

**STILI STRUTTURALI NEI SISTEMI DI SOVRASCORRIMENTO
DELLA CATENA DEL GRAN SASSO (APPENNINO CENTRALE)**

INDICE

RIASSUNTO	pag.	37
ABSTRACT	"	37
INTRODUZIONE	"	37
ELEMENTI DI LETTURA DELLA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DEL GRAN SASSO	"	39
GEOMETRIA DELL'EDIFICIO IMBRICATO DEL GRAN SASSO	"	40
RICOSTRUZIONE DEGLI EVENTI DEFORMATIVI NELLA CATENA DEL GRAN SASSO	"	48
DISCUSSIONE	"	48
BIBLIOGRAFIA	"	49

RIASSUNTO

Il rilevamento geologico-strutturale condotto nella catena del Gran Sasso ha permesso di ricostruire la geometria di un sistema imbricato di sovrascorrimenti nord-vergenti a direzione E-W che sovrappongono unità del dominio di transizione tra piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese e bacino Marchigiano sulle strutture a direzione N-S dell'edificio della Montagna dei Fiori-Montagnone. In particolare sono state riconosciute sei principali superfici di sovrascorrimento che si intersecano obliquamente con geometria tale che i piani strutturalmente più elevati troncano quelli più bassi, causando la duplicazione tettonica degli imbricati sottostanti, la decapitazione dei sistemi di pieghe precedentemente formate, e talora la sovrapposizione di formazioni più recenti su più antiche. La ricostruzione della progressione degli eventi deformativi indica una strutturazione di età Messiniano-Pliocene medio, essenzialmente sincrona con quella del sottostante edificio Marchigiano, con polarità di trasporto verso Nord e con entità di raccorciamento che decrescono progressivamente da Est verso Ovest. Questi elementi portano ad ipotizzare che la traslazione frontale dell'edificio del Gran Sasso si sia realizzata con meccanismi di rotazione differenziale antioraria associati ad uno svincolo transpressivo destro lungo il fronte M. Cappucciata-M. Picca.

ABSTRACT

This paper and the companion geological map focus on the structural setting of the Gran Sasso thrust belt in the central Apennines of Italy. In this area, E-W-striking, north-verging thrust faults emplace the units of the Lazio-Abruzzi carbonate platform onto the N-S-oriented, east-verging imbricates of the Marche foreland fold-and-thrust-belt, and onto the Adriatic foredeep. Our field mapping of the Gran Sasso imbricate system shows an array of six major thrust faults which do not rejoin a common floor thrust. The oblique cut of the highest thrust faults across the underlying imbricates

(*) Istituto di Geologia e Geofisica, Corso Italia 55 - 95129 Catania.
(**) Dipartimento di Scienze della Terra, Torino.

(***) Lavoro eseguito con il contributo finanziario del C.N.R. (Contr. 87.00859.05, 88.01635.05 e 88.01711.05) e del M.U.R.S.T. (40% e 60%).

causes: re-thrusting of earlier imbricated units, decapitation of previous folds, and superposition of younger on older beds. Deformation in the Gran Sasso thrust belt occurred between Messinian and Middle Pliocene times, and is partly synchronous with the development of the Marche thrust belt. The increasing amount of shortening from west to east along the Gran Sasso thrust front suggests that emplacement has occurred by differential anticlockwise rotation, associated with right-lateral transpressive decoupling along the N-S-trending M. Cappucciata - M. Picca front.

PAROLE CHIAVE: Appennino centrale, Sovrascorrimenti, Evoluzione cinematica.

KEY WORDS: Central Apennines, Thrust faults, Kinematic evolution.

INTRODUZIONE

La carta geologica del settore occidentale della catena del Gran Sasso (GHISSETTI *et alii*, 1990), unitamente a quella già pubblicata per il settore orientale (GHISSETTI & VEZZANI, 1986a), consente di definire in un quadro unitario la geometria della fascia di sovrapposizione tettonica lungo la quale, da Vado di Sole a Passo delle Capannelle, unità pertinenti al dominio di transizione della piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese sono ripetutamente imbricate e sovrascorse sulle unità dell'edificio Marchigiano (Fig. 1). La peculiarità di questo sistema di sovrascorrimenti a direzione E-W risiede nella strutturazione discordante rispetto ai fronti appenninici, sviluppata in concomitanza con la migrazione dell'avanfossa mio-pliocenica, nella posizione geometrica attualmente occupata dall'edificio del Gran Sasso, interposto tra le unità Umbro-Sabine a tetto e le unità Marchigiane a letto, e nella configurazione arcuata regionalmente definita dal raccordo tra il fronte E-W del Gran Sasso e quello NNW-SSE M. Cappucciata-M. Picca, che costituisce uno degli elementi più esterni del sistema di sovrascorrimenti delle unità Laziali-Abruzzesi sulla avanfossa Adriatica (Fig. 1).

L'immagine cartografica, ed i dati stratigrafici e strutturali connessi, hanno permesso di evidenziare che la complessa sequenza di episodi di raccorciamento di questo settore dell'Appennino centrale è scandita dalle deformazioni interne delle unità reciprocamente accavallate, dalle relazioni di intersezione tra piani posti a diversa elevazione nell'edificio imbricato, e dallo sviluppo e successiva deformazione di depositi clastici sinorogeni legati alle successioni della piattaforma Laziale-Abruzzese (GHISSETTI & VEZZANI, 1986b; 1988 e 1990). Le ricerche finora eseguite permettono di porre alcuni vincoli alla ricostruzione della geometria dei piani di sovrascorrimento e di valutare l'entità e la progressione cronologica dei raccorciamenti connessi alla costruzione dell'edificio del Gran Sasso. In questo lavoro si vuole fornire una sintesi che inquadri i dati già

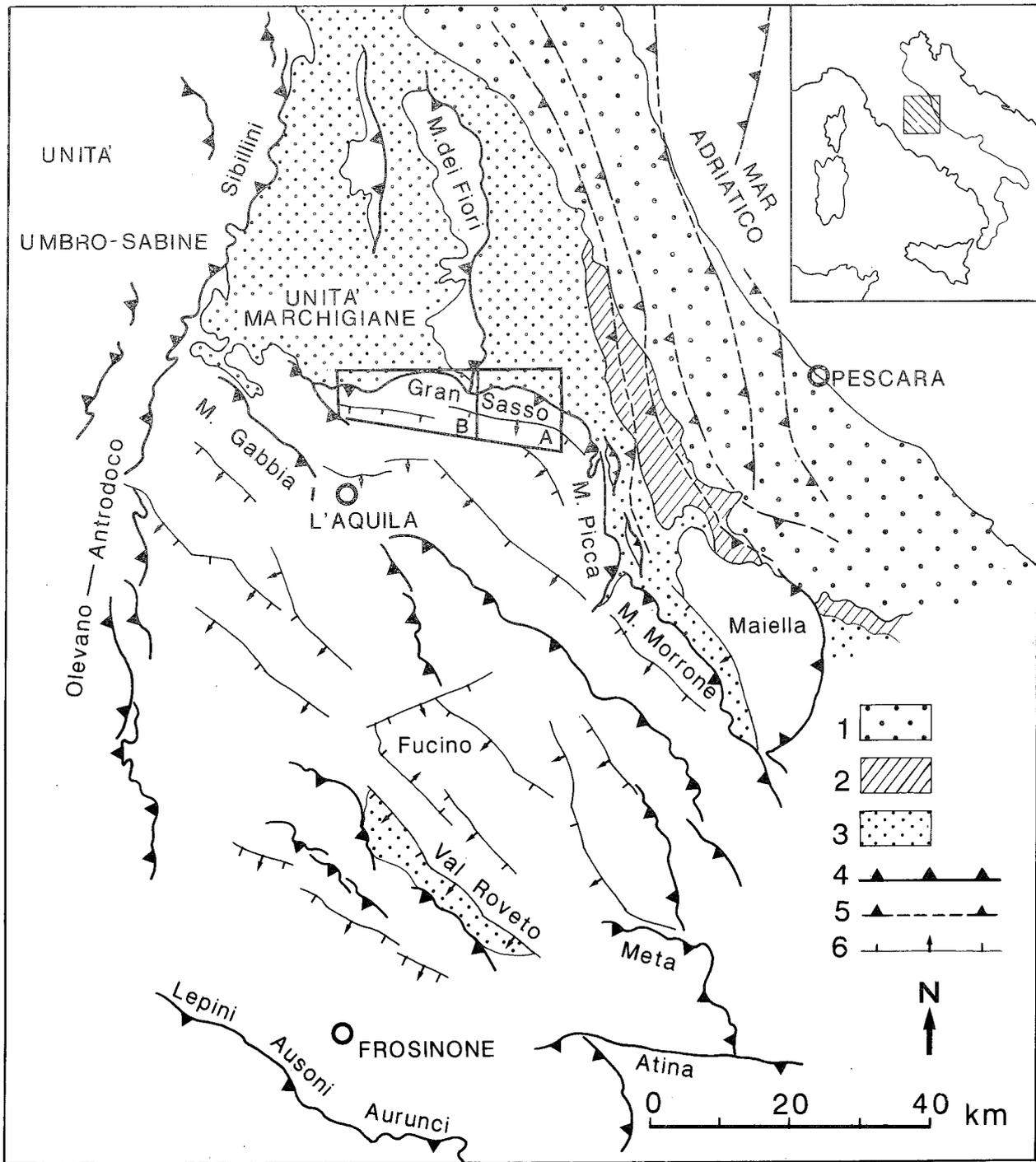


Fig. 1 - Carta indice delle principali strutture tettoniche nell'Appennino centrale. 1) Formazione Mutignano (Pliocene medio-Pleistocene inferiore); 2) Formazione Cellino (Pliocene inferiore); 3) Flysch della Laga (Messiniano-Pliocene inferiore); 4) Principali fronti di sovrascorrimento; 5) Fronti di sovrascorrimento sepolti nell'avanfossa adriatica; 6) Faglie normali. Da ACCORDI & CARBONE (1986), modificato. Il riquadro delimita l'area compresa nelle carte geologiche di GHISSETTI & VEZZANTI (1986a) e di GHISSETTI *et alii* (1990), rispettivamente indicata con A e B.

pubblicati nella carta relativa al settore orientale della catena del Gran Sasso (GHISSETTI & VEZZANI, 1986a) e che sviluppi implicazioni e problematiche regionali derivanti dagli elementi finora acquisiti.

ELEMENTI DI LETTURA DELLA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DEL GRAN SASSO

Per quel che concerne il dettaglio descrittivo su litologia, facies ed età della successione affiorante nella catena del Gran Sasso si rimanda all'ampia bibliografia (per es. SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1963; COLACICCHI & PRATURLON, 1965; CASTELLARIN *et alii*, 1978; ACCORDI & CARBONE, 1986) ed alla legenda e colonne stratigrafiche della carta acclusa; in quel che segue verranno invece focalizzati solo alcuni elementi di più diretta ricaduta sulle problematiche strutturali.

La successione ripetutamente imbricata nella catena del Gran Sasso è ascrivibile ad un dominio di transizione sviluppato su gradini affondati della piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese, con complesse interdigitazioni verso le adiacenti zone di bacino pelagico Umbro-Sabino e Marchigiano. Questa successione si contraddistingue, nei termini sovrastanti i carbonati e le dolomie di piattaforma del Trias superiore-Giurassico inferiore (Scisti bituminosi, Dolomie e Calcarea Massiccio), per vistose variazioni di facies e di spessore legate al diverso sviluppo di corpi bioclastici canalizzati (Calcareniti a Entrochi, Calciruditi a Rudiste) ripetutamente intercalati, a diversi livelli stratigrafici (Fig. 2), nelle formazioni pelagiche della Corniola (Lias

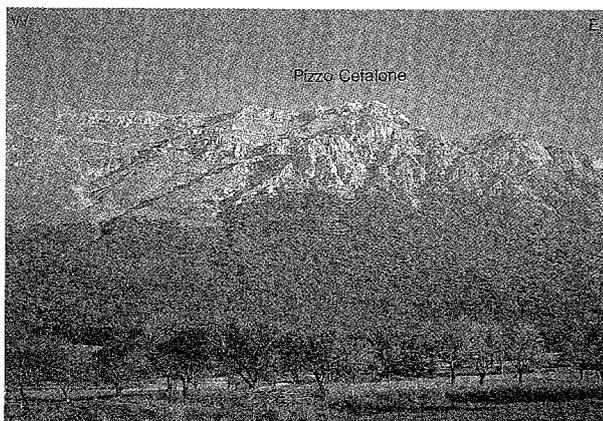


Fig. 2 - Evidenti variazioni di spessore degli intervalli bioclastici (Calcareniti a Entrochi, Calciruditi a Rudiste) intercalati a diversi livelli stratigrafici nell'intervallo Lias-Cretaceo sul versante meridionale di Pizzo Cefalone.

medio), del Verde Ammonitico (Lias superiore-Dogger) e della Maiolica (Cretaceo inferiore). Ripetuti apporti bioclastici sono documentati anche per tutto l'intervallo stratigrafico compreso tra il Cretaceo superiore ed il Miocene inferiore, rappresentati da forti spessori di calcareniti e calciruditi intercalate, a diversi livelli stratigrafici, nella Scaglia Rossa (Fig. 3), e tra Scaglia Rossa e Marne con Cerrognà. Questi corpi clastici lenticolari mostrano una brusca diminuzione di spessore, fino alla scomparsa, nella successione preservata a tetto del sovrascorrimento più meridionale e posto in posizione geometrica più elevata.



Fig. 3 - Scaglia cretaceo-terziaria sul versante settentrionale di Pizzo di Camarda: è visibile la bancata di calcareniti biancastre che marca la base del Paleocene medio, sviluppata al di sopra di una lacuna corrispondente al Maastrichtiano superiore-Paleocene inferiore.

Tali diversificazioni possono consentire una differenziazione, anche su basi stratigrafiche, tra unità a tetto di piani di sovrascorrimento posti a diversa elevazione nella pila strutturale, come ad esempio proposto in GHISSETTI & VEZZANI (1986a). Tuttavia, la documentata pertinenza della successione del Gran Sasso ad un medesimo dominio paleogeografico rende in questo caso inadeguato l'uso del termine "unità tettonica" nell'accezione consolidata nella letteratura geologica italiana: pertanto nella carta geologica acclusa si è preferito non differenziare, né graficamente né come nomenclatura, le unità di tetto dei sovrascorrimenti, limitando l'indicazione ad un suffisso numerico posto a lato della sigla formazionale, e corrispondente alla numerazione progressiva dei diversi piani di sovrascorrimento.

Una originaria contiguità tra elementi del dominio di transizione Laziale-Abruzzese e quello Marchigiano può essere documentata anche sulla base della relativa evoluzione da sedimentazione carbonatica a silico-clastica. La successione pelagica Marchigiana affiorante nella struttura della Montagna dei Fiori-Montagnone (Fig. 1) è infatti rappresentata nei suoi livelli apicali dalle Marne con Cerrognà (Miocene inferiore-medio) passanti in continuità stratigrafica verso l'alto alle Marne a Orbulina (Tortoniano-Messiniano inferiore) e al Flysch della Laga (Messiniano). Anche per le successioni della catena del Gran Sasso il passaggio stratigrafico dalle Marne con Cerrognà alle Marne a Orbulina, fino ai livelli silico-clastici basali del Flysch della Laga, è stato accertato in sponda sinistra di Fosso del Monte, e, più estesamente, nel settore di M. Corvo-Colle delle Monache-Colle Andreole, dove limitate elisioni della serie sono connesse a scollamenti in corrispondenza delle Marne a Orbulina (Fig. 4). La continuità stratigrafica tra Marne ad Orbulina e Flysch della Laga è ben documentata anche a Sud di M. San Franco (S. Vincenzo, Sorgente Rotiglione), per successioni poste in posizione geometrica più elevata.

Discordanti su diversi elementi strutturali della catena del Gran Sasso poggiano due successioni clastiche grossolane, rappresentate dai Conglomerati di M. Coppe e dalle Calciruditi di Rigopiano.

I Conglomerati di M. Coppe, di probabile età Messiniano-Pliocene inferiore p.p., affiorano a M. Coppe

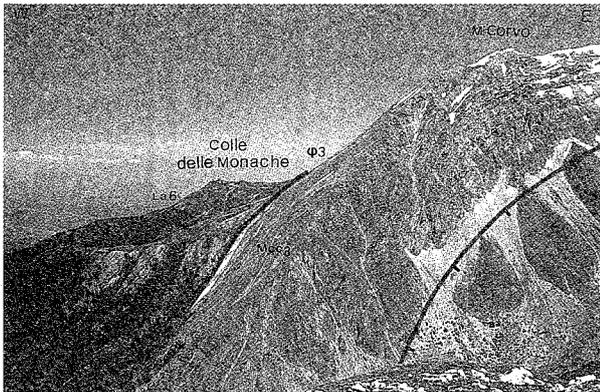


Fig. 4 - Passaggio stratigrafico dalle Marne con Cerrognia al Flysch della Laga sul versante settentrionale di M. Corvo. La successione è debolmente scollata in corrispondenza delle Marne a Orbulina dove si propaga il piano φ_3 . Visibile anche la faglia normale delle Tre Selle.

(Fig. 5a), M. Siella, Colle dei Cavatori (Fig. 5b) e a M. Paradiso (GHISETTI & VEZZANI, 1986a). Si tratta di 50-100 m di ruditi, passanti verso l'alto ad un'alternanza pelitico-arenacea, caratterizzate da una composizione poligenica e da matrice arenacea, con clasti ben arrotondati di calcari micritici tipo "pietra paesina", calcari silicei ed arenarie quarzite ad affinità Liguride e con rarissimi clasti di rocce cristalline (Fig. 5a). Questa formazione, confrontabile con gli analoghi depositi descritti da DEVOTO (1967) in Val Roveto, sutura i contatti di sovrapposizione tettonica tra le unità carbonatiche più elevate della catena del Gran Sasso (Fig. 5b), e risulta anch'essa traslata, a tetto del sovrascorrimento basale del Gran Sasso, al disopra del Flysch della Laga.

Le Calciruditi di Rigopiano, caratterizzate da forte cementazione e da composizione pressoché monogenica, con clasti prevalentemente spigolosi di carbonati e selci provenienti dallo smantellamento delle unità del Gran Sasso, passano verso l'alto ad argille azzurre con rare intercalazioni arenacee di età Pliocene inferiore (zona a *G. punctulata*); esse mostrano sviluppo lenticolare e poggiano in discordanza su diverse formazioni appartenenti alle unità più profonde della catena del Gran Sasso unitamente alle quali sono traslate su vari orizzonti dei membri evaporitico e post-evaporitico del Flysch della Laga dell'unità di Farindola.

Lo sviluppo della sedimentazione terrigena nel dominio Marchigiano è fortemente controllato dall'evoluzione dell'anticlinale del Montagnone-Montagna dei Fiori, che ha funzionato da elemento di separazione tra due fosse a sedimentazione silico-clastica, tra loro parzialmente collegate: una occidentale a sviluppo essenzialmente messiniano (Flysch della Laga), ed una orientale di età Messiniano-Pliocene inferiore (Flysch della Laga e Formazione Cellino). L'eterocronia nello sviluppo della sedimentazione terrigena nell'ambito dei due bacini, controllata da un evento di deformazione compressiva intra-messiniana, responsabile dell'imbricazione del Montagnone, comporta che a letto del sovrascorrimento basale della catena del Gran Sasso siano presenti depositi silico-clastici di età Messiniano ad Ovest del Montagnone e di età Messiniano-Pliocene inferiore ad Est (GHISETTI & VEZZANI, 1989a e 1989b). In questi ultimi sono presenti le ripetute lenti ed inter-

calazioni dei Conglomerati di M. Morrone, a clasti prevalentemente calcarei, ben distinguibili dalle Calciruditi di Rigopiano per collocazione stratigrafica e posizione geometrica. Questi livelli sono concentrati a Cima della Rocca, La Ripa, Pietra Rossa, M. Morrone, M. Bertona, Villa Celiera, Carpineto della Nora, Forca di Penne, Guado del Gatto, ossia in prossimità della forte distorsione strutturale tra il fronte E-W del Gran Sasso e quello N-S di M. Cappucciata-M. Picca.

GEOMETRIA DELL'EDIFICIO IMBRICATO DEL GRAN SASSO

Un carattere peculiare dell'edificio del Gran Sasso è dato dall'assenza di una regolare convergenza asintotica dei sovrascorrimenti verso un piano comune basale. Al contrario, (GHISETTI & VEZZANI, 1986b), i contatti tettonici più profondi sono spesso troncati da quelli posti in posizione geometrica via via più elevata, con decapitazione e chiusura lenticolare delle unità di tetto, causata dall'intersezione obliqua tra sovrascorrimenti non paralleli tra loro. Questo assetto, cui si aggiunge il successivo smembramento dell'edificio operato da faglie normali a forte rigetto, ha comportato notevoli difficoltà nella definizione della continuità laterale dei contatti cartografati da Vado di Sole a Passo delle Capannelle. Lo schema strutturale riportato nella carta geologica suggerisce una chiave di lettura unitaria per l'intera catena del Gran Sasso, che modifica parzialmente le correlazioni proposte in GHISETTI & VEZZANI (1986a). Tale ricostruzione si basa, oltre che su un'analisi sinottica delle reciproche relazioni tra i sovrascorrimenti, anche sull'assetto dei diversi piani di sovrascorrimento ricavabile dalla carte delle isobate (GHISETTI & VEZZANI, 1990), e su alcuni caratteri della successione stratigrafica posta a tetto dei vari piani. Il quadro strutturale precedentemente delineato ne risulta semplificato, ma ciò comporta una numerazione progressiva dei piani di sovrascorrimento diversa da quella proposta in GHISETTI & VEZZANI (1986a). In quel che segue verranno brevemente descritti i caratteri geometrici e gli stili deformativi associati ai diversi piani di contatto tettonico che costituiscono l'edificio del Gran Sasso a partire da quelli posti in posizione geometrica più profonda.

Sistema di sovrascorrimenti del Montagnone (φ_7). L'area rilevata abbraccia solo una limitata porzione dell'edificio Marchigiano, immediatamente a Nord del fronte del Gran Sasso. In questo settore affiora la terminazione meridionale dell'anticlinale della Montagna dei Fiori-Montagnone (Fig. 6), rovesciata sul suo fianco orientale e sovrascorsa, tramite un piano di contatto a direzione N-S (φ_7) al disopra del Flysch della Laga del settore di Fano a Corno-Casale San Nicola (unità tettonica di Farindola). L'interpretazione di sezioni sismiche (PALTRINIERI *et alii*, 1982) indica che questa struttura è l'elemento più superficiale di un complesso sistema di sovrascorrimenti che imbricano ripetutamente, con raccorciamenti dell'ordine dei 35-45 km (BALLY *et alii*, 1986), le Marne con Cerrognia ed il Flysch della Laga al disopra dei domini Adriatici più esterni. Nel settore di Fonte Nera-Grotta dei Mulattieri il contatto φ_7 mostra una brusca deflessione verso orientazioni E-W fino a scomparire al di sotto del piano frontale φ_5 - φ_6 della catena del Gran Sasso.

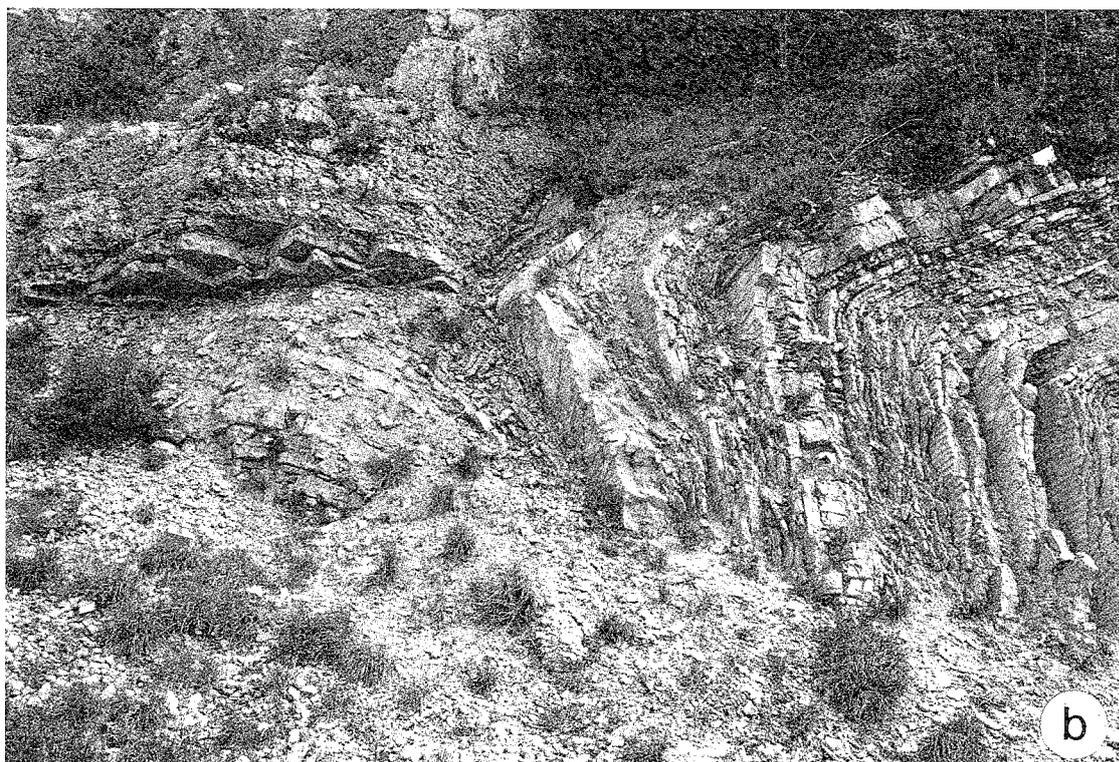


Fig. 5 - a) Dettaglio dei Conglomerati di M. Coppe: sono evidenti i clasti piú scuri corrispondenti ad arenarie quarzitiche ed a calcari micritici tipo "pietra paesina" ad affinità liguride, e la matrice arenacea attorno al clasto di dimensioni maggiori. b) Conglomerati di M. Coppe discordanti sull'alternanza di calcareniti e marne argillose di Colle dei Cavatori, coinvolta nel sistema di pieghe frontali del Gran Sasso.

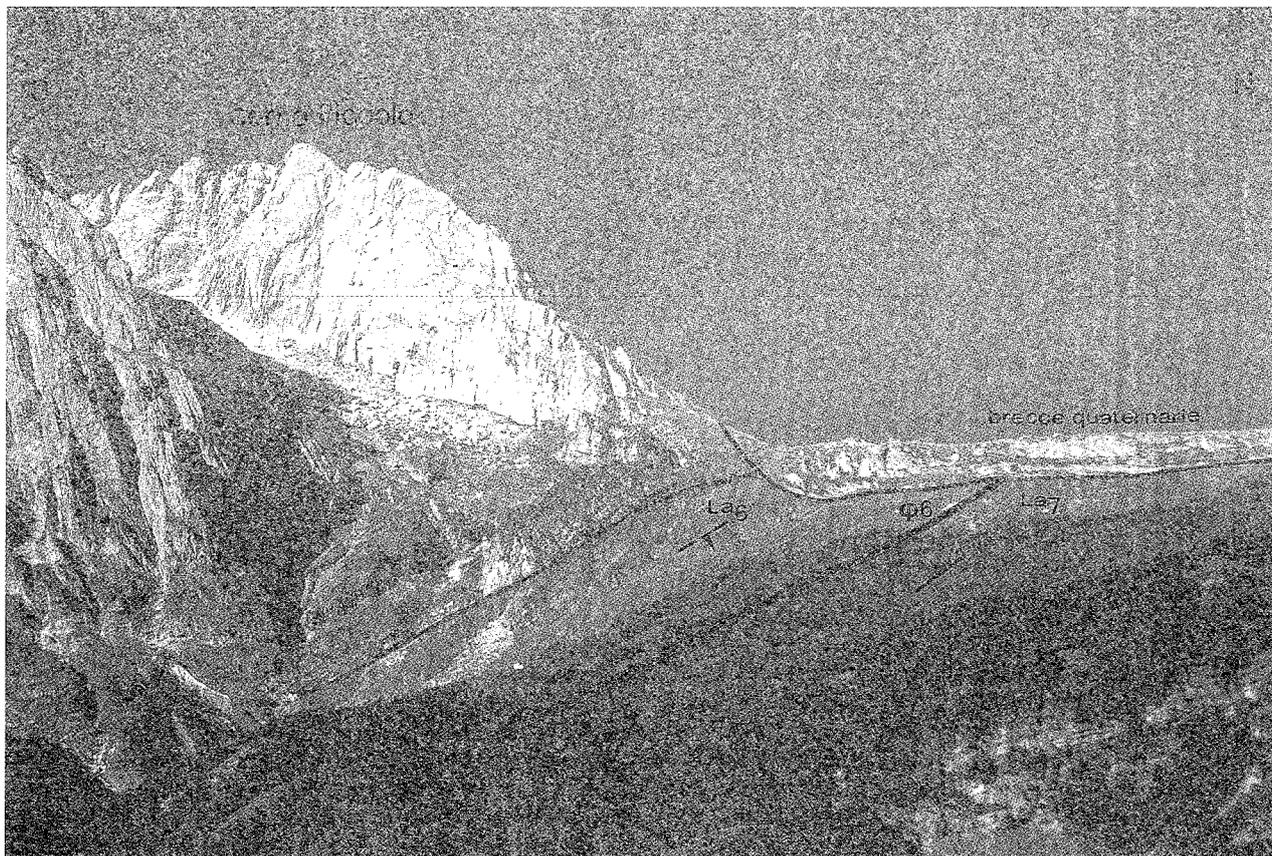


Fig. 6 - Fronte del Gran Sasso in corrispondenza della Madonnina: è visibile l'immersione verso Sud delle Marne con Cerroigna appartenenti all'anticlinale sradicata del Montagnone al di sotto del piano $\varphi 6$ che separa il Flysch della Laga rovesciato (La6) presente a tetto della successione del Gran Sasso dal Flysch della Laga diritto (La7) sviluppato a tetto della successione del Montagnone.

Sistema di sovrascorrimenti di Santa Colomba ($\varphi 5$ - $\varphi 6$).

Si tratta dei contatti più settentrionali e più profondi nella pila imbricata del Gran Sasso. Il piano $\varphi 6$ è tracciabile dalla Valle di Fosso Faschiano (estremità occidentale della carta) fino all'altezza di Vado di Corno grazie alla giustapposizione di porzioni del Flysch della Laga caratterizzate da un diverso assetto strutturale. Ciò è ben evidente nelle aree circostanti l'alta Valle del Vomano e del Chiarino, dove livelli del Flysch della Laga (La5) caratterizzati da elevate inclinazioni (70 - 80°) e da intense deformazioni a pieghe rovesciate con piani assiali E-W inclinati verso Sud, poggiano con taglio obliquo su diversi orizzonti stratigrafici del Flysch della Laga (La7), solo blandamente deformati (GHISSETTI & VEZZANI, 1989a e 1989b). Ad Est di Vado di Corno $\varphi 6$ scompare al di sotto del sovrastante contatto $\varphi 5$ (corrispondente al piano di base dell'unità di Santa Colomba in GHISSETTI & VEZZANI, 1986a), continuo da Fonte dei Banditi a Fosso del Monte, dove è troncato dal sovrastante piano $\varphi 3$. Il piano $\varphi 5$ decorre parallelamente ad orizzonti stratigrafici apicali rovesciati delle Marne con Cerroigna, ciò che suggerisce una sua propagazione lungo un livello di scollamento posto in corrispondenza delle Marne a Orbulina. A tetto del piano $\varphi 5$ la successione è intensamente deformata da sistemi di pieghe *chevron* con piani assiali E-W, da subverticali fino a inclinati di 10 - 20° verso Sud, la cui asimmetria è in accordo con polarità di trasporto verso Nord. La struttura principale è una coppia sinclinale-anticlinale con asimmetria a "Z" (GHISSETTI, 1987) sviluppata longitudinalmente per circa 10 km da Vado di

Corno a M. Camicia (Fig. 7), e caratterizzata da un appiattimento via via crescente da Ovest verso Est, come testimoniato dalla progressiva convergenza dei due piani assiali (v. schema strutturale in carta), con conseguente riduzione nello sviluppo del fianco diritto che raccorda i fianchi rovesciati della sinclinale e dell'anticlinale. I piani assiali di questo sistema sono tagliati obliquamente dal piano $\varphi 4$ in corrispondenza di M. Camicia e dal piano $\varphi 3$ nell'area di Vado di Corno (v. schema strutturale in carta), cosicché, nel settore occidentale della catena, a tetto di $\varphi 5$ affiora solo una porzione decapitata della struttura anticlinale (v. anche profili 3, 4 e 5 in carta).

Sovrascorrimento della Miniera di Lignite ($\varphi 4$).

Non affiora in tutto il settore occidentale della catena del Gran Sasso, poiché è troncato, in corrispondenza di M. Prenna, dal piano $\varphi 3$. Questo contatto, che nel complesso ha orientazione E-W, è deformato con una geometria antiforme secondo assi WNW-ESE, e tronca il contatto frontale $\varphi 5$, decapitando sia verso l'alto che verso il basso stratigrafico le pieghe dell'unità di Santa Colomba (v. schema strutturale in carta), e sovrascorrendo ampiamente sulla successione del Flysch della Laga dell'unità di Farindola. Le cataclasi foliate con *fabric* del tipo S-C-R (CHESTER *et alii*, 1985; RUTTER *et alii*, 1986), sviluppate lungo $\varphi 4$ hanno permesso di determinarne la direzione di trasporto verso N 20° E (GHISSETTI, 1987).

Sovrascorrimento di M. Prenna-Corno Piccolo ($\varphi 3$).

Nella presente definizione comprende i piani di sovra-

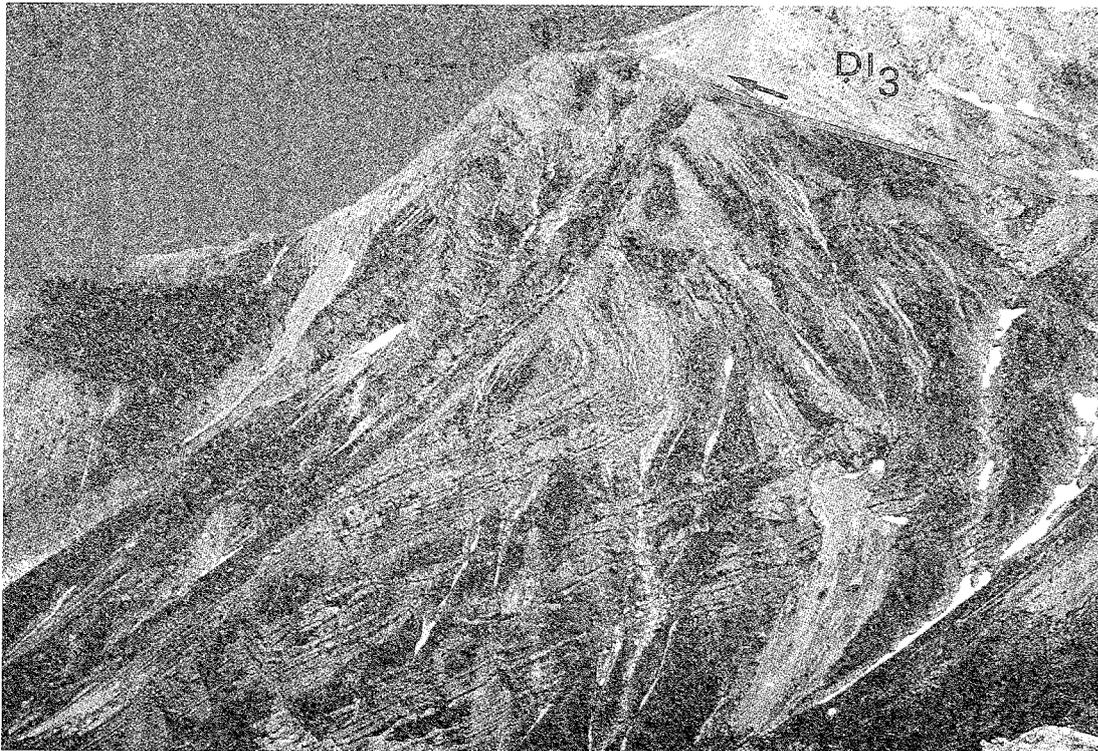


Fig. 7 - Versante nord-occidentale di M. Prena: piega sinclinale a piano assiale suborizzontale, tagliata sul fianco rovescio dal piano φ_3 , con sovrapposizione di Dolomie su Corniola.

scorrimento di M. Camicia, M. Prena e Vado di Corno di GHISSETTI & VEZZANI (1986a), sviluppandosi in continuità con quest'ultimo nel settore di Corno Piccolo, Pizzo d'Intermesoli e M. Corvo. La continuità geometrica tra φ_3 ed il piano basale delle unità di M. Camicia e M. Prena è ricostruibile tramite la carta delle isobate di questi piani (Fig. 8). Il contatto φ_3 è caratterizzato da una generale orientazione E-W (fatta eccezione per la deflessione secondo direzioni WNW-ESE nel settore di Vado di Corno-Corno Piccolo), e da inclinazioni di 30-40° verso Sud; esso tronca sia φ_4 (a M. Prena) che φ_5 (a M. Corvo), sovrascorrendo su tutti gli imbricati sottostanti (v. schema strutturale in carta), e talora sovrapponendo (per es. a M. Camicia) for-

mazioni più recenti su più antiche. L'entità del rigetto lungo φ_3 decresce progressivamente dal settore di Pizzo d'Intermesoli verso M. Corvo, laddove il piano si propaga, smorzandosi, lungo una superficie di scollamento parallela alle Marne a Orbulina (Fig. 4); in questa zona il raccorciamento viene trasferito a un sistema di pieghe, talora rovesciate, a direzione E-W e vergenti verso Nord (Fig. 9). In corrispondenza del Corno Grande, le Dolomie ed il Calcare Massiccio a tetto di φ_3 sono ripetutamente imbricati da un sistema di piani di sovrascorrimiento minori a direzione E-W (φ_{3s}), che tendono a raccordarsi asintoticamente al piano φ_3 (Fig. 10a e b).

Sovrascorrimiento dell'Omo Morto (φ_2). Nella ricostru-

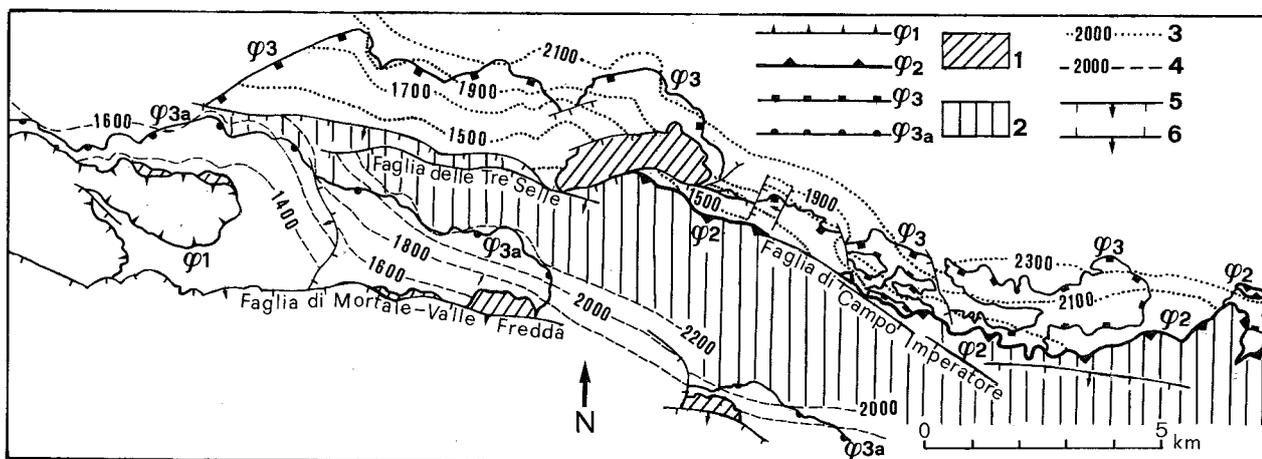


Fig. 8 - Isobate del piano di sovrascorrimiento φ_3 a letto ed a tetto (φ_{3a}) del piano φ_2 che taglia gli imbricati con traiettorie "fuori sequenza". 1) Unità di tetto di φ_3 s; 2) Unità di tetto di φ_2 ; 3) Isobate di φ_3 ; 4) Isobate del contatto φ_3 dislocato a tetto di φ_2 (φ_{3a}); 5) Faglie normali; 6) Faglie inverse.

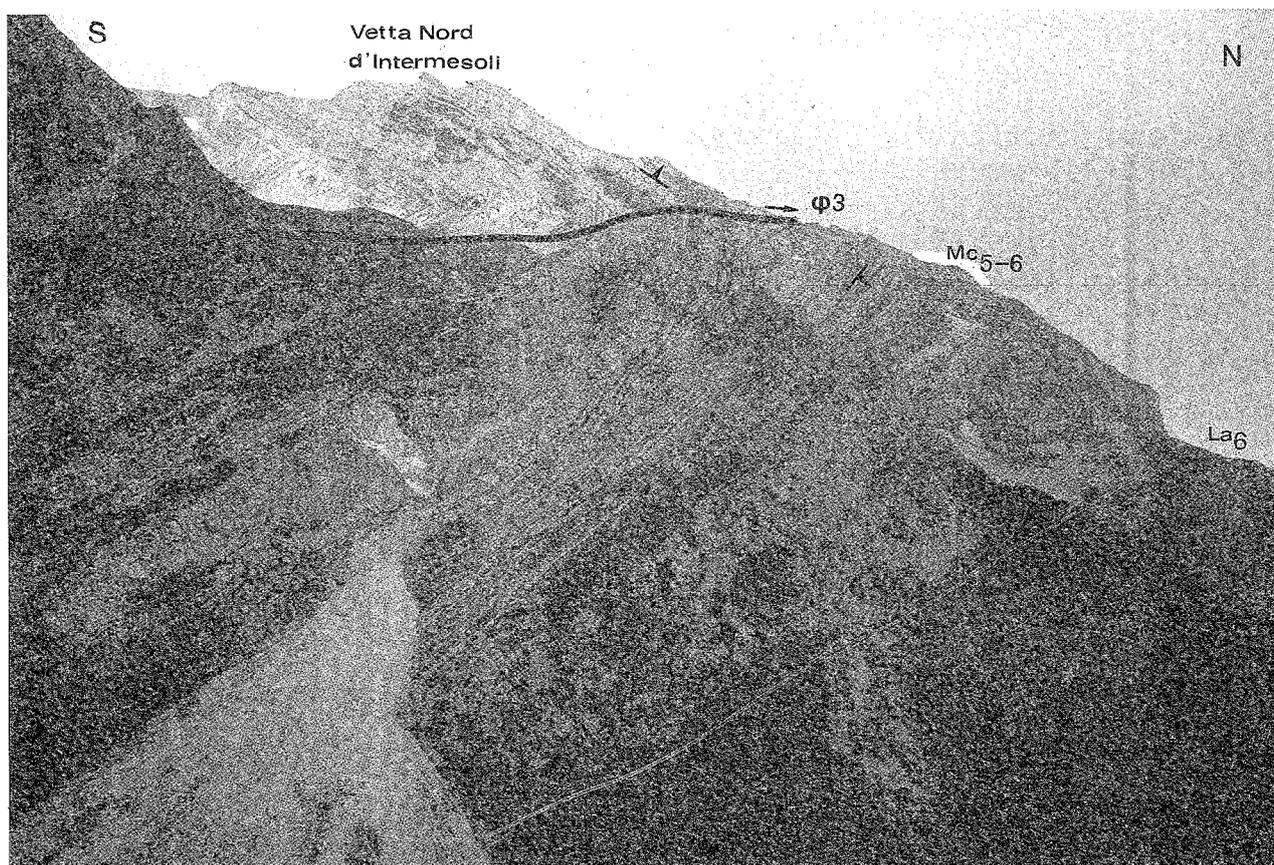


Fig. 9 - Piegia anticlinale tagliata dal piano φ_3 sul versante Nord di Pizzo d'Intermesoli.

zione proposta questo contatto gioca un ruolo fondamentale per la comprensione di tutto l'edificio imbricato del Gran Sasso, nonostante che la sua continuità sia estremamente limitata a causa del forte rigetto operato dal sistema di faglie normali sviluppato lungo la direttrice Sella di Monte Aquila, Sella dei Grilli, Sella di Monte Corvo (faglia delle Tre Selle), e continuo verso Est con le faglie normali che controllano il bordo settentrionale della fossa pleistocenica di Campo Imperatore (Fig. 8). Il sovrascorrimento φ_2 , come attualmente definito, comprende i contatti dell'Omo Morto e delle Macchiole di GHISETTI & VEZZANI (1986a), re-interpretati come una coppia coniugata. In tutto il settore orientale della catena questi piani a direzione E-W mostrano inclinazioni di circa 45° verso Sud, intersecando ripetutamente il piano φ_3 (Fig. 8). La successione monoclinale trasportata da φ_2 è solo localmente deformata da blandi piegamenti secondo assi E-W, ed è generalmente traslata con sovrapposizione di formazioni più recenti su più antiche. Nel settore di M. Aquila-Corno Grande φ_2 è dislocato dai sistemi della faglia delle Tre Selle e di Campo Imperatore con rigetti dell'ordine dei 2-3 km. Ciò comporta che a Nord (ovvero a letto) della faglia delle Tre Selle, in tutta l'area compresa tra Vado di Corno e M. Corvo, φ_2 è al disopra della superficie topografica, e pertanto eroso, mentre a Sud, nel settore di M. Aquila e Campo Pericoli (a tetto della faglia delle Tre Selle), φ_2 è abbassato al disotto della superficie topografica (Fig. 8). L'assenza del piano φ_2 anche a Ovest della terminazione occidentale della faglia delle Tre Selle suggerisce che esso sia troncato in sottosuolo dal contatto φ_5 - φ_6 .

A Sud della faglia delle Tre Selle, al disopra di φ_2 poggia un ulteriore sovrascorrimento a direzione WNW-ESE ed inclinato di circa 40° verso Sud, sviluppato con discontinuità dai Monti della Scindarella a Pizzo Cefalone e Colle della Befania. Questo contatto è il più elevato geometricamente, e la proiezione delle sue isobate al disopra della superficie topografica mostra che esso viene intersecato da φ_2 alcuni km più a Nord dell'area rilevata (Fig. 8). Ciò porta ad interpretare questo piano come la ripetizione tettonica (φ_{3a}) di φ_3 , causata dal taglio "fuori sequenza" di φ_2 che, propagandosi da posizioni più interne attraverso imbricati geometricamente più bassi, causa la sovrapposizione dell'unità di letto di φ_2 su quella di tetto. Il raccorciamento associato a φ_2 può essere non correttamente interpretato se le correlazioni sono basate sui rapporti di sovrapposizione tra le formazioni dislocate. Infatti, se si considera che lungo φ_2 formazioni più recenti si sovrappongono a formazioni più antiche, se ne derivano rigetti di tipo normale, mentre i reali rigetti inversi, dell'ordine di almeno 5 km, sono evidenti ove si consideri il raddoppio del piano φ_3 su se stesso (Fig. 11). La sovrapposizione di formazioni più recenti su più antiche non sarebbe pertanto necessariamente legata a inversione dei movimenti (per es. DAHLSTROM, 1970), come invece proposto da ADAMOLI *et alii*, (1981-82) per l'area di M. Camicia.

Ulteriori elementi che avvalorano la correlazione proposta sono il peculiare sviluppo, nelle unità a tetto di φ_3 e φ_{3a} , di forti spessori di corpi di calcareniti bioclastiche intercalate alla Scaglia, la diminuzione di rigetto da Est verso Ovest osservabile per entrambi i piani

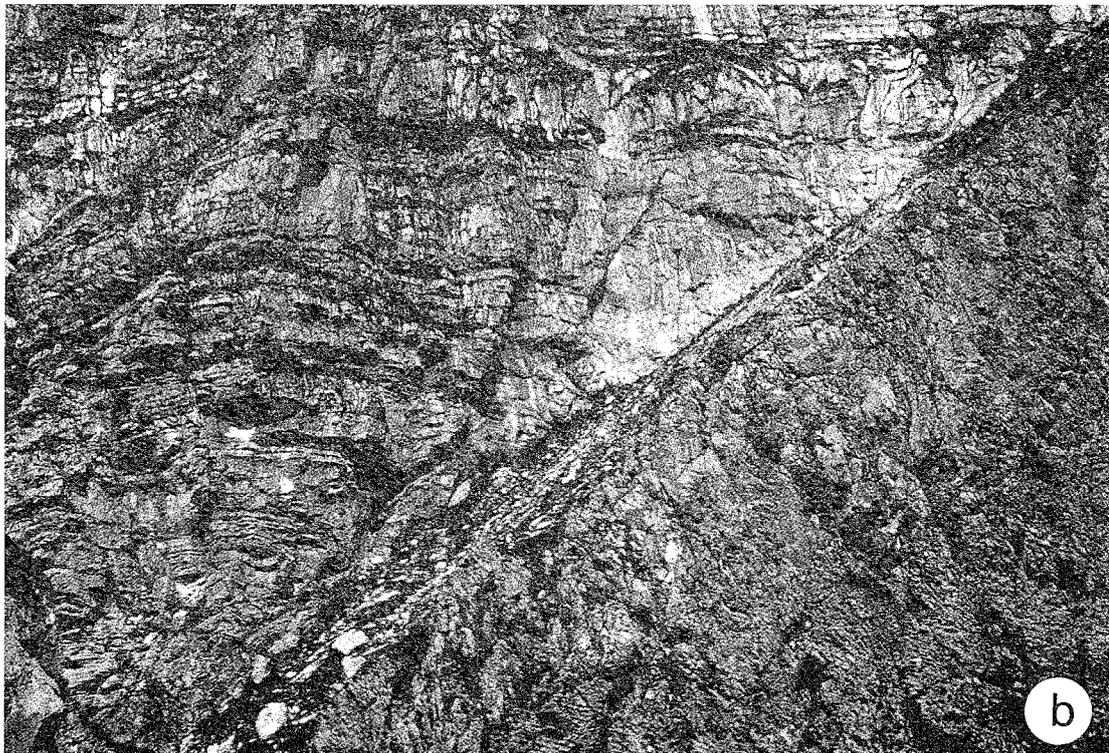
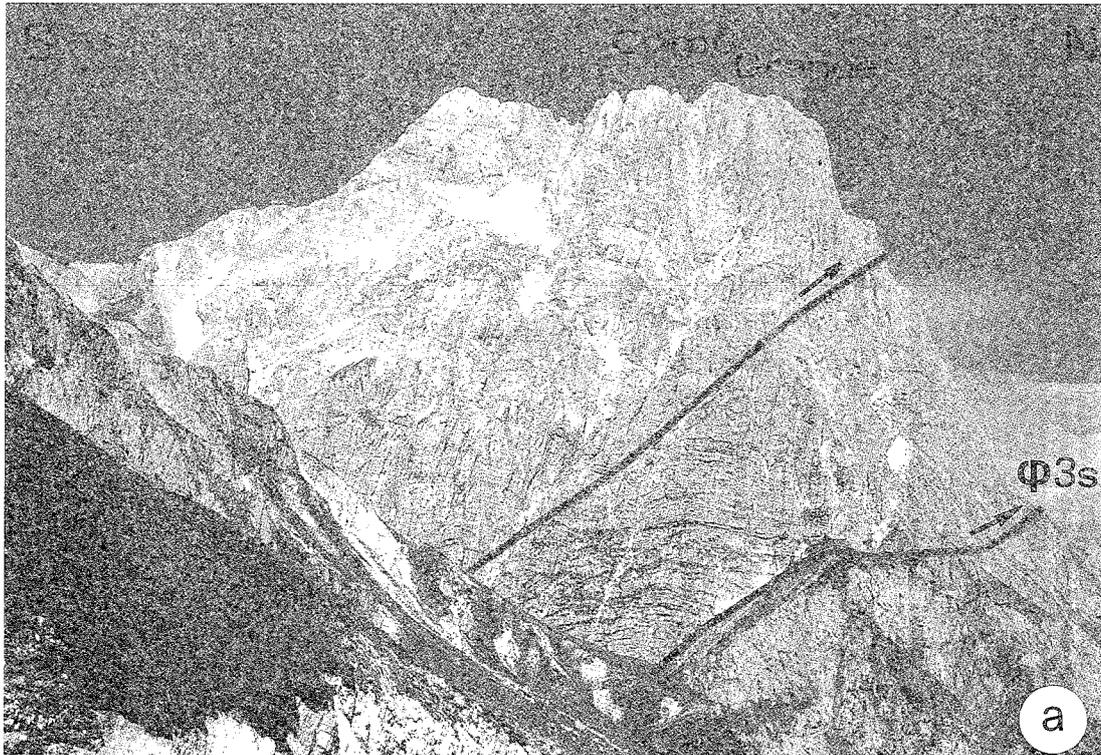


Fig. 10 - a) Sistema di piani di sovrascorrimento $\varphi 3s$ (contatti minori associati al piano $\varphi 3$) sul versante nord-orientale del Corno Grande, comportante la sovrapposizione tettonica della Corniola sulla Maiolica tramite uno scollamento lungo il Verde Ammonitico (in corrispondenza del prato). Sono evidenti ripetute imbricazioni delle dolomie. b) Dettaglio del piano $\varphi 3$ compreso nella Fig. 10a.

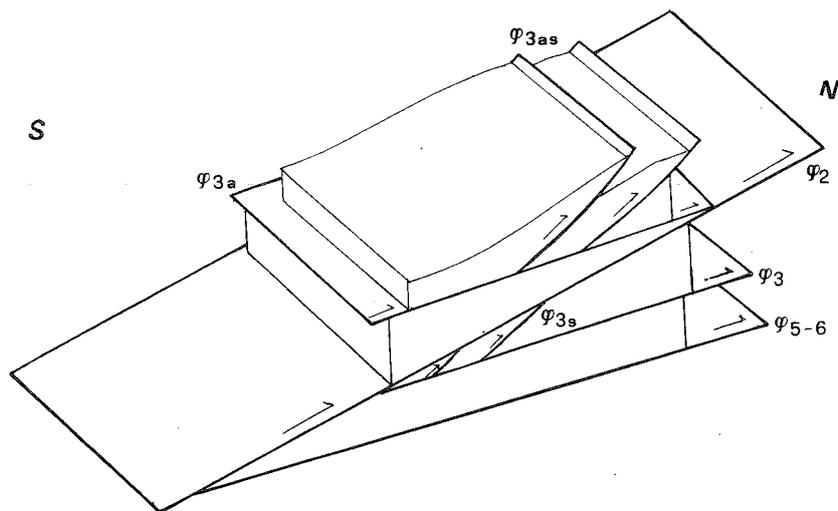


Fig. 11 - Ricostruzione non in scala dell'assetto strutturale raggiunto dalla catena del Gran Sasso in seguito al taglio "fuori sequenza" del piano φ_2 , comportante la ripetizione tettonica di φ_3 e dei piani minori φ_3s ad esso associati (piani φ_3a e φ_3as).

φ_3 e φ_3a , e l'associazione sia di φ_3 che di φ_3a con una serie di piani minori che imbricano ripetutamente le Dolomie ed il Calcare Massiccio. Uno di questi piani affiora a M. Ienca, dove è presente una scaglia lentiforme di dolomie cataclastiche, trasportata a tetto del piano φ_3a e decapitata dal sovrastante contatto φ_1 (Fig. 12).

Sovrascorrimento di M. Ienca-M. San Franco (φ_1). Il piano di contatto più elevato in tutta la catena del Gran Sasso affiora nel settore più occidentale, dove tronca a letto il piano φ_3a , sovrapponendosi talora a scaglie tettoniche minori come quelle descritte a Piano di Camarda (Fig. 12). La successione traslata dal piano φ_1 mostra un regolare assetto monoclinale, e si sovrappone tettonicamente sia su formazioni più recenti che più antiche.

Faglie normali. Lo smembramento della catena del Gran Sasso ad opera di sistemi di faglie normali a forte rigetto, preferenzialmente sviluppati secondo direttrici E-W e WNW-ESE, è ben testimoniato nella carta allegata. Il principale sistema, rappresentato dalle faglie delle Tre Selle e di Campo Imperatore (Fig. 8), abbassa verso Sud le unità geometricamente più elevate dell'edificio del Gran Sasso, con rigetti massimi di 2-3 km nel settore del Corno Grande, che diminuiscono gradualmente sia verso Est che verso Ovest. In affioramento i piani di faglia sono caratterizzati da marcate scarpate morfologiche (Fig. 13a, b c), da specchi di faglia ben conservati, e, tra Vado di Corno e Valle dell'Inferno, da una fascia di *gouges* e cataclasiti con spessori fino a 100 metri (Fig. 13a). Si tratta della stessa fascia cataclastica attraversata, con effetti disastrosi, durante lo scavo del traforo autostradale (CO.GE.FAR, 1979), dove questo piano è stato intersecato ad una profondità di 900 metri, ancora con inclinazioni subverticali. Forti componenti di estensione durante il Plei-

stocene e l'Olocene sono ben documentate dallo sviluppo della fossa di Campo Imperatore, colmata da depositi morenici interdigitati a sabbie, silts e ghiaie fluvio-lacustri e dalle sovrastanti conoidi alluvionali i cui apici sono allineati e talora tagliati dal sistema principale di faglie (Fig. 13a). In corrispondenza della Valle del Venacquaro GIRAUDI (1988) ha inoltre documentato l'esistenza di scarpate di faglia alte da 2 a 4 metri, a direzione E-W, associate al sistema delle Tre Selle, che dislocano depositi morenici del Pleistocene superiore-tardiglaciale.

Subparallelamente alla faglia delle Tre Selle decorre, in posizione più meridionale, al margine della catena del Gran Sasso, il sistema di faglie normali Mortale-Valle Fredda, costituito da segmenti *en échelon* a direzione media E-W, inclinati da 40° a 80° verso Sud. Anche questo sistema è marcato da scarpate ben conservate e da un allineamento di conoidi sul lato abbassato e, a luoghi, da fasce cataclastiche e da *gouges* argillosi. Anche per queste faglie, che troncano obliquamente i piani di accavallamento φ_1 , φ_3a e φ_2 , è ipotizzabile un'attivazione pleistocenica con forti rigetti.

Sono inoltre presenti faglie normali di minore lunghezza e rigetto con direzioni N-S, NNE-SSW e NNW-SSE che dislocano le successioni delle unità traslate, intersecandone raramente i piani basali. I dati mesostrutturali rappresentati nei diagrammi di Schmidt in carta mostrano una ripartizione su direzioni E-W, NE-SW e NW-SE anche per i sistemi di fratturazione a mesoscala, e forniscono limitate evidenze di movimenti trascorrenti sia destri che sinistri su piani E-W, ESE-WNW e NE-SW. Questo tipo di dati suggerisce che sistemi di fratturazione da precedenti a sincroni alle fasi di imbricazione possano aver giocato un ruolo di svincolo laterale durante la traslazione con raccorciamento differenziale delle unità tettoniche, e che, successivamente, anche in connessione al sollevamento dell'edificio imbricato, siano stati riattivati con meccanismi normali.

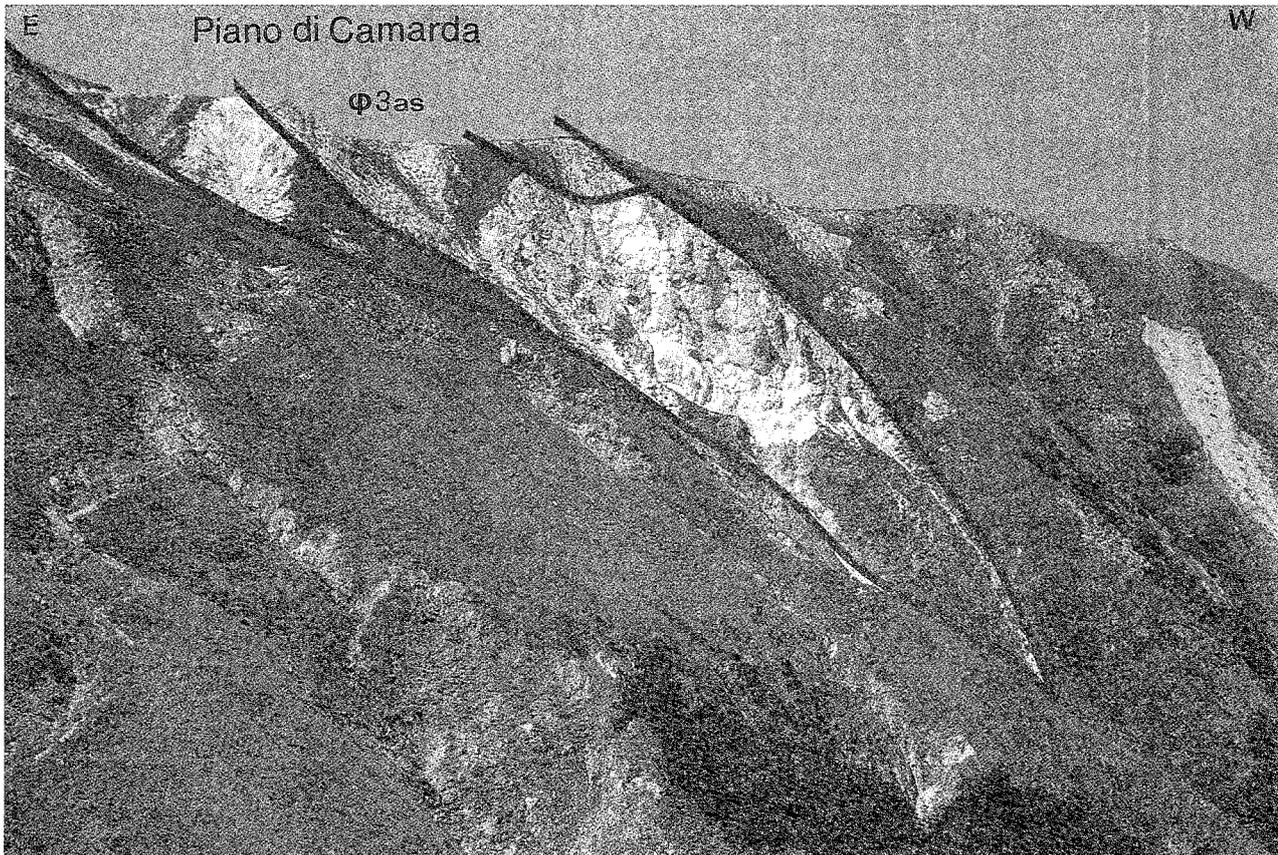


Fig. 12 - Scaglie lentiformi di dolomie cataclastiche sul versante settentrionale di M. Jenca, ripetutamente imbricate dai piani $\phi 3as$.

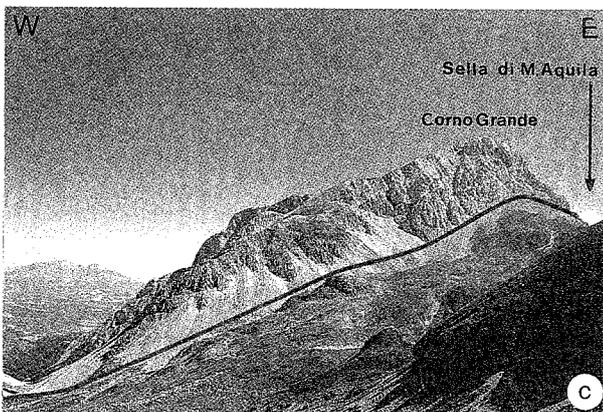
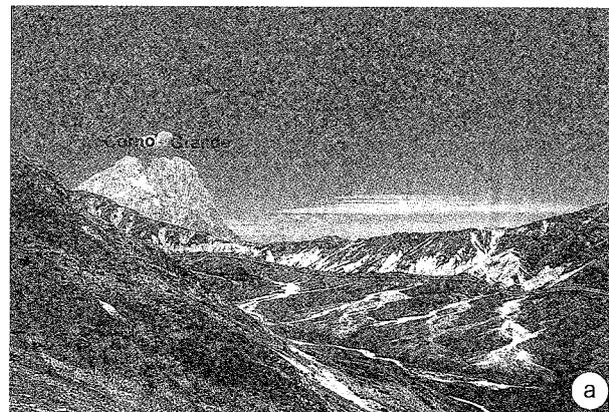


Fig. 13 - a) Faglia normale di Campo Imperatore marcata da sviluppo di *gouges* e cataclasi dolomitiche, e da una scarpata morfologica contro la quale sono troncati gli apici delle conoidi oloceniche. b) Versante meridionale di Pizzo di Intermesoli troncato in corrispondenza della Sella dei Grilli dalla faglia normale delle Tre Selle. c) Faglia normale delle Tre Selle sul versante meridionale del Corno Grande. Il piano di faglia affiorante dalla Sella di M. Aquila alla Val Maone è coperto da estesi coni detritici.

RICOSTRUZIONE DEGLI EVENTI DEFORMATIVI NELLA CATENA DEL GRAN SASSO

Il principale vincolo stratigrafico per la datazione delle principali deformazioni compressive e per la ricostruzione cronologica degli eventi deformativi nella catena del Gran Sasso è posto dall'inizio della sedimentazione silico-clastica sviluppatasi in continuità stratigrafica a tetto delle Marne a Orbulina. Gli eventi precoci di raccorciamento documentabili sono successivi al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (Marne a Orbulina), ma gran parte della strutturazione dell'edificio imbricato doveva essersi già attuata alla fine del Messiniano, come testimoniato dallo sviluppo dei Conglomerati di M. Morrone, intercalati nella parte alta del membro post-evaporitico del Flysch della Laga, e considerando anche che i Conglomerati di M. Coppe, di età Messiniano-Pliocene inferiore p.p., sigillano alcuni contatti tra unità già accavallate all'interno della catena del Gran Sasso.

Le unità imbricate lungo il fronte del Gran Sasso sono traslate dai piani $\varphi 5$ - $\varphi 6$ su livelli del membro pre-evaporitico del Flysch della Laga nell'area compresa tra il Passo delle Capannelle e Valle dell'Inferno, mentre da questa località verso ESE il sovrascorrimento avviene sui membri evaporitico e post-evaporitico del Flysch della Laga, sia, testimoniando una fase di attivazione infrapliocenica (GHISSETTI & VEZZANI, 1989c; 1990). Evidenze di una fase traslativa avvenuta nella parte terminale del Pliocene inferiore (zona a *G. punctulata*) sono date infine dalla posizione dei Conglomerati di Rigopiano, discordanti su elementi della catena già deformati e a loro volta tettonicamente sovrapposti a livelli del membro post-evaporitico del Flysch della Laga (GHISSETTI & VEZZANI, 1990). Fasi di attivazione successive sono ancora documentabili tramite livelli di conglomerati calcarei intercalati a diversi orizzonti stratigrafici nella Formazione Cellino e nella successione del ciclo plio-pleistocenico della Formazione Mutignano.

Anche nel dominio pelagico Marchigiano i raccorciamenti iniziali, testimoniati dall'instaurarsi della sedimentazione silico-clastica del Flysch della Laga al di sopra delle Marne a Orbulina, si sono realizzati durante il Messiniano e si sono sviluppati dopo il Pliocene inferiore con costruzione dell'edificio a pieghe e sovrascorrimenti a direttrici N-S e vergenza orientale.

Questi vincoli cronologici indicano di per sé che la sequenza di eventi comportante la costruzione degli edifici imbricati secondo direzioni E-W e N-S, e concomitante con la migrazione verso Est dell'avanfossa messiniano-infrapliocenica (Flysch della Laga) e infrapliocenica (Formazione Cellino), non è inquadrabile in una regolare progressione della propagazione dei fronti, tenuto conto che la costruzione dell'edificio del Gran Sasso e degli imbricati Marchigiani si è realizzata nello stesso intervallo cronologico, e che l'attuale assetto di interferenza tettonica è stato raggiunto con pulsazioni di raccorciamento secondo polarità dei trasporti verso Nord e verso Est. Nel settore studiato, questa irregolarità di costruzione dell'edificio Appenninico esterno è avvalorata dalle modalità di progressiva imbricazione ricostruibili in dettaglio nel Gran Sasso grazie agli elementi strutturali raccolti.

In conclusione, la geometria della catena del Gran Sasso non può essere descritta nei termini di una regolare propagazione dei sovrascorrimenti secondo i mo-

delli *piggy back*, dal momento che piani strutturalmente più elevati troncano quelli sottostanti comportando la chiusura lenticolare delle unità tettoniche, l'appoggio di un medesimo piano di sovrascorrimento su diverse unità sottostanti, e, a luoghi, la sovrapposizione di formazioni più recenti su più antiche (v. anche i *block diagrams* riportati in carta). Anche le deformazioni plicative, sia dei corpi sovrascorsi che delle superfici tettoniche stesse (per es. $\varphi 4$) indicano episodi di raccorciamento progressivo da precedenti a successivi al taglio fragile dei piani di sovrascorrimento e non esclusivamente legati alla loro propagazione, come nei modelli di sviluppo di pieghe di rampa o di pieghe connesse alla propagazione frontale dei sovrascorrimenti (per es. RICH, 1934; BOYER & ELLIOTT, 1982; SUPPE, 1983).

La progressione cronologica dei raccorciamenti basata sui rapporti interni all'edificio del Gran Sasso, sulle relazioni con le sottostanti unità Marchigiane, e sui vincoli stratigrafici precedentemente discussi, può essere ricostruita come segue:

- 1) Raccorciamento plicativo della successione di Santa Colomba e propagazione del sistema di sovrascorrimento basale $\varphi 5$ - $\varphi 6$, con iniziale traslazione sulle unità Marchigiane.
- 2) Propagazione di $\varphi 4$, che decapita i sistemi plicativi dell'unità di Santa Colomba, e successivo piegamento di $\varphi 4$.
- 3) Propagazione, nell'ordine, di $\varphi 3$, $\varphi 2$ e $\varphi 1$ da posizioni progressivamente più interne, e con meccanismi "fuori sequenza" (MORLEY, 1988).
- 4) Riattivazione del sovrascorrimento frontale $\varphi 5$ - $\varphi 6$, e conseguente traslazione *in toto* sugli imbricati Marchigiani, di poco precedente e/o concomitante alle fasi finali di accavallamento, lungo $\varphi 7$, dell'anticlinale della Montagna dei Fiori-Montagnone sull'unità di Farindola.
- 5) Attivazione dei principali sistemi di faglie normali a direzione E-W e WNW-ESE (Tre Selle e Mortale-Valle Fredda) preceduta, ed in parte concomitante con quella dei sistemi minori a direzione N-S, NNW-SSE e NNE-SSW.

DISCUSSIONE

Nella catena del Gran Sasso le deformazioni interne all'edificio sono state raggiunte grazie allo sviluppo di strutture plicative la cui asimmetria si accorda con la direzione di trasporto verso Nord dei piani di sovrascorrimento che le decapitano propagandosi, secondo traiettorie "fuori sequenza", da posizioni progressivamente più arretrate rispetto al contatto frontale. La rimobilizzazione di contatti posti a diversa elevazione e non raccordabili ad un medesimo livello di scollamento basale, almeno per quel che riguarda l'assetto di superficie, comporta la troncatura dei piani di accavallamento, con ripetuta imbricazione della successione di transizione della piattaforma Laziale-Abruzzese. A questi raccorciamenti vanno aggiunti quelli legati alla traslazione finale, lungo il piano basale $\varphi 5$ - $\varphi 6$, sui sistemi di pieghe e sovrascorrimenti che deformano le successioni messiniane e plioceniche dell'imbricato Marchigiano e dell'avanfossa Adriatica.

E' difficile precisare quale sia l'influenza delle deformazioni mesozoiche, cui si lega la segmentazione e l'evoluzione del margine della piattaforma carbonati-

ca Laziale-Abruzzese, sulla successiva traiettoria di propagazione dei sovrascorrimenti con imbricazione progressivamente più arretrata rispetto ad un fronte che alcuni Autori (per es. CASTELLARIN *et alii*, 1978) considerano ereditato dalla distribuzione paleogeografica tra domini di piattaforma e di bacino e dai conseguenti contrasti di competenza e di spessore tra le relative successioni.

Sia internamente all'edificio del Gran Sasso che lungo il suo sovrascorrimento frontale, l'entità dei raccorciamenti si smorza progressivamente da Est verso Ovest, come indicato dalla diminuzione dei rigetti tra il Corno Grande e il Passo delle Capannelle lungo $\varphi 5$ - $\varphi 6$, $\varphi 3$ e $\varphi 2$, e dalla transizione da una geometria coricata ad una via via più aperta nelle pieghe asimmetriche dell'unità di Santa Colomba, procedendo da M. Camicia verso il Corno Grande. Ciò si accorda con un probabile radicamento del fronte del Gran Sasso a letto delle unità Umbro-Sabine lungo il fronte Olevano-Androdoco (Fig. 1).

Se si considerano questi elementi in rapporto alle deformazioni non coassiali sviluppate nell'intervallo Messiniano-Pliocene inferiore sia nel Gran Sasso che nelle sottostanti unità Marchigiane, culminate nel sovrascorrimento discordante dell'edificio E-W del Gran Sasso sui domini già deformati dell'avanfossa del Flysch della Laga e della Formazione Cellino, si può ipotizzare che l'attuale assetto geometrico sia stato raggiunto attraverso progressive rotazioni antiorarie del fronte del Gran Sasso, con perno nella sua estremità occidentale.

Meccanismi di rotazione antioraria sono stati documentati nell'Appennino centrale sia in base a dati paleomagnetici (CHANNELL *et alii*, 1978), che grazie a ristrutturazioni palinspastiche eseguite a partire da profili sismici (BALLY *et alii*, 1986), e sono stati proposti per il Gran Sasso da PATACCA & SCANDONE (1989) e da GHISSETTI & VEZZANI (1989c; 1990). Questa ipotesi, formulata per ora solo in base ad argomentazioni geometriche a carattere regionale, attende di essere avvalorata da ricerche paleomagnetiche in corso nell'area (LANZA *et alii*, 1990), e da analisi strutturali lungo il fronte NNW-SSE M. Cappucciata-M. Picca e M. Morrone, che dovrebbe aver agito con meccanismi di tipo transpressivo destro per permettere lo svincolo geometrico necessario alla rotazione del fronte del Gran Sasso (GHISSETTI & VEZZANI, 1990). Di conseguenza andrebbe documentata una troncatura tra i segmenti a direzione E-W e NNW-SSE nel settore di convergenza ove si configura alla scala regionale l'arcuamento del fronte. Andrebbe altresì verificato se l'apertura di strutture transtensionali al retro dei principali fronti di sovrascorrimento nel dominio della piattaforma Laziale-Abruzzese sia cronologicamente collocabile nell'ambito dello stesso episodio deformativo.

Gli elementi finora raccolti forniscono solo una limitata evidenza di geometrie di interferenza tra direttrici E-W e N-S, contrariamente a quanto ci si attenderebbe se la traslazione rotazionale delle unità della piattaforma Laziale-Abruzzese fosse proceduta di pari passo con l'accavallamento di imbricati progressivamente più esterni delle unità Marchigiane. Gli unici elementi di interferenza finora individuati sono le deflessioni, nel settore tra Valle dell'Inferno e il Corno Piccolo, del sovrascorrimento del Montagnone ($\varphi 7$) secondo direzioni E-W, e dei contatti $\varphi 5$ - $\varphi 6$ e $\varphi 3$ secondo direzioni WNW-ESE, ed il generale inarcamento antiforme delle

principali superfici di sovrascorrimento del Gran Sasso lungo un allineamento in asse con quello del Montagnone-Montagna dei Fiori. Tali geometrie indicherebbero che l'accavallamento dell'unità del Montagnone su quella di Farindola è sincrona con uno stadio di avanzamento del fronte del Gran Sasso che predata la traslazione finale sulle porzioni più esterne dell'avanfossa.

Le ricostruzioni proposte sottolineano che le ristrutturazioni palinspastiche in questo settore dell'Appennino non possono essere effettuate sulla base di una regolare propagazione dei raccorciamenti dall'interno verso l'esterno, e pongono il problema se e fino a quel punto la geometria e la cinematica delle deformazioni osservabile in superficie sia estrapolabile all'intero edificio imbricato che sovrascorre sui domini dell'avampaese Adriatico lungo una superficie di scollamento posta in corrispondenza delle Anidriti di Burano (BALLY *et alii*, 1986).

La riattivazione, nel corso della costruzione della catena, di fronti interni che, secondo i modelli di *piggy back* verrebbero trasportati passivamente al di sopra di superfici più avanzate, è anche avvalorata dalla traslazione delle unità Umbro-Sabine al disopra sia delle unità della piattaforma Laziale-Abruzzese già strutturate che su quelle Marchigiane (GHISSETTI & VEZZANI, 1988), suggerendo che il dettaglio della storia cinematica ricostruito per il Gran Sasso non costituisca un caso isolato nell'evoluzione della catena Appenninica.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI G. & CARBONE F. (1986) - *Lithofacies Map of Latium-Abruzzi and Neighbouring Areas*. Scale 1:250.000. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, Roma.
- ADAMOLI L., BERTINI T., DEIANA G., PIERUCCINI U. & ROMANO A. (1981-1982) - *Ricerche geologiche sul Gran Sasso d'Italia (Abruzzo)*. VI. *Primi risultati dello studio strutturale della catena del Gran Sasso d'Italia (F. 140 - Teramo)*. Studi Geologici Camerti, 7, 97-103.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. Ital., 35, 257-310.
- BOYER S.E. & ELLIOTT D. (1982) - *Thrust systems*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 66, 1196-1230.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la linea "Ancona-Anzio", dal Lias medio al Pliocene*. Geologica Romana, 17, 161-189.
- CHANNELL J.E.T., LOWRIE W., MEDIZZA F. & ALVAREZ W. (1978) - *Paleomagnetism and tectonics in Umbria, Italy*. Earth Planetary Science Letters, 39, 199-210.
- CO.GE.FAR. (1979) - *Gran Sasso, il traforo autostradale*. 267 pp., Roma.
- CHESTER F.M., FRIEDMAN M. & LOGAN J.M. (1985) - *Foliated cataclases*. Tectonophysics, 111, 139-146.
- COLACICCHI M. & PRATURLON A. (1965) - *Stratigraphical and paleontological investigations on the Mesozoic shelf-edge facies in Eastern Marsica (Central Apennines, Italy)*. Geologica Romana, 4, 89-118.
- CRESCENTI U. (1971) - *Osservazioni sul Pliocene degli Abruzzi settentrionali: la trasgressione del Pliocene medio e superiore*. Boll. Soc. Geol. It., 90, 3-21.
- DAHLSTROM C.D.A. (1970) - *Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 18, 332-406.

- DEVOTO G. (1967) - *Le breccie calcaree mioceniche nell'Alta Valle Roveto fra Castellafiume e Canistro (Frosinone, Lazio meridionale)*. *Geologica Romana*, **6**, 75-86.
- GHISETTI F. (1987) - *Mechanisms of thrust faulting in the Gran Sasso chain, Central Apennines, Italy*, *Journal of Structural Geology*, **9**, 955-967.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1986a) - *Carta Geologica del Gruppo M. Siella-M. Camicia-M. Prena-M. Brancastello (Gran Sasso d'Italia, Abruzzo)* S.EL.CA., Firenze, scala 1:15.000.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1986b) - *Assetto geometrico ed evoluzione strutturale della catena del Gran Sasso tra Vado di Siella e Vado di Corno*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **105**, 131-171.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1988) - *Geometric and kinematic complexities in the Marche-Abruzzi external zones (Central Apennines, Italy)*. *Geologische Rundschau*, **77**, 63-78.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1989a) - *Relazioni strutturali tra il fronte della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese e i domini pelagici umbri, marchigiani e molisani*. *Soc. Geol. It.*, 74° Congresso Nazionale, Atti, **B**, 243-250.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1989b) - *Sequenza delle deformazioni lungo il fronte Gran Sasso-Morrone (Appennino centrale)*. In stampa su *Mem. Soc. Geol. It.*
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1989c) - *Thrust geometries and sequence of imbrication in the Gran Sasso chain, Central Apennines Italy*. In stampa su *Mem. Soc. Geol. It.*
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1990) - *Northward polarity of thrusting and out-of-sequence deformations in the Gran Sasso thrust belt (Central Apennines, Italy)*. In stampa su *Tectonics*.
- GHISETTI F., VEZZANI L., BIGOZZI A., BLUMETTI A.M., BRUZZONE B., CELLINI M., CENTAMORE E., CLARI P., DE LA PIERRE F., FOLLADOR U., FREZZOTTI M., GIRAUDI C., PITTORI C. & RIDOLFI M. (1990) - *Carta geologica del Gran Sasso d'Italia da Vado di Corno al Passo delle Capannelle*. S.EL.CA. Firenze, Scala 1:25.000.
- GIRAUDI C. (1988) - *Segnalazione di scarpate di faglia post-glaciali nel massiccio del Gran Sasso (Abruzzo): implicazioni tettoniche, rapporti tra tettonica recente e morfologia, paleosismicità*. *Soc. Geol. It.*, 74° Congresso Nazionale, Atti, **B**, 251-258.
- LANZA R., GHISETTI F. & VEZZANI L. (1990) - *Studio paleomagnetico del Gran Sasso d'Italia: risultati preliminari*. CNR - Gruppo Naz. Geof. Terra Solida, 9° Conv. Naz., Atti.
- MORLEY C.K. (1988) - *Out-of-sequence thrusts*. *Tectonics*, **7**, 539-561.
- PALTRINIERI W., ZANCHINI G., MARTINI N. & ROCCIA L. (1982) - *Evoluzione del bacino torbiditico marchigiano-abruzzese a partire dal Messiniano in base a lineazioni profonde*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **24**, 233-242.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relict lithospheric slab*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Ed.); *The Lithosphere in Italy*. Accademia Nazionale dei Lincei, Roma, Atti, **80**, 157-176.
- RICH J.L. (1934) - *Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee*. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **18**, 1584-1956.
- RUTTER E.H., MADDOCK R.H., HALL S.H. & WHITE S.H. (1986) - *Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges*. *Pure and Appl. Geophys.*, **124**, 3-30.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1963) - *Carta geologica del Foglio 140 Teramo in scala 1:100.000*. Bergamo.
- SUPPE J. (1983) - *Geometry and kinematics of fault bend folding*. *American Journal of Science*, **283**, 684-721.