

**LOCALIZZAZIONE DELLO STRAIN
E PERCORSI CINEMATICI NELL'APPENNINO CENTRALE(***)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 257
ABSTRACT	" 257
INTRODUZIONE	" 257
ASSETTO GEOMETRICO E CARATTERIZ- ZAZIONE STRUTTURALE DELLE UNI- TA' MARCHIGIANE	" 259
Sezione Forca di Presta - Tortoreto	" 259
<i>Anticlinale dell'Acquasanta</i>	" 259
<i>Anticlinale della Montagna dei Fiori</i>	" 259
Sezione La Forca - Guardia Vomano	" 262
<i>Anticlinale del M. Gorzano</i>	" 262
<i>Anticlinale del Montagnone</i>	" 263
<i>Unità esterne</i>	" 263
ASSETTO GEOMETRICO E CARATTERIZ- ZAZIONE STRUTTURALE DELLE UNI- TA' DEL GRAN SASSO	" 263
Sezione Pizzo d'Intermesoli	" 264
Sezione Monte Tremoggia	" 265
INTERFERENZE GEOMETRICHE E IN- TERCONNESSIONI CINEMATICHE TRA DEFORMAZIONI NELLE UNITA' DEL GRAN SASSO ED UNITA' MARCHI- GIANE	" 265
CONCLUSIONI	" 265
BIBLIOGRAFIA	" 266

RIASSUNTO

Nell'Appennino centrale la sovrapposizione tra le diverse unità tettoniche dei domini marchigiani e di transizione laziali-abruzzesi si realizza lungo fasce di intensa deformazione localizzata, caratterizzate dall'associazione di piani di sovrascorrimento e pieghe. Il lavoro esamina i caratteri deformativi del sistema di sovrascorrimento frontale E-W dell'edificio del Gran Sasso, che si sovrappone in discordanza tettonica sulle sottostanti unità dell'edificio marchigiano, caratterizzate da direttrici strutturali N-S. Gli stili deformativi vengono analizzati lungo due sezioni regionali a direzione E-W che tagliano le Unità marchigiane a diversa distanza dal fronte del Gran Sasso (Forca di Presta - Tortoreto e La Forca - Guardia Vomano) e lungo due sezioni a direzione N-S che attraversano ortogonalmente il fronte del Gran Sasso (Pizzo d'Intermesoli e Monte Tremoggia). L'assetto strutturale regionale ed i dati sulla fratturazione mesoscopica suggeriscono che i raccordi progressivi nelle Unità marchigiane, con sovrascorrimento di pieghe di rampa scollate e migrazione dei cunei clastici dell'avanfossa dal Messiniano al Pliocene inferiore, siano stati controllati da un gradiente di *strain* costrittivo, con raccordi sia lungo traiettorie E-W che N-S. Queste ultime sono imputabili alla traslazione rotazionale antioraria del fronte del Gran Sasso, che avrebbe decapitato

(*)Istituto di Geologia e Geofisica - Università di Catania.

(**) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Torino.

(***)Lavoro eseguito con finanziamenti M.U.R.S.T. 60% e 40% a F.G. (Università di Catania) e L.V. (Università di Torino) per gli anni 1991-1993, e con finanziamenti CNR-G.N.D.T. (F.G.).

le Unità marchigiane più esterne, scavalcandole nel Pliocene medio. L'analisi effettuata evidenzia che nel dominio marchigiano non è applicabile un modello di regolare migrazione dei raccordi verso l'esterno secondo un'unica direzione di trasporto tettonico, con conseguenti implicazioni per la retrodeformazione ed il bilanciamento delle sezioni geologiche regionali.

ABSTRACT

In the central Apenninic fold-and-thrust belt, tectonic units with contrasting lithology are juxtaposed along telescoped zones of localized folding and shearing. This paper focuses on the E-W oriented Gran Sasso overthrust, which cuts discordantly in its footwall the N-S structures of the Marche edifice. The deformation styles in the Marche and Gran Sasso domains are contrasted by means of two E-W cross sections in the Marche units (Forca di Presta - Tortoreto and La Forca - Guardia Vomano), and two N-S cross sections across the Gran Sasso overthrust (Pizzo d'Intermesoli and Monte Tremoggia). The regional data and the fabrics of mesoscopic fracturing indicate that the progressive eastward migration of the Marche thrust fronts, and the related outward shifting of the foredeep in Messinian-early Pliocene times, have been controlled by shortening along both E-W and N-S trajectories. The latter are associated with the progressive, anticlockwise emplacement of the Gran Sasso units, which decapitated and overrode the outermost Marche imbricates in middle Pliocene times. As far as the evolution of the Marche domain close to the Gran Sasso overthrust is controlled by a constrictive strain gradient, balancing and retrodeformation of the regional cross sections cannot be performed by assuming a regular outward progression of shortening, with one single direction of tectonic transport.

PAROLE CHIAVE: Appennino centrale, Deformazioni, Cinematica.

KEY WORDS: Central Apennines, Strain, Kinematics.

INTRODUZIONE

Il segmento di catena dell'Appennino centrale presenta un elevato gradiente spazio-temporale della deformazione in corrispondenza di fasce di taglio a sviluppo regionale, quali il fronte Olevano - Antrodoco - M. Sibillini, il fronte arcuato Gran Sasso - M. Picca e le zone di taglio Rigopiano - Bussi e Volturmo - Sangro, che determinano la giustapposizione e l'accavallamento di unità tettoniche con direttrici strutturali non coassiali e con evoluzione cinematica differenziata (Fig. 1).

La cartografia di dettaglio e le analisi strutturali condotte negli ultimi anni hanno mostrato che il sistema arcuato definito dall'associazione strutturale del fronte di sovrascorrimento Gran Sasso - M. Picca e della zona di taglio Rigopiano - Bussi, è caratterizzato dalla ripetuta interposizione di scaglie tettoniche, delami-

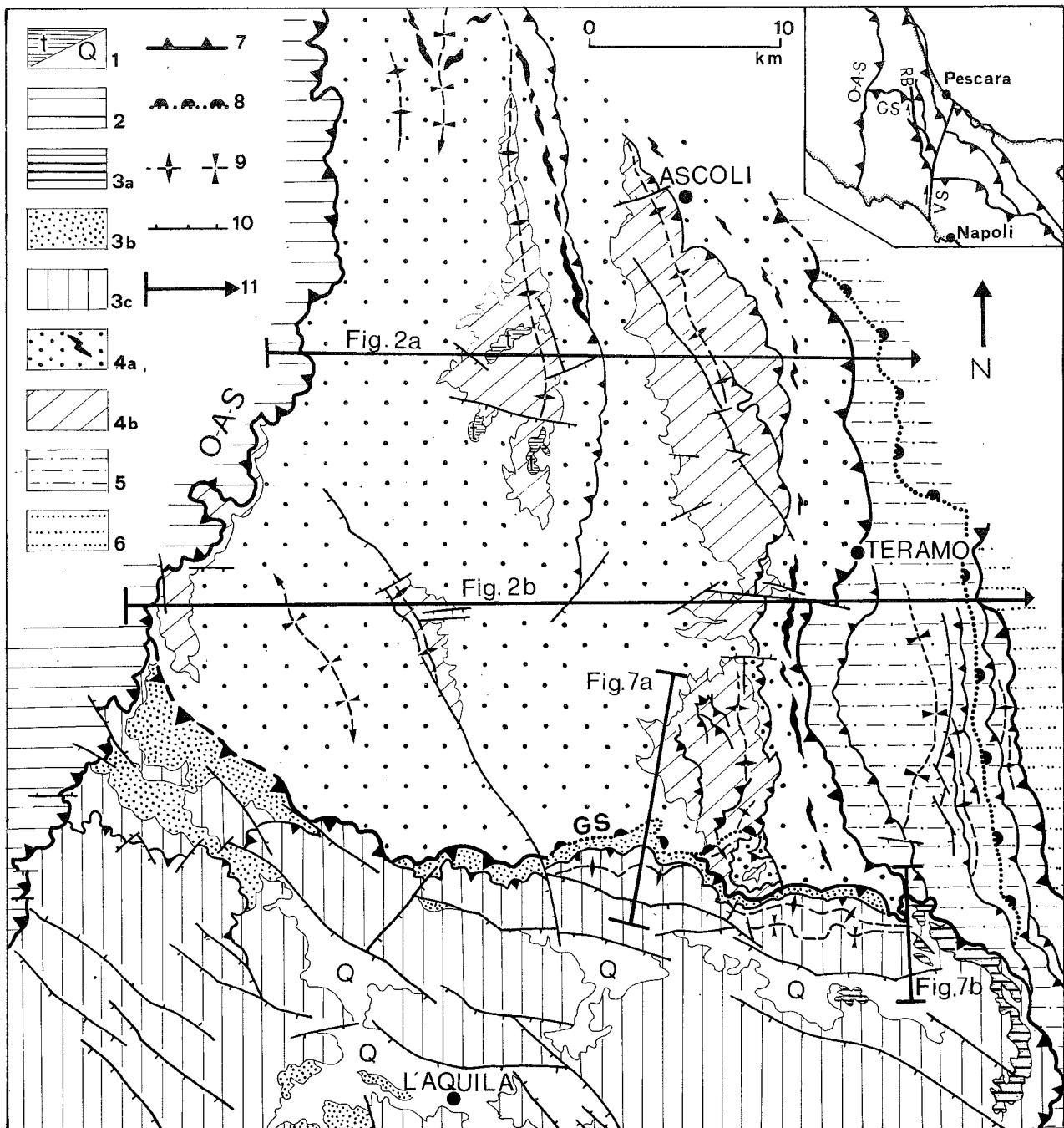


Fig. 1 - Carta tettonica di sintesi. 1) Travertini (t), rappresentati solo per la struttura dell'Acquasanta; depositi continentali pleistocenici e recenti, indifferenziati (Q); 2) Unità di bacino umbre indifferenziate; 3) Unità del Gran Sasso: a) *Conglomerati di M. Coppe* (Messiniano? - Pliocene inferiore) e di *Rigopiano* (Pliocene inferiore); b) *Flysch del Gran Sasso* (Messiniano inferiore); c) Successione carbonatica mesozoico-terziaria in facies di soglia e di transizione, indifferenziata; 4) Unità marchigiane dell'Acquasanta, Monte Gorzano, Montagna dei Fiori - Montagnone e Tossicia: a) *Flysch della Laga*, con intercalazioni (in nero) di torbiditi gessose (Messiniano); b) Successione di bacino mesozoico-terziaria, indifferenziata; 5) *Flysch di Teramo* (Messiniano - Pliocene inferiore) dell'Unità di Farindola; 6) *Formazione Cellino* (Messiniano superiore - Pliocene inferiore); 7) sovrascorrimenti; 8) principali retroscorrimenti; 9) traccia della superficie assiale di pieghe anticlinali e sinclinali; 10) faglie, i trattini indicano il lato abbassato; 11) tracce dei profili di figure 2 e 7. O-A-S: fronte Olevano - Antrodoco - M. Sibillini, GS: fronte del Gran Sasso. Nell'inserto: RB: zona di taglio Rigopiano - Bussi; VS: zona di taglio Volturmo - Sangro.

nate da unità con diversa collocazione paleogeografica originaria. Gli accavallamenti progressivi, con componenti transpressive e ripetute imbricazioni fuori sequenza (GHISSETTI & VEZZANI, 1991; GHISSETTI *et alii*, 1991), sono associati a deflessioni nelle direzioni di trasporto tettonico, a ripetuta riattivazione delle strutture pre-esistenti (GHISSETTI, 1994), ed a componenti ro-

tazionali di elevata entità (DELA PIERRE *et alii*, 1992).

A nord del fronte del Gran Sasso, nelle sottostanti Unità marchigiane, lo stile strutturale è invece dominato da un regolare sistema di sovrascorrimenti e pieghe scollate di rampa a direzione N-S, con una progressiva migrazione dei raccorciamenti che avrebbe controllato lo spostamento verso est dei depocentri del si-

stema di avanfossa messiniano - infrapliocenica (cfr. KOOPMAN, 1983; BALLY *et alii*, 1986, COOPER, 1988; ORI *et alii*, 1993).

Questo lavoro, basato su rilevamenti geologici ed analisi strutturali di dettaglio, analizza il gradiente deformativo e le interferenze geometriche derivanti dal progressivo avanzamento rotazionale delle Unità del Gran Sasso sulle Unità marchigiane, nel corso di eventi deformativi dal Messiniano al Pliocene medio. Le variazioni delle geometrie deformative, delle direzioni di trasporto tettonico e dell'entità dei raccorciamenti suggeriscono che l'interferenza strutturale tra le unità di tetto del Gran Sasso e quelle marchigiane decapitate a letto abbia determinato un raccorciamento costrittivo su direttrici tra loro ortogonali, con la conseguenza che le sezioni geologiche tracciate attraverso le fasce di più elevato raccorciamento non possono essere retrodeformate e bilanciate assumendo un'unica direzione di trasporto tettonico.

ASSETTO GEOMETRICO E CARATTERIZZAZIONE STRUTTURALE DELLE UNITÀ MARCHIGIANE

L'assetto geometrico ed il gradiente deformativo delle Unità marchigiane a distanza progressivamente minore dal fronte del Gran Sasso viene illustrato con due sezioni geologiche E-W: la più settentrionale (Sezione Forca di Presta - Tortoreto) attraversa le culminazioni dell'Acquasanta e della Montagna dei Fiori, e quella più meridionale (Sezione La Forca - Guardia Vomano) attraversa le culminazioni del M. Gorzano e del Montagnone (Figg. 1, 2).

Sezione Forca di Presta - Tortoreto

Questa sezione è stata elaborata da diversi Autori (PALTRINIERI *et alii*, 1982; BALLY *et alii*, 1986; COOPER, 1988; GHISSETTI *et alii*, 1993; CALAMITA *et alii*, 1994). I vincoli forniti dai profili sismici a riflessione e dai pozzi di esplorazione riguardano solo i settori più esterni, mentre dal fronte della Montagna dei Fiori verso ovest i gradi di libertà sono ampi, come reso evidente dalla diversità delle soluzioni proposte, soprattutto per quel che concerne l'accatastamento multiplo delle successioni contrapposte ad accavallamenti di minore entità, la riattivazione o meno dei piani di sovrascorrimento con successivi meccanismi normali, ed il coinvolgimento o meno del basamento al disotto delle *Anidriti di Burano* (per una discussione vedi GHISSETTI *et alii*, 1993).

Il profilo di figura 2a estrapola in profondità lo stile strutturale di superficie relativamente al settore compreso tra il fronte dei Monti Sibillini e la Montagna dei Fiori, ed utilizza invece la geometria di sottosuolo illustrata in BALLY *et alii* (1986) per le zone esterne. Nella discussione che segue verranno prevalentemente analizzate le geometrie deformative vincolate dai dati di superficie in corrispondenza delle principali culminazioni strutturali delle Unità marchigiane.

Anticlinale dell'Acquasanta

Al di sotto del fronte di sovrascorrimento delle Unità ombre (OAS in Fig. 2a), la struttura dominante è rappresentata dall'anticlinale asimmetrica dell'Acquasanta ad asse N 340°-350° (Fig. 1), con fianco occidentale a blanda inclinazione e fianco orientale da verti-

calizzato a rovesciato. In corrispondenza della valle del Tronto la struttura è coperta da spesse placche di travertini, testimonianti imponenti risalite di acque termali in più cicli nel corso del Pleistocene (BONI & COLACCICCHI, 1966). In figura 2a la canalizzazione dei fluidi è stata ipoteticamente associata ad un sistema di faglie normali, non affioranti, che troncano il fianco occidentale della piega, e la cui propagazione ed episodica riattivazione (cfr. RICE, 1992; SIBSON, 1992) potrebbe essere innescata da elevata pressione dei fluidi al nucleo della piega.

La struttura plicativa ha una geometria concentrica, con un corteggio di pieghe sviluppate a tutte le scale, ripetutamente scollate in corrispondenza degli orizzonti a bassa competenza delle *Marne con cerrognana* e della *Scaglia cinerea*. I meccanismi di scivolamento flessurale comportano lo sviluppo di piani di taglio inversi, da sub-paralleli ad obliqui agli strati, con dominanti orientazioni N-S ed immersioni verso ovest da pochi gradi fino a 60° (cfr. Figg. 3a, 3b). Nelle fasce di scivolamento flessurale è diffuso un clivaggio pervasivo, che interseca gli strati con un angolo medio di 30° (Fig. 3c), isolando litoni sigmoidali di dimensioni da millimetriche a decimetriche, delimitati da piani di movimento inversi; talora questi presentano diverse generazioni di strie sovrapposte, sia di *dip-slip* che di *strike-slip*, indicative di traslazioni rotazionali dei litoni, associabili a flusso cataclastico nelle zone di movimento.

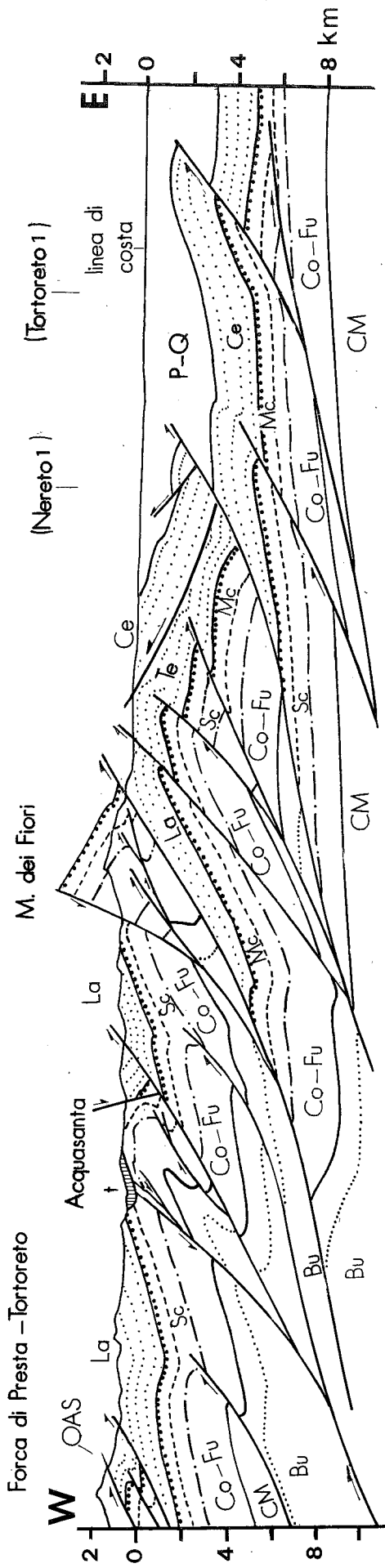
L'associazione strutturale mesoscopica comprende anche faglie inverse NW-SE (Fig. 3d) e faglie destre e sinistre, queste ultime configuranti un sistema coniugato di piani subverticali, ad orientazioni rispettivamente NNE-SSW ed E-W (Figg. 3e, 3f). Le faglie normali, ipotizzate in fig. 2a come sviluppate sul fianco occidentale della piega, sono invece attualmente poco conosciute in affioramento, fatta eccezione per la scala mesoscopica, dove costituiscono sistemi a prevalente orientazione NW-SE (Fig. 3g).

Anticlinale della Montagna dei Fiori⁽¹⁾

L'anticlinale della Montagna dei Fiori si sviluppa secondo un asse N350° (Fig. 1), con ondulazioni periclinliche sia verso nord che verso sud. La piega mostra una zona di cerniera orientale affiorante lungo il Torrente Salinello, dove la struttura si presenta ampiamente rovesciata verso est e troncata da un piano di sovrascorrimento N-S, che la sovrappone al *Flysch della Laga* (Fig. 2a). Sul fianco occidentale la piega è tagliata obliquamente da un sistema di faglie normali (Fig. 2a), che solleva l'intera successione marchigiana fino alle *Dolomie di Castelmanfrino* (Triassico sup. - Giurassico inf.), con rigetti massimi dell'ordine dei 1000 metri che si annullano progressivamente in corrispondenza delle opposte terminazioni periclinliche dell'anticlinale.

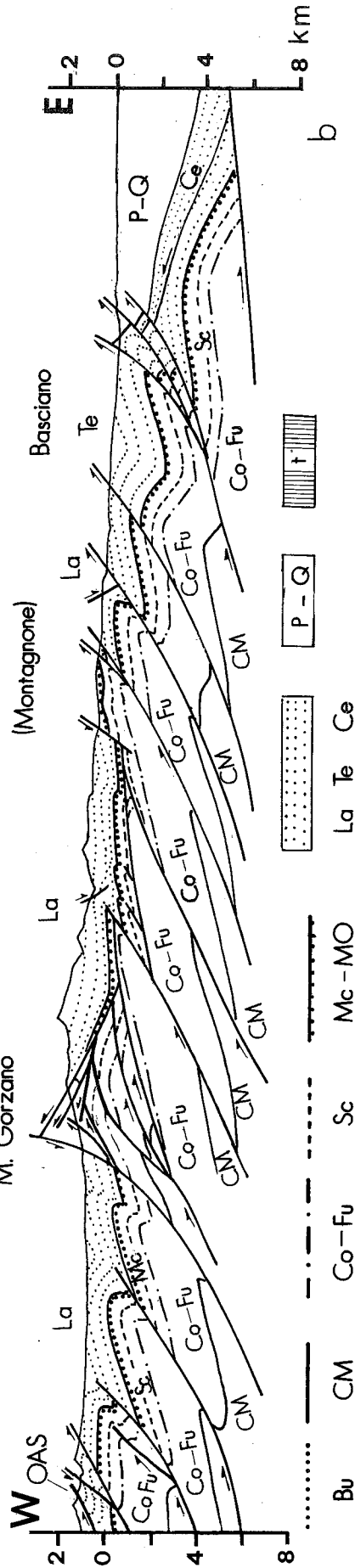
Le geometrie plicative mesoscopiche ripetono quelle della struttura regionale, mostrando prevalenti direttrici assiali N 340-360° (Figg. 4a, 4b) con superfici assiali ancora N 340-360°, prevalentemente inclinate verso ovest da 20-30° fino a 80° (Fig. 4c). Alla scala

⁽¹⁾I dati mesostrutturali di terreno relativi alla Montagna dei Fiori sono stati raccolti in collaborazione con FRANCESCO DELA PIERRE, MARCO GIARDINO e FABRIZIO PIANA (C.N.R. - C.S. Geodinamica delle catene collisionali - Torino).



a

La Forca - Guardia Vomano



b

Fig. 2 - Sezioni geologiche attraverso le Unità marchigiane. La relativa traccia è riportata in figura 1. Per i settori esterni il profilo a utilizza l'interpretazione pubblicata in BALLY *et alii* (1986). I limiti (con le rispettive sigle) indicano, dal basso verso l'alto, la sommità dei seguenti orizzonti: Bu: *Anidriti di Burano* (Triassico); CM: successione comprensiva dei livelli di *Calcare massiccio* e delle *Dolomie di Castelmannfrino* alla Montagna dei Fiori (Giurassico inferiore - Triassico superiore); Co-Fu: successione comprensiva dalle *Marne a Fucoidi* alla *Corniola* (Cretaceo inferiore - Giurassico inferiore); Sc: *Scaglia cinerea* e *Scaglia rossa* (Oligocene - Cretaceo superiore); Mc-MO: *Marne con cerrogna* (Miocene inferiore - medio) e *Marne a Orbulina* (Tortoniano superiore - Messiniano inferiore). Il puntinato e le relative sigle indicano: La: *Flysch della Laga* (Messiniano); Te: *Flysch di Teramo* (Messiniano - Pliocene inferiore); Ce: *Formazione Cellino* (Messiniano superiore - Pliocene inferiore). P-Q: Cicli del Pliocene medio-superiore (*Formazione Castilentini*) e del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore *p.p.* (indifferenziati); t: Travertini dell'Acquasanta.

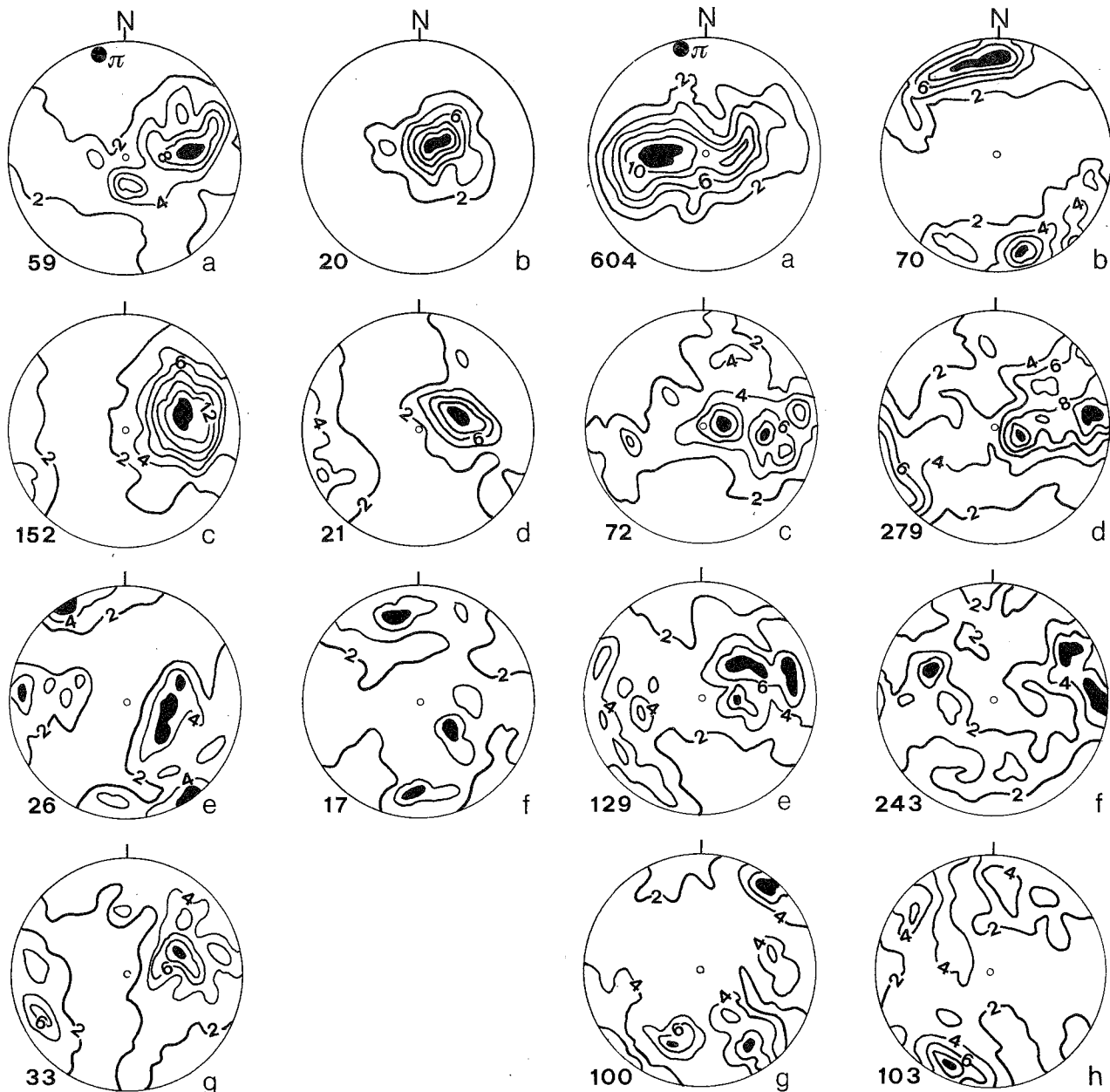


Fig. 3 - Diagrammi di Schmidt, emisfero inferiore, dei poli delle mesostrutture nell'anticlinale dell'Acquasanta. Le curve di frequenza, tracciate col metodo di KAMB (1959), contornano intervalli crescenti di 2σ ; valori $>4\sigma$ indicano concentrazioni statisticamente significative. In calce ad ogni diagramma è riportato il totale delle misure. a: strati e relativo polo π della ghirlanda di dispersione; b: superfici di strato con movimenti inversi; c: piani di clivaggio; d: faglie inverse; e: faglie destre; f: faglie sinistre; g: faglie normali.

mesoscopica domina un clivaggio pervasivo, da subparallelo a debolmente obliquo rispetto agli strati, presumibilmente di impostazione precoce, poiché la ghirlanda di dispersione ne suggerisce la rotazione attorno ad assi plicativi NNW-SSE (Fig. 4d). Le faglie inverse mesoscopiche definiscono un sistema di piani coniugati con dominante orientazione NNW-SSE, prevalentemente inclinati di 45° verso SW (Fig. 4e). La distribuzione cumulativa delle faglie normali ripete quella delle faglie inverse (cfr. Figg. 4f e 4e), suggerendo che si tratti in larga misura di originari piani inversi, suc-

Fig. 4 - Diagrammi di Schmidt, emisfero inferiore, dei poli delle mesostrutture nell'anticlinale della Montagna dei Fiori. Le curve di frequenza, tracciate col metodo di KAMB (1959), contornano intervalli crescenti di 2σ ; valori $>4\sigma$ indicano concentrazioni statisticamente significative. In calce ad ogni diagramma è riportato il totale delle misure. a: strati e relativo polo π della ghirlanda di dispersione; b: cerniere delle mesopieghe; c: superfici assiali delle mesopieghe; d: piani di clivaggio; e: faglie inverse; f: faglie normali; g: faglie destre; h: faglie sinistre.

cessivamente riattivati con meccanismi normali, cui si aggiungono piani a direzione E-W fortemente inclinati verso nord, che trovano una corrispondenza regionale in alcuni sistemi di faglie trasversali alla struttura. Le faglie con componenti trascorrenti mostrano una distribuzione fortemente dispersa, con sovrapposizione di meccanismi destri e sinistri in corrispondenza di strutture sia longitudinali che trasversali rispetto agli assi plicativi (Figg. 4g, 4h), e pertanto non univocamente riconducibili alle direzioni di compressione E-W associabili alla piega regionale della Montagna dei Fiori.

Questo assetto, evidenziato anche da MATTEI (1987), potrebbe essere connesso all'attivazione dei sistemi di faglie trascorrenti come faglie di trasferimento, o alla ripetuta riattivazione di piani pre-esistenti durante la rotazione dei fianchi della struttura plicativa in crescita.

Sezione La Forca - Guardia Vomano

Nella sua estremità occidentale, al disotto del fronte di sovrascorrimento delle Unità umbre (OAS), il profilo (Fig. 2b) ipotizza un sistema di sovrascorrimenti, con trasferimento dei raccorciamenti alla sovrastante successione terrigena del *Flysch della Laga*, deformata da pieghe a fianchi verticalizzati e rovesciati, e troncata dalla faglia normale che borda ad occidente la culminazione del M. Gorzano.

Anticlinale del M. Gorzano

L'anticlinale del M. Gorzano è definita da una stretta culminazione a direzione assiale N-S (Fig. 1), che si inflette al disotto del *Flysch della Laga* in corrispondenza del suo fianco orientale, e troncata, sul fianco occidentale, da una faglia normale ad alto angolo ad orientazione NW-SE, che la solleva relativamente al *Flysch della Laga* con rigetti fino a 1500 m (BACHETTI et alii, 1990). In corrispondenza del Torrente San Martino la struttura culmina in affioramento con un sistema di scaglie tettoniche che laminano ripetutamente livelli di *Bisciaro* e delle *Marne con cerroigna*, sovrapponendoli, con vergenze sia verso NE che verso SW, sulle *Marne ad Orbulina*, e talora anche su lembi di *Flysch della Laga*. In affioramento, i prevalenti orizzonti delle *Marne con cerroigna* sono deformati da pieghe di scivolamento flessurale a direttrici N-S e NNE-SSW, sovente asimmetriche, con vergenze dominanti verso E-NE, ma talora anche retrovergenti (Fig. 2b). Le pieghe hanno geometrie concentriche, con nuclei strizzati e laminati, e fianchi progressivamente più aperti, fino al totale smorzamento in corrispondenza del livello di scollamento delle *Marne a Orbulina*. Questo livello separa la struttura deformata dalle sovrastanti bancate arenacee del *Flysch della Laga*, blandamente inclinate verso est, pressoché indeformate, ed interpretate come scollate rispetto al substrato con componenti di retrovergenza (Fig. 2b).

Le associazioni strutturali mesoscopiche sono dominate da pieghe flessurali ad assi N-S (Figg. 5a, 5b), con associati sistemi di clivaggio, anch'essi ad orientazione N-S, prevalentemente inclinati verso ovest da 30° a 80° (Fig. 5c). Questi piani costituiscono il massimo di una distribuzione dispersa su una ghirlanda obliqua rispetto a quella definita dagli strati piegati, suggerendo che il piegamento degli strati sia successivo allo sviluppo di un clivaggio pervasivo precoce, orientato ad angoli di circa 30° rispetto alla stratificazione (cfr. Figg. 5a, 5c). I piani di clivaggio isolano litoni lenticolari sigmoidali di dimensioni variabili dal cm alle decine di cm, che convergono asintoticamente sui piani di strato.

Alla scala mesoscopica sono inoltre frequenti sistemi coniugati di faglie inverse a prevalente orientazione N-S (Fig. 5d), e faglie destre e sinistre, rispettivamente concentrate su orientazioni NE-SW e NW-SE (Figg. 5e, 5f), e pertanto cinematicamente compatibili con il sistema plicativo. Il campo direzionale NW-SE è tuttavia caratterizzato da una dispersione dovuta alla sovrapposizione dei movimenti sia destri che sinistri.

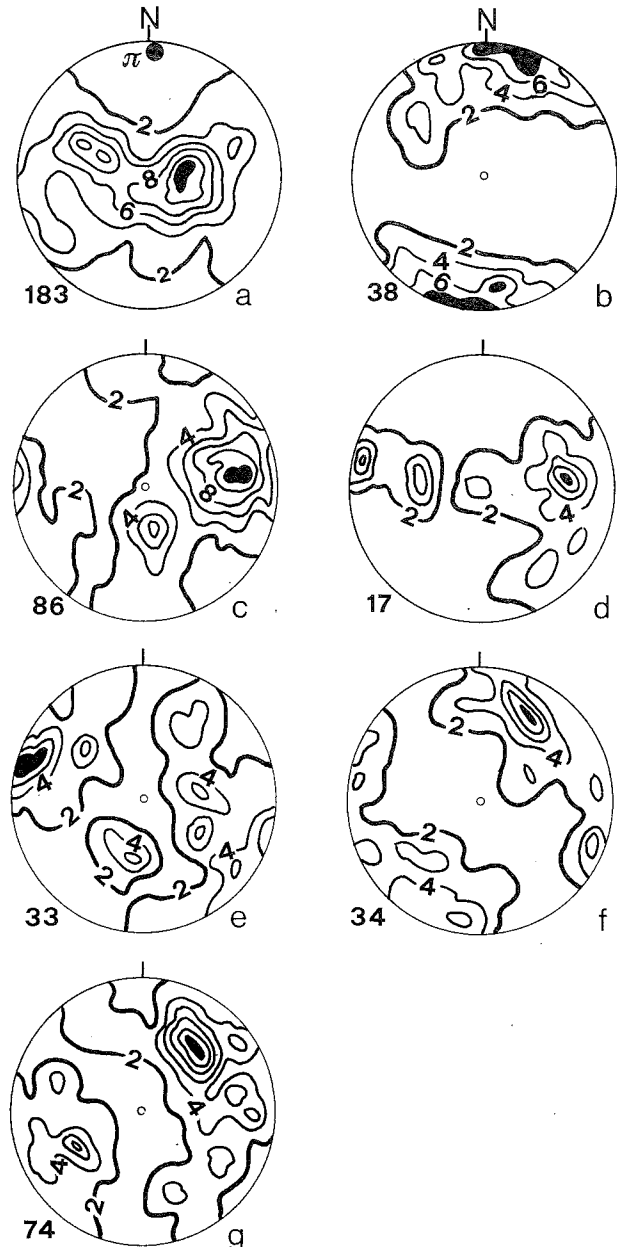


Fig. 5 - Diagrammi di Schmidt, emisfero inferiore, dei poli delle mesostrutture nell'anticlinale del Monte Gorzano. Le curve di frequenza, tracciate col metodo di KAMB (1959), contornano intervalli crescenti di 2σ ; valori $> 4\sigma$ indicano concentrazioni statisticamente significative. In calce ad ogni diagramma è riportato il totale delle misure. a: strati e relativo polo π della ghirlanda di dispersione; b: cerniere delle mesopieghe; c: piani di clivaggio; d: faglie inverse; e: faglie destre; f: faglie sinistre; g: faglie normali.

Le faglie normali mesoscopiche (Fig. 5g) assumono un particolare sviluppo in corrispondenza del piano di faglia che tronca il fianco occidentale della piega, marcato da una zona di movimento con un fitto reticolo di piani di taglio sub-paralleli e con diverse generazioni di strie sovrapposte, indicative sia di movimenti normali che inversi e sinistri. Ciò suggerisce che il fascio dislocativo più recente abbia riutilizzato, connettendoli in una fascia di movimento localizzata, i sistemi di fratturazione pre-esistenti ad orientazione NW-SE, favorevolmente orientati per la riattivazione con meccanismi normali.

Anticlinale del Montagnone

In tutto il settore compreso tra il M. Gorzano ed il Montagnone le Unità marchigiane sono sepolte al di sotto della spessa copertura del *Flysch della Laga*, blandamente deformato e scollato.

L'anticlinale del Montagnone, che si sviluppa a sud della traccia del profilo di figura 2b, è una struttura asimmetrica, ad asse medio N 340°, con un fianco occidentale blandamente inclinato verso ovest, ripetutamente tagliato da piani inversi N-S a basso angolo, e con un fianco orientale fortemente inclinato. La struttura è tralata frontalmente su piani a direzione N-S, debolmente inclinati verso ovest, continui con lo stesso sistema di sovrascorrimenti che, piú a nord, accavallano l'anticlinale della Montagna dei Fiori sul *Flysch della Laga* (Fig. 1). Le associazioni mesostrutturali di pieghe, clivaggi e faglie inverse (Fig. 6a, 6b, 6c) presentano dominanti diretrici NNW-SSE, parallele a quelle della piega regionale. Piani a dominante orientazione NNW-SSE sembrano anche essere stati riattivati con meccanismi normali (Fig. 6d). Le faglie con movimenti destri e sinistri (Fig. 6e, 6f) mostrano invece ampie sovrapposizioni direzionali, non semplicemente connettabili alle direzioni di compressione delle strutture plicative.

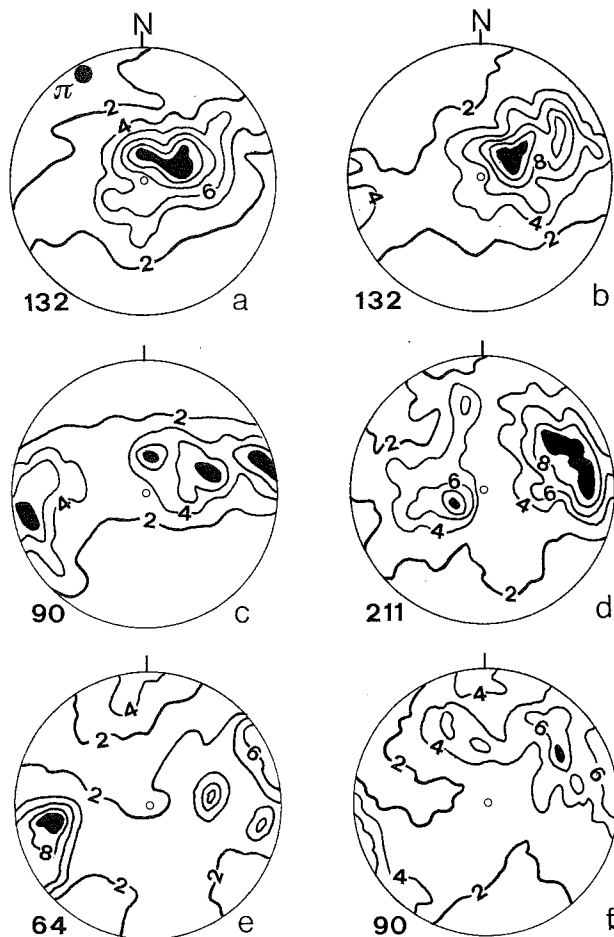


Fig. 6 - Diagrammi di Schmidt, emisfero inferiore, dei poli delle mesostrutture nell'anticlinale del Montagnone. Le curve di frequenza, tracciate col metodo di KAMB (1959), contornano intervalli crescenti di 2σ ; valori $> 4\sigma$ indicano concentrazioni statisticamente significative. In calce ad ogni diagramma è riportato il totale delle misure. a: strati e relativo polo π della ghirlanda di dispersione; b: piani di clivaggio; c: faglie inverse; d: faglie normali; e: faglie destre; f: faglie sinistre.

La struttura del Montagnone scompare al di sotto del sovrascorrimento frontale E-W del Gran Sasso, che taglia con geometria discordante anche le Unità marchigiane poste in posizione piú esterna (Fig. 1). Nella terminazione meridionale dell'anticlinale del Montagnone l'interferenza tra le diverse diretrici tettoniche è evidenziata dalla deflessione dell'asse plicativo verso est, e dallo sviluppo di sistemi di pieghe e di sovrascorrimenti minori a direzione E-W (Fig. 1), peraltro poco evidenti nei dati mesostrutturali.

Unità esterne

A letto dell'anticlinale del Montagnone, ed a letto del *Flysch della Laga* Messiniano dell'Unità di Tosscia, si sviluppa il *Flysch di Teramo* dell'Unità di Farindola, di età Messiniano - Pliocene inferiore, deformato nell'ampia sinclinale di Basciano (Fig. 2b) e nelle strutture anticlinali piú serrate sviluppate lungo l'allineamento N-S Cermignano - Bisenti - Roccafinadamo. L'intera struttura risulta a sua volta tralata su un sistema di sovrascorrimenti sepolti, interpretabili come elementi dell'Unità Maiella - Villadegna, pertinente al settore deformato del dominio Adriatico - Apulo. Le geometrie deformative di queste unità sepolte, con scollamento del sovrastante cuneo terrigeno della *Formazione Cellino* di età Pliocene inferiore, suggeriscono lo sviluppo di retroscorrimenti connessi ad un sistema di accavallamento frontale a triangolo, in posizione assiale rispetto alla struttura di Villadegna (cfr. BALLY *et alii*, 1986; VEZZANI *et alii*, 1993).

ASSETTO GEOMETRICO E CARATTERIZZAZIONE STRUTTURALE DELLE UNITÀ DEL GRAN SASSO

Il sistema di scaglie tettoniche accavallato lungo il fronte del Gran Sasso è delimitato da piani di sovrascorrimento WNW-ESE ed E-W, inclinati verso sud da pochi gradi fino a 50°, che tagliano, con traiettorie di rampa frontale, pieghe rovesciate a superfici assiali E-W, debolmente inclinate verso sud (GHISETTI & VEZZANI, 1991). Piani di sovrascorrimento tardivi, che decapitano porzioni dell'edificio tettonico di precoce impostazione, causano complesse ripetizioni tettoniche, con delaminazione pellicolare delle successioni e con piegamento dei piani di contatto stessi. La cronologia deformativa è vincolata dall'età Messiniano inferiore (?) del *Flysch del Gran Sasso*, continuo con la successione di transizione implicata nel sistema plicativo frontale, e dall'età dei *Conglomerati di M. Coppe* (Messiniano? - Pliocene inferiore) e delle *Calciruditi di Rigo-piano* (Pliocene inferiore), discordanti su unità tettoniche di precoce accavallamento, ma traslati a tetto del piano di sovrascorrimento frontale. Il sovrascorrimento *in toto* del sistema del Gran Sasso sull'edificio già strutturato delle Unità marchigiane è testimoniato dalla decapitazione dei cunei terrigeni del *Flysch della Laga* (Messiniano), del *Flysch di Teramo* (Messiniano - Pliocene inferiore) e della *Formazione Cellino* (Pliocene inferiore) in corrispondenza di segmenti via via piú orientali del piano di accavallamento basale (Fig. 1). Questo assetto suggerisce la diacronia della traslazione frontale, con accavallamento finale successivo al Pliocene inferiore. La cronologia proposta si accorda con i meccanismi di traslazione rotazionale antioraria delle Unità di transizione del Gran Sasso, evidenziati da indagini

paleomagnetiche (DELA PIERRE *et alii*, 1993) e compatibili con entità di raccorciamento che aumentano da ovest verso est, come suggerito dalla geometria più serrata, fino all'appiattimento, dei sistemi di pieghe frontali nel settore orientale dell'edificio, e dall'aumento del numero di scaglie tettoniche, così come dalla più accentuata decapitazione delle Unità marchigiane di letto, nel segmento frontale compreso tra il Corno Grande e M. Camicia (GHISSETTI, 1987).

La segmentazione del sistema di accavallamento frontale in elementi differenziabili per geometria ed entità dei raccorciamenti è illustrata da due profili circa N-S rispettivamente tracciati ad ovest (sezione Pizzo d'Intermesoli) e ad est (sezione Monte Tremoggia) della

culminazione del Montagnone (Fig. 1).

Sezione Pizzo d'Intermesoli

Le unità di transizione traslate lungo il sovrascorrimiento frontale del Gran Sasso da M. Corvo a Pizzo d'Intermesoli (FGS in Fig. 7a) sono deformate da un sistema plicativo regionale ad asse E-W, definito da un'anticlinale rovesciata, con piano assiale debolmente immergente verso sud (Fig. 7a). In corrispondenza del fianco rovesciato dell'anticlinale si ha la diretta sovrapposizione di termini rovesciati del *Flysch del Gran Sasso* (Messiniano inferiore), stratigraficamente continuo con le successioni di transizione del Gran Sasso,

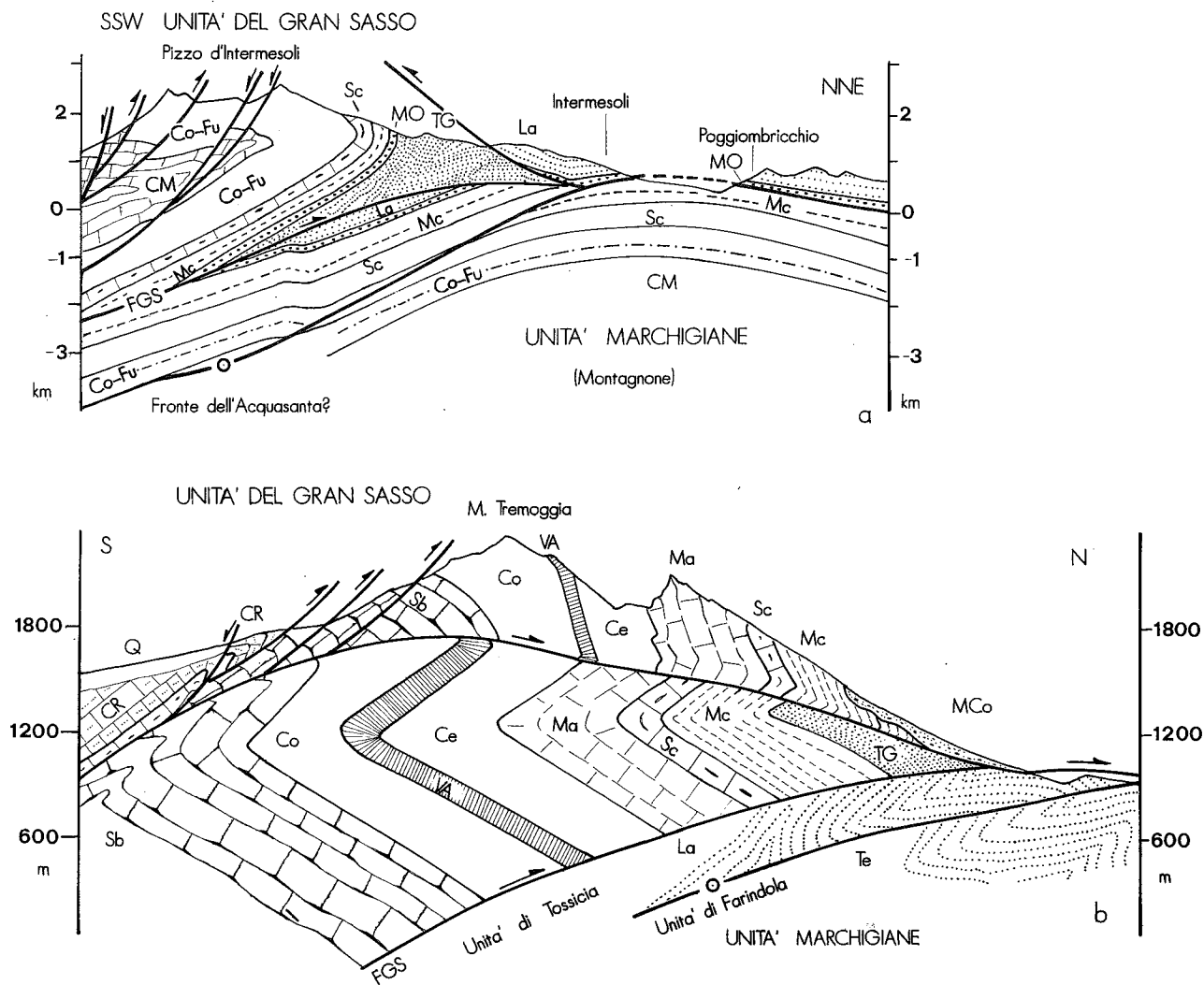


Fig. 7 - Profili geologici attraverso il fronte del Gran Sasso (la relativa traccia è riportata in Fig. 1). a: Sezione Pizzo d'Intermesoli; La: *Flysch della Laga* (Messiniano); TG: *Flysch del Gran Sasso* (Messiniano inferiore). Le successioni carbonatiche delle Unità del Gran Sasso e delle Unità marchigiane sono differenziate in simbologia, ma contraddistinte dalle medesime sigle, con, dall'alto verso il basso, MO: *Marne a Orbulina* (Tortoniano superiore - Messiniano inferiore); Mc: *Marne con cerrognna* (Miocene inferiore-medio); Sc: *Scaglia cinerea* e *Scaglia rossa* (Oligocene - Cretaceo superiore); Co-Fu: Successione comprensiva dalle *Marne a Fucoidi* alla *Corniola* (Cretaceo inferiore - Giurassico inferiore); CM: Successione comprensiva dei livelli di *Calcare massiccio* e della *Dolomia principale* (Giurassico inferiore - Triassico superiore). b: Sezione Monte Tremoggia; Q: depositi continentali quaternari; Unità marchigiane: La: *Flysch della Laga* (Messiniano) dell'Unità di Tossicia; Te: *Flysch di Teramo* (Messiniano - Pliocene inferiore) dell'Unità di Farindola; Unità del Gran Sasso: MCo: *Conglomerati di M. Coppe* (Messiniano? - Pliocene inferiore); Mc: *Calcareniti e arenarie glauconitiche* (Miocene inferiore - Eocene medio); Sc: *Scaglia* (Eocene inferiore - Cretaceo superiore); CR: *Calciruditi a Rudiste* (Eocene? - Cretaceo superiore) Ma: *Maiolica* (Cretaceo inferiore); Ce: *Calcareniti ad Entrochi* (Cretaceo inferiore - Dogger); Va: *Verde ammonitico* (Dogger - Lias superiore); Co: *Corniola* (Lias medio); Sb: *Calcari dolomitici, Dolomie e Scisti bituminosi* (Lias inferiore - Trias medio?-superiore).

In entrambi i profili FGS indica il sovrascorrimiento basale delle Unità del Gran Sasso sulle Unità marchigiane, accavallate con direzione di trasporto ortogonale al piano della sezione, verso l'osservatore (simbologgiata col circoletto).

su termini diritti del *Flysch della Laga* (Messiniano), a sua volta continuo con la successione di bacino marchigiana. Lo svincolo geometrico di superficie tra le due successioni terrigene parzialmente coeve (rispettivamente indicate con le sigle TG e La in Fig. 7a) appare localizzabile in corrispondenza di un retroscorrimento, a orientazione E-W inclinato verso nord, che separa successioni con diversa entità di deformazione interna e pertinenti ad unità deformate non coassialmente (Fig. 7a). In corrispondenza del segmento compreso tra M. Corvo - Pizzo d'Intermesoli ed il Montagnone il fronte del Gran Sasso presenta dunque la geometria di una struttura a triangolo, incuneata tra le successioni terrigene Messiniane (Fig. 7a).

Sezione Monte Tremoggia

Ad est dell'intersezione con il Montagnone (Fig. 1), le unità basali dell'edificio del Gran Sasso sono deformate da una sistema di pieghe frontali asimmetriche rovesciate, a superfici assiali E-W, blandamente inclinate verso sud. Procedendo verso est, il sistema di pieghe acquisisce una geometria fortemente appiattita e viene decapitato obliquamente da un piano di sovrascorrimento a geometria antifforme che, inflettendosi verso nord, taglia il sovrascorrimento basale dell'edificio del Gran Sasso. Con questa geometria, le unità dell'edificio del Gran Sasso poste in posizione più interna e geometricamente più elevata, e sulle quali poggiano in discordanza i *Conglomerati di M. Coppe* (Messiniano? - Pliocene inferiore), si sovrappongono direttamente sul *Flysch della Laga* (Messiniano) e sul *Flysch di Teramo* (Messiniano - Pliocene inferiore) delle Unità marchigiane di Tossicia e di Farindola (Fig. 7b).

INTERFERENZE GEOMETRICHE E INTERCONNESSIONI CINEMATICHE TRA DEFORMAZIONI NELLE UNITA' DEL GRAN SASSO ED UNITA' MARCHIGIANE

Le strutture dell'Acquasanta e della Montagna dei Fiori (Fig. 2a) costituiscono pieghe di rampa scollate, in corrispondenza delle quali viene coinvolto solidalmente il *Flysch della Laga*. In contrasto, la struttura più meridionale del M. Gorzano (Fig. 2b) è definita da un sistema antifforme di scaglie tettoniche che si incuneano al disotto di una superficie di scollamento, localizzata in corrispondenza delle *Marne a Orbulina*, con retroscorrimento della sovrastante successione terrigena del *Flysch della Laga*. In tutta l'area compresa tra il M. Gorzano a ovest, il Montagnone a est ed il segmento frontale di Pizzo d'Intermesoli a sud (Fig. 1), le successioni del *Flysch della Laga* risultano pertanto scoliate relativamente al loro substrato, con componenti di traslazione verso ovest e verso sud, ovvero retrovergenti sia in relazione alle Unità marchigiane, che a quelle del Gran Sasso. Infine, nel settore ad est del Montagnone, le Unità marchigiane di Tossicia e di Farindola, che scompaiono al disotto del fronte del Gran Sasso, sono caratterizzate da elevate entità di raccorciamento, con sovrascorrimenti e pieghe fittamente spaziate, e talora retrovergenti (Fig. 1).

Il diverso stile deformativo delle strutture dell'edificio marchigiano più prossime al fronte del Gran Sasso suggerisce che il progressivo avanzamento verso nord delle Unità del Gran Sasso, traslate con componenti

rotazionali antiorarie durante l'intervallo cronologico Messiniano - Pliocene inferiore, abbia interferito con la costruzione dell'edificio marchigiano. La contrapposizione delle due zone a triangolo di M. Gorzano e di Pizzo d'Intermesoli (Fig. 8) avrebbe comportato un blocco cinematico conseguente alla non coassialità delle spinte tettoniche ed alla troncatura degli orizzonti di scollamento sui quali si andava costruendo l'edificio tettonico sia nelle Unità marchigiane che in quelle del Gran Sasso. I raccorciamenti accumulati in questo settore risulterebbero accomodati nelle porzioni più superficiali dallo scollamento retrovergente del *Flysch della Laga*, la cui superficie di appoggio è deformata con geometria di ampio sinclinorio ad assi sia N-S che E-W tra il M. Gorzano, il Montagnone e Pizzo d'Intermesoli (Fig. 8). La giustapposizione delle due zone a triangolo sub-ortogonali di M. Gorzano e di Pizzo d'Intermesoli potrebbe aver comportato la complessiva disattivazione di questo segmento di catena, con attivazione di piani di sovrascorrimento posti in posizione più esterna, e conseguente spostamento dell'avanfossa dal bacino del *Flysch della Laga* a quello del *Flysch di Teramo*. La migrazione della deformazione verso segmenti via via più orientali della catena del Gran Sasso, avrebbe invece comportato, nel corso di eventi dal Messiniano al Pliocene inferiore, accavallamenti fuori sequenza che hanno troncato i sistemi plicativi precoci (Fig. 7b), causando interferenze secondo assi E-W nelle Unità marchigiane adiacenti al fronte del Gran Sasso (per es. Montagnone), fino allo scavalcamiento ed alla decapitazione dell'intero edificio marchigiano nel Pliocene medio.

CONCLUSIONI

L'analisi delle geometrie deformative, delle interferenze strutturali e delle interconnessioni cinematiche che legano la deformazione progressiva delle Unità marchigiane allo sviluppo del sistema di accavallamento frontale del Gran Sasso suggerisce alcune considerazioni di carattere generale, aprendo nel contempo una serie di interrogativi regionali di problematica risoluzione.

La constatazione che zone di deformazione localizzata quale quella del Gran Sasso siano prevalentemente sviluppate in successioni stratigrafiche a forte contrasto di competenza, suggerisce che le caratteristiche litologiche abbiano favorito l'iniziale concentrazione della deformazione, portando allo sviluppo di zone ad elevato gradiente di raccorciamento, accresciutesi instabilmente per accavallamenti e delaminazioni multiple, e spazialmente persistenti grazie a propagazioni fuori sequenza, che consentono di aggiungere raccorciamenti a porzioni già accavallate dell'edificio strutturale. La discontinuità nell'accumulo dei raccorciamenti e l'elevata velocità di deformazione potrebbero aver innescato le componenti traslative rotazionali del fronte del Gran Sasso, responsabili del taglio discordante sulle strutture N-S dell'edificio marchigiano.

Il progressivo avanzamento rotazionale antiorario di scaglie tettoniche pellicolari, scollate lungo il piano di sovrascorrimento basale del Gran Sasso, avrebbe determinato interferenze cinematiche nelle adiacenti Unità marchigiane, con disattivazione dei fronti di accavallamento e spostamento dei depocentri dell'avanfossa (per es. abbandono della struttura a triangolo di M.

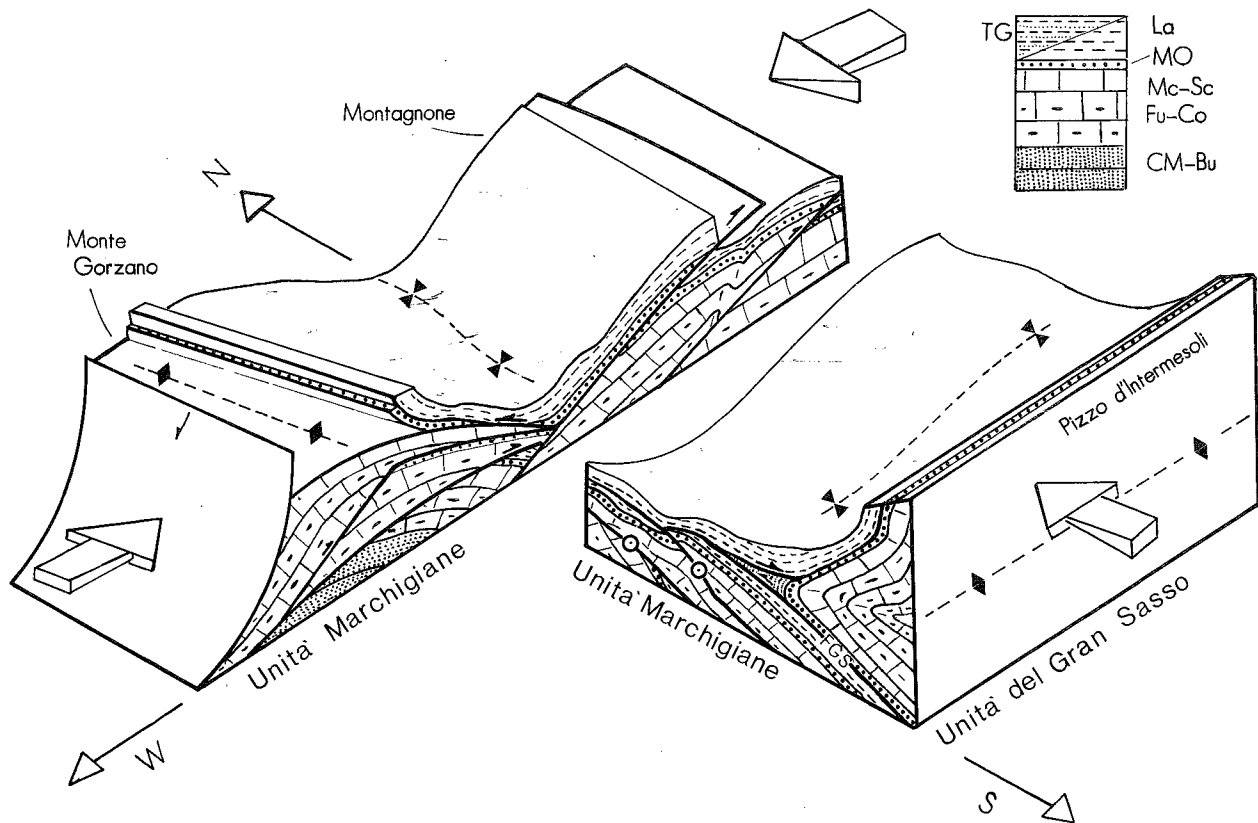


Fig. 8 - Schema (non in scala) dei rapporti esemplificati nei profili di figure 2b e 7a, relativamente alle zone a triangolo del Monte Gorziano e di Pizzo d'Intermesoli, con scollamento e retrovergenza delle coperture terrigene del *Flysch della Laga*, deformate in ampio sinclinorio con assi E-W e N-S. La simbologia delle formazioni, indicata nella colonna, differenzia il *Flysch della Laga* (La) ed il *Flysch del Gran Sasso* (TG) rispettivamente pertinenti alle successioni delle Unità marchigiane e del Gran Sasso, mentre non differenzia le porzioni sottostanti, schematicamente rappresentate in entrambe le successioni da: *Marne a Orbulina* (MO), intervallo comprensivo dalle *Marne con cerroigna* alla *Scaglia* (Mc-Sc); intervallo comprensivo dalle *Marne a Fucoidi* alla *Corniola* (Fu-Co); intervallo comprensivo dal *Calcare massiccio* alle *Anidriti di Burano* (CM-Bu). Nel diagramma del Pizzo d'Intermesoli FGS indica il sovrascorrimento basale delle Unità del Gran Sasso sulle Unità marchigiane, il cui senso di accavallamento verso est è simboleggiato dal circoletto.

Gorzano), deflessione delle direttrici strutturali N-S verso orientazioni E-W (per es. Montagnone), e decapitazione tettonica delle strutture marchigiane più esterne nell'intervallo temporale esteso dal Messiniano al Pliocene inferiore.

Interferenze cinematiche connesse a spinte tettoniche non coassiali rispetto a quelle del sistema di accavallamento marchigiano sono state segnalate da diversi Autori. KOOPMAN (1983), ha connesso a spinte NE-SW, successive a spinte E-W, il rovesciamento delle strutture comprese tra il fronte dei M. Sibillini ed i Monti della Laga, e la formazione di ampie zone di taglio con scollamento del *Flysch della Laga*. Per le strutture della Montagna dei Fiori, del M. Gorziano e del Montagnone, MATTEI (1987), MARSILI & TOZZI (1991) e FUNICIELLO *et alii* (1993) hanno suggerito una diversa orientazione degli assi di stress da direzioni circa E-W, a direzioni NE-SW e N-S, in connessione a tre successivi eventi compressivi, che comporterebbero la riutilizzazione, con meccanismi obliqui, dei piani delle strutture mesoscopiche pre-esistenti.

I dati discussi non indicano una successione di eventi tettonici di diversa età con diversa orientazione del campo di stress, ma suggeriscono piuttosto che nel dominio marchigiano esista un gradiente deformativo con caratteri di *strain* costrittivo, controllato da raccorciamenti sub-ortogonali E-W e N-S, connessi alla

costruzione del fronte del Gran Sasso ed al suo progressivo accostamento con traslazione sulle Unità marchigiane nell'intervallo temporale dal Messiniano al Pliocene inferiore.

Le considerazioni cinematiche espone indicate che in questo settore meridionale del dominio marchigiano, da molti Autori considerato come esempio di regolare migrazione di un sistema catena-avanfossa (cfr. PATACCA *et alii*, 1991; ORI *et alii*, 1993) le deformazioni non si sono propagate né secondo un'unica direzione di trasporto tettonico, né in regolare progressione dall'interno verso l'esterno, implicando che il bilanciamento delle sezioni non può essere condotto lungo un'unica direzione di retrodeformazione. Queste interferenze risulterebbero particolarmente evidenti nei domini più prossimi al fronte del Gran Sasso.

BIBLIOGRAFIA

- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. Ital., 11, 257-310.
- BACHETTI C., BLUMETTI A.M., CALDERONI G. & RIDOLFI M. (1990) - *Attività neotettonica e paleosismica dei Monti della Laga*. Rend. Soc. Geol. It., 13, 9-16.
- BONI C. & COLACICCHI R. (1966) - *I travertini della valle del Tronto*. Mem. Soc. Geol. It., 5, 315-339.

- CALAMITA F., CELLO G. & DEIANA G. (1994) - *Structural styles, chronology rates of deformation, and time-space relationships in the Umbria-Marche thrust system (central Apennines, Italy)*. *Tectonics*, **13**, 873-881.
- COOPER J. C. (1988) - *The geology of the central Apennines and foreland basins, Italy*. PhD Thesis, Rice University, 218 pp.
- DELA PIERRE F., GHISETTI F., LANZA R. & VEZZANI L. (1992) - *Palaeomagnetic and structural evidence of Neogene tectonic rotation of the Gran Sasso range (Central Apennines, Italy)*. *Tectonophysics*, **215**, 335-348.
- FUNICIELLO R., TOZZI M., TRIGARI A. & SCIPIONI L. (1993) - *Tettonica compressiva ed evoluzione cinematica dell'area di Cima Alta (Appennino Centrale, Teramo)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **112**, 615-633.
- GHISETTI F. (1987) - *Mechanisms of thrust faulting in the Gran Sasso chain, Central Apennines, Italy*. *Journal Struct. Geol.* **9**, 955-967.
- GHISETTI F. (1994) - *Dispersione dei dati mesostrutturali nell'Abruzzo nord-orientale: un'analisi basata sulla simulazione di rotazioni differenziali*. *Atti Ticinensi Scienze Terra, Serie Speciale*, **2**, 51-71.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1991) - *Thrust belt development in the central Apennines: northward polarity of thrusting and out-of-sequence deformations in the Gran Sasso chain (Italy)*. *Tectonics*, **10**, 904-919.
- GHISETTI F., VEZZANI L. & FOLLADOR U. (1992) - *Transpressioni destre nelle zone esterne dell'Appennino centrale*. *Geologica Romana*, **29**, 73-95.
- GHISETTI F., BARCHI M., BALLY A.W., MORETTI I. & VEZZANI L. (1993) - *Conflicting balanced structural sections across the central Apennines (Italy): problems and implications*. In: A.M. SPENCER (Ed.), *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons, III*. European Assoc. Petrol. Geol., Special Publ. 3, Springer-Verlag, Berlin, 219-231.
- KAMB W.B. (1959) - *Ice petrofabric observations from Blue Glacier, Washington in relation to theory and experiment*. *Jl. Geophys. Res.*, **64**, 1891-1909.
- KOOPMAN A. (1983) - *Detachment tectonics in the Central Apennines, Italy*. *Geol. Ultraiect.*, **30**, 1-155.
- MARSILI P. & TOZZI M. (1991) - *Successione di eventi deformativi nei Monti della Laga: il settore di M. Gorzano (Rieti)*. In: M. TOZZI, G.P. CAVINATO & M. PAROTTO, *Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia - Vasto*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. spec. 1991/2, 71-78.
- MATTEI M. (1987) - *Analisi geologico-strutturale della Montagna dei Fiori (Ascoli Piceno, Italia centrale)*. *Geologica Romana*, **26**, 327-347.
- ORI G.G., SERAFINI G., VISENTINI C., LUCCHI F.R., CASNEDI R., COLALONGO M.L. & MOSNA S. (1993) - *Depositional history of the Pliocene-Pleistocene Adriatic foredeep (Central Italy) from surface and subsurface data*. In: A. M. SPENCER (Ed.), *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons, III*. European Assoc. Petrol. Geol., Special Publ. 3, Springer-Verlag, Berlin, 233-257.
- PALTRINIERI W., ZANCHINI G., MARTINI N. & ROCCIA L. (1982) - *Evoluzione del bacino torbiditico marchigiano-abruzzese a partire dal Messiniano in base a lineeazioni profonde*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **24**, 233-242.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1991) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. In: M. TOZZI, G.P. CAVINATO & M. PAROTTO, *Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia - Vasto*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. spec. 1991/2, 417-441.
- RICE J.R. (1992) - *Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas fault*. In: B. EVANS & T. WONG (Eds.), *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*. Academic Press, 475-503.
- SIBSON R.H. (1992) - *Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence*. *Tectonophysics*, **211**, 283-293.
- VEZZANI L., CASNEDI R. & GHISETTI F. (1993) - *Carta Geologica dell'Abruzzo nord-orientale. Scala 1:100.000*. S.EL.CA., Firenze.

