

EVOLUZIONE TETTONICA DELL'AVANFOSSA APPENNINICA MARCHIGIANO-ROMAGNOLA
DAL MIOCENE SUPERIORE AL PLEISTOCENE

INDICE

RIASSUNTO	pag. 359
ABSTRACT	” 359
INTRODUZIONE	” 359
INQUADRAMENTO GEOLOGICO ASSETTO TETTONICO GENERALE E LI- NEAMENTI STRATIGRAFICI	” 360
STRATIGRAFIA DELLA SUCCESSIONE MIO-PLIOCENICA DI AVANFOSSA	” 361
GEOLOGIA DI SUPERFICIE	” 364
INTERPRETAZIONE DEI PROFILI SISMI- CI A RIFLESSIONE	” 364
SEZIONI GEOLOGICHE BILANCIATE	” 366
DISCUSSIONE	” 368
CONCLUSIONI	” 370
BIBLIOGRAFIA	” 370

RIASSUNTO

L'evoluzione tettono-stratigrafica della zona esterna dell'Appennino Marchigiano-Romagnolo dal Miocene superiore al Pleistocene è stata ricostruita attraverso l'integrazione di un dettagliato rilevamento di campagna (comprendente anche analisi strutturale e biostratigrafica) con dati di sottosuolo (costituiti da profili sismici e log di pozzi profondi per l'esplorazione petrolifera). La differenza di stile delle strutture profonde rispetto a quelle superficiali caratterizza tale settore di catena:

- ampie sinclinali separate da più strette anticlinali tagliate da faglie inverse in entrambi i lembi (individuando così strutture tipo *pop-up*) piegano la successione carbonatica di margine continentale Mesozoico-Paleogenica in profondità, come evidenziato nei profili sismici disponibili;
- complessi pattern di strutture a pieghe e sovrascorrimenti si rilevano in superficie nelle regioni crestali delle anticlinali maggiori, dove coinvolgono la successione terrigena neogenica di avanfossa.

La deformazione profonda del multilayer Mesozoico-Paleogenico appare essere dominata dalla propagazione di thrust dal nucleo di anticlinali enucleatesi per processi di *buckling*, come ipotizzato da alcuni autori in settori più interni della catena umbro-marchigiana, dove affiora la successione carbonatica scollata dal basamento al livello delle anidriti triassiche.

I sedimenti terrigeni neogenici affioranti sono anch'essi scollati dal substrato carbonatico lungo la base pelitica della successione di avanfossa. Il movimento parallelo alla stratificazione lungo il livello di scollamento è accompagnato dallo sviluppo di complessi pattern di strutture sulle creste delle anticlinali maggiori dove i thrust risalgono in rampa verso la superficie. Tali assetti strutturali complessi risulterebbero

essere quindi un requisito geometrico per assorbire in superficie la deformazione profonda, come dimostrato da alcune sezioni bilanciate costruite integrando tutti i dati disponibili.

ABSTRACT

In this study, surface geological data resulting from a detailed field survey, including structural and biostratigraphic analyses, have been integrated with sub-surface (seismic lines and well logs) data in order to reconstruct the recent tectonic evolution of the external zones of the Romagnan-Marchean Apennines. This integrated analysis shows that contrasting structural styles characterize the deep features, as imaged by seismic reflection profiles, and the shallow ones. Deep structures consist of faulted anticlines bounded by major thrust ramps and backlimb back thrusts, separated by broader, open synclines, both involving a Mesozoic-Palaeogene mainly carbonate continental margin succession. In the crestal zones of major anticlines, shallow structures, affecting Neogene terrigenous foredeep sediments, show a complex pattern of upright to recumbent, hectometric to metric folds related to minor thrusts and back thrusts. Deformation of the Mesozoic-Palaeogene multilayer is dominated by thrust propagation in the cores of early anticlines formed by buckling instabilities. This process has been suggested by several workers in the adjacent Umbria-Marche sector of the Apennine belt, where the carbonate multilayer, detached from its basement above Upper Triassic anhydrites, extensively crops out. The overlying Neogene deposits are detached from the carbonate substratum along the base of the foredeep succession. Bedding-parallel shear occurring along this detachment level appears to be accommodated by the complex structures in the crests of major anticlines, where the thrusts ramp to the surface cutting up-section. The construction of a series of balanced and restored cross-sections suggests that the complex shallow structures represent a geometrical requirement to the accommodation of the deep deformation.

PAROLE CHIAVE: Sistema catena-avanfossa, Geologia di superficie, Strutture profonde, Sezioni geologiche bilanciate.

KEY WORDS: Thrust belt-foredeep system, Surface geology, Deep structures, Balanced geological cross-sections.

INTRODUZIONE

Lo studio condotto in un settore frontale della catena nord-appenninica, tra la Romagna e le Marche, e la sua continuazione nel Mare Adriatico (Fig. 1) ha avuto come scopo la determinazione della cronologia, dello stile strutturale e dell'ammontare della deformazione dal Miocene superiore al Pleistocene in tale zona.

L'analisi strutturale delle zone esterne dei sistemi a thrust è spesso resa difficile dalla diffusa presenza di coperture sedimentarie sin- e post-orogeniche. D'altro canto, l'analisi stratigrafica e sedimentologica fornisce utili informazioni per la datazione della defor-

(*)Istituto di Geologia - Università di Urbino.

(**)Department of Geology, Imperial College, Royal School of Mines, London, U.K. (Attuale indirizzo: Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino).

(***)FIAT Ricerche Minerarie, Milano.

(****)Istituto di Geologia - Università di Urbino e Centro Linceo Interdisciplinare dell'Accademia Nazionale dei Lincei, Roma.

mazione in sistemi a thrust. Da queste condizioni deriva che, per l'analisi strutturale delle zone esterne delle catene a pieghe e sovrascorrimenti, è particolarmente importante tentare di integrare i dati geologici di superficie con l'analisi di dati di sottosuolo disponibili (log di pozzi profondi e profili sismici): in questo lavoro è stato usato un tale approccio.

Il principale strumento per l'analisi dello stile strutturale, dell'entità di raccorciamento e della datazione della deformazione nell'area studiata è stata la costruzione di una serie di sezioni bilanciate attraverso la zona frontale della catena appenninica e la sua continuazione nel Mare Adriatico. Queste sezioni sono basate su un rilevamento geologico di dettaglio (scala 1:10.000), comprendente l'analisi strutturale, integrato con dati stratigrafico-sedimentologici sia di superficie che di sottosuolo. In effetti una grande quantità di dati stratigrafici sui depositi sin- e post-orogenici di questa zona è disponibile dai pozzi profondi e dalle linee sismiche a riflessione elaborate per la ricerca di idrocarburi.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'Appennino Settentrionale è costituito da unità tettoniche messe in posto a partire dall'Oligocene come risultato di convergenza e collisione tra i margini continentali del blocco Sardo-Corso (di origine europea) a ovest ed il blocco Adriatico (PIALLI *et alii*, que-

sto volume) a est, dando luogo ad una catena a pieghe e sovrascorrimenti. Nei settori settentrionale e centrale di questa catena (Fig. 1), terreni di derivazione oceanica (Unità Liguridi, che affiorano anche in una limitata zona occidentale dell'area oggetto di studio) si sono sovrapposti a sequenze di avanfossa (Unità Toscana e Umbro-Romagnola).

Nel settore interno Umbro-Marchigiano affiora una successione di margine passivo (datata al Trias-Miocene medio) deformata da pieghe e thrust coevi a elementi transpressivi con andamento circa nord-sud e est-ovest (MERLA, 1951; BOCCALETTI *et alii*, 1990). Si ipotizza che anche unità del basamento siano coinvolte nelle strutture profonde di questa catena (LAVECCHIA & PIALLI, 1981; LAVECCHIA *et alii*, 1989; MENICETTI *et alii*, 1991; SAGE *et alii*, 1991; CALAMITA *et alii*, 1994). Verso est, nell'area Marchigiano-Romagnola, la successione Umbro-Marchigiana è sepolta sotto depositi di avanfossa di età miocenico superiore-pliocenica, mentre l'avanfossa plio-quadernaria è ubicata a est della linea di costa, nel Mare Adriatico (ORI *et alii*, 1986; ARGNANI *et alii*, 1991).

In tali bacini di avanfossa, allungati secondo l'asse appenninico, la deformazione e i depocentri sono migrati verso l'avampese, a nord-est, coinvolgendo depositi, per lo più terrigeni, progressivamente più giovani (dall'Oligocene al Quaternario). In definitiva, l'attività dei thrust ha sia guidato la deformazione, sia determinato le condizioni di deposizione (RICCI LUCCHI, 1986).

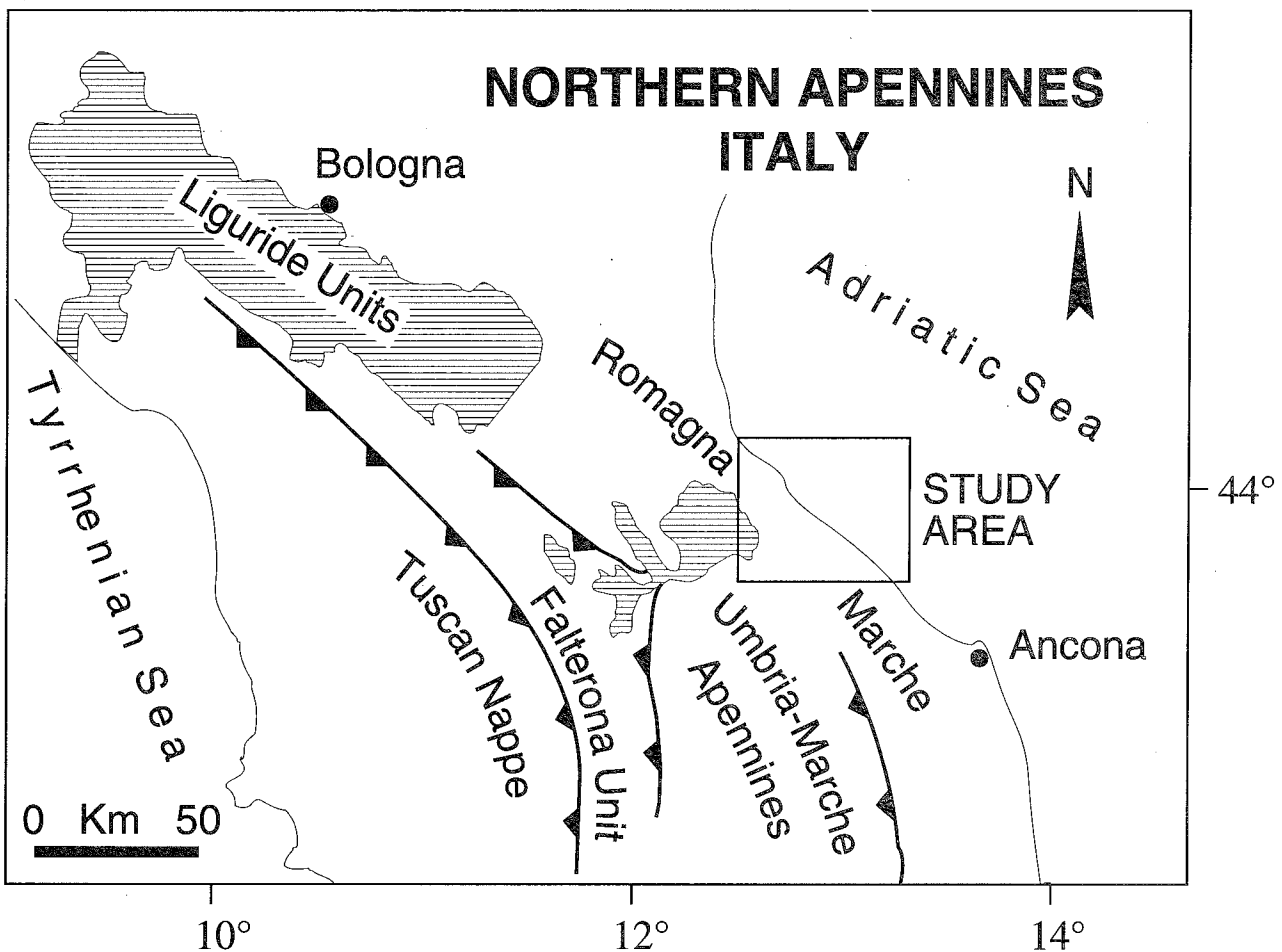


Fig. 1 - Ubicazione dell'area studiata.

ASSETTO TETTONICO GENERALE E LINEAMENTI STRATIGRAFICI

L'Appennino Umbro-Marchigiano-Romagnolo costituisce una catena arcuata a pieghe e sovrascorrimenti NE-vergente situata nel settore sud-orientale dell'Appennino Settentrionale (Fig. 1). Esso è caratterizzato da una serie di pieghe asimmetriche, con andamento NO-SE, scollate dal sottostante basamento (DE FEYTER *et alii*, 1986; DE FEYTER & MENICCHETTI, 1988). I sovrascorrimenti che interessano le formazioni carbonatiche e marnose (di origine peritidale e pelagica) di età mesozoica e terziaria inferiore, si propagano verso l'alto e verso NE, all'interno dei terreni neogenici (emipelagici e torbiditici) soprastanti. Questi ultimi sono rappresentati da sedimenti clastici marini mio-plio-pleistocenici, depositatisi in bacini di avanfossa o di piggy-back che si sono evoluti durante la messa in posto dei thrust. I dati geofisici mostrano che il principale livello di scollamento si trova all'interno delle anidriti triassiche alla base della successione mesozoico-paleogenica (LAVECCHIA *et alii*, 1984). Questa è costituita (dal basso verso l'alto, Fig. 2) sinteticamente da: anidriti del Trias superiore, carbonati massivi di piattaforma, calcari con liste e noduli di selce bacinali e marne intercalate di età liassica media - eocenica media, e litotipi prevalentemente marnosi databili all'Eocene medio-Miocene inferiore (per una più dettagliata descrizione si rimanda a: CENTAMORE *et alii*, 1971; CENTAMORE & DELANA, 1986; CRESTA *et alii*, 1989).

La soprastante successione neogenica di avanfossa mostra una marcata variabilità e diacronicità dalle zone interne a quelle esterne, dovuta alla progressiva migrazione del bacino di avampaese ed alla differenziazione di facies al suo interno (RICCI LUCCHI, 1987; MENICCHETTI *et alii*, 1991). Nella parte interna della catena, la successione neogenica è completamente scollata dal sottostante multilayer mesozoico-paleogenico, dando luogo ad una serie di unità tettoniche trasportate verso l'avampaese (DE FEYTER *et alii*, 1986; MENICCHETTI & PIALLI, 1986; DE DONATIS & MAZZOLI, 1994). Nelle zone esterne della catena, considerate in questo studio (Fig. 3), al contrario, i terreni neogenici sono essenzialmente in continuità con la sottostante successione mesozoica-paleogenica. Tali terreni neogenici di avanfossa sono interessati da strutture di deformazione precoce, di tipo sin-diagenetico (LABAUME, 1987), le quali indicano che i primi episodi compressivi registrati in questi sedimenti erano associati ad uno sforzo distensivo massimo sub-orizzontale, all'incirca parallelo alla direzione della catena (MAZZOLI, 1994).

STRATIGRAFIA DELLA SUCCESSIONE MIO-PLIOCENICA DI AVANFOSSA

La successione del Miocene superiore-Pliocene affiorante nell'area oggetto di studio mostra caratteristiche variabili dalla più interna dorsale di Mondaino a quella costiera di Gabicce (Fig. 4). Questa successione è brevemente descritta di seguito (dal basso verso l'alto).

(a) *La Formazione dello Schlier* è in linee generali composta da marne emipelagiche e torbiditi pelitiche. Questa unità, deposta in ambiente di piattaforma d'avampaese, mostra un'età via via più giovane (Burdigaliano-Tortoniano superiore) dalle zone interne

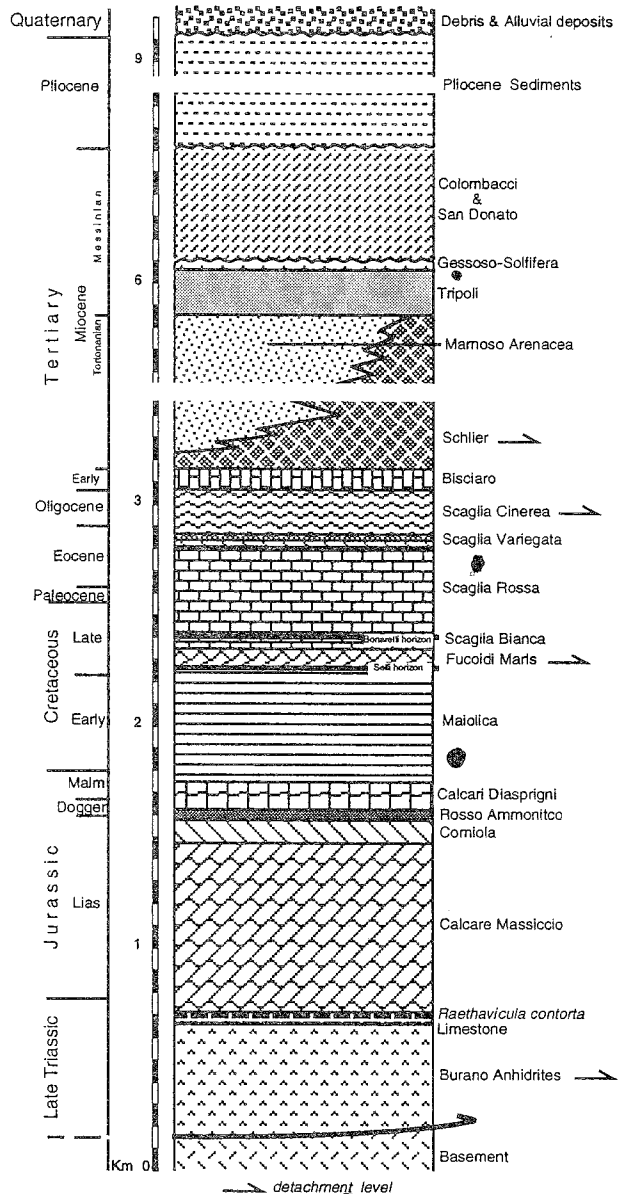


Fig. 2 - Colonna stratigrafica schematica della Successione Umbro-Marchigiana.

a quelle esterne. Nell'area studiata, l'età della parte affiorante è Serravalliano superiore-Tortoniano superiore. Nella dorsale di Gabicce affiora un orizzonte vulcanoclastico (Livello Rossini *auctt.*) costituito da un'alternanza di argille smectitiche con biotite e marne bioturbate, che marca il limite Tortoniano-Messiniano.

(b) *La Formazione del Tripoli*, del Messiniano inferiore, comprende litofacies variabili sia verticalmente che lateralmente costituite da letti sottilmente laminati di diatomiti, da marne argilloso-siltose e da arenarie torbiditiche. Queste ultime sono organizzate in letti da spessi a banchi nella zona di Mondaino, dove costituiscono anche la base della formazione. Vicino al paese di Montefiore Conca affiora un deposito da *debris-flow* plurimetrico contenente sabbia grossolana e microconglomerati, blocchi di marne (strappati alla sottostante *Formazione dello Schlier*), bivalvi e altri macrofossili (ved. SAVELLI & WEZEL, 1979).

Nell'area di Gabicce, i corpi arenitici si riducono a lenti di spessore da millimetrico a centimetrico. Anche i letti diatomitici, contenenti un'abbondante macro-

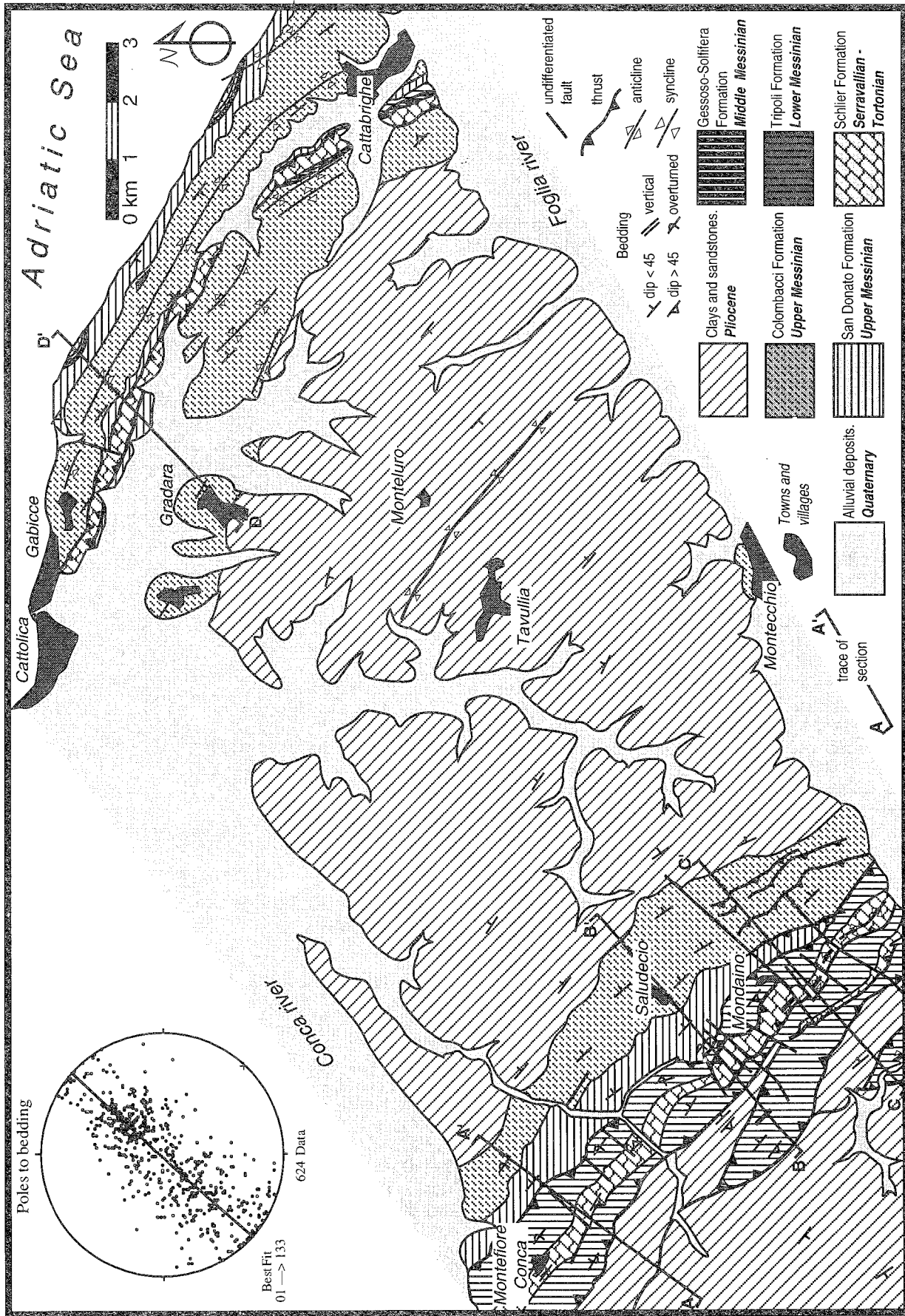


Fig. 3 - Schema geologico delle dorsali di Mondaino e Gabicce.

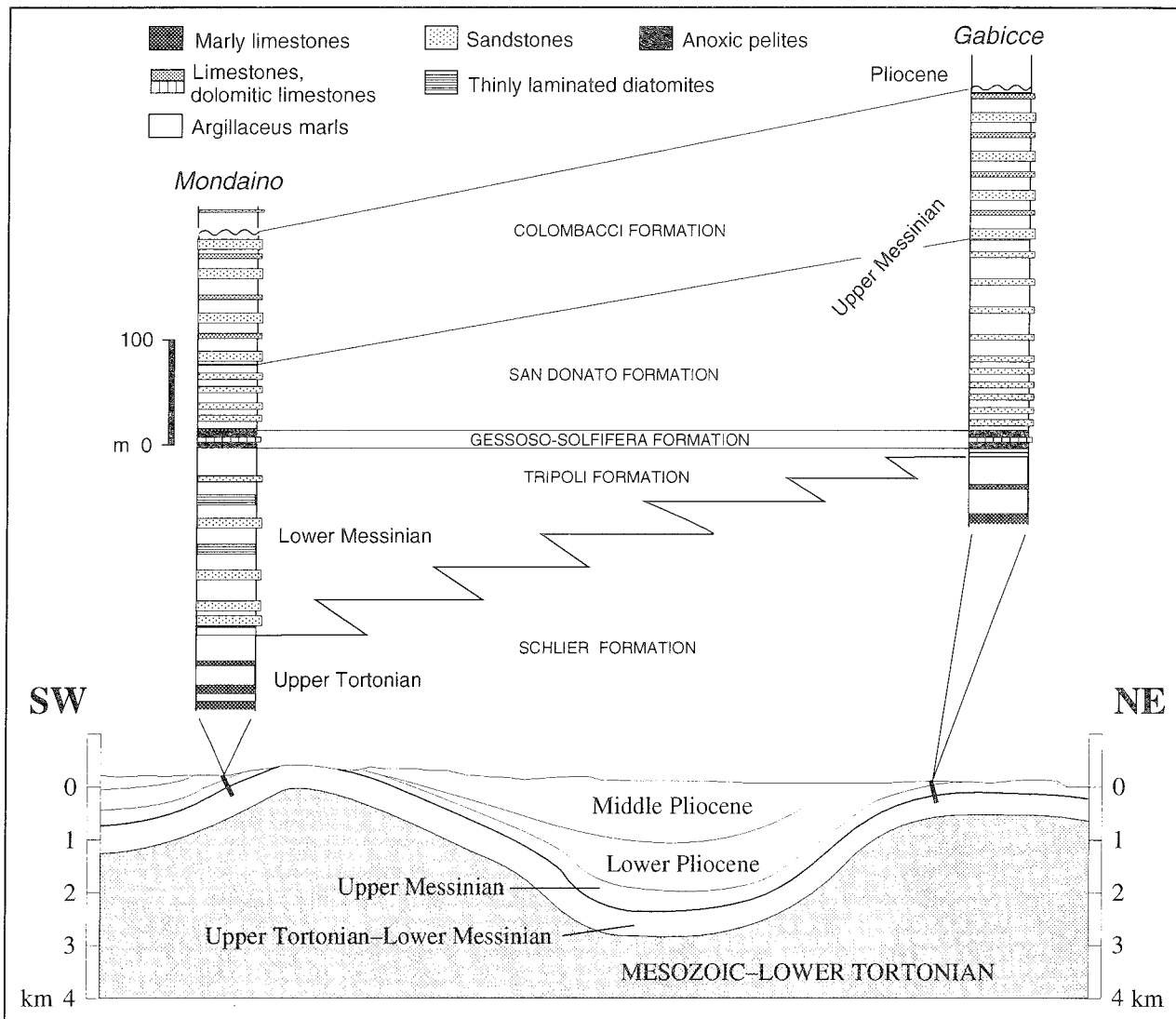


Fig. 4 - Schema stratigrafico della successione di avanfossa del Miocene superiore-Pliocene localizzato sulle dorsali di Mondaino e Gabicce.

fauna fossile, mostrano spessori millimetrici nella zona costiera, mentre raggiungono i 60 centimetri di spessore nella zona di Mondaino. Questa formazione mostra una drastica riduzione di spessore (Fig. 4) dalle zone interne (intorno ai 450 metri) a quelle esterne (solo pochi metri), dovuta essenzialmente a differenti quantità di apporti terrigeni.

(c) La *Formazione Gessoso-Solfifera* è costituita da peliti scure, bituminose, sottilmente laminate. Olistoliti di calcari fetidi laminati, calcari dolomitici e gessareniti laminate si rinvengono sia lungo la falesia di Gabicce-Pesaro, sia sulle colline dell'anticlinale di Mondaino. Queste litofacies sono generalmente intercalate a marne diatomitiche e/o arenacee. Nonostante la sua notevole variabilità laterale e limitato spessore (al massimo raggiunge qualche decina di metri), questa formazione appare sui profili sismici come un orizzonte continuo. L'età attribuita è Messiniano medio. Questa unità rappresenta depositi locali riferibili alla crisi di salinità messiniana della regione mediterranea (CITA, 1982; BOSELLINI *et alii*, 1989).

(d) La *Formazione di San Donato* poggia in disconformità sulla *Gessoso-Solfifera*. È costituita da 150-200 metri di depositi torbiditici del Messiniano su-

periore *p.p.*, i quali consistono di arenarie organizzate in letti da sottili a medi, a volte spessi, intercalati a marne argilloso-siltose. Questa formazione, che ha un trend di tipo *thickening upward*, rappresenta il riempimento torbiditico di un effimero bacino di avanfossa. Da misure di direzione delle paleocorrenti e da analisi petrografiche, si è dedotto il cambiamento di apporti sedimentari: da quelli precedenti, in prevalenza alpini, a quelli a prevalenza appenninica (CAPUANO & D'ANTONIO, 1992).

(e) La *Formazione a Colombacci* consiste di diversi cicli regressivo-trasgressivi di età messiniana superiore (SAVELLI & WEZEL, 1979). Ogni ciclo è composto da spessi banchi di arenaria alla base, passanti verso l'alto a una variabile alternanza di arenarie laminate, siltiti e argilliti, marne siltoso-sabbiose, marne argillose e argilliti omogenee con intercalati lenti di silt e/o areniti. Livelli di calcari evaporitici fini, organizzati in pacchi spessi da 30 a 120 centimetri di strati sottili, chiamati locamente Colombacci, si intercalano a argilliti scure e caratterizzano ogni ciclo. Dove affiora (es. lungo la falesia a SE di Gabicce), la base di questa formazione mostra un passaggio graduale dalla sottostante *Formazione di San Donato*.

(f) La successione del Pliocene inferiore e medio affiora nel bacino di Monteluro, tra le dorsali di Mondaino e Gabicce, e nel bacino di Montecalvo in Foglia a SO di Mondaino.

Le argille costituiscono la litologia principale, soprattutto nella parte bassa (zona a *Spheroidinellopsis* e a *G. Puncticulata*), facies pelitico-arenitiche e arenitico-pelitiche (zona a *G. Puncticulata* e a *G. Crassaformis*) affiorano nelle aree depocentrali (cf. CAPUANO *et alii*, 1986; CENTAMORE & MICARELLI, 1991). Nel bacino di Monteluro sono localmente presenti orizzonti sabbioso-conglomeratici: i ciottoli sono costituiti da rocce ignee e metamorfiche di provenienza alpina (CENTAMORE & MICARELLI, 1991).

La successione pliocenica poggia sui depositi mesinani con una discordanza a basso angolo, apprezzabile dai profili sismici, dove si può osservare che la parte piú bassa della successione, la zona a *Spheroidinellopsis*, è presente solo nella parte piú profonda del bacino, dove lo spessore raggiunge i 2000 metri, indicando un tasso di subsidenza di 660 mMa^{-1} in questo periodo.

GEOLOGIA DI SUPERFICIE

Nell'area oggetto di studio (Fig. 3) affiorano depositi mio-pliocenici che costituiscono la zona piú esterna della parte emersa (marchigiana) della successione di avanfossa appenninica. La struttura di questa area è schematicamente rappresentata da due anticlinali fagliate in maniera complessa (la struttura di Mondaino a SO e di quella di Gabicce a NE), con sedimenti miocenici al nucleo, separate da un ampio bacino sinforme pliocenico conosciuto come bacino di Monteluro (CARLONI *et alii*, 1971; SAVELLI & WEZEL, 1979).

Strutture complesse di superficie (Fig. 5) si rinvencono sulle regioni crestali delle due maggiori anticlinali, come mostrato dallo schema geologico di Fig. 3. La *Formazione dello Schlier* costituisce il livello di scollamento per queste strutture superficiali e generalmente affiora al nucleo delle pieghe.

Le strutture superficiali, sulla cresta dell'anticlinale di Mondaino, consistono di sovrascorrimenti sul fianco esterno (sezioni A-A' e B-B' in Fig. 5) o sistemi embriciati di thrust (Fig. 5, sezione C-C') mostrandoti piccoli rigetti, e piú complessi retroscorrimenti nel fianco interno, con piú elevati raccorciamenti. Le pieghe, da ettometriche a metriche, sono associate ai sovrascorrimenti e ai retroscorrimenti, sia affioranti che ciechi. Queste pieghe hanno vergenza variabile (nordorientale o sudoccidentale) e variano da diritte a coricate e da aperte a strette.

A SO della principale anticlinale di Mondaino affiorano due anticlinali minori (Fig. 3; sezioni B-B' e C-C' in Fig. 5). Queste sono costituite da strutture di tipo *pop-up* delimitate a SO da una faglia inversa ad alto angolo, la quale prosegue a NO all'interno di sedimenti pliocenici (sezione A-A') e da piani di sovrascorrimento minori nel fianco esterno.

La dorsale di Gabicce (sezione D-D' in Fig. 5) è costituita a livelli superficiali da un'ampia coppia sinclinale-anticlinale delimitata da un thrust frontale (che si ipotizza emergere a poche centinaia di metri dalla linea di costa) e da un sistema embriciato di retroscorrimenti a SO. Questo include un piano di thrust vergente a NE, il quale definisce una struttura di *pop-up*

a piccola scala, al nucleo della quale affiora la *Formazione dello Schlier*, e diverse pieghe minori vergenti a SO, probabilmente associate a retroscorrimenti ciechi.

INTERPRETAZIONE DEI PROFILI SISMICI A RIFLESSIONE

In questo studio sono stati utilizzati 12 log di pozzi profondi e piú di 500 km di linee sismiche a riflessione, parte *on-shore* parte *off-shore*, dalle quali risulta evidente uno stile strutturale piuttosto semplice in profondità: la successione mesozoico-paleogenica sottostante il livello di scollamento dello *Schlier* è deformata da sinclinali ampie e aperte separate da piú strette anticlinali, le quali sono caratterizzate da rampe di sovrascorrimento nel loro fianco esterno.

L'analisi delle strutture maggiori è stata condotta soprattutto tramite l'ausilio delle tecniche di stratigrafia sismica applicata all'interpretazione strutturale. Sui profili sismici (Figg. 6 e 7), le due anticlinali complesse (Mondaino e Gabicce) mostrano tipiche caratteristiche di pieghe di accrescimento sviluppatasi per graduale amplificazione con rotazione dei fianchi. Queste strutture compressive sin-deposizionali sono caratterizzate da assottigliamento degli strati dai fianchi verso la cresta delle pieghe, dando luogo a geometrie di *onlap*, condensazione e convergenza degli strati. L'assottigliamento degli strati è anche evidente nelle sinclinali asimmetriche al di sotto delle superfici dei sovrascorrimenti. Le sequenze sin-compressione si distinguono da quelle pre-compressione per il fatto che le ultime non mostrano nessuna sistematica variazione di spessore che abbia una evidente relazione geometrica con le superfici assiali delle pieghe o con la posizione delle faglie. D'altro canto, lo stile degli *onlap* è utilizzato per distinguere tra le sequenze sin- e post-deformazione. *Onlap* divergenti caratterizzano le sequenze sin-deformazione, poiché ogni successiva superficie di *onlap*, coeva alla deformazione, viene coinvolta nella progressiva rotazione dei fianchi delle pieghe. Le sequenze post-deformazione mostrano configurazioni ad *onlap* paralleli, in quanto non vi è nessuna rotazione coeva dei lembi.

I metodi della stratigrafia sismica sopra schematizzati sono stati usati per definire la cronologia della deformazione nell'area studiata. Per la piú interna piega di accrescimento, l'anticlinale di Mondaino, l'orizzonte marcante l'inizio della compressione coincide con il riflettore del Messiniano medio riferibile alla *Gessoso-Solfifera*, mentre la sequenza di *onlap* sin-deformazione è databile al Messiniano superiore-Pliocene inferiore (Fig. 6). La soprastante sequenza del Pliocene medio mostra una configurazione a *onlap* paralleli, che suggerisce un suo carattere post-deformazione; comunque, questa sequenza è stata successivamente tiltata in maniera uniforme, probabilmente come conseguenza del successivo sviluppo del retroscorrimento nel fianco interno della struttura. La deformazione della piú esterna piega di accrescimento di Gabicce non può essere direttamente datata, in quanto non è presente in quest'area una sequenza sin-deformazione (la geometria cuneiforme della sequenza del Messiniano superiore, visibile in Fig. 7, è spiegabile come *onlap* parallelo sulla rampa d'avampaese durante la deformazione della piú interna area di Mondaino). L'intera sequenza dal Mesozoico al Pliocene inferiore mostra una geometria a riflettori paralleli; questa sequenza appare quindi es-

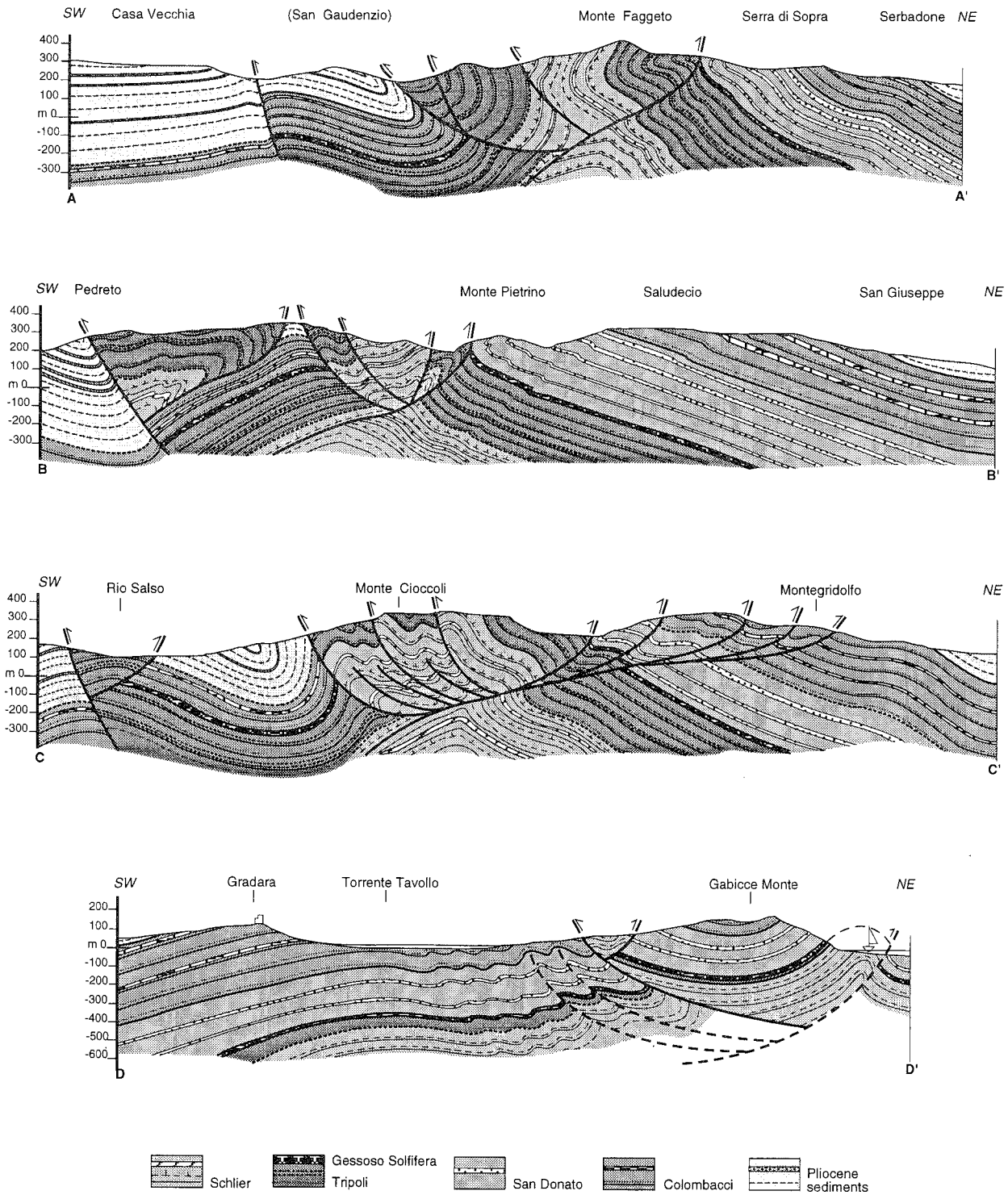


Fig. 5 - Sezioni geologiche mostrandole strutture superficiali ricostruite dal rilevamento di terreno (ubicazione in Fig. 3).

sere interamente pre-deformazione in questa zona, conducendo alla conclusione che la deformazione è successiva al Pliocene inferiore.

Lo stile della deformazione nell'area studiata è stato analizzato tridimensionalmente tramite la costruzione delle mappe delle isobate della base del Pliocene inferiore e della base del Pliocene medio (Fig. 8a-b) e di una mappa delle isopache del Pliocene inferiore (Fig. 8c). Queste mappe evidenziano la non cilindricità delle strutture plicative, le quali definiscono duomi e bacini allungati in direzione NO-SE con limitata continuità

lungo gli assi. Le pieghe sono delimitate da rampe frontali, oblique e laterali che in alcuni casi tagliano l'orizzonte mappato (Fig. 8a-b), mentre in altri rimangono ciechi al di sotto di esso (come mostrato dall'analisi delle linee sismiche). La non-cilindricità delle strutture influisce fortemente sulla distribuzione degli spessori dei sedimenti depositi nei bacini minori dell'avanfossa pliocenica; per esempio, lo spessore dell'intervallo del Pliocene inferiore nel bacino di Monteluro varia da più di 1000 a circa 200 metri in pochi chilometri lungo la direzione assiale (Fig. 8c).

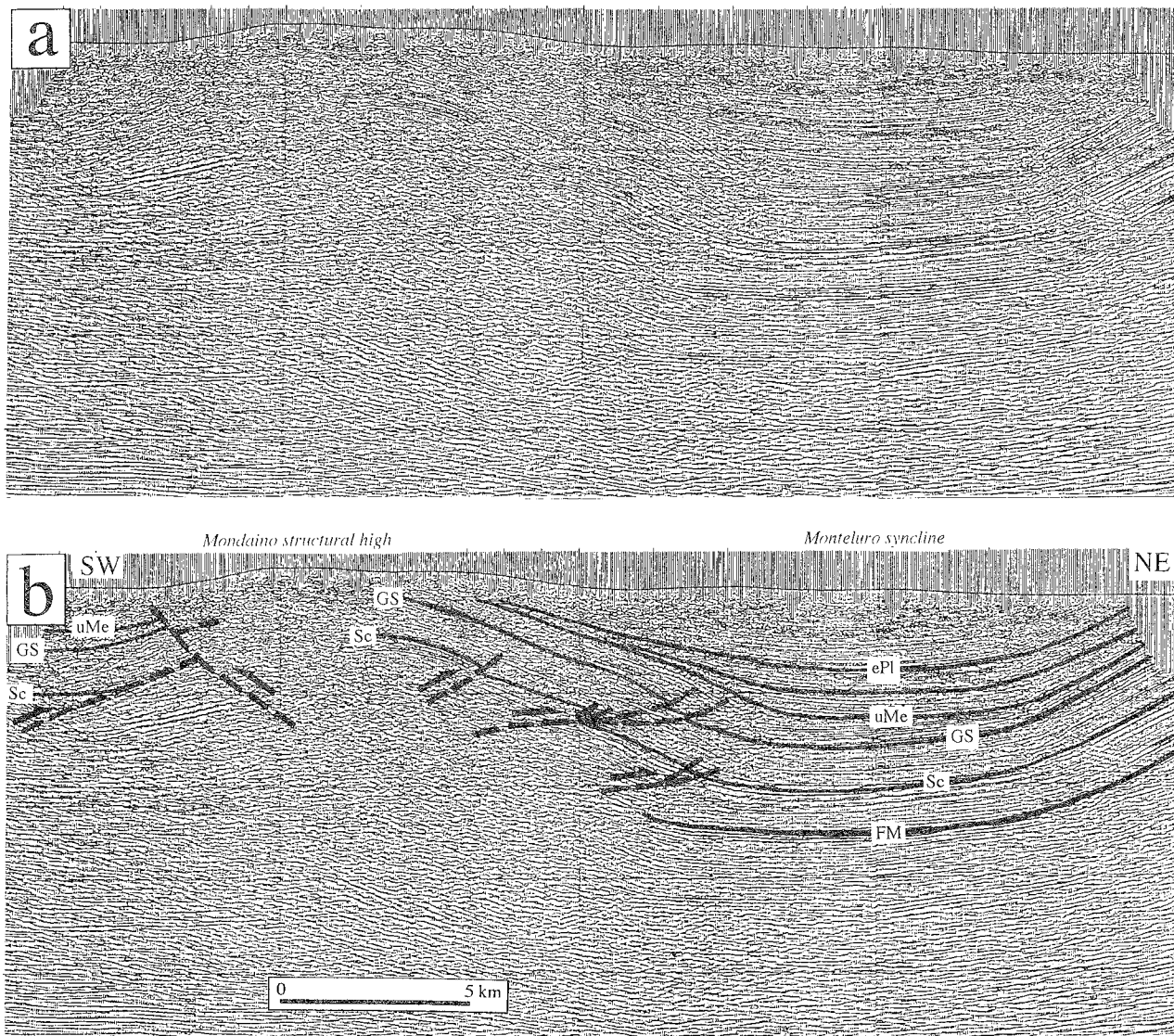


Fig. 6 - (a) Linea sismica migrata attraverso l'alto strutturale di Mondaino ed il bacino di Monteluro. (b) Interpretazione (FM: *Marne a Fucoidi*; Sc: tetto della *Scaglia eocenica*; GS: *Gessoso-Solfifera*; uMe: tetto del Messiniano; ePl: tetto del Pliocene inferiore).

SEZIONI GEOLOGICHE BILANCIATE

Due sezioni geologiche regionali, costruite attraverso l'integrazione delle linee sismiche interpretate e dei dati geologici di superficie, sono state bilanciate e retrodeformate (Tav. 1). Le sezioni mostrano una struttura piuttosto semplice in profondità, consistente in ampie sinclinali e più strette anticlinali, entrambe di lunghezza d'onda chilometrica. Le anticlinali sono in genere limitate da rampe avampaese-vergenti (verso NE), e spesso anche da retroscorrimenti (a SO). Queste strutture suddividono il bacino di avampaese plio-pleistocenico in una serie di depocentri minori, come mostrato dalla distribuzione delle sequenze plio-pleistoceniche.

Le complesse strutture superficiali scollate alla base della successione di avanfossa, presenti sulle regioni crestali delle anticlinali di ampiezza chilometrica, rappresentano chiaramente strutture a scala minore rispetto a queste ultime.

Il bilanciamento e la retrodeformazione delle due sezioni indicano una limitata entità di raccorciamento: 7 km (11%) per la sezione A-A'' e 9 km (17%) per

la sezione B-B''. L'aumento nell'entità di raccorciamento da nord verso sud risulta in accordo anche con le stime effettuate da altri Autori (CALAMITA *et alii*, 1994; DE DONATIS *et alii*, 1995). Questi risultati rappresentano comunque stime di minima legate al metodo adottato di costruzione delle sezioni. Tali valori potrebbero avvicinarsi a quelli reali nel caso in cui scaglie sovrascorse del basamento siano presenti al di sotto della successione sedimentaria nella parte sudoccidentale delle due sezioni, come suggerito da MENICETTI *et alii* (1991). D'altro canto, se si assumesse una geometria monoclinale immergente a basso angolo verso SO per il tetto del basamento (BALLY *et alii*, 1988; CALAMITA *et alii*, 1994), sarebbe necessaria una duplicazione della copertura sedimentaria nella porzione sudoccidentale delle sezioni, implicando più alti valori di raccorciamento rispetto a quelli ottenuti in Tav. 1. Nel presente lavoro, l'interpretazione strutturale è limitata alla base della successione sedimentaria affiorante, essendo questa risolvibile dalle linee sismiche disponibili. In ogni caso, lo stile strutturale osservabile nella parte superiore (meglio definita) delle sezioni sismiche,

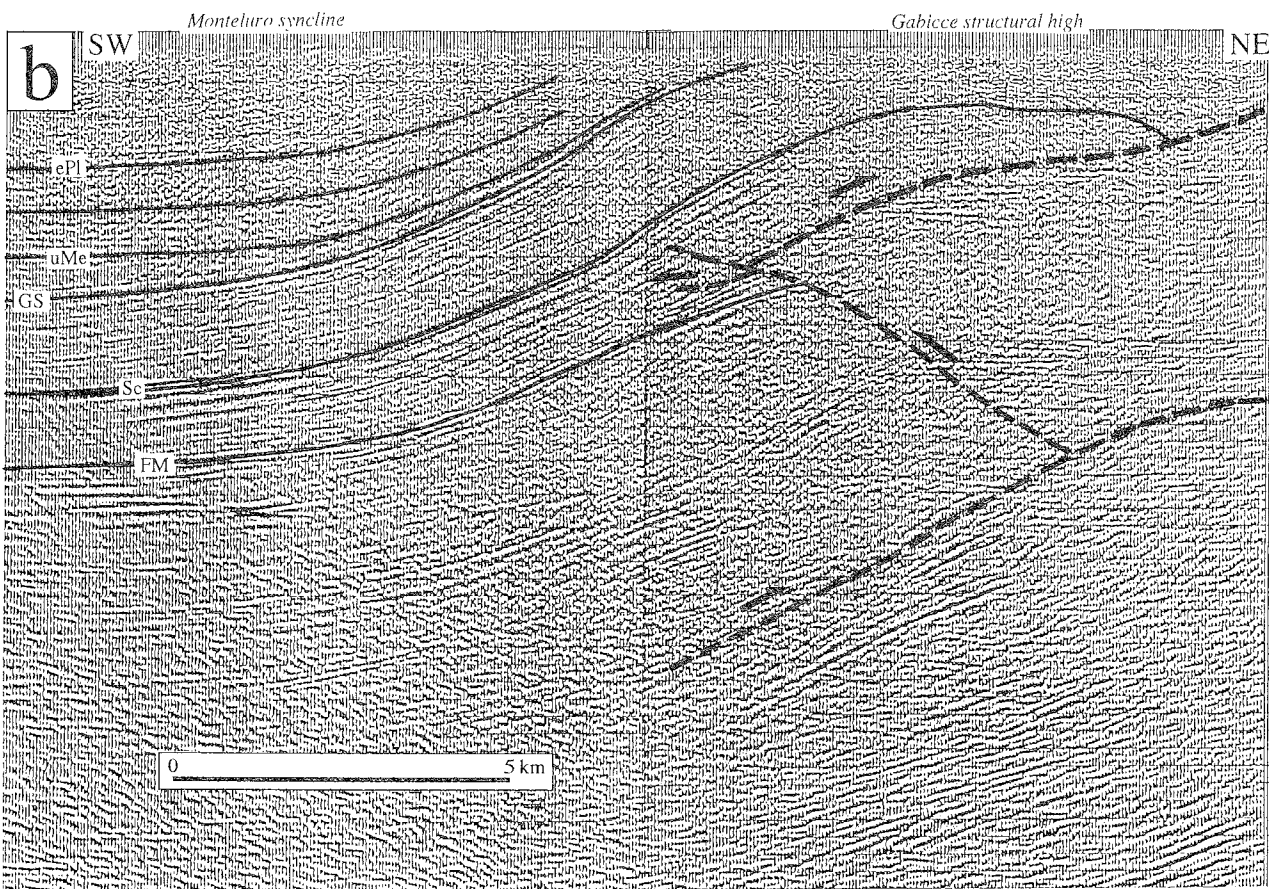
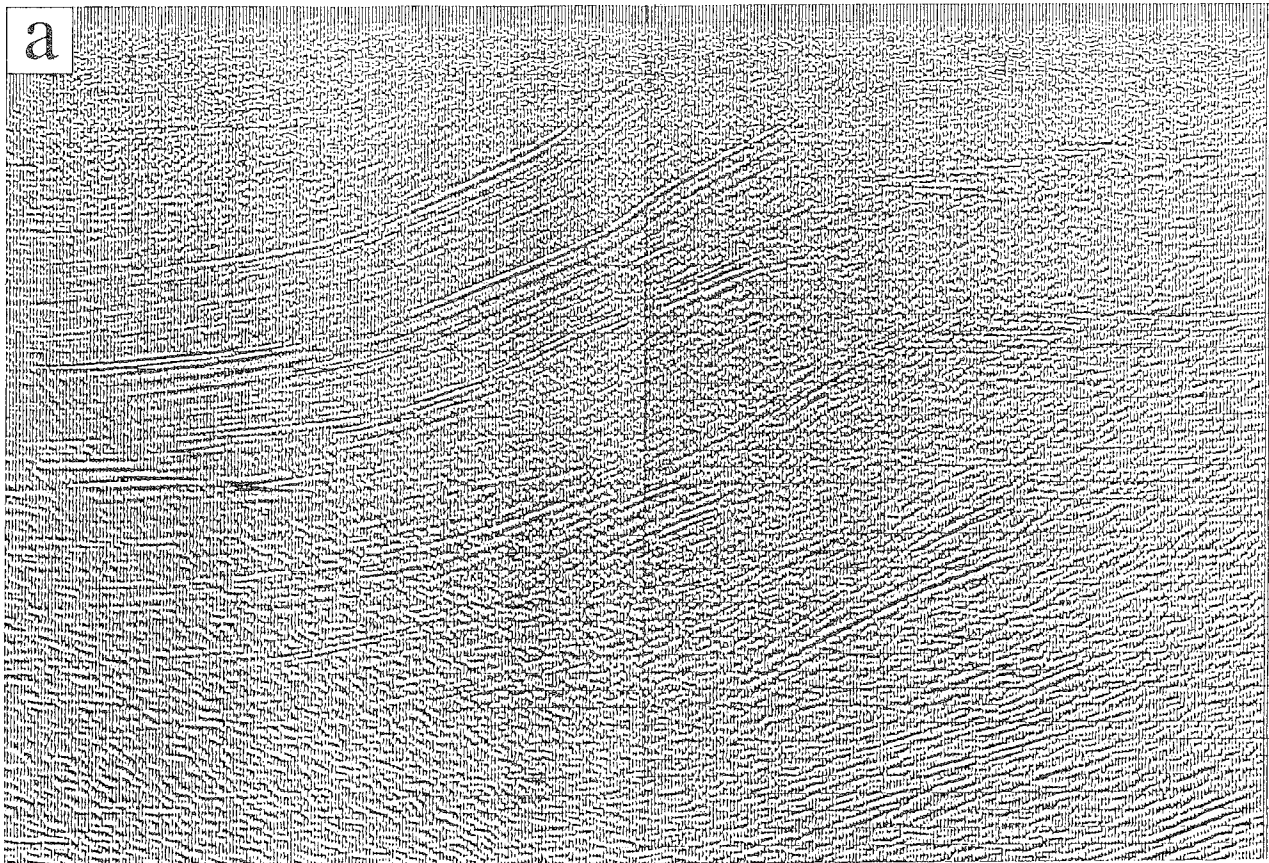


Fig. 7 - (a) Linea sismica migrata attraverso il bacino di Monteluro e l'alto strutturale di Gabicce. (b) Interpretazione (FM: *Marne a Fucoidi*; Sc: tetto della *Scaglia* eocenica; GS: *Gessoso-Solfifera*; uMe: tetto del Messiniano; ePl: tetto del Pliocene inferiore).

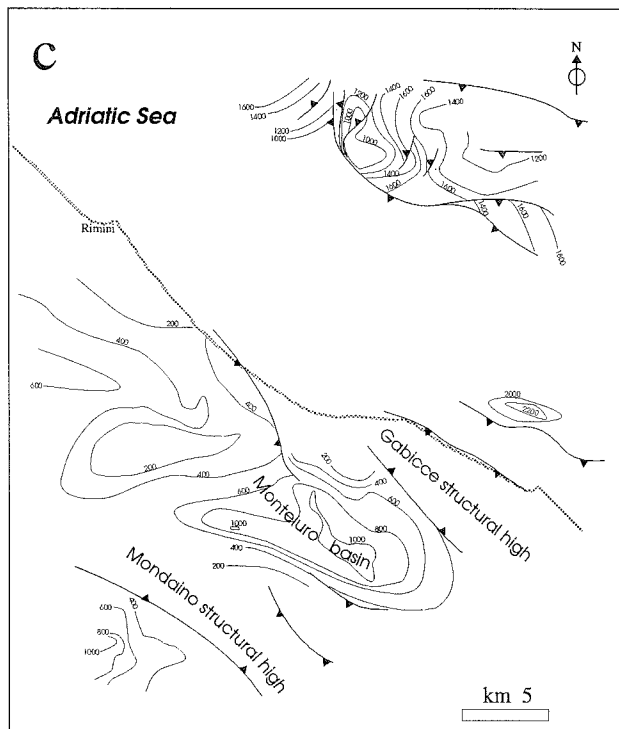
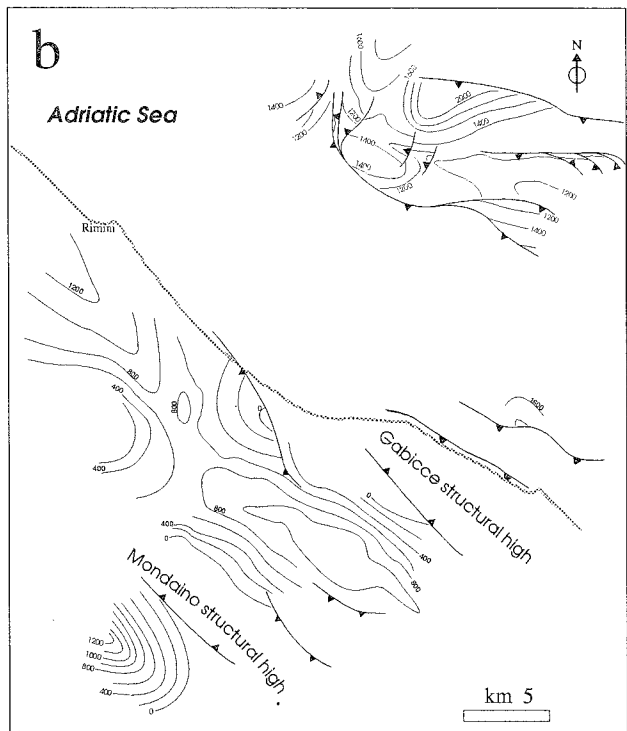
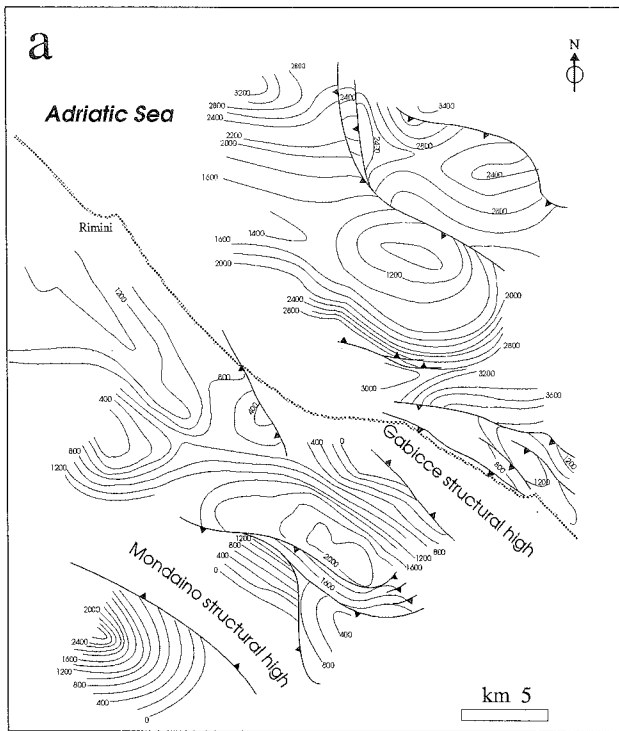


Fig. 8 - (a) Mappa delle isobate del limite Messiniano-Pliocene inferiore. (b) Mappa delle isobate del limite Pliocene inferiore-Pliocene medio. (c) Mappa delle isopache del Pliocene inferiore.

costituito da strutture di *pop-up* quasi simmetriche separate da ampie zone dove i riflettori definiscono geometrie sinformali (Figg. 6 e 7), conduce a considerare improbabili importanti duplicazioni della copertura sedimentaria in quest'area.

Considerando i valori di raccorciamento ottenuti ed il fatto che essi sono stati conseguiti in un periodo di circa 4 Ma, dal Messiniano superiore-Pliocene inferiore, periodo di attività del sovrascorrimento a NE dell'alto strutturale di Mondaino, al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, per il thrust a est del pozzo Canopo 1 nell'off-shore adriatico, il tasso medio di raccorciamento risulta

essere di 2 mm all'anno per la sezione B-B'' ed inferiore ai 2 mm all'anno per quella A-A''.

DISCUSSIONE

Sulla base dei dati sopra esposti, l'area di studio risulta essere caratterizzata, nei suoi tratti generali, da: (a) strutture plicative regionali costituite da pieghe di accrescimento; (b) retroscorrimenti nei fianchi interni delle anticlinali associate ai thrust; (c) zone a deformazione complessa nelle regioni crestali delle anticlinali

maggiori; (d) differenti stili strutturali in profondità e in superficie.

(a) I comuni meccanismi di piegamento per la crosta superiore di *fault-bend folding*, *fault-propagation folding* e *box folding* prevedono tutti che le pieghe si accrescano per migrazione di *kink-bands* (SUPPE, 1983 e 1985; JAMISON, 1987). In particolare, questi meccanismi di piegamento non prevedono la graduale amplificazione associata alla rotazione dei fianchi. Essi prevedono al contrario che gli strati possano cambiare inclinazione solo come risultato del processo di *rolling* attraverso le superfici assiali. Per questa ragione, attraverso questi meccanismi, i fianchi delle pieghe aumentano in lunghezza durante l'accrescimento di una piega, mentre le inclinazioni dei fianchi rimangono costanti. Di conseguenza, se vi è sedimentazione durante l'accrescimento della piega, la lunghezza dei fianchi diminuisce verso i livelli stratigrafici superiori depositatisi durante la deformazione (SUPPE *et alii*, 1992). Ciò non avviene nel caso delle strutture profonde osservate nell'area di studio, nelle quali la geometria di *onlap* dei sedimenti sin-deformazione suggerisce una graduale amplificazione delle pieghe, probabilmente a seguito di un processo di iniziale *buckling* sinusoidale precedente l'enucleazione dei thrust (Fig. 9a-b).

(b) I *back thrusts* sono associati per la maggior parte a rampe di sovrascorrimenti vergenti verso l'avampaese, cosicché la deformazione è caratterizzata da strutture di *pop-up* asimmetrici definiti da anticlinali maggiori fagliate (Tav. 1). La comune presenza di retroscorrimenti nel sistema permette sollevamenti quasi simmetrici e un basso angolo critico (*critical taper*) del cuneo, similmente a quanto osservato nelle catene di avampaese a pieghe e sovrascorrimenti caratterizzate

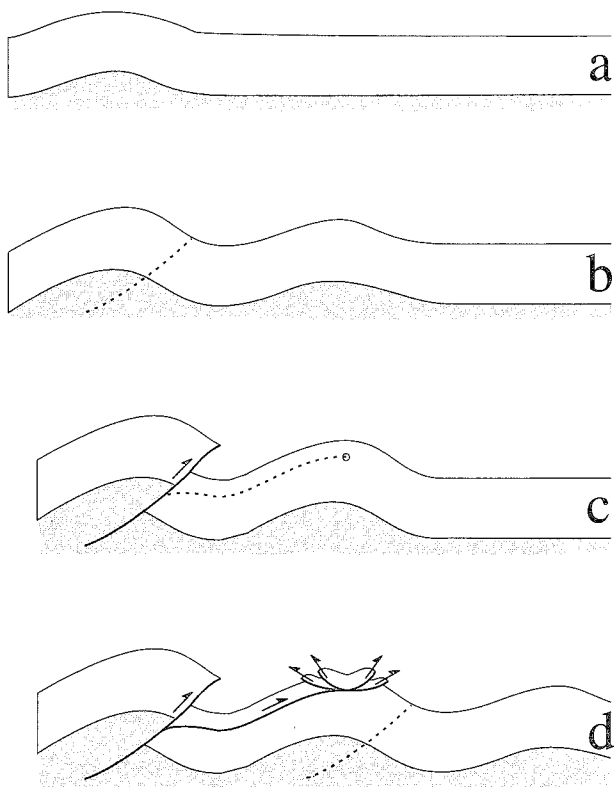


Fig. 9 - Evoluzione cinematica interpretata delle strutture a pieghe e sovrascorrimenti sulle zone crestali in relazione alle pieghe maggiori.

da un livello di scollamento basale a bassa resistenza (es. Pakistan; DAVIS & ENGELDER, 1985; JADOON *et alii*, 1992) e in modelli analogici (*sandbox*) caratterizzati da bassa frizione basale (LUI *et alii*, 1992).

(c) Sistemi di thrust embriciati si rinvergono spesso sulle creste o sui fianchi di culminazioni strutturali in catene a pieghe e sovrascorrimenti. Varie ipotesi sono state avanzate per spiegare lo sviluppo di tali peculiari strutture (BALLY *et alii*, 1966; BOYER, 1992 e bibliografia ivi citata).

Nell'area di studio, zone di deformazione complessa sulle creste delle anticlinali derivano probabilmente dal fatto che i thrust più superficiali, i quali si propagano parallelamente alla stratificazione all'interno di livelli di scollamento elevati, tendono a risalire tagliando verso l'alto (*up-section*) quando raggiungono le zone crestali delle anticlinali precedentemente sviluppate in fronte ai thrust attivi (Fig. 9c). Il raccorciamento lungo lo scollamento parallelo alla stratificazione viene allora assorbito nelle regioni crestali da un complesso sistema di pieghe e faglie inverse (Fig. 9d), probabilmente favorito dalla limitata profondità a cui avviene la deformazione e dal conseguente ridotto carico litostatico in queste aree.

L'evoluzione cinematica delle strutture superficiali è probabilmente simile a quella proposta per i sedimenti della più interna avanfossa Umbro-Romagnola (DE DONATIS & MAZZOLI, 1994): (a) quando il thrust principale si propaga lungo il *flat* localizzato alla base della successione di avanfossa (all'interno della *Formazione dello Schlier*), una piega di scollamento si sviluppa a tetto per assorbire il movimento al *tip* del sovrascorrimento (Fig. 10a); (b) un thrust si propaga verso l'alto nel

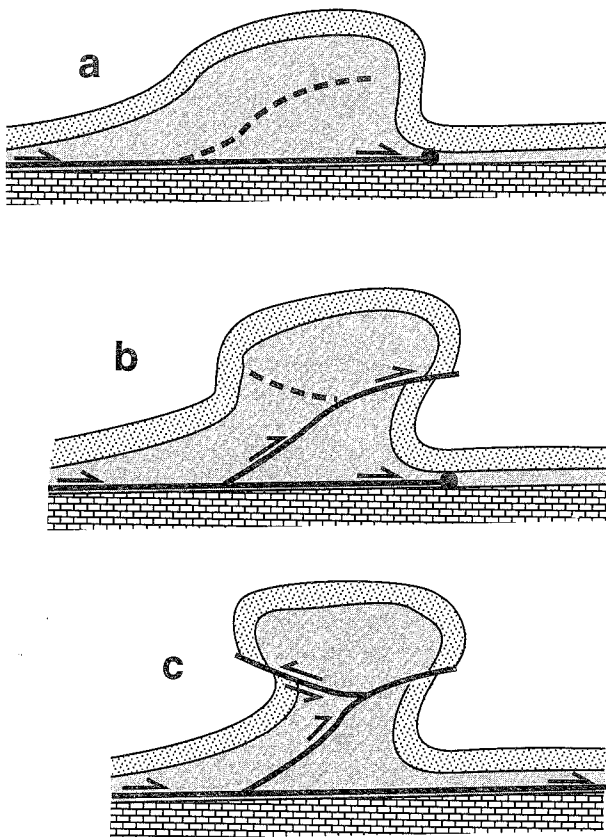


Fig. 10. Dettaglio dell'evoluzione cinematica interpretata delle strutture superficiali associate ai thrust.

nucleo duttile dell'anticlinale e attraversa il fianco esterno, originando una sinclinale al muro e un'anticlinale al tetto (Fig. 10b); (c) un *back thrust* assorbe i successivi scorrimenti lungo lo scollamento basale, dando origine a strutture di *pop-up* e a zone triangolari cuneiformi (Fig. 10c). La concentrazione del movimento lungo le faglie che delimitano il cuneo è molto probabilmente responsabile dei più ampi rigetti osservabili in corrispondenza dei *back thrusts* rispetto a quelli associati, in superficie, ai sovrascorrimenti NE-vergenti (Fig. 5).

(d) Lo sviluppo di differenti stili strutturali a livelli profondi e superficiali sembra essere controllato soprattutto dalla presenza di un orizzonte di scollamento localizzato alla base della successione di avanfossa, nella *Formazione dello Schlier*. Nelle regioni crestali delle anticlinali maggiori che deformano il multilayer mesozoico-paleogenico, le complesse strutture che interessano la successione neogenica al di sopra dello scollamento appaiono geometricamente necessarie per mantenere la compatibilità con le sottostanti strutture maggiori, come mostrato dalle sezioni geologiche bilanciate di Tav. 1. In effetti, il rigetto cumulativo degli embrici crestali eccede quello associato alle principali rampe nella sottostante successione mesozoico-paleogenica (cf. thrust 1 in sezione A-A' e thrust 2 in sezione B-B'', Tav. 1). La quantità di rigetto eccedente è probabilmente dovuta allo scorrimento interstratale associato al processo di *flexural slip* nelle ampie sinclinale maggiori, il quale produce una componente *out-of-the-syncline* del rigetto (si noti che le sinclinale mostrano più ampie lunghezze d'onda e quindi una maggiore entità di *slip* totale parallelo alla stratificazione rispetto a quello delle adiacenti anticlinale). Le strutture crestali embricate possono controbilanciare la lunghezza dell'arco esterno delle sinclinale, come dimostrato dalla possibilità di bilanciamento delle sezioni geologiche.

CONCLUSIONI

1. La cronologia della deformazione evidenzia la diacronicità dello sviluppo della stessa dalle aree interne a quelle più esterne: nella zona di Mondaino l'inizio della deformazione è databile al Messiniano superiore e raggiunge il Pleistocene inferiore in Adriatico.

2. L'entità della deformazione risulta alquanto limitata adottando una soluzione conservativa nel processo di bilanciamento delle sezioni geologiche. I dati confermano il generale aumento dell'entità del raccorciamento verso sud.

3. Lo stile regionale è dominato dalla presenza di *back thrusts* associati alla maggior parte delle rampe dei sovrascorrimenti, cosicché la deformazione è dominata da strutture di *pop-up* definite da ampie anticlinale fagliate. Questo stile è caratteristico delle catene a pieghe e sovrascorrimenti che presentano un livello di scollamento basale con bassa resistenza al taglio.

4. La marcata differenza di stili strutturali in superficie e in profondità rappresenta una necessità geometrica per assorbire a livelli superficiali la deformazione profonda caratterizzata da sovrascorrimenti e pieghe ad ampio raggio di curvatura.

RINGRAZIAMENTI

Parte del lavoro di terreno è stato effettuato da M. DE DONATIS nell'ambito del Progetto Cartografia Geologica della Regione Emilia-Romagna. S. MAZZOLI è grato all'ETH di Zu-

rigo ed alla Royal Society di Londra per la borsa post-dottorato *Nachwuchsstipendium* che ha reso possibile la sua permanenza all'Imperial College di Londra. L'interpretazione dei profili sismici è stata effettuata con la collaborazione di JOE CARTWRIGHT e di MIKE COWARD; le numerose discussioni con quest'ultimo sono state particolarmente proficue.

BIBLIOGRAFIA

- ARGNANI A., ARTONI A., ORI G.G. & ROVERI M. (1991) - *L'avanfossa centro-adriatica: stili strutturali e sedimentazione*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale, 371-381.
- BALLY A.W., GORDY P.L. & STEWART G.A. (1966) - *Structure, seismic data, and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains*. Bull. Canadian Petrol. Geol., 14, 337-381.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1988) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines*. Mem. Soc. Geol. Ital., 35, 257-310.
- 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*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 77, 3-14.
- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989) - *Rocce e successioni sedimentarie*, UTET.
- BOYER S.E. (1992) - *Geometric evidence for synchronous thrusting in the southern Alberta and northwest Montana thrust belts*. In: K.R. MCKLAY (ed.) - *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, London, 377-390.
- CALAMITA F., CELLO G., DEIANA G. & PALTRINIERI W. (1994) - *Structural styles, chronology rates of deformation, and time-space relationships in the Umbria-Marche thrust system (central Apennines, Italy)*. Tectonics, 13/4, 873-881.
- CAPUANO N., TONELLI G. & VENERI F. (1986) - *Ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica del margine appenninico nell'area feltresca (Marche settentrionali) durante il Pliocene inferiore e medio*. Mem. Soc. Geol. Ital., 35, 163-170.
- CAPUANO N. & D'ANTONIO G. (1992) - *Studio sedimentologico e composizionale della successione tardo-miocenica della dorsale costiera di Gabicce-Pesaro*. Giorn. Geol., 54/1, 107-123.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERRUCCINI U. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino umbro-marchigiano*. Studi Geol. Camerti, 1, 7-89.
- CENTAMORE E. & DEIANA G. (1986) - *Geologia delle Marche*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale, 1-145.
- CENTAMORE E. & MICARELLI A. (1991) - *Stratigrafia*. In: L'ambiente fisico delle Marche, Regione Marche, 5-58.
- CITA M.B. (1982) - *The Messinian salinity crisis in the Mediterranean: a review*. A.G.U. Geodynamics Series, 7, 113-140.
- CRESTA S., MONECHI S. & PARISI G. (1989) - *Stratigrafia del Mesozoico e Cenozoico nell'area umbro-marchigiana*. Mem. descrittive Carta Geol. Ital., 39, 1-182.
- DAVIS D.M. & ENGELDER T. (1985) - *The role of salt in fold-and-thrust belts*. Tectonophysics, 119, 67-89.
- DE DONATIS M. & MAZZOLI S. (1994) - *Kinematic evolution of thrust-related structures in the Umbro-Romagnan parautochthon (Northern Apennines, Italy)*. Terra Nova, 6, 563-574.
- DE DONATIS M., INVERNIZZI C., LANDUZZI A., MAZZOLI S., NEGRI A. & POTETTI M. (1995) - *The external zone of the Marche-Romagnan Apennines*. In: Riassunti del Convegno Geodinamica e Tettonica Attiva del Sistema Tirreno-Appennino, Camerino, 9-10 Febbraio 1995, 105-107.
- DE FEYTER A.J., KOOPMAN A., MOLENAAR A. & VAN DEN ENDE C. (1986) - *Detachment tectonics and sedimentation, Umbria-Marchean Apennines, Italy*. Boll. Soc. Geol. Ital., 105, 65-85.
- DE FEYTER A.J. & MENICCHETTI M. (1988) - *Back thrusting in forelimbs of rootless anticlines, with examples from the Umbro-Marchean Apennines (Italy)*. Mem. Soc. Geol. Ital., 35, 357-370.
- JADOON I.A.K., LAWRENCE R.D. & LILLIE R.J. (1992) - *Balanced and retrodeformed geological cross-sections from the frontal Sulaiman Lobe, Pakistan: Duplex development in thick strata along the western margin of the Indian Plate*. In: K.R. MCKLAY (ed.) - *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, London, 343-356.
- JAMISON W.R. (1987) - *Geometric analysis of fold development in overthrust terranes*. J. Struct. Geol., 9, 207-219.

- LABAUME P. (1987) - *Syn-diagenetic deformation of a turbiditic succession related to submarine gravity nappe emplacement, Autapie Nappe, French Alps*. In: JONES M.E. & PRESTON R.M.F. (ed.) - *Deformation of sediments and sedimentary rocks*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 29, 147-163.
- LAVECCHIA G., MINELLI G., PIALLI G., BIELLA G., CONVERSINI P., DEMARTIN M., LOZEI A., MAISTRELLO M., SCARASCIA S. & TABACCO I. (1984) - *Primi risultati del profilo sismico a rifrazione Perugia-Frontone*. Boll. Soc. Geol. Ital., 103, 447-466.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1989) - *Contractional end extensional tectonics along the transect Lake Trasimeno-Pesaro (central Italy)*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G. B. PICCARDO & G.B. VAI (ed.) - *The lithosphere in Italy. Advances in Earth Sciences Research.*, vol. 80, Accademia Nazionale dei Lincei, Roma, 157-176.
- LAVECCHIA G. & PIALLI G. (1981) - *Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano*. 1) Il basamento. Geol. Romana, 20.
- LUI H., McCLAY K.R. & POWELL D. (1992) - *Physical models of thrust wedges*. In: K.R. McCLAY (ed.) - *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, London, 71-81.
- MAZZOLI S. (1994) - *Early deformation features in syn-orogenic Messinian sediments of the northern Marche Apennines (Italy)*. *Annales Tectonicae*, 8/2, 134-147.
- MENICCHETTI M. & PIALLI G. (1986) - *Geologia strutturale del Preappennino Umbro tra i Monti di Gubbio e la catena del M. Petrano - M. Cucco*. Mem. Soc. Geol. Ital., 35, 371-388.
- MENICCHETTI M., DE FEYTER A.J. & CORSI M. (1991) - *CROP 03 - Il tratto Val Tiberina - Mare Adriatico. Sezione geologica e caratterizzazione tettonico-sedimentaria delle avansfesse della zona Umbro-Marchigiano-Romagnola*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale, 279-293.
- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. Ital., LXX, 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 & P. HOMEWOOD (ed.) - *Foreland Basins*. Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., 8, 183-198.
- PIALLI G., ALVAREZ W. & MINELLI G. (1995) - *Geodinamica dell'Appennino settentrionale e sue ripercussioni nella evoluzione tettonica miocenica*, in questo volume.
- RICCI-LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines*. In: P.A. ALLEN & P. HOMEWOOD (ed.) - *Foreland Basins*. Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., 8, 105-139.
- RICCI-LUCCHI F. (1987) - *The foreland basin system of the Northern Apennines and related clastic wedges: a preliminary outline*. *Giorn. Geol.*, 48, 165-185.
- SAGE L., MOSCONI A., MORETTI I., RIVA E. & ROURE F. (1991) - *Cross section balancing in the central Apennines: an application of LOCACE*. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 75/4, 832-844.
- SAVELLI D. & WEZEL F.C. (1979) - *Schema geologico del Messiniano del Pesarese*. Boll. Soc. Geol. Ital., 97, 165-188.
- SUPPE J. (1983) - *Geometry and kinematics of fault-bend folding*. *Am. J. Sci.*, 283, 684-721.
- SUPPE J. (1985) - *Principles of Structural Geology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- SUPPE J., CHOU G.T. & HOOK S.C. (1992) - *Rates of folding and faulting determined from growth strata*. In: K.R. McCLAY (ed.) - *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, London, 105-121.

