

LE FAGLIE NORMALI QUATERNARIE NELLA DORSALE APPENNINICA UMBRO-MARCHIGIANA: PROPOSTA DI UN MODELLO DI TETTONICA DI INVERSIONE

Riassunto

Abstract

1. Introduzione

2. Inquadramento geologico

2.1 Stratigrafia

2.2 Assetto strutturale

3. Discussione e conclusioni

Riferimenti bibliografici

RIASSUNTO

Nella Catena umbro-marchigiana faglie normali quaternarie dislocano, soprattutto nel settore sud-occidentale, pieghe e sovrascorrimenti di età neogenica. Nella Dorsale appenninica umbro-marchigiana le strutture compressive descrivono una forma arcuata con direzione NW-SE a nord e circa N-S a sud. Le faglie normali quaternarie, presenti soprattutto nella porzione più meridionale, hanno una direzione media N140°-150°, e quindi obliqua a quella delle pieghe e dei sovrascorrimenti. Tali faglie sono organizzate in "fasci" che mostrano uno sviluppo longitudinale fino a 30-40 Km ed una distribuzione areale differente nei diversi *thrust-sheets*. Le singole faglie, generalmente immergenti ad WSW, sono disposte *en échelon* e/o raccordate da minori segmenti di trasferimento.

I rigetti massimi (900-1200 m) sono realizzati dalle faglie che generalmente si interrompono sui piani di sovrascorrimento; la loro attività è compresa tra il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio (pre- 0.23 Ma).

Alcune faglie mostrano evidenze morfostrutturali che ne documentano un'attività più recente rispetto alle precedenti; ad esse, inoltre, viene associata l'intensa attività sismica dell'area. Queste ultime presentano un rigetto intorno ai 250-350 m e sono caratterizzate da una evidente scarpata di faglia. L'analisi geometrica e cinematica delle suddette faglie consente di determinare una direzione di estensione principale N50°-60°E ed una subordinata N10°-20°E.

L'analisi del *pattern* delle faglie, la loro geometria listrica, il controllo delle discontinuità preesistenti sul fagliamento quaternario e l'esistenza di due direzioni di estensione, hanno permesso la formulazione di un'ipotesi genetica per le depressioni tettoniche sedi dei bacini continentali quaternari.

Per quanto riguarda le faglie quaternarie studiate, la loro cronologia relativa (età delle morfologie erosive e dei depositi dislocati), i loro rapporti geometrici con i piani di sovrascorrimento e l'analisi dei dati sismologici consentono di ipotizzarne un raccordo, realizzato in tempi successivi, su livelli di scollamento

ubicati a diverse profondità. Questi sono rappresentati dai piani di sovrascorrimento, che vengono quindi invertiti (*detachment faults*).

Il modello di tettonica di inversione proposto per il fagliamento quaternario dell'area studiata prevede l'attivazione di *detachment faults* via via più esterne in relazione alla migrazione verso est del "fronte estensionale".

L'estensione calcolata nell'area analizzata è di 2 Km, pari circa al 10%. Considerando che il fagliamento è iniziato nel Pleistocene inferiore (1-0.8 Ma), si calcola un tasso medio di estensione di 2 mm/a. Inoltre si ottiene uno *slip-rate* medio intorno a 1.5 mm/a per le faglie a maggior rigetto.

ABSTRACT

Quaternary extensional faults in the Umbro-Marchean Apennines Ridge are analyzed. Normal faults are arranged in fault zones ranging in length up to 30-40 km and trending NNW-SSE, oblique to Neogene thrusts oriented N-S. Within various thrust-sheets, fault zones display different patterns. Major faults generally stop close to the main thrust planes. Other minor faults exhibit morphotectonic evidences (fault scarps), and displace the main thrust planes. For Quaternary faults, these relationships suggest a listric geometry on different thrust planes which have consequently been inverted (*detachment faults*). For active faults, seismological data suggest a high-angle geometry up to 10-12 km at depth; this data and structural data constrain the extensional faulting model, concerning the progressive activation of the outer detachment faults and related high-angle faults (consistent with a simple-shear extensional model) as a consequence of an eastward migrating extensional front. Thus, as the extensional front migrates toward the east, the inner detachment faults as well as the related high-angle faults become inactive. Their reactivation, however, cannot be ruled out because of periods of increased rates of extension. High-angle faults linked to the upper detachments may not be important from a seismogenetic point of view. The occurrence of foliated cataclases and/or S/C tectonites suggests a stable sliding regime for these structures. High-angle faults linked to deep detachments are characterized by crush- and fault-breccia and gouge thus implying a frictional stick-slip behaviour.

We propose a geological cross-section where the surface data have been extrapolated at depth based on: a) a thin-skinned tectonic style for the belt on a sole thrust lying at about 12 km (using aeromagnetic basement data); b) the proposed faulting model concerning quaternary faults linked to different decollement levels, based on geometrical relationships between normal faults and thrust planes; and c) focal parameters from the 19.09.1979 Norcia earthquake.

The extension of this area (between Cascia and M. Vettore) is about 2 km, corresponding to an average rate of extension about 2 mm/yr, while the average slip-rate for the major normal faults is 1.5 mm/yr.

* Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino
Via Gentile III da Varano- 62032 Camerino (MC)

** Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena
Via delle Cerchia, 3 - 53100 Siena

PAROLE CHIAVE: Faglie normali quaternarie, Tettonica d'inversione quaternaria, Dorsale appenninica umbro-marchigiana.

KEY WORDS: Quaternary extensional faults, Quaternary inversion tectonics, Umbro-Marchean Apennines Ridge.

1. INTRODUZIONE

Nell'Appennino settentrionale, faglie normali dislocano le precedenti strutture compressive sviluppatesi secondo una sequenza principalmente normale verso l'avampaese adriatico dall'Oligocene superiore al Pleistocene. Ciò è ben documentato dallo sviluppo di depressioni tettoniche dal Miocene inferiore-medio al Pleistocene attraverso il settore tosco-umbro-marchigiano (ELTER *et al.*, 1975; AMBROSETTI *et al.*, 1978; LAVECCHIA *et al.*, 1984; BOCCALETTI *et al.*, 1986; LAVECCHIA, 1988).

Nella Dorsale umbro-marchigiana, le strutture compressive (pieghe e sovrascorrimenti di età neogenica) sono state dislocate o invertite durante la tettonica distensiva che ha interessato tale settore dell'Appennino a partire dal Pleistocene inferiore-medio (circa 0.8 Ma) secondo CALAMITA *et al.* (1979, 1982); COLTORTI *et al.* (1989); COLTORTI (in stampa), mentre, BLUMETTI & DRAMIS (1992) datano l'inizio di tale attività al Pleistocene inferiore (pre-1.0 Ma).

Le evidenze geomorfologiche (scarpate di faglia) consentono di individuare le faglie con attività più recente (olocenica); a queste è associata l'intensa sismicità dell'area (DELANA *et al.*, 1980; GASPARINI *et al.*, 1985; CALAMITA *et al.*, 1992c; PIZZI, 1992; COLTORTI & FARABOLLINI, 1993).

Sulla base del *pattern* di affioramento delle faglie quaternarie e dei campi deformativi associati, dei loro rapporti con i piani di sovrascorrimento e dei dati sismologici, proponiamo un modello distensivo per il settore fragile della crosta (primi 10-15 Km) in questa porzione dell'Appennino.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

2.1 Stratigrafia

Pieghe, sovrascorrimenti e faglie normali quaternarie coinvolgono, nella Dorsale appenninica umbro-marchigiana, un *multilayer* sedimentario di età che va dal Lias inferiore al Miocene. L'unità più antica affiorante è il Calcarea massiccio (Lias inferiore), una potente unità costituita da calcari di piattaforma carbonatica in strati da spessi a molto spessi (Fig. 1). Segue una successione pelagica costituita da rocce calcaree, calcareo-marnose, calcareo-selcifere e selci ben stratificate (Lias medio-Miocene medio) con spessore di circa 1400 m dove la successione giurassica è completa (Corniola, Rosso ammonitico/Calcari e marne del Sentino, Calcari a Posidonia, Calcari

diasprini umbro-marchigiani) e intorno ai 900 m dove questa è condensata (Calcari nodulari). Spessori compresi tra questi due valori sono dovuti alla presenza di una successione giurassica composta (es.: Calcari nodulari, Calcari diasprini umbro-marchigiani). Al di sopra dei Calcari nodulari o dei Calcari diasprini umbro-marchigiani, la successione continua con la Maiolica, le Marne a Fucoidi, la Scaglia bianca, la Scaglia rosata, la Scaglia variegata, la Scaglia cinerea, il Bisciario, lo Schlier. Superiormente si rinvencono depositi torbiditici silicoclastici di età Tortoniano superiore-Messiniano con spessore compreso tra 1000-1500 m. Questi ultimi affiorano nella depressione che caratterizza il settore centro-settentrionale della Dorsale appenninica umbro-marchigiana.

I pozzi AGIP Burano e Fossombrone (MARTINIS &

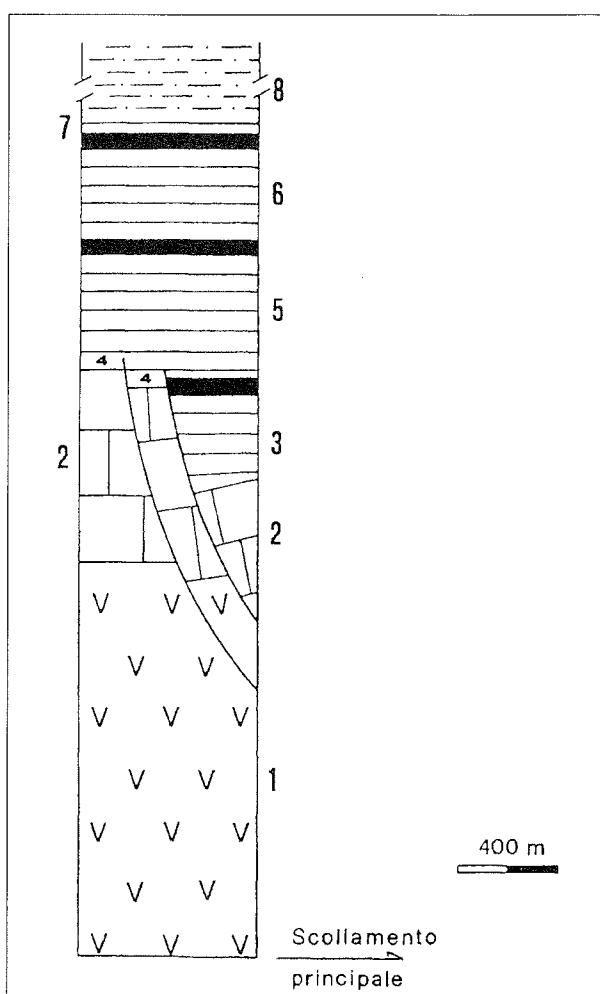


Fig. 1 - Schema stratigrafico della successione mesozoico-miocenica dell'Appennino umbro-marchigiano: 1) Anidriti di Burano (Trias sup.); 2) Calcari e marne a *Raethavicula* e Calcarea massiccio (Trias sup.-Lias inf.); 3) Corniola, Rosso ammonitico e/o Calcari e marne del Sentino (Sinemuriano sup.-Aaleniano); 4) Formazione del Bugarone (Pliensbachiano-Titonico inf.; nelle "Successioni condensate"); 5) Calcari e marne a Posidonia, Calcari diasprini umbro-marchigiani, Maiolica, Marne a Fucoidi (Bajociano-Cenomaniano inf.); 6) Scaglia bianca, rosata e cinerea (Cenomaniano medio-Oligocene); 7) Bisciario, Schlier, Marne con cerrognia, Marne a Pteropodi (Aquitano-Messiniano p.p.); 8) Depositi torbiditici silicoclastici (Burdigaliano p.p.-Messiniano).

PIERI, 1964) raggiungono le evaporiti triassiche (Anidriti di Burano) e consentono di stimare lo spessore del Calcarea massiccio intorno agli 800 m e di riferire la parte basale di tale unità al Trias superiore.

Per gli aspetti stratigrafici specifici dell'Appennino umbro-marchigiano si rimanda a CENTAMORE *et al.* (1986) e citazioni relative.

2.2 Assetto strutturale

La catena appenninica umbro-marchigiana è caratterizzata da pieghe parallele e da sovrascorrimenti neogenici a vergenza principalmente nord-orientale (Fig. 2). BALLY *et al.* (1986), CALAMITA & DEIANA (1986) interpretano la catena secondo un modello di tettonica pellicolare, mentre LAVECCHIA *et al.* (1987) considerano coinvolto nei sovrascorrimenti anche il basamento.

La forma arcuata a convessità orientale della catena è descritta in modo evidente dalle strutture della Dorsale appenninica umbro-marchigiano-sabina che nel tratto settentrionale mostra una graduale diminuzione di quota verso NW in relazione ad una immersione assiale della catena. L'andamento arcuato è principalmente descritto dal sovrascorrimento dei M.ti Sibillini seguibile, a sud del F. Chienti, lungo il fronte montuoso con direzione NW-SE a nord e N20°-30°E a sud del M. Vettore (CALAMITA & DEIANA, 1987). Quest'ultima direzione in realtà è un valore medio dovuto all'involgimento di segmenti contigui a direzione N30°-60°E e N-S, N10°E, ben riconoscibili subito a sud del M. Vettore. Valli molto incise ed il dislocamento da parte di faglie normali sono alla base dei locali andamenti marcatamente sinuosi della traccia del piano di sovrascorrimento. A sud di Posta il sovrascorrimento dei M.ti Sibillini si continua nella linea Olevano-Antrodoco (SALVINI & VITTORI, 1982) ad andamento medio N-S.

Analogia direzione ha il sovrascorrimento frontale della "ruga" interna (M. Cavallo-M. Nerone: CALAMITA *et al.*, 1992a).

Le macropieghe hanno in generale una direzione assiale parallela a quella dei sovrascorrimenti, tuttavia nel settore meridionale esse si interrompono in prossimità dei sovrascorrimenti ad andamento N40°-60°E. Tali pieghe sono in genere caratterizzate da una cresta piatta e da un fianco orientale da subverticale o blandamente rovesciato a marcatamente rovesciato, rappresentato soltanto dalla successione pelagica in rapporto di *blind-thrust* con gli strati da suborizzontali a blandamente immergenti a NE del sottostante Calcarea massiccio (CALAMITA, 1990).

Faglie quaternarie, con prevalente componente normale, dislocano le strutture compressive (pieghe e sovrascorrimenti) principalmente nella porzione meridionale della Dorsale appenninica umbro-marchigiana (Fig. 3), mostrando nell'insieme una organizzazione in "fasci", un andamento generale N140°-150° ed un ribassamento generalmente a WSW. Questi hanno un differente *pattern* di affioramento nei diversi *thrust-sheets* e una lunghezza massima di 30-40 Km, sono costituiti da faglie principal-

mente immergenti a WSW, disposte *en échelon* o collegate da minori segmenti di trasferimento. L'inizio dell'attività di tali faglie è riferito al Pleistocene inferiore-medio tra 1.0 e 0.8 Ma (CALAMITA *et al.*, 1979, 1982; COLTORTI *et al.*, 1989; BLUMETTI & DRAMIS, 1992).

Nel settore analizzato si riconoscono cinque principali "fasci" di faglie normali quaternarie: il più orientale è il "fascio" M. Vettore-M. Bove (Fig. 3). Esso si radica poco a nord di M. Bove ed è costituito da faglie immergenti a WSW distribuite *en échelon*, seguibili con continuità per circa 5-7 Km (CALAMITA *et al.*, 1992b, 1992d) e a volte raccordate da faglie di trasferimento. Verso sud (Fig. 3), la faglia a massimo rigetto (faglia bordiera del piano di Castelluccio: rigetto pari a 1200 m) si interrompe in prossimità del piano di sovrascorrimento dei M.ti Sibillini (COOPER & BURBI, 1988), più ad oriente la faglia del Cordone del Vettore (Fig. 4) disloca il suddetto piano di sovrascorrimento con un rigetto di 250-300 m (CALAMITA *et al.*, 1992b, 1992c, 1992d; PIZZI, 1992).

La sommità dei M.ti Sibillini è stata fortemente disseccata in seguito a processi di erosione lineare, glaciale e glacionivale durante il Pleistocene medio-finale ed il Pleistocene superiore (COLTORTI & DRAMIS, 1990). Nel settore settentrionale dove le quote medie diminuiscono sono però ancora ben preservati estesi tratti di una "superficie di spianamento sommitale" modellatasi tra il Pliocene medio e la fase iniziale del Pleistocene inferiore (COLTORTI, 1981; CALAMITA *et al.*, 1982; DRAMIS *et al.*, 1991).

Nel settore orientale della catena tale superficie era stata sollevata a quote superiori ai massimi rilievi (oltre m 2476 al M.Vettore) mentre sul lato occidentale del "fascio" di faglie M.Vettore-M.Bove si rinviene a quote prossime ai 1800 m, evidenziando un rigetto della paleosuperficie di oltre 600 m. All'interno della depressione i rigetti morfologici sono maggiori ma i notevoli spessori di depositi clastici e l'elevata erosione carsica impediscono una loro esatta valutazione.

La faglia bordiera del Piano di Castelluccio si presenta generalmente sepolta da conoidi alluvionali e con detritici del Pleistocene medio-finale e del Pleistocene superiore (Fig. 5) sebbene scarpate di faglia di pochi metri di rigetto taglino i depositi più antichi prima citati nel Piano di S.Lorenzo. Più in alto la faglia del Cordone del Vettore disloca la continuità del versante rettificato qui presente così come i detriti stratificati di versante attivando alcuni movimenti franosi di grandi dimensioni (COLTORTI & FARABOLLINI, 1993). Il rigetto geologico e geomorfologico della faglia è di circa 300 m ma l'attività dopo il Pleistocene superiore (età di messa in posto dei detriti e del modellamento areale del versante) ha generato una scarpata di faglia sub-verticale di circa 10 m sulla quale mancano completamente indizi di carsificazione. Un'analogia scarpata di faglia è visibile, più a nord, lungo il versante occidentale di Palazzo Borghese (Fig. 6).

Faglie antitetiche sono presenti nel settore centrale del "fascio" in esame e mostrano un rigetto massimo di 400 m (CALAMITA *et al.*, 1992b), e le scarpate ad esse associate si presentano fortemente rimodellate dai processi erosivi del

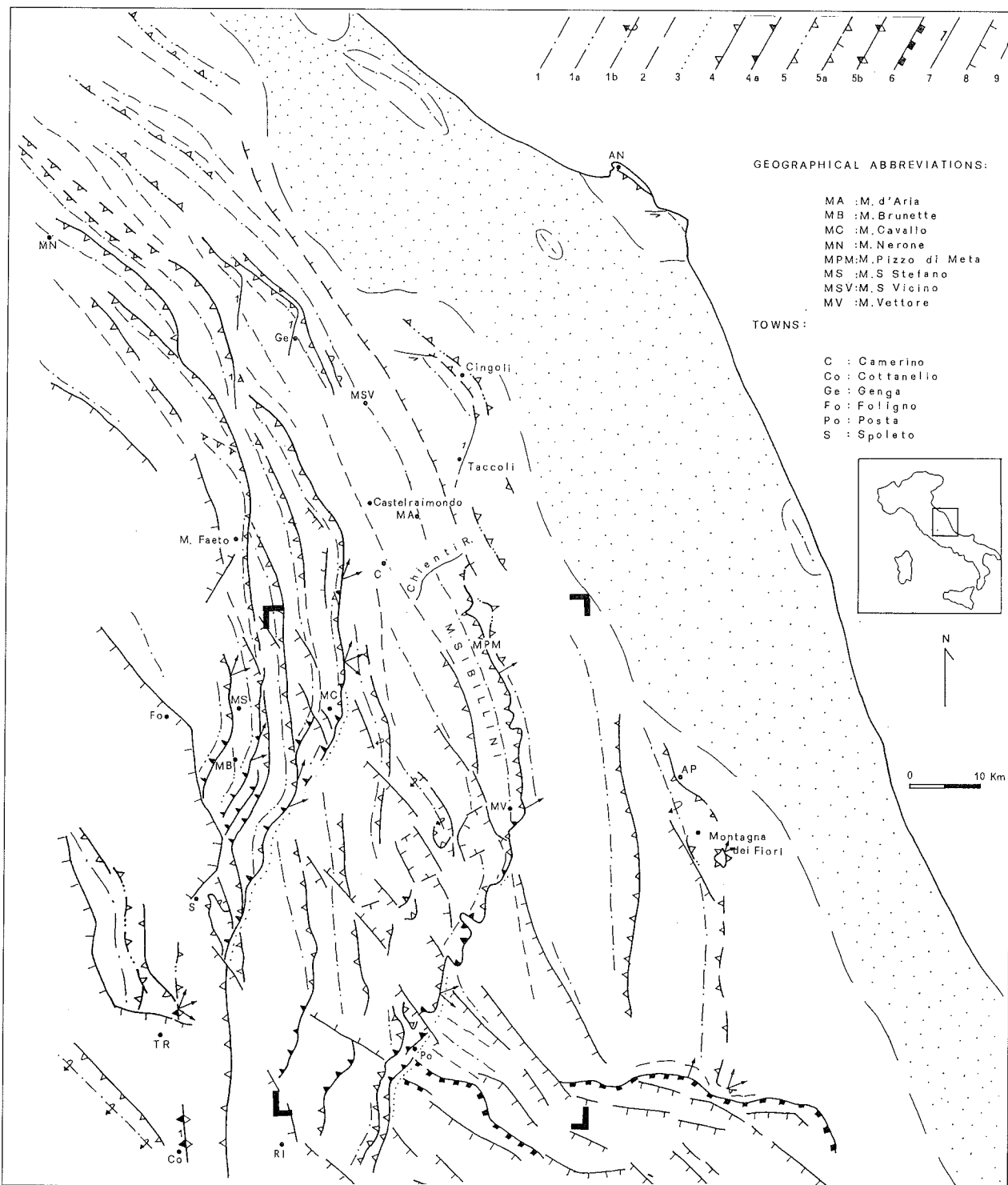


Fig.2 - Schema strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano da CALAMITA (1990) modificato. 1) macroanticlinale; 1a) macroanticlinale con il fianco esterno intensamente tettonizzato; 1b) macroanticlinale con il fianco esterno rovesciato; 2) sinclinale; 3) andamento assiale di pieghe minori vicino al fronte del sovrascorrimento; 4) sovrascorrimento; 4a) sovrascorrimento transpressivo e/o rampa laterale- obliqua; 5) retroscorrimento; 5a) faglia normale preesistente (probabilmente messiniana) riattivata come retroscorrimento; 5b) retroscorrimento in zona triangolare; 6) fronte del sovrascorrimento della Piattaforma laziale-abruzzese; 7) faglia transpressiva; 8) faglia normale recente; 9) *slip-vectors* sui principali piani di sovrascorrimento. Nell'area marchigiana esterna, la catena è sepolta sotto i depositi plio-pleistocenici (area puntinata). Nel riquadro è delimitata l'area di Fig. 3.

Pleistocene medio finale e del Pleistocene superiore. Il settore meridionale è caratterizzato dal bacino intrappenninico del Piano Grande di Castelluccio (Fig. 3), all'interno del quale non sono stati riconosciuti depositi

più antichi del Pleistocene medio finale. Tale bacino è impostato in una depressione tettonica orientata NNE-SSW e ubicata nell'*hanging wall* del fascio di faglie M. Vettore-M. Bove; tale depressione è limitata ad ovest dalla

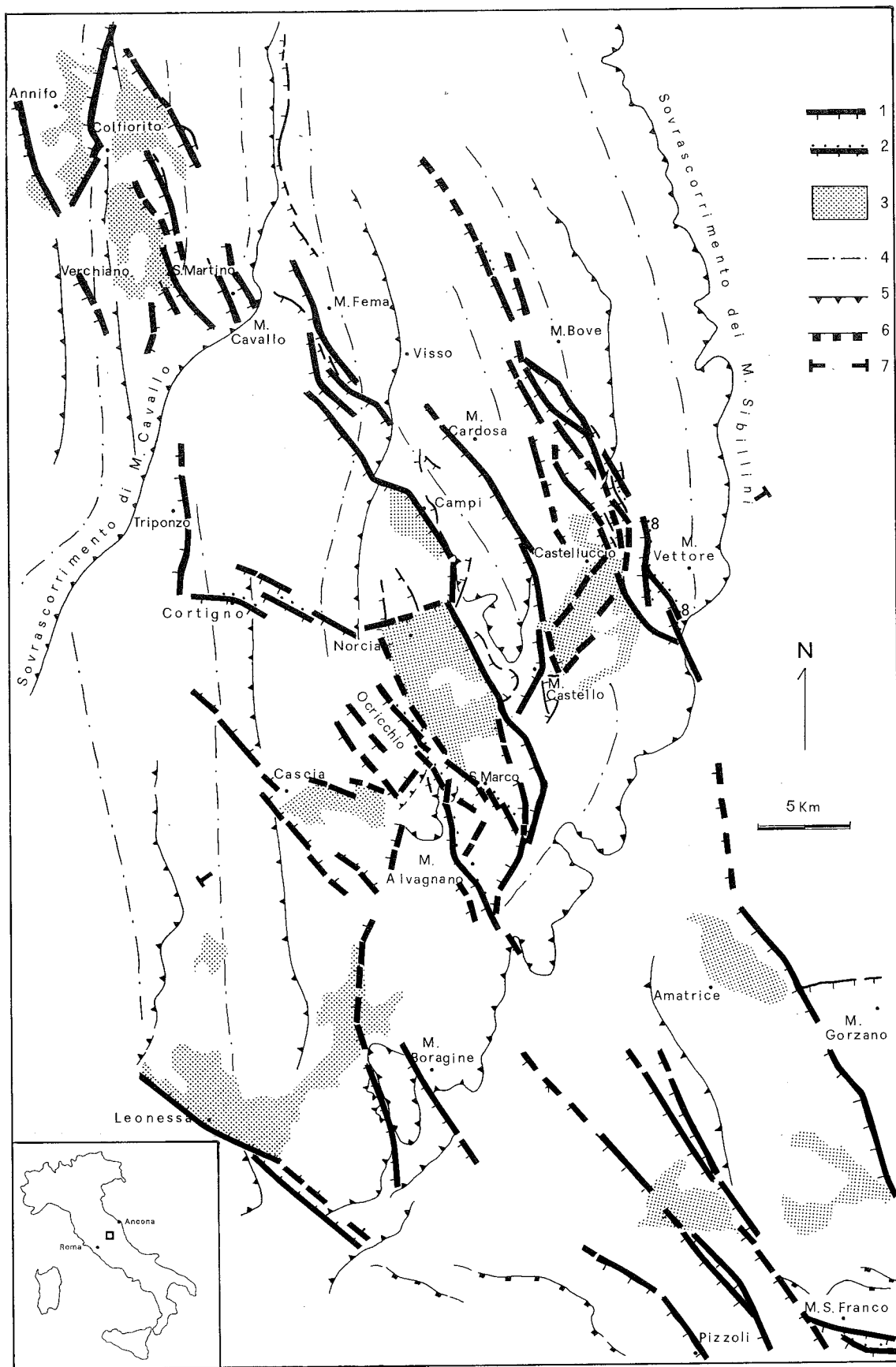


Fig.3 - Schema strutturale dei "fasci" di faglie normali quaternarie nella Dorsale appenninica umbro-marchigiana meridionale (da CALAMITA & PIZZI, 1992). 1) faglia normale quaternaria; 2) faglia normale con evidenti indizi di attività olocenica (scarpate di faglia); 3) bacino continentale quaternario; 4) macroanticlinale; 5) sovrascorrimento; 6) sovrascorrimento del Dominio laziale-abruzzese; 7) traccia della sezione di Fig. 15; 8) faglia del "Cordone del Vettore".



Fig.4 - Scarpa di faglia nella Corniola del versante occidentale del M.Vettore: Cordone del Vettore (1). La traccia della faglia ne evidenzia un cambiamento di direzione passando da N150° a sud a N-S a nord. Tale scarpata mostra una perdita di rigetto via via verso nord fino a scomparire all'altezza di Forca Viola (FV) ed un passaggio *en échelon* in corrispondenza del tratto centrale (3). Una meno evidente scarpata di faglia si dirama, dal punto di deflessione della precedente verso sud (2). Nel punto di diramazione si sviluppa un *horse*. In primo piano l'abitato di Castelluccio ed il Piano Grande. Foto scattata da ovest.

faglia di M. Castello-M. Cardosa che verso nord si radica presso Visso, mentre a sud si trasferisce al "fascio" di M. Fema- Norcia.

L'analisi strutturale ha evidenziato per le faglie quaternarie due direzioni di massima estensione: la principale è orientata N 50°-60° E ed è a questa subordinata la N 10°-20° E (CALAMITA *et al.*, 1992b, 1992d; PIZZI, 1992). E' a questa ultima direzione di massima estensione ed al controllo di discontinuità preesistenti (faglie giurassiche ad andamento N 30°-40° E) che è stato associato lo sviluppo della depressione tettonica del Piano Grande di Castelluccio: una sorta di bacino di *pull-apart* in regime di tettonica distensiva (Fig. 7).

Il "fascio" di M. Fema-Norcia si rinviene 10 Km ad ovest di quello di M. Vettore-M. Bove ed è a questo parallelo; esso realizza un rigetto di almeno 1000 metri (CALAMITA *et al.*, 1982; PIZZI, 1992), mostra una distribuzione *en échelon* destra delle faglie e si radica a nord di M. Fema. Nella sua estrema porzione meridionale assume direzione NNE-SSW (parallela a quella del piano di sovrascorrimento dei M.ti Sibillini), mostra una perdita di rigetto verso SSW e si segue fino a SE di M. Alvagnano. La principale attività delle faglie del "fascio" M. Fema-Norcia è precedente a 0.23 Ma. Depositi di conoide del Pleistocene medio finale contenenti materiali piroclastici sono dislocati infatti da faglie con rigetti trascurabili rispetto a quelli associati al fagliamento sviluppato prima di tale momento (CALAMITA *et al.*, 1982; COLTORTI *et al.*, 1989; BLUMETTI *et al.*, 1990b). Inoltre, la superficie di spianamento sommitale è ubicata a quote prossime ai 1800 m sul blocco di letto mentre sul blocco di tetto, ai lati della conca essa è ubicata a circa 1000 m. I rigetti sono ancora maggiori all'interno della conca.

Il bacino di Campi e quello di S. Scolastica (Norcia) caratterizzano l'*hanging wall* del suddetto "fascio". Il

primo corrisponde alla parte centrale a più elevato rigetto della relativa faglia, mentre il secondo (Fig. 8) costituisce una depressione tettonica, la cui profondità supera i 500 m (BIELLA *et al.*, 1981). Questa è delimitata ad est dalla faglia bordiera, ad ovest dalla sua antitetica ed a nord dalla faglia di trasferimento ad andamento N 50°-60° E (Fig. 9; CALAMITA & PIZZI, 1992). La dorsale di Poggio Valaccone, interrompe la continuità longitudinale del bacino di S. Scolastica e può essere interpretato come un alto del substrato bordato da faglie (BIELLA *et al.*, 1981; CALAMITA *et al.*, 1982), sebbene alcuni autori ipotizzano che tale rilievo sia il risultato di un movimento gravitativo (DRAMIS *et al.*, 1993). L'attivazione delle faglie che delimitano la conca è successiva non solo al modellamento della "superficie di spianamento sommitale" ma anche a quello di ampie paleovalli a fondo concavo che si rinvergono sugli spartiacque e che collegavano verosimilmente Norcia a Campi verso nord ed a Cascia verso ovest (CALAMITA *et al.*, 1982). Nella depressione di Norcia sono segnalate varie unità litostratigrafiche attribuite al Pleistocene medio (COLTORTI, 1981; CALAMITA *et al.*, 1982; BLUMETTI *et al.*, 1990b), sebbene recenti datazioni K/Ar attribuiscono al Pleistocene inferiore (circa 1.0 Ma) i sedimenti all'interno della piana (BLUMETTI & DRAMIS, 1992).

Più ad occidente, il "fascio" di Cascia-M. Boragine si compone di faglie ad andamento NW-SE nelle due estremità, raccordate da faglie a direzione NNE-SSW ed aventi il significato di faglie di trasferimento. La sua lunghezza è dell'ordine di 25 Km ed il rigetto massimo di circa 1000 m è realizzato dalle faglie del M. Boragine, tra le quali la più orientale disloca il sovrascorrimento dei M.ti Sibillini con un rigetto prossimo ai 300 m. La depressione tettonica di Cascia è riempita nella parte basale da sedimenti argillosi lacustri di oltre 100 m di spessore alla cui sommità e verso i fianchi sono presenti intercalazioni sabbiose e ghiaiose. La parte più profonda del bacino è delimitata dalle faglie in parola mentre sui fianchi sollevati sono presenti *facies* di conoide e fluviali. Le eteropie di *facies* hanno permesso di stabilire che l'attività delle faglie è stata almeno in parte sinsedimentaria. Un livello cineritico nella parte mediana della sequenza all'interno del bacino, poco ad ovest del cimitero di Cascia, ha dato un'età di circa 0,4 Ma (STOPPA & VILLA, 1991). Un'età di 0.28 Ma è stata invece riscontrata per i sedimenti di chiusura del ciclo di riempimento principale (COLTORTI *et al.*, 1989). Dopo tale momento, all'attività delle faglie è legata la creazione di scarpate di qualche decina di metri di altezza.

Tra questi ultimi due "fasci" si rinviene quello di Oricchio-M. Alvagnano che si estende per circa 15 Km in direzione NNW-SSE (Fig. 2). Esso si perde in affioramento poco a nord-ovest di Oricchio (senza escluderne un collegamento con le faglie di Cortigno), mentre verso sud si scompone nei sistemi di M. Alvagnano e di S. Marco. Il sistema di M. Alvagnano, verso sud-est, disloca il piano di sovrascorrimento dei M.ti Sibillini con un rigetto di 250-300 m e si perde nella Formazione della Laga, affiorante nel *footwall* del sovrascorrimento dei M.ti Sibillini. Il più orientale sistema di S. Marco mostra un andamento NW-

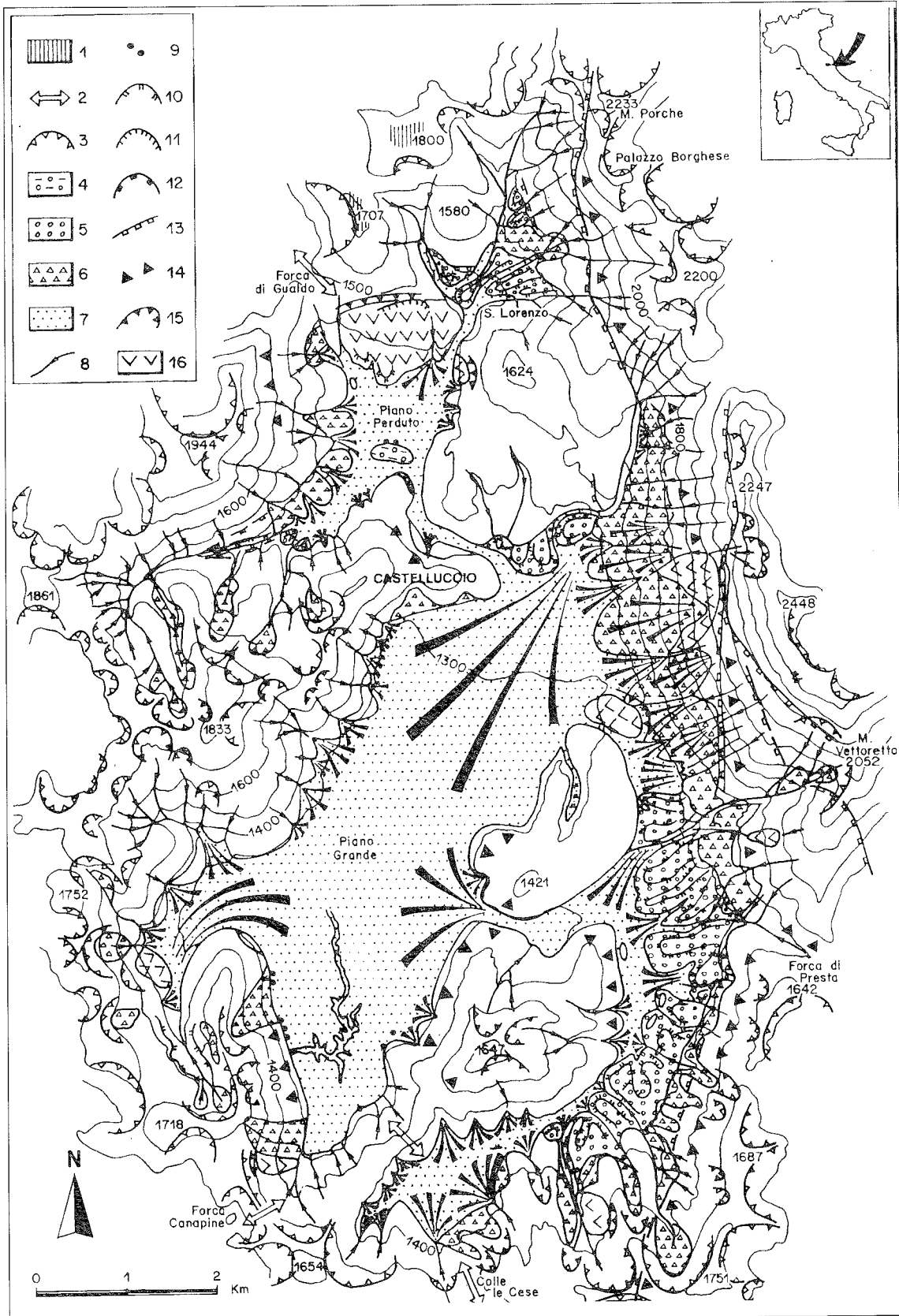


Fig.5- Schema geomorfologico della depressione tettonica di Castelluccio di Norcia: 1) superficie di spianamento sommitale; 2) paleovalle sospesa; 3) circo glaciale e nivale; 4) depositi morenici di Piano Perduto (Pleistocene medio-finale); 5) depositi alluvionali (Pleistocene medio-finale); 6) coni e talus detritici (Pleistocene medio-finale e Pleistocene superiore); 7) conoide alluvionale e sedimenti fluvio-lacustri (Pleistocene superiore-Olocene); 8) fosso di ruscellamento concentrato; 9) dolina e inghiottitoio principale; 10) scarpata fluviale principale; 11) scarpata fluviale minore; 12) principale scarpata di influenza strutturale; 13) scarpata di faglia; 14) versante con faccetta triangolare e/o trapezoidale; 15) corona di frana; 16) accumulo di frana (da COLTORTI & FARABOLLINI, 1993).

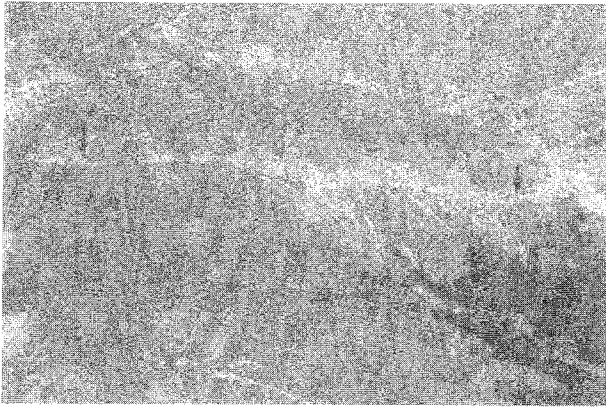


Fig.6 - Scarpata di faglia lungo il versante occidentale di Palazzo Borghese. Foto scattata da ovest.

SE ed una distribuzione *en échelon* sinistra delle faglie che verso sud si raccordano alle faglie orientate NNE-SSW del "fascio" M. Fema- Norcia. Gli indizi più evidenti di attività neotettonica (morfotettonici: BLUMETTI *et al.*, 1990a, 1990b; paleosismologici: PIZZI, 1992) nell'area nursina, sono stati osservati lungo il suddetto fascio di faglie (Fig. 10). Considerando anche i dati sismologici del terremoto di Norcia del 19/9/1979 (FAVALI *et al.*, 1980; GASPARINI *et*

al., 1985; SCARPA, 1990) PIZZI (1992) associa tale evento sismico alle faglie del "fascio" Oricchio-M. Alvignano.

Nell'*hanging wall* del sovrascorrimento di M. Cavallo, in direzione NNW, a partire da quest'ultima località, si segue il "fascio" M. Cavallo-Colfiorito su di una distanza di circa 18 Km (Fig. 3). Si possono distinguere le faglie bordiere dei bacini di Colfiorito e S. Martino a direzione NNW-SSE e con distribuzione *en échelon* destra. Le più meridionali (con un rigetto almeno di 400 m, PIZZI, 1992) si seguono verso SSE fino a M. Cavallo (Fig. 11), dove si interrompono in prossimità del sovrascorrimento omonimo.

Depositi fluviali e lacustri colmano le depressioni tettoniche di Colfiorito e di S. Martino (Fig. 12) poste nell'*hanging wall* delle rispettive faglie bordiere, in corrispondenza della zona centrale a massimo rigetto. La forma di tali depressioni è indicativa di una geometria listrica delle faglie e la dorsale tra esse interposta assume il significato di *fault bridge* (*sensu* RAMSAY & HUBER, 1987).

Subito ad ovest di Colfiorito (Annifo) è osservabile una faglia ad andamento N-S che nel suo tratto più meridionale si raccorda alla faglia ad andamento NE-SW, che può essere interpretata come faglia di trasferimento; è verosimile ipotizzarne una connessione con le faglie di Verchiano (Fig. 3). In questo caso la depressione tettonica,

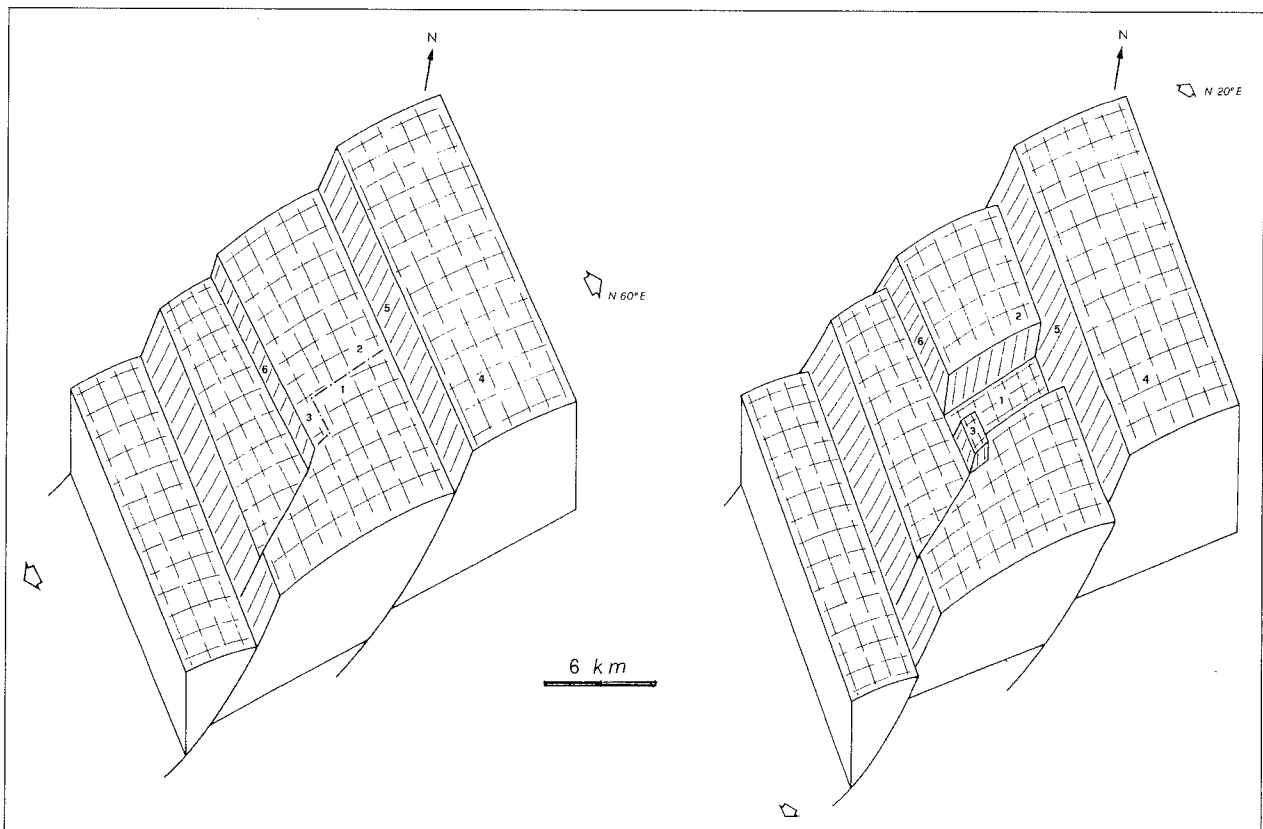


Fig.7 - Ipotesi genetica per la depressione tettonica del Piano Grande di Castelluccio (1). La discontinuità preesistente (faglia giurassica rappresentata dalla linea tratto-punto) controlla lo sviluppo della depressione tettonica, confinata tra il "fascio" di M. Vettore-M. Bove (5) e quello di M. Castello-M. Cardosa (6), connessa all'estensione orientata N 10°- 20° E (da CALAMITA *et al.*, 1992 b). (2) Castelluccio di Norcia; (3) M. Castello; (4) M. Vettore.

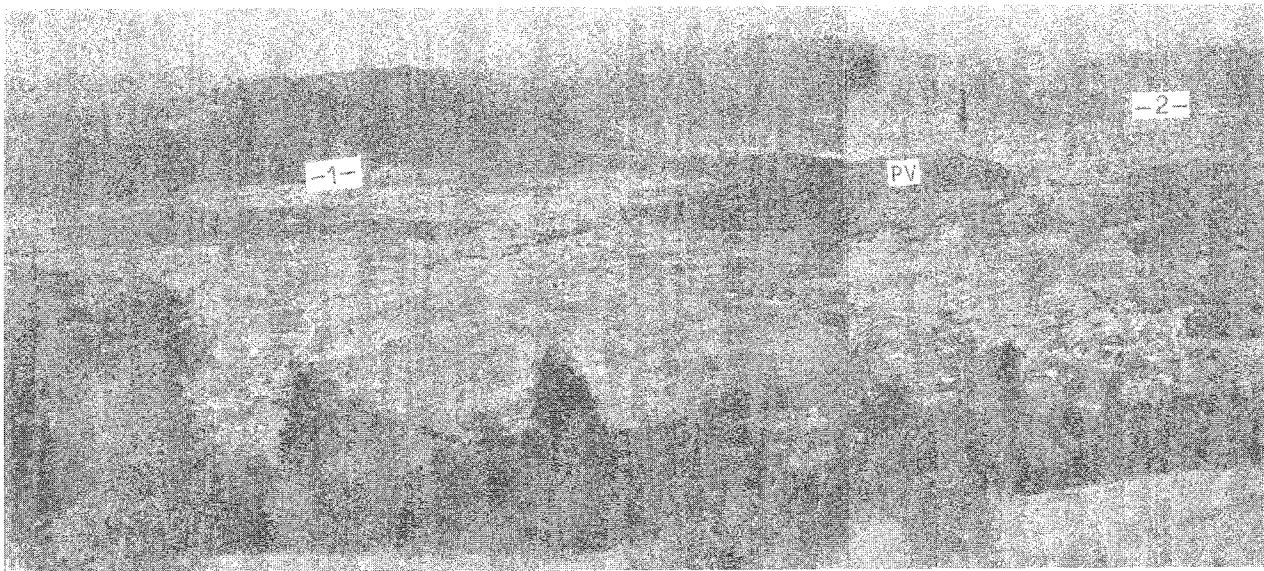


Fig. 8 - Piano di S.Scolastica (Norcia) visto da SW. Sono osservabili: la dorsale di Poggio Valaccone (PV); il limite occidentale e quello settentrionale della depressione tettonica dove sono ubicate la faglia antitetica (1) e quella di trasferimento (2) le cui relazioni con la faglia bordiera sono riportate in figura 9. La freccia indica l'abitato di Norcia.

responsabile del bacino di Annifo, è messa in relazione alla geometria listrica della faglia a direzione N-S ed alla faglia di trasferimento che limita a sud il bacino stesso (Fig. 13).

Nei rilievi circostanti il bacino di Colfiorito, la superficie di spianamento sommitale presenta tratti nettamente spianati ed è disarticolata da faglie NW-SE e NE-SW con rigetto di centinaia di metri. Tale superficie è stata disseccata da un reticolo di drenaggio costituito da ampie valli al cui interno sono presenti depositi di 100 m circa di spessore. La sequenza deposizionale è costituita da ghiaie nella parte basale e sommitale ed argille nella parte intermedia. Il passaggio tra le varie *facies* è marcato da numerose intercalazioni ghiaiose ed argilloso-limose. Faune del Galeriano iniziale sono state rinvenute nella parte inferiore dell'unità argillosa e riferite, sulla base di studi paleomagnetici, all'evento di Jaramillo (0,9 Ma; ALBIANELLI *et al.*, 1993); la parte alta del deposito, fortemente pedogenizzata, contiene livelli piroclastici con età di 0,43 Ma.

Queste ampie valli fanno parte di un reticolo di drenaggio attualmente sospeso sullo spartiacque tirrenico-adriatico. Parte del bacino drena infatti verso il Tirreno (S. Martino, Verchiano), parte verso l'Adriatico (Colfiorito) e parte presenta drenaggio endoreico (Annifo). Lo smembramento del reticolo di drenaggio di Colfiorito si è verificato dopo la messa in posto dei depositi citati in conseguenza dell'attivazione delle grandi faglie che bordano ad oriente il bacino Tiberino (COLTORTI, in prep.).

L'analisi strutturale mostra per le faglie quaternarie studiate una direzione principale N 140°-150° ed una pendenza di 60°-70° con immersione a WSW. Sono presenti meso- e macrofaglie a direzione N-S ed E-W. Le faglie normali ad andamento N 140°-150° hanno un carattere principale di *dip-slip* e subordinatamente una

componente sinistra e solo raramente destra. Quelle a direzione N-S ed E-W sono rispettivamente transtensive sinistre e destre; queste ultime mostrano anche un movimento normale di *dip-slip*. Pizzi (1992), relativamente alle due principali direzioni di estensione sopra descritte (desunte dalle faglie quaternarie), evidenzia che per il "fascio" di Oricchio-M. Alvagnano la direzione N 10°-20° E è più recente della N 50°-60° E.

Alle faglie quaternarie sopra descritte si associano zone di taglio fragili caratterizzate da rocce di faglia cataclastiche, indicanti processi di micro- e

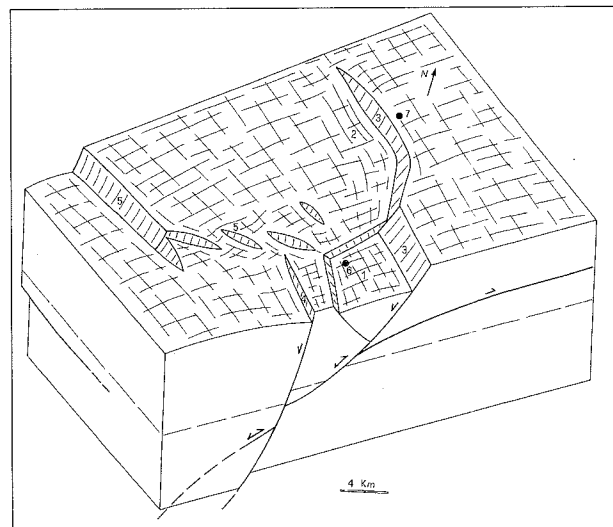


Fig.9 - Blocco-diagramma illustrante l'ipotesi genetica proposta per la depressione tettonica del piano di S. Scolastica (1) e di quella di Campi (2). Sono inoltre rappresentate le relazioni tra il "fascio" di M. Fema-Norcia (3), quello di Oricchio-M. Alvagnano (4) e le faglie di Cortigno-Triponzo (5). (6) Norcia; (7) Campi.



Fig.10 - Scarpa di faglia lungo il "fascio" Oricchio-M. Alvignano presso Costa delle Cavalle (SE di M. Alvignano). Locali crolli e colate di detriti possono essere associati all'attività sismica della faglia in tempi storici. Foto da ovest.

macrofratturazione. Lo spessore delle zone cataclastiche varia da alcune decine di centimetri ad alcuni metri, gli spessori maggiori documentano un fagliamento distribuito su diversi piani. Utilizzando la classificazione proposta da SIBSON (1977), le rocce di faglia riconosciute sono: breccie di frizione e protocataclasi, subordinatamente breccie di faglia e *gouge*, principalmente caratterizzate da un *fabric* isotropo. Generalmente tali rocce cataclastiche si rinvencono associate, ed avvicinandosi al piano di faglia si passa dalle breccie di frizione o breccie di faglia alle protocataclasi o microbreccie. Questi ultimi termini materializzano spesso il piano di faglia, lungo il quale è possibile osservare piccoli spessori di *gouge*.

Tali rocce di faglia indicano meccanismi deformativi fragili che caratterizzano un fagliamento in condizioni superficiali, in un regime elastico-frizionale generalmente sismico (SIBSON, 1977).

Alle faglie con maggior rigetto dei "fasci" di M. Femana-Norcia e M. Vettore-M. Bove si associano anche rocce di faglia cataclastiche debolmente foliate. Tale foliazione, compresa tra piani di taglio normali, è realizzata per dissoluzione per pressione come suggerito dalla presenza di un clivaggio stilolitico estremamente spazioso,

sovraimposto sugli elementi cataclastici. Si riconosce anche una foliazione dovuta all'alternanza di sottili fasce cataclastiche a differente dimensione dei granuli spesso isorientati, dovuto a flusso cataclastico; nei litotipi marnoso-argillosi si osservano tettoniti S/C (*sensu* LISTER & SNOCKE, 1984). Tali rocce suggeriscono un fagliamento in un regime principale di scorrimento più stabile (*fault creep*) rispetto alle rocce di faglia precedentemente descritte.

3. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Nella Dorsale appenninica umbro-marchigiana faglie normali quaternarie, orientate N 140°-150°, dislocano pieghe e sovrascorrimenti di età neogenica orientati N-S. Tali faglie sono organizzate in "fasci" spaziate 10-15 Km, che mostrano una continuità su una distanza massima di circa 30 Km. I rapporti geometrici tra le suddette strutture suggeriscono un raccordo delle faglie normali sui piani di sovrascorrimento che risultano pertanto invertiti (*detachment faults*) durante la tettonica distensiva quaternaria. In particolare le faglie con maggior rigetto (900-1200 m) si raccordano sui piani di sovrascorrimento

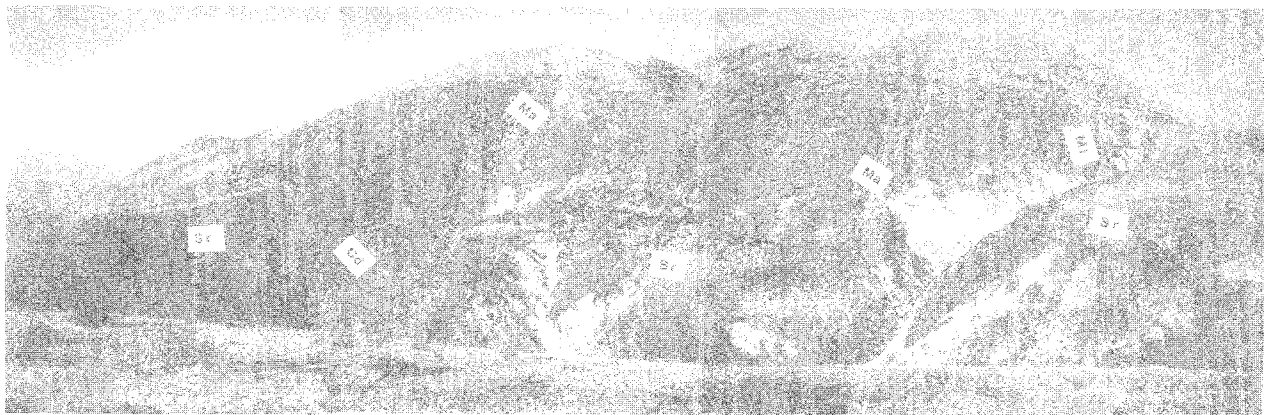


Fig.11 - Faglia normale quaternaria ad andamento NW-SE sul versante occidentale di M. Cavallo. Nel tratto più meridionale ha direzione NE-SW ed assume il significato di faglia di trasferimento. Cd: Calcari diasprini umbro-marchigiani; Ma: Maiolica; Mf: Marne a Fucoidi; Sr: Scaglia rossa. Foto scattata da sud.

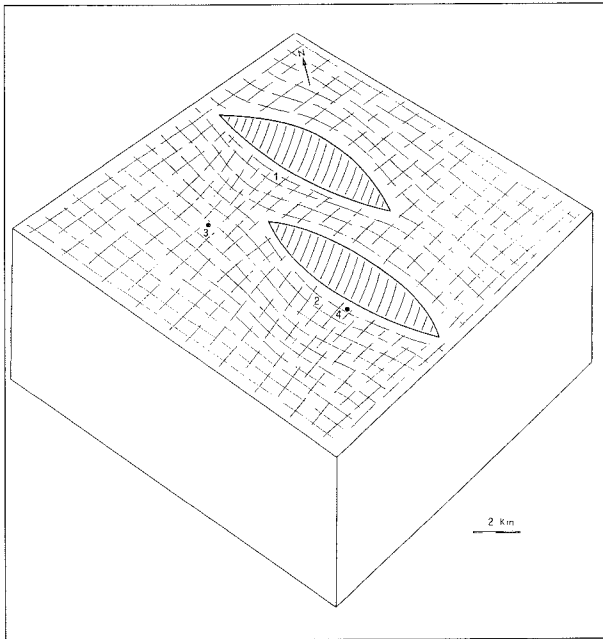


Fig. 12 - Le depressioni tettoniche di Colfiorito (1) e di S. Martino (2) sono condizionate dalla distribuzione *en échelon* delle faglie quaternarie, appartenenti al "fascio" di M. Cavallo-Colfiorito e dalla loro geometria listrica (da CALAMITA & PIZZI, 1992). Con (3) e (4) sono indicati, rispettivamente, gli abitati di Colfiorito e di S. Martino.

più superficiali, mentre quelle caratterizzate da scarpate di faglia più fresche mostrano minori rigetti (fino a 350 m) e si raccordano verosimilmente su piani di sovrascorrimento più profondi. Sulla base delle profondità ipocentrali del terremoto di Norcia (19.9.79) e relative repliche, e della loro distribuzione su bande ad alto angolo è possibile estrapolare le suddette faglie fino a 10-12 Km di profondità.

Pertanto, in questo settore dell'Appennino umbro-marchigiano, l'estensione nella porzione fragile della crosta (secondo MENICETTI & MINELLI, 1991, la transizione dal fagliamento fragile alla deformazione duttile è a circa 12 Km di profondità nell'Appennino umbro-marchigiano) è realizzata da *detachment faults* che rappresentano l'inversione tettonica dei precedenti piani di sovrascorrimento secondo un modello di taglio semplice, e da faglie ad alto angolo che si raccordano sulle prime (Fig. 14).

Via via che il fronte estensionale migra verso est vengono attivate *detachment faults* più esterne, così come le faglie ad alto angolo ad esse relative. Lo scollamento basale di questo sistema distensivo è ubicabile in corrispondenza della transizione fragile-duttile (10-15 Km). In una data zona si ha così nel tempo l'attivazione di *detachment faults* progressivamente più profonde e delle relative faglie ad alto angolo, contemporaneamente alla disattivazione dei sistemi più superficiali (Fig. 14 A e B).

Le faglie ad alto angolo che si raccordano sulle *detachment faults* più in superficie sono, a nostro avviso, non importanti dal punto di vista sismogenetico. Infatti, la presenza di rocce cataclastiche foliate indicano per tali faglie uno scorrimento più stabile rispetto a quelle che si raccordano su *detachment faults* più in profondità (10-15

Km), caratterizzate da breccie di frizione, breccie di faglia e *gouge* indicanti uno scorrimento frizionale di tipo sismico. Tale differenziazione, che caratterizza anche litologie analoghe, può essere messa in relazione alla più alta resistenza frizionale presente su queste ultime strutture rispetto a quelle che si raccordano su *detachment faults* più superficiali; ciò permette l'accumulo di una maggiore quantità di energia elastica a seguito del più elevato valore dello stress di taglio necessario a rottura a profondità superiori ai 5 Km.

Faglie ad alto angolo relative a *detachment faults* tra loro vicine (es.: faglie bordiere delle depressioni tettoniche di Cascia, S. Scolastica e del Piano Grande) hanno agito anche contemporaneamente ed in modo indipendente (Fig. 14 C), ciò implica che le *detachment faults* possono assumere il significato di livelli di "disaccoppiamento" (*decoupling*).

Strutture compressive quaternarie alla mesoscala (faglie trascorrenti e transpressive, strie su ciottoli) sono segnalate nell'area umbro-marchigiana (BROZZETTI *et al.*, 1991; CALAMITA *et al.*, 1992d; INVERNIZZI & PIZZI, 1993); analoghe strutture anche alla macroscale, di età pleistocenica nell'area laziale e comprese nell'intervallo Messiniano-Pleistocene in quella toscana, sono descritte dagli autori (BRUNAMONTE *et al.*, 1991; FACCENNA & VOLTAGGIO, 1991; FACCENNA *et al.*, 1992; PLESI & CERRINA FERONI, 1979;

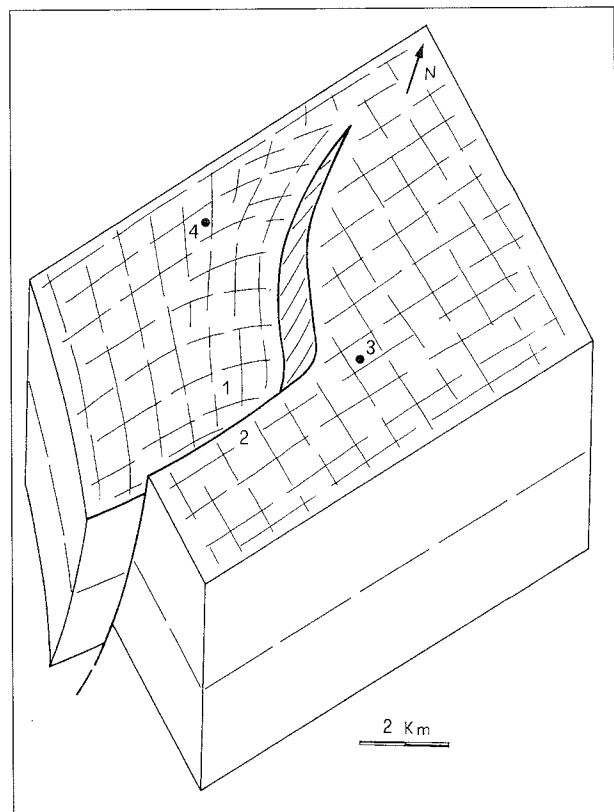


Fig. 13 - La depressione tettonica di Annifo (1), ad occidente di Colfiorito, è messa in relazione alla geometria listrica della faglia bordiera, ad andamento N-S, ed alla faglia di trasferimento (2) che limita a sud la depressione stessa. Con (3) e (4) sono indicati, rispettivamente, gli abitati di Colfiorito e di Annifo.

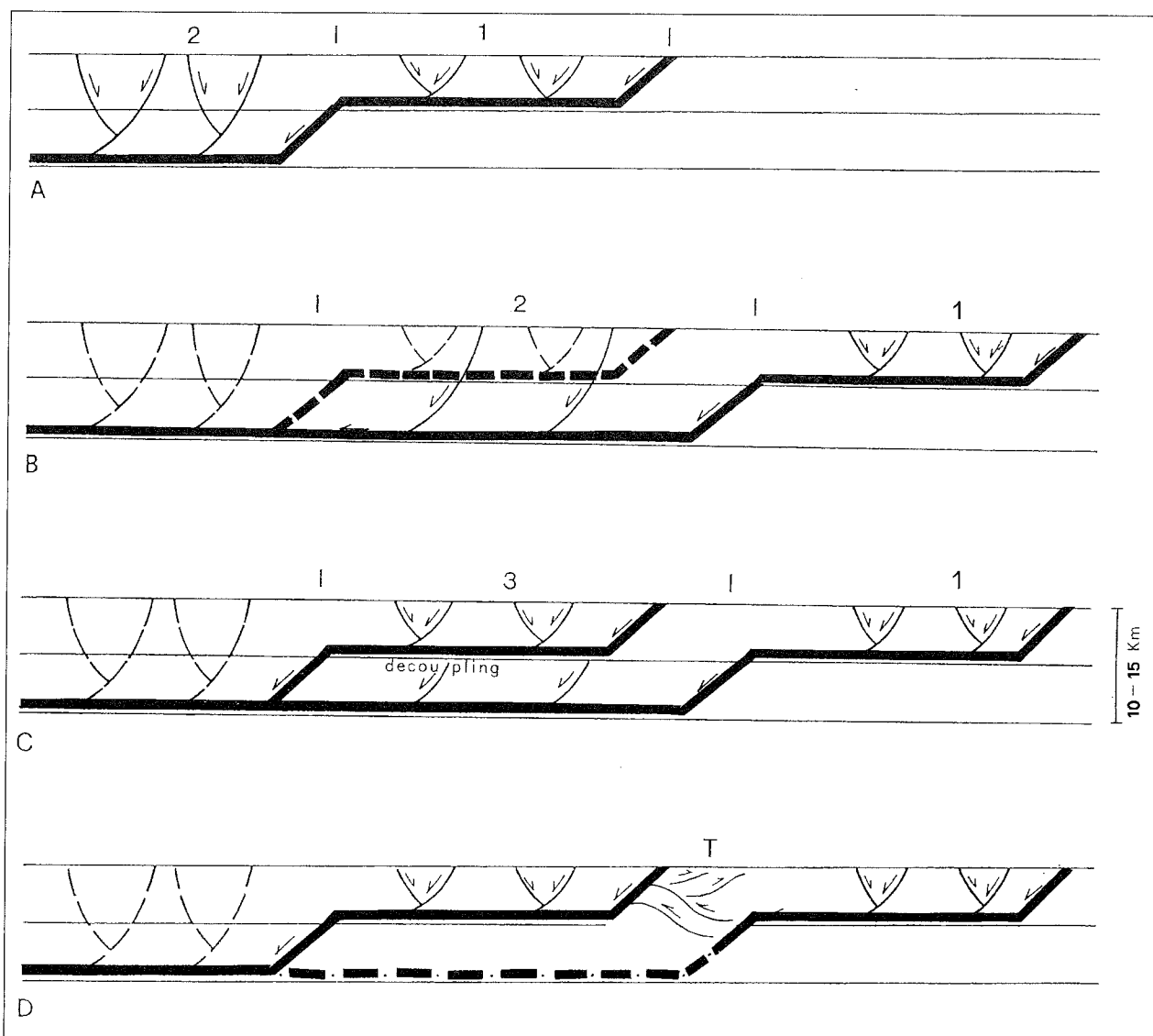


Fig.14 - Modello di tettonica di inversione proposto per il fagliamento quaternario nella Dorsale appenninica umbro-marchigiana. Le linee tratteggiate indicano le strutture che vengono progressivamente disattivate in relazione alla migrazione del fronte estensionale verso est. In (D), la linea tratto-punto mostra la porzione di una *detachment fault* che si attiva interrompendo il meccanismo di trasferimento del dislocamento realizzato da strutture compressive (T). Per maggiori spiegazioni si veda il testo.

BOCCALETTI *et al.*, 1992). Alcuni autori considerano tali strutture connesse a tettonica trascorrente del Pleistocene superiore nell'area umbro-laziale (BROZZETTI *et al.*, 1991; FACCENNA *et al.*, 1992), altri, per la zona toscana, le correlano ad eventi compressivi alternati alla tettonica distensiva (BOCCALETTI *et al.*, 1992). Altri autori ancora, le associano (area di Rieti e umbro-marchigiana) a locali campi di stress compressivi in un quadro generale di tettonica distensiva (BRUNAMONTE *et al.*, 1991; INVERNIZZI & PIZZI, 1993).

Analogamente a quanto proposto da CARMIGNANI *et al.* (1993) per spiegare strutture compressive nei livelli duttili del sistema distensivo del *core-complex* apuano, è possibile associare le strutture compressive sopra descritte, nei livelli fragili della crosta, ad un meccanismo di trasferimento verso l'alto nella direzione del dislocamento tra due *detachment faults* vicine secondo lo schema proposto in

Fig. 14D (CALAMITA & PIZZI, 1993). Inoltre, soprattutto per l'area tosco-laziale, riteniamo importante per lo sviluppo di tali strutture la necessità di spazio richiesta durante la messa in posto delle masse plutoniche; lo sviluppo di pieghe e faglie, nelle rocce incassanti, associato alla messa in posto delle masse plutoniche è descritto da PATERSON & FOWLER (1993).

Nella sezione di Fig. 15, i dati della geologia di superficie sono estrapolati in profondità utilizzando: a) uno stile tettonico pellicolare su di un "*sole thrust*" ubicato alla base delle evaporiti triassiche e posto ad una profondità circa 12 Km (profondità del basamento magnetico: ARISI ROTA & FICHERA, 1985); b) il modello di tettonica di inversione sopra descritto per il fagliamento quaternario; c) i parametri focali del terremoto di Norcia del 19.09.1979 associato da PIZZI (1992) all'attività delle faglie del "fascio" di Oricchio-M. Alvignano.

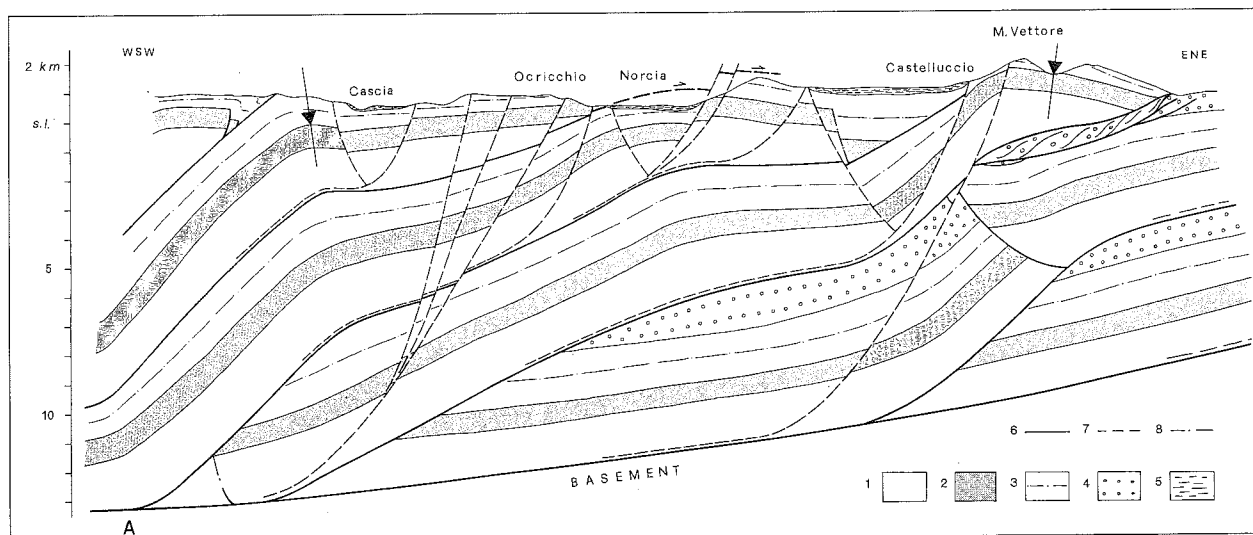


Fig.15 - Sezione geologica Cascia-M. Vettore (da CALAMITA & PIZZI, 1992). La scala orizzontale è uguale a quella verticale. 1) Evaporiti triassiche (Anidriti di Burano); 2) Calcarea Massiccio (Trias sup.- Lias inf.); 3) Successione pelagica ed emipelagica (Lias medio-Miocene medio/superiore); 4) Depositi torbiditici silicoclastici (Miocene sup.); 5) Depositi continentali quaternari; 6) Sovrascorrimento; 7) Faglia normale quaternaria; 8) Faglia giurassica.

L'estensione realizzata dalle faglie quaternarie tra Cascia e M. Vettore (Fig. 16) è di circa 2 Km (CALAMITA & PIZZI, in stampa). Considerando che l'inizio del fagliamento è riferito al Pleistocene inferiore (circa 1.0-0.8 Ma) si ottiene un tasso di estensione medio di circa 2 mm/a ed un tasso medio di *slip* di 1.3-1.5 mm/a per le faglie a maggior rigetto (900-1200 m), la cui attività è pre- 0.23 Ma. Analogo tasso di *slip* medio si ottiene per le faglie più recenti che dislocano, con un rigetto di circa 350 m, i piani

di sovrascorrimento e che possono essere considerate post- 0.23 Ma. Queste, inoltre, mostrano fresche scarpate di faglia con altezza massima di 10 m, legate alla loro attività dopo la glaciazione würmiana, per la quale è possibile ricavare un tasso medio di *slip* di circa 1 mm/a (CALAMITA & PIZZI, in stampa).

Lavoro svolto con il contributo finanziario del MURST 60% e 40% (Resp. F. Calamita) e CNR (Resp. G. Deiana).

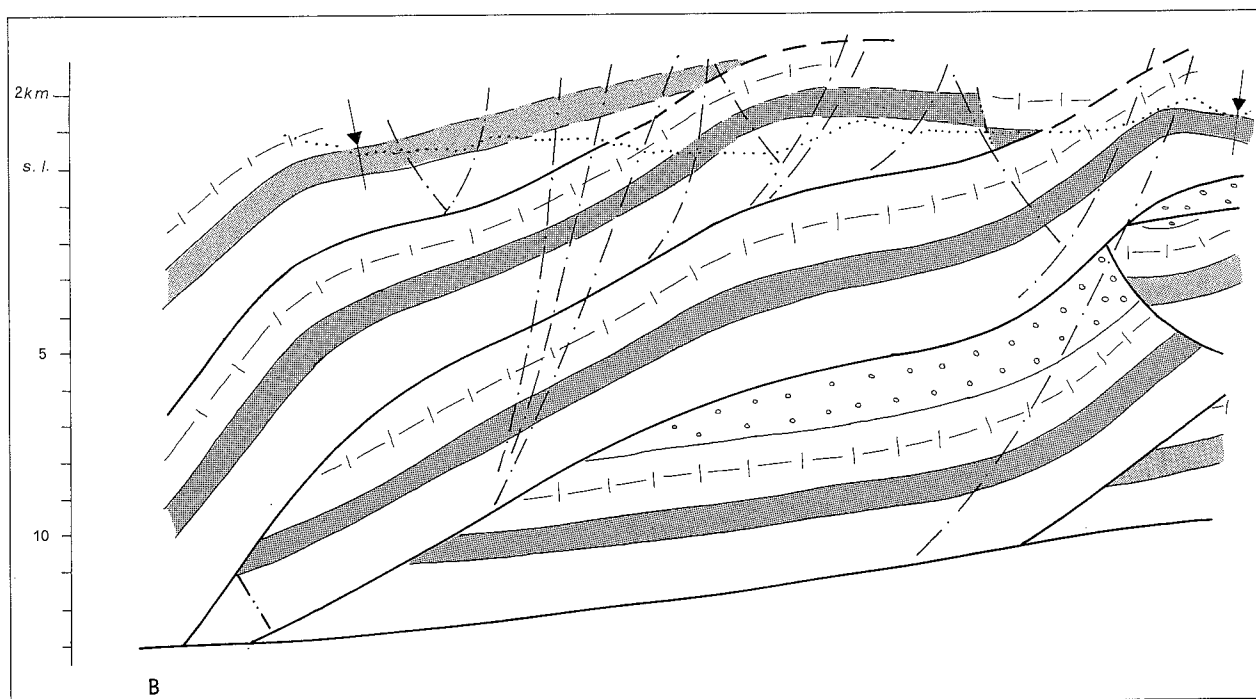


Fig.16 - Sezione geologica di figura 15 con retrodeformazione delle faglie normali quaternarie.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- ALBIANELLI A., BERTINI A., COLTORTI M., FICCARELLI G., LAURENZI M., NAPOLEONE G. & TORRE D. (1993) - *An early Galerian Fauna, sediments and geomorphological evidences in the Colfiorito area (Umbria-Marche Apennines)*. Abstract Convegno INQUA-SEQS, Roma, Settembre 1993.
- AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., COSTANTINI A., ESU D., GANDIN A., GIROTTI O., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., NICOSIA U., PARISI G. & SANDRELLI F. (1978) - *Evoluzione paleogeografica e tettonica nei bacini toско-umbro-laziali nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 573-580
- ARISI ROTA F. & FICHERA R. (1985) - *Magnetic interpretation connected to "geomagnetic provinces": The Italian case history*. Prepr., 47th Meet. Europ. Ass. Exploration Geophys.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C., GHELARDONI R. (1986) - *La tettonica di scollamento dell'Appennino centrale*. Atti 73 Congr. Soc. Geol. It., Geologia dell'Italia Centrale, Roma 1986, Preprint, 75-78.
- BIELLA G., LAVECCHIA G., LOZEY A., PIALLI G. & SCARASCIA S. (1981) - *Primi risultati di un'indagine geofisica e interpretazione geologica del Piano di S.Scolastica e del Piano Grande (Norcia, PG)*. Atti I Conv. Ann. G.N.G.T.S., Roma, 293-308.
- BLUMETTI A.M., COLTORTI M., DRAMIS F. & FARABOLLINI P. (1990a) - *Due sezioni stratigrafiche nel Pleistocene medio della Conca di Norcia: implicazioni geomorfologiche e neotettoniche*. Rend. Soc. Geol. It., **13**, 17-26.
- BLUMETTI A.M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1990b) - *La struttura di M.Alvagnano-Castel Santa Maria nell'area nursina: aspetti geomorfologici e sismicità storica*. Rend. Soc. Geol. It., **13**, 71-76.
- BLUMETTI A.M. & DRAMIS F. (1992) - *Il Pleistocene inferiore nell'area nursina*. Studi Geol. Camerti, volume speciale 1992/1, 55-64.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MORATTI G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione dell'Appennino toско-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giorn. Geol., **48**, 227-233.
- BOCCALETTI M., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P., MORATTI G., PLESI G. & SANI F. (1992) - *Late Miocene-Quaternary compressive events in the Tyrrhenian side of the Northern Apennines*. Annales Tectonicae, Vol. IV, 214-230.
- BROZZETTI F., LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1991) - *Presentazione di alcuni aspetti tettonico-strutturali e petrologici del distretto ultra-alcantino umbro-laziale*. Studi Geol. Camerti, volume speciale 1991/2, 327-333.
- BRUNAMONTE F., MICHETTI A.M., SERVA L. & VITTORE E. (1991) - *Evidenze paleosismologiche nell'Appennino centrale ed implicazioni neotettoniche*. Studi Geol. Camerti, volume speciale 1991/2, 265-270.
- CALAMITA F. (1990) - *Thrusts and fold-related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Annales Tectonicae, Vol. IV, 83-117.
- CALAMITA F., CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., DEIANA G., DRAMIS F., MICARELLI A., PIERUCCINI U., POTETTI M. & ROMANO A. (1979) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 132 (Norcia), 124 (Macerata; III e IV Quadrante), 115 (Città di Castello; I e II Quadrante)*. Nuovi contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Pubbl. n. 251 Progetto Finalizzato Geodinamica, C.N.R., 179-215.
- CALAMITA F., COLTORTI M., DEIANA G., DRAMIS F. & PAMBIANCHI G. (1982) - *Neotectonic evolution and geomorphology of the Cascia and Norcia depressions*. Geogr. Fis. Din. Quat., **5**, 263-276.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1986) - *Evoluzione strutturale neogenico-quadernaria dell'Appennino umbro-marchigiano*. Studi Geologici Camerti, volume speciale "La Geologia delle Marche", 91-98.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1987) - *The arcuate shape of the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy)*. Tectonophysics, **146**, 139-147.
- CALAMITA F., PIERANTONI P.P. & ZAMPUTI M. (1992a) - *Il sovrascorrimento di M. Cavallo-M. Primo tra il F. Chienti e il F. Potenza (Appennino umbro-marchigiano): carta geologica e analisi strutturale*. Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Camerino. Tecnostampa.
- CALAMITA F. & PIZZI A. (1992) - *Tettonica quadernaria nella Dorsale appenninica umbro-marchigiana e bacini intrappenninici associati*. Studi Geol. Camerti, volume speciale, **1**, 17-25.
- CALAMITA F. & PIZZI A. (1993) - *Recent and active extensional tectonics in the southern Umbro-Marchean Neogene thrust system (Central Italy)*. Abstract relativo al Convegno AIQUA: Le conche intermontane. Roma, Settembre 1993.
- CALAMITA F. & PIZZI A. (in stampa) - *Recent and active extensional tectonics in the southern Umbro-Marchean Apennines (Central Italy)*. Mem. Soc. Geol. It.
- CALAMITA F., PIZZI A. & ROSCIONI M. (1992b) - *Schema strutturale dei "fasce" di faglie recenti ed attive di M. Vettore-M. Bove e di M. Castello-M. Cardosa (Appennino umbro-marchigiano)*. Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Camerino.
- CALAMITA F., PIZZI A. & ROSCIONI M. (1992c) - *Il "fascio" di faglie recenti ed attive di M. Vettore-M. Bove (Appennino umbro-marchigiano)*. Guida all'escursione-convegno: Evoluzione Geomorfologica e Tettonica Quadernaria dell'Appennino Centro-Meridionale. Camerino, Luglio 1992.
- CALAMITA F., PIZZI A. & ROSCIONI M. (1992d) - *I "fasce" di faglie recenti ed attive di M. Vettore-M. Bove e di M. Castello-M. Cardosa (Appennino umbro-marchigiano)*. Studi Geol. Camerti, volume speciale, **1**, 81-95.
- CARMIGNANI L., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., GIGLIA G. & MECCHERI M. (1993) - *Tettonica distensiva del complesso metamorfico apuano*. Guida all'escursione del Gruppo Italiano di Geologia Strutturale. Pietrasanta, Giugno 1993.
- CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) - *Il Trias-Paleogene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, La Geo-

logia delle Marche, 9-29.

COLTORTI M. (1981) - *Lo stato attuale delle conoscenze sul Pleistocene ed il Paleolitico inferiore e medio della regione marchigiana*. Atti I Conv. Beni Culturali-Ambientali delle Marche, Numana, Maggio 1981, 63-122.

COLTORTI M. (in prep.) - *Geological and geomorphological events in the evolution of the hydrographic network of the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Terra Cognita.

COLTORTI M., DELITALA M.C., DRAMIS F., FORNASERI M., NICOLETTI M. & PARISI E. (1989) - *Datazione al K/Ar di piroclastiti come contributo alla conoscenza dell'evoluzione geomorfologica della depressione tettonica di Norcia (Appennino centrale, Italia)*. Studi Geologici Camerti, XI, 77-85.

COLTORTI M. & DRAMIS F. (1990) - *Geologia e geomorfologia dei M. Sibillini*. Tecnoprint Ed., Falconara

COLTORTI M. & FARABOLLINI P. (1993) - *Geomorphology, stratigraphy and neotectonic evidences in the "Castelluccio di Norcia" basin (Umbria-Marche Apennines, Italy)*. Abstract Conv. AIQUA, Roma, Settembre 1993.

COOPER C.J. & BURBI L. (1988) - *The geology of the central Sibillini Mountains*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 323-347.

DEIANA G., DRAMIS F., LAVECCHIA G. & PIALLI G. (1980) - *Schema geologico dell'area nurcina ed eventi sismici*. Intervento a seguito del terremoto di Norcia del 1979. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. n°350.

DRAMIS F., FARABOLLINI P., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1993) - *Neotectonics and large-scale gravitational phenomena in Central Apennines*. Abstract III Intern. Geomorphology Conference, Hamilton, Canada, August 1993.

DRAMIS F., PAMBIANCHI G., NESCI O. & CONSOLI M. (1991) - *Il ruolo di elementi strutturali trasversali nell'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica della regione marchigiana*. Studi Geol. Camerti, volume speciale 1991/2, 287-293.

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. Geog. Teor. App., **7**, 4-18.

FACCENNA C. & VOLTAGGIO M. (1991) - *Elementi di tettonica trascorrente del Pleistocene superiore nel bacino delle Acque Albule (Tivoli, Lazio)*. Studi Geol. Camerti, Volume speciale **2**, 305.

FACCENNA C., FUNICIELLO R. & VOLTAGGIO M. (1992) - *Il bacino delle Acque Albule*. Guida Convegno-Escursione: Evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennino centro-meridionale. Camerino, Luglio 1992.

FAVALI P., GIOVANI L., SPADEA M.C. & VECCHI M. (1980) - *Indagine macrosismica sul terremoto di Norcia del 19.09.1979*. In: Intervento a seguito del terremoto di Norcia del 1979. CNR Progetto Finalizzato Geodinamica. Convegno Maggio 1980.

GASPARINI C., IANNACCONE G. & SCARPA R. (1985) - *Fault-solution and seismicity of italian peninsula*. Tectonophysics, **117**, 59-78.

INVERNIZZI C. & PIZZI A. (1993) - *Mesostrutture nei depositi conglomeratici lungo il "fascio" di faglie recenti M.Castello-M.Cardosa (Appennino umbro-marchigiano meridionale)*. Abstract relativo al Poster presentato al Convegno AIQUA: "Le conche intermontane", Roma, Settembre 1993.

LAVECCHIA G. (1988) - *The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis*. Tectonophysics, **147**, 263-296.

LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1984) - *L'Appennino umbro-marchigiano: tettonica distensiva e ipotesi di sismogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 467-476.

LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1987) - *Contractional and extensional tectonics along the Trasimeno lake-Pesaro transect*. In Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Vai G.B. (Eds), *The lithosphere in Italy, Advances in Earth Science Research*, Rome, 5-6 May, 1987, Preprint volume, 183-199.

LISTER G.S. & SNOKE A.W. (1984) - *S-C mylonites*. J. Struct. Geol., **6**, 617-638.

MARTINIS B. & PIERI M. (1964) - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (1), 649-678.

MENICHETTI M. & MINELLI G. (1991) - *Extensional tectonics and seismogenesis in Umbria (Central Italy) the Gubbio area*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 857-880.

PATERSON S.R. & FOWLER T.K. (1993) - *Re-examining pluton emplacement process*. J. Struct. Geol., **15**, 191-206.

PIZZI A. (1992) - *Faglie recenti ed attive e origine delle depressioni tettoniche. Esempi dall'Appennino umbro-marchigiano*. Tesi di dottorato. Università degli Studi della Calabria.

PLESI C. & CERRINA FERONI A. (1979) - *Contributo alla conoscenza della deformazione dell'autoctono della Toscana: segnalazione di due fasi di raccorciamento attraverso lo studio degli stiloliti impressi su ciottoli*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 15-25.

RAMSAY J.G. & HUBER M.I. (1989) - *The technique of modern structural geology*. Academic Press, London. Vol. 2: Folds and fractures.

SALVINI F. & VITTORI E. (1982) - *Analisi strutturale della linea Olevano-Antronico-Posta (Ancona-Anzio Auct.): metodologia di studio delle deformazioni fragili e presentazione del tratto meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 337-355.

SIBSON R.H. (1977) - *Fault rocks and fault mechanisms*. J. Geol. Soc. Lond., **133**, 191-213.

SCARPA R. (1990) - *Analisi dei meccanismi focali: problematiche ed applicazioni ai terremoti italiani*. Atti C. Naz. G.N.D.T. Pisa 25-27 Giugno 1990. Vol., **1**, 137-156.

STOPPA F. & VILLA I. (1991) - *Nuove datazioni dal distretto ultracalino umbro-laziale*. Atti Workshop "Evoluzione dei bacini neogenici e loro rapporti con il magmatismo plio-quaternario nell'area toscano-laziale". Pisa, Giugno 1991.

