

**CARATTERIZZAZIONE GEOLOGICO-STRUTTURALE
DELL'AREA MARCHIGIANO-ABRUZZESE ESTERNA (Appennino centrale)(****)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 171
ABSTRACT	" 171
INTRODUZIONE	" 171
ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE	" 172
CARATTERI STRATIGRAFICI	" 172
CARATTERI STRUTTURALI	" 174
<i>Unità dei Monti Sibillini</i>	" 174
<i>Unità di Monte Giano - Monte Gabbia</i>	" 178
<i>Unità del Gran Sasso</i>	" 178
<i>Unità della Laga</i>	" 179
DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	" 180
BIBLIOGRAFIA	" 181

RIASSUNTO

Il settore esterno (marchigiano - abruzzese) del sistema a *thrust* dell'Appennino centrale è caratterizzato da quattro unità tettonostratigrafiche sovrapposte secondo una principale vergenza adriatica: l'Unità dei M.ti Sibillini, l'Unità di M. Giano - M. Gabbia, l'Unità del Gran Sasso e l'Unità della Laga.

Tali unità comprendono successioni carbonatiche triassico-mioceniche di piattaforma carbonatica (Unità di M. Giano - M. Gabbia), di bacino (Unità dei M.ti Sibillini e Unità della Laga) e di transizione (Unità del Gran Sasso) e depositi torbiditici silicoclastici mio-pliocenici di avanfossa e di bacino satellite.

L'unità geometricamente più elevata è quella dei M.ti Sibillini, definita dal sovrascorrimento omonimo ad andamento arcuato con convessità orientale. Il suo *footwall* è costituito, dall'interno verso l'esterno, dall'Unità di M. Giano - M. Gabbia, dall'Unità del Gran Sasso (a geometria arcuata) e dall'Unità della Laga. Le strutture ad andamento meridiano di quest'ultima scompaiono al di sotto del sovrascorrimento ad andamento E-W del Gran Sasso; verso l'esterno l'Unità della Laga è a sua volta accavallata su quella del Cellino tramite il sovrascorrimento di Teramo, a direzione N-S.

Sulla base dell'età dei depositi di avanfossa e di bacino satellite, nonché dei rapporti geometrici tra le unità tettonostratigrafiche è stata ricostruita una strutturazione in sequenza dal Messiniano superiore alla fine del Pliocene inferiore; i sovrascorrimenti più interni (M.ti Sibillini e Gran Sasso), inoltre, sono caratterizzati da riattivazioni e/o fuori sequenze non più recenti, probabilmente, del Pliocene superiore.

L'analisi cinematica condotta lungo le principali strutture ha individuato quattro direzioni di trasporto tettonico: N50 - 60°, N80 - 90°, N10° e N140°; tra queste la N50 - 60° può essere considerata la principale essendo presente in tutti i piani di sovrascorrimento analizzati, indipendentemente dal loro andamento. Le suddette direzioni di raccorciamento caratterizzano strutture di età diversa e risultano pertanto ripetute nel tempo.

(*)Dipartimento di Scienze - Università "G. D'Annunzio", Chieti.
(**)Dipartimento Scienze della Terra - Università "La Sapienza", Roma.

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

(****)Lavoro eseguito con i contributi MURST (60% CALAMITA e 60% DEIANA).

La forma arcuata dei sovrascorrimenti è messa in relazione al controllo di discontinuità preesistenti sullo sviluppo delle rampe oblique.

ABSTRACT

The external Marche-Abruzzi sector of the Central Apennine thrust system is characterized by the presents of four tectonostratigraphic units emplaced one upon the other with northeastern vergence: the Mts. Sibillini, Mt. Giano-Mt. Gabbia, Gran Sasso and Laga units.

These units consist of Triassic-Miocene carbonatic succession belonging to neritic (Mt. Giano-Mt. Gabbia unit), bacinal (Mts. Sibillini and Laga units), and transitional (Gran Sasso unit) domains, and of foredeep and satellite basin Miocene-Pliocene siliciclastic torbiditic deposits.

The Mts. Sibillini unit rapresents the highest unit and is defined by the Mts. Sibillini thrust which shows arcuate geometry, convex to the northeast. The footwall of this thrust is constituted, from west to east, by Mt. Giano-Mt. Gabbia, Gran Sasso (with typical arcuate geometry) and Laga units. The N-S trending structures (folds and thrusts) of the last unit disappear beneath the E-W trending Gran Sasso thrust. Towards the east the Laga unit has been thrust in the Cellino one by the N-S trending Teramo thrust.

On the basis of the age of the foredeep deposits and of those of the satellite basins, as well as of the relationships between tectonostratigraphic units, an "in sequence" deformation has been evidenced going from Upper Messinian to the end of Lower Pliocene.

Morover, the most internal (Mts. Sibillini and Gran Sasso) thrusts show reactivations and/or "out of sequence" development, likely no younger than the Upper Pliocene.

The kinematic analyses carried out along the main structures have evidenced four shortening directions (N50-60, N80-90, N10 and N140), of the which the first can be considered the main one. Infact, it is found in all the thrusts, whatever their trend.

These shorteneing directions characterized structures of different age, and have therefore been repeated in time.

The arcuate geometry of the thrusts is refered to the control exercised by preexisting discontinuties on oblique ramps development.

PAROLE CHIAVE: Appennino centrale marchigiano-abruzzese, Geologia strutturale, Strutturazione neogenica.

KEY WORDS: Central Apennines, Marche-Abruzzi, Neogene structural evolution.

INTRODUZIONE

L'Appennino centrale è una catena a pieghe e sovrascorrimenti i cui caratteri essenziali sono noti da tempo (SCARSELLA, 1951; ACCORDI, 1966; PAROTTO & PRATURLON, 1975). Essa è interpretata secondo uno stile deformativo pellicolare (BALLY *et alii*, 1986; CALAMITA & DEIANA 1986; LAVECCHIA *et alii*, 1987; COSEN-

TINO & PAROTTO, 1991) o considerando coinvolto nella deformazione anche il basamento (LAVECCHIA *et alii*, 1987; CALAMITA *et alii*, 1991; Minelli, 1992; CALAMITA & DELIANA, 1995). Le maggiori unità tettoniche sono caratterizzate da diversi andamenti delle pieghe e dei sovrascorrimenti: principalmente N-S, NW-SE ed E-W. Detti andamenti, che individuano spesso forme arcuate a vergenza adriatica, sono messi in relazione allo sviluppo di rampe oblique (ad andamento N-S ed E-W) controllate da discontinuità preesistenti (KOOPMAN, 1983; CALAMITA & DELIANA, 1988; CALAMITA, 1990; CALAMITA *et alii*, 1994), oppure a rotazioni delle strutture ad andamento originario NW-SE, legate a: a) cambiamento di direzione dell'asse di massima compressione (CASTELLARIN *et alii*, 1978); b) trascinamento lungo faglie trascorrenti destre profonde ad andamento N-S $\pm 10^\circ$ (LAVECCHIA *et alii*, 1988); c) rotazione di blocchi limitati da faglie trascorrenti (MATTEI *et alii*, 1991; SALVINI, 1991); d) movimenti lungo rampe oblique (CORRADO, 1995; MATTEI *et alii*, 1995). GHISETTI *et alii* (1991), infine, associano la non coassialità tra le strutture del Gran Sasso e quelle marchigiane a rotazioni di *thrust-sheets* separati, tramite svincoli laterali, da adiacenti settori non ruotati in un quadro di riattivazioni e di fuori sequenze.

Queste differenti interpretazioni derivano anche dal diverso significato attribuito alle discontinuità a cinematica trascorrente o transpressiva presenti nell'Appennino centrale.

Nel settore esterno dell'Appennino marchigiano-abruzzese si riconoscono quattro unità tettonostratigrafiche sovrapposte, secondo una principale vergenza nordorientale, tramite sovrascorrimenti a complessa geometria e cinematica (Fig. 1).

L'Unità dei M.ti Sibillini rappresenta l'unità più interna, geometricamente più elevata, e corrisponde alla porzione meridionale dell'edificio strutturale umbro-marchigiano, caratterizzato da una generale forma arcuata a convessità adriatica. Il sovrascorrimento omonimo, che qui ha direzione N-S - N20°, ne determina l'accavallamento sulle altre unità.

L'Unità di M. Giano - M. Gabbia, ubicata nel settore meridionale dell'area, è accavallata sull'Unità del Gran Sasso tramite un sovrascorrimento a direzione circa NW-SE.

L'Unità del Gran Sasso presenta anch'essa una pronunciata forma arcuata con andamento E-W nel tratto settentrionale e N-S in quello orientale ed è tettonicamente sovrapposta all'Unità della Laga.

L'Unità della Laga, la più occidentale dell'area marchigiano-abruzzese esterna, è caratterizzata da pieghe e sovrascorrimenti a direzione meridiana ed è sovrapposta sull'Unità del Cellino tramite il sovrascorrimento di Teramo (BIGI *et alii*, presente volume, a).

Verso NE la catena scompare al di sotto della successione discordante del Pliocene inferiore p.p. - Pleistocene inferiore.

Allo scopo di fornire un ulteriore contributo alla soluzione delle problematiche sopra descritte, è stata condotta un'analisi geologico-strutturale nel settore marchigiano-abruzzese esterno, tra il sovrascorrimento dei M.ti Sibillini ad ovest e il sovrascorrimento di Teramo ad est (*Inner Marchean Foothills*, DELIANA & PIALLI, 1994).

ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

Le unità tettonostratigrafiche suddette sono state distinte sulla base dei rapporti geometrici desunti dai dati di superficie e di sottosuolo, dei caratteri della successione stratigrafica, dei tempi e delle modalità di deformazione come proposto in CALAMITA *et alii*, (1991), BIGI *et alii*, (1994 e presente volume, a).

CARATTERI STRATIGRAFICI

Le unità tettonostratigrafiche che caratterizzano il settore della catena appenninica qui analizzato sono costituite da differenti successioni sedimentarie riferibili all'intervallo Trias sup. - Miocene medio e deposte in domini paleogeografici diversi: dominio della piattaforma laziale-abruzzese (Unità di M. Giano - M. Gabbia), dominio pelagico umbro-marchigiano (Unità dei M.ti Sibillini e Unità della Laga) e dominio di transizione (Unità del Gran Sasso). Queste diverse situazioni ambientali si sono sviluppate nel corso del Giurassico in relazione alla tettonica distensiva che, iniziata alla fine del Lias inferiore, ha sbloccato la piattaforma carbonatica triassico-liassica nel quadro dell'assottigliamento del margine africano della Neotetide (PAROTTO & PRATURLON, 1975; CASTELLARIN *et alii*, 1978; CHIOCCHINI *et alii*, 1982).

Nell'ambito delle suddette unità è anche registrata una diversa età di flessurazione dell'avampaese in avanfossa: nell'unità dei M.ti Sibillini l'inizio della sedimentazione torbiditica silicoclastica è infatti del Tortoniano medio *p.p.*, è riferibile al Messiniano nelle Unità di M. Giano - M. Gabbia, del Gran Sasso e della Laga e al Pliocene inferiore nell'Unità del Cellino (BOCCALETTI *et alii*, 1986; CIPOLLARI & COSENTINO, 1991; CENTAMORE *et alii*, 1991).

L'Unità dei Monti Sibillini è caratterizzata dalla successione umbro-marchigiana giurassico-miocenica (CENTAMORE *et alii*, 1986 e relative citazioni). Questa è costituita inferiormente da una sequenza di piattaforma carbonatica che verso l'alto evolve a sequenze pelagiche. Le differenze che quest'ultime presentano nell'intervallo giurassico sono da ascrivere alla difformità del bacino di sedimentazione dovuta alla tettonica distensiva suddetta. Rispetto ai litotipi della classica successione umbro-marchigiana (diffusa più a nord), si segnala comunque la presenza, a diverse altezze stratigrafiche, di frequenti intercalazioni calcareo-detritiche, in relazione alla vicinanza della piattaforma laziale-abruzzese, ritenuta l'area alimentatrice. Seguono le torbiditi silicoclastiche di avanfossa del Tortoniano medio - Messiniano, con il caratteristico livello gessifero. Le discordanze rinvenute tra la Formazione gessoso-solfifera ed i sottostanti sedimenti tortoniani (CENTAMORE *et alii*, 1978) documentano il primo coinvolgimento in catena di questo settore.

L'Unità di M. Giano - M. Gabbia è costituita da terreni di piattaforma carbonatica (Trias sup. - Cenomaniano *p.p.*), passanti, nel settore settentrionale, a delle emipelagiti di annegamento (Cenomaniano *p.p.* - Miocene inferiore). Localmente (Valle del Velino) si hanno *facies* di scarpata (Aaleniano - Cenomaniano *p.p.*) passanti ad emipelagiti con intercalazioni calcareo-clastiche (*Scaglia rossa - Marne con cerrognia*) e a torbiditi silicoclastiche messiniane (SALVUCCI, 1994 e citazioni relative).

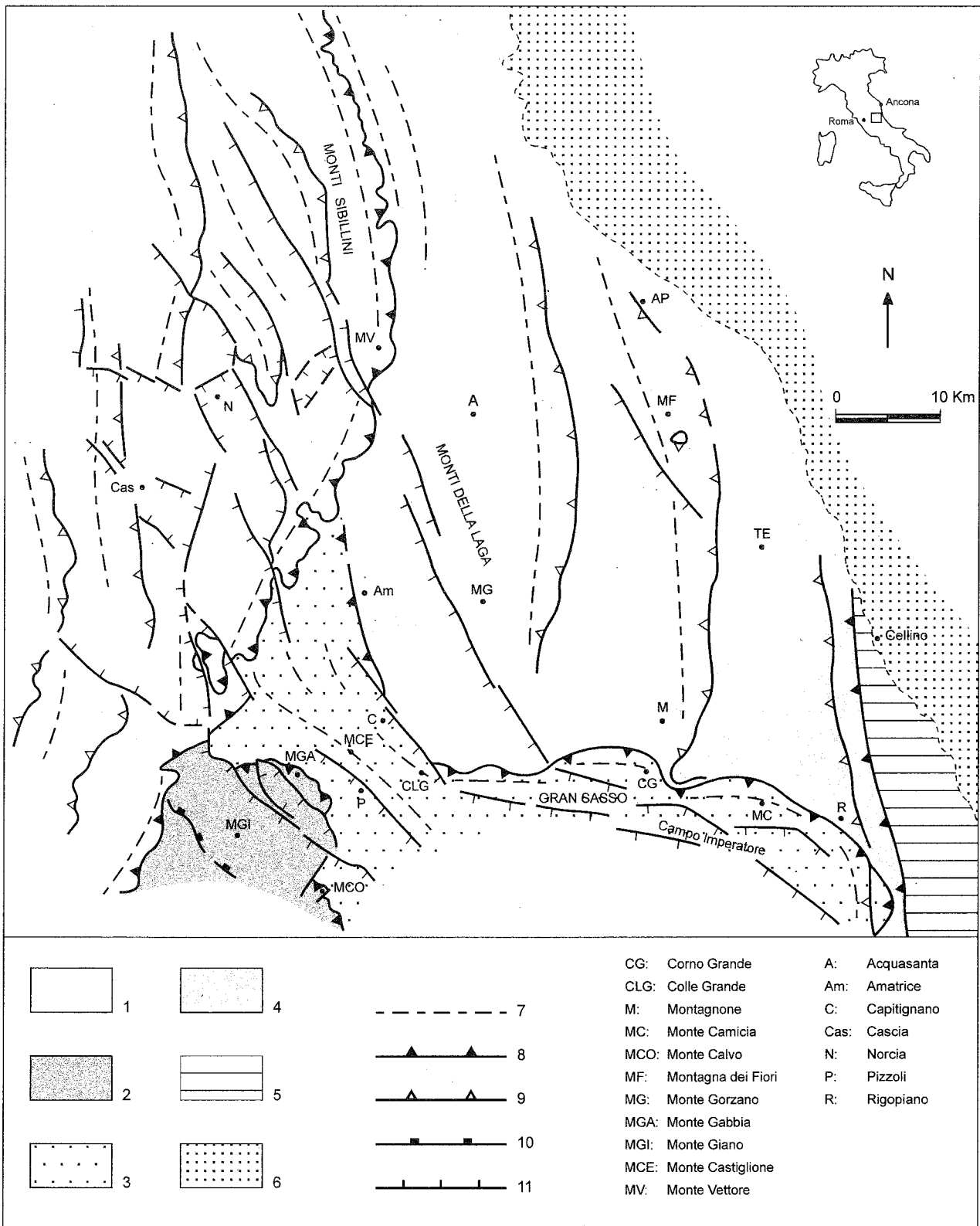


Fig. 1 - Schema delle unità tettonostratigrafiche della porzione esterna dell'Appennino centro-settentrionale. 1) Unità dei M. ti Sibillini; 2) Unità di M. Giano - M. Gabbia; 3) Unità del Gran Sasso; 4) Unità della Laga; 5) Unità del Cellino; 6) successione del Pliocene inf. *p.p.* - Pleistocene inf. discordante sugli elementi della catena; 7) pieghe; 8) sovrascorrimenti principali; 9) sovrascorrimenti minori; 10) retroscorrimenti; 11) faglie normali.

L'Unità del Gran Sasso, di cui viene qui considerata solo la parte frontale, è costituita da una successione di transizione, deposta sul margine settentrionale della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese, il cui progressivo affondamento entro il bacino era realizzato da una "gradinata" di faglie normali (CHIOCCHINI *et alii*, 1982). I termini inferiori sono rappresentati dalle *Dolomie* (Trias superiore) e dal *Calcare massiccio* (Lias inferiore), riferibili ad un ambiente di piattaforma carbonatica. Il successivo intervallo liassico-miocenico è caratterizzato da una sequenza pelagica ed emipelagica simile a quella umbro-marchigiana, ma con accentuata variabilità di facies e spessore, in relazione alla sedimentazione nei diversi subambienti instauratisi in seguito alla tettonica sinsedimentaria sopra accennata e al variabile sviluppo di corpi calcareo-clastici legati all'attività del margine. Superiormente, nelle aree occidentali, si rinvengono i depositi torbiditici (in facies arenacea) del Messiniano inferiore, appartenenti al membro pre-evaporitico della *F. ne della Laga*. I *Conglomerati di M. Coppe*, depositi in discordanza sulle unità carbonatiche più interne già deformate, sono riferiti dubitativamente al Messiniano superiore (GHISSETTI & VEZZANI, 1986) e rappresentano la sedimentazione di un bacino satellite successivamente coinvolto nella deformazione. I *Conglomerati di Rigopiano* del Pliocene inferiore (CENTAMORE *et alii*, 1990; GHISSETTI & VEZZANI, 1990), riferibili anch'essi ad un bacino di *piggy back*, poggiano, invece, in discordanza sui *thrust-sheet* più esterni di tale unità e sulla sottostante Unità della Laga e sono a loro volta coinvolti nella strutturazione della catena.

L'Unità della Laga è caratterizzata dall'esteso affioramento dei depositi silicoclastici della *F. ne della Laga* che costituiscono il riempimento di questa porzione dell'avanfossa appenninica messiniana. Limitatamente al settore orientale affiorano, al di sopra della *F. ne della Laga*, le *Marne del Vomano* (Pliocene inferiore), interpretate come depositi di bacino satellite (BIGI *et alii*, 1991; CENTAMORE *et alii*, 1991). In corrispondenza dei nuclei delle principali anticlinali affiorano anche i terreni più antichi della successione umbro-marchigiana. Il contatto tra la *F. ne della Laga* e le sottostanti *Marne a Pteropodi* è marcato da una costante discordanza angolare (circa 5°) che è da mettere in relazione con un appoggio di *on lap* della sequenza silicoclastica sulla rampa di avampaese (RIDOLFI, 1993).

La *F. ne della Laga* è stata suddivisa in due membri sulla base dei caratteri litologici e della presenza di orizzonti repere (BIGI *et alii*, 1994 e presente volume, a): il membro pre-evaporitico al di sotto del livello gesarenitico e il membro post-evaporitico superiormente, corrispondente in parte alla sequenza M di ORI *et alii* (1991) e CASNEDI (1991). In quest'ultimo sono intercalati il livello vulcanoclastico e un orizzonte conglomeratico poligenico correlabile con i *Conglomerati di M. Coppe* (CENTAMORE *et alii*, 1991) (Fig. 2).

Le caratteristiche litologiche della *F. ne della Laga* sono piuttosto variabili in relazione alla complessa organizzazione verticale ed areale delle associazioni di facies. Passando da ovest verso est (in senso trasversale al bacino) si rileva una generale diminuzione dello spessore dei depositi in relazione all'assottigliamento del cuneo clastico sulla rampa di avampaese. La distribuzione delle diverse litofacies documenta, inoltre, la posizione del depocentro e la sua progressiva migrazione verso est. Così è possibile ubicare il depocentro

del bacino ad ovest della M.gna dei Fiori (area di Amatrice - Montereale) durante l'intervallo pre-livello gesarenitico e ad est nell'intervallo superiore.

Le *Marne del Vomano* sono costituite da marne argillose e siltose cui si intercalano sottili livelli pelitico-arenacei. Verso l'alto sono presenti orizzonti arenaceo-pelitici e pelitico-arenacei a carattere torbiditico (CENTAMORE *et alii*, 1991).

L'intera sequenza messiniana è considerata appartenere ad un'unica avanfossa, distinta da quella del Pliocene inferiore dove si è deposta la *F. ne Cellino* da CENTAMORE *et alii*, 1991. Una diversa suddivisione stratigrafica è stata proposta da PATACCA *et alii* (1991), che separano la sequenza post-cinerite dalla *F. ne della Laga* (*flysch della Laga*), attribuendole una sostanziale continuità con la sovrastante *F. ne Cellino* (pre-membro A di CASNEDI *et alii*, 1976).

L'Unità del Cellino è costituita dai depositi torbiditici della *F. ne Cellino*, che si è deposta nell'avanfossa pliocenica, impostata in parte sul bordo sud-orientale del bacino della Laga ed in parte sull'avampaese adriatico; il substrato è pertanto rappresentato dal membro post-evaporitico della *F. ne della Laga* o dalla *F. ne Gessoso Solfifera* (CASNEDI, 1991; BIGI *et alii*, presente volume, b). La sequenza basale è formata da argille marnose e torbiditi siltose fini, alle quali è intercalato un livello conglomeratico poligenico del tutto simile a quello presente nella porzione sommitale della *F. ne della Laga*. Superiormente si rinviene una sequenza torbiditica a carattere prevalentemente arenitico alla base e pelitico, con rare intercalazioni arenacee, al tetto (CASNEDI, 1991; CENTAMORE *et alii*, 1991). La presenza di due discordanze nell'ambito della sequenza torbiditica di tetto (*Pliocene inferiore a Globorotalia puncticulata*), rilevabili in campagna o nelle sezioni sismiche (CASNEDI, 1991; CENTAMORE *et alii*, 1991), è indicativa del controllo che la deformazione compressiva ha avuto sulla sedimentazione torbiditica (BIGI *et alii*, 1994).

Al di sopra della *F. ne Cellino* si rinviene, in discordanza, la successione del Pliocene medio-Pleistocene inferiore. Verso sud (area della Maiella) la base di questa successione è del Pliocene superiore (CRESCENTI, 1971), mentre a nord (area del maceratese, dove il substrato pre-discordanza è dato dalla *Formazione della Laga*) è più antica ed è riferita alla parte alta del Pliocene inferiore (CANTALAMESSA *et alii*, 1986). Ancora più a nord, all'altezza di Cingoli, si hanno discordanze anche più antiche nell'ambito dei depositi del Pliocene inferiore e tra questi ultimi e quelli del Messiniano superiore (CALAMITA *et alii*, 1990).

CARATTERI STRUTTURALI

Unità dei M.ti Sibillini

L'Unità dei M.ti Sibillini (Figg. 1 e 3; Tav. I) è definita dal sovrascorrimento dei M.ti Sibillini - Antrodoco, ad andamento arcuato con convessità orientale, caratterizzato dal tratto settentrionale a direzione NW-SE e da quello meridionale a trend NNE-SSW. Quest'ultimo (che a sud prosegue nella "linea Olevano - Antrodoco") è costituito da diversi piani di accavallamento a basso angolo, traspressivi destri, che realizzano evidenti fenomeni di delaminazione sulle strutture anticlinali del *footwall* (Fig. 4). Verso nord i piani di accavallamento e le anticlinali associate si diramano progressivamente assumendo un andamento

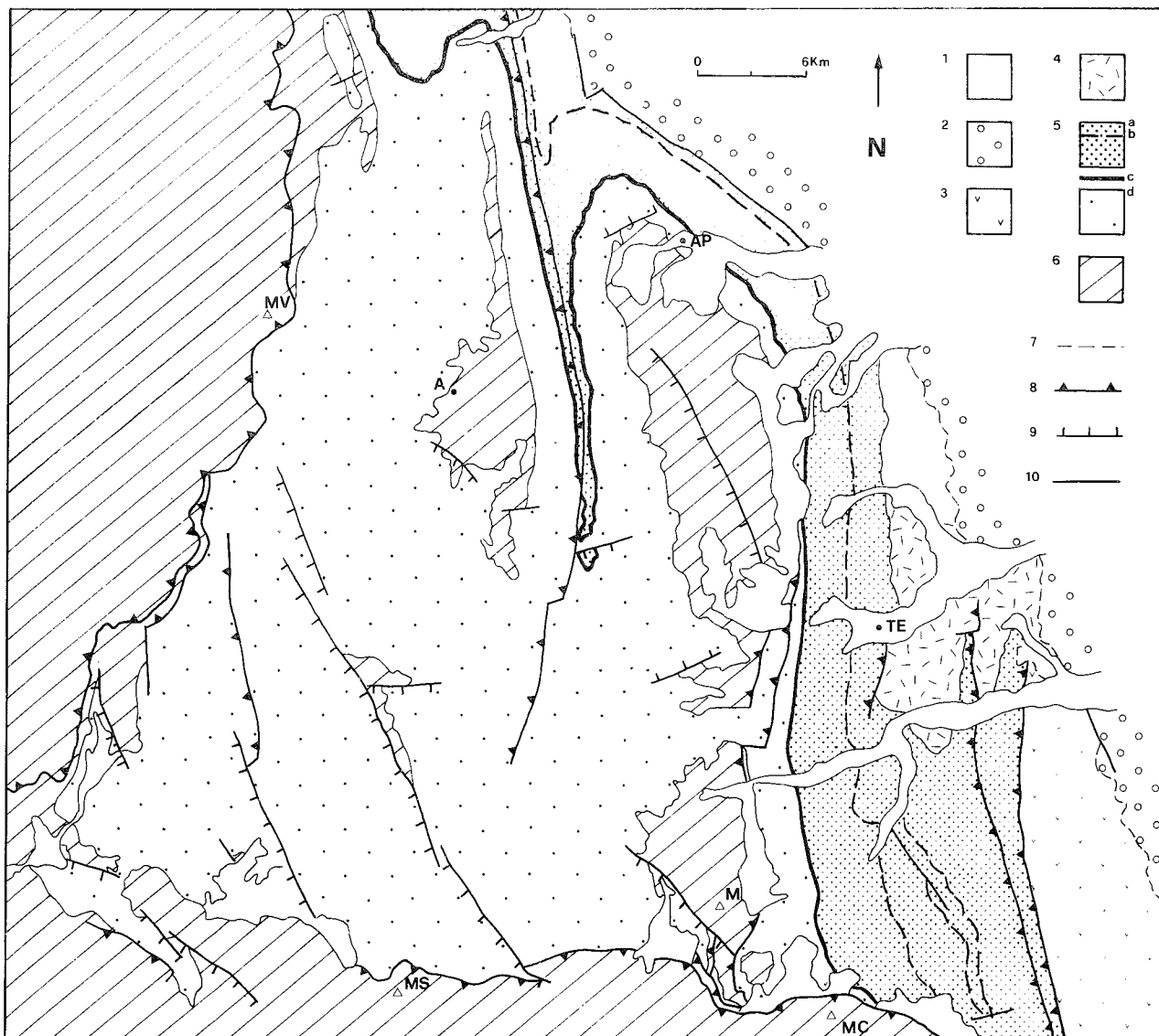


Fig. 2 - Distribuzione dei depositi torbiditici silicoclastici messiniani e pliocenici di avanfossa e di bacino satellite. 1) Depositi continentali quaternari; 2) successione del Pliocene inferiore *p.p.* - Pleistocene inf. discordante sugli elementi della catena; 3) *F.ne Cellino* (Pliocene inferiore); 4) *Marne del Vomano* (Pliocene inferiore); 5) *F.ne della Laga* (Messiniano): a) membro post-evaporitico con b) livello vulcanoclastico intercalato, c) livello gessarenitico, d) membro pre-evaporitico; 6) successione neritica, pelagica ed emipelagica pre-torbiditica (Trias superiore - Miocene medio); 7) discordanza; 8) sovrascorrimenti; 9) faglie normali; 10) faglie.

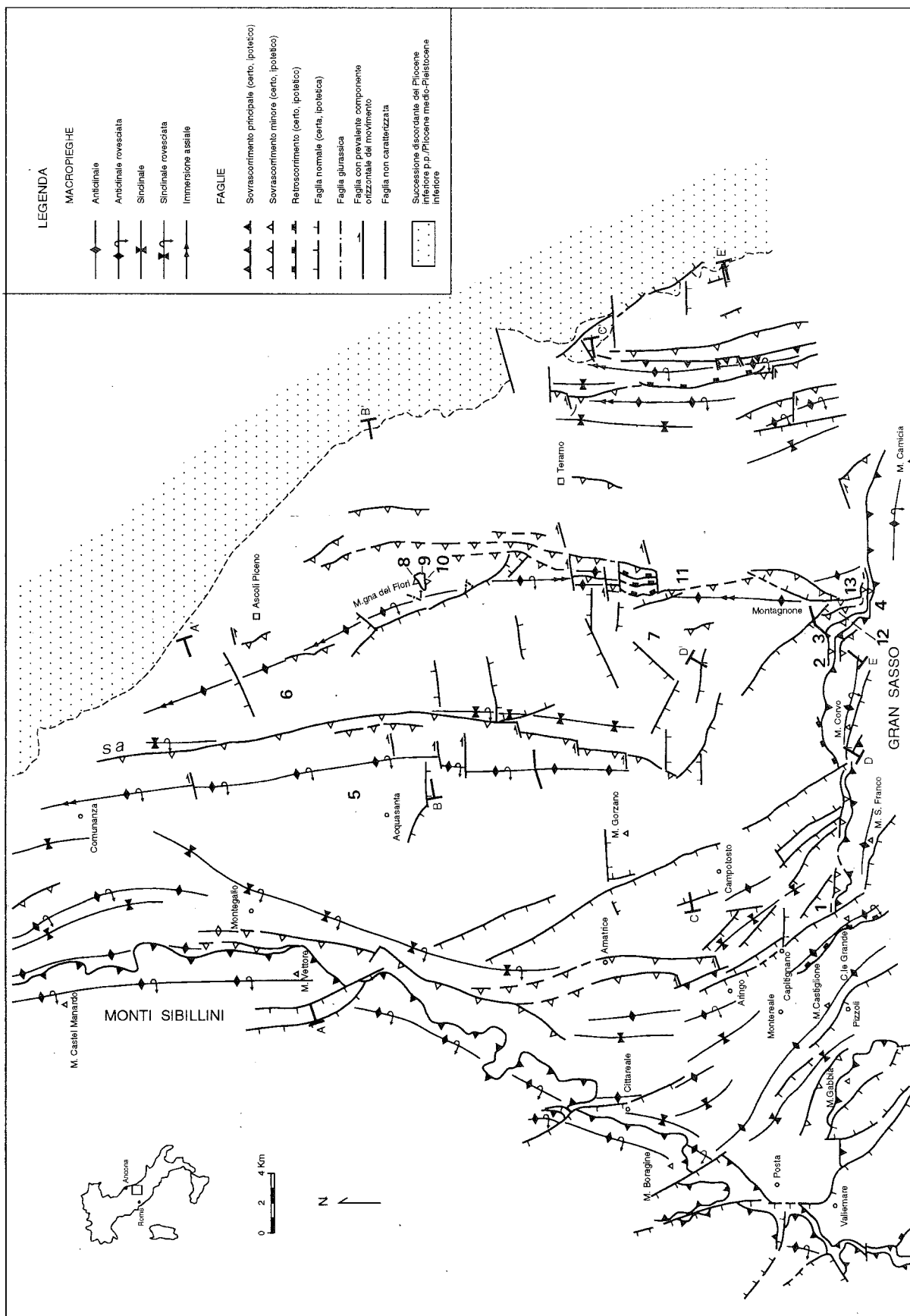
meridiano. Generalmente una struttura anticlinale, con andamento assiale parallelo alla traccia del piano di sovrascorrimento, caratterizza la parte frontale dell'*hangingwall* ed ha il fianco orientale rovesciato nei termini della successione pelagica. I rapporti tra il suddetto fianco ed il *Calcare massiccio*, dove osservabili, sono realizzati da un sovrascorrimento cieco.

Faglie normali quaternarie, a direzione NW-SE, dislocano gli elementi strutturali suddetti. Esse sono organizzate in "fasce" che individuano blocchi ribassati a SW e si raccordano su *detachments* rappresentati dalle superfici dei sovrascorrimenti neogenici che sono pertanto invertiti (BALLY *et alii*, 1986). Questo sistema estensionale ha coinvolto progressivamente l'intero settore fragile della crosta (CALAMITA & PIZZI, 1992).

Tra l'Unità dei M.ti Sibillini e quelle di letto (Unità della Laga, Unità del Gran Sasso e di M. Giano-M. Gabbia da N a S) si interpongono scaglie tettoniche costituite da terreni della successione pelagica cretaceo-miocenica.

Il sovrascorrimento dei M.ti Sibillini produce nelle strutture del *footwall* (Unità del Gran Sasso e di M. Giano - M. Gabbia) fenomeni di interferenza e di rotazione nonché la delaminazione della successione miocenica. Pertanto le pieghe ad andamento NNE-SSW dell'Unità del Gran Sasso, in prossimità del fronte dei M.ti Sibillini, possono essere interpretate come strutture di interferenza su quelle ad andamento NW-SE o come tratti ruotati di queste ultime, per trascinamento in relazione al movimento trasversivo del fronte stesso (CALAMITA *et alii*, 1987). Al suddetto fenomeno di delaminazione è anche imputabile la generale mancanza della *F.ne della Laga* al di sotto del fronte di sovrascorrimento in parola: la successione delaminata è retroscorsa nell'ambito di una zona triangolare (che realizza la chiusura del sovrascorrimento stesso), ancora osservabile a nord del F. Chienti (CALAMITA, 1990).

L'insieme di questi elementi documenta la definitiva messa in posto del *thrust* dei M.ti Sibillini su un



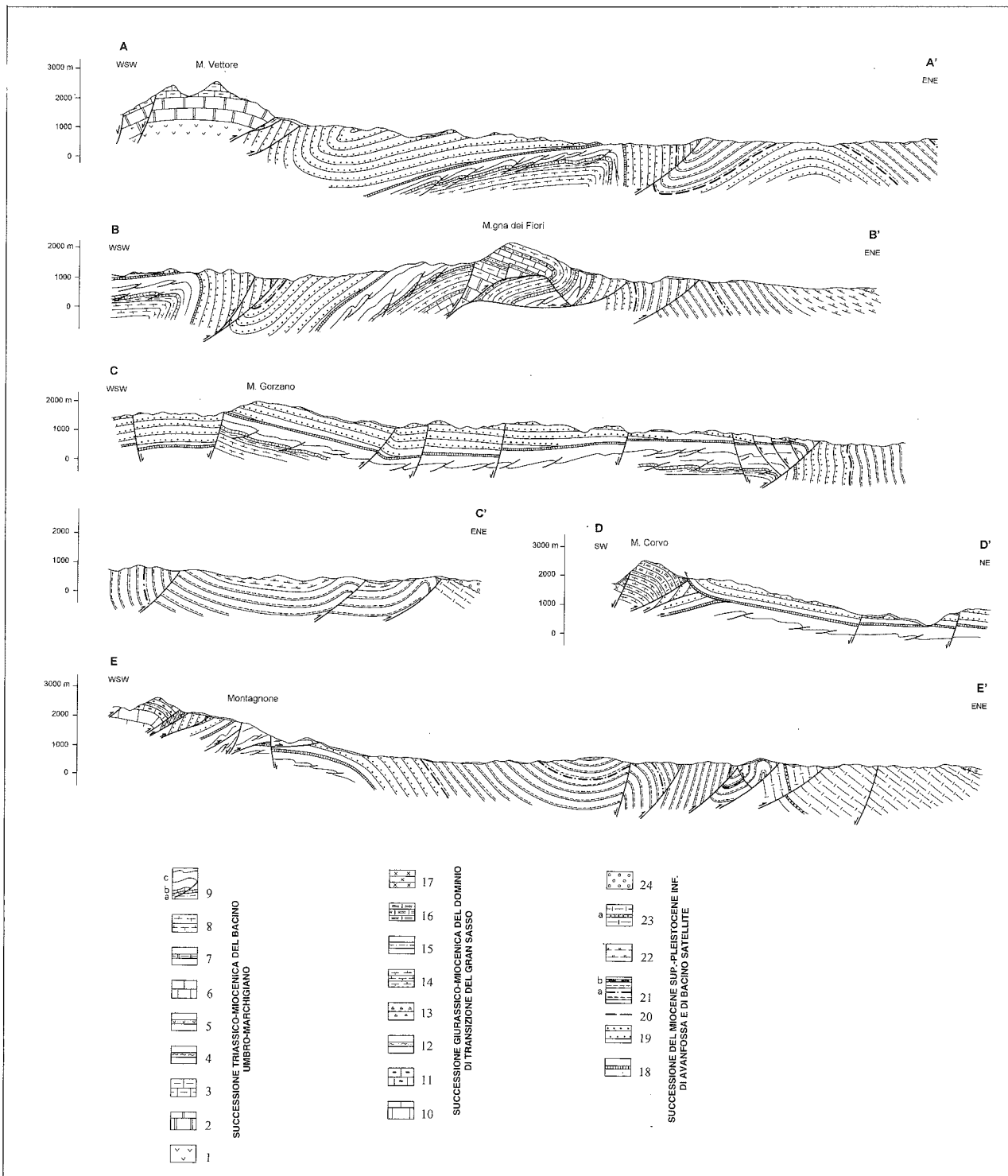


Fig. 4 - Sezioni geologiche attraverso l'area marchigiano-abruzzese esterna. La scala orizzontale è uguale a quella verticale. Per l'ubicazione vedi Fig. 3. L'estrapolazione in profondità della struttura della M. na dei Fiori è stata ricavata da CALAMITA *et alii* (1991).

1) *Anidriti di Burano* (Trias sup.); 2) *Calcari e marne a Raethavicula, Calcare massiccio, F.ne di Castelmafrino* (Sinemuriano *p.p.* - Trias sup. *p.p.*); 3) *Corniola* (Pliensbachiano - Sinemuriano *p.p.*); 4) *Rosso ammonitico* (Aaleniano *p.p.* - Toarciano); 5) *Calcari diasprini umbro-marchigiani, Formazione del Salinello* (Titonico sup. - Aaleniano *p.p.*); 6) *Maiolica* (Aptiano *p.p.* - Titonico sup.); 7) *Marne a fucoidi* (Cenomaniano *p.p.* - Aptiano *p.p.*); 8) *Scaglia bianca, Scaglia rossa, Scaglia variegata* (Eocene sup. - Cenomaniano *p.p.*); 9) successione del Tortoniano medio - Eocene sup. coinvolta nello scollamento della *F.ne della Laga*: a - *Scaglia cinerea*, b - *Bisciario*, c - *Marne con cerrognia*; 10) *Calcare massiccio* (Sinemuriano - Hettangiano); 11) *Corniola* (Lias medio); 12) *Verde ammonitico* (Dogger *p.p.* - Lias sup.); 13) *Calcareniti ad Entrochi* (Malm *p.p.* - Dogger *p.p.*); 14) *Maiolica, Calcareniti a Rudiste, Scaglia rossa* (Eocene medio - Malm *p.p.*); 15) *Scaglia cinerea* (Oligocene *p.p.* - Eocene superiore); 16) successione calcareo-detritica (Miocene inf. - Oligocene *p.p.*); 17) *Marne con cerrognia* (Miocene medio - Miocene inf.); 18) *Marne a Pteropodi* (Messiniano inf. *p.p.* - Tortoniano medio); 19, 20, 21) *F.ne della Laga* (Messiniano): 19 - membro pre-evaporitico, 20 - livello gessarenitico, 21 - membro post-evaporitico (a - livello vulcanoclastico, b - livello conglomeratico); 22) *Marne del Vomano* (Pliocene inf.); 23) *F.ne Cellino* (Pliocene inf.): a - livello conglomeratico; 24) successione discordante (Pliocene inf. *p.p.* - Pleistocene inf. *p.p.*).

footwall già strutturato, in modo più appariscente nel tratto meridionale ad andamento NNW-SSE, ma anche in quello settentrionale, ad andamento appenninico, dove le pieghe dell'unità di tetto e quelle dell'unità di letto hanno lo stesso *trend* assiale.

L'analisi cinematica evidenzia una principale direzione di raccorciamento N50 - 70°, mentre subordinate risultano le direzioni N90° (più evidente a sud), N20° e N130°.

Unità di M. Giano - M. Gabbia

Il sovrascorrimento di M. Giano - M. Gabbia (Figg. 1 e 3) sovrappone la sua unità di tetto sull'Unità del Gran Sasso già strutturata; esso è caratterizzato da una notevole traslazione verso NE, il cui valore minimo (circa 10 Km) è deducibile dal raddoppio tettonico evidenziato dal Pozzo Antrodoco (MARTINIS & PIERI, 1964; PAROTTO & PRATURLON, 1975). In affioramento è costituito da due segmenti ad andamento appenninico (segmento di M. Gabbia a nord e segmento di M. Calvo a sud), verosimilmente raccordati da un terzo segmento a *trend* NNE-SSW quasi interamente mascherato da faglie normali (SALVUCCI, 1994). Il segmento di M. Gabbia non è più affiorante ad ovest di Vallemare in relazione a una faglia normale che lo ribassa ad W e SW e che ha a tetto l'Unità di M. Giano - M. Gabbia e a letto quella del Gran Sasso. La faglia in prossimità di Posta, ribassa anche il sovrascorrimento dei M.ti Sibillini, avendo quindi a tetto l'Unità dei M.ti Sibillini stessa e a letto quella del Gran Sasso. Considerando l'entità della traslazione e le suddette relazioni geometriche tra i sovrascorrimenti e le più recenti faglie normali, è possibile ipotizzare la prosecuzione verso NW del sovrascorrimento in esame al di sotto di quello dei M.ti Sibillini.

L'analisi cinematica, eseguita nelle tettoniti S-C delle *Marne con cerroigna* e nella *Scaglia rossa* del segmento settentrionale del sovrascorrimento di M. Giano - M. Gabbia, ha messo in evidenza una direzione di raccorciamento principale attorno a N60° anche se sono presenti, ma subordinate, direzioni N-S, N120° e, in minor misura, N90°. Non è possibile individuare una successione temporale tra questi eventi che sembrano ripetersi nel tempo (SALVUCCI, 1994).

Unità del Gran Sasso

Del complesso edificio strutturale del Gran Sasso (Figg. 1 e 3; Tav. I) vengono presi in considerazione gli elementi più esterni, limitatamente al tratto settentrionale.

Il settore frontale di questo sistema a *thrust* risulta ripetutamente riattivato (GHISSETTI & VEZZANI, 1990 e citazioni relative) ed è caratterizzato da un sovrascorrimento basale (sovrascorrimento del Gran Sasso) che ne determina l'accavallamento sull'Unità della Laga; la sua traccia ha andamento E-W ed è seguibile da M. Camicia (ad est) fino a M. S. Franco (ad ovest).

La zona di accavallamento è nel dettaglio abbastanza complessa ed è caratterizzata dalla presenza di due superfici (Fig. 4). Quella superiore determina il contatto tra il fianco settentrionale, rovesciato, della macroanticlinale di tetto (sviluppata nei terreni giurassico-miocenici) a direzione circa E-W e un corpo intermedio costituito dalla *F.ne della Laga* in giacitura rovesciata; essa è individuabile anche per la presenza di tettoniti fragili-duttili all'interno delle *Marne con cerroigna*. La superficie inferiore, ubicata all'interno del-

l'Unità della Laga, è meno evidente ed ha a letto le torbidity messiniane già strutturate in pieghe e *thrust* minori a *trend* meridiano.

In corrispondenza di M. Corvo il sovrascorrimento del Gran Sasso è mascherato da un retroscorrimento che delamina la *F.ne della Laga* determinando una tipica zona triangolare (RIDOLFI, 1993; GHISSETTI *et alii*, 1994) (Fig. 4).

Verso ovest il sovrascorrimento riaffiora alla base di M. Ienca e si segue fino a Colle Grande, dove assume un andamento NW-SE. Analoga brusca deflessione è mostrata dalle unità cretaccio-mioceniche del tetto che si rovesciano in prossimità del piano di sovrascorrimento. La sua probabile prosecuzione settentrionale può essere rappresentata dal sovrascorrimento di Amatrice, che si sviluppa in affioramento nell'ambito dei terreni della *F.ne della Laga* con direzione circa N160°. I dati raccolti non ci consentono di evidenziare i rapporti tra questa struttura ed il sovrascorrimento dei M.ti Sibillini; considerando comunque che le anticlinali di C.le Grande e di M. Castiglione, a direzione N140 (che caratterizzano in questo settore l'*hangingwall* del sovrascorrimento del Gran Sasso), verso NW scompaiono al di sotto del *thrust* dei M.ti Sibillini, è verosimile supporre che quest'ultimo ricopra anche il sovrascorrimento del Gran Sasso.

L'unità di tetto e quella di letto del sovrascorrimento del Gran Sasso sono dislocate dai "fasci" di faglie normali di M. Gorzano - Campo Imperatore, Capitignano - M. S. Franco e M. Boragine - Pizzoli. Il primo ha un andamento NW-SE ed un rigetto massimo di 1500 m in corrispondenza di M. Gorzano, che diminuisce progressivamente sia verso NW che verso SE. Nell'Unità del Gran Sasso il "fascio" in parola assume un andamento WNW-ESE e determina un rigetto massimo di 1500 - 2000 m in prossimità di Campo Imperatore (GHISSETTI *et alii*, 1990) ed un rigetto di circa 1200 m presso M. Corvo. Esso disloca il piano di sovrascorrimento con un rigetto nettamente inferiore, dell'ordine di qualche centinaio di metri; pertanto si può ipotizzare un suo raccordo con il piano di sovrascorrimento stesso, in un primo momento del fagliamento normale e una dislocazione di quest'ultimo in un secondo momento, in relazione al raccordo delle faglie con un livello di scollamento più profondo. D'altra parte analoghi rapporti geometrici si osservano tra il segmento settentrionale di questo "fascio" e il sovrascorrimento dei M. Sibillini al M. Vettore (CALAMITA & PIZZI, 1992).

Il "fascio" di Capitignano - M. S. Franco ha un andamento subparallelo a quello precedente e un rigetto di circa 1000 m a M. S. Franco: nella sua porzione settentrionale pone a contatto l'Unità del Gran Sasso con quella della Laga, mascherando per un tratto la traccia del piano di sovrascorrimento.

E' interessante rilevare il cambiamento di direzione delle suddette faglie che, in prossimità del sovrascorrimento del Gran Sasso, assumono andamento WNW-ESE.

L'analisi cinematica è stata condotta principalmente lungo il piano di sovrascorrimento tra l'unità di tetto ed il corpo intermedio, nel tratto M. Camicia - M. S. Franco. Gli elementi strutturali (piani e vene di taglio), associati alle zone di taglio, sono organizzati compatibilmente con due direzioni di raccorciamento principali, N10° e N50°, di cui non è possibile stabilire la cronologia relativa. Gli stessi elementi sono riattivati

secondo le direzioni N140° e N70 - 90°, quest'ultima sicuramente finale e particolarmente evidente (RIDOLFI, 1993) (Fig. 5).

Unità della Laga

L'Unità della Laga (Figg. 1 e 3; Tav. I) costituisce il letto comune del sovrascorrimento dei M.ti Sibillini e di quello del Gran Sasso ed è sovrascorsa ad est sull'Unità Cellino tramite il sovrascorrimento di Teramo.

Le maggiori strutture sono (da ovest a est) l'anticlinale di Acquasanta e quella della M.gna dei Fiori - Montagnone, a direzione circa meridiana e caratterizzate dalla presenza di sovrascorrimenti sul fianco orientale (CALAMITA *et alii*, 1991). Esse ripiegano un impor-

tante livello di scollamento ubicato nelle emipelagiti oligo-mioceniche pre-*F. ne della Laga* (KOOPMAN, 1983; INVERNIZZI & RIDOLFI, 1992; MARSILI & TOZZI, 1995).

L'anticlinale di Acquasanta porta in affioramento, al di sotto della *F. ne della Laga*, i terreni più antichi della successione umbro-marchigiana fino alla *Scaglia rossa*. Presenta una marcata asimmetria, con il fianco occidentale blandamente inclinato e il fianco orientale da subverticale a rovesciato, tagliato da un sovrascorrimento ad alto angolo (50 - 60°), a direzione circa N-S, che determina la sovrapposizione della struttura in parola su una antistante sinclinale a sua volta raccordata, più ad est, all'anticlinale della M.gna dei Fiori. Il sovrascorrimento perde progressivamente im-

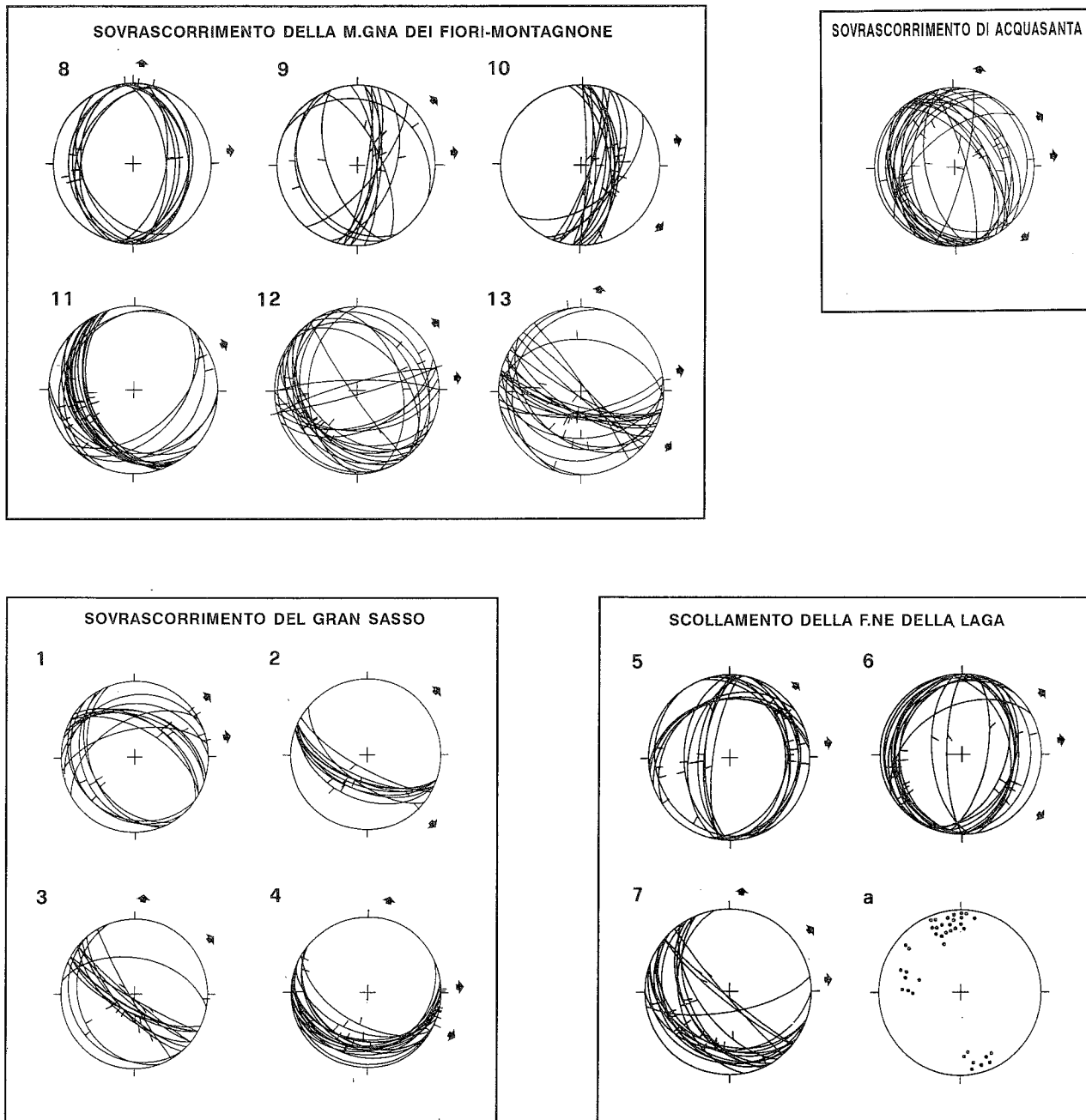


Fig. 5 - Analisi mesostrutturale lungo le zone di taglio associate ai sovrascorrimenti dell'area marchigiano-abruzzese esterna ed allo scollamento della *Formazione della Laga*.

Le tracce ciclografiche rappresentano la proiezione sul reticolo di Schmidt (emisfero inferiore) dei piani di taglio, i trattini indicano il movimento del tetto e le frecce i principali *slip-vectors*; per quanto riguarda lo scollamento della *Formazione della Laga*, inoltre, l'andamento delle mesopiege è riportato nello stereogramma (a). 1,2... = stazioni di misura ubicate in Fig. 3.

portanza e si radica in prossimità della terminazione meridionale dell'anticlinale (RIDOLFI, 1993).

L'anticlinale della M.gna dei Fiori - Montagnone, con nucleo di *Calcarea massiccio*, rappresenta la maggiore struttura dell'area marchigiana-abruzzese esterna. Mostra un profilo asimmetrico con vergenza orientale ed è caratterizzata da due culminazioni in corrispondenza della M.gna dei Fiori e del Montagnone. A sud ha andamento N-S e scompare al di sotto del sovrascorrimento del Gran Sasso. Diversi piani di sovrascorrimento avanvergenti e retrovergenti interessano il fianco orientale verticale o rovesciato, realizzando raccordi limitati nell'ambito delle formazioni emipelagiche mioceniche o tra queste e la *F.ne della Laga*. Essi complicano solo localmente la geometria del fianco esterno e possono essere considerati degli *splay* del sovrascorrimento principale posto in profondità (CALAMITA *et alii*, 1991) (Fig. 4).

La geometria dell'anticlinale, ben osservabile a nord, nell'incisione trasversale del T. Salinello (M.gna dei Fiori), è caratterizzata da un fianco orientale che via via si rovescia in profondità nei termini della successione post-*Maiolica*. Un piano di sovrascorrimento, immergente ad ovest, sovrappone i terreni pre-*Marne a Fucoidi* del suddetto fianco sulla *Scaglia Rossa* in successione rovesciata e coinvolta in strette pieghe con senso di asimmetria a S. Verso est il piano di sovrascorrimento assume immersione orientale e scompare dall'affioramento (CALAMITA, 1990; CALAMITA *et alii*, 1991). Una diversa interpretazione è proposta da MATTEI (1987) che considera tale piano dislocato, nel tratto orientale, da una faglia normale.

La struttura anticlinale è dislocata ad ovest da una faglia normale che, con ribassamento a SW, porta a contatto la *Corniola* con le *Marne con cerrognia* nel punto centrale di massimo rigetto (circa 1000 m), radicandosi, poi, progressivamente verso NW e SE.

Ad oriente della struttura della M.gna dei Fiori - Montagnone, il membro post-evaporitico e le *Marne del Vomano* sono coinvolti in una serie di pieghe fortemente asimmetriche, a direzione nord-sud. Le anticlinali sono caratterizzate da sovrascorrimenti sui fianchi orientali e scollate nei livelli incompetenti della *F.ne della Laga*; talvolta anche il fianco occidentale è rovesciato con vergenza a SW in relazione alla presenza di retroscorrimenti (RIDOLFI, 1993).

Le strutture di Acquasanta (con la sua prosecuzione settentrionale nella struttura di Cingoli) e quella della M.gna dei Fiori sono sigillate dai depositi discordanti della parte alta del Pliocene inferiore.

Il sovrascorrimento di Teramo (BIGI *et alii*, presente volume, a) determina la traslazione dell'Unità della Laga sull'Unità del Cellino realizzando, quindi, la sovrapposizione di successioni appartenenti a due distinte avanfosse e l'accostamento tettonico tra i depositi pliocenici di bacino satellite (*Marne del Vomano*) e quelli coevi di avanfossa (*F.ne Cellino*). Sulla base dell'interpretazione dei profili sismici a riflessione BIGI *et alii* (1994 e presente volume, a) hanno estrapolato il sovrascorrimento in parola verso W al di sotto della M.gna dei Fiori - Montagnone. Questo è chiuso a nord del F. Vomano dai depositi del Pliocene medio, mentre a sud si segue con continuità fino alla Valle di Caramanico (BIGI *et alii*, presente volume, b). L'unità di letto è coinvolta, in affioramento, in motivi di raccordo minori collegati al *thrust* principale, soltanto nel settore occidentale; in quello orientale la succes-

sione presenta una debole pendenza ad est.

L'analisi cinematica (Fig. 5) è stata condotta: a) nelle zone di taglio associate allo scollamento della *F.ne della Laga* dove ha evidenziato due direzioni principali di trasporto tettonico, N80 - 90° e N50 - 60°, alle quali si sono sovrapposte le direzioni N10° e N140°, come è testimoniato dalle strie a componente obliqua sui piani di taglio precedentemente formati, ma anche da piani di neoformazione con strie di *dip-slip*; su quest'ultimi si riscontrano inoltre strie oblique indicanti una riattivazione secondo la direzione N60 - 90° che si sarebbe pertanto ripetuta nel tempo; b) nella *F.ne della Laga* dove sistemi di *joints* di taglio e mesofaglie trascorrenti e inverse, riferibili a un evento deformativo pre-piegamento, hanno dato direzioni di raccordo parallele alle direzioni di trasporto sopra descritte; c) lungo i sovrascorrimenti principali, caratterizzati da zone di taglio con piani organizzati in sistemi "duplexes" di contrazione e di estensione (*sensu* CALAMITA, 1991); qui gli elementi indicano una direzione di raccordo principale N60 - 90° e subordinatamente direzioni N10 - 20° e N140°.

Una identica sovrapposizione di direzioni è stata individuata nel settore meridionale del sovrascorrimento di Teramo (BIGI *et alii*, presente volume, b).

FUNICIELLO *et alii* (1993) riconoscono nell'area marchigiana esterna (Cima Alta) analoghe direzioni deformative compressive per le quali evidenziano la seguente cronologia relativa: 1) N90°, 2) N60°, 3) N20°. Inoltre individuano due eventi distensivi, dei quali quello orientato N240° è intercalato tra gli ultimi due eventi compressivi.

MARSILI & TOZZI (1995) nella dorsale di Acquasanta mettono in evidenza due direzioni di raccordo orientate E-W e NE-SW. Essi considerano la prima e le relative strutture ad andamento N-S ruotate in senso orario e connesse a un campo di *stress* costantemente orientato SW-NE, responsabile anche delle strutture NW-SE sovrapposte alle precedenti.

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

L'edificio strutturale analizzato è costituito da quattro unità tettonostratigrafiche sovrapposte tra loro secondo una principale vergenza nordorientale, tramite piani di sovrascorrimento a geometria marcatamente arcuata per quanto riguarda i sovrascorrimenti dei M.ti Sibillini e del Gran Sasso. Lungo i tratti N-S ed E-W di questi ultimi, sono generalmente sovrapposte successioni stratigrafiche appartenenti a distinti domini paleogeografici; pertanto è verosimile supporre un controllo delle discontinuità, che delimitavano detti paleodomini, sulla geometria dei piani di sovrascorrimento e sull'andamento delle pieghe ad essi associate.

Per quanto riguarda i sovrascorrimenti più esterni (sovrascorrimento di Acquasanta-Cingoli e sovrascorrimento di Teramo), la loro attività (Fig. 6) è chiusa rispettivamente dai depositi discordanti del Pliocene inferiore sommitale e del Pliocene medio; pertanto essi sono progressivamente più recenti verso est, come d'altra parte lo è la migrazione dell'avanfossa ed il suo coinvolgimento in catena.

I sovrascorrimenti più interni (sovrascorrimenti dei M.ti Sibillini e del Gran Sasso) si sono definitivamente messi in posto su *footwalls* già strutturati in relazione a una storia deformativa più complessa, caratterizzata anche dalla loro riattivazione. La riattivazione del

ETA' (Ma)	CRONOSTRATIGRAFIA	BIOZONE	CRONOLOGIA DELLA DEFORMAZIONE COMPRESSIVA			
2	PLIOCENE	PIACENZIANO	LOBOROTALIA INFLATA			
2.5			LOBOROTALIA CRASSIFORMIS			
3						
3.5	INFERIORE	ZANCLEANO	LOBOROTALIA PUNCTICULATA	---	?	SEDIMENTAZIONE DEI CONGLOMERATI DI RIGOPIANO
4				---		
4.5			LOBOROTALIA MARGARITAE	---		---
5	MIOCENE	MESSINIANO	SPHERODICINELLOPSIS	---		
5.5			ZONA NON DISTINTIVA	---		
6			LOBOROTALIA CONOMICZEIA	---		
6.5						
	PRINCIPALI STRUTTURE		SOVRASCORRIMENTO DEI M.T. SIBILLINI	SOVRASCORRIMENTO DI M. GIANO - M. GARBA	SOVRASCORRIMENTO DEL GRAN SASSO	SOVRASCORRIMENTO DI TERAMO

Fig. 6 - Cronologia della deformazione dell'area marchigiano-abruzzese esterna: la doppia linea si riferisce alla riattivazione.

sovrascorrimento del Gran Sasso è successiva al Pliocene inferiore come documentato, oltre che dai rapporti di sovrapposizione sulle strutture dell'Unità della Laga, anche dalla deformazione dei *Conglomerati di Rigopiano* (Pliocene inferiore); essa è attribuita da GHISETTI & VEZZANI (1990) al Pliocene medio-superiore.

Più difficile è al momento datare la definitiva messa in posto, in questo settore, del sovrascorrimento dei M.ti Sibillini, in relazione ai non chiari rapporti con il *thrust* frontale del Gran Sasso. Nell'ipotesi più verosimile che questo scompaia al di sotto del primo, la sua riattivazione sarebbe più recente di quella del Gran Sasso (Pliocene superiore?). Diversamente non è escluso che possa essere più antica: sicuramente post-messiniana (come ipotizzato da CIPOLLARI & COSENTINO (1991) più a sud, per la linea "Olevano - Antrodoco") e probabilmente del Pliocene inferiore-medio (CALAMITA *et alii*, 1994)⁽¹⁾.

L'analisi cinematica (Fig. 5) condotta lungo le principali strutture ha individuato quattro direzioni di trasporto tettonico (N50 - 60°, N80 - 90°, N10° e N140°); tra queste consideriamo la N50 - 60° come principale essendo presente in tutti i piani di sovrascor-

⁽¹⁾CALAMITA *et alii* (1990) hanno riferito al Messiniano superiore-Pliocene inferiore (zona a *Globorotalia margaritae* e *G. puncticulata*) la principale attività del sovrascorrimento dei M.ti Sibillini nelle Marche settentrionali (area M. S. Vicino - Cingoli). Qui, alla riattivazione in parola, può essere riferito l'assetto monoclinale, a debole pendenza verso NE, della successione del Pliocene inferiore discordante sugli elementi della catena.

rimento analizzati, indipendentemente dalla loro direzione, e nello scollamento della *F.ne della Laga*. Le suddette direzioni di raccorciamento caratterizzano strutture di età diversa e risultano pertanto ripetute nel tempo.

Si può quindi ipotizzare, per la strutturazione di questo settore dell'Appennino, una serie di eventi compressivi caratterizzati da direzioni di trasporto tettonico analoghe, via via più recenti verso l'esterno, che avrebbero riattivato anche sovrascorrimenti precedentemente strutturati.

I dati precedentemente descritti ci consentono di mettere in relazione le forme arcuate e i diversi andamenti strutturali tra una unità e l'altra allo sviluppo di rampe oblique (controllate da discontinuità preesistenti a direzione N-S ed E-W) nell'ambito di una tettonica a *thrust* caratterizzata dalla riattivazione dei sovrascorrimenti.

In un contesto tettonico di questo tipo, le rotazioni su assi verticali/subverticali, evidenziate dai dati paleomagnetici (GHISSETTI *et alii*, 1991; MATTEI *et alii*, 1991), si possono generare come effetto della deformazione traspressiva non coassiale lungo le rampe oblique. Altre rotazioni su assi verticali/subverticali possono essere associate alla deformazione interna di una *thrust-sheet* accomodata da faglie trascorrenti e/o transpressive (CALAMITA & DEIANA, presente volume).

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1966) - *La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino laziale-abruzzese*. Geol. Rom., 5, 355-406.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *La tettonica di scollamento dell'Appennino centrale*. Atti 73° Congr. Soc. Geol. It., 75-78, Roma.
- BIGI S., CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1994) - *Sedimentary and tectonic events in the Laga Formation: a Messinian foredeep deposit in the Central Apennines (Italy)*. RCMNS, Interim Colloquium "Neogene Basin Evolution and Tectonics of the Mediterranean area", Rabat, 7-8 April, 1994, Abstract.
- BIGI S., CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1995a) - *L'avanfossa messiniana marchigiano-abruzzese nel quadro dell'evoluzione dell'Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, presente volume.
- BIGI S., CALAMITA F. & CENTAMORE E. (1995b) - *Caratteristiche geologico-strutturali dell'area abruzzese ad oriente del Gran Sasso*. Studi Geol. Camerti, presente volume.
- BIGI S., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G., RIDOLFI M. & SALVUCCI R. (1991) - *Assetto strutturale e cronologia della deformazione della "zona d'incontro" tra le aree umbro-marchigiana e laziale-abruzzese (Marche meridionali e Lazio-Abruzzo settentrionali)*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale 1991/2, CROP 11, 21-26.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MORATTI G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giorn. Geol., 48, 227-233.
- CALAMITA F. (1990) - *Thrust and fold-related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Annales Tectonicae, 4, 83-117.
- CALAMITA F. (1991) - *Extensional mesostructures in thrust shear zones: examples from the Umbro-Marchean Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., 110, 649-660.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1986) - *Geodinamica dell'Appennino Umbro-marchigiano*. Atti 73° Congr. Soc. Geol. It., 87-90, Roma.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1988) - *The arcuate shape of the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Tectonophysics, 146, 139-147.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1995) - *Correlazione tra gli eventi deformativi neogenico-quadernari del settore tosco-umbro-marchigiano*. Presente volume.

- CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1991) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino umbro-marchigiano alla costa adriatica*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale 1991/1, CROP 03, 1, 295-314.
- CALAMITA F., CELLO G., DEIANA G. & RON H. (1992) - *Evidenze di rotazioni di blocchi nell'area di M. S. Vicino-Cingoli e del M. Vettore (Appennino Umbro-Marchigiano)*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale 1992/1, 73-80.
- CALAMITA F., CELLO G., INVERNIZZI C. & PALTRINIERI W. (1990) - *Stile strutturale e cronologia della deformazione lungo la traversa M. S. Vicino - Polverigi (Appennino marchigiano esterno)*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale, 69-86.
- CALAMITA F., DEIANA G., INVERNIZZI C. & MASTROVINCENTO S. (1987) - *Analisi strutturale della "linea Ancona-Anzio Auctorum" tra Cittareale e Micigliano (Rieti)*. Boll. Soc. Geol. It., 106, 365-375.
- CALAMITA F., PIERANTONI P. P. & ROMANO A. (1994) - *La "virgazione" umbro-sabina (Appennino centrale): assetto strutturale e cronologia della deformazione*. Riassunti 77a Riun. Estiva, Congr. Soc. It., 84-86, Bari.
- CALAMITA F. & PIZZI A. (1992) - *Tettonica quaternaria nella dorsale appenninica umbro-marchigiana e bacini intrappenninici associati*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale 1992/1, 17-25.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M. L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M. & RICCI LUCCHI F. (1986) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale "La Geologia delle Marche", 61-81.
- CASNEDI R. (1991) - *L'avanfossa abruzzese tra i fiumi Vomano e Pescara nel Pliocene inferiore: rapporti tra sedimentazione e tettonica*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale 1991/2, CROP 11, 375-379.
- CASNEDI R., FOLLADOR U. & MORUZZI G. (1976) - *Geologia del campo gassifero di Cellino (Abruzzo)*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 891-901.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATULON A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la linea "Ancona-Anzio" dal Lias medio al Pliocene*. Geol. Rom., 17, 161-189.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., BERTI D., BIGI S., MORELLI C. & RIDOLFI M. (1991) - *Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'avanfossa marchigiana abruzzese e delle zone limitrofe*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale 1991/2, CROP 11, 125-131.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M. & CRISTALLINI C. (1990) - *I depositi terrigeni di avanfossa (Messiniano-Pliocene inferiore) dell'Abruzzo settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., XLV, 563-568.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1978) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore dell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese. Risultati degli studi in corso*. Mem. Soc. Geol. It., 18, 135-170.
- CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) - *Il Trias-Paleogene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale "La Geologia delle Marche", 9-27.
- CHIOCCHINI M., DEIANA G., MANCINELLI A., PIERUCCINI U. & ROMANO A. (1982) - *Schema dell'evoluzione paleogeografica del Gran Sasso d'Italia durante il Trias superiore-Cretaceo inferiore*. Rend. Soc. Geol. It., 5, 35-38.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1991) - *La linea Olevano-AnTRODoco: contributo della biostratigrafia alla sua caratterizzazione cinematica*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale 1991/2, CROP 11, 143-150.
- CORRADO S. (1995) - *Nuovi vincoli geometrico-cinematici all'evoluzione neogenica del tratto meridionale della linea Olevano - AnTRODoco*. Boll. Soc. Geol. It., 114, 245-276.
- COSENTINO D. & PAROTTO M. (1991) - *La struttura a falde della Sabina (Appennino centrale)*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale 1991/2, CROP 11, 381-387.
- CRESCENTI U. (1971) - *Osservazioni sul Pliocene degli Abruzzi settentrionali: la trasgressione del Pliocene medio e superiore*. Boll. Soc. Geol. It., 90, 3-21.
- DEIANA G. & PIALLI G. (1994) - *The structural provinces of the Umbro-Marchean Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., 40, 473-484.
- FUNICIELLO R., TOZZI M., TRIGNANI A. & SCIPIONI L. (1993) - *Tettonica compressiva ed evoluzione cinematica dell'area di Cima Alta (Appennino centrale, Teramo)*. - Boll. Soc. Geol. It., 112, 515-633.
- GHISETTI F., FOLLADOR U., CASNEDI R. & VEZZANI L. (1994) - *Assetto tettonico delle zone esterne dell'Appennino abruzzese: elementi di analisi stratigrafico-strutturale*. Atti Tic. Sc. Terra, Ser. speciale, 2, 5-43.
- GHISETTI F., FOLLADOR U., LANZA R. & VEZZANI L. (1991) - *La zona di taglio Rigopiano-Bussi-Rivondoli: svincolo transpressivo al margine nord-orientale della piattaforma laziale-abruzzese*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale 1991/2, CROP 11, 215-220.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1986) - *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. (1990) - *Stili strutturali nei sistemi di sovrascorrimiento della catena del Gran Sasso (Appennino centrale)*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale, 37-50.
- 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.
- KOOPMAN A. (1983) - *Detachment tectonics in the Central Apennines, Italy*. Geol. Ultraiectina, 30, 1-155.
- INVERNIZZI C. & RIDOLFI M. (1992) - *Analisi geologico-strutturale delle formazioni oligo-mioceniche dell'area della Montagna dei Fiori (Marche meridionali)*. Studi Geol. Camerti, XII, 79-91.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1987) - *Contractional and extensional tectonics along the Trasimeno Lake - Pesaro transect (Central Italy)*, in "The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research", Preprint volume edited by BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G., VAI G. B., Accademia Nazionale dei Lincei, Roma.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1987) - *The Umbria-Marchean arcuate fold belt (Italy)* - Tectonophysics, 146, 125-137.
- MARSILI P. & TOZZI M. (1995) - *Un livello di scollamento nella dorsale di Acquasanta (AP)*. Boll. Soc. Geol. It., 114, 177-194.
- MARTINIS B. & PIERI M. (1964) - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 4, 648-672.
- MATTEI M. (1987) - *Analisi geologico-strutturale della Montagna dei Fiori (Ascoli Piceno, Italia centrale)*. Geol. Rom., 26, 327-347.
- MATTEI M., FUNICIELLO R. & KISSEL C. (1995) - *Paleomagnetic and structural evidence for Neogene block rotation in the Central Apennines, Italy*. Journ. of Geoph. Research, 100, 863-883.
- MATTEI M., FUNICIELLO R., KISSEL C. & LAJ C. (1991) - *Rotazioni di blocchi crostali neogenici nell'Appennino centrale: analisi paleomagnetica e di anisotropia della suscettività magnetica (AMS)*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale 1991/2, CROP 11, 221-229.
- MINELLI G. (1992) - *Extensional tectonics in Perugia massifs area (Central Italy)*. Ph. d. Thesis (Imperial College, University of London).
- ORI G.G., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M. L. & MOSNA S. (1991) - *The Pliocene-Pleistocene foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology*. 3rd E.A.P.G. Conference, Adriatic foredeep field trip guidebook, 26-30 Maggio 1991, 85 pp., Firenze.
- PAROTTO M. & PRATULON A. (1975) - *Geological summary of the Central Apennines*. In: *Structural Model of Italy*, Quaderni de "La Ricerca Scientifica" 90, CNR, 257-311.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1991) - *La zona di congiunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale 1991/2, CROP 11, 417-441.
- RIDOLFI M. (1993) - *Evoluzione geologico-strutturale dell'area marchigiano-abruzzese esterna tra il F.Aso e il Gran Sasso d'Italia*. Tesi di Dottorato, Camerino.
- SALVINI F. (1991) - *Tettonica a blocchi in settori crostali superficiali: modellizzazione ed esempi da dati strutturali in Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale 1991/2, CROP 11, 237-247.
- SALVUCCI R. (1994) - *Caratterizzazione geologico-strutturale dell'area compresa tra i M. Reatini e l'alta valle del F. Aterno*. Tesi di Dottorato, Camerino.
- SCARSELLA F. (1951) - *Sulla zona di incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo*. Boll. Serv. Geol. d'It., 71, 155-165.