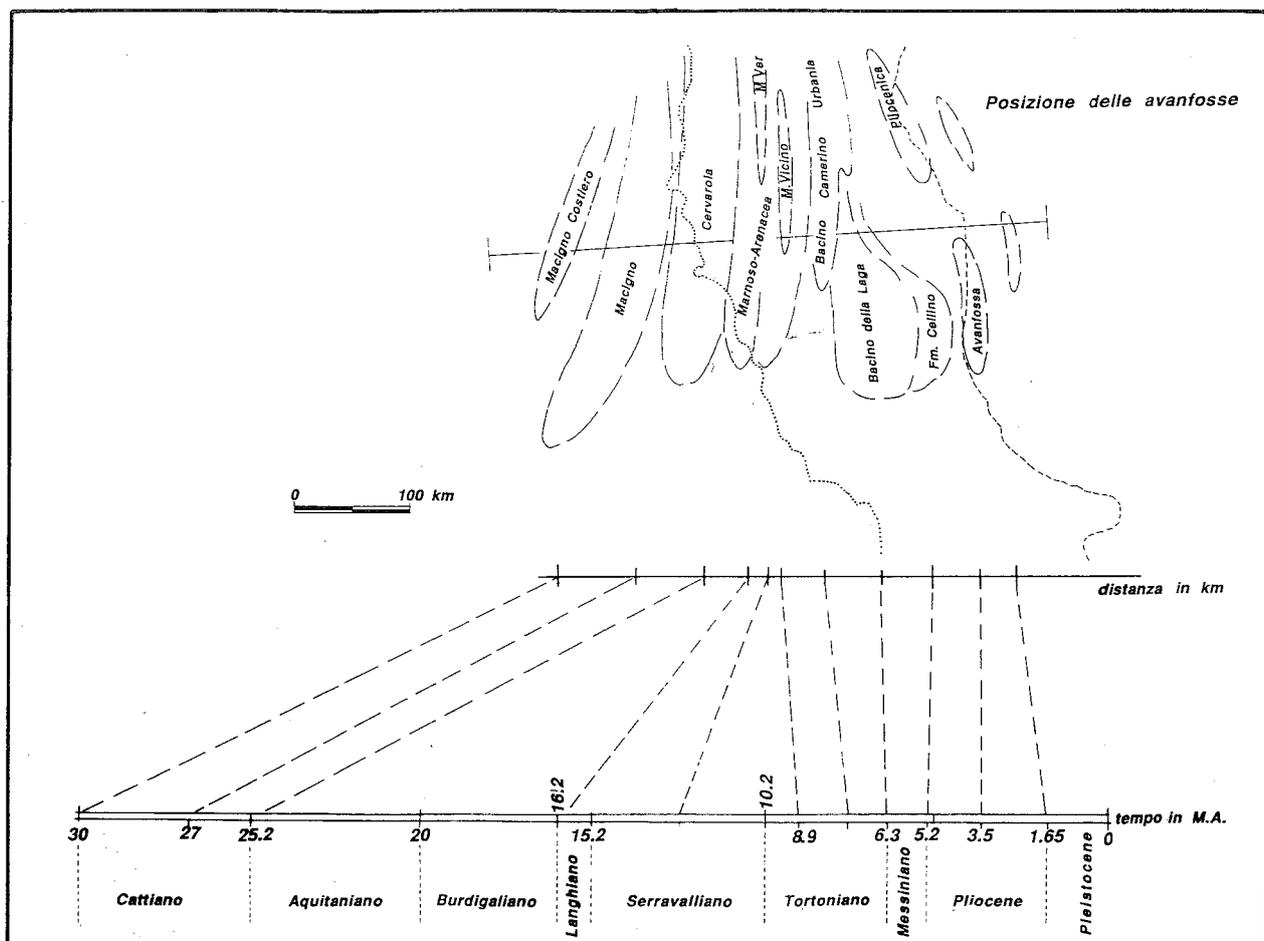


Fig. 5 - Ricostruzione palinspastica della posizione delle principali unità dell'avanfossa toscano-umbro-marchigiano-romagnola.

fossa (Fig.3). Così, il contatto fra le marne prototorbiditiche dello Schlier e l'intervallo ortotorbiditico della Formazione Marnoso-arenacea riflette l'inizio della subsidenza accelerata nel bacino di avanfossa. Nella porzione interna del parautoctono umbro-romagnolo, nell'area in esame rappresentata dall'unità del M. Nero, questo contatto cade nel Langhiano medio, datando così l'attivazione del segmento interno dell'avanfossa umbro-romagnola. Il segmento centrale è rappresentato dalle più esterne unità parautoctone di Pietralunga, Borgo Pace e M. Vicino dove la base della Formazione Marnoso-arenacea ha un'età del Langhiano sup. (Fig. 3).

Nell'adiacente autoctono, fino all'alto di Montescudo-Serrungarina, l'inizio della sedimentazione ortotorbiditica nel Serravalliano medio contraddistingue il segmento esterno dell'avanfossa umbro-romagnola. Più a NE, l'assenza dei terreni ortotorbiditici umbro-romagnoli è indicativa dell'ubicazione del bordo esterno della principale avanfossa miocenica.

La marcata differenza d'età degli eventi torbiditici nei sub-domini romagnoli ed umbro-romagnoli del parautoctono e nell'autoctono adiacente, suggerisce che questi si erano originati in una parte dell'avanfossa più o meno individualmente subsidente. Per esempio i 1500 metri delle torbiditi di piana sottomarina della maB della parte esterna del parautoctono umbro-roma-

gnolo, depositi tra il Langhiano Sup. e il Serravalliano medio, sono coevi con i 200 m delle marne dello Schlier dell'autoctono adiacente. Questo implica una considerevole subsidenza del fondo del bacino rispetto alla parte più esterna dell'avanfossa in evoluzione. Quest'ultima d'altra parte era soggetta ad una subsidenza della stessa entità come è indicato dallo spessore di circa 2 km delle ortotorbiditi della maC dell'autoctono di età compresa tra il Serravalliano sup. e il Tortoniano inf..

Fattori come ad esempio le deformazioni superficiali del substrato calcareo della successione litostratigrafica umbro-marchigiana hanno avuto un ruolo secondario nei movimenti verticali e nell'evoluzione dell'avanfossa stessa.

Un meccanismo di flessura della litosfera continentale può essere invocato solo nella parte attiva e più interna dell'avanfossa almeno fino al Langhiano.

Malgrado l'effetto addizionale della rapida sedimentazione in una parte d'avanfossa subsidente (GRE-TENER, 1981), il solo carico superficiale da solo non può spiegare la flessura della avanfossa (RICCI LUCCHI, 1986). Infatti gli stadi di sedimentazione ortotorbiditica nelle varie parti dell'avanfossa umbro-romagnola, precedono i maggiori sovrascorrimenti nella sua proiezione più interna. Inoltre l'insieme dell'autoctono dell'Appennino settentrionale è deformato soprattutto

da una tettonica di scollamento superficiale con radoppi tettonici veri e propri limitati all'area toscana.

La parte esterna dei fronti di accavallamento nel dominio umbro-marchigiano corrispondono, a parti molto meno deformate rispetto alle stesse unità nelle zone più interne toscane. Il carico dei terreni alloc-toni, costituiti essenzialmente da liguridi, comunque non può aver avuto una grande importanza sulla subsidenza considerando la loro distribuzione dispersa su un'area molto ampia.

Risulta pertanto evidente che un altro tipo di carico ha giocato un ruolo importante nell'evoluzione dell'avanfossa umbro-romagnola. La generazione di avanfosse progressivamente subsidenti e l'associata migrazione della sedimentazione torbiditica era probabilmente controllata da una serie di embrici crostali lungo una zona di taglio immergente a SW che si sviluppava verso l'avanpaese adriatico (SAGRI, 1973; KLIGFIELD, 1979; BOCCALETTI *et al.*, 1980;). Una zona di taglio profonda di tipo ensialico dello stesso tipo è stata dimostrata per l'avanfossa che dalla pianura padana scende nelle Marche e nell'Adriatico (ROYDEN *et al.*, 1987).

La differenziazione delle diverse unità tettonico-stratigrafiche in cui si è suddiviso il bacino della Formazione Marnoso-arenacea non richiede una tettonica che coinvolga strutture profonde, ma livelli di scollamento situati alla base della sequenza flyscioide nelle marne protorbiditiche. Ad esempio, la formazione della sinclinale nell'unità di Borgo Pace (vedi sezione) nel Serravalliano sup. era dovuta ad un sovrascorrimento di questo tipo. Questo è anche evidente nelle strutture che indicano movimenti gravitativi e nella distribuzione delle facies arenacee nella zona di cerniera della sinclinale di M. Pollo a NE di Gubbio e nella zona di Apecchio (DE FEYTER *et al.*, 1990). Strutture gravitative più o meno coeve, derivanti da SW si hanno in una posizione strutturale simile in altre Unità del parautoctono umbro-marchigiano. L'unità di M. Vicino contiene alcuni *slumps* minori (DE FEYTER *et al.*, 1990), mentre *slumps* molto più estesi con frane vere e proprie, accompagnate da olistostromi con elementi di facies toscana e di liguridi, sono presenti nella unità di Pietralunga e Poggio Castellaccio, soprattutto più Sud tra la struttura di Gubbio e Perugia (Fig. 1).

La parte più interna dell'unità di M. Nero comprende degli *slumps* a Nord di Città di Castello. La controparte più cospicua di queste strutture gravitative del Serravalliano è nei numerosi *slumps* presenti nell'unità di Poggio Castellaccio nell'Appennino Romagnolo (Fig. 3) (RICCI LUCCHI, 1975; DE JAGER, 1979; TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979; TEN HAAF, 1985; VAN WAMEL & ZWART, 1990).

Anche l'unità del M. delle Portole-M. Salaiole-M. Urbino contiene olistostromi dell'inizio del Serravalliano (DAMIANI *et al.*, 1983; MENICETTI & PIALLI, 1986). Questi olistostromi derivano da una generazione di strutture gravitative che si verificano nel subdominio interno del parautoctono umbro-romagnolo. D'altra parte strutture originate da movimenti gravitativi sono

vitativi sono molto comuni nell'unità di M. Vicino e nell'adiacente autoctono.

La formazione di diverse generazioni di strutture gravitative riflette l'avanzata discontinua e una differenziazione topografica verso l'avanpaese adriatico dell'avanfossa. La topografia era influenzata dalle pulsazioni tettoniche che progressivamente coinvolgevano larghe parti dell'avanfossa umbro-romagnola. Si formano così dei sub-bacini longitudinali all'interno delle unità tettonico-stratigrafiche separati da anticlinali generate nella parte frontale delle superfici di scollamento e che a loro volta li separavano dal substrato autoctono. Faglie inverse listriche accentuavano e, eventualmente distruggevano queste strutture.

Le deformazioni sinsedimentarie sequenziali ed interne al fronte del parautoctono della Formazione Marnoso-arenacea indicano un *spreading* gravitazionale verso NE (ELLIOTT, 1976). La validità di questo meccanismo è dimostrata dalla penecontemporaneità della differenziazione nella parte interna dell'avanfossa umbro-romagnola alla base del Langhiano sup. e la sedimentazioni ortorbiditica della maB nel segmento esterno dell'avanfossa adiacente. In questo ultimo lo spessore dei depositi umbro-romagnoli non era ancora sufficiente per permettere la formazione di una tettonica superficiale da scollamento (cf. GREENER, 1981). Strutture longitudinali, compresa la sinclinale presente nell'unità di Borgo Pace, erano modellate dagli impulsi deformativi nel Serravalliano inf.-medio. Questi impulsi deformativi erano accentuati anche nel sub-bacino romagnolo. Ancora lo *spreading* gravitazionale era apparentemente causato da una subsidenza relativa più esterna, dove la Formazione maC inizia ad accumularsi (DE FEYTER *et al.*, 1991). Questa tettonica sinsedimentaria del Miocene medio era sequenziale a quella simile indotta dagli stessi impulsi deformativi nella parte esterna dell'avanfossa toscana, come indicato nel parautoctono e nel dominio del M. Modino-M. Cervarola (GUNTHER & REUTTER, 1985). Quindi si può ritenere che il parautoctono umbro-romagnolo e il dominio del M. Modino- M. Cervarola sono interessati probabilmente da una superficie di scollamento superficiale comune (DE JAGER, 1979; TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979).

Movimenti gravitativi sinsedimentari del Tortonian inf. medio, marcano la maggiore traslazione del parautoctono verso l'avanpaese adriatico nel Miocene sup. Essi interessano soprattutto le sinformi dei sub-bacini prossimi alle strutture embricate (DE FEYTER *et al.*, 1986). Anche gli impulsi deformativi precedenti, l'esteso *gravitational spreading* del Miocene sup. devono essere attribuiti ad una maggiore risalita della parte più interna dell'orogeno (BOCCALETTI *et al.*, 1980).

Durante il Miocene inf., blande deformazioni plicative al di sopra del piano di scollamento delle evaporiti triassiche permettono la formazione di strutture anticlinali nell'autoctono, come indicato nelle variazioni di spessore del Bisciario. Queste strutture anticlinali erano amplificate in maniera significativa da pieghe e sovrascorrimenti a partire dal Serravalliano sup.,

Apparentemente il livellamento del basamento dell'avanfossa umbro-romagnola a quel tempo permetteva la formazione di una tettonica di scollamento superficiale (DE FEYTER *et al.*, 1990).

La sua migrazione a scala regionale verso l'avampaese adriatico è compatibile con un modello di *spreading* gravitazionale (ELLIOTT, 1976). La catena umbro-marchigiana composta dalle strutture anticlinali come quella del M.Nerone-M.Catria evolve simultaneamente con lo *spreading* gravitazionale della parte più interna del parautoctono. Questo è evidenziato dalle intense deformazioni generate nei fianchi interni delle anticlinali che si opponevano allo sviluppo verso l'avampaese delle deformazioni (DE FEYTER *et al.*, 1986).

In conclusione il modello di evoluzione tettonico-stratigrafica del complesso dei bacini di avanfossa umbro-marchigiani-romagnoli deriva soprattutto dall'analisi spaziale e temporale della distribuzione delle facies sedimentarie. Nel parautoctono della zona umbro-marchigiana-romagnola, strutture originate da movimenti gravitativi riflettono la differenziazione di segmenti di avanfossa in bacini sinformi formati da *spreading* gravitazionale innescato nelle zone interne dalla migrazione verso Est di un taglio ensialico. Probabilmente alcune di queste caratteristiche sedimentarie hanno un significato paleotettonico simile anche nel dominio del M. Modino-M.Cervarola. I terreni carbonatici dell'autoctono umbro-marchigiano si sono deformati indipendentemente sotto la spinta di piani discollamento più profondi.

5. DISCUSSIONE

Nell'area del settore settentrionale dell'Appennino umbro-marchigiano attraversata dalla parte più orientale del profilo CROP 03, nel tratto compreso tra Lama e Gradara, è possibile effettuare una ricostruzione dell'evoluzione tettonico-sedimentaria del cuneo clastico dell'avanfossa umbro-marchigiano-romagnola.

A partire dall'Oligocene nell'area tosco-umbro-marchigiana-romagnola il sistema catena/avanfossa migra progressivamente verso ENE determinando le condizioni di sedimentazione delle diverse unità torbiditiche. Tale migrazione è determinata dalla propagazione verso NE dei fronti di accavallamento principali che determinano la formazione di bacini minori all'interno dell'avanfossa. La velocità di propagazione dell'avanfossa verso l'avampaese può essere determinata sulla base di una ricostruzione palinspastica dei singoli bacini torbiditici. Una serie di sezioni geologiche restaurate e bilanciate ha permesso di ricostruire le posizioni e l'estensione dei singoli bacini torbiditici a partire dal più interno Macigno fino all'attuale avanfossa pleistocenica, lungo un transetto che dalla Toscana raggiunge l'Adriatico (MENICHETTI, 1991) (Fig. 5). La velocità ricavata nell'intervallo compreso tra il Cattiano il Serravalliano è di circa 10 km/M.A., valore che raddoppia invece tra il Tortoniano e il Pleistocene (Fig. 6). È possibile che questo incremento

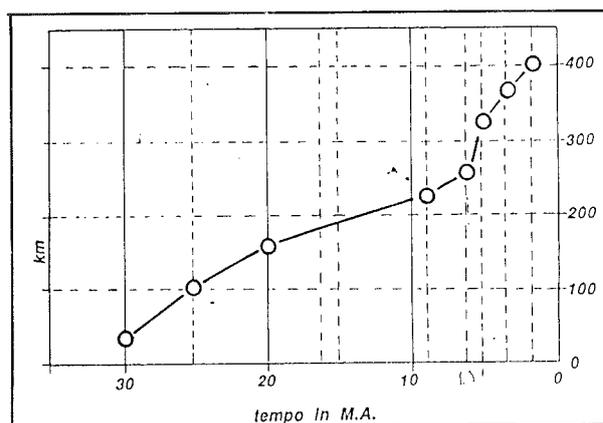


Fig. 6 - Velocità di propagazione dell'avanfossa umbro-marchigiano-romagnola (da MENICHETTI, 1991).

nel gradiente di velocità, a partire nel Tortoniano, possa essere imputato ad un contributo, in termini di carico litostatico ulteriore, della catena più interna già formatasi o all'intervento di forze esterne al sistema orogenico (ROYDEN *et al.*, 1987). La subsidenza del bacino torbiditico umbro-romagnolo potrebbe quindi essere messa in relazione ad una zona di taglio profonda localizzata nell'area più interna che realizza nell'avanfossa esterna una progradazione della tettonica e della sedimentazione per *spreading* gravitazionale. Questa variazione nel gradiente di velocità di avanzamento del sistema catena/avanfossa è stata verificata anche nei settori padani dell'Appennino Settentrionale (BOCCALETTI *et al.*, 1990) ed è in accordo con i valori di propagazione del depocentro di sedimentazione dei bacini torbiditici, calcolati con metodi stratigrafici (RICCI LUCCHI, 1986). L'attuale avanfossa Plio-Pleistocenica, meno deformata rispetto ai termini torbiditici oligo-miocenici, nell'Appennino Settentrionale mostra almeno tre segmenti più profondi separati da altrettante zone di alto strutturale che isolano sub-bacini (Fig. 1 in ROYDEN *et al.*, 1987; VAN WAMEL & ZWART, 1990; DE FEYTER, 1991). Questa differenziazione è osservabile nell'area umbro-marchigiano-romagnola già al livello del bacino della Formazione Marnoso-arenacea, della Formazione della Laga e nella avanfossa Pliocenica, separata da una zona di alto strutturale lungo la direttrice Cingoli-Conero (Fig. 5).

La sezione geologica bilanciata costruita sulla base di dati di geologia di superficie integrati da linee sismiche a riflessione, si sviluppa per 100 km circa dalla Valle del Tevere fino a 30 km dalla linea di costa nell'*off-shore* di Pesaro. Il raccorciamento complessivo calcolato nel *multilayer* cenozoico umbro-marchigiano risulta essere del 28 %, mentre nelle unità torbiditiche mio-plioceniche sovrastanti raggiunge il valore di circa il 42 %. Questo valore del raccorciamento è inferiore rispetto a quello calcolato da altri A. lungo sezioni circa parallele a quella presentata e che comunque attraversano strutture diverse con angolazioni rispetto allo *slip-vector* regionale anche superiori ai 30°. In particolare BALLY *et al.* (1986) danno un valore del 42%, HILL & HAYWARD (1988) del 53

% mentre le sezioni bilanciate presentate da SAGE *et al.* (1991) raggiungono un raccorciamento complessivo del 36 %, coinvolgendo nella deformazione anche il basamento, situato ad una profondità superiore ai 10 km.

Il coinvolgimento parziale del "basamento" nelle deformazioni compressive sembra essere ragionevole anche sulla base di una costruzione geometrica della sezione geologica F. Tevere - Adriatico (Fig. 4) e in buon accordo con ricostruzioni simili effettuate nel settore centrale dell'Appennino umbro-marchigiano (MENICETTI, 1991).

Proprio una delle tante problematiche, non risolvibile con i dati attualmente a disposizione, che potrà chiarire la sismica profonda è l'entità di questo raccorciamento nel basamento.

BIBLIOGRAFIA

- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1988) - *Balanced sections and seismic reflections profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 257-310.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E., LAZZAROTTO A., 1980 - *Evoluzione dell'Appennino settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 359-373.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., MORATTI G. & POTETTI M. (1987) - *Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giorn. Geol. (3), **48/1-2**, 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*. Palaeo **3**, **77**, 3-14.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (1982) (Eds.) - *Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale*. CNR P.F. Geod. S.P., **5**, Pubbl. 429.
- BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M., SESTINI G. (1970) - *The miogeosynclinal sequences*. In G. SESTINI (Ed.) DEVELOPMENT OF THE NORTHERN APENNINES GEOSYNCLINE. Sed. Geol., **4**, 314-444.
- CANTALAMESSA CENTAMORE E. CHIOCCHINI U., MICARELLI A., POTETTI M. (1986) - *Il Miocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti Vol. spec., 35-55.
- BURGER H., GROSCURTH J., GUENTHER K. (1978) - *Stratimetric comparison of graywake-sequences in the Northern Apennines*. In H.CLOSS, D.ROEDER & K. SCHMIDT (Eds.): ALPS, APENNINES, HELLENIDES. Int. Un. Comm. Geodyn. Ci. Rep., **38**, Schweizerbat'scher Verl. Stuttgart, 279- 283.
- CAPUANO N., TONELLI G. & VENERI F. (1988) - *Ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica del margine appenninico nell'area feltresca (Marche settentrionali) durante il Pliocene inferiore e medio*. Mem. Soc. Geol. It. **35**, 163- 170.
- CARLONI G.C., COLANTONI P., CREMONINI G., D'ONOFRIO S., SELLI R. (1971) - *Nota illustrativa della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Fogli 109, 110, 117, Pesaro-Senigallia-Jesi*. Servizio Geologico d'Italia
- CASATI P., BERTOZZI P., CITA M.B., LONGINELLI A. & DAMIANI V. (1978) - *Stratigraphy and paleoenvironment of the Messinian "Colombacci" Formation in the Periadriatic trough. A pilot study*. Mem. Soc. Geol. It. **16**, 173-195.
- CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986) - *Pianura Padana, interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. AGIP spa, 73.MO CONGRESSO SOC. GEOL. IT., Roma, 1986.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (1986) - *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*. Giorn. Geol., **47**, 47-75.
- CENTAMORE E, DEIANA G., Eds. (1986) - *Geologia delle Marche*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., 1-145
- COLALONGO M.L. & SARTONI S. (1979) - *Schema biostratigrafico per il Pliocene ed il basso Pleistocene in Italia*. Pubbl. 251, P.F. Geodinamica, CNR, 10 pp.
- CONSOLE R., DI GIOVANBATTISTA, FAVALLI P., SMRIGLIO G. (1989) - *Definizione delle strutture della costa adriatica attivate nelle sequenze sismiche del 1987*. G.N.G.T.S., **VI**, 519-529.
- CONTI S. (1989) - *Geologia dell'Appennino marchigiano - romagnolo tra le valli del Savio e del Foglia*. Boll. Soc. Geol. It., **108**, 453-489.
- CORSI M., DE FEYTER A.J., MENICETTI M., PIALLI G.P. (1991) - *Elementi strutturali del Montefeltro (Marche settentrionali) - Guida all'escursione - Gruppo Informale Geologia Strutturale, aprile 1991, 45 p.*
- CREMONINI G., FARABEGOLI E. (1977) - *Litostratigrafia della Formazione a Colombacci in Romagna*. Giornale di Geologia, **42**, 61-82.
- CRESTA S., MONECHI S., PARISI G. (1989) - *Stratigrafia del Mesozoico e Cenozoico nell'area umbro-marchigiana*. Mem. desc. Carta Geol. It., **39**, 182 p.
- DAMIANI A.V., PANNUZI L., PIALLI G. (1983) - *Osservazioni geologiche nelle aree comprese fra i massicci perugini ed i rilievi di Gubbio*. Giorn. Geol., **45**, 127-150.
- DE JAGER J. (1979) - *The relation between tectonics and sedimentation along the "Sillaro Line"*. Geol. Ultraieci., **19**, 97 pp.
- DE FEYTER A.J. & MENICETTI M. (1988) - *Back thrusting in forelimbs of rootless anticlines, with examples from the Umbro-Marchean Apennines (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It. **35**, 357-370.
- DE FEYTER A.J. & MOOLENAAR N. (1984) - *Messinian fan-glomerates: the Colombacci Formation in the Pietrarubbia basin, Italy*. Journ. of Sedim. Petr. **54** (3), 747-758.

- DE FEYTER A.J., KOOPMAN N., MOLENAR N. & VAN DEN ENDE C. (1986) - *Detachment tectonics and sedimentation, Umbro - Marchean Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **105**, 65-85.
- DE FEYTER A.J., MOLENAAR N., PIALLI G., MENICHELLI M., VENERI F. (1990) - *Paleotectonic significance of gravity displacement structures in the Miocene turbidite series of the M. Pollo syncline (Umbro- Marchian Apennines, Italy)*. Geol. Mijnb., **69**, 69-86
- DE FEYTER A.J. (1991) - *Gravity tectonics and sedimentation of the Montefeltro, Italy*. Geol. Ultraiectina, **35**, 168 p. .
- ELLIOTT D. (1976) - *The motion of thrust sheets*. J.Geophys. Res., **81**, 949-963 .
- 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. Geof. Teor. ed Appl., **17**, 65.
- ESU D., GIROTTI O. (1991) - *Late Pliocene and Pleistocene assemblages of continental molluscs in Italy. A survey*. Il Quaternario, **4**,1a,137-150.
- GANDOLFI G., PAGANELLI L. & ZUFFA G.G. (1983) - *Petrology and dispersal pattern in the Marnoso- Arenacea Formation (Miocene, Northern Apennines)*. Journ. Sed. Petr. **53**, 2, 493-507.
- GASPERI G., GELATI R. & PAPANI G. (1986) - *Neogene evolution of the Northern Apennines on the Po Valley side*. Giorn. Geol., (3), **48**/1-2, 187-195.
- GUAZZONE G., MAZZOTTI A., BILGERI D. (1986) - *Interpretazione di una sezione sismica a riflessione mediante la ricostruzione della stratigrafia in tempi*. Boll.Soc.Geol.It., **105**, 3-12
- GUENTHER K. & REUTER K.J. (1986) - *Il significato delle strutture dell'unità di M. Modino - M. Cervarola tra il Passo delle Radici ed il M. Falterona in relazione alla tettonica dell'Appennino settentrionale*. Giorn. Geol., (3), **47**/1-2, 15-34.
- GRETENER P.E. (1981) - *Pore pressures, discontinuities, isostasy and overthrusts*. In K.R. McCLAY & N. PRICE (Eds.): THRUST AND NAPPE TECTONICS - Geol.Soc.London Spec. Publ., **9**, 33-39 .
- HILL K.C., HAYWARD A.B. (1988) - *Structural constraints on the Tertiary plate tectonic evolution of Italy*. Marine Petr. Geol., **5**, 1, 2-16 .
- LAVECCHIA G., MINELLI G & PIALLI G. (1989) - *Contractional and extensional tectonics along the Trasimeno Lake - Pesaro transect (Central Italy)*. In: BORIANI et al. (Eds.), THE LITHOSPHERE IN ITALY: ADVANCES IN EARTH SCIENCE RESEARCH. Acc. Naz. Lincei, Roma 1989, 177-194.
- KLIGFIELD R. (1979) - *The Northern Apennines as a collisional orogen*. Am. J. Sci., **279**, 676-691.
- MENICHELLI M. & PIALLI G. (1988) - *Geologia strutturale del Preappennino Umbro tra i Monti di Gubbio e la catena del M. Petrano - M. Cucco*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 371-388.
- MENICHELLI M. (1991) - *Evoluzione tettonica del settore settentrionale dell'Appennino umbro-marchigiano*. Tesi dottorato di ricerca in scienze della Terra, III Ciclo, Università di Perugia, 258 p. .
- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll.Soc.Geol.It., **70**, 95-382.
- ORI G.G., ROVERI M., VANNONI F. (1986) - *Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic foredeep (Central Adriatic Sea, Italy)*. In P.A. ALLEN & HOMEWOOD (Ed.) , FORELAND BASINS, IAS Spec. Pub., **8**, 183-198 .
- ORI G.G., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M.L., MOSNA S. (1991) - *The Pliocene- Pleistocene adriatic foredeep (Marche and Abruzzo, Italy) : an integrated approach to surface and subsurface geology*. 3rd E.A.P.G. Conf. Florence, Adriatic foredeep field trip guide book, AGIP S.p.a., 85 p.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post - Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab.*. In: BORIANI et al. (Eds.), THE LITHOSPHERE IN ITALY: ADVANCES IN EARTH SCIENCE RESEARCH. Acc. Naz. Lincei, Roma 1989, 157-176.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. 414, 23 PP.
- P.F. GEODINAMICA, CNR (in stampa) - *Structural Model of Italy. Sheet n. 1, scala 1: 500.000*, SELCA. Firenze.
- RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene palaeogeography and basin analysis in the Periadriatic Apennines*. In: C. SQUYRES (Ed.), GEOLOGY OF ITALY - 2. P.E.S.L., Castelfranco Veneto - Tripoli (1977), 129-236.
- RICCI LUCCHI F. (1981) - *The Miocene Marnoso-arenacea turbidites, Romagna and Umbria Apennines*. In F.RICCI LUCCHI (Ed.): EXCURSION GUIDEBOOK, 2nd Eur. Reg. Mtg. Int.Ass. Sed., Bologna, 229-303.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the Northern Apennines*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **8**, 105-139
- RICCI LUCCHI F. (1987) - *Semi-allochthonous sedimentation in the Apenninic thrust belt*. Sedim. Geol., **50**, 119-134.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (a cura di): GUIDA ALLA GEOLOGIA DEL MARGINE APPENNINICO-PADANO. Guida Geol. Reg. S.G.I., 17-46. Bologna.
- RICCI LUCCHI F. & PIALLI G.P. (1973) - *Apporti secondari nella Marnoso-Arenacea: I Torbiditi di conoide e di pianura sottomarina a Est-NordEst di Perugia*. Boll. Soc. Geol. It. **92**, 669-712.
- RICCI LUCCHI F. & VALMORI E. (1980) - *Basin- wide turbidites in a Miocene, oversupplied deep-sea plain: a geometri-*

cal analysis. *Sedimentology*, **27** 241-270.

RICCI LUCCHI F. & ORI G.G. (1985) - *Field excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic Foreland: examples from Emilia Romagna region, Northern Apennines*. In: P. ALLEN *et al.* (Eds.), FORELAND BASINS excursion guidebook. Fribourg, 137-176.

ROEDER D. (1984) - *Tectonic evolution of the Apennines (Abstr.)*. In A.A.P.G. MEETING "FOSSIL FUELS OF EUROPE, Am.Ass.Petr.Geol. Bull., **68**, 68 .

ROEDER D. (1991) - *Structure and tectonic evolution of Alpine lithosphere*. EUG VI Strasbourg, 29 p. .

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.

SAGE L., MOSCONI A., MORETTI I., RIVA E., ROURE F. (1991) - *Cross section balancing in the Central Apennines: An application of Locace*. *Am.Ass.Petr.Geol.*, **75**, 832-844.

SAGRI M. (1973) - *Sedimentazione torbiditica nell'appennino settentrionale : velocità di accumulo, litologia, morfologia*

del fondo . *Boll.Soc.Geol.It.*, **92**, 233-272 .

SELLI R. (1952) - *Il bacino del Metauro* . *Giorn. di Geol.*, **2**, 24, 294 p. .

SIGNORINI R. (1940) - *Sulla tettonica dell'Appennino romagnolo*. *Atti R. Accademia d'Italia, Classe Sc. Fis. Mat. e Nat.*, **7**, 1, 370-383.

SIGNORINI R. (1941) - *Struttura dell'Appennino tra la Val Tiberina e l'Urbinate* . *Giorn. di Geologia*, **2**, 15, 17-29 .

TEN HAAF E. (1986) - *A structural review of the Bolognese Apennines (with two field trip itineraries)*. *Giorn. Geol.*, (3), **47/1-2**, 35-45.

TEN HAAF E. & VAN WAMEL W.A. (1979) - *Nappes of the Alta Romagna*. *Geol. en Mijnbouw*, **58**, 145- 152.

VAI G.B. (1989) - *Migrazione complessa del sistema fronte deformativo - avansossa-cercine periferico: il caso dell'Appennino Settentrionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**, 95- 105.

VAN WAMEL W.A. & ZWART P.E. (1990) - *The structural geology and basin development of the Romagnan - Umbrian zone (Upper Savio and Upper Bidente Valleys, N Italy)*. *Geologie en Mijnbouw*, **69**, 53-68.

