

## EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA DELLA VALLE DI GUBBIO(\*\*)

## INDICE

RIASSUNTO	pag. 155
ABSTRACT	” 155
INTRODUZIONE	” 155
ASSETTO STRUTTURALE	” 156
RICOSTRUZIONE DEL BASAMENTO PRE- PLIOCENICO	” 159
FACIES SEDIMENTARIE	” 159
EVOLUZIONE TETTONICO SEDIMEN- TARIA	” 161
BIBLIOGRAFIA	” 163

## RIASSUNTO

La valle di Gubbio, nel preappennino umbro, si estende in direzione NW-SE per 20 km ed ha una larghezza di 4 km. La sua origine è legata allo sviluppo di una faglia diretta immergente a SW con un rigetto di circa 1500 m. Attraverso l'analisi strutturale e la ricostruzione della distribuzione dei depositi continentali è stato possibile formulare un modello sull'evoluzione tettonica e sedimentaria del bacino.

Questa depressione tettonica durante la sua formazione è stata colmata da circa 400 m di sedimenti continentali del Pleistocene costituiti soprattutto da conglomerati, ghiaie, sabbie e argille con lenti di lignite, depositi in ambiente fluviale, palustre e lacustre e distribuiti parallelamente e ortogonalmente rispetto all'asse del bacino. Nell'area pedemontana questi sedimenti sono interdigitati con conoidi detritiche di versante. Tutti i corpi sedimentari presenti nel bacino, mostrano un'inclinazione verso NE di alcune decine di gradi. Dati di perforazioni profonde e indagini geofisiche indicano che il depocentro del bacino è localizzato a ridosso del piano della faglia principale. L'evoluzione del bacino è legata allo sviluppo progressivo di un'anticlinale da rotolamento al tetto della faglia, attorno ad un fulcro di rotazione che controlla la distribuzione dei diversi depositi sedimentari, mentre al letto della faglia si ha una debole risalita isostatica.

## ABSTRACT

The Gubbio graben, in the Umbria Preappennine, extends in the NW-SE direction for 20 km and display an average width of 4 km. Its origin is related to the evolution of a SW dipping listric normal fault with a throw of about 1.5 km. The structural and sedimentary facies analysis permits to construct a model for the basin evolution. This graben has been filled-up by 400 m thick continental sediments of the Pleistocene age. The stratigraphy of the basin shows conglomerates, gravels, sands and clays with lenticular lignite bodies of lacustrine, palustrine and fluvial environment, arranged in a parallel and an orthogonal direction in comparison with the axis of the basin. These sediments in the piedmont slope are interfingered with debris fans.

(\*)Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Perugia.

(\*\*)Lavoro eseguito con il contributo del CNR, progetto "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino" U.O. di Perugia (resp. Prof. Pialli).

All the sedimentary bodies in the basin are tilted toward NE by the main normal fault plane. The drilling data and geophysical survies show that the depocenter of the basin is located in the hanging-wall, of to the fault plane very close to it. The evolution of a rollover anticline with a mobile in the space and in the time pivot point produced different distributions of the sedimentary facies, while a small amount of isostatic uplift occurred in the footwall.

PAROLE CHIAVE: Bacino intramontano, faglie dirette, Preappennino umbro.

KEY WORDS: Intramountain Basin, Normal Faults, Umbria Preappennines.

## INTRODUZIONE

Le conche intramontane colmate da sedimenti in facies continentale ed originate da sistemi di faglie dirette caratterizzano gran parte delle catene orogenetiche (GIESE, 1981). La loro genesi è collegata alla presenza di un campo deformativo estensionale che può derivare o da un assottigliamento crostale come ad esempio *rifts* oceanici e continentali, oppure da fenomeni di instabilità innescati dalla gravità che agiscono sulla catena orogenetica (PLATT & VIESSERS, 1989). A scala regionale, bacini distensivi possono aversi in sistemi di faglie trascorrenti che realizzano zone centrali in tensione, depresse, noti in letteratura come *pull-apart basins* (AYDIN & NUR, 1982).

Tutto il settore interno dell'Appennino toscano-umbro-marchigiano (Fig. 1) è interessato a partire dal Miocene sup. da una fase tettonica estensionale a polarità nord-orientale legata ad un assottigliamento crostale che ha portato alla formazione del Mar Tirreno. Nell'area toscano-umbro-marchigiana questa fase tettonica ha dato luogo alla nascita di una serie di bacini estensionali disposti *en echelon* verso SE, realizzati da sistemi di faglie dirette con direzione generale NW-SE e con rigetti dell'ordine del migliaio di metri. Queste depressioni sono poi colmate parzialmente da sedimenti di ambiente marino e/o continentale nell'area Toscana, mentre in Umbria prevalgono depositi continentali.

Nell'area umbra (Fig. 1) possiamo individuare almeno tre allineamenti principali di bacini intramontani, progressivamente più giovani verso NE: il più interno nella zona di Orvieto e ad ovest del Lago Trasimeno, dove il sistema di faglie estensionali della Val di Chiana - Valle del F. Paglia originatosi nel Pliocene, ha permesso la deposizione di sedimenti di origine marina e continentale (AMBROSETTI *et al.*, 1978); uno intermedio lungo la Valle del Tevere e la Valle Umbra, nelle quali sono presenti sedimenti del Pleistocene di origine prettamente continentale (AMBROSETTI *et al.*, 1987); il più esterno è costituito dall'allineamento del

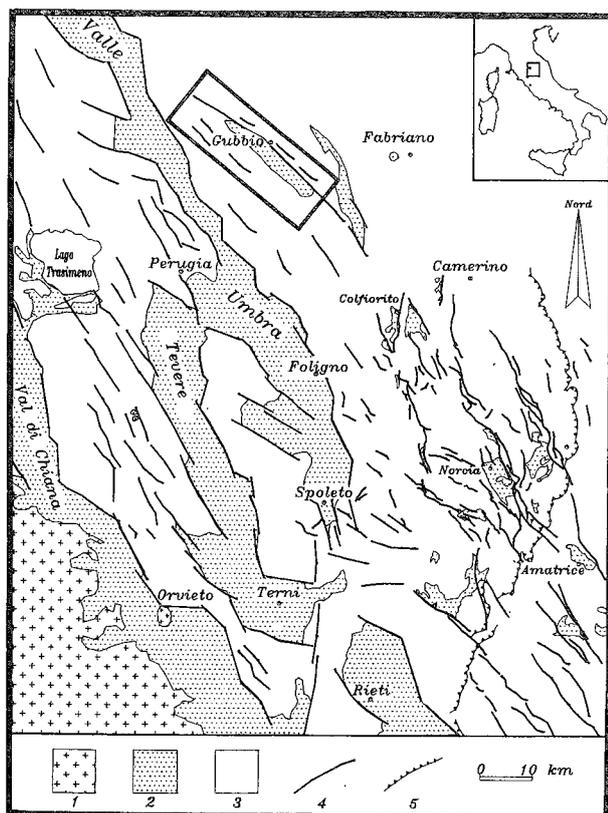


Fig. 1 - Carta schematica dell'area toscano-umbro-marchigiana con indicati i maggiori sistemi di faglie dirette e i relativi bacini intramontani colmati da sedimenti plio-pleistocenici. Il riquadro indica la posizione della carta di Fig. 3. 1 - Vulcaniti della provincia laziale; 2 - Depositi plio-pleistocenici; 3 - Formazioni pre-plioceniche; 4 - Faglie dirette; 5 - Sovrascorrimento dei M. Sibillini.

bacino di Gubbio, dai Piani di Colfiorito e dalle conche di Norcia e Castelluccio, colmati parzialmente con sedimenti continentali del Pleistocene.

Le faglie dirette più orientali, sembrano essere collegate ad una certa attività sismica caratterizzata da meccanismi deformativi prevalentemente estensionali (DEIANA *et al.*, 1980; MENICETTI & MINELLI, 1991; MENICETTI, 1991b).

Gli elementi utilizzati per la ricostruzione dell'evoluzione tettonica e sedimentaria del bacino di Gubbio, derivano dall'analisi strutturale e di facies eseguita sui numerosi affioramenti presenti nella valle e lungo le fasce pedemontane. Inoltre sono disponibili un congruo numero di dati derivanti da attività minerarie di ricerca e di sfruttamento della lignite con sondaggi profondi e scavi, che permettono di conoscere con una certa precisione la distribuzione dei diversi sedimenti all'interno del bacino. Questi dati sono stati integrati, con indagini geofisiche che hanno permesso di ricostruire l'andamento profondo della base della successione continentale.

## ASSETTO STRUTTURALE

La valle di Gubbio (Figg. 2-3) si estende in direzione NW-SE per 20 km con una larghezza che raggiunge in molti punti i 4 km. Essa si è originata principalmente per l'azione di una faglia diretta che ha ribassato la parte centrale del fianco SW di una anticlinale ed è stata successivamente colmata da sedimenti

di origine continentale del Pleistocene (ESU & GIROTTI, 1991). Il lato settentrionale della valle è bordato da una dorsale sulla quale affiorano terreni calcarei mesozoici dell'anticlinale, mentre sugli altri lati sono presenti torbiditi mioceniche della Formazione Marnoso-arenacea (Fig. 3).

Tutto il preappennino umbro, nel Miocene medio-sup., è stato interessato da una fase tettonica compressiva a vergenza nord-orientale che ha dato luogo alla formazione dell'anticlinale del Monti di Gubbio e delle strutture a pieghe e sovrascorrimenti presenti nei terreni torbiditici della Formazione Marnoso-arenacea. Le faglie dirette legate alla formazione del bacino di Gubbio, tagliano in maniera univoca tutte le strutture della precedente fase compressiva, senza evidenziare, a scala di affioramento, inversioni e/o riattivazioni.

Gli elementi strutturali principali che caratterizzano la depressione tettonica sono costituiti dalle faglie bordiere ed in particolare da quella che corre a ridosso del centro storico della città di Gubbio. Il rigetto complessivo di questa faglia, immergente a SW con inclinazioni variabili tra 50° e 70°, è di circa 1000 m, ma ad essa sono associati altri piani di taglio sintetici ed antitetici, che complessivamente producono una dislocazione di oltre 1500 m. L'andamento planimetrico del piano di taglio principale, osservabile sul terreno per oltre 25 km da Mocaiana fino a Pieve Compresseto, è abbastanza articolato e mostra una concavità rivolta verso SW, lasciando ipotizzare un possibile andamento listrico in profondità (MENICETTI & MINELLI, 1991).

Questa faglia presenta un piano ben esposto in numerosi punti e borda il lato NE della pianura di Gubbio, mentre nel fondovalle a SW, nell'area collinare di Monteluiano, sono presenti solo alcune piccole dislocazioni immergenti a NE con rigetti dell'ordine delle decine di metri. Associate a queste strutture esistono anche altre faglie dirette immergenti a SW, come quelle osservabili lungo la Valle del T. Assino, ad ovest di Mocaiana fino alla zona di Montelovesco, dove dislocano alcuni banconi di calcareniti appartenenti alla Formazione Marnoso-arenacea con un rigetto complessivo di alcune centinaia di metri.

L'analisi mesostrutturale dei principali elementi estensionali (MENICETTI, 1001a) permette di definire

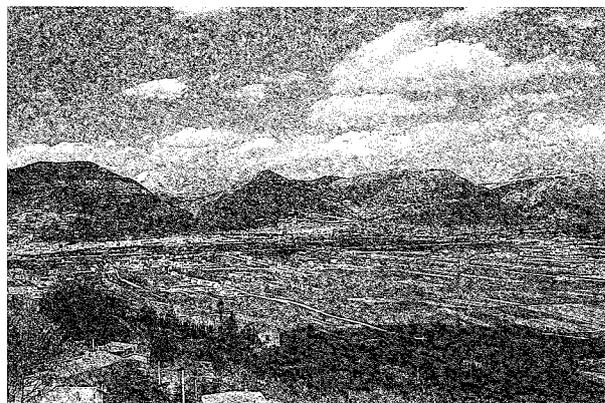


Fig. 2 - Vista panoramica della parte centrale della Valle di Gubbio, guardando verso NE. In primo piano il fondovalle e la dorsale calcarea e sullo sfondo l'Appennino umbro-marchigiano. A destra, è visibile il piano della faglia diretta che borda il lato NE della valle.



un meccanismo deformativo di tipo fragile con zone di taglio dello spessore di molti decimetri, date soprattutto da faglie dirette, con un piano inclinato tra i 20° e 70°; gli indicatori cinematici presenti lungo le varie superfici di scivolamento indicano prevalentemente movimenti di *dip-slip*, con un campo degli sforzi definito da un  $s_1$  subverticale e un  $s_3$  con direzione NNE-SSW.

L'andamento delle strutture in profondità attraverso la valle di Gubbio, può essere definito mediante la costruzione di una sezione geologica che integra i dati di geologia di superficie (MENICHETTI, 1991a) e di perforazioni profonde (GE.MI.NA., 1963), con i dati geofisici derivanti da sezioni geoelettriche e da profili sismici a rifrazione (GIAQUINTO *et al.*, 1991). Nella costruzione sono stati utilizzati anche dati provenienti da due pozzi che hanno raggiunto il tetto della faglia diretta. In particolare il Pozzo Gubbio 2 (Fig. 4) della profondità di 400 m, eseguito nella fascia pedemontana della dorsale calcarea, a ridosso della faglia diretta principale, ha messo in evidenza, al di sotto della conoide detritica, la presenza di circa 200 m di argille gri-

gio-azzurre interdigitate con depositi clastici delle conoidi detritiche. Altri dati di perforazioni eseguite nel lato SW della valle di Gubbio, indicano profondità minori sia per lo spessore dei sedimenti di ambiente lacustre che per la potenza complessiva dei depositi continentali. Nella sezione, al piano della faglia diretta principale sono stati associati altri piani sintetici, osservabili sia nella dorsale calcarea che nella fascia pedemontana e nascosti dalle conoidi detritiche, ma messi in evidenza da scarpate morfologiche (Fig. 5).

Nel lato SW della pianura, nella sezione geologica (Fig. 4) è indicata una faglia antitetica la cui esistenza è stata supposta sulla base di dati di perforazione e da evidenze indirette date da scarpate morfologiche rilevabili su alcune superfici terrazzate nell'area tra Pontedassi, Padule e Branca (Fig. 3). I dati geofisici costituiti soprattutto da S.E.V., mostrano inoltre un rapido approfondimento del bacino poco ad est di Pontedassi, dove affiorano le rocce del tetto della faglia diretta, con *on-lap* delle argille fluvio-lacustri sui terreni marnoso-arenacei (Fig. 6).

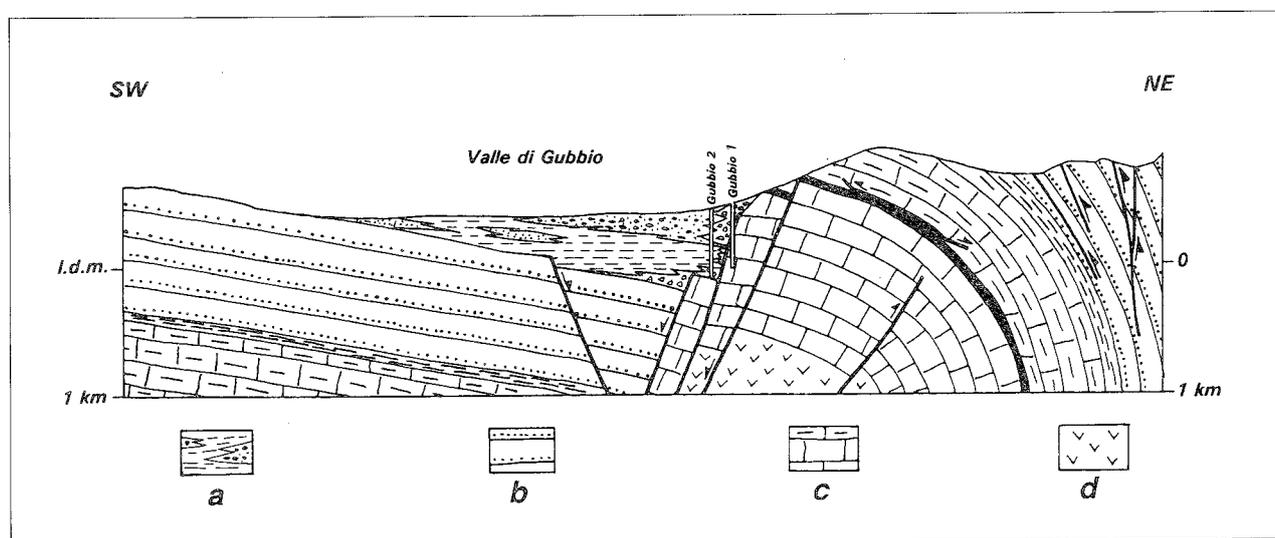


Fig. 4 - Sezione geologica attraverso la valle di Gubbio. a - Depositi pleistocenici; b - Formazione Marnoso-arenacea (Miocene medio); c - Successione calcarea e marnosa umbro-marchigiana (Giurassico - Miocene inf.); d - Anidriti di Burano (Trias sup.).



Fig. 5 - Zona pedemontana a SE del centro urbano della città di Gubbio. E' possibile osservare sulla sinistra lo specchio della faglia diretta immergente a SW con una inclinazione di 65°. Le strie ed i *mega-lithons* visibili nella parte inferiore dell'affioramento, indicano chiaramente movimento di *dip-slip*. Appoggiata al piano della faglia, la conoide detritica presenta una clinostatificazione abbastanza regolare. Nella parte bassa, alcuni blocchi del detrito, più grossolani, presentano una giacitura immergente a NE di circa 15°, originata per scivolamento e rotazione lungo la superficie di faglia.



Fig. 6 - Bordo SW della valle di Gubbio, cava nella zona di Pontedassi. E' possibile osservare il tetto della faglia diretta, costituito dalla Formazione Marnoso-arenacea, che immerge a NE regolarmente all'interno del bacino. Su di esso appoggiano le sabbie ed argille del complesso argilloso-sabbioso.

## RICOSTRUZIONE DEL BASAMENTO PRE-PLIOCENICO

La ricostruzione della base dei sedimenti di origine continentale è stata eseguita utilizzando i dati stratigrafici provenienti da oltre cinquanta sondaggi realizzati per le attività minerarie legate alla lignite e a pozzi per la ricerca d'acqua, ubicati soprattutto nelle zone marginali del bacino (Fig. 7). Le stratigrafie sono state utilizzate per tarare i numerosi dati geofisici costituiti soprattutto da profili geoelettrici e sismica a rifrazione e riflessione.

Nella parte NE del bacino, a ridosso della faglia diretta, la ricostruzione geometrica è stata eseguita proiettando in profondità l'andamento della dislocazione la cui geometria è ben esposta in superficie (Fig. 5). L'algoritmo utilizzato per costruire la matrice di punti necessaria per il *countouring* è quello dell'inver-

so della distanza su una griglia a maglia quadrata considerando per ogni punto la media pesata di dieci nodi circostanti (DAVIS, 1986).

La ricostruzione (Fig. 7) permette di osservare che il bacino presenta una forma ellissoidale ben netta con i vertici dell'asse maggiore che tendono a chiudersi a SE e a NW. Viene messa in risalto inoltre la presenza nel fondo del bacino di un gradino tra Gubbio e Mocaiana che potrebbe derivare dall'azione di una faglia nascosta, parallela alla principale e dalla quale potrebbero originarsi alcune morfologie superficiali osservabili a valle della città di Gubbio.

La profondità massima del bacino è di 400 m rispetto all'attuale fondovalle e si ha in corrispondenza della dorsale calcarea, nel punto di massimo rigetto della faglia diretta. Questo porta a far coincidere la zona di maggiore subsidenza all'interno del bacino con la zona di massima altezza strutturale nella dorsale calcarea. Tutto il fondo del bacino tende poi a risalire in maniera dolce verso Branca a SE, mentre a NW presenta i fianchi molto più ripidi.

## FACIES SEDIMENTARIE

La depressione tettonica durante la sua evoluzione è stata colmata progressivamente da sedimenti formati in ambiente continentale il cui spessore complessivo raggiunge i 400 m. Lo schema stratigrafico utilizzato ricalda quello proposto dalla GE.MI.NA. (1963) e prevede una suddivisione della successione pleistocenica in tre complessi sulla base dell'analisi di *facies*: uno alluvionale superiore con depositi prevalentemente detritici e subordinatamente fluviali, uno argilloso-sabbioso intermedio con sedimenti fluvio-palustri ed uno argilloso-lignitifero inferiore dove prevalgono materiali depositi in un ambiente palustre e lacustre (Fig. 8).

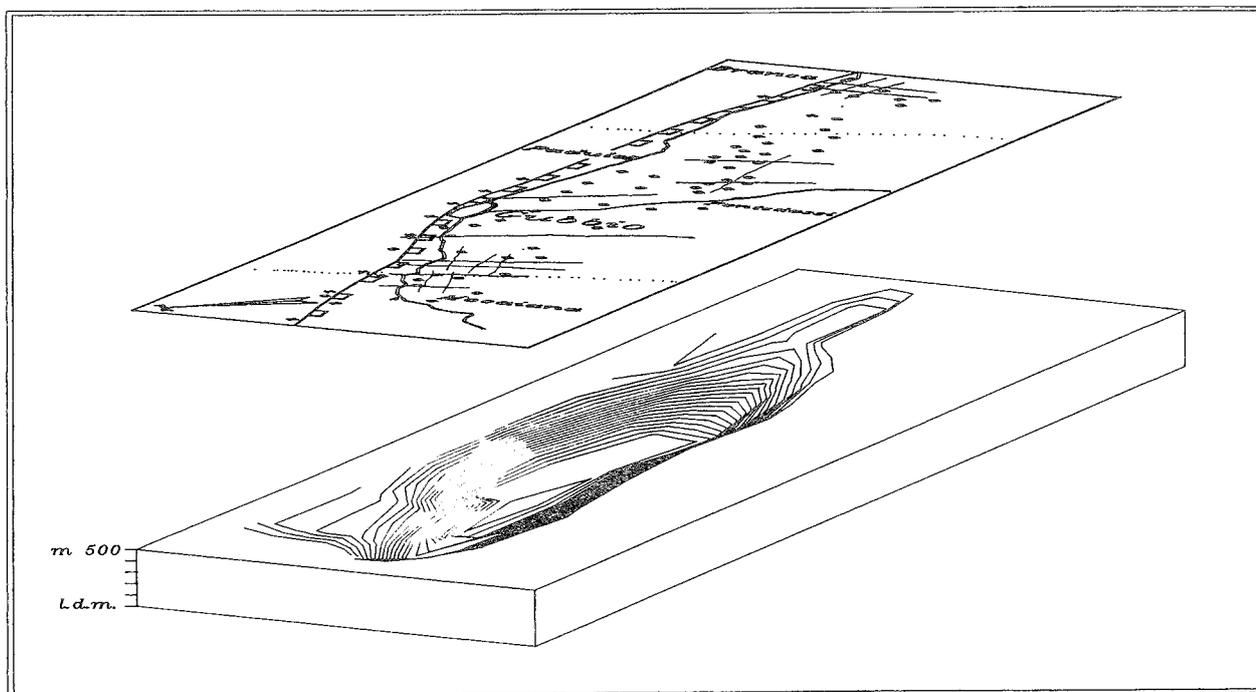


Fig. 7 - Ricostruzione tridimensionale della base dei depositi continentali. La superficie superiore indica l'ubicazione dei pozzi (cerchi neri), degli affioramenti (+) della faglia diretta (linea con i quadrati che indicano la parte ribassata), delle linee sismiche a riflessione (linee punteggiate), dei sondaggi geoelettrici (linee), utilizzati per la costruzione. E' schematizzato l'andamento delle strade (doppia linea) che attraversano i centri abitati della pianura di Gubbio.

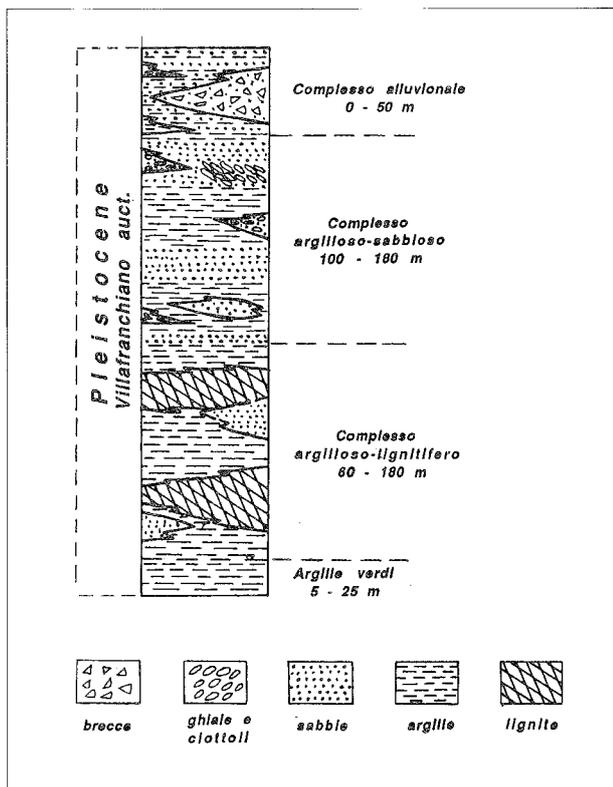


Fig. 8 - Schema stratigrafico dei depositi sedimentari pleistocenici della valle di Gubbio (modificato da dati GE.MI.NA., 1962).

L'età di questi depositi terrigeni continentali è stata attribuita al Pleistocene (GE.MI.NA., 1963; ESU & GIROTTI, 1991), mentre il contenuto pollinico verificato sulle argille lacustri non sembra dare informazioni attendibili.

Nelle zone pedemontane che bordano il bacino, soprattutto nel lato NE della dorsale calcarea, sono attualmente presenti numerose conoidi detritiche che poggiano direttamente sul piano della faglia diretta principale e che permettono quindi di avere interessanti informazioni sull'evoluzione del versante strutturale (Fig. 5). Questi depositi di pendio presentano generalmente un alto gradiente e sono costituiti da breccie poligeniche a basso *sorting*, con granulometria distribuita in diverse classi polimodali e con dimensioni dei clasti generalmente centimetriche; la matrice è argilloso-sabbiosa di colore rossastro debolmente cementata. Il loro spessore è massimo a NW di Gubbio e supera il centinaio di metri. Queste conoidi si interdigitano con i sedimenti di origine fluviale del complesso alluvionale e la loro progradazione verso il fondovalle è legata alla produzione e distribuzione del materiale detritico derivante dalla degradazione, operata dagli agenti esogeni e favorita dall'attività tettonica, sui versanti calcarei. Le conoidi detritiche presentano una clinostratificazione concordante con gli attuali versanti; in pochi casi sono tagliate da fratture e mostrano segni di trasciamento rispetto al piano di faglia principale sul quale poggiano (Fig. 5). Le maggiori conoidi di versante, come quelle ad est di Mocaiana e di Gubbio, presentano un profilo policiclico dove predominano tratti concavities, interrotti in molti punti da scarpate morfologiche legate a piccole faglie con rigetti di alcuni metri.

I sedimenti di origine fluviale sono costituiti soprattutto da corpi lenticolari, alternati a materiali più fini, di pochi metri di spessore e di estensione, di ghiaie e conglomerati formati prevalentemente da clasti calcarei che presentano una buona classazione e con embriatura secondo direzioni perpendicolari all'asse del bacino (Fig. 9). A questi sono interdigitate lenti di sabbie ed argille con spessore di alcuni metri. Nella parte SW del bacino sono presenti depositi alluvionali che derivano da rielaborazione di materiale detritico ad opera dei corsi d'acqua, con direzioni di trasporto parallele all'asse maggiore del bacino.

Il complesso argilloso-sabbioso è caratterizzato dalla presenza di corpi lenticolari di alcuni metri di potenza di limi, argille e sabbie color ocreo e marrone, fra loro alternati all'interno delle quali sono presenti rari livelli decimetrici di conglomerati calcarei. Strati sabbiosi di alcuni metri di spessore con laminazioni incrociate concave (Fig. 10), sono presenti in modesti affioramenti nella zona compresa tra Padule e Pontedassi ed in alcuni casi si presentano debolmente inclinati verso NE. Nella parte inferiore di questo complesso, si osserva una successione di argille grigio-azzurre che pos-

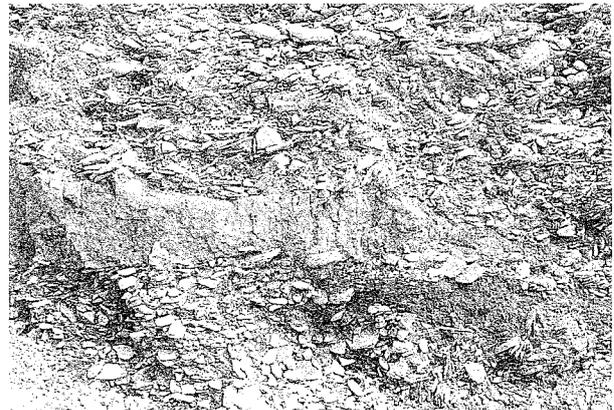


Fig. 9 - Depositi alluvionali rielaborati nella parte SW della valle di Gubbio. Essi sono costituiti da conglomerati e ghiaie con lenti di sabbie ed argille. I conglomerati presentano uno scheletro costituito da clasti calcarei e arenacei subangolosi. Sono visibili anche strutture embriate con direzioni di trasporto parallele all'asse maggiore del bacino. La matrice è costituita da limo argilloso. Il rapporto scheletro/matrice è  $> > 1$ .

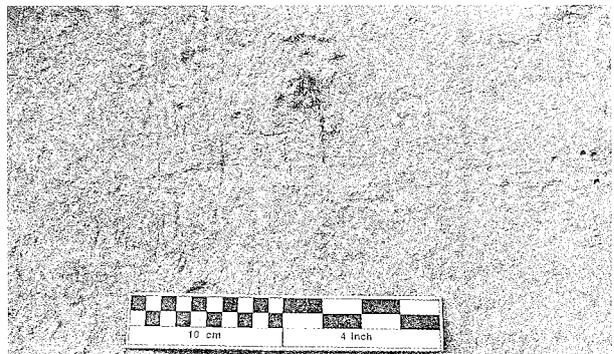


Fig. 10 - Zona SW della valle di Gubbio, in prossimità di Pontedassi. Sabbie del margine lacustre al di sopra delle quali giacciono livelli di conglomerati. Gli strati sabbiosi presentano una giacitura pressoché orizzontale con strutture sedimentarie costituite da lamine incrociate concave.

sono raggiungere anche i 200 m di spessore, come è stato osservato nel pozzo Gubbio 2. Esse costituiscono la base della successione continentale nella parte NE del bacino, mentre sono eteropiche con il complesso argilloso-lignitifero nella parte SW. Queste argille mostrano lamine piano parallele, continue lateralmente, marcate da concentrazioni di materia organica scura; questi sedimenti possono essere riferiti ad un ambiente deposizionale lacustre.

Il complesso argilloso-lignitifero affiora soprattutto nel lato meridionale della valle di Gubbio ed è stato oggetto di attività estrattiva in particolare nella zona di Branca. Negli anni venti e trenta sono stati coltivati, in miniera, almeno quattro banchi di lignite: nella zona ad ovest di Branca, in quella di Padule e ad est di Pontedassi. Nella zona di Branca è stato coltivato un banco situato a circa 100 m di profondità, non affiorante e localizzato mediante perforazioni. I dati derivanti dai rapporti dei lavori di questa miniera, riportano che uno dei problemi maggiori nella coltivazione era rappresentato dal fatto che i banchi di lignite si approfondivano verso NE con inclinazione che in alcuni casi superava i 30°. Questi banchi di lignite, di pochi metri di potenza sono intercalati con strati molto più potenti di argille grigio-azzurre. Ambedue i litotipi presentano laminazioni piano-parallele. Nella zona di Branca lungo il corso del F. Chiascio il contatto tra la Formazione Marnoso-arenacea di base e il complesso argilloso-lignitifero è dato da una successione di argille verdi dello spessore di alcune decine di metri.

#### EVOLUZIONE TETTONICO SEDIMENTARIA

La genesi, la forma e le dimensioni di un bacino distensivo intramontano sono direttamente collegate alla formazione ed evoluzione cinematica e dinamica del sistema di faglie dirette che lo hanno generato.

L'enucleazione e successiva propagazione di una faglia distensiva in una data area può avvenire secondo meccanismi diversi che possono dar luogo sostanzialmente a due tipi di geometrie: blocchi ruotati e *half-*

*graben* (GIBBS, 1983). In ambedue i casi, man mano che il tetto della faglia si muove, si ha la formazione di una depressione asimmetrica, la cui evoluzione ha un'influenza diretta sui processi sedimentari e sulla natura dei depositi che andranno a colmarla ed in generale su tutto l'assetto morfologico delle aree circostanti. Esempi di bacini di questo tipo sono molto diffusi, con una vasta letteratura per sistemi sia attuali che fossili e in ambienti geodinamici molti diversi (LEEDER & GAWTHORPE, 1987).

Osservazioni di terreno e i modelli di laboratorio (ELLIS & MCCRAY, 1988) evidenziano che alla scala del singolo bacino l'evoluzione cinematica e dinamica del sistema di faglie dirette segue dei meccanismi che portano sostanzialmente a delle rotazioni progressive di sistemi di fratture di ordine precedente. Nei bacini delimitati da faglie a geometria listrica, il basculamento della superficie del tetto durante la distensione è accompagnato dalla rotazione progressiva e dallo sviluppo di una struttura plicativa, *rollover anticline*, attorno ad un fulcro (Fig. 11). La posizione spaziale di questo punto, relativa alla faglia bordiera, è variabile nel tempo ed è condizionata dalla geometria profonda della faglia stessa e/o dalla presenza di altre strutture sintetiche o antitetiche ad essa situate all'interno del bacino. Così mentre tutto questo determina l'ampiezza della depressione asimmetrica e quindi regola la distribuzione delle diverse facies sedimentarie, l'estensione della faglia e il suo rigetto condizionano la lunghezza e la profondità del bacino. Nell'area a NW di Gubbio, nella dorsale calcarea (Fig. 3), sono presenti paleosuperfici ruotate di alcuni gradi verso NE e dislocate per alcune decine di metri. Esse potrebbero derivare da possibili aggiustamenti isostatici al letto della faglia diretta. E' possibile infatti individuare un fulcro di rotazione anche nel letto della faglia diretta (Fig. 11) attorno al quale si può avere risalita isostatica. Le faglie dirette importanti, che penetrano in profondità all'interno della crosta, nella loro evoluzione progressiva, danno luogo ad una diminuzione del carico litostatico nel letto che tende ad avere una risalita isostatica che può raggiungere valori del 10% rispetto alla subsidenza totale del bacino (JACKSON & MCKENZIE, 1983).

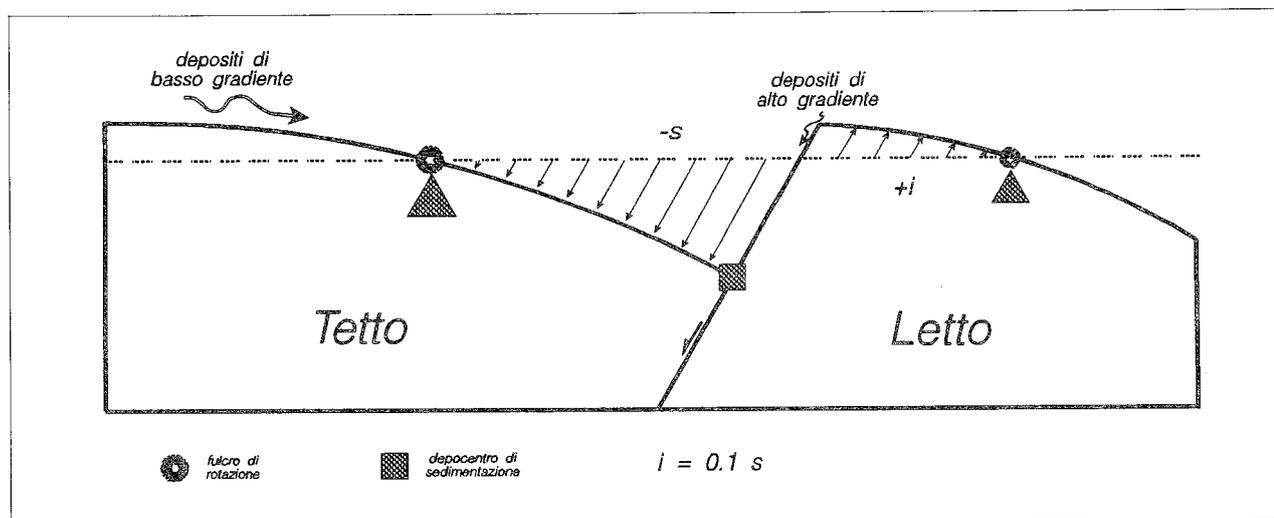


Fig. 11 - Schema dell'evoluzione di un bacino asimmetrico al tetto di una faglia diretta. Sono indicati i vettori relativi alla subsidenza (-s) del bacino e dell' associata risalita isostatica (+i) al letto della faglia diretta. (Modificato da LEEDER & GAWTHORPE, 1987).

L'altro elemento geometrico che caratterizza un bacino asimmetrico è la localizzazione del depocentro di sedimentazione la cui posizione, immediatamente a ridosso della faglia listrica, rimane pressoché immutata durante tutta la sua storia cinematica (Fig. 11).

Il controllo sull'evoluzione geomorfologia dell'area e sul tipo di sedimentazione all'interno del bacino sono dati poi dalla posizione e della geometria delle principali scarpate tettoniche: una più ripida, coincidente con il piano della faglia principale nel letto, ed un pendio più dolce nel tetto. La zona del letto è generalmente la principale sorgente di sedimenti, soprattutto grossolani, che alimentano l'interno del bacino sia per il maggiore gradiente, sia perché le condizioni di fratturazione della roccia, per la presenza della faglia, favoriscono i processi di degradazione ed alterazione dei versanti. Nel lato NE del bacino di Gubbio tali sedimenti sembrano aver avuto importanza soprattutto nella fase finale di colmamento della conca lacustre o almeno dal momento in cui la faglia diretta e la successiva erosione hanno messo a nudo le rocce calcaree dell'anticlinale.

Dall'area del tetto della faglia invece, considerata l'asimmetria del bacino, si ha un afflusso di materiale sedimentario più fine derivante da un'area molto più estesa con un gradiente inferiore (Fig. 11).

I fenomeni di cattura dell'alto corso del T. Chiascio all'interno della valle di Gubbio, ipotizzati nel Pleistocene inf. nella ricostruzione paleogeografica da CATTUTO (1973), potrebbero essere imputati ad una maggiore attività della faglia diretta con conseguente approfondimento ed estensione del bacino. Anche faglie

di modesta entità, prodotte dall'attività sismica, possono dar luogo a piccoli basculamenti estensionali che però influenzano in maniera significativa tutti i processi sedimentari guidati dalla gravità, modificando talvolta anche il gradiente dei corsi d'acqua (LEEDER & GAWTHORPE, 1987).

Risulta quindi che la distribuzione delle facies sedimentarie all'interno del bacino è controllata dal movimento del tetto della faglia diretta che agisce sia sul fondo del bacino, modificandone la geometria e l'estensione, sia attraverso la maggiore o minore produzione di materiale detritico che prograda attraverso le conoidi dalla fascia pedemontana (Fig. 12). Il progressivo spostamento a SW dei sedimenti lacustri, all'interno del bacino di Gubbio, può essere messo in relazione ad una maggiore avanzata delle conoidi, alimentate da una accentuata produzione di materiale detritico legata ad un'attività tettonica più intensa, oltre che da condizioni climatiche più severe e da un assetto morfologico più articolato.

Questi depositi sono stati successivamente ruotati verso NE dallo sviluppo del rigetto della faglia, fino a raggiungere inclinazioni maggiori di 30°, simili a quelle rilevate nei banchi di lignite della miniera di Branca. Questa rotazione del tetto, da luogo a variazioni della posizione dell'eventuale linea di costa lacustre e origina cicli sedimentari ben riconoscibili.

All'interno del bacino distensivo di Gubbio, si possono individuare due tipi di sistemi di alimentazione dai versanti che si sono alternati in momenti diversi nella fase di colmamento progressivo del bacino: uno parallelo ed uno ortogonale rispetto all'asse maggiore.

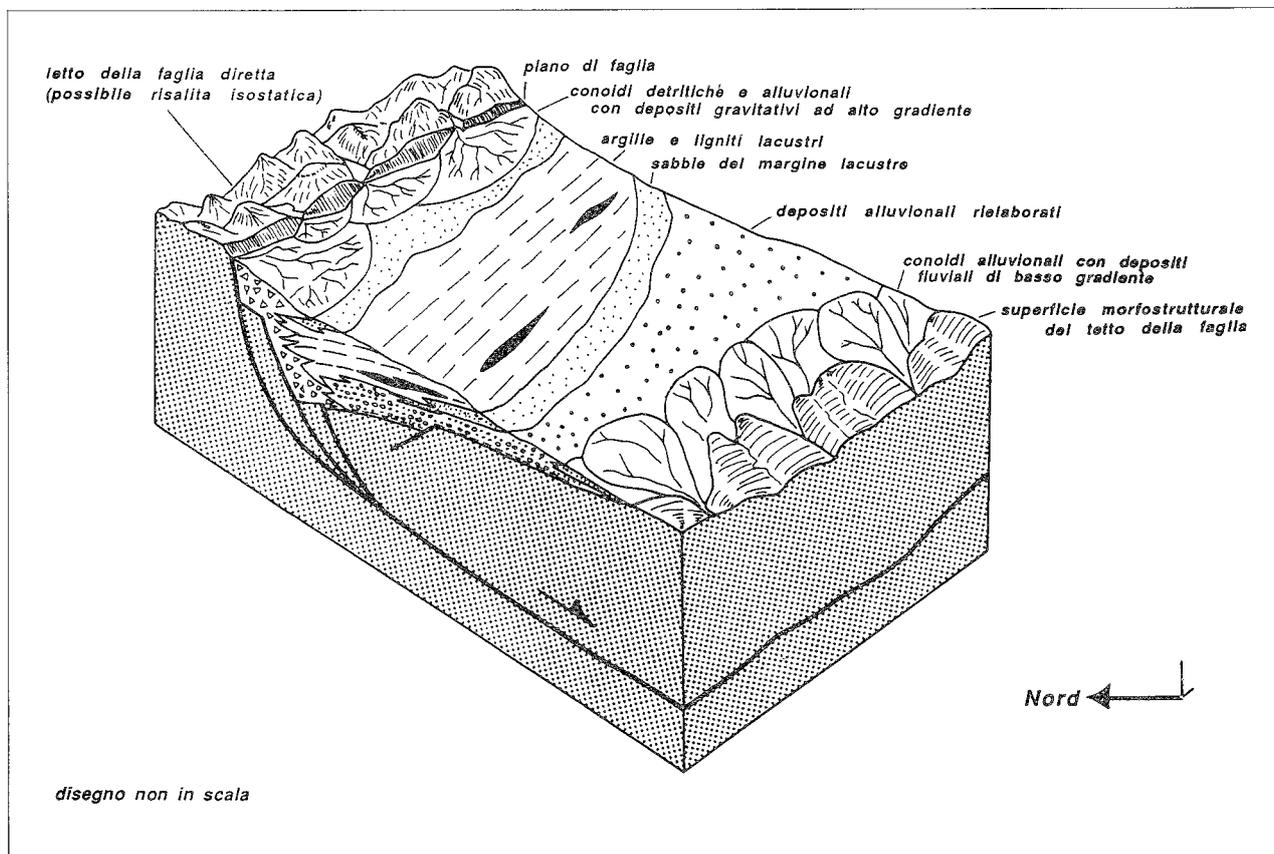


Fig. 12 - Blocco diagramma relativo all'assetto tettonico/sedimentario del bacino di Gubbio.

Il sistema di trasporto dei sedimenti laterale rispetto alla faglia bordiera principale, introduce all'interno della depressione lacustre, nel suo stadio genetico iniziale, sedimenti molto fini limo-argillosi che vanno a realizzare la potente successione di argille grigio azzurre del complesso argilloso-sabbioso; nella fase terminale del colmamento della conca lacustre si ha invece apporto di sedimenti grossolani in conoidi con un alto gradiente dal letto e conoidi detritiche a basso gradiente e con sedimenti più fini, nel tetto della faglia. In tutti questi casi i corsi d'acqua presentano un andamento centripeto rispetto al bacino.

Nel sistema di trasporto assiale i sedimenti vengono trasferiti parallelamente alla direzione della faglia, in una fase di colmamento finale del bacino attiva soprattutto nella sua parte sud-orientale.

La posizione temporale di questi momenti evolutivi per il bacino di Gubbio è difficilmente attribuibile e comunque sembra essere inclusa all'interno di tutto il Pleistocene, anche se sembra plausibile che l'azione della faglia diretta possa aver avuto inizio già alla fine del Pliocene.

La rotazione del fondo del bacino produce variazioni su questi sistemi di alimentazione assiali e laterali dando luogo a variazioni significative nel tipo, nello spessore e nella distribuzione dei sedimenti attraverso tutta la lunghezza della depressione. Viene a crearsi poi un certo bilanciamento tra la velocità di sedimentazione e la subsidenza del bacino, anche se alla fine esiste una chiara discrepanza tra l'entità del rigetto della faglia che ha originato la depressione tettonica e lo spessore dei sedimenti che l'hanno successivamente colmata. Questo è da attribuire alle condizioni geologiche e morfologiche presenti all'interno e all'esterno del bacino che ne hanno condizionato la sedimentazione, oltre che alla posizione del livello di base regionale.

Esistono tuttavia numerose altre variabili oltre a quelle tettonico-sedimentarie che possono influenzare la distribuzione dei depositi sedimentari all'interno di un bacino distensivo. In particolari contesti tettonici, diversi da quello esaminato, il clima e la geologia delle aree circostanti al bacino, condizionano in maniera determinante sia la quantità dell'apporto di materiale clastico sia la distribuzione delle varie associazioni di facies.

## BIBLIOGRAFIA

- AMBROSETTI P., CARBONI M.A., CONTI M.A., COSTANTINI A., ESU D., GANDINI A., GIROTTI O., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., NICOSIA U., PARISI G. & SANDRELLI F. (1978) - *Evoluzione paleogeografica e tettonica nei bacini tosco-umbro laziali nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 573-580.
- AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., ESU D., GIROTTI O., LA MONICA G.B., LANDINI B. & PARISI G. (1987) - *Il Pliocene ed il Pleistocene inferiore del bacino del F. Tevere nell'Umbria meridionale*. Geogr. Fis. Din. Quat., **10**, 10-33.
- AYDIN A. & NUR A. (1982) - *Evolution of pull-apart basins and their scale dependence*. Tectonophysics, **1**, 91-105.
- CATTUTO C. (1973) - *Carta dei lineamenti geomorfologici del territorio di confluenza tra il F. Chiascio ed i Torrenti Rasina e Saon-da*. Geol. Romana, **12**, 105-124.
- DAVIS J.C. (1986) - *Statistical and data analysis in geology*. John Wiley & Sons, New York, 649 p.
- DEIANA G., DRAMIS F., LAVECCHIA G. & PIALLI G. (1980) - *Schema geologico dell'area Nursina ed eventi sismici*. Conv.Naz. "Intervento a seguito del terremoto di Norcia del 1979" Prog. Fin. Geod., Pub. n.350, 40-46.

- DEWEY J.F. (1988) - *Extensional collapse of orogens*. Tectonics, **37**, 6, 1123-1138.
- DULA JR. W.F. (1991) - *Geometric models of listric normal faults and rollover-folds*. Am. Ass. Petr. Geol., **75**, 10, 1609-1625.
- ELLIS P.G., MCCRAY K.R. (1988) - *Listric extensional fault systems - results of analogue model experiments*. Basin Research, **1**, 55-70.
- ESU D. & GIROTTI O. (1991) - *Late Pliocene and Pleistocene assemblages of continental molluscs in Italy. A Survey*. Il Quaternario, **4**, 1a, 137-150.
- GE.MI.NA. (1963) - *Ligniti e torbe dell'Italia centrale*. Roma, 319 p.
- GIAQUINTO S., MARCHETTI G., MARTINELLI A. & MARTINI E. (1991) - *Le acque sotterranee in Umbria*. Ed. Protagon, Perugia, 212 pp.
- GIBBS A.D. (1983) - *Balanced cross-sections construction from seismic sections in areas of extensional tectonics*. J. Struct. Geol., **5**, 153-160.
- GIESEL P. (1981) - *Intramontaneous basins and crustal structures*. in F.C. Wezel (eds.) "Sedimentary basins of mediterranean margins", 55-61, Tecnoprint, Bologna.
- JACKSON J.A., MCKENZIE D.P. (1983) - *The geometrical evolution of normal fault systems*. J. Struct. Geol., **5**, 471-482.
- LEEDER M.R. & GAWTHORPE (1987) - *Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins*. In COWARD M.P., DEWEY J.F. & HANCKOCK P.L. (Eds) "Continental Extensional Tectonics" Geol. Soc. Spec. pub., n. **28**, 139-152.
- MENICHETTI M., (1991a) - *Evoluzione tettonica del settore settentrionale dell'Appennino umbro-marchigiano*. Tesi del III Ciclo di Dottorato di Ricerca Univ. Perugia, 258 p.
- MENICHETTI M., (1991b) - *Sismogenesi e faglie dirette nell'area umbro-marchigiana*. Atti 10° Conv. Naz. Geof. Terra Solida, Roma, 79-89.
- MENICHETTI M., MINELLI G. (1991) - *Extensional tectonics and sismogenesi in Umbria (Central Italy) - The Gubbio area*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 857-880.
- PLATT J.P. & VISSERS R.L.M. (1989) - *Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for Alboran sea and Gibraltar arc*. Geology, **17**, 540-543.
- RICCI LUCCHI F. (1988) - *Introduzione all'analisi dei bacini sedimentari continentali*. Giornale di Geologia, **3**, 1-2, 127-146.

