

M. BERNINI (*), S. LASAGNA (*)

RILEVAMENTO GEOLOGICO E ANALISI STRUTTURALE DEL BACINO DELL'ALTA VAL MAGRA TRA M. ORSARO E PONTREMOLI (APPENNINO SETTENTRIONALE) (**)

Riassunto — Vengono presentati e discussi i risultati di un rilievo geologico alla scala 1:10.000 e di una dettagliata analisi macro e mesostrutturale condotta lungo il versante NE del Bacino dell'Alta Val Magra (B.A.V.M.) tra M. Orsaro e Pontremoli. Scopo principale del lavoro è stato quello di ricostruire l'attuale assetto strutturale del bacino, con particolare riguardo alle sue strutture estensionali. A tal fine si è cercato di individuare e cartografare tutti i principali sistemi di faglie distensive. Le osservazioni effettuate sui «piani principali» affioranti lungo le faglie maggiori hanno permesso di definire la loro geometria e cinematica.

Le principali faglie che caratterizzano l'area rilevata risultano orientate secondo due *trends* predominanti. Il primo, più esteso ed evidente, ha direzione appenninica (NW-SE) ed è costituito da faglie listriche normali allineate lungo 5 principali sistemi. Da NE a SW: 1) Groppodalosio, 2) Bera-Canzoletta, 3) Monte Gavalla, 4) Arzengio, 5) Bassone. Il primo, il secondo ed il quarto sistema sono caratterizzati da faglie immergenti a SW mentre il terzo ed il quinto da faglie immergenti a NE (Tav. 1). Il secondo *trend*, a direzione antiappenninica (NE-SW), è costituito da faglie subverticali, di ordine minore, caratterizzate da movimenti normali che possono essere accompagnati da una non trascurabile componente trascorrente. Questo secondo *trend* risulta legato soprattutto al sistema n. 4 di Arzengio (Tav. 1). Sulla base dei dati rilevati e delle osservazioni di terreno viene proposto un modello deformativo della tettonica estensionale che ha interessato il versante NE del Bacino dell'Alta Val Magra. Questo modello è caratterizzato da due sistemi principali di faglie listriche normali (Groppodalosio e Arzengio) che immergono verso SW. I blocchi di tetto di questi sistemi principali hanno assunto una geometria a *roll-over* evidenziata dal basculamento verso NE dei depositi fluvio-lacustri del Villafranchiano superiore. I sistemi minori antitetici (M. Gavalla e Bassone) e sintetici (Bera-Canzoletta) funzionano inve-

(*) Istituto di Geologia dell'Università di Parma, Viale delle Scienze, 43100 Parma.

(**) Lavoro eseguito nell'ambito del Gruppo di Ricerca sulla tettonica fragile recente ed attiva del Mediterraneo Occidentale (Coord. M. Boccaletti) e finanziato con il Contratto M.P.I. 40% «Tettonica fragile recente nell'Appennino Emiliano-Lunense» (Resp. G. Papani).

ce come sistemi di compensazione dovuti allo stiramento superficiale prodottosi nelle zone di *roll-over*.

Sulla base di questo modello è stato possibile valutare l'entità dell'estensione che è dell'ordine del 10-15%. Questo basso valore locale risulta congruente con la presenza di «rampe di raccordo» (*relay ramps*), cioè di zone a deformazione plicativa separanti in superficie faglie che si raccordano in profondità ad un'unica superficie di distacco.

L'operazione di retrodeformazione del modello proposto permette infine di dedurre che il margine orientale del B.A.V.M. si è con tutta probabilità impostato sul fianco di una preesistente struttura anticlinale; l'asse del bacino coinciderebbe invece con un preesistente basso strutturale.

Il campo degli sforzi, calcolato nelle varie stazioni sulla base dei dati mesostrutturali, è sempre di tipo tensionale ed è in accordo con il modello deformazionale proposto e con la progressiva apertura del bacino verso NW.

Per quanto riguarda i tempi di attività dei sistemi di faglie normali si può senz'altro affermare che, in questo settore del bacino, essi sono stati attivi a partire almeno dal Pleistocene inferiore. Questa attività si è poi protratta sicuramente fino oltre al Pleistocene medio e, presumibilmente, ancor oggi prosegue, come documentano la sismicità dell'area e la «freschezza» delle morfostrutture a carattere estensionale.

Abstract — *Geological survey and structural analysis of the Upper Magra Valley between M. Orsaro and Pontremoli (Northern Apennines)*. The results of a detailed macro and mesostructural analysis carried out along the NE side of the Upper Magra Valley Basin (between M. Orsaro and Pontremoli) are here presented and discussed. The main purpose was to reconstruct the present structural setting of the Basin, with special regard to its tensional structures. All the tensional fault systems were identified and mapped. A specific field survey of the area (at 1:10.000 scale) was carried out along with structural analysis. Observation carried out on the «main planes» outcropping along the major faults allowed also to better define their geometry and kinematics.

The main faults which characterize the considered area are oriented along two dominant trends. The first one is more apparent and widespread and shows an apenninic direction (NW-SE); it is formed by normal listric faults clustered along five main systems, which are the following (from NW to SE): 1) Gropodalosio; 2) Bera-Canzoletta; 3) Monte Gavalla; 4) Arzenigio; 5) Bassone. The systems 1, 2 and 4 are characterized by SW-dipping faults whereas the systems 3 and 5 are characterized by NE-dipping faults. The latter trend, with an antiapenninic (NE-SW) direction, consists of minor subvertical faults, with normal movements which can be accompanied by a more or less important transcurrent component. This trend is mainly tied to the Arzenigio system (Tav. 1).

On the base of data and field observation a deformative model is proposed, which accounts for the tensional tectonics which affected the NE side of the Upper Magra Valley Basin. This model is characterized by two main systems of normal SW-dipping listric faults. The hanging walls of these main systems have a roll-over geometry, emphasized by the NE tilting of the Upper Villafranchian fluvio-lacustrine deposits. The minor antithetic (M. Gavalla and Bassone) and synthetic systems instead, act

as compensating systems which derive from the superficial stretching occurring in the roll-over zones.

On the base of this model the amount of extension was evaluated as being about 10-15%. This low value agrees with the occurrence of relay ramps, i.e. ductile deformation zones which separate at surface the faults which downjoin on a single detachment surface. The restoration of the proposed model, shows that the eastern margin of the Upper Magra Valley Basin most probably is superimposed on the side of a previous anticlinalic structure; the basin axis could instead coincide with a previous structural low.

The stress field, as calculated at various sites on the base of mesostructural data, is always of tensional type, in agreement with the proposed deformational model and with the progressive opening of the Basin towards NW. It can confidently stated that, in the considered sector of the Basin, the normal fault systems have been active least since Early Pleistocene time and they are probably still active, as testified by the seismicity of the area and by the «freshness» of the tensional morphostructures.

Key words — Structural geology, Neotectonics, Extensional tectonics, Geological map, Magra Valley (Northern Apennines).

1. PREMESSA

Il presente lavoro si inserisce nell'ambito degli studi che da alcuni anni vengono condotti nel Bacino dell'Alta Val Magra (B.A.V.M.) al fine di chiarire le caratteristiche geometriche e cinematiche della tettonica estensionale che ha interessato questo bacino.

In una fase preliminare delle ricerche (BERNINI *et alii*, 1986; BERNINI, 1988) è stato possibile evidenziare le caratteristiche, alla scala mesoscopica, della deformazione fragile rilevata in due importanti stazioni campione ubicate lungo l'asse e sul margine NE della fossa tettonica dell'alta val Magra. Sulla base delle corrispondenze e delle analogie riscontrabili tra i modelli geometrici e cinematici a scala mesostrutturale e l'andamento delle grandi strutture che hanno guidato l'evoluzione del bacino, si è ipotizzato che tali modelli potessero essere applicabili a tutto il Bacino dell'Alta Val Magra (BERNINI, 1988). Si è in seguito iniziata una seconda fase di ricerca basata sul rilevamento geologico-strutturale di dettaglio (alla scala 1:10.000) di tutto il bacino, mirante alla ricostruzione della geometria reale delle grandi strutture e, mediante un'accurata analisi mesostrutturale, al riconoscimento della loro cinematica. In questo lavoro, che si inserisce nell'ambito delle ricerche sulla tettonica fragile recente coordinate fra diverse sedi universitarie, vengono presentati i primi risultati, di questa seconda fase analitica della ricerca, relativi ad

un settore significativo del versante settentrionale del Bacino dell'Alta Val Magra tra M. Orsaro e Pontremoli.

2. INQUADRAMENTO STRUTTURALE

Nel settore interno dell'Appennino settentrionale, alla tettonica compressiva, responsabile della strutturazione principale della catena segue, a partire dal Miocene superiore, una tettonica estensionale migrante nel tempo verso l'esterno dell'edificio appenninico. Contemporaneamente sul versante padano della catena continua la compressione con la migrazione verso N e NE del fronte di accavallamento appenninico sulla monoclinale pedealpina. Questa coesistenza e simultaneità fra compressione adriatica e distensione tirrenica, già nota da molto tempo (MIGLIORINI, 1948; ELTER *et alii*, 1975; BARTOLINI *et alii*, 1982; BOCCALETTI *et alii*, 1985), nonché la coincidenza delle direzioni di accorciamento del fronte e di estensione delle zone interne fanno ritenere che i due fenomeni possano essere geneticamente legati; potrebbero cioè rappresentare la risposta di superficie alla subduzione attiva della placca litosferica adriatica al di sotto della catena appenninica (BOCCALETTI e GUAZZONE, 1972; SCANDONE, 1979; BOUSQUET e PHILIP, 1986; ROYDEN *et alii*, 1987).

Nelle zone interne della catena si producono fosse tettoniche, a direzione appenninica, che si sovrappongono, dislocandola, alla struttura a falde di ricoprimento, costruitasi attraverso le precedenti fasi compressive iniziate nel Cretacico e terminate appunto, sul versante tirrenico, all'incirca nel Tortoniano.

Lo studio dei depositi marini e continentali di riempimento di questi bacini indica che la distensione crostale di questo settore dell'Appennino è, in linea di massima, progressivamente migrata dall'interno verso l'esterno della catena appenninica e da SE a NW: i bacini marini di età messiniana cominciano solo a Sud dell'Arno, assumendo particolare importanza nella Toscana meridionale (Bacini di Volterra e Larderello), mentre i bacini lacustri plio-quadernari (Bacino del Tevere, del Casentino, del Mugello, della Garfagnana e del Magra) sono confinati nella porzione orientale e settentrionale dell'area (GIGLIA, 1974; AMBROSETTI *et alii*, 1987). In questo modello evolutivo il B.A.V.M. occupa una posizione particolare in quanto rappresenta la terminazione nord-occidentale dell'area in distensione.

In linea generale il B.A.V.M. può essere considerato un graben asimmetrico limitato da gradinate di faglie listriche normali formanti

gli horst di M. Orsaro-M. Acuto a NE e di M. Picchiara-M. Cornoviglio-M. Grosso a SW (Fig. 1). La particolare geometria della fossa è dovuta al fatto che le faglie del margine nord-orientale, immergenti

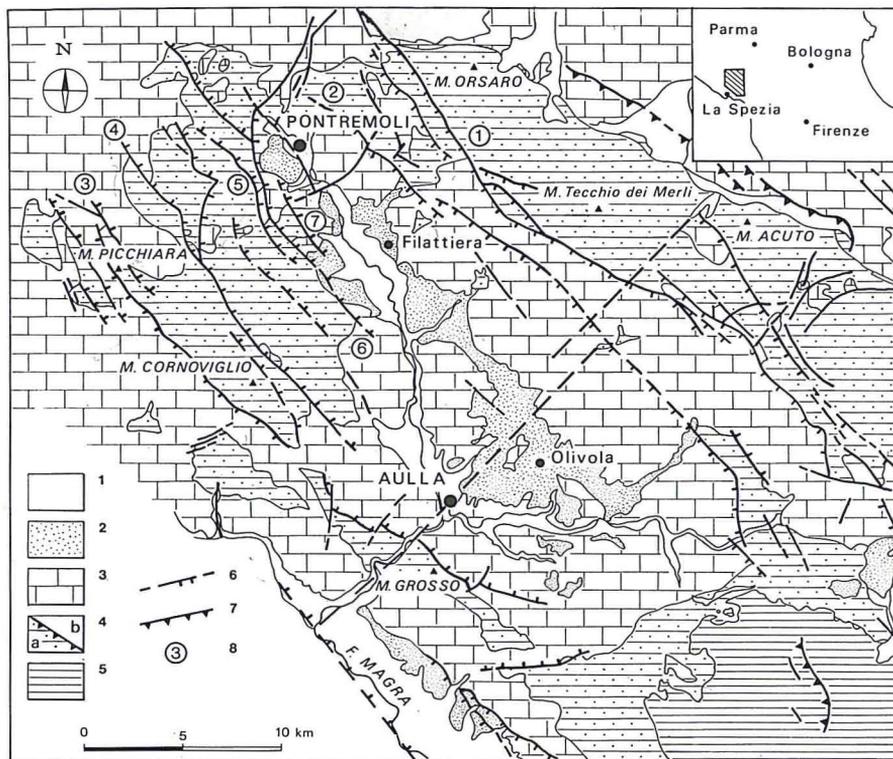


Fig. 1 - Carta geologico-strutturale schematica del Bacino dell'Alta Val Magra (da BOCCALETTI e COLI [Redattori] 1982; modificata e semplificata).

- 1) Depositi continentali (Olocene-Pleistocene medio); 2) Depositi fluvio-lacustri (Villafranchiano); 3) Unità Liguri e Subliguri (Oligocene-Cretacico); 4) Unità Toscane (Miocene inferiore ? - Giurassico); a) Unità Toscana non metamorfica, b) Unità di Pracchiola; 5) Unità Toscana metamorfica; 6) Faglie (i trattini indicano il lato ribassato); 7) Principali sovrascorrimenti; 8) Principali faglie normali (1 - Gropodalosio-Compione, 2 - Arzenigo-Ceretoli, 3 - Coloretta, 4 - M. Colombo, 5 - Codolo, 6 - Dozzano-Groppoli, 7 - Oppilo).

a SW, risultano più inclinate di quelle del margine sud-occidentale, immergenti a NE (ELTER e SCHWAB, 1959; CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE, 1980; REUTTER *et alii*, 1980; 1983). Il sistema di faglie del margine meridionale sembra arrestarsi, verso SE, in prossimità del nucleo metamorfico delle Apuane; sul versante settentrionale della fossa, il sistema di faglie di M. Orsaro-M. Acuto sembra invece pro-

lungarsi andando a limitare, in Garfagnana, il più stretto graben del Serchio (GOLDBERG, 1965; BARTOLINI e BORTOLOTTI, 1971; BOCCALLETTI e COLI, 1982). Verso NW questi due fasci di faglie normali si interrompono bruscamente in corrispondenza del «Sistema trasversale del Taro» (BERNINI e PAPANI, 1987). Questo sistema trasversale attraversa tutta la catena innestandosi, in corrispondenza della bassa val d'Enza, sulla rampa laterale che limita a W le pieghe Ferraresi (Fig. 2). Sembra pertanto che la distensione che ha prodotto l'apertura del B.A.V.M. possa essere connessa con il maggior avanza-

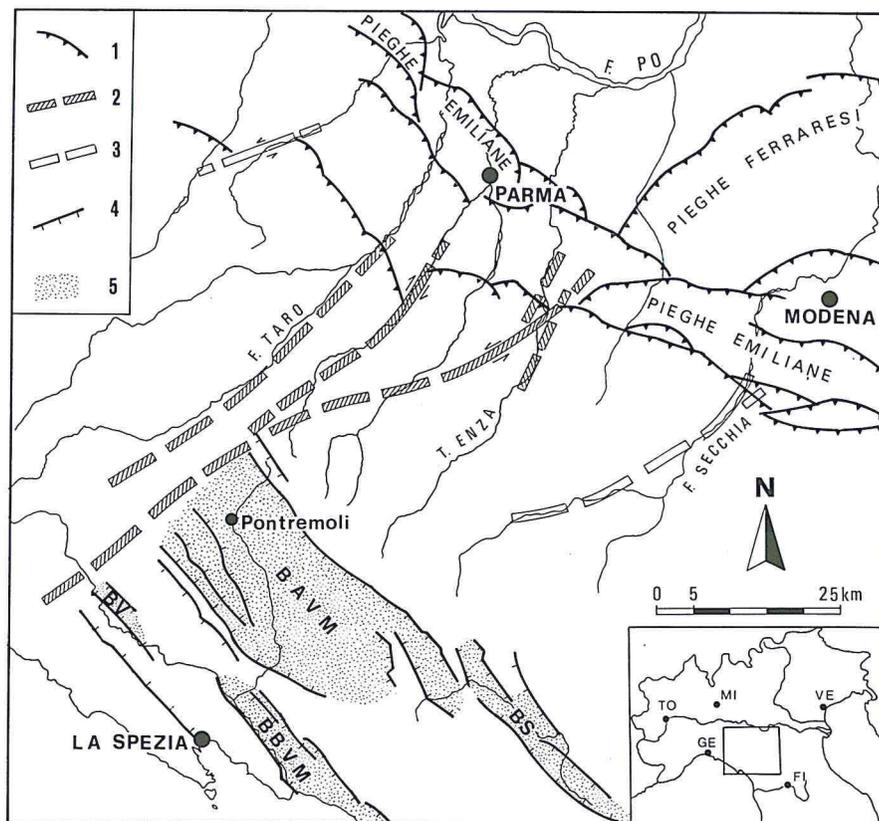


Fig. 2 - Schema strutturale del «Sistema del Taro» in relazione con le strutture compressive del fronte appenninico padano e con quelle distensive del versante tirrenico (Modificato da BERNINI e PAPANI, 1987).
 1) Principali fronti di sovrascorrimento plio-quadernari; 2) «Sistema del Taro»; 3) Linee trasversali; 4) Principali faglie normali del versante tirrenico; 5) Bacini distensivi: BAVM=Bacino dell'Alta Val Magra, BBVM=Bacino della Bassa Val Magra, BV=Bacino della Val di Vara, BS=Bacino del Serchio.

mento subito dal fronte delle Pieghe Ferraresi rispetto al fronte delle Pieghe Emiliane; il «Sistema del Taro» avrebbe pertanto svolto la funzione di faglia trasformante fra la fossa distensiva tirrenica ed il fronte compressivo padano.

Sulla base di considerazioni essenzialmente morfologiche, riguardanti la dissimmetria di alcuni tratti dell'alta valle del Magra, RAGGI (1985) ritiene che il sistema di faglie principale sia quello del margine meridionale contro il quale terminerebbero i sistemi, antitetici, del versante opposto. A nostro parere, in accordo con diversi altri Autori (CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE, 1980; REUTER *et alii*, 1980) sembra invece più probabile che il sistema principale della fossa tettonica sia quello di Groppodalsio sviluppantesi lungo tutto il versante nord-orientale. A supporto di questa nostra opinione citiamo, oltre alla ragguardevole lunghezza (oltre 30 km) ed agli elevati rigetti (oltre 1500 m) presentati da questo sistema, la costante inclinazione verso NE dei depositi fluvio-lacustri di riempimento della fossa tettonica (si veda inoltre quanto discusso nel cap. 5).

Gli horst laterali di M. Orsaro-M. Acuto e di M. Picchiara-M. Cornoviglio-M. Grosso sono costituiti quasi esclusivamente dal Macigno (Unità Toscana n.m.) che rappresenta in gran parte dell'area l'unità geometricamente più bassa tra quelle affioranti. Le sovrastanti Unità alloctone subliguri (Unità di Canetolo) e liguri (Unità di M. Caio) affiorano solo nei blocchi ribassati dalle principali faglie dirette. Su queste unità, nel solco della depressione tettonica, giacciono in discordanza i depositi fluvio-lacustri rusciniani e villafranchiani di Aulla-Olivola e di Pontremoli la cui deposizione è strettamente legata alla tettonica estensionale (Fig. 1). La base di questi depositi non affiora per cui non è possibile datare con precisione le fasi iniziali di apertura del B.A.V.M. Comunque, le datazioni dei depositi fluvio-lacustri più bassi affioranti al Pleistocene inferiore per la zona di Pontremoli ed al Pliocene inferiore per quella di Aulla (BERTOLDI, 1984; 1988) pongono un limite cronologico superiore all'inizio della distensione nelle due località, che distano circa 20 km. Questo probabile sfasamento nell'inizio della sedimentazione potrebbe indicare una progressiva apertura del bacino andando da SE a NW (BERNINI, 1988). La distensione deve inoltre aver continuato ad agire fino a tempi recenti, almeno nella zona di Pontremoli, dato che le faglie più interne del graben dislocano i depositi sommitali della successione fluvio-lacustre, attribuiti al Pleistocene medio (FEDERICI, 1978), e sembrano condizionare la formazione e distribuzione dei sistemi terrazzati.

3. LA CARTA GEOLOGICA

Il presente studio è basato sul rilevamento geologico alla scala 1/10.000, eseguito sull'area che si estende da M. Orsaro alla val Gordana, attraverso il versante NE della fossa tettonica dell'alta val Magra (Tav. 1). Scopo principale del lavoro è stato quello di ricostruire l'assetto strutturale del margine orientale del Bacino dell'Alta Val Magra, con particolare riguardo alle sue strutture estensionali. Le sezioni geologiche ricavate dal nuovo rilevamento, tracciate circa ortogonalmente all'asse del bacino, sono riportate in tavola 1.

Nel settore sud-occidentale della Carta, in prossimità delle confluenze del T. Verde e del T. Gordana con il F. Magra, affiorano i resti dell'antico bacino fluvio-lacustre, interessati esclusivamente da deformazioni estensionali. Essi occupano la parte tettonicamente più depressa dell'area rilevata (Tav. 1). Molto estesi sono anche i depositi terrazzati fluviali antichi e recenti rinvenibili non solo lungo l'asse della fossa tettonica ma anche in località Molinello, Pracchiola e Rocca Sigillina. Questo settore, ed i depositi villafranchiani in particolare, sono stati oggetto di studi e rilievi dettagliati da parte di FEDERICI (1978; 1981).

Il «substrato» dei depositi villafranchiani è costituito da quattro differenti unità tettoniche, sovrapposte (dal basso all'alto) nel seguente ordine: Unità di Pracchiola, Unità Toscana non metamorfica, Unità di Canetolo e Unità di M. Caio.

Lo stile strutturale del «substrato» deriva da due distinti eventi deformativi. Il primo, protrattosi dall'Oligocene superiore al Miocene superiore, ha rappresentato il sostanziale processo tettogenetico dell'Appennino: esso ha prodotto il progressivo appilamento del prisma di accrezione appenninico est-vergente formato originariamente dalle Unità liguri, che ha in seguito incorporato dal basso anche cunei clastici di avanfossa del Macigno e del Modino (= Pracchiola). Il secondo evento, a carattere estensionale, è iniziato nel Miocene superiore ed è caratterizzato da sistemi di faglie normali che mostrano lo stesso *trend* direzionale delle strutture compressive preesistenti e che ne sembrano, almeno localmente, condizionate.

Di seguito vengono descritti i principali caratteri macroscopici delle formazioni rilevate nell'area esaminata.

3.1. Unità di Pracchiola

Viene comunemente correlata con l'Unità Modino-Cervarola; si

tratta di successioni silico clastiche e torbiditiche che affiorano in una fascia esterna al Macigno della copertura toscana. Secondo la maggior parte degli Autori la Modino-Cervarola costituirebbe una successione di avanfossa forse più recente del Macigno, deposta in minima parte nella stessa area di sedimentazione e, per la quasi totalità, in un bacino contiguo verso Est (BOCCALETTI *et alii*, 1987).

Nell'area rilevata l'Unità di Pracchiola affiora nei pressi dell'omonimo paese, in culminazione anticlinale con asse orientato all'incirca WNW-ESE.

In accordo con ZANZUCCHI (1963), ELTER *et alii* (1964), DALLAN NARDI e NARDI (1972), PAGANI (1974) è stata suddivisa in due unità litostratigrafiche, quella inferiore costituisce le Arenarie di Pracchiola, quella superiore le Marne di Marra.

Arenarie di Pracchiola

Flysch arenaceo dell'Oligocene sup.-Miocene inferiore (?) caratterizzato da successioni di strati da medio-sottili a spessi, a granulometria fine, separati da sottili intervalli pelitici. Sono presenti anche banchi a granulometria più grossolana. Si notano strutture di interstrato come laminazioni parallele ed ondulate; tipiche sono le impronte basali da corrente, riferibili per la maggior parte a *flute-cast*; meno abbondanti sono le controimpronte dovute ad organismi limivori. La base della formazione non affiora per cui non è possibile definire lo spessore complessivo; la parte affiorante comunque ha potenza superiore ai 180-200 m.

Marne di Marra

Formazione costituita da marne siltose, siltiti e localmente, nella parte alta, da sottili livelli arenacei. Caratteristica è la fratturazione poliedrica dovuta all'intersezione di più superfici di clivaggio. Manca quasi sempre una netta stratificazione anche se a volte sono presenti lievi zonature; frequenti sono le impronte di *Zoophicos*, le concentrazioni di ossidi e le concrezioni manganesifere.

3.2. *Unità Toscana non metamorfica*

È costituita dalla ben nota e potente successione di rocce carbonatiche e terrigene di età compresa tra il Trias superiore ed il Miocene inferiore.

Nell'area rilevata essa è rappresentata unicamente dalla forma-

zione del Macigno. Poco ad Ovest però, nella profonda incisione del T. Gordana, vengono a giorno anche alcuni dei termini inferiori della successione (dall'alto: Scisti Policromi, Maiolica, Calcari selciferi). Nel settore Nord, più precisamente vicino all'abitato di Pracchiola, è chiaramente visibile il fronte di accavallamento dell'Unità Toscana n.m. sulla più esterna Unità di Pracchiola. Pur senza voler entrare nei meriti precisi della questione è comunque possibile avanzare alcune considerazioni sul significato di questa non trascurabile struttura di accavallamento. Il Macigno forma un'anticlinale coricata il cui fianco rovescio è ben visibile lungo il F. Magra, poco sotto l'abitato di Groppodaloio, e lungo il Rio Canala fino circa a quota 1000 m. Le arenarie di Pracchiola, in prossimità del fronte di accavallamento, sono deformate in pieghe molto serrate che, verso l'esterno del fronte, divengono via via più blande. L'Unità di Canetolo (rappresentata qui dal solo membro inferiore argilloso-calcareo), essendo interposta tra le due unità arenacee, presenta una marcata deformazione caratterizzata da *boudinage* ed elisioni tettoniche in conseguenza dell'azione di taglio semplice prodotta dalla translazione della soprastante Falda Toscana. Riguardo ai tempi di attività di questa fase deformativa riteniamo che, con i pochi dati a disposizione, non si possa che attribuirle ad un generico Miocene medio-superiore, cioè all'intervallo compreso tra la messa in posto dell'Unità di Canetolo e le prime fasi distensive del margine tirrenico dell'Appennino settentrionale.

Macigno

Formazione di tetto (Oligocene sup.-Miocene inf.?) dell'Unità Toscana, costituisce «l'ossatura» principale dell'Appennino settentrionale.

Nell'area rilevata il Macigno risulta essere, tra le formazioni del «substrato», quella decisamente meglio esposta. Essa viene a giorno lungo l'horst compreso tra il sistema di Arzengio e quello antitetico di M. Gavalla, delimitante ad Ovest le depressioni dei Prati di Logghena e di M. Bosta. È inoltre ampiamente rappresentato nel settore orientale della Carta cioè nella zona compresa tra la dorsale appenninica ed i sistemi di faglie che limitano ad Est i sopracitati bassi strutturali. Le facies riconosciute sul terreno sono sostanzialmente le stesse definite da GHIBAUDO (1979) nella contigua val Gordana. Più in particolare sono presenti:

1) «Torbiditi classiche» costituite da strati da medi a molto spessi (fino a circa 2-3 m) con base grossolana, a volte gradata, seguita da intervalli laminati a granulometria più fine e quindi da un intervallo pelitico di spessore quasi sempre inferiore ai 3-4 cm. Trattasi probabilmente di depositi di lobo di conoide.

2) «Torbiditi sottili» formate da straterelli (spessore massimo 30-40 cm) arenacei a grana fine che verso l'alto passano ad un intervallo pelitico spesso non più di 10 cm. Formano sequenze di Bouma del tipo Tb-e o Tc-e, cioè mancano costantemente dell'intervallo gradato basale. Trattasi probabilmente di depositi di frangia di conoide.

3) Raramente si possono poi rinvenire depositi grossolani massivi, in banconi che possono raggiungere anche i 10 m di spessore con superfici di contatto amalgamate. Potrebbero rappresentare depositi di conoide interna.

Le osservazioni compiute non sono però state tali da confermare la presenza dei due cicli progradazionali riconosciuti da GHIBAUDO (1979) in val Gordana. Soprattutto non sono stati rinvenuti affioramenti di quel membro intermedio (spesso circa 200 m), a sedimenti fini e molto fini che, secondo l'Autore, rappresenterebbero i depositi di *starved basin* interposti fra i due cicli progradazionali.

Sovente, a tetto, il Macigno passa stratigraficamente a un membro siltoso-marnoso (distinto nella Carta Geologica di Tav. 1), di spessore mai superiore ai 40-50 m, molto simile alle Marne di Marra, nel quale sono intercalati olistostromi di argille e calcari. Depositati caotici analoghi si ritrovano intercalati anche nelle sottostanti arenarie tra Pontremoli e Traverde (Tav. 1 e sezione 3), come segnalato in aree contigue quali la zona di M. Zuccone, di Zeri e di Tecchio dei Merli (ELTER e SCHWAB, 1959; PLESI, 1968; GHIBAUDO, 1979).

Il substrato del Macigno non è mai affiorante; gli spessori maggiori si raggiungono a monte della faglia Groppodalosio-Passo la Colletta dove il Macigno, in ottima esposizione per diversi chilometri, raggiunge spessori a volte superiori ai 1000 m.

3.3. *Unità di Canetolo*

Unità di problematica collocazione paleogeografica (secondo la maggior parte degli Autori dovrebbe provenire da un bacino di sedimentazione intermedio tra quello Ligure e quello Toscano) si sovrappone tettonicamente alla Falda Toscana nelle zone interne dell'Appennino settentrionale e alla Modino-Cervarola ad Est dell'allinea-

mento M. Orsaro-M. Cetona. Superiormente è in genere ricoperta tettonicamente dall'Unità di M. Caio.

Viene comunemente suddivisa in due complessi (BARBIERI e ZANZUCCHI, 1963; PLESI, 1975; MONTEFORTI e RAGGI, 1975; MONTANARI e ROSSI, 1982): un complesso inferiore (Complesso di Canetolo-Cirone) argilloso calcareo, di età Paleocene-Eocene ed un complesso superiore (Arenarie del Bratica e di Petrignacola) clastico e vulcanoclastico, di età Oligocene-Miocene inferiore (MONTANARI e ROSSI, 1982) che poggia in discordanza sedimentaria (con probabili rapporti di mesoautoctonia) sul precedente. Tra i due è interposto un livello di breccia poligenica (non rinvenibile però nel Pontremolese) ad elementi del complesso inferiore (PLESI, 1975).

Nell'area rilevata l'Unità di Canetolo affiora nelle località Prati di Logarghena, M. Bosta, Arzengio e Ceretoli ossia nei blocchi ribassati dai principali sistemi di faglie appenniniche. Costituisce inoltre una fascia di ampiezza variabile da circa 1 km a poche decine di metri nel settore settentrionale della Carta.

Complesso di Canetolo-Cirone

Si ritrova in due facies caratteristiche: la prima è rappresentata da argilliti scure con inclusi lembi di strati calcarei e spezzoni di bancate calcareo-marnose e calcareniti bioclastiche. I calcari e i calcari-marnosi, con patina d'alterazione ocreacea, sono compatti e a grana finissima, presentano frattura concoide, hanno spessore variabile da pochi cm a 50 cm e sono notevolmente deformati e spesso *boudinati*. Il tutto risulta notevolmente tettonizzato tant'è che sovente gli strati calcarei si ritrovano scompagnati in elementi a forma di losanga dispersi nella matrice argillosa.

La seconda facies è rappresentata dai calcari di Groppo del Vescovo, flysch a dominante calcarea in strati di spessore molto variabile (da pochi cm a 2-3 m) e a grana generalmente molto fine. I calcari di Groppo del Vescovo si ritrovano intercalati alle argille e calcari sotto forma di estese lenti che possono raggiungere i 100 m di potenza. Trattandosi di torbiditi calcaree, dovevano costituire probabilmente orizzonti di spessore costante su lunghe distanze; in tal caso l'attuale geometria lenticolare dovrebbe essere di origine tettonica (*mega-boudinage?*), cioè legata alla messa in posto del litosoma argilloso calcareo di Canetolo (in accordo con quanto ipotizzato da MONTANARI e ROSSI, 1982) e, forse, anche all'azione di taglio

semplice prodotta, sull'Unità di Canetolo, dal sovrascorrimento dell'Unità di M. Caio.

Arenarie del Bratica

Torbiditi arenacei a grana fine e molto fine, ben esposti lungo il Canale del Gorgoglione a SW di Ceretoli. Si presentano in strati sottili (in media 10-15 cm), fittamente laminati, che sfumano con gradualità in un interstrato marnoso-siltoso di potenza pressoché equivalente. Frequenti le tracce e le controimpronte di organismi limivori e le impronte di *Zoophycos*. Presentano, come segnalato da BARBIERI e ZANZUCCHI (1963) una certa somiglianza macroscopica con le Arenarie di Pracchiola.

Arenarie di Petrignacola

Affiorano sotto forma di modeste lenti (spessore massimo 15-20 m) intercalate alle Arenarie di Ponte Bratica. Si presentano in livelli conglomeratici di notevole spessore (fino a 2-3 m) associati a banchi arenacei più sottili. Non si notano strutture sedimentarie se non una gradazione poco evidente. All'interno delle facies conglomeratiche è possibile distinguere macroscopicamente clasti di graniti, gneiss, pegmatiti, e subordinatamente calcari, arenarie e quarziti. Data l'intensa alterazione, non sempre è osservabile il caratteristico colore verdognolo, attribuito alla presenza nella matrice e nei clasti di materiale vulcanogenico.

3.4. *Unità di M. Caio*

Unità di notevole estensione areale su tutto l'Appennino settentrionale, si sovrappone, con chiari rapporti di discordanza tettonica, all'Unità subligure di Canetolo.

È rappresentata inferiormente dal cosiddetto Complesso di base cui segue qui, in probabile concordanza stratigrafica, il flysch di M. Caio.

L'età del Complesso di base, ritenuta comunemente Cenomaniano-Turoniano inferiore, potrebbe essere in realtà attribuibile al Campaniano inferiore, per analogia con i coevi Complessi di base del flysch

di M. Cassio (RIO e VILLA, 1987). L'età del flysch di M. Caio è compresa tra il Campaniano sup. e il Maastrichtiano terminale (RIO *et alii*, 1983).

In questo settore appenninico l'Unità Caio è in giacitura diritta e rappresenta l'estensione verso Nord del fianco normale della sinclinale coricata a NNE rilevabile più a Sud lungo l'allineamento di Castevoli-Aulla-Pulica (MONTEFORTI e RAGGI, 1975). Nell'area rilevata l'Unità Caio affiora in prevalenza nelle zone più interne della fossa tettonica. Viene però a giorno anche nella già citata struttura di M. Bosta e nel settore più nord-occidentale della Carta.

Complesso di base del flysch di M. Caio

Nel Pontremolese il Complesso di base del Caio affiora sotto forma di olistostromi a clasti calcarei o calcareo-marnosi scarsamente arrotondati (dimensioni da qualche cm a qualche dm) associati a rari elementi di natura serpentinitica, granitica o diasprina. In base alla natura ed alla percentuale di matrice si possono distinguere due tipi di olistostromi: il primo con abbondante matrice (circa 70%) di natura argillitica, il secondo con scarsa matrice (10-15%) di natura arenacea. L'assenza di strutture sedimentarie e lo scarso arrotondamento dei clasti inducono ad interpretare questi depositi come accumuli di frana (*debris* e *mud flows*). Associati a questi olistostromi si rinvengono inoltre olistoliti (dimensioni da 1 a 4-5 m) di natura serpentinitica. Lo spessore massimo del Complesso di base, che poggia in discordanza tettonica sull'Unità di Canetolo, non supera i 50-60 m.

Flysch di M. Caio

Si tratta di torbiditi calcarenitiche o calcareo-marnose in strati sottili, medi o in banchi anche molto potenti separati da sottili livelli pelitici. La stratificazione è netta, sono visibili laminazioni parallele o ondulate all'interno degli strati, mentre alla base sono frequenti le impronte da corrente e le tracce di organismi limivori e rari Inocerami.

Secondo alcuni Autori (SAGRI, 1979; RIO *et alii*, 1983) l'elevata velocità di sedimentazione (15-20 cm/1000 anni) che ha caratterizzato la deposizione di questa successione flyscioide sarebbe paragona-

bile a quella riscontrabile attualmente in alcune fosse oceaniche.

Da notare infine la presenza di olistostromi di Complesso di base (del tipo a matrice argillosa), intercalati nei livelli basali del flysch di M. Caio, analogamente a quanto segnalato da TREVES e ANDREANI (1984) nell'area di Suvero (La Spezia).

3.5. Depositi continentali

Successione fluvio-lacustre

La sezione stratigrafica (40 m circa) dei depositi fluvio-lacustri, ricostruita sulla base dei materiali affioranti nella cava di argille per laterizi di Case Corvi, è riportata in figura 3. I livelli più bassi

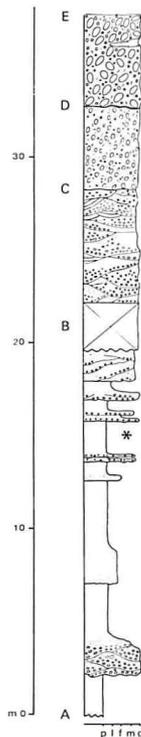


Fig. 3 - Colonna stratigrafica della successione fluvio-lacustre di Case Corvi. L'asterisco indica il livello pollinifero attribuito da BERTOLDI (1984) al Pleistocene inferiore avanzato. p=pelite; l=limo; f=sabbia fine; m=sabbia media; g=ghiaia. Per la descrizione vedi testo.

affioranti documentano una fase lacustre s.l. probabilmente marginale (tratto A-B) testimoniata da sedimenti pelitici, contenenti resti di vegetali e locali lenti conglomeratiche a ciottoli poligenici (calcarei, arenacei, calcareo-selciferi, pietre verdi) con matrice quasi assente. Sulla base dei caratteri tessiturali, nonché per la mancanza di tracce di esposizione subaerea, è ragionevole pensare che si tratti di riempimenti di canali sommersi. Verso l'alto, l'aumento significativo della granulometria dei sedimenti e la comparsa di ciottoli poligenici organizzati (tratto B-C) registra il passaggio da una sedimentazione lacustre s.l. ad un ambiente di sedimentazione subaereo e fluviale. Questo *trend* evolutivo prosegue con la deposizione dei ciottoli poligenici non organizzati superiori (livello C-D) che verosimilmente indicano un ambiente di deposizione prossimo alla zona apicale di una conoide alluvionale, o comunque un ambiente fluviale sicuramente più arretrato verso monte di quello attribuibile ai ciottoli poligenici organizzati sottostanti. La successione ora esaminata evidenzia quindi il progressivo interrimento del bacino lacustre di Pontremoli dovuto alla graduale progradazione delle conoidi fluviali verso l'asse dello stesso (FAVA, 1984). Al di sopra della serie fluvio-lacustre, che come vedremo meglio in seguito appare basculata di 15°-20° verso NE, giace in discordanza angolare un conglomerato monogenico non organizzato a grossi ciottoli di Macigno, a matrice sabbiosa e molto alterato (livello D-E) (Fig. 3). Sedimenti analoghi a questo tipo di deposito, testimonianti una nuova fase sedimentaria a grandi conoidi fluviali, caratterizzano anche i depositi sommitali dei contigui bacini di Sarzana e di Sesta-Godano (FEDERICI, 1980; FEDERICI e RAU, 1980; RAGGI, 1985). Inoltre, nell'area rilevata, depositi litologicamente e tessituralmente simili si ritrovano, a quote diverse, ma comunque sempre in stretto rapporto con le principali faglie appenniniche, lungo il margine orientale della fossa tettonica (ad Arzengio, a Sud di Tarasco oppure a Nord di M. Castello e a SE di M. Bosta) (Tav. 1). Pur in mancanza di dati stratigrafici precisi questi conglomerati sono stati ritenuti coevi a quelli affioranti nei dintorni di Pontremoli considerato anche, oltre alle notevoli affinità di carattere litologico e tessiturale, lo stesso grado di alterazione che li caratterizza. Riguardo all'età dei depositi continentali, i ritrovamenti di resti di *Anancus arvernensis* CROIZET e JOBERT (FEDERICI, 1981) nelle argille azzurre lacustri, nonché gli studi sui pollini fossili di questo stesso intervallo stratigrafico (BERTOLDI, 1984) permettono di attribuire il tratto A-B al Pleistocene inferiore avanzato. Data l'assenza di evidenti discontinuità, anche i tratti B-C e C-D possono es-

sere datati allo stesso intervallo-tempo.

La fase delle conoidi a grossi ciottoli di Macigno (livello D-E) è invece del Pleistocene medio (FEDERICI, 1978) per il ritrovamento di resti di *Dicerorhinus hemitoechus* (FALCONER) (COCCHI, 1886).

Il significato neotettonico della serie ora esaminata è notevole in quanto, trattandosi di depositi sintettonici, la loro datazione ci fornisce in pratica anche l'età dei principali sistemi di faglie che delimitano a NE ed a SW la fossa tettonica. Primo punto da chiarire è che purtroppo non si conosce la base dei depositi continentali e di conseguenza non è possibile fissare un sicuro limite inferiore locale alle fasi distensive. Comunque, sulla base delle datazioni sopra citate, nella zona di Pontremoli, la distensione è senz'altro anteriore al Pleistocene inferiore avanzato. Nella zona di Aulla le peliti fluvio-lacustri più basse affioranti sono attribuite invece al Pliocene superiore (FEDERICI *et al.*, 1982) o addirittura, secondo BERTOLDI (1988), al Pliocene inferiore (Ruscignano). Si deve ritenere che nel bacino di Pontremoli, pur non conoscendone la base, non esista comunque lo spazio geometrico per ospitare anche la successione pliocenica (sezioni n. 3 e 4 di Tav. 1); è pertanto probabile che i non molti metri di depositi sottostanti a quelli datati appartengano ancora al Pleistocene inferiore. La netta discordanza angolare, preceduta da erosione, con la quale il conglomerato monogenico a grossi ciottoli di Macigno (livello D-E di Fig. 3) ricopre gli orizzonti di chiusura dei sedimenti fluvio-lacustri villafranchiani, indica che durante il Pleistocene medio si è probabilmente verificato un energico sollevamento delle dorsali laterali di Macigno, con aumento dell'energia del rilievo e della competenza delle correnti fluviali (PAPANI e SGAVETTI, 1975).

Alluvioni terrazzate

Ai depositi fluvio-lacustri seguono cronologicamente almeno 3 ordini principali di terrazzi, ben evidenti sul fianco destro del Magra, ascrivibili al Pleistocene superiore (FEDERICI, 1978) per la presenza di *Bison* sp., *Cervus* sp. ed *Equus caballus* (CAPELLINI, 1886). Anche la formazione e distribuzione di questi sistemi terrazzati sembra essere stata in buona parte condizionata dalla tettonica. Ad una quota più elevata del terrazzo superiore si ritrovano piccoli lembi, tra loro facilmente correlabili, che rappresentano residui di erosione di una più antica superficie subpianeggiante, impostata princi-

palmente sul conglomerato a grossi ciottoli di Macigno. Essa, molto probabilmente, rappresenta l'antica superficie di «spianamento sommitale» (FEDERICI, 1978; FAVA, 1984) della successione fluvio-lacustre. Tutti gli ordini di terrazzi risultano profondamente incisi e notevolmente sollevati (fino a 20-25 m) rispetto agli alvei attuali. Questo testimonierebbe che nella parte terminale del Pleistocene il sollevamento che ha prodotto l'innalzamento delle dorsali laterali del Bacino dell'Alta Val Magra si estendeva a tutta l'area arrivando ad interessare anche le zone bacinali (FEDERICI, 1980; FEDERICI e RAU, 1980). Nel contempo continuava il processo estensionale, in quanto sia i depositi fluvio-lacustri che i conglomerati a grossi ciottoli di Macigno, come pure la «superficie di spianamento sommitale» risultano dislocati dalle faglie più interne del graben.

4. RILEVAMENTO GEOLOGICO DI DETTAGLIO E ANALISI STRUTTURALE

La quasi totalità della deformazione estensionale osservabile sul terreno, si manifesta essenzialmente con fasci di faglie e con i sistemi di fratture ad esse associati.

Al fine di individuare il modello deformativo del Bacino dell'Alta Val Magra e confrontarlo con quelli attualmente proposti dalla letteratura (WERNICKE, 1981; WERNICKE e BURCHFIEL, 1982; ANGELIER e COLLETTA, 1983; BRUN e CHOUKROUNE, 1983; GIBBS, 1984) si è deciso di eseguire l'analisi strutturale di dettaglio dell'area abbinandola ad un rilevamento geologico ex-novo alla scala 1:10.000 riguardante anche tutte le formazioni del «substrato». È stata posta particolare cura nell'individuare e cartografare i principali sistemi di faglie distensive, utilizzando anche la fotointerpretazione. Le osservazioni effettuate sui «piani principali», affioranti lungo le faglie maggiori, hanno inoltre permesso di definire meglio la loro geometria e la loro cinematica.

È stata eseguita l'analisi mesostrutturale delle deformazioni in tutte le stazioni nelle quali l'esposizione delle rocce era favorevole. Per alcune stazioni particolarmente ben esposte, l'elaborazione dei dati mesostrutturali ha reso possibile risalire al locale campo degli sforzi responsabile della deformazione osservata; ciò è stato ottenuto utilizzando la metodologia proposta da CAREY (1979).

La realizzazione della Carta Geologica ha permesso la costruzione di sette sezioni alla scala 1:10.000, dall'esame comparato delle quali è stato poi ricavato il modello parziale di figura 15.

4.1. *Le macrostrutture*

Le principali faglie che caratterizzano l'area rilevata risultano orientate secondo due *trends* predominanti. Il primo, più esteso ed evidente, ha direzione appenninica (NW-SE) ed è costituito da faglie a componente essenzialmente normale allineate lungo cinque principali sistemi. Da NE a SW: 1) Groppodalosio, 2) Bera-Canzoletta, 3) Monte Gavalla, 4) Arzengio, 5) Bassone. Il primo, il secondo ed il quarto sistema sono caratterizzati da faglie immergenti a SW mentre il terzo ed il quinto da faglie immergenti a NE (Tav. 1). Il secondo *trend*, a direzione antiappenninica (NE-SW), è costituito da faglie subverticali con movimenti normali che possono essere accompagnati da una non trascurabile componente trascorrente (BERNINI, 1988). Questo *trend* risulta sviluppato soprattutto a NE e a SW di Arzengio (Tav. 1).

Lungo i sistemi di faglie appenninici sono stati rinvenuti in affioramento alcuni piani striati di estensione variabile da diverse decine ad alcune centinaia di metri quadri. Queste superfici, vista la loro posizione e dimensione, sono state considerate, con una certa sicurezza, come appartenenti al «piano principale» della faglia o comunque molto prossime al piano principale stesso e quindi ugualmente rappresentative della sua geometria e cinematica (Fig. 7).

Per ogni affioramento in cui è stato osservato il «piano principale» (stazioni 2, 6, 7, 8, 9, 12 e 21) sono state effettuate più misure onde ricavare un'orientazione «media» del piano stesso e della direzione di movimento (Figg. 8 e 9). L'analisi degli «indicatori cinematici» presenti sulle superfici di faglia ha inoltre permesso di definire il tipo di movimento.

Sistema di Groppodalosio

Si tratta indubbiamente del sistema di faglie più importante dell'intera fossa tettonica; esso si sviluppa per oltre 30 km interessando tutto il versante di NE e costituendo, nel settore a NW della trasversale di Aulla, il sistema più esterno (PAGE, 1963; BOCCALETTI e COLI, 1982); sembra inoltre proseguire, verso SW, andando a limitare il graben del Serchio (GOLDBERG, 1965; BARTOLINI e BORTOLOTTI, 1971).

Nell'area esaminata esso si estende per circa 10 km da Groppodalosio a M. Bosta. Il rilevamento di campagna ha evidenziato come

questo sistema, che nel suo complesso è orientato circa N 320°, sia in realtà composto da diverse faglie, che mostrano un'orientazione variabile tra N 300° e N-S, tra loro vicarianti o collegate da piccole faglie orientate E-W (vedi zona di Rio Terchio in Tav. 1).

Nel tratto tra M. Logarghena e M. Castello il sistema di Groppodoloso separa due zone ad assetto giaciturale opposto (Tav. 1): nel blocco rialzato gli strati immergono verso NE, nel blocco ribassato immergono verso SW (sezioni 4, 5 e 6). È possibile che, in questo tratto, il sistema si sia impostato lungo la zona di cerniera di una preesistente blanda anticlinale sviluppatasi sul retro (e parallelamente) del fronte di accavallamento esterno dell'Unità Toscana n.m. (Tav. 1).

In generale le zone di passaggio delle faglie principali del sistema risultano caratterizzate dalla presenza di una fascia di cataclasi e brecce di frizione poco cementate, con dimensione dei singoli elementi variabile da qualche cm a qualche dm; essi sono immersi in una «matrice» sabbiosa grossolana (Fig. 5). Questa fascia cataclastica è osservabile in diversi punti lungo tutto l'allineamento principale. Nel Rio Scuro (Fig. 4), dove le condizioni di affioramento sono

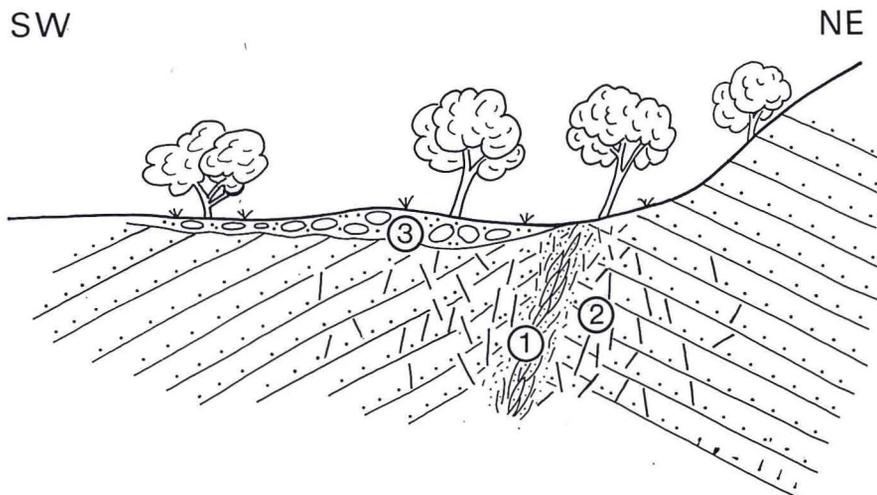


Fig. 4 - Schizzo della zona di affioramento del sistema di Groppodoloso in località Rio Scuro (stazione 4). La faglia separa blocchi con giacitura opposta degli strati. 1) Breccia cataclastica (vedi Fig. 5); 2) Zona intensamente fratturata (vedi Fig. 6); 3) Conglomerato monogenico a grossi ciottoli di Macigno.

favorevoli, la fascia cataclastica (Fig. 5) mostra una larghezza di una



Fig. 5 - Breccia cataclastica affiorante lungo il sistema di Groppodalosio in località Rio Scuro (vedi Fig. 4).

trentina di metri e sfuma ai lati in una zona dove l'intensa fratturazione è arrivata ad obliterare l'originaria stratificazione (Fig. 6). Qui il *trend* di fratture predominante (stazioni: 4, 5, 10 e 11) è quello appenninico con subordinato quello antiappenninico.

Lungo il sistema di Groppodalosio affiora, in più punti, il «piano di faglia principale» (Fig. 7) (stazioni: 2, 6, 7, 8 e 9). Questo mostra caratteri univoci e costanti: l'inclinazione è sempre piuttosto elevata (attorno agli 80°) (Fig. 8) e gli «indicatori cinematici» (quasi esclusivamente strie in roccia) mostrano movimenti essenzialmente di tipo normale, con *pitch* superiori a 80° ; la debolissima componente trascorrente risulta sistematicamente di tipo destro (Fig. 8).



Fig. 6 - Macigno intensamente fratturato in prossimità del sistema di Groppodalosio in località Rio Scuro (vedi Fig. 4). Notare come l'intensa fratturazione abbia obliterato l'originaria stratificazione.

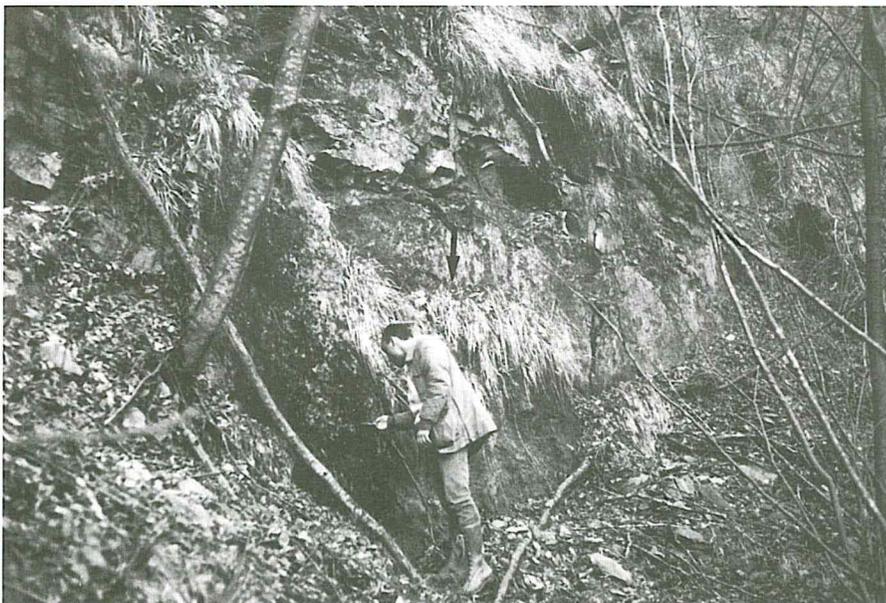


Fig. 7 - «Piano principale» rilevato lungo il sistema di Groppodalosio in località Passo la Coletta (stazione 8). La freccia indica direzione e verso di movimento del blocco assente.

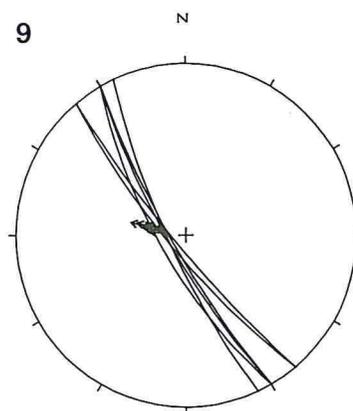
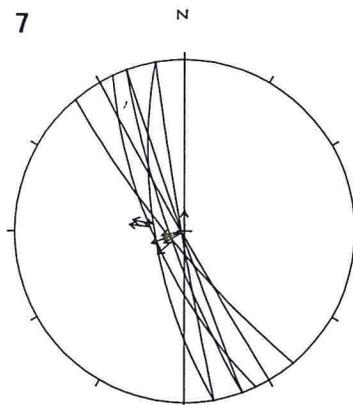
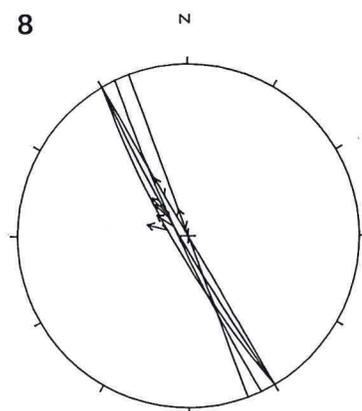
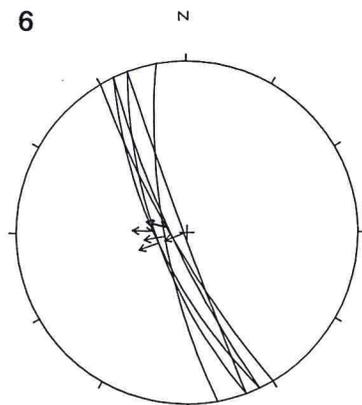
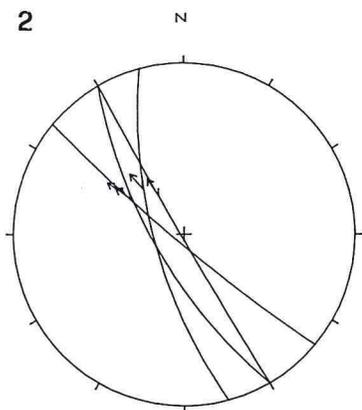


Fig. 8 - Proiezione su reticolo di Wulff (emisfero inf.) delle misure effettuate sui «piani principali» di faglia affioranti lungo il sistema di Gropodalisio (stazioni 2, 6, 7, 8 e 9).

Quest'ultimo carattere trova conferma anche nelle osservazioni mesostrutturali eseguite nelle stazioni ubicate a ridosso del sistema di Groppodalosio, dove le mesofaglie sintetiche al sistema mostrano una debole componente trascorrente destra (stazioni 4 e 5).

L'ordine di grandezza del rigetto verticale è stimabile a circa 400 m nella zona di Groppodalosio (sezione 2) mentre supera abbondantemente i 1000 metri al Passo la Coletta (sezione 7). La minor entità del rigetto, riscontrabile a NW, potrebbe essere compensata dalla presenza, nella zona più interna di questo settore, dei sistemi di Bera-Canzoletta e di Arzenigio (vedi oltre).

Associate all'allineamento principale si notano faglie di minore importanza, sia sintetiche che antitetiche, che sembrano in relazione con l'andamento planimetrico delle faglie maggiori (Tav. 1). Si può notare infatti che, dove l'allineamento principale mostra un andamento concavo verso l'asse del bacino, esso risulta accompagnato, sul lato ribassato, da faglie antitetiche minori che producono piccoli graben come nella zona di Groppodalosio (sezione 2) e ad E di M. Logarghena (sezione 4). Dove invece l'allineamento principale mostra una concavità verso l'esterno (a NE di M. Bosta), compaiono, sul blocco rialzato, faglie sintetiche subparallele all'allineamento principale. Queste, sembrano raccordarsi in profondità con la faglia principale formando cunei (sezioni 5, 6 e 7) interpretabili come *riders* (GIBBS, 1984).

Lungo il sistema di Groppodalosio è presente, in più punti e sempre sul blocco ribassato, il conglomerato monogenico a grossi ciottoli di Macigno (Tav. 1) la cui deposizione potrebbe pertanto essere stata condizionata dalle faglie principali del sistema documentando così un'attività tettonica recente (post Pleistocene medio) dello stesso.

Sistema di Bera-Canzoletta

Si tratta di un sistema sintetico minore, per lunghezza e rigetto, rispetto a quello di Groppodalosio; si estende per circa 3-4 km da Casalina fino poco oltre i Prati di Logarghena. È formato da due faglie normali le quali, tra loro parallele e a direzione appenninica nel settore NW, tendono a congiungersi gradualmente, arrivando entrambe a disporsi circa N-S in prossimità della loro terminazione di SE (Tav. 1).

Lungo la faglia più interna è visibile il «piano principale» (sta-

zione 12): l'inclinazione media di poco inferiore a 80° e le strie indicano un movimento essenzialmente normale (Fig. 9).

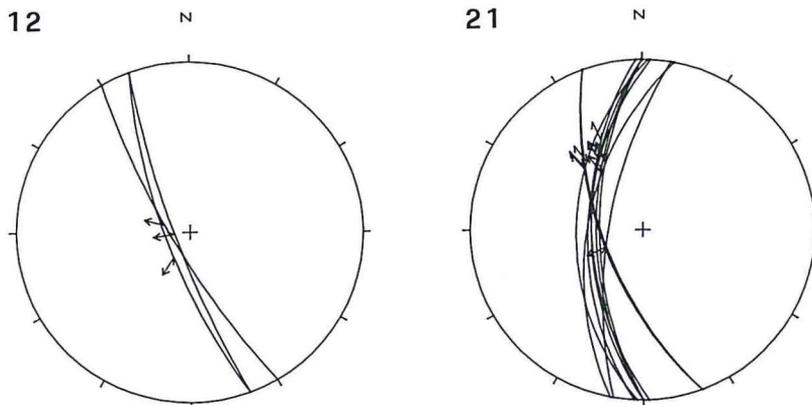


Fig. 9 - Proiezione su reticolo di Wulff (emisfero inf.) delle misure effettuate sul «piano principale» di faglia affiorante lungo il sistema di Bera-Canzoletta (stazione n. 12) e lungo il sistema di Arzengio (stazione 21).

Per quanto riguarda l'entità dei rigetti si può notare come sulla faglia più interna essi diminuiscano procedendo da NW a SE; questa diminuzione viene compensata dal concomitante aumento che si verifica sulla faglia più esterna andando sempre da NW a SE (Tav. 1 e sezioni 3 e 4). Il rigetto totale verticale massimo prodotto dall'insieme delle due faglie sembra superare i 150-200 metri (sezione 4).

Questo sistema, associato a quello antitetico di M. Gavalla, limita la zona ribassata dei Prati di Logarghena, dove affiora l'Unità di Canetolo (Tav. 1). I dati di superficie non hanno però consentito di chiarire oltre i rapporti fra i due sistemi. Come visibile nella sezione n. 4 si è ipotizzato che il sistema Bera-Canzoletta, ad inclinazione minore, sia troncato in profondità da quello di M. Gavalla, dato che quest'ultimo risulta di importanza maggiore sia per rigetto che per estensione.

Sistema di M. Gavalla

Si tratta di un sistema antitetico, sviluppatosi a ridosso del sistema principale di Groppodalosio, che si estende dai Prati di Lo-

garghena, verso SE, almeno fino a Biglio. Il tratto che rientra nell'area rilevata (circa 5 km) è caratterizzato da due faglie principali, la M. Gavalla e la M. Bosta, raccordate sul retro dalla faglia minore di M. Ferdana (Tav. 1); il rigetto massimo prodotto dal sistema è di almeno 200 metri. Le tre faglie in superficie non si congiungono, ma risultano separate da due «rampe di raccordo» (*relay ramps* di LARSEN, 1988) subparallele alle faglie stesse, che collegano il blocco ribassato a quello sollevato (Fig. 10). Queste zone di rampa inizial-

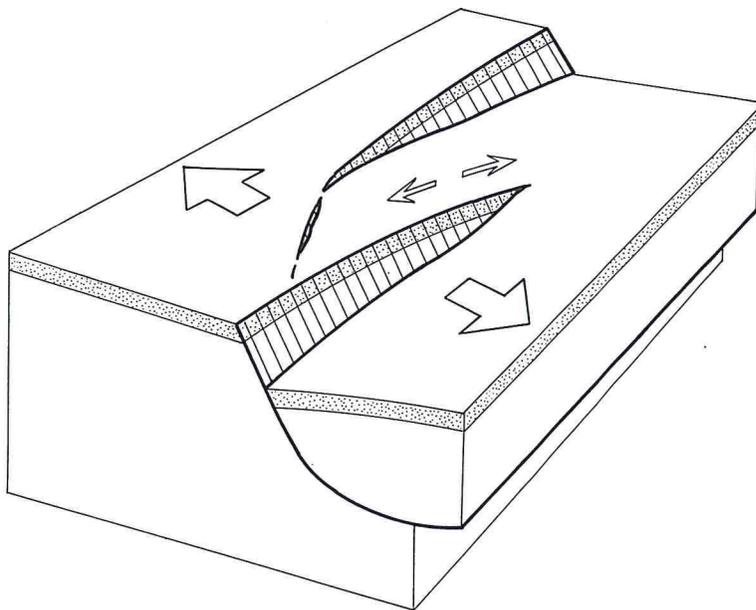


Fig. 10 - Blocco diagramma illustrante una struttura a «rampa di raccordo» (*relay ramp*). La zona di «rampa» separa in superficie faglie raccordantesi in profondità ad un'unica superficie di scollamento. Il movimento viene trasferito da una faglia all'altra mediante una deformazione plicativa. Le frecce grandi indicano la direzione di estensione prodotta dal sistema di faglie, quelle piccole l'estensione locale che caratterizza la zona di «rampa».

mente si flettono in modo duttile producendo torsioni nell'assetto originario degli strati. All'aumentare dello stiramento si passa ad una deformazione di tipo fragile che porta alla rottura della rampa stessa con la formazione di *transfer faults* (LARSEN, 1988). Nella zona di rampa di Rocca Sigillina si osserva la torsione degli strati che passano da un'immersione a SW, riscontrabile a monte e a valle del sistema di faglie, ad un'immersione verso W nella zona di rampa

(Tav. 1). L'area risulta inoltre interessata da una deformazione fragile diffusa, dovuta ad un'estensione locale subparallela al sistema di faglie (vedi stazione 13), che documenta l'inizio della rottura della rampa stessa. La mancanza in questa zona di *transfer faults* testimonia come non sia ancora avvenuta la rottura completa della rampa. Ciò fa presupporre che l'area sia andata soggetta ad una moderata estensione.

Sistema di Arzenigio

Si tratta del sistema più importante dopo quello di Groppodalo-
sio; si sviluppa per almeno 9 km da Villa Vecchia a Serravalle, occupando la posizione più interna del versante nord-orientale del bacino. È costituito da due faglie principali, la Arzenigio-Serravalle e la M. Carnevale-Villa Vecchia, immergenti a SW, con movimenti essenzialmente normali (Tav. 1). La Arzenigio-Serravalle, verso la sua terminazione di NW, si raccorda alla più esterna M. Carnevale-Villa Vecchia mediante tre faglie minori; lungo la più settentrionale affiora il «piano principale» (stazione 21): l'inclinazione è di circa 60° e le strie indicano un movimento normale destro (*pitch* circa 50°) (Fig. 9). Analogamente a quanto visto per il sistema di Groppodalo-
sio, anche lungo la M. Carnevale-Villa Vecchia sono presenti piccoli graben, dove la faglia mostra un andamento planimetrico concavo verso l'asse del bacino (Tav. 1, sezioni 1 e 2).

Il rigetto maggiore, riscontrabile sull'Arzenigio-Serravalle nella zona di Dobbiana, supera i 600 metri (sezione 5); verso SE si riduce bruscamente (il sistema termina prima del T. Caprio) mentre, verso NW, diminuisce gradualmente, trasferendosi poi sulla più esterna M. Carnevale-Villa Vecchia; su quest'ultima si riduce ulteriormente fino a poche decine di metri nella zona di Villa Vecchia. È da notare che il sistema di Groppodalo-
sio presenta i minori rigetti in corrispondenza del sistema di Arzenigio; come già sopra accennato, si può ritenere pertanto che il secondo sistema compensi il minor rigetto presentato in questo settore dal primo, contribuendo sensibilmente, nel settore nord-occidentale, allo sprofondamento della zona assiale del bacino.

Anche per il sistema di Arzenigio, analogamente a quello di Groppodalo-
sio, è possibile documentare un'attività tettonica piuttosto recente (post Pleistocene medio), data la presenza sul blocco ribassato, in località Arzenigio e a Sud di Tarasco, dei conglomerati mono-

genici a grossi ciottoli di Macigno la cui deposizione risulta chiaramente legata al movimento della faglia. Il *tilting*, verso NE, subito dai depositi fluvio-lacustri di Pontremoli (sezioni 3 e 4 di Tav. 1) evidenzia come i movimenti avvenuti sul sistema sintetico di Arzenigio siano maggiori rispetto a quelli prodottisi sul sistema antitetico di Bassone situato sull'altra sponda della fossa tettonica; ciò potrebbe confermare la maggiore importanza del primo sistema rispetto al secondo.

Sistema di Bassone

Rientra parzialmente nell'area rilevata dove rappresenta il sistema antitetico più interno del bacino; si sviluppa per oltre 10 km da Morana a Groppoli, con andamento appenninico che diviene N-S nel tratto settentrionale, tra la val Gordana e Morana. Nella sua parte meridionale interessa i depositi fluvio-lacustri ad E di Mulazzo (BALDACCI e RAGGI, 1968). Si tratta di una faglia normale che, nel settore compreso in Tav. 1, ha direzione circa N-S ed immersione verso E; l'inclinazione, pari a circa 60° (ELTER e SCHWAB, 1959), è inferiore rispetto a quella dei sistemi sintetici del versante opposto del bacino. Il rigetto non è valutabile con precisione ma dovrebbe essere dell'ordine di qualche centinaio di metri (sezioni 2, 3 e 4). Associate a questa faglia, in posizione più interna, si riscontrano faglie minori, a direzione appenninica, che dislocano i depositi fluvio-lacustri ed il conglomerato monogenico a grossi ciottoli di Macigno (Tav. 1 e sezione 3). Di una di queste è visibile, nella Cava di Case Corvi, il «piano principale» (BERNINI *et alii*, 1986): questo immerge a N 50° , è inclinato di 65° e le strie indicano un movimento di tipo normale sinistro (*pitch* di 60°).

Faglie trasversali

Si tratta di faglie subverticali a direzione NE-SW che, rispetto alle faglie normali appenniniche, risultano di ordine minore sia per estensione che per rigetto. Si rinvengono esclusivamente nella zona tra Pontremoli e M. Brusciol, a SW ed a NE del sistema di Arzenigio. Il primo gruppo, che si sviluppa nel blocco di tetto dell'Arzenigio-Serravalle, individua una serie di «gradoni», ad andamento antiappenninico, che rialzano, verso NW, il blocco stesso. Le due faglie

che si estendono all'esterno ribassano invece, verso NW, la zona di muro del sistema (Tav. 1). L'insieme dei movimenti prodottisi su queste faglie contribuisce quindi a ridurre, da SE a NW, il rigetto lungo il sistema di Arzengio (Fig. 11). È da notare però come queste faglie trasversali non tronchino il sistema e non trasferiscano il movimento tra segmenti adiacenti dello stesso. Tali faglie perciò non sono da considerarsi come *transfer faults* sensu GIBBS (1984).

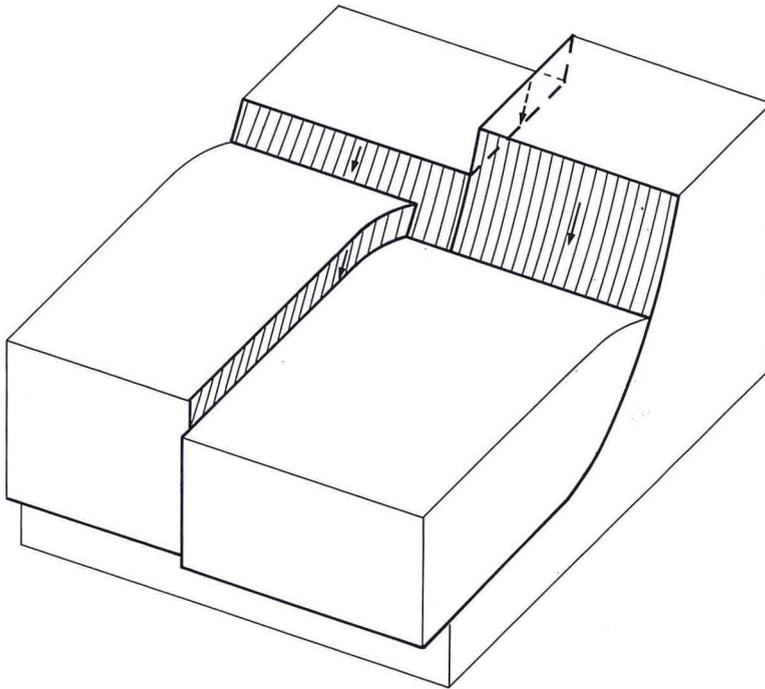


Fig. 11 - Blocco diagramma illustrante le relazioni geometriche e cinematiche tra le faglie normali listriche del sistema di Arzengio e le faglie trasversali ad esso associate. Le frecce indicano direzione e verso del movimento sulle superfici di faglia.

Lungo questo *trend* non sono stati osservati «piani di faglia principali» per cui non è possibile definirne con precisione la cinematica; si può però supporre che le faglie siano interessate da movimenti di tipo obliquo. Esse risultano infatti subordinate al sistema di Arzengio, per cui movimenti normali differenziali che avvengono su tale sistema, o variazioni di inclinazione dello stesso, si traducono necessariamente in movimenti obliqui sulle faglie trasversali (Fig. 11). Questi movimenti obliqui sono inoltre confermati, a livello me-

sostrutturale, su faglie minori associate al sistema, nelle quali gli spostamenti che avvengono sui *trends* antiappenninici sono caratterizzati da apprezzabili componenti trascorrenti.

4.2. *Analisi mesostrutturale*

Scopo dell'analisi mesostrutturale è stato quello di chiarire aspetti e caratteristiche della deformazione fragile minore. I risultati ottenuti, integrando i dati emersi dall'analisi macrostrutturale, hanno permesso di ipotizzare il modello deformazionale dell'area considerata.

Nelle stazioni di misura mesostrutturale sono state rilevate ed analizzate complessivamente circa 500 faglie e fratture mostranti in affioramento lunghezze variabili da qualche metro ad alcuni decimetri. Di ognuna di esse si è determinata l'orientazione del piano (immersione e inclinazione) ed il *pitch* delle strie eventualmente presenti. Il tipo di movimento è stato dedotto, quando possibile, sia sulla base del rigetto di livelli di riferimento sia mediante l'analisi degli «indicatori cinematici» presenti sui piani di faglia. I criteri di movimento maggiormente utilizzati, perché più affidabili e più ricorrenti, sono stati quelli proposti da PETIT *et alii* (1983) e PETIT (1987) («rilievi striati» e piani di Riedel), nonché le fratture di tensione ed i gradini in calcite. In alcuni casi inoltre si sono potute utilizzare le figure di arresto di elementi striatori.

La quasi totalità delle stazioni mesostrutturali esaminate riguardano la formazione arenacea del Macigno in quanto questa, oltre ad occupare la maggior parte dell'area rilevata e presentare le migliori condizioni di affioramento, sembra aver registrato più chiaramente la deformazione fragile. Inoltre il Macigno, essendo stato implicato, a differenza delle Unità Liguri, solo nelle ultime fasi tettoniche compressive legate alla formazione dell'edificio appenninico, presenta una deformazione finita (sensu RAMSAY, 1967) meno complessa, quindi più facilmente analizzabile, rispetto a quella osservabile nell'Unità di Canetolo e nell'Unità Caio.

Le stazioni risultano distribuite essenzialmente lungo il sistema di Groppodaloisio e sull'horst compreso tra i sistemi di M. Gavalla e di Arzengio (Schema Strutturale di Tav. 1). È stata inoltre utilizzata una stazione (n. 22) ubicata nella zona assiale del bacino e riguardante i depositi fluvio-lacustri di Case Corvi, i cui dati sono già stati pubblicati in un precedente lavoro a carattere preliminare (BERNINI, 1988).

Anche a livello mesostrutturale, la deformazione riconducibile alla tettonica estensionale si manifesta secondo due *trends* predominanti: il primo, più sviluppato, ad andamento appenninico ed il secondo, subordinato, a direzione antiappenninica. Le faglie che caratterizzano il *trend* principale sono essenzialmente normali e mostrano una debole componente trascorrente che generalmente risulta destra per le faglie immergenti a SW e sinistra per quelle immergenti a NE (Figg. 12 e 13; stazioni 4, 5, 10, 11 e 22). Il *trend* minore, a direzione NE-SW, è invece costituito da faglie subverticali con movimenti prevalentemente di tipo normale-destro e destro-normale.

Per diverse stazioni, quando la qualità e quantità dei dati lo hanno permesso, si è calcolato il tensore degli sforzi⁽¹⁾ responsabile della deformazione estensionale osservata. La metodologia seguita è quella proposta da CAREY (1979), che da alcuni anni viene da noi utilizzata con ottimi risultati nell'analisi della deformazione fragile superficiale. Essa prevede il ricorso all'elaborazione automatica mediante l'impiego di un appropriato programma di calcolo che, partendo da una popolazione di faglie, determina, a meno di una costante, il tensore degli sforzi che meglio rende conto dei movimenti osservati sui piani di faglia stessi. Il programma, oltre a fornire l'orientazione ed i valori relativi dei tre assi principali dello sforzo (σ_1 , σ_2 e σ_3), permette di valutare l'affidabilità del risultato tramite l'analisi degli scarti angolari tra strie teoriche e strie osservate.

Dai valori relativi dei tre assi così ottenuti è stato inoltre calcolato il «rapporto di forma» ($R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$) che caratterizza il tipo di elissoide degli sforzi: esso consente di individuare il tipo di deformazione compatibile con tale elissoide (ARMijo *et alii*, 1982; BOUSQUET e PHILIP, 1986).

Tutti i tensori calcolati evidenziano inequivocabilmente un campo di sforzi tensionale: infatti sono tutti caratterizzati da un asse principale di massimo sforzo (σ_1) subverticale e dagli assi principali intermedio e minore (σ_2 e σ_3) suborizzontali. La direzione di questi ultimi è riportata nello Schema Strutturale di tavola 1 dove il tipo di sforzo è definito dal verso della freccia (estensione=freccia centrifuga; compressione=freccia centripeta).

Le stazioni 1, 4, 5, 10 e 11 (Fig. 12), allineate lungo il sistema di Groppodalosio (Schema Strutturale di Tav. 1) mostrano, ad ecce-

(¹) I programmi utilizzati per il calcolo del tensore sono stati gentilmente forniti da E. Carey del Laboratoire de Géologie Dynamique Interne dell'Università di Parigi-Sud diretto dal Prof. J.L. Mercier.

zione della n. 1, una direzione di σ_3 circa perpendicolare alle faglie del sistema ed un «rapporto di forma» che aumenta progressivamente da 0,31 (stazione 4) a 0,62 (stazione 11). Questi valori evidenziano ellissoidi degli sforzi tendenti al tipo triassiale, caratteristici

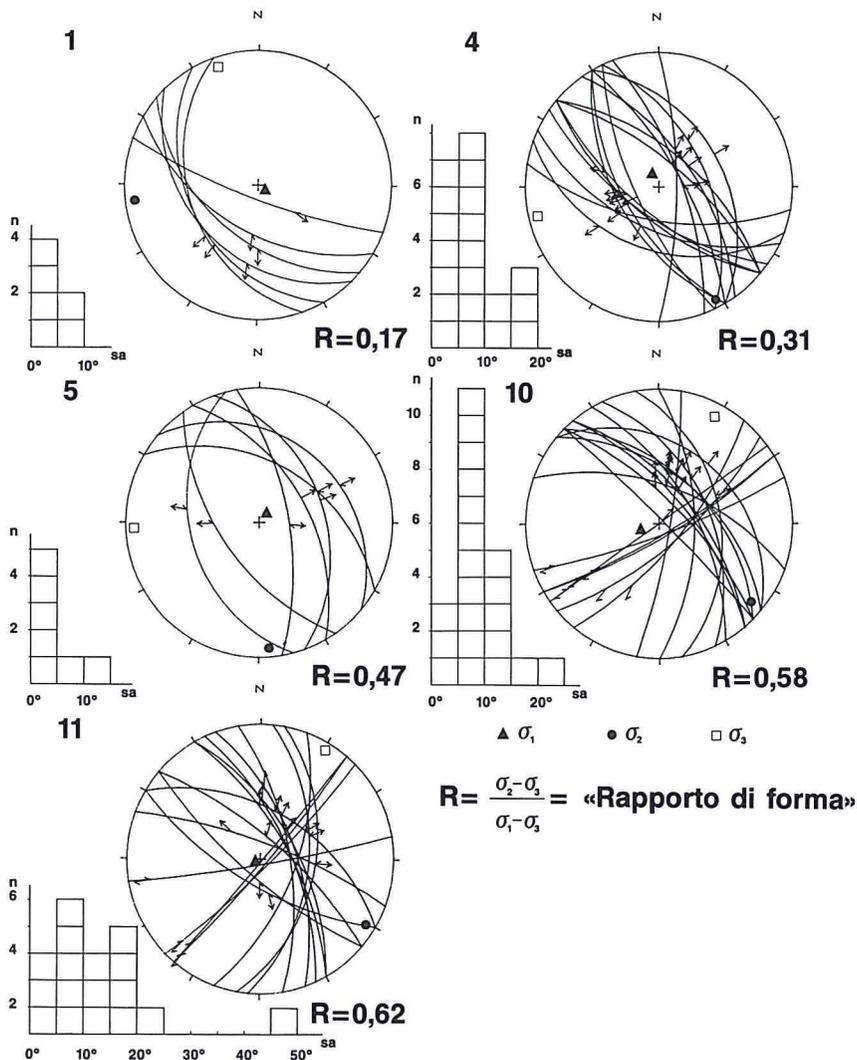


Fig. 12 - Proiezione su reticolo di Wulff (emisfero inferiore) dei piani di faglia con relative strie rilevati lungo il sistema di Groppodalosio; stazioni n. 1, 4, 5, 10 e 11. Per ogni stazione vengono anche riportati i tre assi principali dello sforzo (σ_1 , σ_2 , σ_3) calcolati utilizzando la metodologia proposta da CAREY (1979), la distribuzione di frequenza degli scarti angolari (n =numero faglie; sa =scarto angolare) ed il valore del rapporto di forma R .

di un'estensione «pura» (BOUSQUET e PHILIP, 1986) in direzione del σ_3 .

Il singolare aumento, da SE a NW, del rapporto R sembra ulteriormente confermato dalle misure effettuate presso la stazione di Tecchio dei Merli, posta più a SE lungo il sistema di Groppodalosio

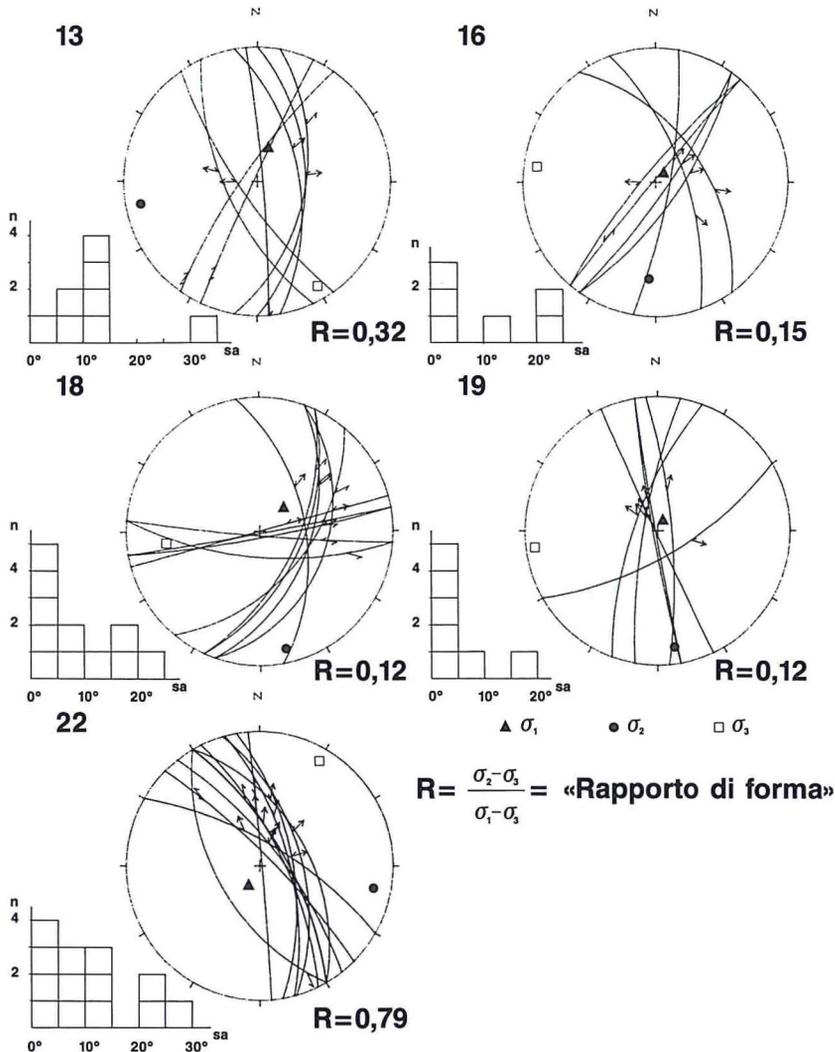


Fig. 13 - Proiezione su reticolo di Wulff (emisfero inferiore) dei piani di faglia con relative strie rilevati nelle stazioni di misura n. 13, 16, 18, 19 e 22. Per ogni stazione vengono anche riportati i tre assi principali dello sforzo (σ_1 , σ_2 , σ_3) calcolati utilizzando la metodologia proposta da CAREY (1979), la distribuzione di frequenza degli scarti angolari (n =numero faglie; sc =scarto angolare) ed il valore del rapporto di forma R .

(BERNINI, 1988). Più in particolare le stazioni 10, 11 e di Tecchio dei Merli, ubicate nel settore più meridionale, presentano valori di R maggiori di 0,5, che giustificano la coesistenza di faglie normali appenniniche e di faglie trasversali a movimento obliquo; le stazioni (5 e 6), poste più a NW, sono invece caratterizzate da valori di R inferiori a 0,5, che ammettono solo faglie normali a direzione variabile attorno a quella appenninica. Ciò è probabilmente in relazione al fatto che il sistema di Groppodalsio produce una maggior estensione nel settore più meridionale, dove presenta i maggiori rigetti (oltre 1000 m), rispetto al settore più settentrionale dove i minori rigetti, e quindi la minore estensione, sono compensati dalla presenza del sistema più interno di Arzengio (vedi par. 4.1). La maggior estensione nel settore meridionale implica necessariamente, almeno a livello mesostrutturale, la presenza di faglie trasversali (probabilmente impostatesi lungo preesistenti discontinuità; BERNINI, 1988) che funzionerebbero come svincoli cinematici trasferendo il movimento da una faglia normale all'altra.

La stazione n. 22 di Case Corvi (Fig. 13), ubicata nei depositi fluvio-lacustri affioranti nella zona assiale del bacino, mostra un elissoide degli sforzi analogo, per orientazione e forma, a quello evidenziato nelle stazioni 10 e 11. La mancanza in questa stazione di faglie trasversali è stata imputata da BERNINI (1988) all'assenza di discontinuità preesistenti, orientate NE-SW, nei depositi fluvio-lacustri; queste discontinuità preesistenti sarebbero invece presenti nella formazione del Macigno e sarebbero state riutilizzate come *transfer faults* con movimento normale destro.

La stazione n. 1 (Fig. 12), ubicata a Nord di Groppodalsio, nelle Marne di Marra, si discosta da quelle precedentemente descritte in quanto presenta un σ_3 diretto NW-SE (Schema Strutturale di Tav. 1) ed un «rapporto di forma» pari a 0,17 che evidenzia un elissoide di rivoluzione, caratteristico di una estensione radiale. Questo tipo di estensione potrebbe essere connessa alla particolare posizione della stazione, vicina ad una piccola *transfer-fault* E-W, di tipo normale destro, che interrompe il sistema di Groppodalsio. L'interferenza fra i movimenti lungo le due faglie potrebbe quindi aver causato una riorientazione del campo degli sforzi.

Le stazioni n. 16, 18 e 19 (Fig. 13), poste sull'horst tra i sistemi di Arzengio e di M. Gavalla, presentano una direzione del σ_3 compresa tra ENE-WSW ed E-W; il loro «rapporto di forma» ($R=0,12-0,15$) è però caratteristico di un elissoide di rivoluzione con un σ_2 in estensione circa uguale al σ_3 . Questo comporta un'esten-

sione in direzione radiale che si accorda con la distribuzione delle faglie maggiori attorno alle stazioni considerate (Schema Strutturale di Tav. 1).

Un accenno particolare merita la stazione n. 13 (Fig. 13) che risulta apparentemente anomala in quanto presenta una direzione del σ_3 circa NW-SE ed un «rapporto di forma» di 0,32 caratteristico di un ellissoide tendente alla forma triassiale indicante un'estensione «pura» in direzione appenninica. Questa anomalia si giustifica col fatto che la stazione in questione si trova su di una «rampa di raccordo» che, come già accennato in precedenza (par. 4.1, Fig. 10), collega le zone di tetto e di muro del sistema di M. Gavalla. Questa stazione è soggetta perciò ad un'estensione locale dovuta allo stiramento della zona di rampa in direzione dei sistemi di faglie appenninici (NW-SE).

Le stazioni (4, 14, 15, 17 e 20) dove non è stato possibile calcolare il tensore degli sforzi, per insufficienza qualitativa e/o quantitativa dei dati rilevati, evidenziano comunque una deformazione fragile caratterizzata da geometrie analoghe a quelle rilevabili nel resto del bacino.

5. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE SUL MODELLO DEFORMATIVO

Per la costruzione del modello deformativo del Bacino dell'Alta Val Magra risulta indispensabile conoscere l'andamento in profondità delle principali faglie normali che ne hanno condizionato la formazione e lo sviluppo. Pur in mancanza di dati di sottosuolo (profili sismici) che potrebbero fornire importantissime informazioni sulle geometrie profonde, si possono comunque fare alcune considerazioni, sulla base del nuovo rilevamento geologico alla scala 1:10.000 e dell'accurata analisi macro e mesostrutturale. Il rilevamento ha fino ad ora riguardato l'area compresa tra M. Orsaro e Pontremoli, ma è in avanzata fase di attuazione la sua estensione, verso SW, fino alla zona assiale dell'adiacente fossa tettonica della val di Vara e, verso SE, fino all'altezza di Aulla.

I sistemi di faglie normali mostrano, alla scala regionale, lo stesso *trend* direzionale delle preesistenti strutture plicative. È pertanto possibile che i due tipi di strutture siano riconducibili ad una stessa storia evolutiva deformazionale e quindi alle stesse discontinuità tettoniche profonde legate inizialmente al regime compressivo e riutilizzate poi, forse solo parzialmente, in regime distensivo. Localmen-

te, l'andamento degli assi delle pieghe coincide solo a tratti con quello delle faglie normali. Questa parziale non corrispondenza, in superficie, fra discontinuità «vecchie e nuove» potrebbe essere ricollegata al diverso comportamento reologico dei materiali dovuto a pressioni di confinamento diverse durante le due fasi deformative: la prima (compressiva) avvenuta sotto il carico delle falde di ricoprimento, la seconda (distensiva) avvenuta pressoché in superficie.

I dati di terreno evidenziano come i principali sistemi di faglie del bacino siano quelli del versante NE. Infatti, come già segnalato nel capitolo 3, i depositi fluvio-lacustri affioranti lungo l'asse della fossa tettonica sono basculati di 15° - 20° verso il quadrante di NE (FEDERICI, 1978; RAGGI, 1985; BERNINI *et alii*, 1986 e rilevamenti in corso), documentano così un *tilting*, in tal senso, di tutta la zona assiale del bacino. Oltre a ciò le faglie del margine nord-orientale appaiono molto inclinate, sugli 80° (vedi par. 4.1), mentre quelle del margine sud-occidentale presentano inclinazione inferiore, sui 60° (ELTER e SCHWAB, 1959 e rilevamenti in corso). Infine, oltre alla notevole estensione planimetrica (superiore a 30 km), le faglie del versante NE presentano rigetti verticali sempre elevati, a volte maggiori di 1000-1500 metri come nel caso del sistema di Groppodalosio (vedi par. 4.1).

In merito all'andamento in profondità delle faglie normali, le osservazioni ed i dati di superficie si adattano meglio ad un modello con faglie di tipo listrico rispetto ad uno con faglie di tipo planare. Infatti, assumendo una geometria di tipo planare si otterrebbe un modello a «domino» (Fig. 14A) caratterizzato, sui due versanti, da due serie di «blocchi» basculati in senso opposto e in misura diversa. Ciò implicherebbe, nella zona assiale del bacino ed in profondità al di sotto dei blocchi, la formazione di «vuoti» e quindi seri problemi di compensazione volumetrica (GIBBS, 1984; BALLY *et alii*, 1985). Questi problemi risulterebbero ancor più accentuati dato che nel nostro caso siamo di fronte a rigetti piuttosto elevati (Fig. 14A). La maggior rotazione subita dai blocchi del margine di SW dovrebbe comportare, a differenza di quanto realmente avviene, un *tilting* in tal senso (cioè verso SW) della zona assiale del bacino e quindi della successione fluvio-lacustre. Inoltre, anche ammettendo possibile una rotazione verso NE dei depositi, questa non dovrebbe comunque superare i 10° . In effetti l'inclinazione delle faglie nord-orientali del bacino, così come risulta dalle misure effettuate sui piani principali, si aggira sugli 80° ; per tali valori non sono ammissibili, in un modello a faglie planari, basculamenti dei blocchi, verso NE, mag-

giori di 10° (Fig. 14A). Da quanto detto, sia il verso che il valore del *tilting* dei depositi fluvio-lacustri non si accordano con un modello a «domino».

Un modello a faglie listriche risulta invece in accordo con il

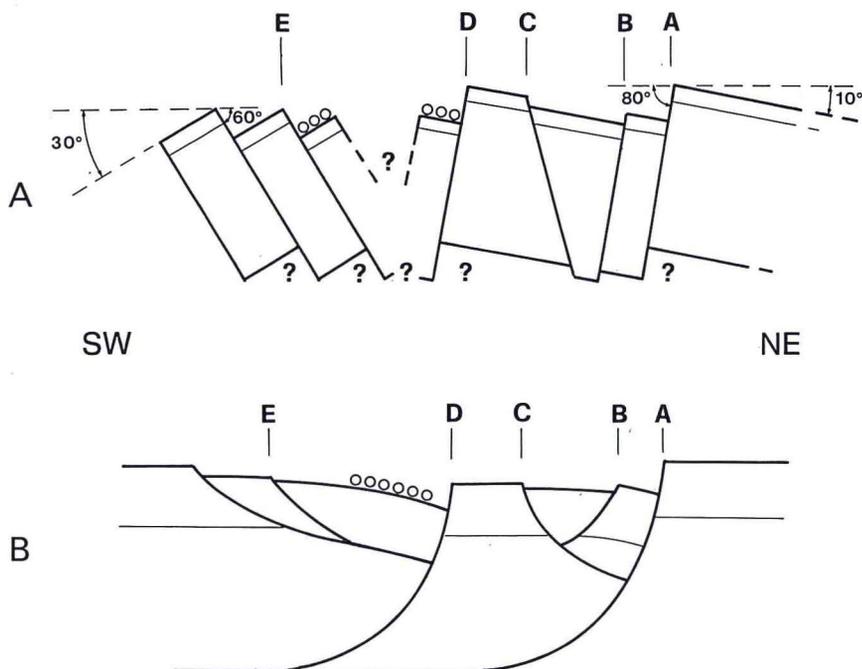


Fig. 14 - Modelli deformativi a faglie planari (A) ed a faglie listriche (B) del versante NE del Bacino dell'Alta Val Magra. A=sistema di Groppodalosio; B=sistema di Bera-Canzoletta; C=sistema di M. Gavalla; D=sistema di Arzenigio; E=sistema di Bassone. I pallini indicano la successione fluvio-lacustre affiorante lungo l'asse del bacino.

tilting verso NE dei depositi fluvio-lacustri e con la minore inclinazione delle faglie del versante SW. Si può infatti ragionevolmente supporre che i depositi continentali abbiano fatto *roll-over* sui sistemi di faglie più interni del margine nord-orientale del bacino; le faglie del margine opposto sarebbero invece antitetiche a basso angolo subordinate alle precedenti (Fig. 14B) e dovute allo stiramento superficiale prodottosi nella zona di *roll-over* (GIBBS, 1984; BALLY *et alii*, 1985). Inoltre per questo modello non sussistono gli inconvenienti dovuti alla formazione di «vuoti» grazie alla presenza di faglie antitetiche di compensazione (si vedano ad esempio, in figura 15, i sistemi di Bera-Canzoletta e di Bassone) immergenti verso le faglie listriche principali (*master faults*).

È infine possibile fare un'ultima considerazione, di carattere comunque qualitativo, a favore del modello a faglie listriche: dal rilevamento eseguito alla scala 1:10.000 si osserva come l'andamento planimetrico delle faglie sia, in linea generale, più rettilineo a quote elevate rispetto alle zone più depresse. Questo carattere potrebbe testimoniare una graduale diminuzione, verso il basso, nell'inclinazione delle superfici di faglia.

Sulla base di quanto sopra esposto, in figura 15 è schematizzato il modello deformativo del versante NE del B.A.V.M. dovuto alla tettonica estensionale plio-quadernaria. Questo è caratterizzato dai due sistemi principali di faglie normali, Groppodolosio (A) ed Arzenigio (D), dal sistema sintetico minore di Bera-Canzoletta (B) e dal sistema antitetico di M. Gavalla (C). Associate ai due sistemi principali sono presenti faglie minori sintetiche e antitetiche che compensano, con la formazione di piccoli graben e *riders*, le variazioni locali di estensione dovute al variare dell'orientazione delle faglie principali. Il sistema antitetico di M. Gavalla individua un alto strutturale a monte del sistema di Arzenigio ed una zona ribassata che si sviluppa a ridosso del sistema di Groppodolosio. All'interno di quest'ultima il sistema sintetico minore di Bera-Canzoletta ribassa ulteriormente l'area dei Prati di Logarghena.

Le faglie trasversali minori presenti nella zona di Arzenigio rappresentano svincoli tra blocchi che hanno subito spostamenti differenziali dovuti a variazioni di inclinazione o a diversa entità di movimento lungo il piano di faglia principale (vedi par. 4.1). Queste faglie contribuiscono a ridurre il rigetto lungo il sistema di Arzenigio andando da SE a NW. In tale direzione si ha perciò una diminuzione dei valori di estensione in accordo quindi con la chiusura, sempre verso NW, del bacino. Accettato il modello a faglie listriche come il più probabile, è possibile tentare una prima valutazione, anche se approssimata, dell'entità dell'estensione prodottasi nell'area studiata. Utilizzando la sezione n. 4 ed estrapolando lungo di essa i dati relativi al pozzo Pontremoli 1 (REUTTER *et alii*, 1980; 1983) si è costruita la sezione schematica di figura 16A in cui sono evidenziate le varie unità tettoniche ed i principali sistemi di faglie normali. In questa sezione si è ipotizzato che i sistemi di faglie maggiori (Groppodolosio e Arzenigio) si ammortizzino su di una superficie di scollamento ubicata nel livello a gessi ed anidriti rinvenuto, nel pozzo Pontremoli 1, al tetto del basamento carbonifero. Si tratta di una discontinuità molto marcata, evidenziata da un'importante elisione tettonica che potrebbe confermare il carattere estensionale della di-

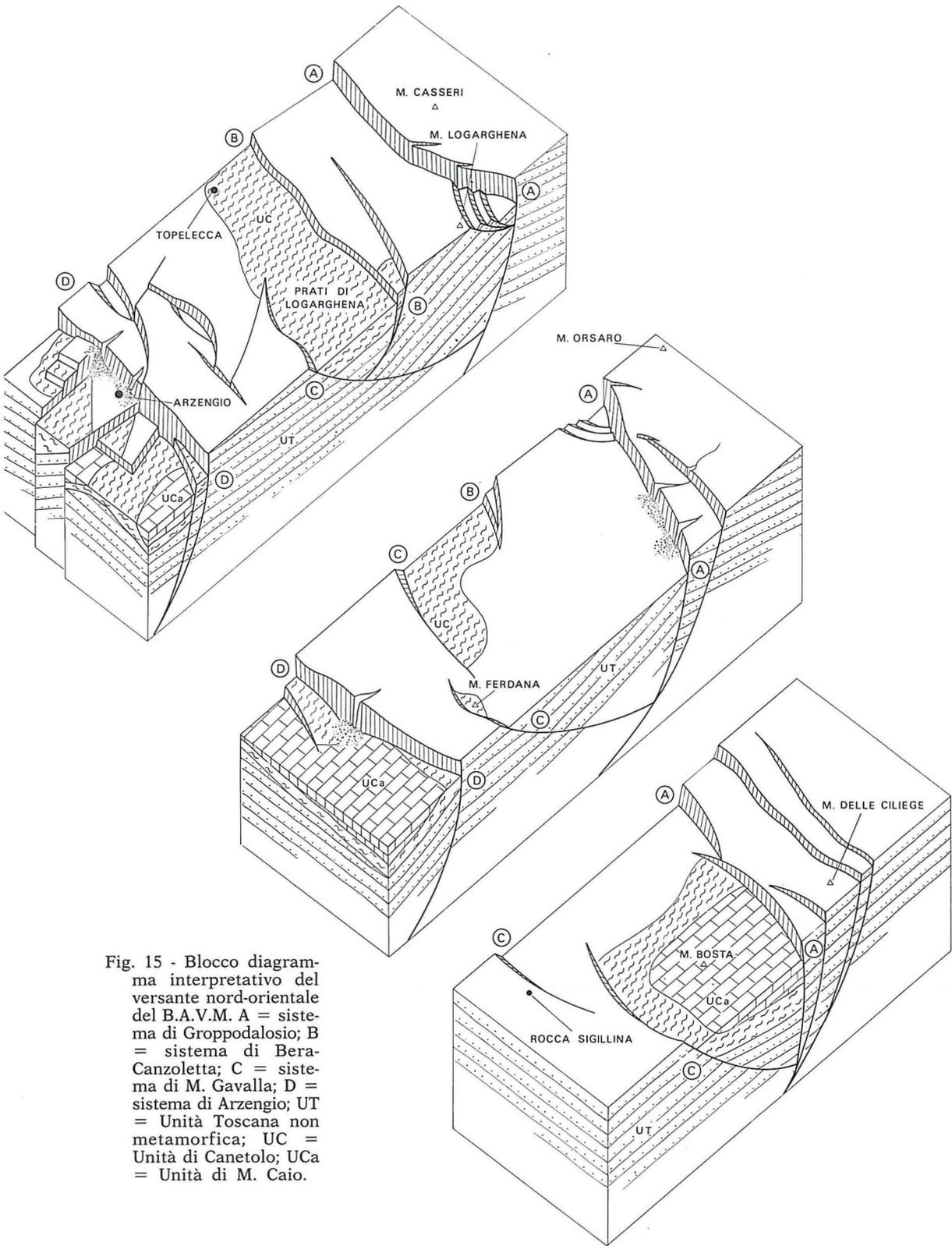


Fig. 15 - Blocco diagramma interpretativo del versante nord-orientale del B.A.V.M. A = sistema di Groppodalosio; B = sistema di Bera-Canzoletta; C = sistema di M. Gavalla; D = sistema di Arzengio; UT = Unità Toscana non metamorfica; UC = Unità di Canetolo; UCa = Unità di M. Caio.

scontinuità stessa. I sistemi di faglie minori e più superficiali (Bera-Canzoletta, M. Gavalla e Bassone) sono stati invece interpretati come sistemi di compensazione prodottisi a causa dello stiramento proprio della zona di *roll-over*; per essi si è pertanto utilizzato come livello di scollamento la superficie di accavallamento, sempre rinvenuta nel pozzo Pontremoli 1, dell'Unità Toscana n.m. sulla sottostante Unità Modino-Cervarola (REUTER *et alii*, 1980; 1983). Nella sezione schematica così ottenuta si è cercato di togliere l'effetto della deformazione estensionale al fine sia di ricostruire la geometria delle strutture legate alle precedenti fasi compressive sia di tentare una stima del valore dell'estensione prodottasi nelle fasi distensive. A tale scopo si è utilizzato come livello di riferimento il contatto tettonico tra Unità Toscana e Unità di Canetolo in quanto era l'unica superficie estrapolabile, anche se con qualche incertezza, lungo tutta la sezione. La sezione 16B schematizza perciò la situazione strutturale pre-fase estensionale: il versante NE del B.A.V.M. si sarebbe impostato sul fianco di un'ampia struttura anticlinalica mentre l'asse del bacino, in accordo con MONTEFORTI e RAGGI (1975), si sarebbe sviluppato lungo un preesistente basso strutturale ad andamento sinclinalico. Confrontando le sezioni 16A e 16B si ricava un valore di estensione dell'ordine del 10-15% che risulta simile a quello calcolato (BERNINI, 1988) sulla base del *tilting* dei depositi fluvio-lacustri e dell'inclinazione delle faglie (WERNICKE e BURCHFIEL, 1982). Questo basso valore è confermato dalla presenza di «rampe di raccordo» (*relay ramps*), cioè zone a deformazione duttile, tipiche di settori crostali caratterizzati da limitati tassi estensionali (LARSEN, 1988). Occorre ricordare che l'estensione calcolata si riferisce ad un'area limitata del bacino e non è escluso che in altri settori essa sia maggiore, come sembrano indicare gli studi attualmente in corso sul versante sud-occidentale.

Il campo degli sforzi, ricostruito sulla base dei dati mesostrutturali, ben si inquadra in questo modello deformazionale. Esso produce lungo l'horst compreso tra i sistemi di Arzengio e di M. Gavalla un'estensione di tipo radiale che risulta in accordo con la distribuzione delle faglie normali e con la presenza delle sopracitate faglie trasversali. Lungo il sistema di Groppodalosio, avviene un'estensione di tipo radiale nel settore nord-occidentale che progressivamente passa ad un'estensione in direzione antiappenninica caratterizzata, alla scala mesostrutturale, dalla presenza di faglie normali NW-SE e da faglie a movimento obliquo NE-SW. Questo *trend* evolutivo è evidentemente ricollegabile alla maggior estensione prodotta-

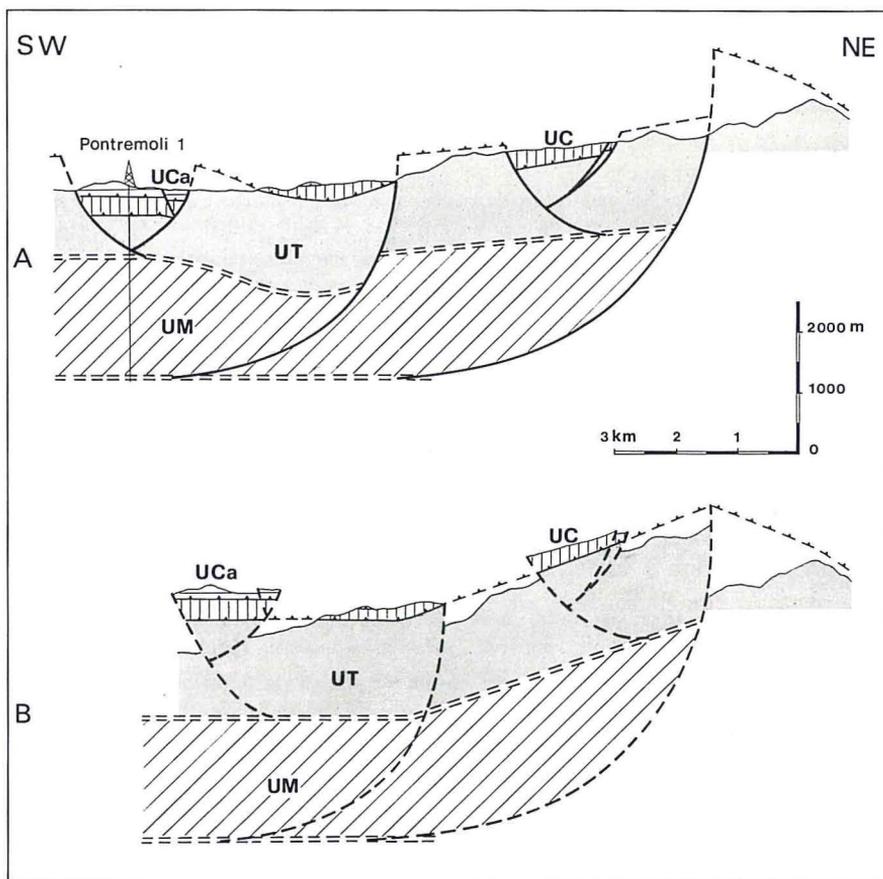


Fig. 16 - Sezioni schematiche mostranti: A) Geometria attuale del versante NE del B.A.V.M.; B) Probabile geometria del versante pre-fase estensionale. UM=Unità Modino-Cervarola; UT=Unità Toscana non metamorfica; UC=Unità di Canetolo; UCa=Unità di M. Caio.

si nei settori centrale e meridionale del bacino, dovuta alla progressiva apertura dello stesso da SE a NW e confermata, alla scala macrostrutturale, dalla presenza di importanti faglie antiappenniniche lungo la trasversale di Aulla (BOCCALETTI e COLI, 1982; RAGGI, 1985).

Per quanto riguarda i tempi di attività dei sistemi di faglie normali si può senz'altro affermare che essi sono stati attivi, in questo settore del bacino, a partire almeno dal Pleistocene inferiore (età dei sedimenti lacustri più vecchi affioranti). Questa attività si è protratta sicuramente fino oltre al Pleistocene medio (età dei depositi

più giovani sicuramente fagliati) e, presumibilmente, prosegue ancora oggi, come documentano la sismicità dell'area e la «freschezza» delle morfostrutture estensionali.

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia G. Papani per la lettura critica del manoscritto e per gli utili consigli. Si ringrazia inoltre E. Masini per la cura posta nell'esecuzione dei disegni ed il personale del Centro di Calcolo dell'Università di Parma per la preziosa collaborazione prestata nella fase di elaborazione automatica dei dati.

BIBLIOGRAFIA

- AMBROSETTI P., BARTOLINI C., BOSI C., CARRARO F., CIARANFI N., PANIZZA M., PAPANI G., VEZZANI L., ZANFERRARI A. (1987) - Neotectonic Map of Italy (Scale 1:500.000). *C.N.R., P.F. Geodinamica*.
- ANGELIER J., COLLETTA B. (1983) - Tension fractures and extensional tectonics. *Nature*, **301**, 49-51.
- ARMIGO R., CAREY E., CISTERNAS A. (1982) - The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics*, **82**, 145-160.
- BALDACCI F., RAGGI G. (1968) - Bacino del Fiume Magra. Carta della permeabilità delle rocce. E.I.R.A., Firenze.
- BALLY A.W., CATALANO R., OLDOW J. (1985) - Elementi di tettonica regionale. Ed. Pitagora, Bologna, 276 pp.
- BARBIERI F., ZANZUCCHI G. (1963) - La stratigrafia della Valle di Roccaferara. *Atti Soc. It. Sc. Nat.*, **102**, 155-210.
- BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., COSTANTINI A., FEDERICI P.R., GASPERI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZANTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI F., VERCESI P.L., CASTALDINI D., FRANCAVILLA F. (1982) - Carta Neotettonica dell'Appennino Settentrionale. Note illustrative. *Boll. Soc. Geol. It.*, **101**, 523-549.
- BARTOLINI C., BORTOLOTTI V. (1971) - Studi di geomorfologia e tettonica. I. I depositi continentali dell'Alta Garfagnana in relazione alla tettonica plio-pleistocenica. *Mem. Soc. Geol. It.*, **10**, 203-245.
- BERNINI M. (1988) - Il bacino dell'alta Val Magra: primi dati mesostrutturali sulla tettonica distensiva. *Boll. Soc. Geol. It.*, **107**, 355-371.
- BERNINI M., PAPANI G., VESCOVI P. (1986) - Guida all'escursione del 18-4-86 da Pontremoli (Massa) a Fornovo (Parma). *Istituto di Geologia dell'Università di Parma*, 36 pp.
- BERNINI M., PAPANI G. (1987) - Alcune considerazioni sulla struttura del margine appenninico emiliano fra il T. Stirone ed il T. Enza. *Ateneo Parmense, Acta Nat.*, **23**, 4. Atti del Meeting «Brittle deformation analysis in Neotectonics» Firenze, 17 Aprile 1986.
- BERTOLDI R. (1984) - Indagini palinologiche del deposito fluvio-lacustre villafranchiano di Pontremoli (Val di Magra). *L'Ateneo Parmense, Acta Nat.*, **20**, 155-163.

- BERTOLDI R. (1988) - Una sequenza palinologica di età rusciniana nei sedimenti lacustri basali del Bacino di Aulla-Olivola (Val Magra). *Riv. It. Paleont. Strat.*, **94**, 105-138.
- BOCCALETTI M., COLI M. (Redattori) (1982) - Carta strutturale dell'Appennino Settentrionale (Scala 1:250.000). *C.N.R., P.F. Geodinamica pubbl.*, **429**.
- BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G., POSTPISCHL D. (1985) - Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines. *Tectonophysics*, **117**, 7-38.
- BOCCALETTI M., DECANDIA F.A., GASPERI G., GELMINI R., LAZZAROTTO A., ZANZUCCHI G. (1987) - Carta strutturale dell'Appennino Settentrionale: note illustrative. *C.N.R., P.F. Geodinamica, Sottoprogetto Modello Strutturale, Pubbl.*, **429**, 203 pp.
- BOCCALETTI M., GUAZZONE G. (1972) - Gli archi appenninici, il Mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco. *Mem. Soc. Geol. It.*, **11**, 201-216.
- BOUSQUET J.C., PHILIP H. (1986) - Neotectonics of the Calabrian arc and Apennines (Italy): an example of plio-quadernary evolution from island arcs to collisional stages. In: Wezel F.C. (Ed.), «The origin of arcs», Urbino 22-25 sett. 1986. *Developments in Geotectonics* 21, Elsevier, Amsterdam, 305-326.
- BRUN J.P., CHOUKROUNE P. (1983) - Normal faulting, block tilting, and decollement in a stretched crust. *Tectonics*, **2**, 345-356.
- CAPELLINI G. (1886) - Intorno a ossa fossili dei dintorni di Pontremoli e Ortona. *Boll. Soc. Geol. It.*, **5**, 490-491.
- CAREY E. (1979) - Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Rev. Géol. Dynam. Géogr. Phys.*, **21** (1), 57-66.
- COCCHI I. (1886) - La scoperta di un deposito di ossami fossili rinvenuti a nord-ovest di Pontremoli. *Boll. Soc. Geol. It.*, **5**, 489-490.
- CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE (1980) - Sezioni geologico-strutturali in scala 1:200.000 attraverso l'Appennino Settentrionale. *C.N.R., P.F. Geodinamica, Sottoprogetto Modello Strutturale*.
- DALLAN NARDI L., NARDI R. (1972) - Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino Settentrionale. *Mem. Acc. Lunig. Sc. «G. Capellini»*, **42**, 212 pp.
- ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M., TREVISAN L. (1975) - Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to Present) evolution of the Northern Apennines. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **17**, 3-18.
- ELTER P., GRATZIU C., LABESSE B. (1964) - Sul significato dell'esistenza di un'unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino Settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, **83**, 373-394.
- ELTER P., SCHWAB K. (1959) - Nota illustrativa della Carta Geologica all'1:50.000 della regione Carro-Zeri-Pontremoli. *Boll. Soc. Geol. It.*, **78**, 157-187.
- FAVA F. (1984) - Studio geologico-strutturale del bacino villafranchiano di Pontremoli (alta Lunigiana). Tesi di Laurea, Fac. Sc. M.F.N. Univ. Parma (inedita).
- FEDERICI P.R. (1978) - La tettonica recente dell'Appennino. 2. Il bacino fluvio-lacustre di Pontremoli (alta Val di Magra) e le sue implicazioni neotettoniche. *Gruppo St. Quat. Pad. Quaderno* **4**, 121-131.

- FEDERICI P.R. (1980) - Note illustrative della Neotettonica del Foglio 95-La Spezia e del margine meridionale del Foglio 84-Pontremoli. *C.N.R., P.F. Geodinamica, pubbl.*, **356**, 1345-1364.
- FEDERICI P.R. (1981) - Nuovi resti di vertebrato nel bacino fluvio-lacustre villafranchiano di Pontremoli (Val di Magra). *Boll. Museo Storia Nat. Lunigiana*, **1** (2), 71-74.
- FEDERICI P.R., RAU A. (1980) - Note illustrative della Neotettonica del Foglio 96-Massa. *C.N.R., P.F. Geodinamica pubbl.*, **356**, 1365-1382.
- FEDERICI P.R., FOLLIERI M., COCCOLINI G.B.L. (1982) - Testimonianze palinologiche di Villafranchiano medio nel bacino neotettonico di Aulla-Olivola in Val di Magra. *C.N.R., P.F. Geodinamica, pubbl.*, **513**, 225-230.
- GHIBAUDO G. (1979) - Deep-sea fan deposits in the Macigno Formation (Middle-Upper Oligocene) of the Gordana Valley, Northern Apennines, Italy. *Journ. Sed. Petr.*, **50**, 723-742.
- GIBBS A.D. (1984) - Structural evolution of extensional basin margins. *Journ. Geol. Soc. London*, **141**, 609-620.
- GIGLIA G. (1974) - L'insieme Corsica-Sardegna e i suoi rapporti con l'Appennino Settentrionale: rassegna di dati cronologici e strutturali. *Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari* (Vol. «Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale»), 245-272.
- GOLDBERG G. (1965) - Zur Geologie des Nordapennins im Raume Pontremoli-Passo della Cisa (Prov. Massa Carrara-Italien). *Diss Freie Univ. Berlin*.
- LARSEN P.H. (1988) - Relay structures in a Lower Permian basement-involved extension system, East Greenland. *Journ. Struct. Geol.*, **10** (1), 3-8.
- MIGLIORINI C. (1948) - I cunei composti nell'orogenesi. *Boll. Soc. Geol. It.*, **67**, 29-142.
- MONTANARI L., ROSSI M. (1982) - Evoluzione delle unità stratigrafico-strutturali terziarie del nord Appennino: 1. L'Unità di Canetolo. *Boll. Soc. Geol. It.*, **101**, 275-289.
- MONTEFORTI B., RAGGI G. (1975) - Per la geologia dell'entroterra di La Spezia tra Sarzana e Zignago. *Boll. Soc. Geol. It.*, **94**, 927-943.
- PAGANI G. (1974) - Osservazioni strutturali per la geologia dell'alta Val Magra (Massa Carrara). *L'Ateneo Parmense, Acta Nat.*, **10**, 43-57.
- PAGE B.M. (1963) - Gravity Tectonics near Passo della Cisa, Northern Apennines, Italy. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **74**, 655-672.
- PAPANI G., SGAVETTI M. (1975) - Alcuni problemi di neotettonica nell'Appennino emiliano occidentale. *L'Ateneo Parmense, Acta Nat.*, **11**, 315-334.
- PETIT J.P. (1987) - Criteria for the sense of movement on the fault surfaces in the brittle rocks. *Journ. Struct. Geol.*, **9**, 597-608.
- PETIT J.P., PROUST F., TAPPONIER P. (1983) - Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. *Bull. Soc. Géol. France*, **25**, 589-608.
- PLESI G. (1968) - La natura sedimentaria e il significato tettonico degli olistostromi intercalati al «Macigno» dell'Appennino settentrionale. *Mem. Acc. Lunig. Sc. «G. Capellini»*, **38**, 1-27.
- PLESI G. (1975) - La giacitura del Complesso Bratica-Petrignacola nella serie del Rio Roccaferrara (Val Parma) e dei Flysch arenacei tipo Cervarola dell'Appennino Settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, **94**, 157-176.

- RAGGI G. (1985) - Neotettonica ed evoluzione paleogeografica plio-pleistocenica del Bacino del Fiume Magra. *Mem. Soc. Geol. It.*, **30**, 35-62.
- RAMSAY J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. Ed. McGraw-Hill, Londra, 568 pp.
- REUTTER K.J., TEICHMULLER M., TEICHMULLER R., ZANZUCCHI G. (1980) - Le ricerche sulla carbonificazione dei frustoli vegetali nelle rocce clastiche, come contributo ai problemi di paleogeotermia e tettonica nell'Appennino Settentrionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, **21**, 111-126.
- REUTTER K.J., TEICHMULLER M., TEICHMULLER R., ZANZUCCHI G. (1983) - The coalification pattern in the Northern Apennines and its paleogeothermic and tectonic significance. *Geol. Rundschau.*, **72**, 861-894.
- RIO D., VILLA G., CANTADORI M. (1983) - Nannofossil dating of Helminthoid Flysch Units in the Northern Apennines. *Giorn. Geol.*, ser. 2, **45**, 57-86.
- RIO D., VILLA G. (1987) - On the age of the «Salti del Diavolo» conglomerates and of the Monte Cassio Flysch «Basal complex» (Northern Apennines, Parma province). *Giorn. Geol.*, ser. 3, **49**, 63-79.
- ROYDEN L., PATACCA E., SCANDONE P. (1987) - Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution. *Geology*, **15**, 714-717.
- SAGRI M. (1979) - Upper Cretaceous carbonate turbidites of the Alps and Apennines deposited below the calcite compensation depth. *Journ. Sed. Petrol.*, **49**, 23-28.
- SCANDONE P. (1979) - The origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc. *Boll. Soc. Geol. It.*, **98**, 27-34.
- TREVES B., ANDREANI G. (1984) - L'Unità di M. Caio nell'area di Suvero, La Spezia. *Ofioliti*, **2**, 155-184.
- WERNICKE B. (1981) - Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, **291**, 645-648.
- WERNICKE B., BURCHFIEL B.C. (1982) - Modes of extensional tectonics. *Journ. Struct. Geol.*, **4**, 105-115.
- ZANZUCCHI G. (1963) - La Geologia dell'Alta Val Parma. *Mem. Soc. Geol. It.*, **4**, 131-212.

(ms. pres. il 1 dicembre 1988; ult. bozze il 31 dicembre 1988)