

LA GEOLOGIA DELL'ALTA VAL MARECCHIA
(APPENNINO TOSCO-MARCHIGIANO)
Note illustrative alla carta geologica 1:50.000

GEOLOGY OF THE UPPER MARECCHIA VALLEY
(TUSCAN-MARCHEAN APENNINES)
Explanatory notes to the 1:50.000 geological map

S. CONTI (1)

INDICE

Riassunto	Pag. 51
Abstract	» 52
1. INTRODUZIONE	» 52
2. STRATIGRAFIA	» 53
2.1. Successione Umbro-marchigiano-romagnola	» 54
2.2. Coltre della Val Marecchia	» 65
2.3. Depositi e coperture quaternarie	» 73
3. TETTONICA	» 74
3.1. Tettonica della Successione Umbro-marchigiano-romagnola	» 74
3.2. Tettonica della coltre della Val Marecchia	» 78
3.3. Modalità di messa in posto della coltre della Val Marecchia	» 80
4. EVOLUZIONE STRUTTURALE DELL'AREA DELL'ALTA VAL MARECCHIA	» 85
5. CONCLUSIONI	» 89
Bibliografia	» 90

RIASSUNTO

Nell'area rilevata affiorano le formazioni appartenenti ai Domini Ligure, Subligure, Epiligure e Umbro-romagnolo. I depositi appartenenti ai primi tre domini,

affioranti nella coltre della Val Marecchia, si sono accavallati su quelli del Dominio Umbro-romagnolo al passaggio Tortoniano inf.-sup., nel Messiniano basale e nella parte alta del Pliocene inf. (Zona a *Globorotalia puncticulata*). Anche il dominio Umbro-romagnolo risulta impilato in scaglie tettoniche: ogni unità interna si accavalla su quella esterna immediatamente prospiciente: l'età dei sovrascorimenti è progressivamente più recente verso NE con una propagazione di tipo *piggy-back* almeno fino al Pliocene inf., e la loro formazione è collegabile alle principali fasi tettoniche che hanno portato alla costituzione dell'Appennino Settentrionale.

Il rilevamento geologico, oltre a meglio puntualizzare la stratigrafia dell'area, l'età dei vari sovrascorimenti e i rapporti fra Liguridi e substrato, ha portato a scoprire la presenza, all'interno delle peliti dei Ghioli di letto, di un'ampia fascia caratterizzata da episodi di risedimentazione a provenienza appenninica (olistostromi ed olistoliti costituiti da materiale liguri ed epiliguri, arenarie risedimentate con influssi liguri) che era stata in precedenza compresa all'interno della coltre della Val Marecchia. Inoltre si è riconosciuta la presenza di bacini di tipo *piggyback*, costituiti da sedimenti appartenenti ai Ghioli di letto, depositi non solo sulla Successione Umbro-marchigiano-romagnola ma anche sulle Liguridi. Il riconoscimento di uno stile di deformazione fragile (*thrusts*, strutture tipo *pop up*, cunei di

(1) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Modena, Piazzale Santa Eufemia 19, 41100 Modena

estrusione, scaglie tettoniche di forma arcuata, *back thrusts*, *tear faults*) all'interno della coltre della Val Marecchia, sostanzialmente analogo a quello che caratterizza il substrato su cui sovrascorre, ha portato quindi a considerare una sua messa in posto di tipo attivo, legata a meccanismi di compressione orizzontale con la formazione di un sistema complesso costituito da un duplex più un *leading imbricate fan*. La tettonica trasversale, attiva in Val Marecchia almeno fin dal Serravalliano, è strettamente legata all'avanzamento dei *thrusts* liguri, limitandoli lateralmente e condizionando la sedimentazione dei depositi situati in prossimità del fronte deformativo.

Questi elementi sono stati poi utilizzati nel descrivere l'evoluzione strutturale dell'area della Val Marecchia durante il Miocene in un contesto di migrazione del sistema fronte deformativo-avanfossa ed hanno consentito di evidenziare come gli episodi gravitativi a provenienza appenninica siano invece di più limitata importanza e antecedenti l'arrivo dei ricoprimenti liguri.

ABSTRACT

A geological survey (1:10.000 scale) provided new data on the evolution of the Val Marecchia area. The deposits belonging to Ligurian, Subligurian, epi-Ligurian and Umbro-Romagnan Domains outcrop in the mapped area; the lithostratigraphic units of the first three domains, included in Val Marecchia thrust-sheet, overthrust Umbro-Romagnan Domain (respectively Verghereto Marls, Ghioli di letto mudstones and Argille Azzurre) at the Lower-Upper Tortonian boundary, during Lower Messinian and at the end of Lower Pliocene (*Globorotalia puncticulata* Zone). The various units constituting Umbro-Romagnan Domain are also stacked by imbricated thrusts: every inner unit overrides the adjacent outer one and the age of thrusting is progressively younger towards NE, their formation being linked to the tectonic phases of the Northern Apennines. The structural pattern of the Val Marecchia sheet is made up of imbricated slices, NE-verging and displaying an arcuate shape in a planar view. These imbrications are not only related to the emplacements of the thrust-sheet over the substratum tectonic Units but also to the Ligurian tectonic phase.

New collected field data show the occurrence, inside the Ghioli di letto mudstones, of a wide belt characterized by resedimented deposits of Apenninic provenance (olistostromes and olistoliths of Ligurian and epi-Ligurian sources, turbiditic sandstones with Ligurian affinities), which were previously included in the Val Marecchia thrust-sheet. Furthermore piggyback basins filled by Ghioli di letto deposits have been recognized both in Umbro-Marchean-Romagnan Sequence and over Val Marecchia sheet.

The presence of a brittle deformation style affecting the Val Marecchia thrust-sheet (arcuate thrusts, pop up structures, back thrusts, tear faults), led to envisage its emplacement as triggered by active tectonics, due to horizontal compressive pushes as in tapered sheets or in accretionary wedges. The emplacement of the Val Marecchia sheet occurs in a piggyback sequence of imbricated slices, filled not only by epi-Ligurian deposits, but also, exclusively at the thrust front and with a minor extension, by the terminal parts of the same deposits overridden by the thrust-sheet.

Consequently, a complex system composed of a duplex and a leading imbricate fan (in the substratum) arises. The role of transverse tectonics in Val Marecchia is strictly related to thrust-front activities: during every tectonic phase it acts in the outermost part of the thrust belt as a line dividing fronts with different degrees of advancement and it affects the sedimentation of those deposits that will be afterwards overthrust by the Val Marecchia sheet.

These elements have then been utilized to describe the structural evolution of the studied area during Miocene, according to the model of the migration of a foredeep-thrust belt system, and to explain the tectonic relationships due to compressive horizontal forces. Collected data have also shown that gravitational episodes with an Apenninic provenance are of restricted importance and forerunners of Ligurian tectonic emplacements.

PAROLE CHIAVE: *Appennino Settentrionale, coltre della Val Marecchia, unità umbro-romagnole, stratigrafia, tettonica compressiva orizzontale, scaglie arcuate, duplex, Miocene-Pliocene inferiore, prisma di accrezione, avanfossa, bacini di piggyback, paleogeografia.*

KEY WORDS: *Northern Apennines, Val Marecchia thrust-sheet, Umbro-Romagnan stratigraphical units, horizontal compressional tectonics, arcuate imbrications, duplex, Miocene-Lower Pliocene, accretionary wedge, foredeep, piggyback basins, palaeogeography.*

1. INTRODUZIONE

L'area studiata, rilevata a scala 1:10.000 e rappresentata nella carta allegata a scala 1:50.000, costituisce la prosecuzione verso

SW di quella pubblicata da CONTI (1989) ed è compresa tra Sarsina (FO, Valle del Savio) e San Leo (PS) a nord e tra Badia Tedalda (AR) e Belforte all'Isauro (PS) a sud, comprendendo quindi gran parte del Montefeltro. Proprio per essere situata a cavallo di tre regioni (F. 108: tavv. I SE-SO, quadrante II, tavv. III NE-SE, IV NE-SE), essa ha presentato notevoli problemi di rilevamento per la forte disomogeneità cartografica (ortofotocarta 1:10.000 regione Marche, C.T.R. 1:10.000 regione Emilia-Romagna, C.T.R. 1:25.000 regione Toscana). Probabilmente questo motivo ha contribuito alla scarsa documentazione geologica dell'area del Montefeltro settentrionale, se si escludono infatti i vecchi lavori di ANTONIAZZI (1963), STERN (1969), FREY (1969) e RUGGIERI (1970) ed i più recenti di ARDANESE & MARTELLI (1986), CAPUANO *et al.* (1989) e DE FEYTER (1991), che peraltro si occupano della parte più orientale del Montefeltro.

Dal punto di vista geologico l'area si presenta particolarmente interessante a causa del sovrascorrimento delle Unità liguri e subliguri su quelle della Successione Umbro-marchigiano-romagnola anch'esse impilate in scaglie tettoniche. Ogni unità interna si accavalla su quella esterna immediatamente prospiciente: l'età dei sovrascorimenti è progressivamente più recente verso NE e la loro formazione è collegabile alle principali fasi tettoniche che hanno portato alla costituzione dell'Appennino Settentrionale (CONTI & GELMINI, 1992a). Altro fatto saliente è la delimitazione in senso antiappenninico dei terreni liguri lungo l'allineamento che corre da Arezzo alla valle del T. Conca, che, unitamente all'esistenza di elementi stratigrafici e tettonici presenti nel substrato, aveva già da tempo fatto ipotizzare ad alcuni autori (GHELARDONI, 1965; RICCI LUCCHI, 1975; FAZZINI & GELMINI, 1982; LIOTTA, 1991) l'esistenza di una trascorrente antiappenninica nell'area della Val Marecchia.

Il rilevamento geologico, oltre a meglio puntualizzare l'età dei vari sovrascorimenti e i rapporti fra Liguridi e substrato, ha portato a scoprire la presenza, all'interno delle peliti dei Ghioli di letto, di un'ampia fascia caratterizzata da episodi di risedimentazione a provenienza appenninica (olistostromi ed olistoliti costituiti da materiale liguri ed epiliguri) che erano stati in precedenza (RUGGIERI, 1970) compresi all'interno della coltre della Val Marecchia. Inoltre si è riconosciuta la presenza di bacini di tipo *piggyback*, costituiti da sedimenti appartenenti ai Ghioli di letto, depositi non solo sulla Successione Umbro-marchigiano-romagnola ma anche sulle Liguridi. Questi elementi hanno consentito di ipotizzare l'evoluzione strutturale dell'area della Val Marecchia durante il Miocene in termini di una tettonica legata a sforzi compressivi, nonché di evidenziare come gli episodi gravitativi a provenienza appenninica siano invece di più limitata importanza e antecedenti l'arrivo dei ricoprimenti liguri.

2. STRATIGRAFIA

Nell'area rilevata affiorano le formazioni appartenenti ai Domini Ligure, Subligure, Epiligure e Umbro-romagnolo. I depositi appartenenti ai primi tre domini, affioranti nella coltre della Val Marecchia, si sono accavallati su quelli del Dominio Umbro-romagnolo al passaggio Tortoniano inf.-sup., nel Messiniano basale e nella parte alta del Pliocene inf. (Zona a *G. puncticulata*). Il Dominio Umbro-romagnolo è costituito dalla Successione Umbro-marchigiano-romagnola comprendente i terreni dallo Schlier (che in aree esterne a quella studiata rappresenta la base stratigrafica della Marnoso-arenacea) alle Argille Azzurre del Pliocene inf. Il Dominio Ligure comprende il solo Supergruppo della Calvana (Liguridi Esterne), a sua volta suddivisibile in un complesso

basale prevelentemente pelitico (Cretaceo inf.-Eocene inf.) e in una sovrastante unità torbiditica costituita dalla Formazione di Monte Morello (Eocene inf.-medio). Il Dominio Subligure comprende la Formazione delle Arenarie di Monte Senario (Oligocene inf.) attribuibile al Complesso di Canetolo. Al di sopra dei terreni di questi ultimi due domini e deposti in discordanza mentre questi si spostavano verso E-NE, affiora il Dominio Epiligure, di età compresa fra l'Eocene sup. ed il Pliocene inf., costituito da una successione stratigrafica discontinua, in cui le varie unità sono riunibili in sequenze deposizionali separate da discordanze talora accompagnate da lacune.

2.1. SUCCESSIONE UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA

2.1.1. *Unità Umbro-romagnole* (*Supergruppo del Metauro*)

Negli ultimi anni la tradizionale Successione Umbro-marchigiano-romagnola è stata suddivisa in Umbro-romagnola interna e Marchigiano-adriatica esterna per il ritardo con cui compaiono in quest'ultima sia l'avanfossa che la deformazione compressiva (CAPOZZI *et al.*, 1992; VAI & CASTELLARIN, 1992). In questo lavoro si è preferito però mantenere il termine tradizionale in quanto tale distinzione è ben netta fra l'area del forlivese e quella anconetana, ma risulta molto meno marcata per il Montefeltro e l'alto pesarese, che rappresenta una sorta di zona di transizione fra i due tipi di successione.

Il progressivo spostamento verso l'esterno del sistema fronte deformativo-avanfossa si riflette nell'estrema variabilità laterale delle unità litostratigrafiche. Come si può vedere dalla fig.1 le principali discontinuità sono rappresentate dai sovrascorimenti della coltre della Val Marecchia, dalla discordanza inframessiniana e, in aree più esterne, da quella che separa i depositi del Pliocene inf. da quelli del medio.

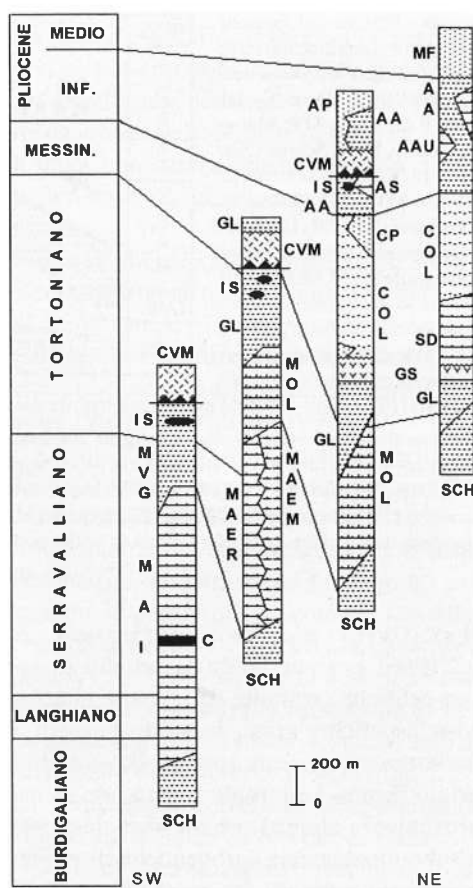
2.1.1.1. FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA: UNITÀ INTERNA (22)

La Marnoso-arenacea viene suddivisa in varie unità, sia di tipo litostratigrafico che litostratigrafico-strutturale. Lo schema qui proposto segue essenzialmente una suddivisione del secondo tipo e presenta forti punti di accordo con le ripartizioni proposte da RICCI LUCCHI (1967), DE JAGER (1979) e BENINI *et al.* (1991). A differenza di BENINI *et al.* (1991) è stato però notevolmente ridotto il numero delle sottounità e non si è ripartita la Marnoso-arenacea Auctt. nelle due Formazioni dell'Alpe della Luna e della Marnoso-arenacea, comprese da questi autori assieme alle Marne di Verghereto nel Gruppo di Santa Sofia, sia per la loro somiglianza litologica e sedimentologica a scala regionale e sia perchè nell'area di Casaglia non sono più distinguibili (ACHILLI *et al.*, 1990; LANDUZZI, 1991). Si è preferito invece suddividere la Marnoso-arenacea in due unità (Interna = MAI ed Esterna = MAE) seguendo lo schema proposto da RICCI LUCCHI & ORI (1985) e da RICCI LUCCHI (1986a), seppure con alcune differenze di ordine cronologico. Questi autori fanno coincidere il limite fra *inner stage* e *outer stage* col passaggio Serravalliano-Tortoniano mentre considerazioni di natura paleogeografica, stratigrafica e tettonica, delineate nel modello migrativo del sistema fronte deformativo-avanfossa proposto da CONTI & GELMINI (1992b), retrodatano tale passaggio all'incirca al limite Serravalliano inf.-sup.

Nell'area studiata il contatto fra MAI e MAE è sempre tettonico, con l'accavallamento dell'unità interna su quella esterna. Entrambe passano verso l'alto alle proprie peliti di chiusura: la MAI alle Marne di Verghereto e la MAE, marcata alla sommità dall'interposizione di una facies prossimale di ambiente canalizzato, ai Ghioli di letto. La base stratigrafica sia della MAI che della MAE è rappresentata dalla Formazione dello

Fig. 1 - Colonne stratigrafiche e correlazioni all'interno della Successione Umbro-marchigiano-romagnola della Val Marecchia. Le prime due colonne fanno riferimento ad affioramenti dell'alta Val Marecchia, le restanti due ad affioramenti della media Val Marecchia (CONTI, 1989). **SCH** (20): Schlier, **MAI** (22): Marnoso-arenacea Interna (**C**: Contessa), **MVG** (21): Marne di Verghereto, **MAER** (18): Marnoso-arenacea Esterna ("facies romagnola"), **MAEM** (19): Marnoso-arenacea Esterna ("facies marchigiana"), **MOL** (17): Marnoso-arenacea Esterna (facies prossimale molassica), **GL** (13): Ghioli di letto, **GS** (12): Formazione Gessoso-solfifera, **SD**: Formazione di S. Donato, **COL** (10): Formazione a Colombacci (**CP**-11: conglomerati di Pietrarubbia), **AA** (8)(9): Argille Azzurre (**AS**: Arenarie di S. Giovanni, **AAU**: Arenarie di Auditore-Borello), **AP** (7): Arenarie di M. Perticara, **MF**: Formazione di Montecalvo in Foglia, **IS**: instabilità sedimentaria (frane sottomarine di pertinenza ligure ed epiligure), **CVM**: coltre della Val Marecchia. I numeri riportati fra parentesi sono quelli usati nella legenda della carta geologica.

Stratigraphic columns and correlations of the Umbro-Marchean-Romagnan Sequence outcropping in the Marecchia Valley. The first two columns refer to the upper Marecchia Valley, the other ones refer to the middle Marecchia Valley (CONTI, 1989). **SCH** (20): Schlier, **MAI** (22): Internal Marnoso-arenacea (**C**: Contessa megabed), **MVG** (21): Verghereto Marls, **MAER** (18): External Marnoso-arenacea ("Romagnan facies"), **MAEM** (19): External Marnoso-arenacea ("Marchean facies"), **MOL** (17): External Marnoso-arenacea (proximal facies), **GL** (13): Ghioli di letto, **GS** (12): Gessoso-solfifera Formation, **SD**: S. Donato Formation, **COL** (10): Colombacci Formation (**CP**-11: Pietrarubbia fanglomerates), **AA** (8)(9): Argille Azzurre (**AS**: S. Giovanni Sandstones, **AAU**: Auditore-Borello Sandstones), **AP** (7): M. Perticara Sandstones, **MF**: Montecalvo in Foglia Formation, **IS**: sedimentary instability (submarine slides of Ligurian and epi-Ligurian sources), **CVM**: Val Marecchia thrust-sheet. Numbers between brackets refer to the key of the enclosed geological map.



Schlier (figg.1,2).

Recentemente vari autori (TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979; VAN WAMEL & ZWART, 1990; DELLE ROSE *et al.*, 1990; DE FEYTER, 1991; CAPOZZI *et al.*, 1991; SANI, 1991; MENICCHETTI *et al.*, 1991) suddividono la Marnoso-arenacea in numerose unità strutturali (localmente suddivise in unità stratigrafiche), a cui viene talvolta dato valore di unità paleogeografiche. In realtà la maggior parte dei *thrusts* che delimitano tali unità strutturali si chiude lateralmente (si veda a tal proposito CENTAMORE & CHIOCCHINI, 1985 e BENINI *et*

al., 1991) e queste vengono quindi ad appartenere ad un'unica successione, seppure complicata da notevoli variazioni laterali di facies. A mio avviso l'unico *thrust* che è invece probabilmente seguibile lungo tutta l'area di affioramento della Marnoso-arenacea è quello che permette di dividerla nelle due unità Interna ed Esterna, le uniche con valore paleogeografico (CONTI & GELMINI, 1992b).

La MAI, di età compresa fra il Burdigaliano sup. ed il Serravalliano inf. (DAMIANI *et al.*, 1983; CENTAMORE & CHIOCCHINI, 1985;

Fig. 2 - Schema dei rapporti stratigrafici (non in scala) fra le varie unità dell'avanfossa nell'area della Val Marecchia durante il Miocene. MV: Marne di Vicchio, SCH: Schlier (20), MAI (22): Marnoso-arenacea Interna, MVG (21): Marne di Verghereto, MAER (18): Marnoso-arenacea Esterna ("facies romagnola"), MAEM (19): Marnoso-arenacea Esterna ("facies marchigiana"), MOL (17): Marnoso-arenacea Esterna (facies prossimale molassica), GL (13): Ghioli di letto. I numeri riportati fra parentesi sono quelli usati nella legenda della carta geologica.

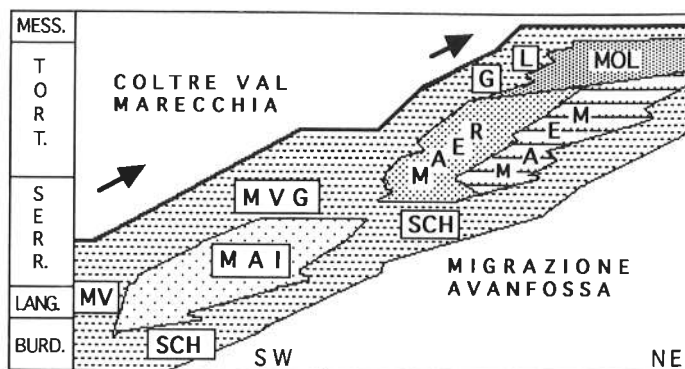


Diagram showing the relationships among the lithostratigraphic units of the foredeep in the Marecchia Valley during Miocene (not to scale). MV: Vicchio Marls, SCH: Schlier (20), MAI (22): Internal Marnoso-arenacea, MVG (21): Verghereto Marls, MAER (18): External Marnoso-arenacea ("Romagnan facies"), MAEM (19): External Marnoso-arenacea ("Marchean facies"), MOL (17): External Marnoso-arenacea (proximal facies), GL (13): Ghioli di letto. Numbers between brackets refer to the key of the enclosed geological map.

BOCCALETTI *et al.*, 1986; CANTALAMESSA *et al.*, 1986), è caratterizzata da torbiditi arenaico-pelitiche costituite da arenarie quarzo-feldspatiche, grige, in strati da medi a molto spessi, alternate a marne siltose e siltiti grigio chiare. Le torbide sono a prevalente provenienza alpina (torbide silicoclastiche) e subordinatamente carbonatiche di provenienza appenninica; fra quest'ultime si distinguono calcareniti di origine intrabacinali provenienti dalla piattaforma laziale-abruzzese (Colombine) (RICCI LUCCHI & PIALLI, 1973; ARDANESE *et al.*, 1983) e strati torbiditici (Contessa) di origine mista provenienti dai bacini satelliti epiliguri (GANDOLFI *et al.*, 1983; ZUFFA, 1992), databili al Serravalliano inf. (VAN WAMEL & ZWART, 1990). Altre torbide miste (calcareo-silicatiche) e arcose a provenienza trasversale o appenninica sono citate da vari Autori (CENTAMORE & CHIOCCHINI, 1985; CHIOCCHINI *et al.*, 1986; CAPUANO *et al.*, 1988). L'ambiente di sedimentazione (avanfossa) varia dalla conoide esterna alla piana sottomarina (RICCI LUCCHI, 1975).

La MAI comprende i Membri 1 e 2 di RICCI

LUCCHI (1967), le Unità di M. Nero-Alpe della Luna (TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979; DE FEYTER *et al.*, 1986), la Formazione dell'Alpe della Luna di BENINI *et al.* (1991), le Unità di Poggio Castellaccio e di Pietralunga (DELLE ROSE *et al.*, 1990; DELLE ROSE *et al.*, 1991; DE FEYTER, 1991), i Membri di Bisereno, Corniolo, Premilcuore, Tombina, Galeata, Collina e Casone di BENINI *et al.* (1991) ed è correlabile alla Formazione A della Marnoso-arenacea di DE FEYTER (1991).

Nell'area rilevata affiora la parte medio-alta della MAI, di età compresa fra il Langhiano ed il Serravalliano p.p.; verso l'alto passa gradualmente (talvolta in poche decine di metri) alle Marne di Verghereto (area di Badia Tedalda), per progressivo aumento della componente pelitica, con contatti sia verticali che eteropici (figg. 1, 2). Nella zona di Verghereto (poco ad W dell'area studiata) il passaggio avviene tramite l'interposizione di un'associazione di bordo di bacino (AMOROSI, 1987). Lo spessore della MAI, di difficile valutazione per la presenza di numerose faglie, è probabilmente di circa 1000-1250 m.

In aree esterne a quella rilevata e precisa-

mente più a NW in Romagna e più a SE in Umbria, sono presenti numerosi livelli di frana sottomarina intraformazionale, alcuni dei quali di estensione bacinale (*mega-slump*), ubicati poco al di sotto e soprattutto molto al di sopra dei livelli guida del Contessa e delle Colombine (LANDUZZI & VAI, 1992). Ad essi si associano localmente grandi olistostromi di materiali marnoso-calcarei-arenacei ed argilloso-calcarei derivanti dalle unità toscane, sub-liguri e liguri (CENTAMORE *et al.*, 1985; LANDUZZI, 1991). In numerosi casi associati ai livelli di frana sottomarina sia intraformazionale che extraformazionale sono presenti brecce calcareo-marnose risedimentate e blocchi (olistoliti) di calcari marnosi a Lucine (RENZI, 1966; RICCI LUCCHI & VEGGIANI, 1966), o più raramente a *Pecten* ed ostreidi (PIALLI, 1966; RICCI LUCCHI & PIALLI, 1973), provenienti entrambi dalle formazioni epiliguri (CONTI *et al.*, 1994). Nell'area rilevata "calcari a Lucine" affiorano al tetto della MAI, spesso al passaggio con le Marne di Verghereto: si tratta per lo più di affioramenti decimetrici (olistoliti) ubicati nei dintorni di Badia Tedalda (calanchi a SW del paese e ad est di M. Cavaliero); più raramente le Lucine si trovano isolate alla base di strati arenacei risedimentati (Pianello), come segnalato da PRINCIPI (1925).

2.1.1.2. MARNE DI VERGHERETO (21)

La formazione è costituita da argille marnose e marne siltose grigio-azzurrognole, biancastre in superficie per alterazione, a stratificazione poco evidente, e da sottili livelli siltosi e arenitici, talora calcarei; nella parte terminale compaiono delle peliti eusimiche con microfossili di acque poco profonde distinte da alcuni autori col termine di Argille di S. Paolo (VAN WAMEL & ZWART, 1990). Le Marne di Verghereto sono costituite essenzialmente da marne emipelagiche in cui sono intercalate torbiditi sottili spesso

prive dell'intervallo arenaceo. Più raramente sono presenti, soprattutto nella parte inferiore dell'unità, delle intercalazioni costituite da arenarie torbiditiche in strati da sottili a medi con caratteristiche simili a quelle delle arenarie della sottostante Marnoso-arenacea.

In aree esterne a quella studiata (S. Sofia e Verghereto) sono presenti numerosi depositi di frana sottomarina sia intraformazionale (*slump*) che extraformazionale (calcari a Lucine e olistostromi di pertinenza ligure) (MORONI, 1965; BENINI *et al.*, 1991).

Lo spessore della formazione si aggira sui 450-500 metri, valore probabilmente in eccesso, perchè non tiene conto delle notevoli ripiegature e dei sovrascorimenti a scala decimetrica e metrica che tendono ad aumentare in prossimità del contatto tettonico con la coltre della Val Marecchia, che tronca in tutta l'area rilevata il tetto delle Marne di Verghereto. Il passaggio verso l'alto e lateralmente alla MAE è stato riscontrato solo in perforazione (DONDI *et al.*, 1982) (figg. 1, 2). La formazione, correlabile alle Marne di Poggio della Pulce di Nocchi & Catinelli (1964), alle Marne di Castelveccchio di Landuzzi (1991) e alle Marne di Piancandoli di De Jager (1979), si è deposta in un ambiente in parte laterale (scarpata) ed in parte di chiusura della sedimentazione torbiditica della MAI (CONTI & GELMINI, 1992b). Altri autori considerano le Marne di Verghereto come deposti su un alto strutturale (AMOROSI, 1987), la cui genesi sarebbe legata alla flessura della placca litosferica in subduzione nell'avanfossa appenninica (VAI, 1987).

Campioni prelevati nella zona di Badia Tedalda ed in aree esterne a quella studiata (zona di S. Piero in Bagno) permettono di datare l'unità al Serravalliano sup. (Zona a *Globorotalia siakensis*)-Tortoniano inf. in accordo con i dati di AMOROSI (1987), LANDUZZI (1991), VAN WAMEL & ZWART (1990), mentre altri autori ne estendono l'età alla

parte terminale del Tortoniano (VAI, 1987; DELLE ROSE *et al.*, 1990; BENINI *et al.*, 1991).

2.1.1.3. FORMAZIONE DELLO SCHLIER (20)

L'unità è costituita da alternanze di marne e marne argillose, più subordinatamente da marne calcaree e calcari marnosi biancastri finemente detritici: gli strati sono in genere medio-sottili e la bioturbazione è piuttosto intensa. Le litofacies marnose sono ricche di foraminiferi planctonici e di minerali argillosi derivati dalla trasformazione di ceneri vulcaniche. La formazione, il cui nome (SELLI, 1952) fa riferimento alla somiglianza con i depositi coevi del bacino di Vienna, viene interpretata come un'associazione di facies emipelagica di scarpata composta prevalentemente dalla facies G di MUTTI & RICCI LUCCHI (1972). DE FEYTER (1991) considera invece lo Schlier un deposito da correnti di torbida a bassa densità, provenienti da una sorgente austro-alpina.

L'età dello Schlier si estende dal Burdigaliano sup. al Messiniano inf.; l'età del tetto è variabile e si estende dal Langhiano al Messiniano inf., ringiovanendosi progressivamente verso E-NE (CANTALAMESSA *et al.*, 1986; CONTI, 1989; CENTAMORE & MICARELLI, 1991). Gli spessori sono estremamente variabili e vanno da alcune decine di metri a circa 400 m (DUBBINI *et al.*, 1991), aumentando generalmente verso E-NE. Nelle zone più interne alla catena lo Schlier passa verso l'alto e lateralmente alla Marnoso-arenacea, con età progressivamente più recenti verso E-NE; nelle zone più esterne, a seconda dei settori, passa alla Formazione della Laga o ai Ghioli di letto (figg.1, 2). Nel solo settore meridionale delle Marche vi s'intercalano delle calcareniti torbiditiche (Marne con Cerrognà) provenienti dalla piattaforma laziale-abruzzese (DUBBINI *et al.*, 1991).

L'estrema variabilità verticale e laterale dello Schlier è legata alla migrazione del sistema catena-avanfossa dell'Appennino

Settentrionale durante il Miocene; in questo contesto tale unità viene considerata come deposta in prossimità del *peripheral bulge* dell'avanfossa (BOCCALETTI *et al.*, 1986; CONTI & GELMINI, 1992b).

Nell'area studiata lo Schlier affiora nella sola zona di Frontino (PS) con spessori di circa 300 m e con un'età variabile dal Serravalliano p.p. al Tortoniano. Verso l'alto passa alla MAE in facies marchigiana (19) ed è in parte laterale alle Marne di Verghereto (21) ed alla MAI (22), mentre la parte basale non affiora (figg.1, 2). In aree più esterne (CONTI, 1989), lo Schlier (di età riferibile al Tortoniano-Messiniano inf.) passa sia lateralmente che verso l'alto alla MAE in facies prossimale (17).

2.1.1.4. FORMAZIONE MARNOSO-ARENACEA: UNITÀ ESTERNA (17, 18, 19)

Si tratta di una formazione torbiditica che in base alle diverse caratteristiche litologiche e sedimentologiche è stata suddivisa in tre membri.

Il primo (17) è costituito da arenarie grige, a granulometria da fine a medio-grossolana (nel complesso comunque inferiore a quella delle arenarie della MAI) in strati da medi a molto spessi, alternate a marne siltose e siltiti grigio-chiare con un rapporto arenaria/pelite superiore ad 1. Gli strati arenacei mostrano sempre evidenti le strutture di risedimentazione (gradazione e sequenza di Bouma generalmente completa) e presentano direzioni di corrente da NNW. Solamente poco a SW dell'area studiata sono segnalati apporti di tipo appenninico da SE (strato di Turrìto, in GANDOLFI *et al.*, 1983; CAPOZZI *et al.*, 1991). Altre differenze con la MAI sono rappresentate dall'assenza di intercalazioni di torbide calcaree e calcarenitiche e dal maggior spessore dei litotipi pelitico-marnosi. Il primo membro, che corrisponde a gran parte degli affioramenti indicati da RUGGIERI (1970) come "facies romagnola" della Formazione

Marnoso-arenacea, ha uno spessore di 1000-1100 metri.

Il secondo membro (18), corrispondente alla "facies marchigiana" della Marnoso-arenacea di RUGGIERI (1970), si sostituisce lateralmente al primo sul versante destro del F. Marecchia. Esso è composto da marne siltose e argille siltose grigio-chiare alternate a subordinate arenarie grigio-giallastre, da fini a molto fini, in strati da sottili a medi: il rapporto arenaria/pelite è sempre inferiore ad 1. Nell'area studiata è possibile suddividerlo in due litofacies (non distinte in carta): la prima, affiorante prevalentemente fra Poggio delle Campane e Cicognaia, è costituita quasi esclusivamente da torbiditi marnoso-pelitici con sporadici straterelli arenaceo-siltosi a laminazione piano-parallela o più spesso privi di evidenti strutture torbiditiche. Più raramente, le torbiditi si intercalano ad arenarie debolmente calcaree bruno chiare o biancastre in strati da sottili a medi. Frane sottomarine extraformazionali vi s'intercalano nell'area situata poco a N di Poggio delle Campane: qui affiorano un blocco (olistolite) di calcari a Lucine dello spessore di 15-20 metri e poco più ad est un olistostroma costituito da Argille Varicolori delle Liguriadi. La seconda litofacies, affiorante fra S. Donato e Belforte all'Isauro, si distingue per la maggior frequenza, granulometria e spessore delle intercalazioni arenacee, che presentano laminazioni sia piano-parallele che convolute. Le direzioni di corrente indicano sempre una provenienza delle torbide da NW. Lo spessore di questo membro si aggira sui 900-1000 metri.

I due membri sono correlabili con il Membro 3 di RICCI LUCCHI (1967), la Formazione B della Marnoso-arenacea di DE FEYTER (1991) e comprendono le Unità tettoniche di Borgo Pace e M. Vicino di DELLE ROSE *et al.* (1990) e di DE FEYTER (1991). L'ambiente di deposizione è torbiditico distale, con torbiditi di lobo di conoide e di piana sottomarina;

il secondo membro, a granulometria molto più fine, si è probabilmente depositato su di un alto strutturale, dove non poteva giungere la componente più arenacea delle torbide. Il passaggio fra questi due membri della MAE è marcato generalmente da contatti tettonici, sia con accavallamenti del "membro più arenaceo" su quello "pelitico", sia con faglie trascorrenti. Solo nella zona di Cicognaia il primo membro sembra (i rapporti sono mal distinguibili per le estese coperture detritiche) passare sia verso l'alto che lateralmente al secondo. L'età dei due membri è la stessa ed è compresa fra il Serravalliano sup. ed il Tortoniano, ringiovanendosi procedendo verso NE. Entrambi i primi due membri (il secondo in aree esterne a quella rilevata) passano gradualmente verso l'alto al terzo (figg. 1, 2), tramite la comparsa, in una fascia dello spessore variabile da 100 a 150 metri, dapprima di sporadici e poi di sempre più frequenti banchi di arenarie molassiche.

Il terzo membro (assente nell'area compresa fra S. Agata Feltria e S. Sisto in quanto i restanti membri della MAE si accavallano direttamente sulle proprie peliti di chiusura) è composto da (19) arenarie giallastre poco cementate da grossolane a molto grossolane, gradate, con frequente laminazione piano-parallela e incrociata, in strati da spessi a molto spessi con frequenti superfici di amalgamazione e talvolta intercalazioni di sottili peliti sabbioso-marnose grige. Ben sviluppate sono le strutture da fluidificazione e da espulsione di fluidi, tra cui si riconoscono convoluzioni, *dish* e *pillar*. Talvolta si rinvencono, sia sparsi nelle arenarie, generalmente alla base dello strato, sia in lenti, dei ciottoli cristallini di provenienza alpina orientale (VEGGIANI & DE FRANCESCO, 1968; CAPUANO *et al.*, 1987a; DE FEYTER, 1991). L'ambiente deposizionale di queste torbiditi (si tratta per lo più di *fluidized* e *liquidized flows*) corrisponde al settore intermedio-interno di una conoide sottomarina (aree cana-

lizzate) (RICCI LUCCHI, 1981). Le direzioni di corrente sono sempre di tipo alpino (NW, N); apporti appenninici (SW) sono invece segnalati più a SE dell'area studiata, nel bacino di Piandimeleto (DE FEYTER, 1991) ed in quello correlabile delle Arenarie di M. Vicino (CHIOCCHINI & CIPRIANI, 1984). Il terzo membro, di età compresa fra il Tortoniano inf. ed il sup., raggiunge il Messiniano inf. nelle aree marchigiane più esterne (CANTALAMESSA *et al.*, 1986; CONTI, 1989; DE FEYTER, 1991), è correlabile al Membro 4 di RICCI LUCCHI (1967), alle Molasse grossolane di RUGGIERI (1970), alle Arenarie di Urbania di ARDANESE *et al.* (1987) e di DE FEYTER (1991), al Membro di Fontanelice di BENINI *et al.* (1991) e più in generale alla "facies molassica" o facies di conoide interna della Marnoso-arenacea di RUGGIERI (1958), ANGELI & VEGGIANI (1964) e CAPOZZI *et al.* (1991). I depositi del terzo membro registrano l'arrestarsi del meccanismo di spostamento verso l'esterno dell'avanzofossa, con il coinvolgimento della stessa nel corrugamento e la formazione di strette dorsali e depressioni, rappresentando quindi l'ultimo episodio di sedimentazione fliscioide del ciclo appenninico (CONTI & GELMINI, 1992b). Lo spessore massimo di questo membro si aggira sui 500-600 metri; passa gradualmente sia verso l'alto che lateralmente, per progressivo aumento della componente pelitica, ai Ghioli di letto (figg.1,2).

2.1.1.5. GHIOLI DI LETTO (13, 14, 15, 16)

Si tratta di marne e siltiti argillose grigio-azzurre o nocciola con sottili veli sabbiosi e con la frazione argillosa crescente verso l'alto. Il sovrascorrimento della coltre della Val Marecchia su questa formazione nella zona di Peticara-Pennabilli permette di suddividerla in due parti: successiva (13a) e antecedente (13b) al contatto tettonico. Lo spessore della prima raggiunge al massimo 100-125 metri, mentre la seconda arriva a circa 350-

400 metri nell'area di S. Agata Feltria. In aree laterali alla coltre (zona compresa fra Rosciano e Mercato Saraceno) questa distinzione non è più possibile e i Ghioli, con spessori che arrivano a 450-500 metri, passano verso l'alto alla Formazione Gessoso-solfifera.

Nella parte inferiore dei Ghioli (fig.3), affioranti in aree laterali alla coltre, sono presenti intercalazioni di arenarie siltitiche grigio-giallastre in strati da sottili a medi: le arenarie sono gradate e risedimentate con frequenti laminazioni piano-parallele e convolute, le direzioni di corrente sono alpine. Verso l'alto diminuiscono sia il rapporto arenaria/pelite sia lo spessore delle intercalazioni arenacee fino alla deposizione dello "strato arenaceo di base" (RUGGIERI, 1958), che segna il termine della sedimentazione arenacea. Si tratta di un livello guida dello spessore massimo di un paio di metri situato pochi metri al di sotto del passaggio stratigrafico Tortoniano-Messiniano. Seguono poi alcune decine di metri di peliti da grigio cenere a bituminose, talvolta con piccoli bivalvi e gasteropodi, ricche di livelli carboniosi e laminiti eusiniche. Quest'ultimo litotipo è presente anche nella parte alta dei Ghioli tagliati dal contatto tettonico della coltre, ai quali però si aggiungono rare intercalazioni di calcilutiti e marne calcaree grigio-biancastre in strati sottili o in cogoli fino a 70-80 centimetri di spessore e talvolta sporadiche intercalazioni di arenarie calcaree gradate a laminazione piano-parallela in strati sottili.

A varie altezze delle peliti dei Ghioli (fig. 3), sia antecedenti che laterali alla coltre, sono presenti generalmente due orizzonti (se ne contano fino quattro nell'area di S. Agata Feltria, ma il raddoppio è dovuto ad un retroscorrimento), di età compresa fra il Tortoniano sup. ed il Messiniano inf., costituiti dall'associazione di frane sottomarine sia intraformazionali (*slumps*) che extraformaziona-

Fig. 3 - Schema riassuntivo dei rapporti stratigrafici dei Ghioli di letto affioranti nell'area studiata: **A**: successione in aree esterna al contatto tettonico con la coltre della Val Marecchia, **B**: successione in aree in cui la sedimentazione dei Ghioli di letto viene interrotta dalla messa in posto della coltre. Ghioli di letto: 1: arenarie siltitiche risedimentate, 2: argille siltose, 3: primo livello di frana sottomarina (a: olistostromi di Argille Varicolori, b: olistoliti di calcari a *Lucina*, c: olistoliti di pertinenza epiligure, d: Arenarie di S. Agata Feltria, e: olistoliti di pertinenza ligure), 4: argille siltose, 5: secondo livello di frana sottomarina (a: olistostromi di Argille Varicolori, b: olistoliti di calcari a *Lucina*, c: olistoliti di pertinenza epiligure, d: Arenarie di S. Agata Feltria), 6: "strato arenaceo di base", 7: argille-siltose e peliti eusiniche, 8: argille-siltose e peliti eusiniche con all'interno a: frane sottomarine extraformazionali, b: Arenarie di S. Agata Feltria; **MOL** (17): Marnoso-arenacea Esterna (facies prossimale molassica), **GS** (12): Formazione Gessoso-solfifera, **CVM**: coltre della Val Marecchia. I numeri riportati fra parentesi sono quelli usati nella legenda della carta geologica.

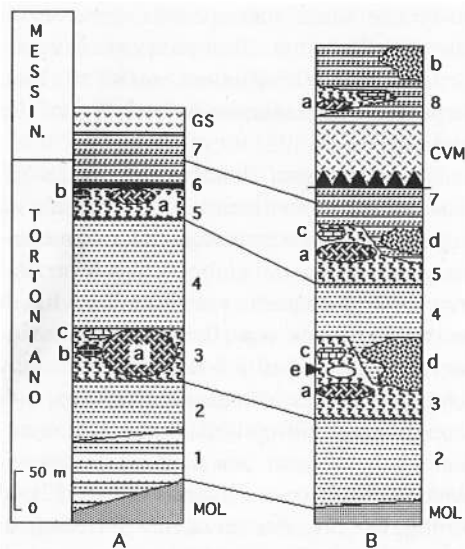


Diagram summarizing the stratigraphical relationships of the Ghioli di letto outcropping in the mapped area: **A**: sequence occurring outside of the tectonic contact of the Val Marecchia thrust-sheet, **B**: sequence occurring in areas where the Ghioli di letto sedimentation is interrupted by the emplacement of the Val Marecchia thrust-sheet. Ghioli di letto: 1: turbiditic silty sandstones, 2: mudstones, 3: first level of submarine slide (a: olistostromes of Argille Varicolori, b: olistoliths of *Lucina* limestones, c: olistoliths of epi-Ligurian provenance, d: S. Agata Feltria Sandstones, e: olistoliths of Ligurian provenance), 4: mudstones, 5: second level of submarine slide (a: olistostromes of Argille Varicolori, b: olistoliths of *Lucina* limestones, c: olistoliths of epi-Ligurian provenance, d: S. Agata Feltria Sandstones), 6: "basal arenaceous layer", 7: silty claystones and euxinic mudstones, 8: silty claystones and euxinic mudstones passing laterally to a: submarine extraformational slides, b: S. Agata Feltria Sandstones; **MOL** (17): External Marnoso-arenacea (proximal facies), **GS** (12): Gessoso-solfifera Formation, **CVM**: Val Marecchia thrust-sheet. Numbers between brackets refer to the key of the enclosed geological map.

li (olistoliti e olistostromi), alcune già segnalate da RICCI LUCCHI & D'ONOFRI (1966), e di arenarie risedimentate (Arenarie di S. Agata Feltria) in lenti che aumentano di frequenza e di spessore nelle aree di affioramento dei Ghioli sottostanti (13b) alla coltre della Val Marecchia. Gli *slumps* sono situati generalmente alla base degli orizzonti ed indicano sempre una direzione di scivolamento appenninica (verso E-NE). Gli olistoliti (15), che sono formati da blocchi fratturati e generalmente discordanti rispetto alle peliti, hanno uno spessore variabile da pochi metri a circa 40-50 m. Essi sono costituiti da calcari a Lucine, o più frequentemente, da litotipi delle formazioni epiliguri: arenarie glauconitiche della Formazione del M. Fu-

maiolo (affioranti solo a Miratoio), calciruditi, calcari massicci organogeni, calcareniti a stratificazione incrociata della Formazione di S. Marino e infine da litotipi delle formazioni liguri: calcari marnosi e calcari scheggiati selciferi della Formazione di M. Morello. Gli olistostromi (16) sono formati da lenti dello spessore variabile da qualche decina di centimetri fino a parecchie decine di metri (olistostromi di Montepetra e di Case Belvedere di Pietrarubbia) e sono costituiti da argille policrome appartenenti alle Argille Varicolori (33) delle Liguridi. Nella stragrande maggioranza dei casi gli olistostromi si sono messi in posto come frane in blocco (*slides*) e non con meccanismi del tipo *debris* o *earth flows*. Le Arenarie di S. Agata Feltria

(14), che hanno uno spessore massimo di circa 70-80 metri, affiorano spesso in caratteristici canali con strutture erosive alla base e passano lateralmente e verso l'alto alle peliti.

Le arenarie con paleocorrenti sia da NE che da SW, sono gradate, a laminazione da piano-parallela a convoluta, poco cementate, grigio-giallastre, giallo-verdastre se alterate, in strati da medi a spessi, ricche di livelli carboniosi e con superfici di amalgamazione; frequenti i livelli di tempestiti con *clay chips* e talvolta tritume conchigliare, e di conglomerati con ciottoli a maggioranza calcarei generalmente ben arrotondati a prevalente provenienza ligure (30, 31, 32) ed epiligure (27). Più raramente i ciottoli di dimensioni maggiori (10-15 centimetri di diametro) sono organizzati in livelli lentiformi dello spessore da decimetrico a metrico. Nelle aree in cui i Ghioli di letto sono sovrascorsi dalla coltre della Val Marecchia, le Arenarie di S. Agata Feltria rappresentano le uniche intercalazioni arenacee presenti nelle peliti. Nella sola zona di Pereto sono costituite da alternanze di siltiti argillose brune, gradate a laminazione piano-parallela e peliti sabbiose. Gli episodi di risedimentazione sono presenti anche nelle peliti dei ghioli depositi al di sopra dei terreni della coltre della Val Marecchia anche se non organizzati in orizzonti e limitati generalmente alle sole Arenarie di S. Agata Feltria.

L'età delle peliti dei Ghioli (13b) antecedenti al sovrascorimento della coltre della Val Marecchia diventa progressivamente più recente mano a mano che ci si sposta verso NE: nelle aree più interne, comprese fra Miratoio e S. Sisto l'età varia fra il Tortoniano inf. ed il sup. per diventare del Messiniano inf. (Zona a *Globorotalia conomiozea*) in prossimità del contatto stesso. Tali peliti comprendono le Marne di Campo e S. Paolo di DE FEYTER (1991). Nelle restanti aree l'età delle peliti dei Ghioli varia dal Tortoniano

sup. al Messiniano inf. I Ghioli di letto sono quindi correlabili al Membro 5 di RICCI LUCCHI (1967), alla Formazione dei Ghioli di Letto di CARLONI *et al.* (1971), al Membro di Borgo Tossignano di DE JAGER (1979) e alle Marne di Letto di DE FEYTER (1991). L'età delle peliti successive (13a) al contatto tettonico con la coltre è invece sempre del Messiniano inf. (Zona a *Globorotalia conomiozea*): tali dati stratigrafici permettono di datare l'arrivo delle Liguridi nell'area di Perticara-Pennabilli-S. Sisto al Messiniano inf.

I Ghioli di letto, la cui deposizione avviene in un ambiente di scarpata in rapida regressione, marcato verso l'alto da episodi d'instabilità sedimentaria e da circolazione ristretta, segnano la cessazione degli apporti a provenienza alpina.

2.1.1.6. FORMAZIONE GESSOSO-SOLFIFERA (12)

La formazione è costituita dal basso verso l'alto da: 1) calcari dolomitici grigi fetidi ("calcare di base" Auct.), da massicci a laminati o talvolta brecciati, in strati dello spessore variabile da pochi centimetri ad un paio di metri, alternati a peliti marnose di colore tabacco e talvolta a calcari rosati sede di mineralizzazioni a solfuri per uno spessore totale massimo di circa 10 metri; 2) gesso laminato balatino, in strati di spessore da medi a spessi intercalati a peliti bituminose (20-30 cm) e talvolta a livelli stromatolitici per uno spessore massimo di circa 35-40 metri; 3) gesso microcristallino nodulare, in strati da medi a molto spessi, alternati a peliti bituminose in strati sottili per uno spessore massimo di circa 25 metri (tale livello corrisponde allo "strato maestro" di RUGGIERI, 1958); 4) alternanze di peliti bituminose scure in strati sottili e livelli millimetrici di gesso sericolitico, per uno spessore massimo di circa 20 metri. Il terzo ed il quarto litotipo generalmente scompaiono nelle aree dove la formazione presenta spessori ridotti. Rare volte sono presenti intercalazioni metriche di

gessareniti risedimentate a laminazione incrociata a basso angolo in strati da medi a spessi.

L'ambiente di sedimentazione è intertidale evaporitico, con evaporiti sia marine che del tipo interstiziale di *sabkha*. Lo spessore dell'unità varia da 15-20 metri fino ad un massimo di un centinaio di metri; l'età viene riferita al Messiniano medio da RUGGIERI (1970) e da CANTALAMESSA *et al.* (1986). La formazione passa verso l'alto a quella a Colombacci, solo in aree esterne a quella studiata (in destra Foglia) segue invece la Formazione di S. Donato (SAVELLI & WEZEL, 1978; CONTI, 1989): in entrambi i casi il contatto è sempre marcato da una superficie erosiva e/o da una discordanza angolare. In aree esterne a quella studiata (imolese), si ha concordanza fra la Formazione Gessoso-solfifera e quella a Colombacci con la discordanza intramessiniana spostata più in alto, all'interno della Formazione a Colombacci (CAPOZZI *et al.*, 1992). In alcune aree la Gessoso-solfifera scompare del tutto e la Formazione a Colombacci poggia direttamente, con contatti discordanti, sui Ghioli di letto.

2.1.1.7. FORMAZIONE A COLOMBACCI (10, 11)

L'unità è composta da (10) argille debolmente marnose brune o grigie, intercalate ad arenarie grigio-giallastre in strati da sottili a medi, o più raramente a siltiti arenacee grigie e grigio-azzurre in strati da sottili a medi. Sono spesso presenti nelle arenarie frustoli carboniosi, gallerie di limivori e gusci di gasteropodi e lamellibranchi. Intercalati alla frazione argillosa vi sono talvolta livelli pelitici varicolori fittamente laminati, dello spessore di circa un paio di metri, contenenti abbondanti ostracodi da mesoalini ad oligoalini e orizzonti (spessore variabile da pochi centimetri al paio di metri) costituiti da calcari marnosi biancastri (colombacci) di precipitazione biochimica (MOLENAAR & DE FEYTER, 1985) in strati da sottili a medi, spesso associati a marne argillose, da grigio

scuri a neri, fortemente bioturbate, con abbondanti gasteropodi e lamellibranchi studiati da BELLAGAMBA (1978).

A varie altezze della formazione sono presenti (11) intercalazioni lentiformi costituite da arenarie grigio-giallastre, poco cementate, in strati da medi a spessi a laminazione piano-parallela o inclinata a basso angolo e di conglomerati poligenici a matrice arenacea con ciottoli spesso improntati e provenienti in massima parte dalle formazioni liguri (30,31) ed epiliguri (24,27). Le arenarie possono affiorare in caratteristici orizzonti dello spessore di 25-30 metri dove presentano sottili intercalazioni di ciottoli per lo più calcarei di piccole dimensioni, oppure intercalarsi in potenti corpi conglomeratici, che nella sinclinale di Pietrarubbia raggiungono i 150-200 metri di spessore. In questo caso i ciottoli hanno dimensioni variabili dai 3-5 cm fino ai 30 cm con un grado di arrotondamento sempre elevato; per studi più dettagliati si rimanda ai lavori di FARABEGOLI & RICCI LUCCHI (1973) e DE FEYTER & MOLENAAR (1984). La litofacies conglomeratica, che è situata alla base della formazione nella zona romagnola, mentre al tetto nell'area marchigiana (sinclinale di Pietrarubbia), è correlabile ai Conglomerati di Boreca del sottosuolo padano (DONDI & D'ANDREA, 1986). Essa è interpretabile come deposta in conoidi alluvionali caratterizzate da un ambiente semiarido (DE FEYTER, 1991) con gli assi delle conoidi sia verso NE che verso la coltre della Val Marecchia (NW).

La parte basale della formazione, antecedente alla deposizione del primo orizzonte a "colombacci", comprende la Formazione di Tetto (SELLI, 1952), talvolta a spessore molto ridotto, il cui corrispondente torbiditico è indicato nelle Marche col nome di Formazione di S. Donato (SAVELLI & WEZEL, 1978). Lo spessore della Formazione a Colombacci varia da qualche decina di metri ai 300-400 metri (sinclinale di Pietrarubbia) nell'area

studiata, mentre raggiunge gli 850 metri nella sinclinale di Auditore (CONTI *et al.*, 1987); l'ambiente di sedimentazione varia da quello lagunare evaporitico a quello di "lago mare" (COLALONGO *et al.*, 1978). La formazione, che ha un'età attribuibile al Messiniano sup. (CONTI, 1989), passa verso l'alto alle Argille Azzurre del Pliocene inf.; il passaggio non è marcato né da una discordanza né da un'evidente lacuna stratigrafica.

2.1.1.8. ARGILLE AZZURRE (8, 9)

La messa in posto della coltre della Val Marecchia nell'area di Perticara-San Marino permette di suddividerle in due parti: (9) antecedenti e di età pliocenica inf. (Zona a *Sphaeroidinellopsis*, *Globorotalia margaritae*, *G. puncticulata*) e (8) successive alla sovrapposizione tettonica e di età pliocenica inf., ma limitate alla parte alta della Zona a *G. puncticulata*; lateralmente alla coltre le prime non sono più separabili dalle seconde. Il sovrascorrimento della coltre della Val Marecchia sulle Argille Azzurre è quindi databile alla Zona a *G. puncticulata* (fig.4). Lo spessore massimo delle prime (9) si aggira sui 200-250 metri, mentre le seconde (8) possono raggiungere i 250-300 metri; in aree esterne alla coltre lo spessore delle Argille Azzurre è di circa 600-650 metri (CONTI *et al.*, 1987).

Si tratta di peliti grigio-azzurre ricche di microfossili con sporadiche intercalazioni di arenarie giallastre in strati da sottili a medi, che vanno aumentando verso l'alto. Sono state indicate come Argille del Santerno da CREMONINI & FARABEGOLI (1982) e da DONDI *et al.* (1982), come Peliti grigio-azzurre da CONTI (1989), come Formazione del Santerno da DE FEYTER (1991). Nel Montefeltro, ma all'esterno dell'area (fig.4) oggetto del presente studio, sono segnalati all'interno delle Argille Azzurre olistostromi costituiti da litotipi delle Liguridi e corpi torbiditici, databili alla Zona a *G. puncticulata* (CONTI,

1989; DE FEYTER, 1991). Questi ultimi dello spessore variabile da qualche decina di metri fino a 125-150 metri, affiorano nel fianco sud-occidentale della sinclinale di Auditore, intercalati sia nelle Argille Azzurre sottostanti (Arenarie di S. Giovanni) che in quelle laterali al contatto tettonico con la coltre (Arenarie di Auditore) e sono correlabili alle facies torbiditiche della Romagna orientale, situate a NW e a N della coltre della Val Marecchia ed indicate coi nomi di Arenarie di Borello (CREMONINI & FARABEGOLI, 1982; FARABEGOLI, 1983) e di Formazione di Porto Corsini nel sottosuolo padano (DONDI *et al.*, 1982).

Nella zona fra Maioletto e Sogliano al Rubicone, le Argille Azzurre successive al sovrascorrimento della coltre, che poggiano in discordanza con contatto trasgressivo sia sulle Argille Varicolori (33) sia sulle varie formazioni della Successione Epiligure, contengono a varie altezze potenti corpi arenaceo-conglomeratici di delta-conoide, indicati come Arenarie di Monte Perticara (fig.4). In aree esterne alla coltre della Val Marecchia le Argille Azzurre passano ai depositi del Pliocene Medio (Formazione di Montecalvo in Foglia di DE FEYTER, 1991); il contatto può avvenire secondo varie modalità: stratigrafico e discordante (ARDANESE *et al.*, 1982; CAPUANO *et al.*, 1987b, 1989; CONTI, 1989), stratigrafico e concordante (COLALONGO *et al.*, 1982; CONTI, 1989), tettonico con accavallamento dei depositi del Pliocene inf. su quelli del Pliocene medio (FARABEGOLI, 1987).

2.1.1.9. ARENARIE DI MONTE PERTICARA (7)

L'unità consiste di arenarie grigio-giallastre a laminazione incrociata bipolare (tipo lisca di pesce), a grana da media a grossolana, in strati da medi a spessi ricchi di inclusi pelitici e di macrofossili con frequenti intercalazioni conglomeratiche in strati da sottili a molto spessi. I ciottoli, di dimensioni varia-

bili dal centimetro a circa 30-40 cm, sono generalmente calcarei e di provenienza ligure (30, 31) ed epiligure (24, 27). Le Arenarie di Monte Perticara si sono deposte in apparati di delta-conoide situati alla fronte degli accavallamenti liguri della coltre, che fungevano da aree di scarico del materiale alluvionale (CONTI *et al.*, 1987; CAPUANO *et al.*, 1987). Esse (fig.4) poggiano generalmente sulle Argille Azzurre (con le quali hanno anche rapporti di eteropia), o più raramente, con contatti trasgressivi marcati da un conglomerato basale sulle Argille Varicolori delle Liguridi. L'età di questi depositi (CONTI, 1989), il cui spessore è estremamente variabile (dalle poche decine di metri agli

oltre 500 metri di M. della Perticara e M. Pincio), è pliocenica inf. (Zona a *G. puncticulata*).

2.2. COLTRE DELLA VAL MARECCHIA

La coltre è costituita da terreni alloctoni di età compresa fra il Cretaceo inf. e l'Eocene inf. del Dominio Ligure, da terreni dell'Oligocene inf. del Dominio Subligure e da depositi di età compresa fra l'Eocene sup.-Oligocene inf. ed il Pliocene inf. (Zona a *Sphaeroidinellopsis*) appartenenti al Dominio Epiligure. Nell'area studiata la coltre sovrascorre i terreni della Successione Umbro-marchigiano-romagnola in tre momenti distinti, progressivamente più recenti procedendo da SW verso NE: alla fine del Tortonian inf., nel Messiniano inf. e nella parte alta del Pliocene inf. (Zona a *G. puncticulata*). Nel primo caso i terreni alloctoni sovrascorrono le Marne di Verghereto, nel secon-

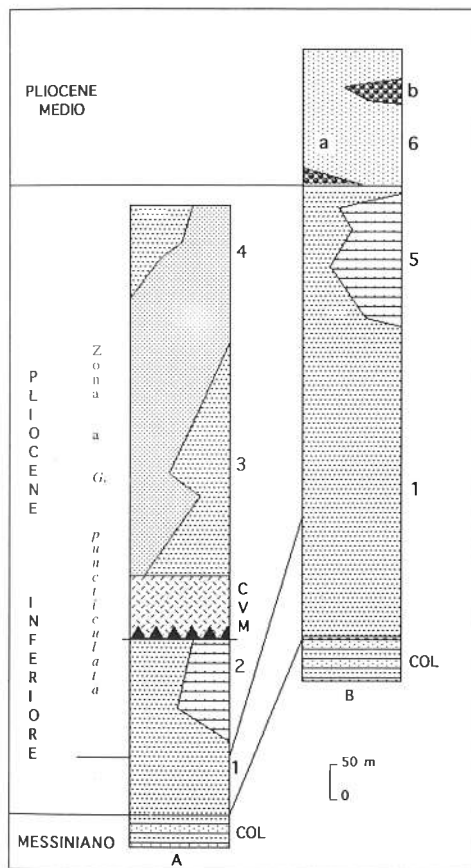


Fig. 4 - Schema riassuntivo dei rapporti stratigrafici delle varie unità presenti all'interno dei depositi pliocenici della Val Marecchia: A: successione in aree in cui la sedimentazione delle Argille Azzurre viene interrotta dalla messa in posto della coltre della Val Marecchia, B: successione in aree esterne al sovrascorrimento della coltre. COL: Formazione a Colombacci (10), 1: Argille Azzurre (9), 2: Arenarie di S. Giovanni, 3: Argille Azzurre (8), 4: Arenarie di M. Perticara (7), 5: Arenarie di Auditore, 6: Formazione di Montecalvo in Foglia (a: peliti grigio-azzurre, b: arenarie e conglomerati), CVM: coltre della Val Marecchia. I numeri riportati fra parentesi sono quelli usati nella legenda della carta geologica.

Diagram summarizing stratigraphical relationships of the Pliocene deposits outcropping in the studied area: A: sequence occurring in areas where Argille Azzurre sedimentation is interrupted by the emplacement of the Val Marecchia thrust-sheet, B: sequence occurring outside of the tectonic contact of the Val Marecchia thrust-sheet. COL: Colombacci Formation (10), 1: Argille Azzurre (9), 2: S. Giovanni Sandstones, 3: Argille Azzurre (8), 4: M. Perticara Sandstones (7), 5: Auditore Sandstones, 6: Montecalvo in Foglia Formation (a: blue-grey mudstones, b: sandstones and conglomerates), CVM: Val Marecchia thrust-sheet. Numbers between brackets refer to the key of the enclosed geological map.

do le peliti dei Ghioli di letto e infine nel terzo le Argille Azzurre del Pliocene inf. In tutti e tre i casi il sovrascorrimento dei terreni alloctoni è preceduto da episodi gravitativi caratterizzati da frane sottomarine sia intraformazionali che extraformazionali costituite da depositi liguri e/o epiliguri.

2.2.1. Unità Liguri

(Supergruppo della Calvana)

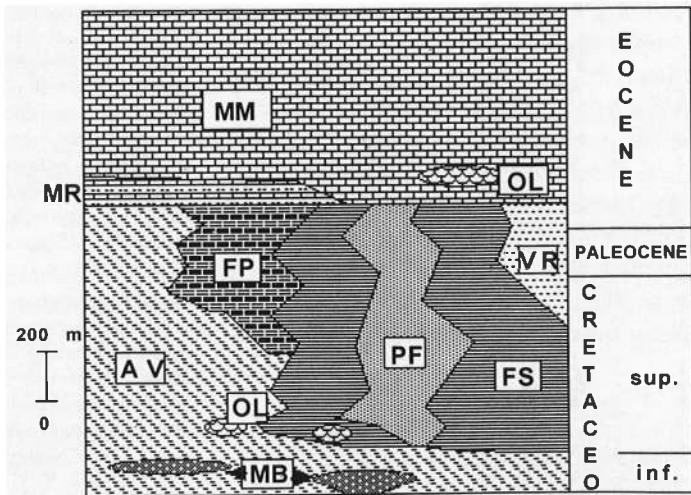
Questa successione si è probabilmente deposita nella parte più orientale del Dominio oceanico Ligure-Piemontese (ZANZUCCHI, 1988; BORTOLOTTI, 1992) all'interno del *trench* originatosi in seguito all'accrescimento del Supergruppo del Trebbia (TREVES, 1984). Lateralmente, procedendo verso il margine occidentale dell'Adria passa al Dominio Subligure, di transizione ai domini depositi sicuramente su crosta continentale (ABBATE & SAGRI, 1982; SESTINI *et al.*, 1986). Secondo VAI & CASTELLARIN (1992) il Supergruppo della Calvana sarebbe invece compreso nel

Dominio Subligure. In Val Marecchia non affiora la parte basale della successione rappresentata dalle Argille a Palombini e si registra una progressiva sostituzione dei termini più calcarei e arenacei (Formazioni di Sillano, Pietraforte) con quelli più argillosi (Formazioni di Pugliano e Argille Varicolori), che costituiscono il Complesso di Base della Formazione di Monte Morello, procedendo dalla Toscana verso il margine adriatico. I probabili rapporti stratigrafici fra le varie unità del supergruppo sono indicati in fig.5.

2.2.1.1. ARGILLE VARICOLORI (33, 34)

Si tratta di un'unità molto deformata, nella quale la stratificazione, raramente conservata, è costituita in prevalenza di (33) argille policrome, con colori che vanno dal nero al grigio chiaro, al rosso, al verde, al vinaccia, al rosato, al bluastro; in modo del tutto subordinato compaiono spezzoni di strati (da sottili a medi), costituiti da calcareniti, arenarie calcaree risedimentate e siltiti nocciola e più

Fig. 5 - Probabile schema dei rapporti stratigrafici del Supergruppo della Calvana come risulta dai dati di campagna (CONTI, 1989) e dalla letteratura (BORTOLOTTI, 1992; VAI & CASTELLARIN, 1992). MB: marne biancastre (34), AV: Argille Varicolori (33), FS: Formazione di Sillano (32), PF: Pietraforte, FP: Formazione di Pugliano (31), MM: Formazione di M. Morello (30) con alla base MR: marne rosate e/o arenite torbiditiche, OL: olistoliti. I numeri riportati fra parentesi sono quelli usati nella legenda della carta geologica.



Hypothetical diagram of the stratigraphical relationships of the Calvana Supergroup as it derives by field (CONTI, 1989) and literature data (BORTOLOTTI, 1992; VAI & CASTELLARIN, 1992). MB: whitish marls (34), AV: Argille Varicolori (33), FS: Sillano Formation (32), PF: Pietraforte, FP: Pugliano Formation (31), MM: M. Morello Formation (30) with at the base MR: pinkish marls and/or turbiditic sandstones, OL: olistoliths. Numbers between brackets refer to the key of the enclosed geological map.

sporadicamente da calcilutiti verdine, calcari micritici bianco-panna e calcari marnosi a luoghi nerastri per la presenza di ossidi di manganese. Molto raramente sono presenti blocchi (olistoliti) costituiti da breccie ofiolitiche, come vicino a Serra di Maiolo (DE FEYTER, 1991). Con una certa frequenza invece compaiono (34) intercalazioni da lenti-formi a subglobose, da metriche a decametriche, composte da marne scheggiose grigio chiare o biancastre, che forniscono abbondanti microfaune e nannofossili indicanti età comprese fra l'Aptiano-Albiano ed il Cenomaniano, spesso associate a marne argillose nere dello spessore di alcune decine di metri; quest'ultima litofacies, già riconosciuta da RUGGIERI (1970), è probabilmente riconducibile agli episodi anossici (*black shales*) che hanno interessato a scala globale il Cretaceo.

I litotipi argillosi sono stati considerati da RUGGIERI (1970), VENERI (1986) e MANNORI & SANI (1987) come un unico "complesso" indifferenziato e caoticizzato per effetto principalmente di fenomeni gravitativi (Complesso Caotico=Argille Scagliose, Auctt.) o compresi all'interno delle Formazioni di Sillano (membro A di CONTI, 1989; DE FEYTER, 1991) e di Villa a Radda (DE FEYTER, 1991; CASAGLI *et al.* (1993). Nella Val Sillaro BETTELLI & PANINI (1991) hanno assimilato la formazione in esame al "Complesso di base III", da loro distinto nelle Liguridi. Nelle zone più esterne della coltre della Val Marecchia (fra Novafeltria e S. Marino) le Argille Varicolori passano generalmente verso l'alto alla Formazione di Monte Morello, con un contatto netto e di natura stratigrafica. Nella zona compresa fra Novafeltria (a nord) e Miratoio e S. Sisto (a sud) passano invece, fatta eccezione per la placca di M. Carpegna, con un contatto graduale, marcato dal progressivo aumento di intercalazioni torbiditiche calcaree, alla Formazione di Pugliano. Nelle aree più interne, zona compresa fra Poggio delle Campane e il M. Fumaiolo, le

Argille Varicolori vanno riducendosi quasi del tutto e vengono sostituite dapprima dalla Formazione di Sillano e poi, ancora più all'interno della catena, dalla Formazione di Villa a Radda, considerata eteropica della parte alta della Formazione di Sillano (BORTOLOTTI, 1992) (fig.5).

Lo spessore delle Argille Varicolori è mal valutabile, soprattutto per la loro intensa tettonizzazione, aumentando comunque mano a mano che ci si sposta verso le porzioni più nordorientali della coltre, dove è stimabile in circa 600-700 metri. La loro età è riferibile con ogni probabilità ad un vasto intervallo stratigrafico che, come segnalato da numerosi autori (RUGGIERI, 1970; CONTI, 1989; BETTELLI & PANINI, 1991; DE FEYTER, 1991; CASAGLI *et al.*, 1993), è compreso tra l'Aptiano e l'Eocene inf.

2.2.1.2. FORMAZIONE DI SILLANO (32)

La formazione, istituita da BORTOLOTTI (1962a), costituisce la base stratigrafica della Formazione di Monte Morello in una vasta area compresa fra Pieve S. Stefano e Badia Tedalda. Nell'area studiata affiora nella parte più sud-occidentale (alta Val Senatello) ed è stata suddivisa in tre litotipi così rappresentati. (32a) Alternanze di peliti grigie e nocciola, talvolta rossastre, con subordinate calcilutiti verde oliva e arenarie calcaree grigie da medio-fini a grossolane in strati da medi a spessi; sia le arenarie che i calcari mostrano evidenti strutture di risedimentazione (sequenze Td-e nettamente predominanti). (32b) Torbiditi calcareo-marnose costituite da alternanze di marne nocciola, marne calcaree rosate e calcari nocciola grigi in strati da medi a spessi. (32c) Torbiditi costituite da alternanze di marne argillose e argilliti policrome (rosse e verdastre, più raramente grigio-nocciola) e subordinate calcilutiti verde oliva e saltuarie calcareniti grigie in strati da sottili a medi.

I rapporti fra i vari litotipi sono di difficile

riconoscimento date le estese coperture e i frequenti contatti tettonici; sembra comunque di poter distinguere una certa successione in cui il litotipo (b) passa verso l'alto e lateralmente sia a quello (a) che al (c), anch'essi con rapporti fra loro di probabile eteropia laterale. Questi ultimi passano poi verso l'alto con un contatto netto alla Formazione di Monte Morello. L'area dell'alta Val Senatello, rispetto agli affioramenti della Formazione di Sillano situati in Toscana, risulta caratterizzata da un aumento di frequenza e di spessore delle frazioni argillose (litotipo c) e costituisce una sorta di zona di transizione alle formazioni (Pugliano e Argille Varicolori) ancora più marcatamente argillose, che compongono il substrato della Formazione di Monte Morello nelle porzioni più esterne della coltre della Val Marecchia.

Nell'area di Poggio dei Tre Vescovi-La Montagna (poco ad ovest dell'area rilevata) sono presenti all'interno della formazione (RUGGIERI, 1970) corpi torbiditici, dello spessore fino a 800 metri e composti da arenarie grigio-brune quarzoso-calcaree, conosciute col nome di Pietraforte (MERLA & BORTOLOTTI, 1969).

La Formazione di Sillano, che nell'area studiata raggiunge uno spessore massimo di circa 700-800 metri, ha un'età compresa fra il Cretaceo sup. e l'Eocene inf. (BORTOLOTTI, 1962a, 1992; RUGGIERI, 1970; DE FEYTER, 1991). Campioni prelevati nei tre litotipi sembrano confermare i rapporti rilevati in campagna: quello (c) ha un'età attribuibile al Cretaceo sup., il (b) variabile da un Cretaceo sup. al Paleocene, mentre quello (a) presenta solo rare forme del Cretaceo sup. e più frequenti indicatori del Paleocene e persino dell'Eocene inf.

2.2.1.3. FORMAZIONE DI PUGLIANO (31)

La Formazione di Pugliano, distinta per la prima volta da BORTOLOTTI (1964), veniva inclusa nel "Complesso Caotico" da RUGGIE-

RI (1970) e VENERI (1986), mentre DE FEYTER (1991) attribuiva i suoi litotipi in parte alla Formazione di Monte Morello ed in parte a quella di Villa a Radda. Quest'ultima denominazione era stata usata in passato (BORTOLOTTI, 1962a; RUGGIERI, 1970) per indicare alcuni piccoli lembi di argilliti variegiate contenenti sporadiche lenti di arenarie calcaree, calcari e diaspri rossi affioranti nei terreni alloctoni del versante toscano (Val Tiberina, Casentino, zona del Chianti). L'unità è costituita da torbiditi calcaree caratterizzate da calcareniti chiare o grigio-nocciola, a grana fine in strati da medi a spessi alternati a peliti nocciola, da calcilutiti grigio chiare, rosate e/o verdastre a base calcarenitica in strati da medi a molto spessi alternati a peliti grigio-verdastre o grigio-rossastre; le sequenze più frequentemente rappresentate sono Tc-Te. Le intercalazioni argillose tendono a divenire nettamente predominanti verso la base della formazione, dove assumono un caratteristico aspetto varicolorato. La Formazione di Pugliano, di età compresa fra il Cretaceo sup.-Paleocene sup. (alla base) e l'Eocene inf., si sostituisce lateralmente alle Argille Varicolori, costituendo quindi la base stratigrafica della Formazione di Monte Morello, nella zona compresa fra Novafeltria e Badia Tedalda. Il passaggio alla sovrastante Formazione di Monte Morello avviene per alternanza, nella zona di Pugliano-Villagrande, con il progressivo aumento della componente calcareo-marnosa. Lo spessore massimo della formazione si aggira sui 450-500 metri.

2.2.1.4. FORMAZIONE DI MONTE MORELLO (30)

La formazione (sinonimo di Alberese) è costituita in massima parte da torbiditi calcareo-marnose caratterizzate dall'alternanza di calcari marnosi grigio-biancastri in strati da medi a molto spessi, di calcareniti da medie a fini, scure a volte marcatamente micacee e frequentemente bioturbate in strati da medi a molto spessi, di marne argillose nocciola,

più raramente grigio-nerastre. Studi dettagliati a carattere petrografico delle torbiditi sono stati intrapresi solo recentemente (CAPUANO *et al.*, 1982; PONZANA, 1993); quest'ultimo riconosce almeno quattro petrofaccies all'interno dell'unità.

La base della formazione si presenta fortemente eterogenea; in Val Senatello, Montefeltro e Val Tiberina sono spesso presenti (fig.5) bancate di marne rosate e rossastre alternate a sottili argilliti nerastre, talvolta varicolorate, distinte da CONTI (1989) come Membro B all'interno della formazione; quest'ultime, nell'area di Pugliano, marciano il passaggio alla sottostante Formazione di Pugliano. Più raramente nella parte basale affiora (valle del T. Messa) un livello vulcanoclastico dello spessore di una decina di centimetri, costituito da un'arenaria a grana media, poco cementata composta da frammenti di vulcaniti. Infine in altri casi, la base della formazione è caratterizzata da areniti torbiditiche composte esclusivamente di materiale ofiolitico (Val Senatello) o, più frequentemente, in aree esterne a quella studiata (Val Tiberina), da grandi olistoliti costituiti da breccie ofiolitiche (BORTOLOTTI, 1962b), talvolta anche intercalati all'interno delle torbiditi calcareo-marnose.

A varie altezze della formazione di Monte Morello sono talvolta presenti le "breccie nummulitiche", costituite da strati o intervalli torbiditici bioclastici, descritti in dettaglio da CURCIO & SESTINI (1965) di cui un affioramento dello spessore di circa un paio di metri si può osservare in prossimità di Madonna del Soccorso (poco a NE di S. Agata Feltria). Per quanto riguarda la provenienza delle correnti torbiditiche queste si addensano tra N 310° e N 340° in accordo con i dati di BORTOLOTTI (1964) e PONZANA (1993).

La formazione, che raggiunge lo spessore massimo di circa 700 metri a M. Carpegna, viene datata all'Eocene inf.-medio da VENE-

RI (1986) e PONZANA (1993); DE FEYTER (1991) estende l'età fino all'Eocene sup., mentre BORTOLOTTI (1992) attribuisce la base dell'unità al Paleocene.

La formazione chiude in Val Marecchia la sedimentazione ligure, solo nella zona di Firenze segue la Formazione di Pescina (BORTOLOTTI, 1962a).

2.2.2. Unità Subliguri ("Complesso di Canetolo")

Sono qui compresi quei terreni di transizione che si sono sedimentati in un'area situata a cavallo fra il dominio oceanico a deposizione ligure esterna e quello continentale su cui si è deposta la Successione Toscana (BORTOLOTTI, 1992). Essi sono costituiti da una sedimentazione prevalentemente argilloso-calcareo alla base abbastanza simile a quella dei domini liguri situati più ad occidente, mentre nella parte superiore sono presenti torbiditi arenaceo-pelitiche con caratteristiche simili a quelle che si depositano durante l'Oligocene nei domini continentali, situati più ad oriente (Successione Toscana).

Nella zona in esame sono rappresentati dalle sole Arenarie di Monte Senario prive della loro base stratigrafica (Calcari e breccie di M. Senario, Formazione di Canetolo).

Diversa è l'opinione di RICCI LUCCHI & ORI (1985) che includono le Arenarie di M. Senario nella parte inferiore della Successione Epiligure, correlandole sia per età che per ambiente di sedimentazione alla Formazione di Ranzano (Oligocene inf.), con la quale presentano anche affinità petrografiche (SAGRI, 1973; VALLONI & ZUFFA, 1984). VAI & CASTELLARIN (1992) considerano invece le Arenarie di Monte Senario come appartenenti al Supergruppo della Calvana da loro inserito nel Dominio Subligure.

2.2.2.1. ARENARIE DI MONTE SENARIO (29)

La formazione è composta da arenarie risedimentate grigio-verdastre, da grossola-

ne a molto grossolane, in strati da medi a molto spessi intercalati a sottili peliti sabbiose giallastre. Le arenarie, a composizione quarzoso-feldspatica, simile a quella del Macigno della Successione Toscana (AIELLO, 1975; CIPRIANI *et al.*, 1985), micacee e a scarso contenuto vulcanico (DENEKE & GUNTHER, 1981), presentano generalmente sequenze del tipo Ta-Tc e direzioni di corrente da W-NW. Talvolta alla base sono presenti intercalazioni dello spessore di pochi metri costituite da strati calcareo-marnosi, arenarie calcaree e argilliti policrome in strati da sottili a medi, e più raramente da brecciole calcaree a macroforaminiferi, come nella media Val Marecchia (CONTI, 1989). Questi litotipi affiorano invece con continuità nel versante toscano e al M. Comero (Appennino romagnolo), dove raggiungono spessori di 300-400 metri e vengono quindi raggruppati e distinti nell'unità dei "Calcari e Brecciole di M. Senario" (MICHELI, 1967; RUGGIERI, 1970), che costituisce in queste aree la base stratigrafica della Formazione di Monte Senario.

In Val Marecchia la formazione, che ha uno spessore massimo di 250-300 metri (M. Ercole), affiora in discordanza al di sopra delle Argille Varicolori (la natura del contatto non è mai visibile), mentre in aree esterne (M. Comero) viene segnalata anche soprastante alla Formazione di Sillano (RUGGIERI, 1970).

Il contatto con la Formazione di Monte Morello è sempre di natura tettonica. La formazione, che viene interpretata come un deposito torbiditico prossimale derivante dall'erosione di un arco vulcanico calc-alcalino (BELLON & BROUSSE, 1977; SESTINI *et al.*, 1986) analogamente alle Arenarie di Petri-gnacola affioranti nel versante emiliano dell'Appennino, è stata datata all'Oligocene s.l. da MICHELI (1967), ABBATE & SAGRI (1970), all'Oligocene inf. da VAI & CASTELLARIN (1992).

2.2.3. Unità Epiliguri

Poggiano in discordanza in grande prevalenza al di sopra delle Argille Varicolori e solo raramente sulle Formazioni di Monte Morello e di Monte Senario. La Successione Epiligure (fig.6), che in Val Marecchia ha un'età compresa fra l'Eocene sup.-Oligocene inf. e la Zona a *Sphaeroidinellopsis* del Pliocene inf., non è continua ma è suddivisa

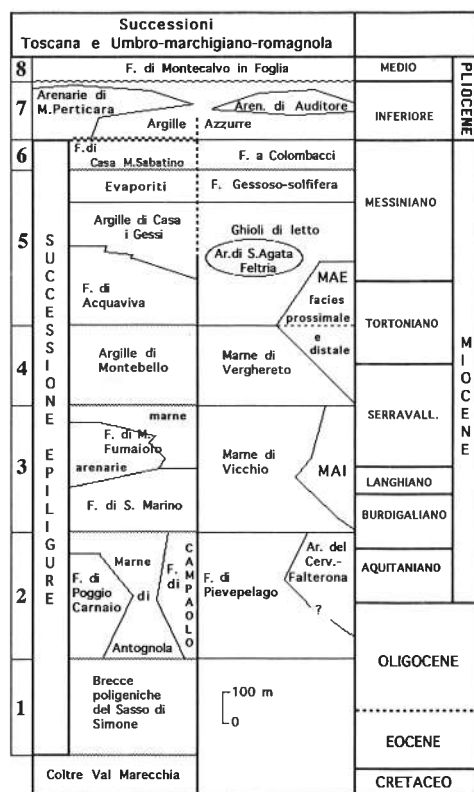


Fig. 6 - Schema stratigrafico della Successione Epiligure della Val Marecchia e correlazioni con le successioni che contemporaneamente si sedimentavano nell'avansfossa. I numeri fanno riferimento a sequenze deposizionali (le prime cinque registrabili solamente nella Successione Epiligure).

Stratigraphical diagram of the epi-Ligurian Sequence outcropping in the Marecchia Valley and correlations with sequences depositing in foredeep at the same time. Numbers refer to depositional sequences (the first five depositional sequences are only recorded in the epi-Ligurian Sequence).

in diverse sequenze deposizionali da discordanze talora con lacuna, legate alle varie fasi di accavallamento delle sottostanti unità liguri sulle unità dell'avanfossa (BOCCALETTI *et al.*, 1990a; RICCI LUCCHI, 1990; CONTI & GELMINI, 1992b). La stessa distribuzione dei depositi epiliguri della coltre della Val Marecchia rispecchia il suo progressivo spostamento verso NE: in prossimità delle zone di crinale sono presenti soltanto i termini delle prime tre sequenze, essenzialmente di età oligo-miocenica, mentre i depositi messiniano-pliocenici affiorano unicamente nelle porzioni più nord-orientali della coltre.

2.2.3.1. BRECCIE POLIGENICHE

DEL SASSO DI SIMONE (28)

Si tratta di depositi costituiti da una matrice grigio scura o nerastra che ingloba e sostiene clasti e blocchi di varia natura litologica e di dimensioni in genere piuttosto modeste (qualche decimetro). Il materiale (matrice e clasti) che costituisce queste breccie è costituito per la quasi totalità da argilliti policrome e dai litotipi litoidi (calcilutiti e arenarie) che compaiono nelle formazioni liguri della Val Marecchia (30, 31, 32, 33). La tessitura clastica a tutte le scale di questi depositi indica senza ombra di dubbio la loro natura sedimentaria; sulla base del rapporto matrice-materiale litoide si può ritenere che esse siano il prodotto di colate di fango e detrito in varie proporzioni (*mud flows e debris flows*), come già CASAGLI *et al.* (1993) avevano evidenziato.

Le breccie poligeniche, che erano state precedentemente incluse nel "Complesso Caotico" da RUGGIERI (1970) e VENERI (1986), poggiano con un contatto marcatamente discordante sulle Argille Varicolori e passano verso l'alto con un contatto stratigrafico marcato da una discordanza alla Formazione di San Marino. Lo spessore delle breccie si aggira sui 250-300 metri. Per quanto riguarda la loro età si può solo affermare (i campio-

ni prelevati sono sempre risultati sterili) che deve essere comunque compresa tra l'Eocene medio (età più recente degli inclusi) ed il Burdigaliano sup. (età della base della Formazione di S. Marino stratigraficamente sovrastante). L'assenza di litotipi appartenenti alla successione oligocenica epiligure (seconda sequenza di fig.6) fa comunque ritenere che tali breccie siano correlabili con quelle poggianti sulle Liguridi (BETTELLI *et al.*, 1987b) e situate nella parte inferiore della Successione Epiligure emiliana (Breccie della Val Fossa-Baiso, di Costa de' Buoi, della Val Tiepido p.p.), che hanno un'età compresa fra l'Eocene sup. e l'Oligocene inf.

2.2.3.2. FORMAZIONE DI SAN MARINO (27)

La formazione, che segna l'inizio della terza sequenza deposizionale in Val Marecchia (fig.6), dal basso verso l'alto comporta:

a) breccie e conglomerati poligenici (spessore massimo di circa un paio di metri) ad elementi litici eterometrici (1-5 cm di diametro) di derivazione ligure (30, 31, 32, 33) e abbondanti bioclasti (in gran parte briozoi, echinodermi e pettinidi) in matrice biocalcarenitica a grana medio-grossolana, spesso alternate e/o passanti verso l'alto a biocalciruditi verdastre a rodoliti e briozoi.

b) Calcari organogeni (briozoi, alghe calcaree, macroforaminiferi bentonici, denti di pesci, ostreidi, echinodermi e pettinidi), in strati da molto spessi a massicci, spesso bioturbati, di colore variabile dal biancastro al verdastro, a stratificazione più evidente verso l'alto, spesso ondulata da tempesta; tale intervallo viene ulteriormente suddiviso in varie petrofacies da RICCI LUCCHI (1964), AMOROSI (1992) e CASAGLI *et al.* (1993).

c) Biocalcareniti grigio-nocciola, grigio-verdastre a grana medio-grossolana in strati da sottili a medi, a laminazione da piano-parallela a obliqua con strutture da onda. Il progressivo aumento della frazione terrigena e del contenuto in glauconite segna il

passaggio alla Formazione del M. Fumaiolo.

I caratteri litologici e paleontologici fanno attribuire questi depositi alla parte antistante di una piattaforma carbonatica; ad un'iniziale tendenza trasgressiva fa seguito un tendenza *shallowing upward* del tutto analoga alla parte basale (Membro della Pietra di Bismantova) della Formazione di Bismantova dell'Appennino emiliano, con la quale la Formazione di San Marino viene spesso correlata (RICCI LUCCHI, 1987; AMOROSI, 1992). La formazione poggia con contatto basale trasgressivo quasi sempre al di sopra delle Argille Varicolori; più raramente sui termini più antichi della Successione Epiligure (brecce poligeniche e, nella media Val Marecchia, Formazione di Campaolo). La formazione, che ha uno spessore variabile da pochi metri a 130-140 m (Montecopiolo) fino a raggiungere nella media Val Marecchia i 150-200 metri (S. Marino), ha un'età compresa fra il Burdigaliano sup. ed il Langhiano inf. (RICCI LUCCHI, 1964; RUGGIERI, 1970; VENERI, 1986; AMOROSI, 1992).

2.2.3.3. FORMAZIONE DEL MONTE FUMAILO (25, 26)

L'unità, che è stata recentemente studiata da AMOROSI (1992) al cui interno vi riconosce tre differenti facies, è suddivisa in due membri: 25) biocalcareni grigio-verdastre, glauconitiche, a grana medio-grossolana, in strati da medi a molto spessi, a laminazione piano-parallela, cuneiforme ed obliqua a piccola e media scala, passanti verso l'alto gradualmente ad arenarie glauconitiche in strati da spessi a molto spessi, a laminazione obliqua concava a media e grande scala e tipo *hummocky*, alternate a sottili marne arenacee grigio-chiare, più abbondanti nella parte alta. Tale membro indicativo di un ambiente di piattaforma interna sotto l'influsso di correnti di tempesta, passa lateralmente e verso l'alto a (26) marne arenacee glauconitiche in strati da sottili a medi alternate a marne argillose grigio-nocciola talvolta fossilifere,

a marne verde pallido e a più rare arenarie siltitiche. Tale membro denota il carattere trasgressivo della formazione ed il progressivo passaggio a facies più distali di piattaforma esterna.

Ad eccezione della media Val Marecchia (CONTI, 1989), dove la Formazione del Monte Fumaiolo passa con un contatto discordante alle Argille di Montebello (la cui malacofauna studiata da MORONI, 1956, testimonia un ulteriore approfondimento dell'ambiente di deposizione epiligure), seguono con un contatto discordante marcato da una superficie erosiva la Formazione di Acquaviva o le Arenarie di Monte Perticara del Pliocene inf. Mentre il membro (25) poggia sempre sulla Formazione di San Marino con contatto concordante marcato talvolta da un orizzonte a glauconie, quello (26) poggia sia sulla Formazione di San Marino (media Val Marecchia) o su sequenze epiliguri precedenti (Formazione di Campaolo), sia molto più frequentemente in discordanza sulle unità liguri (Argille Varicolori e talvolta Formazione di Monte Morello). Il primo membro corrisponde alla sigla "MCL" di RUGGIERI (1970), mentre il secondo veniva indicato con varie denominazioni: "Schlier" da ANGELI & VEGGIANI (1964), terreni di transizione (RICCI LUCCHI, 1964) ed infine RUGGIERI (1970) lo comprendeva nella sigla "MSG". Rientrano in questo membro anche le "Marne Verdine" di RUGGIERI (1970) affioranti nella zona di S. Agata Feltria ed indicanti un'età serravalliana inf.

Lo spessore dell'unità, correlabile ai Membri di Pantano e Cigarello della Formazione di Bismantova (BETTELLI *et al.*, 1987b; PAPANI *et al.*, 1987; CONTI & PANINI, 1992), è in tutta la Val Marecchia estremamente variabile ed è compreso fra i 50 e gli oltre 200 metri (Monte Fumaiolo). L'età del primo membro è riferibile al Langhiano (AMOROSI, 1992), mentre il secondo ha un'età compresa fra il Langhiano sup. ed il Serravalliano inf.

(Zona ad *Orbulina universa*) (CONTI, 1989; AMOROSI, 1992).

2.2.3.4. FORMAZIONE DI ACQUAVIVA (24)

La formazione, che segna l'inizio della quinta sequenza deposizionale (fig.6) (nell'area in esame mancano le Argille di Montebello), è costituita da arenarie giallastre poco cementate in strati da medi a molto spessi intercalate a lenti argillose lignitifere e a livelli e lenti conglomeratiche a matrice arenacea, con ciottoli prevalentemente calcarei di diametro variabile dai 5 ai 30 cm, di derivazione ligure (30) ed epiligure (27). Nell'area studiata affiora solo nella zona di Ugrigno (con spessori di circa 60-70 metri) e poggia sulle Argille Varicolori, mentre è molto più diffusa nella media Val Marecchia, dove il litotipo conglomeratico diventa nettamente predominante. In tutta la Val Marecchia la formazione poggia con contatto trasgressivo in discordanza sia sulle unità liguri (Argille Varicolori e Formazione di Monte Morello) e subliguri (Arenarie di Monte Senario) che, più spesso, sulle formazioni epiliguri appartenenti alla terza (Formazioni di San Marino e del Monte Fumaiole) e quarta sequenza deposizionale (Argille di Montebello) (fig.6).

La Formazione di Acquaviva, che in Val Marecchia ha uno spessore massimo di 150-200 metri, è correlabile alla parte alta della Formazione del Termina dell'Appennino emiliano e mostra alcune somiglianze (litologia, provenienza della facies conglomeratica) con le coeve Arenarie di S. Agata Feltria della Successione Umbro-marchigiano-romagnola; solo DE FEYTER (1991) considera tali depositi più recenti e li correla alle facies arenaceo-conglomeratiche della Formazione a Colombacci (Messiniano sup.). Verso l'alto e lateralmente passa con un progressivo aumento della porzione pelitica alle Argille di Casa i Gessi. L'ambiente deposizionale è di delta-conoide (CAPUANO *et al.*,

1987b); l'età è attribuita al Tortoniano sup.-Messiniano inf. da (RUGGIERI, 1970; RICCI LUCCHI, 1987; CONTI, 1989).

2.2.3.5. ARGILLE DI CASA I GESSI (23)

La formazione è costituita da argille silto-se grigio-scuri, spesso macrofossilifere e ricche di frustoli carboniosi, con sporadiche intercalazioni di calcareniti e marne calcaree grigiastre in strati sottili; verso l'alto diventano frequenti le intercalazioni di peliti laminate eusiniche.

L'unità, che nella Val Marecchia ha uno spessore variabile dalle poche decine di metri ai 200-250 metri, affiora generalmente nelle parti più frontali della coltre, dove passa verso l'alto ai depositi evaporitici epiliguri. La formazione, correlabile alle peliti eusiniche della parte terminale della Formazione del Termina (VAL, 1992), viene datata al Messiniano inf. da MORONI (1955), RUGGIERI & DAVOLI (1984) e CONTI (1989). Marcate somiglianze litologiche e sedimentologiche sono riscontrabili anche con le coeve peliti eusiniche dei Ghioli di letto (Successione Umbro-marchigiano-romagnola).

2.3. DEPOSITI E COPERTURE QUATERNARIE (1, 2, 3, 4, 5, 6)

Estesi depositi alluvionali sia attuali (1) che terrazzati (6) caratterizzano i principali corsi d'acqua dell'area (Savio, Marecchia e Foglia) e la loro distribuzione è messa in relazione da alcuni autori (CARLONI *et al.*, 1971; NESCI *et al.*, 1978) all'attività tettonica quaternaria. I processi gravitativi sono particolarmente intensi nell'alta Val Marecchia e sono concentrati nei litotipi argillosi fortemente fessurati delle unità liguri (31, 32, 33) e nelle peliti dei Ghioli di letto con colate di terra e di detrito. Sono state distinte frane attualmente in movimento (2) da quelle quiescenti e antiche (3) e dagli altri depositi di versante (4). La particolare situazione geologica della Val Marecchia (CONTI, 1991; BOR-

TOLOTTI *et al.*, 1992) con la sovrapposizione di ammassi rocciosi rigidi e fratturati (appartenenti alla Formazione di San Marino) su un substrato essenzialmente argilloso (Argille Varicolori) facilita l'innesco di ingenti fenomeni franosi. Questi (CONTI & TOSATTI, 1991, 1993a, 1993b), particolarmente attivi sui margini di placca (*rock falls, topples, lateral spread*), portano allo smembramento e in seguito alla riduzione delle placche epiliguri a singoli blocchi isolati trascinati dalle colate argillose anche per distanze considerevoli. Questi ultimi, generalmente costituiti dal litotipo calcareo della Formazione di San Marino, sono particolarmente diffusi nella zona compresa fra il Marecchia ed il Foglia e sono stati raggruppati in (5).

3. TETTONICA

L'area della Val Marecchia è di notevole interesse per lo studio della geologia dell'Appennino Settentrionale in quanto in essa affiorano le principali unità tettoniche costituenti la catena. In particolare l'area rilevata rappresenta la zona di raccordo fra le Liguri di affioranti nella sinclinale di M. Fumaiolo-S. Piero e sovrascorrenti le peliti di chiusura (Marne di Verghereto) della MAI e quelle più esterne, affioranti nella media Val Ma-

recchia, accavallatesi sulle peliti di chiusura (Ghioli di letto) della MAE e successivamente sulle Argille Azzurre del Pliocene inf., rivelandosi quindi un punto chiave per la comprensione del meccanismo della loro messa in posto. Come già evidenziato per la media Val Marecchia (CONTI, 1989) si possono riconoscere due diversi stili strutturali: uno caratterizzante la Successione Umbromarchigiano-romagnola e l'altro la sovrastante coltre della Val Marecchia.

3.1. TETTONICA DELLA SUCCESSIONE UMBROMARCHIGIANO-ROMAGNOLA

Il substrato su cui sovrascorre la coltre della Val Marecchia è interessato da un sistema a pieghe *en echelon* a direzione appenninica: gli assi strutturali seguono una direzione all'incirca N-S nella zona fra Sarsina e Rocca Pratiffi (versante sinistro del Marecchia), mentre a partire dal versante destro del Marecchia fino alla valle del Foglia hanno una direzione NW-SE. In realtà si tratta più propriamente di pieghe-faglie caratterizzate da ampie sinclinali e strette anticlinali con i fianchi rovesciati, laminati e tagliati da faglie inverse anche ad alto angolo con direzione parallela a quella degli assi strutturali (fig. 7 e profili geologici). Tali faglie delimitano in alcuni casi dei fronti di accavallamento (*thrust*) di notevole estensione longi-

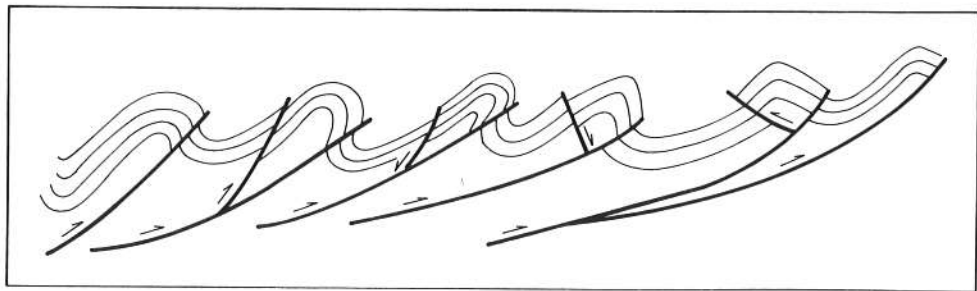


Fig. 7 - Schematizzazione dello stile strutturale presente nel substrato su cui sovrascorre la coltre della Val Marecchia (non in scala).

Schematic cross section showing the structural style of the substratum overthrust by the Val Marecchia sheet (not to scale).

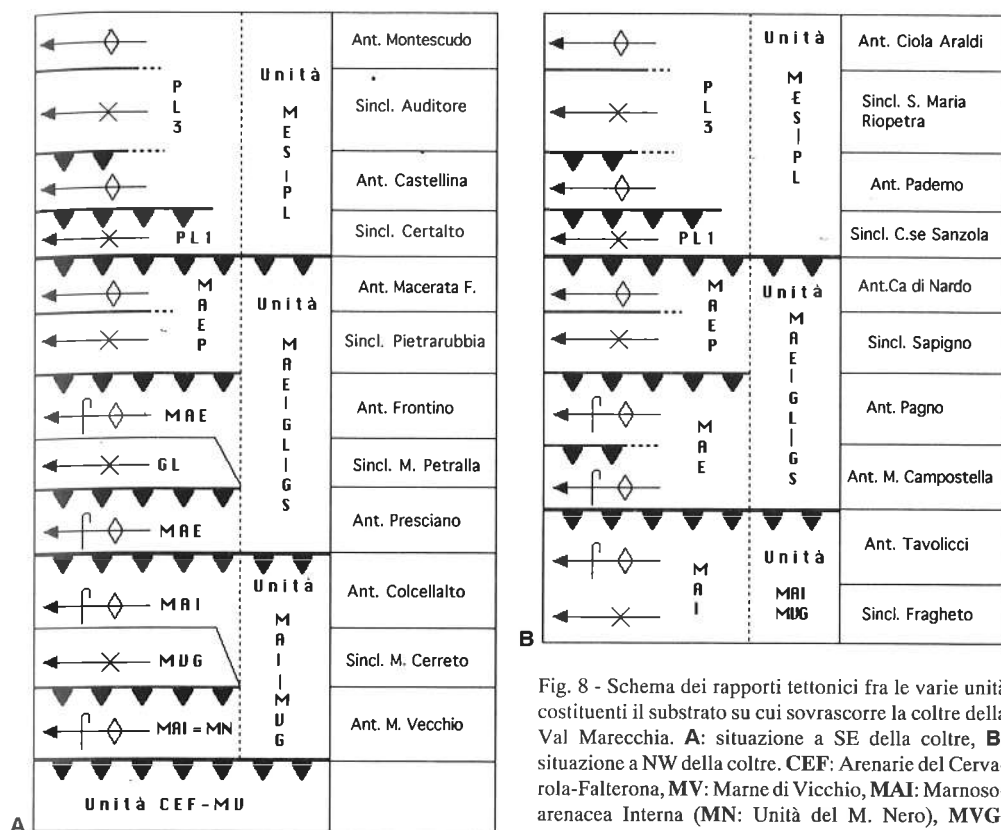


Fig. 8 - Schema dei rapporti tettonici fra le varie unità costituenti il substrato su cui sovrascorre la coltre della Val Marecchia. **A**: situazione a SE della coltre, **B**: situazione a NW della coltre. CEF: Arenarie del Cervarola-Falterona, MV: Marne di Vicchio, MAI: Marnoso-arenacea Interna (MN: Unità del M. Nero), MVG: Marne di Verghereto, MAE: Marnoso-arenacea Esterna

(facies distale), MAEP: Marnoso-arenacea Esterna (facies prossimale), GL: Ghioli di letto, GS: Formazione Gessoso-solfifera, MES: depositi messiniani, PL: depositi pliocenici inf. (PL1: depositi del Pliocene inf. - Zona a *Sphaeroidinellopsis* spp., PL3: depositi del Pliocene inf. - Zona a *Globorotalia puncticulata*).

Simplified diagram showing the tectonic relationships among the lithostratigraphic units composing the substratum overthrust by the Val Marecchia sheet. **A**: situation occurring on the southeastern side of the thrust-sheet, **B**: situation occurring on the northwestern side of the thrust-sheet. CEF: Cervarola-Falterona Sandstones, MV: Vicchio Marls, MAI: Internal Marnoso-arenacea (MN: M. Nero Unit, MVG: Verghereto Marls, MAE: External Marnoso-arenacea (distal facies), MAEP: External Marnoso-arenacea (proximal facies), GL: Ghioli di letto, GS: Gessoso-solfifera Formation, MES: Messinian deposits, PL: Lower Pliocene deposits (PL1: Lower Pliocene deposits - *Sphaeroidinellopsis* spp. Zone, PL3: Lower Pliocene deposits - *Globorotalia puncticulata* Zone).

tudinale, che portano le unità più interne a sovrascorrere quelle più esterne con età progressivamente più recenti verso NE (figg. 8A, 8B e schema tettonico). Partendo infatti dal paese di Viamaggio (estremo SW della carta), dove l'Unità del Cervarola-Falterona si accavalla sulla MAI, si attraversano, procedendo verso NE, gli accavallamenti della MAI sulle proprie peliti di chiusura (Marne

di Verghereto) e della MAI sulla MAE. Più esternamente la MAE (in facies distale) si accavalla sulle proprie peliti di chiusura (Ghioli di letto) e/o MAE (in facies prossimale) e quest'ultima si accavalla sulle formazioni del Messiniano sup.-Pliocene inf. (Formazione a Colombacci e Argille Azzurre). In Val Marecchia sono quindi riconoscibili nel substrato su cui sovrascorre la coltre

quattro unità tettoniche (fig.9): la prima costituita dalle Formazioni delle Arenarie del Cervarola-Falterona e delle Marne di Vicchio, la seconda dalla MAI e dalle Marne di Verghereto, la terza dalle Formazioni della MAE e Ghioli di letto, la quarta, che affiora estesamente nella media Val Marecchia (CONTI, 1989), costituita dai depositi del Messiniano sup-Pliocene inf. con alla base, separata da una discordanza angolare, una sequenza di età messiniana composta dalla Formazione Gessoso-solfifera, Ghioli di letto e MAE in facies prossimale. Esternamente agli affioramenti della coltre, la quarta unità tettonica si accavalla sui depositi del Pliocene medio-sup., come evidenziato dai profili della Pianura Padana (CASTELLARIN *et al.*, 1985; CASSANO *et al.*, 1986). La seconda unità tettonica comprende le Unità di M. Nero, Poggio Castellaccio e Pietralunga, mentre la terza le Unità di Popolano-Berletta-Borgo Pace, M. Vicino più alcune unità minori riportate da vari autori (TEN HAAFF & VAN WAMEL, 1979; VAN WAMEL & ZWART, 1990; DELLE ROSE *et al.*, 1990; CAPOZZI *et al.*,

1991; SANI, 1991; MENICETTI *et al.*, 1991). All'interno delle prime 3 unità tettoniche sono poi presenti numerosi altri *thrusts*, fra questi il più importante e ricorrente è quello che porta i depositi risedimentati ad accavallarsi sulle proprie peliti di chiusura.

Le varie unità sono scollate oltre che a livello dello Schlier anche a quello della Scaglia toscana e delle evaporiti triassiche (BALLY *et al.*, 1986; ANELLI *et al.*, 1992); livelli di scollamento minori sono rappresentati dalla Scaglia Variegata-Cinerea, dalle peliti di chiusura e dalla Formazione Gessoso-solfifera (CASTELLARIN *et al.*, 1985, 1992) (fig.9). L'entità dei raccorciamenti tende a diminuire verso NE, con i fianchi delle pieghe-faglie che tendono a raddrizzarsi mano a mano che si procede verso la media Val Marecchia. A partire infatti del sovrascorrimento della terza unità sulla quarta (in prossimità dell'anticlinale di Ca di Nardo-Macerata Feltria, fig.8A, 8B) il motivo strutturale è caratterizzato da pieghe simmetriche tagliate da faglie inverse. Nell'area rilevata non sono molto diffusi i retroscorrimenti (ad

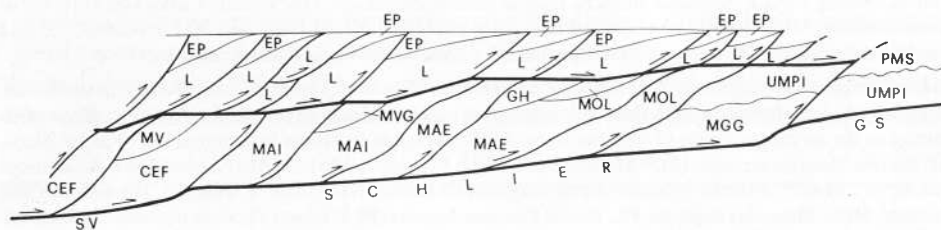


Fig. 9 - Schematizzazione del complesso sistema di accavallamenti (non in scala) che caratterizza l'area della Val Marecchia (modificato da CONTI & GELMINI 1992b). SV: Scisti Varicolori, CEF: Arenarie del Cervarola-Falterona, MV: Marne di Vicchio, MAI: Marnoso-arenacea Interna, MVG: Marne di Verghereto, MAE: Marnoso-arenacea Esterna (facies distale), MOL: Marnoso-arenacea Esterna (facies prossimale), GH: Ghioli di letto, MGG: Marnoso-arenacea Esterna (facies prossimale)-Ghioli di letto-Formazione Gessoso-solfifera, UMPI: unità messiniane-plioceniche inf., PMS: depositi del Pliocene medio-sup., EP: depositi epiliguri, L: Liguridi.

The complex system of thrusts (not to scale) characterizing the Marecchia Valley (modified from CONTI & GELMINI 1992b). SV: Varicoloured Shales, CEF: Cervarola-Falterona Sandstones, MV: Vicchio Marls, MAI: Internal Marnoso-arenacea, MVG: Verghereto Marls, MAE: External Marnoso-arenacea (distal facies), MOL: External Marnoso-arenacea (proximal facies), GH: Ghioli di letto, MGG: External Marnoso-arenacea (proximal facies)-Ghioli di letto-Gessoso-solfifera Formation, UMPI: Messinian-Lower Pliocene Units, PMS: Middle-Upper Pliocene deposits, EP: epi-Ligurian deposits, L: Ligurids.

eccezione di quello di Maiano-S. Agata Feltria che porta i Ghioli di letto sulla Formazione Gessoso-solfifera) nè le riattivazioni fuori sequenza, che sono invece frequentemente riportate più esternamente nel margine adriatico (CASTELLARIN *et al.*, 1985) e più ad oriente nell'area marchigiana (DE FEYTER & MENICHETTI, 1986; DE FEYTER *et al.*, 1990).

I vari sovrascorrimenti e le principali pieghe-faglie, pur troncati dal sovrascorrimento tettonico della coltre della Val Marecchia, sono riconoscibili su entrambi i suoi lati (fig.8A, 8B e v. FARABEGOLI, 1983; CONTI, 1989), anche se dislocati lungo l'allineamento Badia Tedalda-Valle del T. Conca, denotando che gli elementi strutturali del substrato erano già delineati al momento dei vari sovrascorrimenti delle unità liguri. Gli unici sovrascorrimenti che sono seguibili attraverso la coltre sono quelli che affiorano nella fascia più esterna prospiciente al margine pedeappenninico e sono relativi alla fase tettonica del Pliocene inf., responsabile della definitiva messa in posto della coltre alloctona (CONTI *et al.*, 1987; CONTI, 1989).

Più raramente sono presenti faglie dirette parallele all'asse delle pieghe, ma sempre connesse a tettonica di tipo compressivo e delimitanti dei cunei di estrusione, costituiti da faglie inverse frontali e faglie dirette sintetiche e antitetiche posteriori, del tutto analoghi a quelli evidenziati in altri profili appenninici (PIERI & GROPPi, 1981; CASTELLARIN *et al.*, 1985; CASERO *et al.*, 1988; ENDIGNOUX *et al.*, 1989). Tali faglie dirette, anche se in alcuni casi non è possibile escludere che la loro età sia di poco posteriore a quella dei *thrusts* frontali, presentano sempre rispetto a questi rigetti più modesti e rappresentano svincoli a zone con differente entità di raccorciamento.

Alle pieghe principali sono associate numerose pieghe minori, la cui frequenza aumenta in prossimità del contatto con la coltre e in litotipi a comportamento particolarmente

plastico (Formazione Gessoso-solfifera affiorante a Sapigno-Maiano) e che per ragioni di semplificazione grafica sono state omesse dalla fig.8 e dallo schema tettonico.

Sia le pieghe principali che quelle minori sono spesso tagliate da faglie trascorrenti a direzione antiappenninica che dislocano e/o delimitano le faglie inverse associate alle pieghe. Le trascorrenti rappresentano zone di svincolo dei vari sovrascorrimenti ed in alcuni casi (ad es. le faglie di Badia Tedalda-Petrella Massana-Carpegna e quella di Maiano-Perticara) sembrano collegabili ad analoghe strutture dislocanti i vari *thrusts* presenti all'interno della coltre della Val Marecchia, evidenziando un possibile collegamento fra i sovrascorrimenti del substrato e quelli legati alle fasi di avanzamento delle unità liguri.

Una caratteristica importante del sistema di pieghe *en echelon* è rappresentata dall'immersione degli assi strutturali del substrato della coltre della Val Marecchia. Infatti in prossimità della coltre, in una fascia dell'estensione variabile dalle poche centinaia di metri a circa un paio di chilometri, a seconda della laminazione tettonica esercitata dalla stessa durante il suo avanzamento, le direzioni di strato delle varie formazioni della Successione Umbro-marchigiano-romagnola seguono un andamento antiappenninico. Tale fatto è evidente sia nella Valle del Savio a partire dalla MAE in facies distale fino alle Argille Azzurre del Pliocene inf., sia in quelle del Marecchia e del Conca a partire dalla MAI fino alle Argille Azzurre del Pliocene inf. La stessa distribuzione degli affioramenti delle Marne di Verghereto è controllata da andamenti trasversali terminando lungo l'allineamento Viamaggio-Badia Tedalda-Poggio delle Campane con assetti antiappenninici, ripetendo motivi strutturali già delineati nella valle del Bidente (BENINI & FARABEGOLI, 1991) lungo l'estremità nord-occidentale delle unità liguri af-

fioranti nella sinclinale di M. Fumaiolo-San Piero.

3.2. TETTONICA DELLA COLTRE DELLA VAL MARECCHIA

Numerosi autori si sono occupati della geologia dell'Appennino tosco-marchigiano-romagnolo trascurando però sistematicamente di descrivere gli elementi strutturali presenti nei terreni alloctoni ivi affioranti. Questi venivano considerati come un unico complesso indistinto, caoticizzato ad opera dei fenomeni gravitativi (frane orogeniche, olistostromi, colate), chiamati via via in causa per spiegare la loro messa in posto. Anche quando si operavano distinzioni fra le unità liguri si ammettevano fra di esse unicamente rapporti di natura sedimentaria (RUGGIERI, 1970; VENERI, 1986); ancora ultimamente gli elementi strutturali rilevati interessano unicamente la Successione Epiligure (FARABEGOLI, 1987; MANNORI & SANI, 1987; BENINI *et al.*, 1991). Solo recentemente (CONTI *et al.*, 1987; CONTI, 1989, 1991; DE FEYTER, 1991) si è evidenziato, analogamente per quanto è avvenuto nei depositi liguri affioranti nel modenese-bolognese (BETTELLI *et al.*, 1987c; CASTELLARIN & PINI, 1987; BETTELLI & PANINI, 1991; PINI, 1991), che la coltre è strutturata come un sistema embricato di scaglie tettoniche con superfici di scorrimento delimitate da faglie inverse listriche vergenti a E-NE (retroscorrimenti sono presenti ma in quantità subordinata). Tali embricazioni sono riferibili non solo ai movimenti di traslazione della coltre sui terreni del Dominio Toscano ed Umbro-romagnolo ma anche ai fenomeni deformativi avvenuti nella fase ligure. Visti in pianta gli embrici (fig.10) descrivono degli archi di varia grandezza (1,5-8 km), delimitati lateralmente da faglie trasversali (dirette e/o trascorrenti) o da altre embricazioni con accavallamenti lungo superfici in prevalenza ad alto angolo, sempre situate nei litotipi più argillosi costituenti le

formazioni liguri (Argille Varicolori, Formazioni di Pugliano e di Sillano). Gli elementi trasversali corrispondono a svincoli meccanici fra settori che hanno subito spostamenti e deformazioni differenziate non solo in relazione ai diversi sforzi subiti e alla natura dei materiali coinvolti, ma anche in connessione con le strutture del substrato su cui sovrascorrono. È probabilmente proprio l'influenza del substrato, oltre alle caratteristiche litologiche dei materiali interessati dalle deformazioni, a determinare, con le strutture positive già presenti al momento dei vari accavallamenti della coltre, la geometria dei *thrusts* presenti all'interno della coltre (raggio di curvatura delle scaglie minore rispetto ai *thrusts* del substrato). Una stretta relazione fra arcuatura dei *thrusts* e vincolo cinematico ad opera di strutture da ostacolo presenti nel substrato su cui sovrascorrono è stata infatti dimostrata da vari autori (CASTELLARIN & VAI, 1986; CALAMITA & DEIANA, 1988; MARSHAK, 1988; GOBETTI & PEROTTI, 1990; VAN DIJK & OKKES, 1991).

I sovrascorrimenti che tagliano le Argille Varicolori, si trasportano sul dorso delle sequenze sedimentarie (Successione Epiligure), dello spessore variabile da poco più di un centinaio di metri a circa 700-800 metri. Una netta differenziazione strutturale intercorre fra i depositi epiliguri affioranti a NE e a SW dell'allineamento Perticara-Sartiano-Pugliano-Monte Cerignone. Infatti nella media Val Marecchia la Successione Epiligure affiora in cunei elastici delimitati da varie associazioni di faglie (cfr. fig.13 di CONTI, 1989), il cui massimo spessore è localizzato al di sotto dell'embrice immediatamente retrostante, con graduale assottigliamento verso le strutture antistanti. Si tratta in massima parte di bacini di tipo *piggyback* (non è chiaro se siano presenti riattivazioni fuori sequenza), che in pianta descrivono degli archi (CONTI, 1991; BORTOLOTTI *et al.*, 1992) che ripetono l'arcuatura delle scaglie tettoniche che li

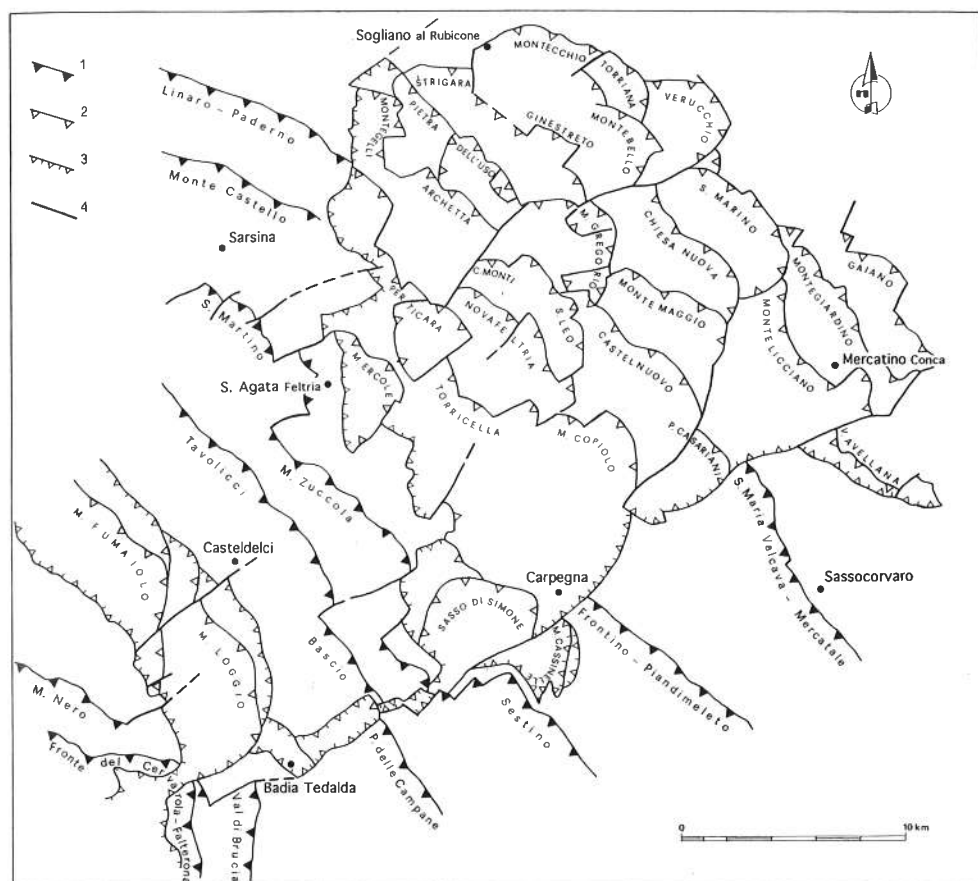


Fig. 10 -Schema tettonico evidenziente il sistema di scaglie arcuate che interessa la coltre della Val Marecchia ed i principali sovrascorrimenti del substrato. 1: faglie inverse e sovrascorrimenti del substrato, 2: faglie inverse e sovrascorrimenti della coltre, 3: limite coltre-substrato, 4: faglie dirette e trascorrenti.

Generalized structural map showing the arcuate thrusts of the Val Marecchia sheet and the main linear thrusts of the substratum. 1: reverse and thrusts faults of the substratum, 2: reverse and thrusts faults of the Val Marecchia sheet, 3: sheet-substratum boundary, 4: normal and strike-slip faults.

delimitano. Nell'alta Val Marecchia i depositi epiliguri, sempre situati sul dorso di scaglie arcuate a vergenza E-NE, sono invece di più modesto spessore, costituiti solitamente dalle Formazioni di San Marino e del Monte Fumaiole, affioranti con giaciture suborizzontali o in sinclinali moderatamente piegate (come a Pennabilli, Monte Copiolo, Sasso di Simone, Simoncello, Fonte Baldino e al M. Fumaiole) che non ripetono la geo-

metria delle faglie inverse che li delimitano.

Limitatamente alla zona compresa fra Perticara e Pennabilli sono poi presenti bacini di *piggyback*, con caratteristiche strutturali simili a quelle che caratterizzano i depositi epiliguri dell'alta Val Marecchia, costituiti però da depositi appartenenti alla Successione Umbro-marchigiano romagnola (Ghioli di letto). Questi bacini di *piggyback* testimoniano, analogamente a quanto riscontrato

(CONTI, 1989) per le Argille Azzurre (8) del Pliocene inf. (Zona a *G. puncticulata*), depositi anch'esse in bacini di *piggyback* con caratteristiche strutturali però simili a quelle che caratterizzano i depositi epiliguri più esterni, che la coltre durante le sue traslazioni viene a coinvolgere le porzioni terminali dei depositi su cui è precedentemente sovrascorsa (cfr. fig. 7 di CONTI & GELMINI, 1992b).

Retroscorrimenti e strutture tipo *pop up*, presenti solamente nella zona fra Perticara e Miratoio e coinvolgenti in alcuni casi i Ghioli di letto, sono probabilmente legati ad attività dinamiche, esplicantesi su fasce corrugate a sviluppo bloccato verso l'esterno. Tale fatto sembra infatti confermato in quanto si localizzano in un'area arretrata rispetto alla fronte del sovrascorrimento (*forethrust* a cui sono collegati) della coltre sui Ghioli di letto, situato in prossimità dell'allineamento Sartiniano-Monte Copiolo-Poggio Casariani, analogamente per quanto già descritto per i retroscorrimenti di Montetiffi e M. S. Severino nelle Argille Azzurre del Pliocene inf. (CONTI, 1989).

Faglie trascorrenti (*tear faults* secondo la classificazione di SYLVESTER, 1988) a direzione antiappenninica e d'importanza maggiore di quelle più pellicolari che delimitano le singole scaglie tettoniche arcuate svincolano i sovrascorrimenti della coltre sulle varie unità del substrato (Marne di Verghereto, Ghioli di letto e Argille Azzurre). Quella seguibile da Badia Tedalda attraverso Petrelia Massana fino a Carpegna (fig. 10 e carta geologica) collega il sovrascorrimento della coltre sull'unità tettonica del substrato, costituita dalla MAI con al tetto le Marne di Verghereto, con quello della coltre sull'unità tettonica costituita dalla MAE con al tetto i Ghioli di letto. Questa faglia di tipo destrorso si continua anche nel substrato dislocando i terreni della MAI in corrispondenza di Poggio delle Campane. La faglia trascorrente seguibile da Maiano fino a Perticara collega

invece il sovrascorrimento della coltre sull'unità precedentemente citata con quello sull'unità tettonica del substrato costituita dai depositi messiniano-pliocenici inferiori con al tetto le Argille Azzurre databili alla Zona a *G. puncticulata*.

Per quanto riguarda il contatto coltre-substrato questo è marcatamente antiappenninico lungo la fascia Badia Tedalda-F. so Seminico-Valle del T. Conca, segue un andamento N-S lungo tutto il margine occidentale della coltre, mentre è a direzione appenninica nei restanti casi (fig. 10). Il contatto è generalmente discordante sulle varie unità del substrato ad eccezione delle peliti di chiusura torbiditica e delle Argille Azzurre, dove la coltre si sovrappone con contatti da moderatamente discordanti ad apparentemente concordanti.

Nella coltre è anche presente un sistema di pieghe a direzione antiappenninica, quasi sempre associato alle rampe laterali delle varie embricazioni, rappresentando quindi zone di compressione legate ai movimenti degli embrici e in qualche caso sostituenti le più frequenti faglie trascorrenti (*tear faults*) che li delimitano in senso trasversale.

Associate alle embricazioni tettoniche non vi sono solo faglie a direzione antiappenninica che ne delimitano le porzioni laterali, ma anche altre posteriori e con direzione parallela ai fronti di accavallamento. Si tratta generalmente di faglie dirette, sia sintetiche che antitetiche alla faglia inversa frontale, che rappresentano delle zone di svincolo meccanico (cunei o prismi di espulsione) durante le differenti fasi compressive di avanzamento (cfr. CASTELLARIN *et al.*, 1985 e CONTI, 1989).

3.3. MODALITÀ DI MESSA IN POSTO DELLA COLTRE DELLA VAL MARECCHIA

La messa in posto delle unità liguri in Val Marecchia è stata per lungo tempo (BONARELLI, 1929; MERLA, 1951; AMADESI, 1962;

SELLI, 1967), e in alcuni casi ancora oggi (VAN DEN BERG, 1990; DE FEYTER, 1991; LIOTTA, 1991), legata a fenomeni di tipo puramente gravitativo. La supposta caoticizzazione dei litotipi argillosi (inclusi sotto le più svariate denominazioni di Complesso Caotico, Terreni Caotici Eterogenei, Complesso Indifferenziato, Argille Scagliose) e la presenza di un complesso stile deformativo, univocamente considerato di tipo plastico, vengono addotti a dimostrazione del loro scivolamento più o meno rapido verso l'avansfossa. Lo scivolamento delle Liguridi viene poi di volta in volta attribuito a fenomeni sedimentari o tettonici. Nel primo caso la loro messa in posto è considerata come dovuta a frane sottomarine (olistostromi) con meccanismi tipo *slide* o più spesso *debris flow* (FREY, 1969; STERN, 1969; PAGE, 1978; FARABEGOLI 1983, 1987; BENINI *et al.*, 1991): le formazioni della Successione Epiligure vengono quindi assimilate a dei giganteschi olistoliti. Nel secondo s'invoca una tettonica di scendimento gravitativo in cui le Liguridi mantengono la loro continuità come falde spinte essenzialmente dalla gravità, in quanto si ritiene che la natura plastica dei materiali non possa tollerare per lunghe traslazioni sforzi da compressione orizzontale (RUGGIERI, 1958, 1970; ABBATE *et al.*, 1970; DE JAGER, 1979; CAPUANO *et al.*, 1986; PIERI & MATTARELLI, 1986; VENERI, 1986). L'impossibilità di trovare un piano di scivolamento sufficientemente inclinato per spiegare traslazioni di alcune centinaia di chilometri ha portato alcuni autori a seguire varie strade: la prima, pur mantenendo l'ipotesi di scivolamento gravitativo, sposta la base del piano di scivolamento molto più in profondità, facendo scivolare sopra il basamento inclinato dal lato tirrenico verso quello adriatico non solo le Unità Liguri ma anche quelle Toscane Esterne e Umbro-romagnolo-marchigiane (KLIGFIELD, 1979; ROEDER, 1980; REUTTER, 1981). La seconda, dato che la

sismica indica che il basamento adriatico è inclinato verso l'asse della catena (GIESE *et al.*, 1982; ROURE *et al.*, 1990; MINELLI *et al.*, 1991; ROEDER & SCANDONE, 1992), adotta il meccanismo di espansione gravitativo (TEN HAAF & VAN WAMEL, 1979; DE FEYTER *et al.*, 1986; VAN DEN BERG, 1987; VAN WAMEL & ZWART, 1990; DE FEYTER, 1991), paragonando il movimento delle Liguridi a quello di un ghiacciaio che può muoversi anche in contropendenza, per effetto del suo stesso peso e dell'inclinazione della sua superficie esterna (a comprova di ciò tali autori riportano gli affioramenti delle Liguridi a quote topografiche via via decrescenti procedendo verso il margine adriatico). La terza infine ammette che la tettonica orizzontale abbia deformato le unità che costituiscono il substrato delle Liguridi e che quindi i *thrusts* che interessano le prime forniscano la spinta per lo scivolamento delle seconde (RICCI LUCCHI & ORI, 1985; RICCI LUCCHI, 1986a; FARABEGOLI *et al.*, 1991). A complicare ulteriormente tutto questo quadro vi è il fatto che gli autori che ritengono le Liguridi delle falde gravitative adottano in molti casi termini legati puramente a processi sedimentari o denotanti una commistione di fenomeni tettonici e sedimentari (frana orogenica, colata, olistostroma, *mélange*, *broken formation*, *debris flow*), come già evidenziato da NAYLOR (1981).

I rilevamenti di dettaglio intrapresi negli ultimi anni sui complessi di base prevalentemente argillosi dei terreni liguri (CASTELLARIN *et al.*, 1986; CASTELLARIN & PINI, 1987; BETTELLI & PANINI, 1987, 1991; BETTELLI *et al.*, 1987b, 1987c; DE NARDO, 1991) hanno permesso di separare definitivamente i depositi argillosi "caoticizzati" per fenomeni tettonici (*broken formations*, *dismembered blocks*, *mélange* tettonici, tettoniti) da quelli per fenomeni sedimentari (*debris flows*, *slides*, olistostromi, *mélange* sedimentari). Inoltre il miglioramento delle conoscenze

sulla geologia delle Liguridi ha portato ad abbandonare termini quali "Complesso Caotico, Complesso Indifferenziato", per sostituirli con quelli appartenenti alle differenti unità litostratigrafiche che venivano via via riconosciute. Di pari passo è proceduto il miglioramento della conoscenza degli elementi strutturali: riconoscendo dapprima superfici di taglio fragile all'interno dei "Complessi Caotici" (CASTELLARIN *et al.*, 1986; CASTELLARIN & PINI, 1987; CONTI *et al.*, 1987; CONTI, 1986, 1989, 1991; PINI, 1991; BORTOLLOTTI *et al.*, 1992) e poi differenziando (BETTELLI *et al.*, 1994) le superfici di taglio di estensione da metrica ad ettometrica e legate a scorrimento relativo di particelle argillose (*grain boundary sliding*) in materiali non completamente consolidati dal clivaggio scaglioso tipico di una struttura di tipo fragile, associato a piani di taglio di estensione chilometrica. Seguendo tali indicazioni si sono così potute distinguere in questo lavoro le Argille Varicolori costituenti il complesso di base della coltre della Val Marecchia dalle breccie poligeniche del Sasso di Simone (Successione Epiligure) e dagli olistostromi, pure costituiti da Argille Varicolori, franati all'interno dei Ghioli di letto, elementi precedentemente tutti inclusi all'interno del "Complesso Caotico" della "colata" della Val Marecchia (RUGGIERI, 1970; VENERI, 1986; MANNORI & SANI, 1987). Il fatto poi che lo stile strutturale a scala mesoscopica (strutture duttili e piani di taglio legati a deformazioni in condizioni non consolidate) presente nelle Argille Varicolori sia invece assente nelle breccie poligeniche del Sasso di Simone, costituenti la base della Successione Epiligure della Val Marecchia, dimostra che questo stile debba aver avuto origine durante la fase ligure e permette di non confonderlo con le faglie inverse e i sovrascorrimenti che suddividono la coltre della Val Marecchia in un sistema di scaglie arcuate, che ne ha permesso l'avanzamento durante il Mio-Pliocene

(CONTI *et al.*, 1987; CONTI, 1989). D'altra parte il fatto che in Val Marecchia i termini più antichi della Successione Epiligure poggino sempre sull'unità (Argille Varicolori) stratigraficamente inferiore delle Liguridi fa ritenere che quest'ultime fossero già impilate tettonicamente all'iniziare della sedimentazione epiligure e che quindi gran parte dei rapporti tettonici di sovrapposizione fra Argille Varicolori, Formazioni di Sillano, Pugliano e Monte Morello siano da attribuire alla fase ligure piuttosto che alle varie fasi di avanzamento della coltre della Val Marecchia sulle unità dell'avanfossa.

Il riconoscimento di uno stile di deformazione fragile (faglie inverse, *tear faults*, strutture tipo *pop up*, cunei di estrusione, scaglie tettoniche di forma arcuata, retroscorrimenti) all'interno dei litotipi argillosi dei complessi di base delle Liguridi, sostanzialmente analogo a quello che caratterizza il substrato su cui sovrascorrono, ha portato quindi a considerare una loro messa in posto di tipo attivo, legata a meccanismi di compressione orizzontale (CASTELLARIN *et al.*, 1985; BETTELLI *et al.*, 1987c; CONTI *et al.*, 1987; CASTELLARIN & PINI, 1987; CONTI, 1989; PATACCA *et al.*, 1990). Con quanto affermato non si vuole però negare l'importanza della gravità quale agente motore di falde tettoniche (KEHLE, 1970; ELLIOTT, 1976; GUTERMAN, 1980; RAMBERG, 1981; COOPER, 1981; MANDLE & SHIPPAM, 1981; PRICE & COSGROVE, 1990) anche se il suo campo di applicazione si va sempre più restringendo alla fase di collasso di una catena o di un prisma di accrezione (PLATT, 1986; ALLEN & ALLEN, 1990; TWISS & MOORES, 1992). In particolare la tettonica gravitativa non viene più considerata valida per spiegare la genesi di catene montuose legate a collisione continentale e caratterizzate dalla propagazione tramite embricazioni tettoniche di un prisma di accrezione (*accretionary wedge, tapered thrust sheets*) e dell'associata avanfossa generatasi per fles-

sura litosferica (CHAPPLE, 1978; COWARD, 1983, 1994; DAVIS *et al.*, 1983; STOCKMAL *et al.*, 1986; CELLO & NUR, 1988; DAHLEN & SUPPE, 1988; WILLETT *et al.*, 1993). Proprio l'Appennino Settentrionale viene interpretato in tal senso sulla base anche di recenti dati geofisici (RICCI LUCCHI, 1986a; ROYDEN *et al.*, 1987; VAL, 1987; BOCCALETTI *et al.*, 1990a; DOGLIONI, 1991; SERRI *et al.*, 1991; CONTI & GELMINI, 1992b) pur rimanendo poco chiara la relazione con le strutture distensive situate sul margine tirrenico (COLI *et al.*, 1991).

Ad ogni modo, anche se rimangono divergenze sulle modalità della messa in posto delle Liguridi, resta comunque il fatto che gli elementi (stile deformativo plastico per colamento, caoticizzazione) che venivano addotti a sostegno dell'ipotesi gravitativa non sembrano più avere una loro validità alla luce delle recenti acquisizioni. Gli elementi riscontrati nell'area della Val Marecchia permettono di fare le seguenti considerazioni che si aggiungono a quanto esposto in CONTI (1989).

1) Le associazioni strutturali (embricazioni tettoniche, *tear faults*, *back thrusts*, faglie dirette associate a cunei di estrusione, ecc.) presenti nelle Argille Varicolori della Val Marecchia, legate in massima parte alle fasi di sovrascorrimento della coltre, sono del tutto confrontabili con le deformazioni di tipo fragile presenti nelle successioni dell'avanfossa su cui sovrascorrono. Ipotizzare una messa in posto sia delle Liguridi che delle Unità del substrato per movimenti tipo *gravitational spreading* è però incompatibile sia con l'entità dei raccorciamenti (BALLY *et al.*, 1986) e sia con gli alti valori di resistenza al taglio tipici dei litotipi competenti coinvolti nelle deformazioni. D'altra parte le frequenti analisi geotecniche che riportano per le Argille Varicolori della Val Marecchia bassi valori di resistenza al taglio ed evidenziano un comportamento meccanico rien-

trante nel campo della plasticità sono sempre effettuate su campioni superficiali e rimangono (VAN DEN BERG, 1987; GORI & VANNUCCI, 1987; RIBACCHI & TOMMASI, 1988; CONTI & TOSATTI, 1991, 1993a, 1993b; CASAGLI *et al.*, 1993), dove il comportamento delle argille è fortemente legato ai processi di ammolimento (*softening*). Inoltre i bassi valori di resistenza al taglio sono dovuti alla presenza di superfici di taglio denotanti una deformazione di tipo fragile (si tratta di materiali fortemente fessurati) e sono quindi legati a condizioni di resistenza residua e non di picco (ORI & CASALI, 1987; CONTI & TOSATTI, 1994). Nulla vieta di pensare che il comportamento meccanico di tali rocce a maggior profondità, analogamente a quanto registrato personalmente per campioni estratti in cava già a profondità di pochi metri o come riportato da SKEMPTON (1966) e MALTMAN (1987) in argille con un contenuto in acqua inferiore al 15%, in condizioni di sottosaturazione o in assenza di minerali espandibili, possa acquisire caratteri simili a quelli delle associazioni meccaniche in regime fragile.

2) La costante inclinazione verso l'asse della catena delle scaglie embricate che costituiscono il prisma di accrezione dell'Appennino Settentrionale in analogia con quanto accade nei sistemi di embricazione (*foreland-vergent thrust system*) della maggior parte delle catene montuose legate a subduzione ensialica (VANN *et al.*, 1986; MITRA, 1986; MOLNAR & LYON-CAEN, 1988; HUIQI *et al.*, 1991) mal si accorda con movimenti gravitativi delle Liguridi. Per poter superare un basamento costantemente inclinato verso l'asse della catena non si possono considerare le Liguridi come un corpo geometrico unitario con la superficie sommitale inclinata verso la pianura (DE FEYTER, 1991). La posizione attuale delle Liguridi è infatti legata sia ad una loro preservazione rispetto agli agenti erosivi nelle zone più depresse (gene-

ralmente le sinclinali di fig.7) sia soprattutto alle diverse fasi di sovrascorrimento sulle varie unità dell'avanfossa, durante le quali singole porzioni di Liguridi traslavano. Proprio questo fatto permette di capire non solo il maggior numero di embricazioni tettoniche presenti nella coltre della Val Marecchia rispetto al suo substrato, ma anche come tale numero permetta di superare il paradosso meccanico del lungo tragitto traslativo da esse compiuto in accordo con i modelli proposti da vari autori sull'avanzamento di *thrust-sheets* (MANDLE & SHIPPAM, 1981; MULEGETA & KOYI, 1987; PRICE, 1988).

3) L'età dei *thrusts* costituenti i sistemi di embricazione tramite i quali le Liguridi sovrascorrono le Unità dell'avanfossa è progressivamente più recente verso NE, esattamente il contrario di quanto postulato dal modello gravitativo proposto da DE FEYTER (1991). Non sono inoltre state rilevate le faglie dirette listriche inclinate verso il margine adriatico necessarie per ammettere fenomeni di traslamento gravitativo: le poche faglie dirette riscontrabili in Val Marecchia sembrano legate a strutture di estrusione tettonica in un regime compressivo (si veda par.3.2). Inoltre il progredire della compressione verso NE porta a rendere più attivi i *thrusts* più vicini al margine adriatico e a simulare un movimento relativo di tipo diretto in alcuni dei *thrusts* più interni (come ad es. nel *thrust* che delimita le Liguridi della sinclinale di M. Fumaiolo-S. Piero).

Allo stato attuale delle conoscenze non sembra poi che siano ricollegabili le faglie dirette presenti sul margine tirrenico a quelle inverse del margine adriatico (come ipotizzano i sostenitori del modello di *gravitational spreading*) in quanto la temporalizzazione delle strutture porta ad avdenziare che in una stessa area la compressione precede sempre la distensione (LAVECCHIA & STOPPA, 1989a; 1989b; LAVECCHIA *et al.*, 1989; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990) e che il solleva-

mento del basamento non ha preceduto la deformazione compressiva analogamente a quanto si verifica in altre catene del tipo *thin-skinned fold and thrust belts* (CHAPPLE, 1978). L'inclinazione verso il margine adriatico del livello di scollamento triassico situato sul margine tirrenico è successiva e non antecedente alla formazione delle strutture compressive mioceniche; diventa quindi molto difficile ammettere che tutte le unità situate al di sopra di tale livello si siano deformate per una tettonica di tipo gravitativo e siano "scivolate anche in contropendenza" lungo il livello di scollamento triassico situato sul margine adriatico ed immerso verso W.

4) In base a quanto evidenziato in CONTI & GELMINI (1992b) esiste una stretta relazione fra acme delle fasi compressive e movimenti della coltre della Val Marecchia che avvengono su unità dell'avanfossa già impilate e in parte già piegate (i contatti tettonici delle seconde sono tagliate in senso antiappenninico dalle varie traslazioni della coltre): le Liguridi dovevano quindi avanzare continuamente in salita lungo le rampe dei *thrusts* dell'avanfossa ammettendo l'ipotesi gravitativa del *compression plus sliding* postulata dagli autori sopracitati. Inoltre, oltre al gradiente tangenziale anche quello relativo al sollevamento isostatico poco si accorda con questo tipo di ipotesi gravitativa.

5) Il percorso seguito dalla coltre della Val Marecchia nel sovrascorrere le Unità dell'avanfossa (fig.9) avviene con tipiche traiettorie a gradinata: il contatto coltre-substrato taglia con superfici generalmente ad alto angolo (*ramp*) le unità più competenti e con superfici all'incirca parallele alla stratificazione (*flat*) quelle più incompetenti (Marne di Vicchio, Marne di Verghereto, peliti dei Ghioli di letto, Argille Azzurre), che costituirebbero quindi dei livelli in cui l'accumulo delle sovrappressioni interstiziali favorirebbe l'avanzamento della coltre stessa. Tale geometria tipica di un *thrust-sheet* (DA-

vis, 1984) poco si accorda al modello proposto da DE FEYTER (1991), in cui l'avanzamento della coltre avverrebbe semplicemente adattandosi e colmando le irregolarità del substrato, a guisa di una "colata plastica" che scorre su un substrato rigido. Lo stesso stile strutturale della coltre (scaglie arcuate a geometria probabilmente influenzata dalle irregolarità del substrato) poco si accorda con l'ipotesi gravitativa.

6) L'assetto strutturale della maggior parte dei depositi epiliguri affioranti nella coltre ripete esattamente la forma arcuata delle scaglie frontali che ne permettono la traslazione, distribuendosi all'interno di bacini di *piggyback* con inclinazioni via via minori procedendo verso SW; inoltre i depositi epiliguri diventano all'interno della coltre regolarmente più recenti procedendo verso NE. Una tettonica gravitativa presupporrebbe scollamenti tettonici alla base e al tetto dei vari depositi epiliguri, lo smembramento e la sovrapposizione tettonica di successioni appartenenti a cicli deposizionali diversi, fatto mai riscontrato. In Val Marecchia si verifica esattamente il contrario: la deposizione epiligure continua il più delle volte all'interno degli stessi bacini di *piggyback* tramite la riattivazione delle faglie frontali che li delimitano durante le varie fasi di traslazione della coltre (CONTI, 1989, 1991; CONTI & GELMINI, 1992b).

7) L'analisi sul terreno permette sempre di distinguere i depositi liguri ed epiliguri mescolati in posto a seguito di fenomeni sedimentari (olistostromi, olistoliti) da quelli legati a processi tettonici. Inoltre i primi, di estensione e spessore molto più limitato, affiorano sempre in orizzonti intimamente associati a *slumps* dei materiali in cui s'intercalano (Marnoso-arenacea, Marne di Verghereto, peliti dei Ghioli di letto, Argille Azzurre) e ad altri depositi da frana sottomarina. I secondi, delimitati da contatti tettonici di sovrascorrimento, non sono mai associati a tali

strutture sedimentarie, che anzi tagliano con contatti discordanti (zona di Rocca Pratiffi, Petrella Guidi).

4. EVOLUZIONE STRUTTURALE DELL'AREA DELL'ALTA VAL MARECCHIA

I nuovi dati di rilevamento hanno permesso di meglio delineare l'evoluzione tettonico-sedimentaria di quest'importante settore dell'Appennino Settentrionale riconoscendo le fasi tettoniche già segnalate in letteratura in aree limitrofe (RICCI LUCCHI, 1986b; DONDI & D'ANDREA, 1986; GASPERI *et al.*, 1986; BOCCALETTI *et al.*, 1986, 1990b; VAL, 1987, 1988; FARABEGOLI *et al.*, 1991).

Dopo la fase tettonica del Burdigaliano (CONTI & GELMINI (1992b) s'instaura sulla coltre della Val Marecchia un ambiente di piattaforma (III sequenza epiligure); l'avanfossa, precedentemente caratterizzata dalla sedimentazione delle Arenarie del Cervarola-Falterona, entra in fase di chiusura (deposizione delle Marne di Vicchio), mentre la sedimentazione torbiditica si sposta più all'esterno in una nuova avanfossa dove comincia a depositarsi la MAI. Più esternamente (*peripheral bulge*) si depongono le emipelagiti dello Schlier, che verranno via via ricoperte dai depositi torbiditici col migrare dell'avanfossa a seguito di ogni fase tettonica.

Nella Successione Epiligure ad un iniziale *trend* trasgressivo fa seguito una sequenza *shallowing upward* nella parte superiore della Formazione di S. Marino. Il Langhiano presenta invece un carattere trasgressivo molto marcato (GASPERI *et al.*, 1986; BOCCALETTI *et al.*, 1986, 1990a) in accordo con quanto previsto dalle curve globali di oscillazione eustatica (fig. 11) e vede l'instaurarsi di facies terrigene sempre più profonde appartenenti alla Formazione del Monte Fumaiolo, con facies di piattaforma esterna talvolta

ta poggianti direttamente sui litotipi carbonatici della Formazione di San Marino. Ciò potrebbe denotare, non è chiaro se il brusco cambiamento ambientale si accompagni a lacune stratigrafiche, una discordanza associata ad una fase d'instabilità nell'ambiente di piattaforma della Val Marecchia, diversamente da quanto accade nell'epiligure emiliano. Ad ogni modo, in Val Marecchia, generalmente il passaggio fra la Formazione di S. Marino ed il membro marnoso della Formazione del Monte Fumaiolo non

sembra marcato da discordanze analogamente a quanto avviene nella Formazione di Bismantova al passaggio fra la sequenza S1 e S2 (AMOROSI, 1992). All'inizio del Serravalliano la tendenza trasgressiva continua e la sedimentazione epiligure si estende anche in aree che erano rimaste emerse durante la deposizione della Formazione di S. Marino. Contemporaneamente il bacino delle marne di chiusura dell'avanfossa (Marne di Vicchio) si presenta fortemente articolato: il fronte deformativo sta per coinvolgerlo direttamente nel suo avanzamento e l'instabilità tettonica è testimoniata (anche in aree esterne alla Val Marecchia) da *slumps*, frane sottomarine extraformazionali e corpi arenacei torbiditici a provenienza appenninica (BRUNI & PANDELI, 1980; FERRINI & PANDELI, 1984; PIZZIOLO & RICCI LUCCHI, 1991; CONTI & GELMINI, 1992b; BERTACCHINI, 1992). L'instabilità tettonica si ripercuote anche nell'avanfossa come registrato dalla messa in posto degli strati Contessina e Contessa, che derivano dall'erosione (RICCI LUCCHI, 1975,

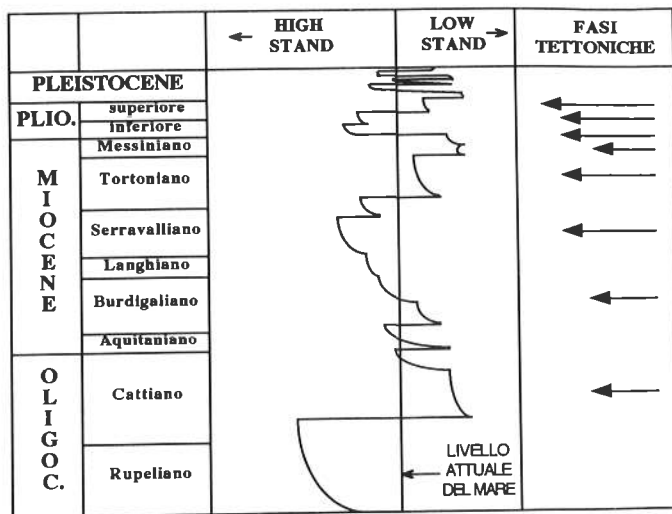


Fig. 11 - Confronto fra le fasi tettoniche dell'Appennino Settentrionale legate a subduzione ensialica e le oscillazioni eustatiche ricavate da HAO *et al.* (1988).

Comparison between the tectonic phases of the Northern Apennines related to ensialic subduction and the eustatic curves of HAO *et al.* (1988).

1987; GANDOLFI *et al.*, 1983; CENTAMORE & CHIOCCHINI, 1985; CANTALAMESSA *et al.*, 1986) di ampie porzioni dell'ambiente di piattaforma epiligure (non si può escludere, come prima accennato, che una tale tendenza fosse cominciata già nel Langhiano) e di olistostromi (in aree esterne a quella studiata) di pertinenza ligure ed epiligure (RICCI LUCCHI & PIALLI, 1973; DE JAGER, 1979; DAMIANI *et al.*, 1983; CENTAMORE *et al.*, 1985; LANDUZZI, 1991). L'avvicinarsi del fronte deformativo è poi comprovato dal fatto che la sedimentazione marnosa di chiusura e quella dei bacini di *piggyback* epiliguri in questo periodo tende ad uniformarsi; come esempio si può ricordare che le marne di piattaforma esterna della Formazione del M. Fumaiolo sono simili a quelle descritte nella parte sommitale delle Marne di Vicchio (PIZZIOLO & RICCI LUCCHI, 1991).

Alla fine del Serravalliano inf. un'intensa fase tettonica porta la coltre della Val Marecchia a sovrascorrere l'Unità Falterona-Marne di Vicchio posizionandosi in prossimità

dell'attuale linea di crinale, mentre quest'ultima comincia ad accavallarsi sulla MAI. A partire dall'evento del Serravalliano si nota un condizionamento della tettonica trasversale su quei depositi (peliti di chiusura) più direttamente collegati al migrare dell'attività compressiva: gli affioramenti delle Marne di Vicchio risultano infatti troncati in senso SW-NE lungo la congiungente Arezzo-S. Sepolcro. Tale allineamento è probabilmente collegato al migrare del fronte dei *thrusts* liguri, limitandone l'estensione verso SE nella zona compresa fra Arezzo e Badia Tedalda.

A seguito dell'evento del Serravalliano (fig. 12) entra in chiusura l'avanfossa della MAI con l'inizio (Serravalliano sup.) della deposizione delle Marne di Verghereto, mentre l'avanfossa si sposta più all'esterno con la deposizione della MAE; sulla coltre la sedimentazione epiligure ricomincia con la IV sequenza deposizionale (fig. 6). All'inizio del Tortoniano, l'avvicinarsi del fronte deformativo delle Liguridi è testimoniato da un

periodo d'instabilità interessante le Marne di Verghereto con la messa in posto di numerose frane sottomarine sia intraformazionali (*slumps*) che extraformazionali di pertinenza ligure ed epiligure (BENINI *et al.*, 1991). Col migrare del fronte deformativo si sposta pure verso NE l'azione della tettonica trasversale che in questo periodo risulta particolarmente intensa. Infatti non solo condiziona la sedimentazione delle peliti di chiusura immediatamente prospicienti al fronte deformativo (Marne di Verghereto), che, nella zona di Badia Tedalda, presentano vergenze antiappenniniche, e terminano, così come le unità liguri, contro l'allineamento Viamaggio-Petrella Massana, ma anche quella dell'avanfossa, dove il bacino della MAE perde la sua uniformità con la deposizione di due membri (arenaceo-pelitico e pelitico-arenaceo) a caratteristiche sedimentologiche differenti.

Alla fine del Tortoniano inf. si verifica un importante evento tettonico caratterizzato dall'accavallamento della MAI sulle Marne

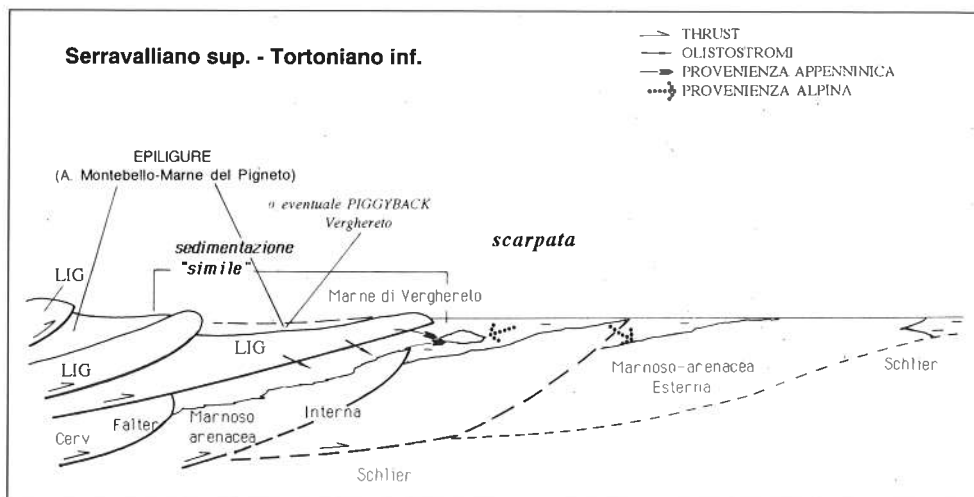


Fig. 12 - Ricostruzione paleogeografica del sistema fronte deformativo-avanfossa in Val Marecchia durante l'intervallo Serravalliano sup.-Tortoniano inf. (non in scala).

Palaeogeographic reconstruction of the foredeep-thrust belt system in the Marecchia Valley from Late Serravallian to Early Tortonian (not to scale).

di Verghereto e di entrambe sulla MAE; le Liguridi sovrascorrono le Marne di Verghereto giungendo in prossimità dell'allineamento Poggio delle Campane-Casteldelci (con uno spostamento non inferiore ai 10-12 km), mentre nella Successione Epiligure l'evento è registrato dalla discordanza con lacuna tra la IV e la V sequenza deposizionale (fig.6). Con l'evento tettonico del Tortoniano e il conseguente sovrascorrimento delle Liguridi entra in chiusura il bacino della MAE; più all'esterno, a differenza degli eventi precedenti, non si apre una nuova avanfossa caratterizzata da facies torbiditiche di piana bacinale, ma un bacino a circolazione ristretta, a dorsali e depressioni, con torbiditi di conoide interna e facies canalizzate (membro molassico della MAE), che, sempre nel Tortoniano, viene coinvolto dal fronte deformativo, seppure con caratteristiche eminentemente plicative.

Nei bacini di *piggyback* epiliguri la sedimentazione riprende nel Tortoniano sup. con la deposizione della Formazione di Acquaviva, costituita da conglomerati ed arenarie

messe in posto da piene fluviali nella parte apicale di conoidi alluvionali progradanti verso mare (RICCI LUCCHI *et al.*, 1982, CAPUANO *et al.*, 1987b). Gli apparati di deltaconoide risultano localizzati in bacini di *piggyback*, situati alla fronte dei vari *thrusts* liguri, che fungevano da aree di scarico del materiale che si depositava nell'antistante bacino.

Nel Tortoniano sup. (fig.13), anche il bacino a circolazione ristretta, situato esternamente al fronte deformativo, tende a chiudersi con sedimenti pelitici (Ghioli di letto), accompagnati dalla deposizione di numerosi e ripetuti livelli a *slumps*, di frane extraformazionali (olistostromi costituiti in massima parte dalle Argille Varicolori, olistoliti composti da litotipi appartenenti alla Formazione di S. Marino, a quella del M. Fumaiolo, a quella di M. Morello e da blocchi di calcari a Lucine). L'estrema vicinanza del fronte dei *thrusts* della coltre è evidenziata poi dalla presenza di apporti conglomeratici di pertinenza ligure sia nella Successione Epiligure (Formazione di Acquaviva) che in quella

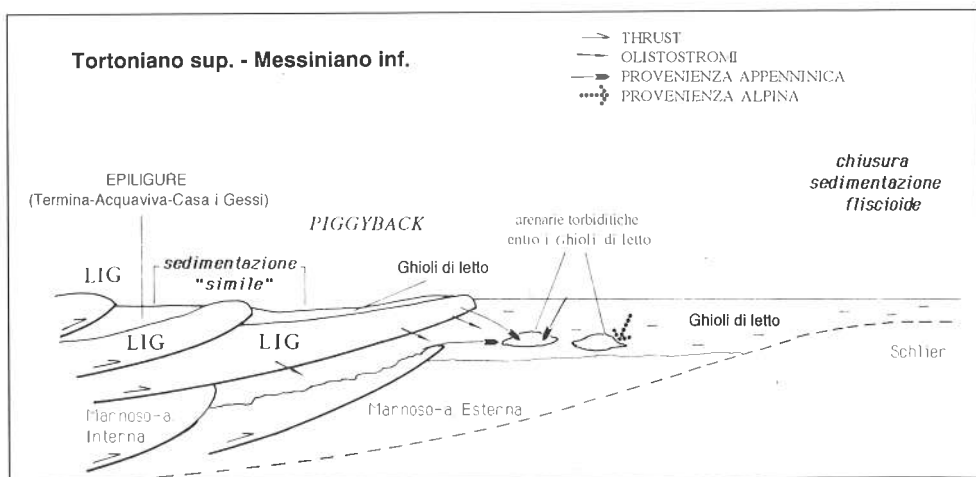


Fig. 13 - Ricostruzione paleogeografica del sistema fronte deformativo-avanfossa in Val Marecchia durante l'intervallo Tortoniano sup.-Messiniano inf. (non in scala).

Palaeogeographic reconstruction of the foredeep-thrust belt system in the Marecchia Valley from Late Tortonian to Early Messinian (not to scale).

Umbro-marchigiano-romagnola (Arenarie di S. Agata Feltria).

Il periodo d'instabilità culmina, nel Messiniano basale, in un'intensa fase tettonica con il sovrascorrimento della MAE sulle proprie peliti di chiusura (Ghioli di Letto) o dove queste sono assenti si verifica l'accavallamento della MAE in facies di piana bacinale su quella di conoide (aree di Sarsina e Frontino e aree del forlivese-faentino in CAPOZZI *et al.*, 1991; DE FEYTER, 1991). Inoltre le Liguridi sovrascorrono le marne di chiusura della MAE (giungendo in prossimità dell'allineamento Carpegna-Pennabilli-Ugrigno, con uno spostamento di circa 10 km), coinvolgendole nella deformazione con formazione di bacini di *piggyback* in cui continuano la sedimentazione dei Ghioli di letto e i fenomeni d'instabilità sedimentaria (frane sottomarine extraformazionali). L'evento del Messiniano inf. porta ad uniformare la sedimentazione epiligure con quella della Successione Umbro-marchigiano-romagnola, con la deposizione dapprima delle Argille di Casa i Gessi (=parte terminale dei Ghioli) e poi delle evaporiti (=Formazione Gessoso-solfifera). Tale evento segna inoltre la fine degli apporti di tipo alpino e la definitiva chiusura dell'avanfossa a sedimentazione fliscioide (BOCCALETTI *et al.*, 1990a): una nuova avanfossa, con provenienze interamente appenniniche, si formerà solamente nel Pliocene inf. Durante il Messiniano medio-sup. s'instaura infatti un ambiente deposizionale caratterizzato da strette dorsali e depressioni, sede della deposizione delle Formazioni Gessoso-solfifera e a Colombacci, marcate da un'estrema variabilità litologica a seconda della posizione strutturale delle aree di sedimentazione (CONTI, 1989).

Per quanto riguarda l'evoluzione dell'intervallo Messiniano sup.-Pliocene inf., meglio documentato dai depositi affioranti nella media Val Marecchia, e le considerazioni sulla fase tettonica del Pliocene inf. a seguito

della quale la coltre giunge in prossimità del margine adriatico (DE FRANCESCO & VEGGIANI, 1967; LIPPARINI, 1969) con uno spostamento di circa 25 km, si rimanda ai lavori di vari autori (CONTI *et al.*, 1987; CAPUANO *et al.*, 1987b; CONTI, 1989; DE FEYTER, 1991; BOCCALETTI *et al.*, 1992; CONTI & GELMINI, 1992b).

5. CONCLUSIONI

L'evoluzione strutturale dell'alta Val Marecchia è marcata dalle principali fasi tettoniche che hanno portato alla costruzione della catena appenninica. Durante ogni fase tettonica si verifica il sovrascorrimento della coltre della Val Marecchia sulle varie unità dell'avanfossa impilate in scaglie tettoniche. Ogni accavallamento procede seguendo uno schema ben preciso: 1) Liguridi su unità interna, 2) unità interna dell'avanfossa su quella esterna immediatamente prospiciente. Nelle unità dell'avanfossa, depostesi nello stadio di Flysch (RICCI LUCCHI, 1990), si verifica inoltre l'ulteriore accavallamento dei depositi risedimentati su quelli pelitici di chiusura torbiditica (fig.9 e tab.1 di CONTI & GELMINI, 1992b). I *thrusts* sono di età progressivamente più recente verso NE e presentano (per quanto è possibile ricavare dai dati di superficie) una propagazione del tipo *piggyback* almeno fino al Pliocene inf. (altrimenti i *thrusts* del substrato taglierebbero il sovrascorrimento tettonico della coltre della Val Marecchia), in accordo con quanto accade in aree limitrofe (PATACCA *et al.*, 1990; BENINI *et al.*, 1991; MENICETTI *et al.*, 1991); riattivazioni fuori sequenza si sarebbero invece già verificate nel Tortonian secondo CAPOZZI *et al.* (1991). L'accavallamento delle Liguridi è preceduto da un periodo d'instabilità con la messa in posto di frane sottomarine sia formazionali (*slumps*) che extraformazionali (*debris flows* e frane in blocco di

depositi liguri ed epiliguri, blocchi di calcari a Lucine) e di corpi risedimentati minori con provenienze anche appenniniche, in analogia con quanto segnalato per le fasi tettoniche interessanti le porzioni più interne della catena (ELTER & TREVISAN, 1973; CASTELLUCCI & CORNAGGIA, 1980; BRUNI & PANDELI, 1980; BOCCALETTI *et al.*, 1986; BETTELLI *et al.*, 1987a; PIZZOLO & RICCI LUCCHI, 1991). In prossimità di ogni evento tettonico la sedimentazione dei bacini satelliti epiliguri si uniforma, anche se non totalmente, a quella che caratterizza l'antistante avanfossa, che verrà poi sovrascorsa dai *thrusts* liguri e si registra un periodo d'instabilità sedimentaria nell'antistante avanfossa (*slumps*, olistostromi ed olistoliti costituiti da materiali liguri, olistoliti di calcari a Lucine, *megabeds* torbiditici a provenienza appenninica) che a seguito dell'evento entrerà nella fase di chiusura. Inoltre ad ogni evento tettonico (ad esclusione di quello tortoniano) si associa lo spostamento della sedimentazione torbiditica di avanfossa in un'area più esterna.

La messa in posto delle Liguridi avviene secondo sistemi di scaglie embricate (*imbriicate fan*) sul cui dorso (bacini di *piggyback*) non si depongono soltanto depositi della Successione Epiligure, ma anche, limitatamente alle parti frontali dei sovrascorrimenti, depositi appartenenti alle successioni dell'avanfossa (Ghioli di letto e Argille Azzurre).

Il fatto che la base di ogni sequenza epiligure o di una serie di più sequenze poggi sempre sulle Argille Varicolori sta probabilmente ad indicare sia che queste si erano già impilate al di sopra degli altri termini del Supergruppo della Calvana, sia che è l'attivazione dei *thrusts* liguri durante il loro avanzamento a condizionare la sedimentazione epiligure. Infatti alcune delle faglie che delimitano i bacini epiliguri si ricollegano al *thrust* basale che ne permette il loro avanzamento venendo riattivate durante le

varie fasi di traslazione.

Il substrato su cui sovrascorrono le Liguridi viene invece ad assomigliare ad un sistema a *duplex link thrusts* (SILVER *et al.*, 1985; MITRA, 1986; MCCLAY, 1992), in cui il *floor thrust* è localizzato a livello delle pelagiti (Scisti Policromi, Schlier), mentre il *roof thrust*, mediante il quale si accavalla la coltre della Val Marecchia, va posizionato nella sedimentazione marnoso-argillosa che chiude alla sommità le varie unità tettoniche dell'avanfossa (fig.9).

La tettonica trasversale, attiva in Val Marecchia almeno fin dal Serravalliano, condiziona sia l'avanzamento dei *thrusts* liguri, limitandoli lateralmente, sia la sedimentazione dei depositi dell'avanfossa situati in prossimità del fronte deformativo.

Desidero ringraziare vivamente la Prof.ssa M.P. MANTOVANI UGUZZONI per l'analisi paleontologica e le determinazioni biostratigrafiche. Un ringraziamento va poi rivolto alla Dott.ssa M. BERTACCHINI per l'esecuzione delle figure disegnate a mano. Sono anche grato ai Proff. R. GELMINI e G. BETTELLI per gli utili consigli e l'aiuto datomi durante i 4 anni di lavoro sul terreno. Per la stesura della legenda della carta geologica preziosi consigli mi sono stati dati dal Prof. G. GASPERI.

Un ringraziamento particolare va infine rivolto ai Proff. G.P. PIALLI e R. GELMINI, la cui opera di revisione ha certamente contribuito a migliorare questo lavoro.

Lavoro eseguito coi fondi M.U.R.ST. 40 %, responsabile R. Gelmini e M.U.R.ST. 60 %, responsabile P. FAZZINI.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. & SAGRI M. (1970) - *Introduction to the geology of the Northern Apennines*. In: G. SESTINI (ed.) «Development of the Northern Apennines Geosyncline». *Sediment. Geol.*, **4**, 207-249.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - *The Eugeosynclinal Sequences*. In: G. SESTINI (ed.) «Development of the Northern Apennines Geosyncline». *Sediment. Geol.*, **4**, 251-340.

- ABBATE E. & SAGRI M. (1982) - *Le unità torbiditiche cretacee dell'Appennino settentrionale ed i margini continentali della Tetide*. Mem. Soc. Geol. It., **24**(2), 115-126.
- ACHILLI V., ARCA S., BALDI P., CHIGGIO R., LANDUZZI A., MARABINI S., MULARGIA F., TINTI S. & VAI G.B. (1990) - *Studio sismotettonico dell'Appennino forlivese: il progetto GEOSIS*. Boll. Geod. Sc. aff., **49**(4), 319-361.
- AIELLO E. (1975) - *Le arenarie dell'Aveto, di Petrignola e di Monte Senario (Appennino settentrionale). Osservazioni sedimentologiche e petrografiche*. Boll. Soc. Geol. It., **44**(4), 797-825.
- ALLEN P.A. & ALLEN J.R. (1990) - *Basin Analysis. Principles and applications*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 1-451.
- AMADESI E. (1962) - *I terreni caotici delle medie vallate del Torrente Conca e del Fiume Foglia*. Giorn. Geol., **30**, 234-249.
- AMOROSI A. (1987) - *Analisi delle relazioni stratigrafiche tra la "Marnoso-Arenacea" e le "Marne di Verghereto" nella sinclinale di S. Piero in Bagno (Appennino forlivese)*. Giorn. Geol., **49**(2), 103-110.
- AMOROSI A. (1992) - *Correlazioni stratigrafiche e sequenze deposizionali nel Miocene epiligure delle Formazioni di Bismantova, S. Marino e M. Fumaiolo (Appennino settentrionale)*. Giorn. Geol., **54**(1), 95-105.
- ANELLI L., GORZA M., PIERI M. & RIVA M. (1992) - *Dati di pozzi profondi dell'Appennino Settentrionale*. In: 76 Riunione estiva S.G.I. «L'Appennino Settentrionale», Riassunti, p.191, Firenze.
- ANGELI A. & VEGGIANI A. (1964) - *Note su un rilevamento geologico tra Sarsina e Mercato Saraceno*. Quad. Studi Rom., **1**, 5-14.
- ANTONIAZZI A. (1963) - *Rilevamento geologico fra Bagno di Romagna e Casteldelci*. Cam. Com. Ind. Agr. Forlì, 1-167.
- ARDANESE L.R., CESTARI G., MARTELLI G. & PICHEZZI R.M. (1982) - *Indagini sulla stabilità dei versanti nel bacino pliocenico di Montecalvo in Foglia (Marche settentrionali). Parte prima: studi geologici*. Geol. Appl. Idrogeol., **17**(1), 161-183.
- ARDANESE L.R., CAPUANO N., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DINI A., MARTELLI G., TONELLI G. & VENERI F. (1983) - *Petrografia delle torbiditi carbonatiche tra Mercatello sul Metauro (Pesaro) e Gubbio (Perugia)*. Giorn. Geol., **45**, 101-126.
- ARDANESE L.R., CAPUANO N., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., MARTELLI G., TONELLI G. & VENERI F. (1987) - *Studio delle arenarie di Urbania e di Serraspina come contributo alla conoscenza dell'evoluzione paleogeografica del margine adriatico durante il Miocene medio-superiore*. Giorn. Geol., **49**(1), 127-144.
- ARDANESE L.R. & MARTELLI G. (1986) - *Peculiarità geologico-strutturali ed evidenze sedimentologiche, chimiche e petrografiche del bacino evaporitico di Pietrarubbia-Peglio-M. Santo (Marche settentrionali-Italia)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **104**, 35-82.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**(1), 257-310.
- BELLAGAMBA M. (1978) - *Gli «strati a Congerie» di Capanne di Bronzo (Pesaro) del Messiniano terminale e deduzioni paleoambientali*. Ateneo Parm. Acta Nat., **14**, 207-222.
- BELLON H. & BROUSSE H. (1977) - *Le magmatisme périméditerranéen occidental: Essai de Synthèse*. Bull. Soc. Geol. Fr., **19**, 469-480.
- BENINI A. & FARABEGOLI E. (1991) - *Tettonica trasversale nell'Appennino forlivese. La Linea del Bidente*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 245-255.
- BENINI A., FARABEGOLI E., MARTELLI L. & SEVERI P. (1991) - *Stratigrafia e paleogeografia del Gruppo di S. Sofia (Alto Appennino Forlivese)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 231-243.
- BERTACCHINI M. (1992) - *Transizione tra le Arenarie di Monte Cervarola e la Formazione Marnoso-arenacea nell'Appennino bolognese e toscano*. Giorn. Geol., **54**(1), 195-205.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & GELMINI R. (1987a) - *Macigno, Arenarie di Monte Modino e Arenarie di Monte Cervarola del crinale appenninico emiliano*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 1-17.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & PANINI F. (1987b) - *Schema introduttivo alla geologia delle Epiliguridi dell'Appennino Modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 215-244.
- BETTELLI G., BONAZZI U. & PANINI F. (1987c) - *Schema introduttivo alla geologia delle Liguridi dell'Appennino Modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 91-125.
- BETTELLI G., CONTI S. & PANINI F. (1994) - *Brecce poligeniche a matrice argillosa alla base della Successione Epiligure della coltre della Val Marecchia (Appennino toско-marchigiano)*. Atti Tic. Sc. Teira, **37**, 111-131.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1987) - *I mélanges dell'Appennino Settentrionale dal T. Tresinaro al T. Sillaro*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 187-214.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1991) - *Liguridi, mélanges e tettoniti nel Complesso caotico lungo la «linea del Sillaro» (Appennino settentrionale, Province di Firenze e Bologna)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 387-415.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., MORATTI G. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione dell'Appennino toско-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giorn. Geol., **48**(1-2), 227-233.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., DEIANA G., GELATI R.,

- MASSARI F., MORATTI G. & RICCI LUCCHI F. (1990a) - *Migrating foredeep-thrust belt system in the Northern Apennines and Southern Alps*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **77**, 3-14.
- BOCCALETTI M., CIARANI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990b) - *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **77**, 41-50.
- BONARELLI G. (1929) - *Interpretazione strutturale della regione feltresca*. Boll. Soc. Geol. It., **48**, 314-316.
- BORTOLOTTI V. (1962a) - *Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte-Alberese*. Boll. Soc. Geol. It., **81**(2), 225-314.
- BORTOLOTTI V. (1962b) - *Stratigrafia e tettonica dei terreni alloctoni (ofioliti e Alberese) nei dintorni di Pieve S. Stefano (Arezzo)*. Boll. soc. Geol. It., **81**, 1-50.
- BORTOLOTTI V. (1964) - *Nota illustrativa alla carta della distribuzione geografica della Formazione di Monte Morello (Alberese)*. Boll. Soc. Geol. It., **83**(4), 155-190.
- BORTOLOTTI V. (1992) - *Domini paleogeografici precoci*. In: V. BORTOLOTTI (ed.) «L'Appennino Tosco-Emiliano», Guide Geologiche Regionali, **4**, 16-18. BE-MA ed., Milano.
- BORTOLOTTI V., BRUNI P., CONTI S., SANI F. & AMOROSI A. (1992) - *Itinerario n°12. Dal Valdarno a San Marino*. In: V. BORTOLOTTI (ed.) «L'Appennino Tosco-Emiliano», Guide Geologiche Regionali, **4**, 269-300. BE-MA ed., Milano.
- BRUNI P. & PANDELI E. (1980) - *Torbiditi calcaree nel Macigno e nelle Arenarie del Cervarola nell'area del Pratomagno e del Falterona (Appennino Settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 217-230.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1988) - *The arcuate shape of the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy)*. In: F.C. WEZEL (ed.) «The origin and evolution of arcs». Tectonophysics, **146**, 139-147.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) - *Il Miocene delle Marche*. In: E. CENTAMORE & G. DEIANA (eds.) «La Geologia delle Marche». Studi Geol. Cam., vol. spec., 35-55.
- CAPOZZI R., LANDUZZI A., NEGRI A. & VAI G.B. (1991) - *Stili deformativi ed evoluzione tettonica della successione neogenica romagnola*. Studi Geol. Cam., vol. spec. (1991/1), 261-278.
- CAPOZZI R., LANDUZZI A., NEGRI A. & VAI G.B. (1992) - *Dominio Umbro-romagnolo e Marchigiano-adriatico*. In: V. BORTOLOTTI (ed.) «L'Appennino Tosco-Emiliano», Guide Geologiche Regionali, **4**, 19-26. BE-MA ed., Milano.
- CAPUANO N., FRANCHI R. & GENNARI E. (1982) - *Risultati mineralogico-petrografici relativi ai campioni provenienti dal sondaggio Monteboaggine 1°*. Ateneo Parm. Acta Nat., **18**, 15-24.
- CAPUANO N., TONELLI G.L. & VENERI F. (1986) - *Ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica del margine appenninico nell'area feltresca (Marche settentrionali)*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 163-170.
- CAPUANO N., TONELLI G.L. & VENERI F. (1987a) - *Significato paleogeografico delle intercalazioni ciottolose nella Marnoso-arenacea feltresca (Marche settentrionali)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 13-18.
- CAPUANO N., TONELLI G.L. & VENERI F. (1987b) - *Rapporti fra la successione «autoctona» ed i complessi alloctoni nell'area della Val Marecchia dal Miocene superiore al Pliocene inferiore*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 165-173.
- CAPUANO N., TONELLI G.L. & VENERI F. (1988) - *Problemmatiche relative alle connessioni tra piattaforme e bacini: un esempio nell'Appennino centro-settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 251-263.
- CAPUANO N., TONELLI G.L. & VENERI F. (1989) - *Cannibalized fan delta deposits of Montecalvo in Foglia, Marche Apennines, Italy: a problem of identification*. Giorn. Geol., **51**(1), 45-60.
- CARLONI G.C., COLANTONI P., CREMONINI G., D'ONOFRIO S. & SELLI R. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000. Fogli 109,110,117. Pesaro, Senigallia, Iesi*. Serv. Geol. d'It., 1-62.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics **9**(6), 1275-1303.
- CASAGLI N., FAZZUOLI M., FOCARDI P., GARZONIO C.A., IOTTI A., PANDELI E., TARCHIANI U. & VANNOCCI P. (1993) - *Aspetti geologici, geomorfologici e geotecnici di alcune aree rappresentative*. In P. CANUTI (ed.) «IV Seminario D.G.P.V. in Toscana», 1-73. Firenze.
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALY R. (1988) - *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 109-120.
- CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986) - *Pianura Padana. Interpretazione di dati geofisici e geologici. 73° Congr. S.G.I., Roma, 1-27, Centro Stampa AGIP*.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (1985) - *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*. Giorn. Geol., **47**(1-2), 47-75.
- CASTELLARIN A. & PINI A. (1987) - *L'arco del Sillaro: la messa in posto delle Argille Scagliose al margine appenninico padano (Appennino bolognese)*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 127-141.
- CASTELLARIN A., PINI G.A., CRESTANA G. & RABBI E. (1986) - *Caratteri strutturali mesoscopici delle argille scagliose dell'Appennino bolognese*. Mem. Sc.

- geol., **38**, 459-477.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B. (1986) - *Southalpine versus Po plain Apenninic arcs*. In: F.C. WEZEL (ed.) «The origin of arcs». Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 253-280.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE M.A., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI R. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. Annales Tectonicae, **6**(1), 62-94.
- CASTELLUCCI P. & CORNAGGIA F. (1980) - *Gli olistostromi nel Macigno dei Monti del Chianti: analisi stratigrafico-strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 171-180.
- CELLO G. & NUR A. (1988) - *Emplacement of foreland thrust system*. Tectonics, **7**(2), 261-271.
- CENTAMORE E. & CHIOCCHINI (1985) - *Le unità torbiditiche della Marnoso-arenacea nell'alta valle Tiberina*. Studi Geol. Cam., **10**, 37-59.
- CENTAMORE E. & MICARELLI A. (1991) - *Stratigrafia*. In: L'ambiente fisico delle Marche. S.EL.CA., Firenze, 5-58.
- CENTAMORE E., MICARELLI A., PAMBIANCHI G., PESARESI A., PONTONI F., POTETTI M. & TADDEI L. (1985) - *Fenomeni di scendimento gravitativo sinsedimentario nella Formazione Marnoso-arenacea dell'Eugubino*. Studi Geol. Cam., **10**, 17-21.
- CHAPPEL W.M. (1978) - *Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts*. Geol. Soc. Am. Bull., **89**, 1189-1198.
- CHIOCCHINI U., CHIOCCHINI M., CIPRIANI N. & TORRICINI F. (1986) - *Petrografia delle unità torbiditiche della Marnoso-arenacea nell'alta Valle Tiberina*. Mem. Soc. Geol. It., **35**(1), 57-73.
- CHIOCCHINI & CIPRIANI N. (1984) - *Petrografia delle arenarie torbiditiche del bacino di Monte Vicino (Marche settentrionali)*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 579-589.
- CIPRIANI N., MALESANI P. & VANNUCCI S. (1985) - *Distribuzione e rapporti dei sedimenti oligocenici e miocenici nell'Appennino settentrionale*. Miner. Petrogr. Acta, **29**, 191-210.
- COLALONGO M.L., CREMONINI G., FARABEGOLI E., SARTORI R., TAMPIERI R. & TOMADIN L. (1978) - *Paleoenvironmental study of the «Colombacci» Formation in Romagna (Italy): the Cella Section*. Mem. Soc. Geol. It., **16**, 197-216.
- COLALONGO M.L., RICCI LUCCHI F., BERARDI F. & NANNI L. (1982) - *Il Pliocene Neoautoctono di Poggio Berni in Val Marecchia (Appennino Romagnolo)*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (eds.) «Guida alla geologia del margine appenninico-padano». Guide Geol. Reg. S.G.I., 177-180, Pitagora, Bologna.
- COLI M., NICOLICH R., PRINCIPI G. & TREVES B. (1991) - *Crustal delamination of the Northern Apennines thrust belt*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 501-510.
- CONTI S. (1986) - *Studio Geologico della geotraversa Grosseto-Val Marecchia tra le valli del Savio e del Foglia (Appennino romagnolo-marchigiano)*. Tesi di Dottorato, Bologna e Modena, Bibl. Naz. Roma e Firenze, 1-150.
- CONTI S. (1989) - *Geologia dell'Appennino marchigiano-romagnolo tra le valli del Savio e del Foglia. (Note illustrative alla carta geologica a scala 1:50.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **108**(3), 453-490.
- CONTI S. (1991) - *Caratteristiche geologico-strutturali delle placche epiliguri della coltre della Val Marecchia e loro riflessi sulla franosità*. Giorn. Geol., **53**(2), 147-165.
- CONTI S., FREGNI P. & GELMINI R. (1987) - *L'età della messa in posto della coltre della Val Marecchia. Implicazioni paleogeografiche e strutturali*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 143-164.
- CONTI S. & GELMINI R. (1992a) - *Eventi tettonici e migrazione del sistema Fronte deformativo-Avanfossa nell'Appennino Settentrionale dal Miocene inferiore al Pliocene inferiore*. In: 76 Riunione estiva S.G.I. «L'Appennino Settentrionale», Riassunti, 93-95, Firenze.
- CONTI S. & GELMINI R. (1992b) - *Tectonic phases and migration of foredeep-thrust belt system in the Northern Apennines from the Miocene to the Early Pliocene*. Mem. Soc. Geol. It., **49**, in stampa.
- CONTI S., GELMINI R. & PONZANA L. (1994) - *I Calcari a Lucine dell'Appennino Settentrionale. Nota preliminare*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **124** (1993), 35-56.
- CONTI S. & PANINI F. (1992) - *Dominio epiligure. Intervallo Eocene medio-Tortoniano p.p.* In: V. BORTOLOTTI (ed.) «L'Appennino Tosco-Emiliano», Guide Geologiche Regionali, **4**, 46-49, BE-MA ed., Milano.
- CONTI S. & TOSATTI G. (1991) - *Le «placche» di San Leo e Pennabilli (Val Marecchia): rapporti fra gli elementi strutturali e le deformazioni gravitative profonde*. Atti I° Conv. Naz. dei Giovani Ricercatori in Geol. Appl., 57-66, Gargnano, CUEM Milano.
- CONTI S. & TOSATTI G. (1993a) - *Some cases of landslides affecting urban areas in the Marche, Central Italy*. In: R.N. CHOWDHURY & M. SIVAKUMAR (eds.) «Environmental Management and Geo-Water and Engineering Aspects». Proceedings Int. Conf. Environmental Management, Geo-Water and Engineering Aspects 8-11/2/93, Wollongong, Australia, 279-284, Balkema Rotterdam.
- CONTI S. & TOSATTI G. (1993b) - *Landslides affecting tabular rocks in complex geological situations: the case of Sasso di Simone and Simoncello (Northern Apennines, Italy)*. In: NOVOSAD S. & WAGNER P. (eds.) «Landslides». Proceedings 7th ICFL Conference and Field Workshop on landslides in Czech and Slovak Republics 28/8-15/9/93, Prague and Bratislava, 219-224, Balkema Rotterdam.

- CONTI S. & TOSATTI G. (1994) - *Caratteristiche geologico-strutturali della Pietra di Bismantova e fenomeni franosi connessi (Appennino reggiano)*. Quad. Geol. Appl. **1**, 31-49.
- COOPER M.A. (1981) - *The internal geometry of nappes: criteria for models of emplacement*. In: K.R. McCLEY & N.J. PRICE (eds.) «Thrust and Nappe tectonics». Geol. Soc. London Spec. Publs., **9**, 225-234.
- COWARD M.P. (1983) - *Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust*. Jour. Struct. Geol., **5**(2), 113-123.
- COWARD M. P. (1994) - *Continental Collision*. In: P.L. HANCOCK (ed.) «Continental Deformation». Pergamon Press, 264-288.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1982) - *Note illustrative alla carta Geologica dell'Emilia-Romagna*. Tavv. Cusercoli-Borello. 1-25, Pitagora Ed., Bologna.
- CURCIO M. & SESTINI G. (1965) - *Posizione stratigrafica e sedimentologia delle calcareniti della Formazione di Monte Morello (Paleocene-Eocene medio, Toscana)*. Boll. Soc. Geol. It., **84**(3), 253-276.
- DAHLEN F.A. & SUPPE J. (1988) - *Mechanics, growth, and erosion of mountain belts*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper **218**, 161-178.
- DAMIANI A.V., PANNUZZI L. & PIALLI G. (1983) - *Osservazioni geologiche nelle aree comprese fra i massicci perugini ed i rilievi di Gubbio*. Giorn. Geol., **45**(1), 127-150.
- DAVIS D., SUPPE J. & DAHLEN F.A. (1983) - *Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges*. J. geoph. Res., **88**, 1153-1172.
- DAVIS G.H. (1984) - *Structural Geology of Rocks and Regions*. John Wiley & Sons Inc., New York, 1-452.
- DE FEYTER A.J. (1991) - *Gravity tectonics and sedimentation of the Montefeltro, Italy*. Geol. Ultraiectina, **35**, 1-168.
- DE FEYTER A.J. & MENICHETTI M. (1986) - *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. & MOLENAAR N. (1984) - *Messinian fanglomerates: the Colombacci Formation in the Pietrarubbia Basin, Italy*. J. Sed. Petrol., **54**, 746-758.
- DE FEYTER A.J., KOOPMAN A., MOLENAAR N. & VAN DEN ENDE C. (1986) - *Detachment tectonics and sedimentation, Umbro-Marchean Apennines, Italy*. Boll. Soc. Geol. It., **105**(1-2), 65-85.
- DE FEYTER A.J., MOLENAAR N., PIALLI G., MENICHETTI M. & VENERI F. (1990) - *Palaeotectonic significance of gravity displacement structures in the Miocene turbidite series of the M. Pollo Syncline (Umbro-Marchean Apennines, Italy)*. Geol. Mijnb., **69**, 69-86.
- DE FRANCESCO A. & VEGGIANI A. (1967) - *Stratigrafia del Pozzo Gambettola I*. Quad. Studi Rom., **4**, 1-46.
- DE JAGER J. (1979) - *The relation between tectonics and sedimentation along the "Sillaro Line"*. Geol. Ultraiectina, **19**, 7-97.
- DELLE ROSE M., GUERRERA F., MORETTI E. & RUSCIADELLI G. (1990) - *Evoluzione del segmento interno dell'avansfossa appenninica durante il Miocene Medio (Spartiacque Tosco-romagnolo)*. Giorn. Geol., **52**(1-2), 135-158.
- DELLE ROSE M., GUERRERA F., MORETTI E. & RUSCIADELLI G. & CORONA F. (1991) - *The Marnoso-arenacea Fm. between Bocca Trabaria and Campigna (Northern Apennines): lithostratigraphy from the Schlier to the Verghereto Marls Fms., in a new structural context*. Giorn. Geol., **53**(2), 131-145.
- DE NARDO M.T. (1991) - *Dati preliminari sul rilevamento del «Complesso Caotico indifferenziato» Auctt. tra il T. Enza ed il T. Crostolo (Appennino reggiano)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 463-469.
- DENEKE E. & GUNTHER K. (1981) - *Petrography and arrangement of Tertiary graywacke and sandstone sequences of the Northern Apennines*. Sediment. Geol., **28**, 189-230.
- DOGLIONI C. (1991) - *A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions: possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system*. Terra Nova **3**, 423-434.
- DONDI L. & D'ANDREA M.G. (1986) - *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*. Giorn. Geol., **48** (1-2), 197-221.
- DONDI L., MOSTARDINI F. & RIZZINI A. (1982) - *Lessico delle Formazioni del bacino padano orientale*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (eds.) «Guida alla geologia del margine appenninico-padano». Guida Geol. Reg. S.G.I., Bologna, 205-236.
- DUBBINI A., GUERRERA F. & SANDRONI P. (1991) - *Nuovi dati sullo Schlier dell'Appennino umbro-marchigiano*. Giorn. Geol., **53**(2), 115-130.
- ELLIOTT D. (1976) - *The energy balance and deformation mechanism of thrust sheets*. Phil. trans. Roy. Soc. London, **A283**, 289-312.
- ELTER P. & TREVISAN L. (1973) - *Olistostromes in the tectonic evolution of the Northern Apennines*. In: K.A. DE JONG & R. SCHOLTEN (eds.) «Gravity and Tectonics». Wiley and Sons, New York, 175-188.
- ENDIGNOUX C., MORETTI I. & ROURE F. (1989) - *Forward modelling of the southern Apennines*. Tectonics **8**(5), 1095-1104.
- FARABEGOLI E. (1983) - *Note illustrative alla Carta Geologica 1:25.000 dell'Appennino Emiliano-Romagnolo (tavv. Cesena e Sogliano al Rubicone)*. Ed. Patron, Bologna, 1-39.
- FARABEGOLI E. (1987) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000. Sezione 256130, Borghi*. S.E.L.C.A., Firenze.
- FARABEGOLI E., BENINI A., MARTELLI L., ONOREVOLI G. & SEVERI P. (1991) - *Geologia dell'Appennino Romagnolo da Campigna a Cesenatico*. Mem. Descr. Carta

- Geol. d'It., **46**, 165-184.
- FARABEGOLI E. & RICCI LUCCHI F. (1973) - *Studio sedimentologico di alcuni conglomerati messiniani dell'Avanfossa Padano-appenninica (Appennino Pesarese)*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **104**, 193-238.
- FAZZINI P. & GELMINI R. (1982) - *Tettonica trasversale nell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **24**(2), 299-309.
- FERRINI G. & PANDELI E. (1984) - *Le Arenarie di Porretta Terme-Serie di Suviana: analisi di facies e considerazioni paleogeografiche*. Giorn. Geol. **45**(2), 199-226.
- FREY W. (1969) - *Zur Geologie des Grenzgebietes Alta Romagna/Casentino (Prov. Forlì, Pesaro, Arezzo) SE des Passo dei Mandrioli (Italien)*. Diss. Fr. Univ., Berlin, 1-161.
- GANDOLFI G., PAGANELLI L. & ZUFFA G.G. (1983) - *Petrology and dispersal pattern in the Marnoso-Arenacea Formation (Miocene, Northern Apennines)*. Journ. Sed. Petrol., **53**, 493-507.
- GASPERI G.F., GELATI R. & PAPANI G. (1986) - *Neogene evolution of the Northern Apennines in the Po Valley side*. Giorn. Geol., **48**(1-2), 187-195.
- GHELARDONI R. (1965) - *Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **84**(3), 276-290.
- GIESE P., REUTTER K.J., JACOBSSHAGEN V. & NICOLICH R. (1982) - *Explosion seismic crustal studies in the Alpine Mediterranean region and their implications to tectonic processes*. In: H. BERCKMER & K.J. HSU (eds.) «Alpine-Mediterranean Geodynamics». Am. Geoph. Union, Washington, 39-73.
- GOBETTI A. & PEROTTI C.R. (1990) - *Genesi e caratteristiche dell'arco strutturale di Pavia*. Atti Tic. Sc. Lett., **33**, 143-156.
- GORI U. & VANNUCCI S. (1987) - *Argille alloctone e parautoctone della Val Marecchia. Relazioni fra caratteri petrografico-fisici e stabilità*. Mem. Soc. Geol. It., **37**, 277-286.
- GUTERMAN V.G. (1980) - *Model studies of gravitational gliding tectonics*. Tectonophysics, **65**, 111-126.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles*. S.E.P.M., spec. publs., **42**, 71-108, Tulsa (U.S.A.).
- HUIJLI L., McCLAY K.R. & POWELL D. (1991) - *Physical models of thrust wedges*. In: K.R. McCLAY (ed.) «Thrust Tectonics». Chapman & Hall, 71-81.
- KEHLE R.O. (1970) - *Analysis of gravity sliding and orogenic translation*. Bull. Geol. Soc. Am., **81**, 1641-1664.
- KLIGFIELD R. (1979) - *The Northern Apennines as a collisional orogen*. Am. J. Sci., **279**, 676-691.
- LANDUZZI A. (1991) - *Structural setting and landforms in the Marnoso-arenacea of the alta Romagna Apennines (Italy): an approach to Neo-tectonics*. Boll. Soc. Geol. It., **110**(3-4), 581-600.
- LANDUZZI A. & VAI G.B. (1992) - *Itinerario n°7. Da Imola a Firenzuola*. In: V. BORTOLOTTI (ed.) «L'Appennino Tosco-Emiliano», Guide Geologiche Regionali, **4**, 198-213. BE-MA ed., Milano.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1989a) - *Il "rifting" tirrenico: delaminazione della litosfera continentale e magmatogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **108**(2), 219-235.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1989b) - *Tettonica e magmatismo nell'Appennino Settentrionale lungo la geotraversa Isola del Giglio-Monti Sibillini*. Boll. Soc. Geol. It., **108**, 237-254.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1989) - *Contractional and extensional tectonics along the Trasimeno Lake-Pesaro transect (Central Italy)*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (eds.) «The Lithosphere in Italy. Advances in Earth Sciences research». Atti Acc. Naz. Lincei, **80**, 177-194.
- LIOTTA D. (1991) - *The Arbia-Val Marecchia line (Northern Apennines)*. Ecl. Geol. Helv., **84**(2), 413-430.
- LIPPARINI T. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000. Foglio 100, Forlì, Foglio 101, Rimini*. Serv. Geol. d'It., 1-74.
- McCLAY K.R. (1992) - *Glossary of thrust tectonics terms*. In: K.R. McCLAY (ed.) «Thrust Tectonics». Chapman & Hall, 419-433.
- MALTMAN A. (1987) - *Shear zones in argillaceous sediments - an experiment study*. In: M.E. JONES & R.M.F. PRESTON (eds.) «Deformation of sediments and sedimentary rocks». Geol. Soc. Spec. Publs., **29**, 77-87.
- MANDLE G. & SHIPPAM G.K. (1981) - *Mechanical model of thrust sheet gliding and imbrication*. In: K.R. McCLAY & N.J. PRICE (eds.) «Thrust and Nappe tectonics». Geol. Soc. London Spec. Publs., **9**, 79-98.
- MANNORI M.R. & SANI F. (1987) - *Analisi strutturale dei depositi neogenici neautoctoni e semialloctoni della Val Marecchia*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **23**, 61-76.
- MARSHAK S. (1988) - *Kinematics of orocline and arc formation in thin-skinned orogens*. Tectonics, **7**(1), 73-86.
- MENICCHETTI M., DE FEYTER A.J. & CORSI M. (1991) - *Crop O3 - Il tratto Val Tiberina-Mare Adriatico. Sezione geologica e caratterizzazione tettonico-sedimentaria delle avansosse della zona umbro-marchigiano-romagnola*. Studi Geol. Cam., vol. spec. (1991/1), 279-293.
- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70**(1), 95-382.
- MERLA G. & BORTOLOTTI V. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1/100.000. Foglio 107. M. Falterona*. Serv. Geol. d'It., 1-52.
- MICHEL P. (1967) - *La serie di Monte Senario nei dintorni di Pergine Valdarno*. Mem. Soc. Geol. It., **6**, 489-502.
- MINELLI G., PIALLI G. & SCARASCIA S. (1991) - *Revisione*

- dei profili crostali nell'area dell'Appennino Settentrionale interessata dal profilo Crop 03. Studi Geol. Cam., vol. spec. (1991/1), 55-64.
- MITRA S. (1986) - *Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position, and hydrocarbon potential*. Bull. A.A.P.G., **70**, 1087-1112.
- MOLENAAR N. & DE FEYTER A.J. (1985) - *Carbonate associated with alluvial fans: an example from the Messinian Colombacci Formation of the Pietrarubbia Basin, northern Marche, Italy*. Sediment. Geol., **42**, 1-23.
- MOLNAR P. & LION-CAEN H. (1988) - *Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts*. Geol. Soc. Am., Spec. Paper **218**, 179-217.
- MORONI M.A. (1955) - *La macrofauna Saheliana del Messiniano inferiore della Repubblica di San Marino*. Giorn. Geol., **25**, 81-162.
- MORONI M.A. (1956) - *Le malacofaune del Miocene medio di Montebello (Appennino Riminese)*. Giorn. Geol., **26**, 141-165.
- MORONI M.A. (1965) - *Malacofauna del "Calcere a Lucina" di S. Sofia (Forlì)*. Paleontogr. Italica, **60**, 69-87.
- MULUGETA G. & KOYI H. (1987) - *Three dimensional geometry and kinematics of experimental piggyback thrusting*. Geology **15**(11), 1052-1056.
- MUTTI & RICCI LUCCHI F. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino Settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 161-199.
- NAYLOR M.A. (1981) - *Debris flow (olistostromes) and slumping in a distal passive continental margin: the Palombini limestone-shale sequence of the Northern Apennines*. Sedimentology, **28**, 837-852.
- NESCI O., MORETTI E. & SACCHI G. (1978) - *Studio neotettonico della zona compresa tra i fiumi Foglia e Metauro (Marche Settentrionali)*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 635-640.
- NOCCHI M. & CATINELLI A. (1964) - *Cenni sulla stratigrafia della «serie toscana» e della serie umbra nell'alta val Tiberina*. Boll. Soc. Geol. It., **83**(4), 525-542.
- ORI F. & CASALI R. (1987) - *Indagini sperimentali per la determinazione in laboratorio della resistenza residua delle argille scagliose dell'Appennino bolognese*. Geologia Tecnica, **4/87**, 17-26, Roma.
- PAGE B. (1978) - *Franciscan melanges compared with olistostromes of Taiwan and Italy*. Tectonophysics, **47**, 223-246.
- PAPANI G., TELLINI C., TORELLI L., VERNIA L. & IACCARINO S. (1987) - *Nuovi dati stratigrafici e strutturali sulla Formazione di Bismantova nella "sinclinale" Vetto-Carpineti (Appennino reggiano-parmense)*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 245-275, Roma.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian Basin and Apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.
- PIALLI G.P. (1966) - *Osservazioni geologiche sulle formazioni flyschoidi di Castiglione Aldobrandi (foglio 123 IV NW)*. Mem. Soc. Geol. It., **5**, 365-386.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain (Italy)*. C.N.R. Prog. Fin. Geod. Pubbl. n° **414**, 1-13.
- PIERI M. & MATTAVELLI L. (1986) - *Geologic framework of Italian petroleum resources*. Bull. A.A.P.G., **70**(2), 103-130.
- PINI G.A. (1991) - *Associazioni micro-mesostrutturali nelle «Argille Scagliose» (pedeappennino bolognese): loro significato meccanico*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 355-373.
- PIZZIOLO M. & RICCI LUCCHI F. (1991) - *Le Marne di Vicchio nel quadro evolutivo dei bacini oligomiocenici dell'Appennino Settentrionale (Zona del Casentino)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 287-300.
- PLATT J.P. (1986) - *Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., **97**, 1037-1053.
- PONZANA L. (1993) - *Caratteri sedimentologici e petrografici della Formazione di Monte Morello (Eocene inferiore-medio, Appennino Settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 201-218.
- PRICE R.A. (1988) - *The mechanical paradox of large overthrusts*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**, 1898-1908.
- PRICE N.J. & COSGROVE J.W. (1990) - *Analysis of geological structures*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1-502.
- PRINCIPI P. (1925) - *I terreni terziari dell'alta Valle della Marecchia*. Boll. Soc. Geol. It., **44**, 77-90.
- RAMBERG H. (1981) - *The role of gravity in orogenic belts*. In: K.R. McCLEAY & N.J. PRICE (eds.) «Thrust and Nappe tectonics». Geol. Soc. London Spec. Publs., **9**, 125-140.
- RENZI G. (1966) - *Sui livelli franati e i calcari a Lucine nella Formazione Marnoso-arenacea delle alte valli del Lamone e del Senio*. Studi Romagnoli **17**, 155-162.
- REUTTER K.J. (1981) - *A trench-forearc model for the Northern Apennines*. In: F.C. WEZEL (ed.) «Sedimentary basins of Mediterranean Margins», Tecnoprint, Bologna, 435-443.
- RIBACCHI R. & TOMMASI P. (1988) - *Preservation and protection of the historical town of San Leo (Italy)*. In: S. MARINOS & B. KOUKIS (eds.) «Engineering Geology of Ancient Works, Monuments and Historical Sites». Balkema, Rotterdam, 55-64.
- RICCI LUCCHI F. (1964) - *Ricerche sedimentologiche sui lembi alloctoni della Val Marecchia (Miocene inferiore e medio)*. Giorn. Geol., **32**, 546-652.
- RICCI LUCCHI F. (1967) - *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola*. In: R. SELLI (ed.) «Guida alle Escure

- sioni». 4° Congr. Comm. Médit. Neog. Strat., 111-120.
- RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene palaeogeography and basin analysis in the Periadriatic Apennines*. In: C. SOYRES (ed.) «Geology of Italy». Petrol. Expl. Soc. Libya, 2, 129-236.
- RICCI LUCCHI F. (1981) - *The Miocene Marnoso-arenacea turbidites, Romagna and Umbria Apennines*. In: F. RICCI LUCCHI (ed.) «Excursion Guidebook». 2nd I.A.S. Eur. Reg. Meet., Bologna, 231-303.
- RICCI LUCCHI F. (1986a) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the Northern Apennines*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 8, 105-139.
- RICCI LUCCHI F. (1986b) - *The foreland basin system of the Northern Apennines and related clastic wedges: a preliminary outline*. Giorn. Geol., 48(1-2), 165-185.
- RICCI LUCCHI F. (1987) - *Semi-allochthonous sedimentation in the Apenninic thrust belt*. Sediment. Geol., 50, 119-134.
- RICCI LUCCHI F. (1990) - *Turbidites in foreland and on-thrust basins of the Northern Apennines*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 77, 51-66.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPARI G.F., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (eds.) «Guida alla geologia del margine appenninico-padano». Guide Geol. Reg. S.G.I., 17-46.
- RICCI LUCCHI F. & D'ONOFRIO S. (1966) - *Trasporti gravitativi sinsedimentari nel Tortoniano dell'Appennino romagnolo (valle del Savio)*. Giorn. Geol., 34, 29-72.
- RICCI LUCCHI F. & ORI G.G. (1985) - *Field excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic foreland*. In: P.H. ALLEN, P. HEMWOOD & G. WILLIAMS (eds.) «Excursion Guidebook». Foreland Basins Symp. Fribourg, 137-176.
- RICCI LUCCHI F. & PIALLI G.P. (1973) - *Apporti secondari nella Marnoso-arenacea: 1. Torbiditi di conoide e di pianura sottomarina a Est-Nord-Est di Perugia*. Boll. Soc. Geol. It., 92, 669-712.
- RICCI LUCCHI F. & VEGGIANI A. (1966) - *I calcari a Lucina della formazione Marnoso-Arenacea romagnola - Nota Preliminare*. Giorn. Geol., 34, 159-172.
- ROEDER D. (1980) - *Geodynamics of the Alpine-Mediterranean system - a synthesis*. Ecl. Geol. Helv., 73(2), 353-377.
- ROEDER D. & SCANDONE P. (1992) - *Recent tectonics of the Mediterranean*. In: D. BLUNDEL, R. FREEMAN & S. MUELLER (eds.) «A continent revealed. The European Geotraverse». Cambridge Univ. Press, 202-214.
- ROURE F., HOWELL D.G., GUELLEC S. & CASERO P. (1990) - *Shallow structures induced by deep-seated thrusting*. In: J. LETOUZEY (ed.) «Petroleum and Tectonics in Mobile Belts». Technip Ed., Paris, 15-30.
- ROYDEN L., PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust-belt and fore-deep-basin evolution*. Geology 15(8), 714-717.
- RUGGIERI G. (1958) - *Gli esotici neogenici della colata gravitativa della Val Marecchia (Appennino Romagnolo)*. Atti Acc. Sc. Lett. e Arti Palermo, 17(1), 7-169.
- RUGGIERI G. (1970) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000, Foglio 108 Mercato Saraceno*. Serv. Geol. d'It., 1-56.
- RUGGIERI G. & DAVOLI F. (1984) - *Malacofauna di Casa Nova Calisese (Sogliano, Forlì)*. Palaeontogr. Ital., 73, 41-86.
- SAGRI M. (1973) - *Sedimentazione torbiditica nell'Appennino settentrionale: velocità di accumulo, litologia, morfologia del fondo*. Boll. Soc. Geol. It., 92(2), 233-272.
- SANI F. (1991) - *Rilevamento strutturale della catena appenninica nel settore Firenze-Bocca Trabaria*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 46, 327-337.
- SAVELLI D. & WEZEL F.C. (1978) - *Schema geologico del Messiniano del Pesarese*. Boll. Soc. Geol. It., 97(1-2), 165-188.
- SELLI R. (1952) - *Il bacino del Metauro*. Giorn. Geol., 24, 1-294.
- SELLI R. (1967) - *Cenni geologici sull'Appennino romagnolo fra Bologna e Rimini*. In: R. SELLI (ed.) «Guida alle Escursioni». 4° Congr. Comm. Médit. Neog. Strat., 88-97.
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERRARA G. (1991) - *Il magmatismo neogenico-quadernario dell'area toско-laziale-umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino Settentrionale*. Studi Geol. Cam., vol. spec. (1991/1), 429-463.
- SESTINI G., BRUNI P. & SAGRI M. (1986) - *The Flysch basins of the Northern Apennines: a review of facies and of Cretaceous-Neogene evolution*. Mem. Soc. Geol. It., 31, 87-106.
- SILVER E.A., ELLIS M.J., BREEN N.A. & SHIPLEY T.H. (1985) - *Comments on the growth of accretionary wedges*. Geology, 13(1), 6-9.
- SKEMPTON A.W. (1966) - *Some observations on tectonic shear zone*. In: Congress of the International Society for Rock Mechanics, 1st Proc., 1, 329-335.
- STERN W. (1969) - *Zur Geologie des Montefeltro zwischen San Marino und Mercato Saraceno (Prov. Forlì, Pesaro und Republik von San Marino)*. Diss. Fr. Univ., Berlin, 1-151.
- STOCKMAL G.S., BEAUMONT C. & BOUTILIER R. (1986) - *Geodynamic models of convergent margin tectonics: transition from rifted margin to overthrust belt and consequences for Foreland-Basin development*. Bull.

- A.A.P.G., 70(2), 181-190.
- SYLVESTER A.G. (1988) - *Strike-slip faults*. Geol. Soc. Am. Bull., 100, 1666-1703.
- TEN HAAFF E. & VAN WAMEL W.A. (1979) - *Nappes of the alta Romagna*. In: W.J.M. VAN DER LINDEN (ed.) «Fixism, mobilism or relativism: Van Bemmelen's search for harmony». Geol. Mijnbouw 58(2), 145-152.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example for the Northern Apennines*. Ofioliti 9(3), 577-618.
- TWISS J.R. & MOORES E.M. (1992) - *Structural Geology*. W.H. Freeman and Company, New York, 1-532.
- VAI G.B. (1987) - *Migrazione complessa del sistema fronte deformativo-avanzato-cercine periferico: il caso dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., 38, 95-105.
- VAI G.B. (1988) - *A field trip guide to the Romagna Apennine geology: the Lamone Valley*. In: C. DE GIULI & G.B. VAI (eds.) «Fossil Vertebrates in the Lamone Valley, Romagna Apennines, Field Trip Guidebook», Int. Workshop Faenza, 7-37.
- VAI G.B. (1992) - *Riepilogo e correlazione*. In: V. BORTOLOTTI (ed.) «L'Appennino Tosco-Emiliano», Guide Geologiche Regionali, 4, 52-53. BE-MA ed., Milano.
- VAI G.B. & CASTELLARIN A. (1992) - *Correlazione sinottica delle unità stratigrafiche nell'Appennino Settentrionale*. Studi Geol. Cam., vol. spec. (1992/2), CROP 1-1A, 171-185.
- VALLONI R. & ZUFFA G.G. (1984) - *Provenance changes for arenaceous formations of the Northern Apennines, Italy*. Geol. Soc. Am. Bull., 95, 1035-1039.
- VAN DEN BERG L. (1987) - *Experimental redeformation of naturally deformed scaly clays*. Geol. Mijnbouw, 65, 309-315.
- VAN DEN BERG L. (1990) - *Application of a mechanical model to the Northern Apennines, with special reference to the effect of sea level changes*. Geol. Mijnbouw, 69, 43-52.
- VAN DIJK J.P. & OKKES F.W.M. (1991) - *Neogene tectonostratigraphy and kinematics of Calabrian basins: implications for the geodynamics of the Central Mediterranean*. Tectonophysics, 196, 23-60.
- VANN I.R., GRAHAM R.H. & HAYWARD A.B. (1986) - *The structure of mountain fronts*. Journ. Struct. Geol., 8(3-4), 215-227.
- 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, Northern Italy)*. Geol. Mijnbouw 69, 53-68.
- VEGGIANI A. & DE FRANCESCO A. (1968) - *I ciottoli inclusi nelle arenarie Tortoniane di Ranchio (Forlì)*. Giorn. Geol., 36, 185-202.
- VENERI F. (1986) - *La colata gravitativa della Val Marecchia*. In: E. CENTAMORE & G. DEIANA (eds.) «La Geologia delle Marche». Studi Geol. Cam., vol. spec., 83-87.
- WILLETT S., BEAUMONT C. & FULLSACK P. (1993) - *Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens*. Geology, 21, 371-374.
- ZANZUCCHI G. (1988) - *Ipotesi sulla posizione paleogeografica delle "Liguridi Esterne" cretaceo-eoceniche, nell'Appennino Settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, 31, 327-339.
- ZUFFA G.G. (1992) - *Paleogeografia del sistema aree fonti-bacino della Marnoso arenacea*. In: V. BORTOLOTTI (ed.) «L'Appennino Tosco-Emiliano», Guide Geologiche Regionali, 4, 21-22, BE-MA ed., Milano.

Manoscritto definitivo consegnato il 14 giugno 1994

Finito di stampare il 2 marzo 1995