

**DATI PRELIMINARI SULL'ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE
DEL SETTORE SUD-OCCIDENTALE DELLA STRUTTURA SIMBRUINO - ERNICA(****)**

INDICE

RIASSUNTO	pag.	33
ABSTRACT	”	33
INTRODUZIONE	”	33
STRATIGRAFIA E PALEOGEOGRAFIA	”	34
ASSETTO TETTONICO	”	36
ANALISI MESOSTRUTTURALE	”	38
CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	”	41
TESTI CITATI	”	42

RIASSUNTO

Vengono presentati i risultati preliminari del rilevamento geologico-strutturale e delle indagini stratigrafiche in svolgimento nel settore simbruino-ernico sud-occidentale compreso tra Arcinazzo Romano a Nord e Veroli a Sud. Vengono messi in luce le principali caratteristiche stratigrafiche e lo stile deformativo di questa porzione della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese. L'analisi stratigrafico-strutturale dell'area ha consentito di valutare l'influenza della distribuzione delle facies sulle variazioni di stile deformativo rilevate in direzione appenninica. Inoltre, la sostanziale non cilindricità della deformazione viene messa in relazione, oltre ad anisotropie ereditate, al succedersi di due eventi compressivi non coassiali con assi di massima compressione orientati rispettivamente in senso circa antiappenninico ed Est-Ovest.

Un successivo evento distensivo ha determinato una riattivazione dei principali elementi compressivi. I suoi effetti più evidenti si osservano lungo la fascia di debolezza a direttrice NW-SE tra Guarcino e Sora e si rilevano diffusamente in tutta l'area in termini di disarticolazione in blocchi dell'intero settore secondo geometrie tipo *Graben* e *semi-Graben*.

ABSTRACT

The preliminary field results of stratigraphic and structural analysis in the area extended from Arcinazzo Romano (North) to Veroli (South) are presented in this paper.

The stratigraphic framework of the whole Simbruino-Ernici range is characterized by the typical Mesozoic carbonate platform sequence followed by the transgressive Calcarei a briozoi e litotami Formation (Middle Miocene) evolving into the terrigenous units of *Orbulina* Marls and Upper Miocene flysch.

In the study area only the Cretaceous-Miocenic units of the whole Meso-Cenozoic sequence outcrop, with the Cretaceous restricted-to-open platform facies in the SE evolving into shelf edge facies toward NW.

(*) CNR - Centro di Studio per la Geologia - Roma.

(**) Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra - Università "La Sapienza" di Roma.

(***) Coll. scient. esterno Dip. Scienze della Terra - Università "La Sapienza" di Roma.

(****) Lavoro eseguito con i fondi MURST 40%, Dottorato di Ricerca e CNR - C.S. per la Geologia dell'Italia Centrale.

In this paper the compressive pattern of the area is described as a result of two main tectonic events. The first one, not older than Messinian, produced a north-east verging imbricate fan of thin thrust sheets developed according to staircase trajectories. The second one caused a further shortening as a result of an eastward propagation. Its main evidence is represented by the widespread reactivation of N-S old oblique ramps as frontal ones.

Moving from NW toward SE, the main structural differences consist of:

- a reduction of both the medium thrust sheet thickness and the stratigraphic range involved in compressive structures;
- the occurrence of different potential secondary fault-gathering zones.

- an increasing complexity of the surface attitude data.

All these evidences suggest that the compressive deformational pattern has been strongly influenced by pre-existing physiographic differences within this segment of the carbonate platform.

Later on, an extensional event, broadly coaxial with the first compressive one, occurred to refault the whole compressional pattern. The main evidence is shown along the mainly NW-SE striking master fault, well developed between Guarcino and Sora. Anyway, the kinematic complexity of this weakness zone suggests that this element must have played an important role during the tectonic evolution of this sector of the Latium-Abruzzi carbonate platform.

PAROLE CHIAVE: Geologia strutturale, stratigrafia, stili deformativi, analisi di facies, Appennino centrale.

KEY WORDS: Structural Geology, Stratigraphy, Deformational Styles, Facies Analysis, Central Apennines.

INTRODUZIONE

Il settore sud-occidentale della dorsale simbruino-ernica è costituito da una successione stratigrafica attribuibile alla serie carbonatica cretaceo-miocenica della piattaforma laziale-abruzzese (PAROTTO & PRATUR-LON, 1975; ACCORDI & CARBONE, 1988) ed alla sua evoluzione verso i termini argilloso-marnosi e silico-clastici alto-miocenici (ACCORDI *et al.*, 1967; DEVOTO, 1967; 1970). Dal Messiniano l'area viene coinvolta nella strutturazione della catena appenninica, caratterizzata da una serie di scaglie embriate a vergenza nord-orientale ed orientale e successivamente disarticolata dagli effetti della tettonica distensiva.

In questo lavoro è stata presa in esame l'area compresa tra Arcinazzo Romano a Nord, Ferentino e Veroli a Sud, la Valle Latina ad Ovest e la catena dei Monti Simbruino-Ernici propriamente detti ad Est (Fig. 1).

Dalle analisi stratigrafico-strutturali in corso stanno emergendo interessanti spunti per la definizione dell'evoluzione paleogeografica e degli stili deformativi

dell'area. In tal senso riteniamo di poter fornire un contributo nell'ambito del progetto CROP11.

Infatti, le analisi di facies hanno permesso la ricostruzione dell'andamento delle zone isopiche della piattaforma carbonatica durante il Cretacico superiore. Il rilevamento geologico-strutturale ha portato ad un miglioramento nella definizione delle caratteristiche cinematiche degli elementi di taglio del primo ordine, delle geometrie deformative e della scansione degli eventi deformativi che hanno interessato l'area.

Il confronto dei risultati preliminari scaturiti dai due diversi approcci di ricerca ha permesso di formulare alcune ipotesi di lavoro sull'influenza della distribuzione delle facies sullo stile deformativo caratteristico dell'intero settore.

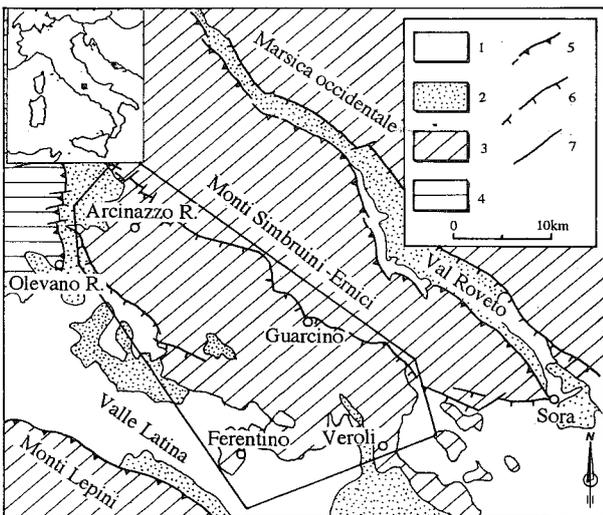


Fig. 1 - Ubicazione del settore sud-occidentale della dorsale simbruino-ernica (da BIGI *et al.*, 1992; semplificato e ridisegnato). 1) Copertura plio-pleistocenica; 2) unità flyschoidi (Miocene superiore); 3) unità della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (Triassico superiore-Cretacico sup.); 4) unità del dominio di transizione umbro-sabino (Cretacico-Miocene medio); 5) sovrascorrimento; 6) faglia diretta; 7) contatto tettonico indeterminato.

STRATIGRAFIA E PALEOGEOGRAFIA

Le successioni stratigrafiche che affiorano nel settore sud-occidentale della dorsale simbruino-ernica sono costituite da sedimenti carbonatici e terrigeni che rappresentano l'intervallo stratigrafico Cretacico inferiore *p.p.*-Miocene superiore. In particolare i sedimenti calcarei e calcareo-dolomitici sono riferibili al Barremiano-Serravalliano mentre i depositi argilloso-marnosi e silico-clastici al Tortoniano-Messiniano.

I termini più antichi affiorano esclusivamente alla base della monoclinale sulla quale sorge l'abitato di Trivigliano e sono costituiti prevalentemente da dolomie e calcari dolomitici laminati contenenti ostracodi, miliolidi, alghe dasycladali generalmente indeterrminabili e rarissimi piccoli gasteropodi; la presenza, seppur sporadica, di "cuneoline primitive" (*Cuneolina camposauri* SARTONI & CRESCENTI, *Vercorsella scarsellai* (DE CASTRO) e *Cuneolina laurentii* SARTONI & CRESCENTI) permette l'attribuzione, in via peraltro dubitativa, al Barremiano. I sedimenti caratteristici dell'intervallo Aptiano-Albiano sono limitati, in affioramen-

to, all'area compresa tra Trivigliano e Torre Caietani e alla dorsale del M. Scalambra, della quale costituiscono i termini basali della successione stratigrafica (CESTARI & PANTOSTI, 1990; SIRNA, 1991). Sono costituiti da litotipi calcareo-dolomitici, frequentemente ciclotemici, caratterizzati da una microfaccies contenente ostracodi, miliolidi, rari foraminiferi bentonici (orbitolinidi) ed alghe calcaree (*Thaumatoporella* spp.), alla quale si associano piccole requienidi e rare neri-neidi, prevalentemente in frammenti.

La successione stratigrafica attribuibile al Cenomaniano risulta, invece, costituita da sedimenti calcarei (*mudstones* e *wackestones*) nell'ambito dei quali le intercalazioni dolomitiche sono di gran lunga subordinate e la microfaccies è molto ricca e differenziata. Nella parte inferiore essa è costituita da *Cuneolina pavonia parva* HENSON, *Dicyclina* spp., *Pseudorhapydionina dubia* DE CASTRO, *Nummoloculina heimi* BONNET, *Peneroplis parvus* DE CASTRO, miliolidi, ostracodi ed alghe calcaree (*Thaumatoporella* spp.) a cui si aggiungono, nell'intervallo superiore, *Chrysalidina gradata* D'ORBIGNY, *Pseudolituonella reicheli* MARIE, *Trochospira avnimelechi* HAMAOU & SAINT-MARC, *Biplanata peneropliformis* HAMAOU & SAINT-MARC e *Biconcava bentori* HAMAOU & SAINT-MARC, nonché, a diversi livelli nella porzione medio-superiore, *Sellialveolina viallii* COLALONGO, *Cisalveolina lehneri* REICHEL e *Cisalveolina fraasi* (GÜMBEL). In questo intervallo si assiste anche allo sviluppo di una ricca macrofauna a molluschi caratterizzata dalla presenza di radiolitidi (*Sauvagesia* spp.), che costituiscono veri e propri *patch-reef*, ostracodi e gasteropodi e che testimonia l'instaurazione di ambienti di piattaforma aperta in gran parte del settore in esame. Facies riferibili ad ambienti di piattaforma ristretta o ristretta-aperta, anche interessate da locali e temporanee emersioni, sono localizzate nell'estrema porzione sud-orientale dell'area, tra il Lago di Canterno e Veroli, dove si fanno più frequenti le intercalazioni di dolomie laminate e i livelli argillosi interstrato (SIRNA, 1991).

Nel Turoniano, in regime di generale regressione (HAQ *et al.*, 1988), in tutta l'area si sviluppano facies di piattaforma ristretta (CESTARI *et al.*, 1991; SIRNA, 1991; CESTARI & SIRNA, 1992), costituite da *mudstones* finissimi, frequentemente laminati e contenenti miliolidi, ostracodi ed alghe calcaree (*Thaumatoporella* spp.), ai quali si intercalano, soltanto nella parte superiore della successione, livelli bioclastici con radiolitidi, rari gasteropodi e frammenti di idrozoi, probabilmente derivati dallo smantellamento di locali *patch-reef*. In questi orizzonti, testimoni di limitati incrementi dell'idrodinamismo, la microfaccies è generalmente più ricca e caratterizzata dalla presenza di *Cuneolina pavonia parva* HENSON, *Dicyclina* spp., *Nezzazatinella picardi* (HENSON), *Aeolisaccus kotori* RADOICIC, miliolidi e nubecularidi.

I sedimenti riferibili al Santoniano non mostrano, almeno nella parte inferiore, sensibili differenze litologiche e sedimentologiche rispetto a quelli sottostanti (CESTARI *et al.*, 1991); si registra il graduale arricchimento della microfaccies e lo sviluppo di associazioni a rudiste sempre più differenziate. In tutto l'intervallo sono presenti *Cuneolina pavonia parva* HENSON, *Dicyclina* spp., *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Accordiella conica* FARINACCI, *Rotorbinella scarsellai* TORRE, *Aeolisaccus kotori* RADOICIC, *Scandonea samnitica* DE CASTRO, *Nummoloculina robusta* TORRE,

Pseudocyclammia sphaeroidea GENDROT, *Murgella lata* (LUPERTO SINNI), *Pseudorhapydionina mediterranea* (DE CASTRO), *Stensiöina surrentina* TORRE, miliolidi, ostracodi ed alghe calcaree (*Thaumatoporella* spp., *Sgrossoella parthenopeia* DE CASTRO). La macrobiofacies è limitata, nella parte inferiore del Santoniano, a piccoli patch-reef a radiolitidi (*Biradiolites* sp. aff. *angulosissimus* TOUCAS, *Radiolites dario* (CATULLO) e *Sauvagesia tenuicostata* POLSAK) con sporadiche intercalazioni dolomitiche; nel Santoniano superiore si registra una maggiore differenziazione delle litobiofacies in senso longitudinale rispetto alla struttura carbonatica (CESTARI *et al.*, 1991; CESTARI & SIRNA, 1992) nell'ambito della quale, nel settore nord-occidentale dell'area, si sviluppano facies di piattaforma aperta-soglia con biocostruzioni ad ippuriti e coralli (*Vaccinites giganteus* D'HOMBRES-FIRMAS, *V. gosaviensis* (DOUVILLÉ), *V. cf. boehmi* DOUVILLÉ *V. cf. sulcatus* DEFRENCE, *Columnastraea* sp.) ai quali si associano *Plagiopychus paradoxus* MATHERON, *Radiolites dario* (CATULLO), *Bournonia excavata* (D'ORBIGNY), *Medeella zignana* (PIRONA) e *Sauvagesia tenuicostata* POLSAK (SIRNA & CESTARI, 1989; CESTARI & PANTOSTI, 1990; CESTARI & SIRNA, 1990; CESTARI *et al.*, 1991).

Nel Campaniano si registrano condizioni di restrizione degli ambienti in quasi tutta l'area con emersioni localizzate nella parte più interna della piattaforma (area di Veroli); facies di soglia sono riconoscibili soltanto nelle zone più settentrionali, probabilmente in relazione allo sviluppo di una fase tettonica disgiuntiva tardo-senoniana (CESTARI *et al.*, 1991; CESTARI & SIRNA, 1992). I sedimenti relativi all'intervallo Campaniano-Maastrichtiano inferiore sono costituiti da *mudstones*, *wackestones* e, subordinatamente, *packstones* con radiolitidi (*Biradiolites fissicostatus* D'ORBIGNY, *Pseudopolyconites* spp., *Sauvagesia tenuicostata* POLSAK e *Jerinella klinae* PEJOVIC) e rare requienidi (*Apricardia* spp.) alle quali si associano, nella microbiofacies, *Accordiella conica* FARINACCI, *Rotorbinella scarsellai* TORRE, *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Pseudorhapydionina mediterranea* (DE CASTRO), *Cuneolina pavonia parva* HENSON, grandi esemplari di *Dicyclina* spp., *Stensiöina surrentina* TORRE, miliolidi, nubicularidi, *Thaumatoporella* spp. e *Sgrossoella parthenopeia* DE CASTRO. Nelle aree settentrionali, a partire dal Campaniano superiore, si sedimentano *grainstones* e *rudstones* cristallini con rudiste (dei generi *Sabinia*, *Colveraia*, *Radiolites* e *Sauvagesia*), gasteropodi e coralli massivi in frammenti nella cui microbiofacies sono segnalati numerosi orbitoidi (SIRNA & CESTARI, 1989; CESTARI & SIRNA, 1990; DAMIANI *et al.*, 1990; SIRNA, 1991).

Il Maastrichtiano, soprattutto nella parte medio-alta, vede l'emersione della gran parte della piattaforma nell'area simbruino-ernica. Affioramenti di *mudstones* e *wackestones* dolomitizzati, laminati e bioturbati, caratterizzati dalla presenza di una fauna a discorbidi, miliolidi, ostracodi e, subordinatamente, *Rhapydionina liburnica* (STACHE) e *Laffiteina marsicana* FARINACCI, si rinvengono nella sola porzione settentrionale dell'area a testimonianza di una certa continuità della sedimentazione cretacea, in facies di piattaforma ristretta, nelle aree morfologicamente depresse di raccordo con l'antistante ambiente pelagico (SIRNA, 1991).

I litotipi miocenici sovrastanti si sedimentano, al termine della lacuna paleogenica, su un substrato cretaco già profondamente articolato come testimoniato

dallo sviluppo di diverse facies eteropiche attribuibili alla formazione medio-miocenica dei Calcari a briozoi e litotamni. I termini di base, in contatto trasgressivo sui sedimenti cretacei, sono costituiti da calcareniti arancioni ricche di lamellibranchi ed echinidi in frammenti. Superiormente, calcari biancastri detritico-organogeni, con briozoi, lamellibranchi, litotamni e macroforaminiferi a cui si associano, verso l'alto, foraminiferi planctonici, rappresentano la litofacies caratteristica della formazione. In eteropia si rinvengono anche calcari detritici avana con frammenti di echinidi e denti di pesci conchigliofagi, calcari cristallini grigio-biancastri, grossolanamente detritici, con rari briozoi, lamellibranchi ed echinidi in frammenti e, nella parte più alta, calcari cristallini grigio-nerastri con abbondanti resti di echinidi e lamellibranchi. Questi sedimenti ricoprono un intervallo stratigrafico compreso tra il Langhiano e il Serravalliano *p.p.*

Al di sopra, in contatto stratigrafico, si rinvengono calcari marnosi glauconitici e marne argillose con abbondanti foraminiferi planctonici (*Orbulina suturalis* BRONNIMANN, *O. universa* D'ORBIGNY e *Globorotalia menardi* (D'ORBIGNY) che rappresentano la sedimentazione tipica della formazione delle Marne a *Orbulina* e sono attribuibili al Serravalliano *p.p.*-Tortoniano *p.p.*

Superiormente si osserva il passaggio alla sedimentazione silico-clastica, costituita da alternanze argilloso-arenacee di età Tortoniano superiore-Messiniano.

Nel settore meridionale dell'area, tra Colleparado e Veroli, alla sedimentazione terrigena argilloso-arenacea è eteropica una breve successione argillosa costituita alla base da argille grigio-azzurre con una ricca microfauna tortoniana, descritte da DEVOTO (1967) come "Argille a *Robulus*" alle quali si sovrappongono sottili livelli argillosi grigio-plumbei con abbondanti cristalli ed aggregati di gesso anche di grandi dimensioni ("Argille della Cava del Gesso" di DEVOTO (1967), che rappresentano l'ultimo termine della successione miocenica prima della crisi orogenica. La chiusura del ciclo sedimentario marino è marcata dalla deposizione di potenti successioni conglomeratiche di età verosimilmente riferibile al Plio-Pleistocene (CAVINATO *et al.*, in stampa).

Dal punto di vista paleogeografico l'analisi delle facies del Cretaceo e del Miocene carbonatico risulta indispensabile per definire la strutturazione preorogenica dell'area in esame; in questo campo, gli studi in corso sono ancora in fase di acquisizione di dati per quanto riguarda le litofacies mioceniche, mentre alcune considerazioni possono essere fatte per i sedimenti cretacei, anche alla luce della ricca bibliografia recente sull'argomento.

Sinteticamente si può osservare come lo sviluppo delle facies cretache sia regolarmente distribuito in senso longitudinale (appenninico) per tutto l'intervallo Cenomaniano-Maastrichtiano (Fig. 2). Facies di piattaforma ristretta, con locali ambienti inter- e sopratidali, sono costantemente diffuse nella parte sud-orientale dell'area (settore compreso tra il Lago di Canterno e Veroli); facies di piattaforma aperta e di soglia si differenziano nelle zone centro-settentrionali con diffusione areale controllata dai fenomeni tettono-eustatici, ma sempre con lo sviluppo di tutti i termini intermedi tra le diverse facies. L'andamento delle linee isopiche risulta pertanto meridiano o debolmente antiappenninico per tutto il Cretaceo superiore con una riduzione dell'estensione areale, nel Campaniano, delle

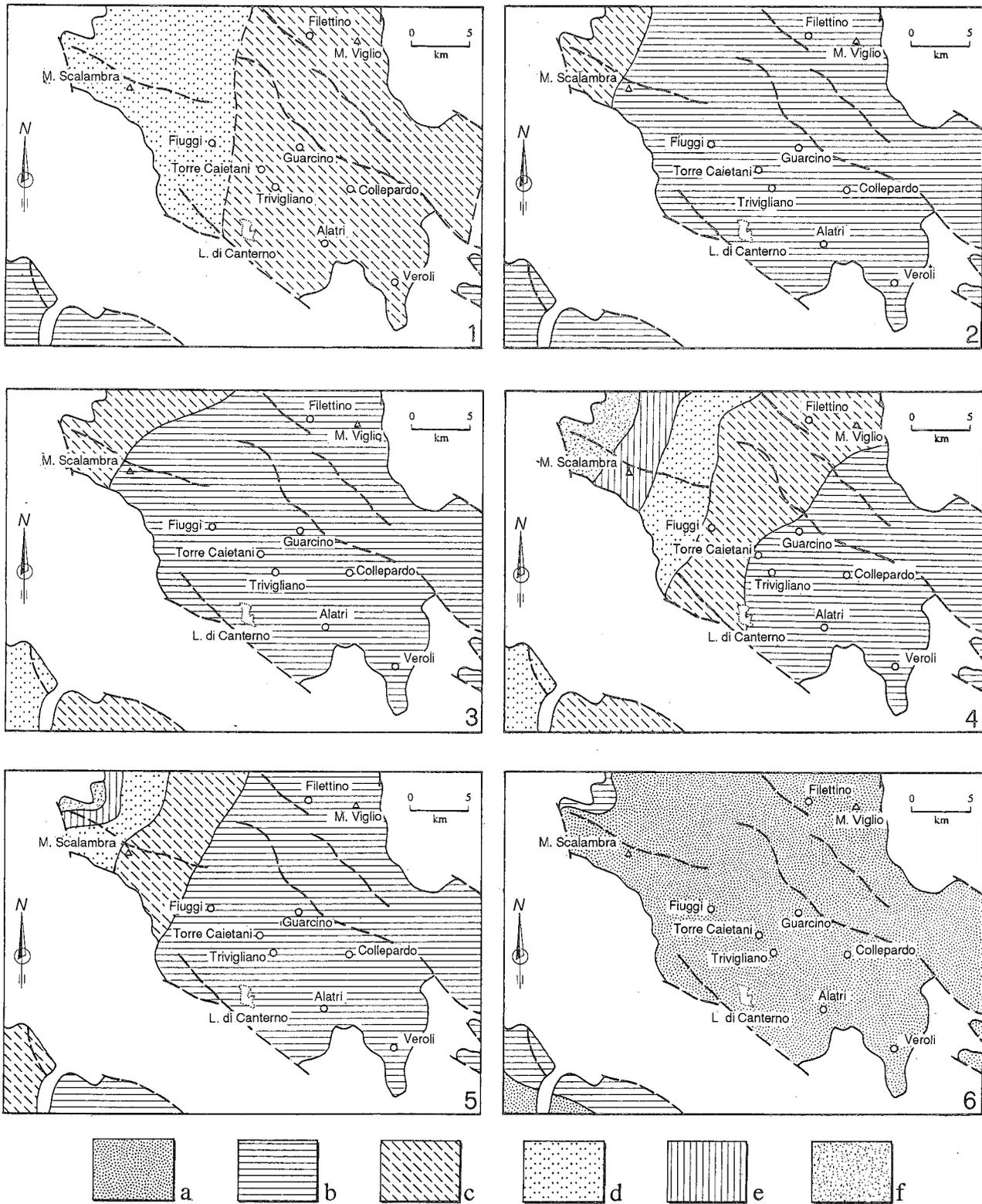


Fig. 2 - Schemi della distribuzione delle facies di piattaforma durante il Cretaceo superiore nel settore sud-occidentale della dorsale simbruino-ernica. 1) Cenomaniano superiore; 2) Turoniano - ? Coniaciano; 3) Santoniano inferiore; 4) Santoniano superiore; 5) Campaniano - Maastrichtiano inferiore; 6) Maastrichtiano superiore; a) aree sollevate prive di sedimentazione o a sedimentazione diastemica; b) facies di piattaforma ristretta; c) facies di piattaforma ristretta-aperta; d) facies di piattaforma aperta; e) facies di piattaforma aperta-soglia; f) facies di soglia.

facies di piattaforma aperta-soglia. Inoltre, è evidente come questo *trend* non sia in accordo con le direttrici tettoniche prevalenti orientate, in questo settore, in senso appenninico.

ASSETTO TETTONICO

Il rilevamento geologico-strutturale in svolgimento nel settore simbruino-ernico sud-occidentale ha permes-

so di evidenziare sinora uno stile compressivo pellicolare, governato dalla presenza di orizzonti di scollamento preferenziali all'interno della successione carbonatica affiorante, obliterato successivamente dagli effetti della tettonica distensiva.

Il *pattern* planimetrico generale è dominato da un *trend* appenninico delle principali strutture caratterizzato da una strutturazione a scaglie embricate di tipo *imbricate fan* a vergenza nord-orientale. I singoli elementi di volume presentano spessore generalmente limitato ad alcune centinaia di metri e coinvolgono i termini della successione stratigrafica compresi tra i calcari dolomitici e le dolomie del Cretacico inferiore (affioranti solo nell'area del M. Scalambra e nei pressi di Trivigliano) e le unità flyschoidi (Fig. 3).

Spostandosi da NW verso SE si assiste ad un sostanziale aumento di complessità della strutturazione a scaglie embricate che si esplica in un incremento del numero di *thrusts sheets* di volume decrescente, una maggiore variabilità dell'assetto giacitoriale della successione affiorante ed una riduzione dell'intervallo stratigrafico coinvolto nelle deformazioni.

Nei Monti Affilani e nell'area compresa tra Acuto e Porciano, infatti, l'assise carbonatica si presenta con giacitura monoclinale a direzione appenninica, immersione a SW e pendenze medio-basse (20°-40°);

essa rappresenta l'*hanging wall* di due o al massimo tre scaglie principali a vergenza nord-orientale sovrascorse sulle unità terrigene (M. Scalambra, M. Altuino, zona di Porciano).

Questo assetto è solo localmente complicato dall'occorrenza di scaglie sottili (di spessore verticale variabile dall'ordine del metro ad alcune decine di metri) di cui si ha testimonianza a NW dell'abitato di Serrone, come già segnalato da CESTARI & PANTOSTI (1990), lungo il versante occidentale di M. Francolano e nella zona di Acuto, come già indicato nel F° 389 "Anagni" (ALBERTI *et al.*, 1975).

In particolare, a Colle Lazio, a NW di Serrone, si assiste al sovrascorrimento di lembi di limitata estensione di calcari del Cretacico superiore al di sopra dei Calcari a briozoi e litotamni attraverso zone di taglio di direzione NNW-SSE a basso angolo (10°-20°) e vergenza ad ENE, il cui sviluppo longitudinale risulta disarticolato e limitato da rampe laterali ed oblique di modesto rigetto. Inoltre, lungo il versante occidentale di M. Francolano, si verifica la sovrapposizione tettonica di lembi di Calcari a briozoi e litotamni grazie allo sviluppo di sottili *shear zones* con geometrie sia di *hanging wall* che di *footwall flat*, all'interno delle quali si rinvennero lembi intensamente tettonizzati di *Marne a Orbulina*. Gli indicatori cinematici e lo sviluppo

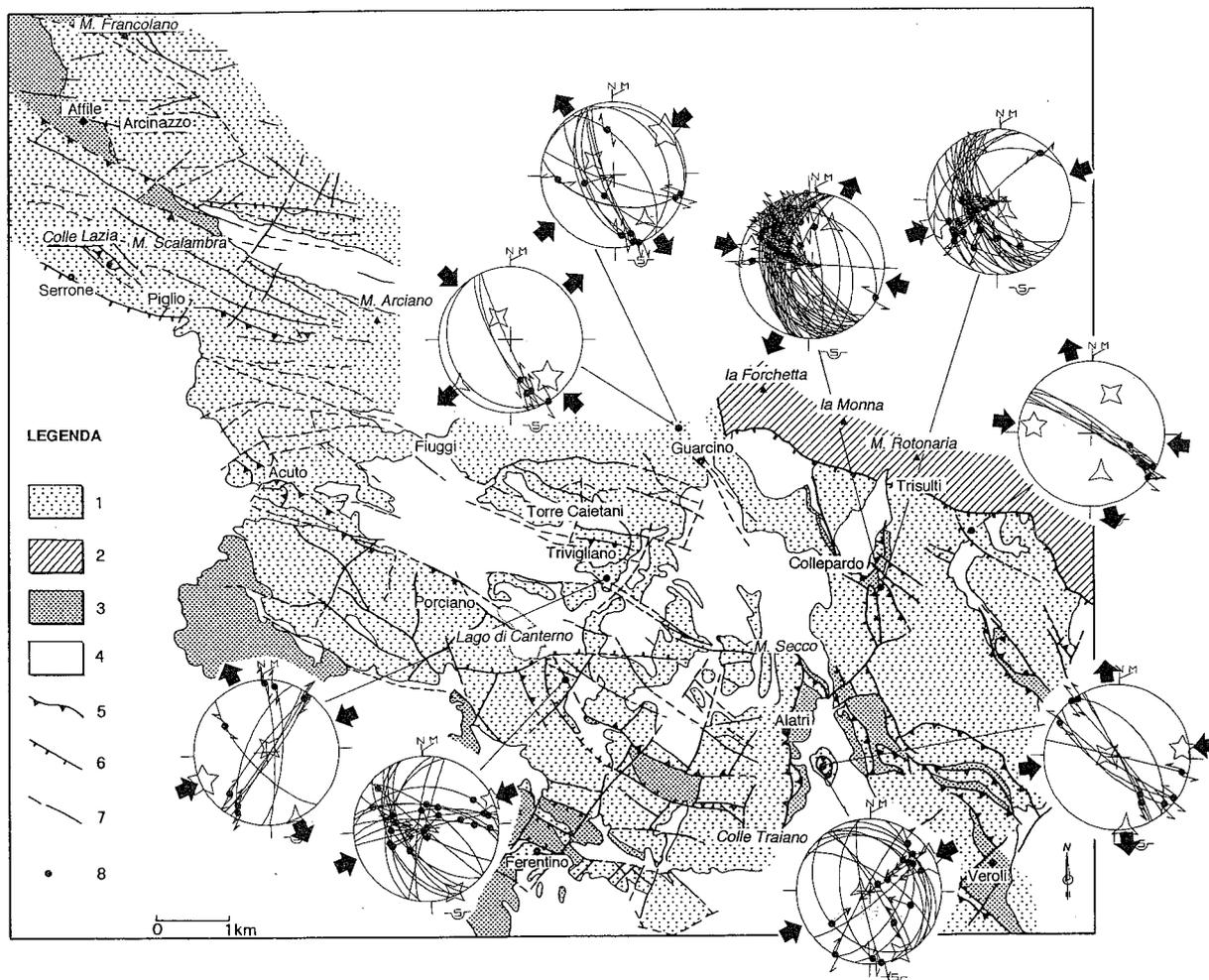


Fig. 3 - Schema tettonico semplificato del settore sud-occidentale della dorsale simbruino-ernica. Legenda: 1) unità carbonatiche del settore simbruino-ernico sud-occidentale (Cretacico inferiore *p.p.* - Miocene medio); 2) unità carbonatiche del settore simbruino-ernico nord-orientale (Lias - Malm); 3) unità terrigene (Miocene superiore); 4) depositi plio-quadernari; 5) sovrascorrimento; 6) faglia diretta; 7) faglia indeterminata; 8) stazione di misura e diagrammi sul reticolo di Schmidt dei tensori degli sforzi principali elaborati secondo il "metodo Angelier".

di piccole rampe laterali ed oblique indicano una vergenza nord-orientale anche per queste strutture minori.

Infine, le strutture pellicolari della zona di Acuto determinano ancora una volta la ripetuta sovrapposizione anomala dei termini carbonatici alto-cretacico-miocenici.

Spostandosi verso SE, nel settore compreso tra Veroli, Alatri e Trisulti è ben sviluppato uno stile deformativo compressivo più articolato (CAVINATO *et al.*, in stampa), caratterizzato dal succedersi di scaglie tettoniche di spessore mediamente variabile dal metro alle decine di metri in cui l'assise carbonatica coinvolta non è mai più antica del Cenomaniano superiore.

Questi elementi, accavallati tra loro e al di sopra delle unità terrigene, sono limitati inferiormente da superfici di taglio con geometrie di *hangingwall ramp* con direzione di trasporto a NE e, molto subordinatamente, a SW.

Un aspetto peculiare, rispetto a quanto sin ora messo in luce, è rappresentato dalla frequente presenza, in corrispondenza dei piani di *thrust* e *backthrust*, di lenti spesse da un metro ad alcuni centimetri di argille grigio-azzurre contenenti cristalli di gesso e di materiale residuale, oltre che di esigui spessori di Marne a *Orbulina*.

A nostro avviso, tale peculiarità merita di essere ulteriormente indagata. Infatti, l'occorrenza nell'Appennino centro-meridionale di un evento emersivo medio-cretacico testimoniato dall'accumulo di depositi continentali e bauxitici (D'ARGENIO & MINDSZENTY, 1991) e la mancanza di coinvolgimento nelle strutture compressive di termini carbonatici più antichi del Cenomaniano superiore hanno suggerito, come ipotesi di lavoro, che tale materiale possa testimoniare il risentimento del medesimo evento anche in questo settore di piattaforma e che, in seguito, sia stato utilizzato come livello di scollamento secondario (*fault gathering zone*).

Anche le argille grigio-azzurre contenenti cristalli di gesso, correlabili con le "Argille della Cava del Gesso" di DEVOTO (1967) nell'area di Colleparado e probabilmente riferibili al Messiniano (PAROTTO, comunicazione personale), potrebbero aver giocato un ruolo analogo.

In quest'ottica sono in corso, da parte degli scrittori, analisi chimiche e mineralogiche per definire le caratteristiche composizionali del materiale residuale rinvenuto in corrispondenza delle *shear zones* di quest'area e campionature di dettaglio per definire la sua esatta posizione stratigrafica (CORRADO, tesi di dottorato in preparazione).

Inoltre, analisi biostratigrafiche sulle associazioni a nanofossili calcarei delle argille con gessi sono in corso di svolgimento (COSENTINO, comunicazione personale) per fornire una datazione più accurata di questi depositi.

Eccezioni all'assetto sin qui descritto risultano ben evidenti nel settore allungato in direzione antimeridiana compreso tra Piglio e M. Arciano e nelle aree di Alatri (tra M. Secco e Colle Traiano) e Colleparado.

Infatti, nel primo settore sono frequenti piani di *thrust* a direttrice E-W con geometrie variabili da *hangingwall* e *footwall flat a ramp*, generalmente a vergenza settentrionale, che interessano tutti i termini affioranti della successione meso-cenozoica.

Nelle aree di Alatri e Colleparado si sviluppa con notevole continuità un sistema di elementi compressivi vicarianti che mostrano uno sviluppo planimetrico meridiano, questi sono caratterizzati da indicatori ci-

nematici di tipo sia *dip-slip* che *oblique-slip*, immergenti a SW. In particolare, nell'area di Colleparado è ben affiorante una serie di almeno quattro scaglie molto sottili a vergenza orientale costituite esclusivamente dai termini calcarei e marnosi del Miocene; questi ultimi, al *footwall* delle singole superfici di taglio, sono intensamente piegati secondo geometrie di tipo *chevron* con assi orientati in direzione N-S - N10°E e immersione di 5°-10° a Nord (Fig. 4).

La tettonica distensiva posteriore disarticola il *pattern* compressivo sin qui descritto secondo direttrici variabili da appenniniche a WNW-ESE con geometrie di tipo *Graben* e *semi-Graben*. L'incidenza di tale evento trova la sua espressione più evidente alla macroscala lungo la fascia di debolezza che si segue con continuità tra Guarcino e Sora, già segnalata da BENEVOLO (1943) e dettagliatamente descritta in seguito da altri Autori (DEVOTO, 1967, 1970; DEVOTO & PAROTTO, 1967; DAMIANI, 1990; CAVINATO *et al.*, in stampa).

Particolarmente influenti sull'assetto odierno risultano gli effetti della distensione anche nell'area compresa tra Fiuggi, Torre Caietani e il Lago di Canterno che si presenta ribassato sia geologicamente che morfologicamente rispetto alle zone circostanti da imponenti disturbi disgiuntivi orientati in direzione WNW che lo delimitano in senso meridiano.

ANALISI MESOSTRUTTURALE

E' stata condotta un'analisi strutturale alla scala dell'affioramento nel settore centro-meridionale dell'area in studio, concentrata essenzialmente nei dintorni del Lago di Canterno e nella zona compresa tra Ferentino, Alatri e Guarcino. Sono state effettuate 29 stazioni di misura per un totale di circa 1200 elementi relativi a deformazioni fragili (clivaggi, fratture e piani di faglia) e subordinatamente duttili (piani assiali e cerniere di mesopieghie). L'analisi ha interessato tutti i termini della successione meso-cenozoica ed è stata concentrata in corrispondenza di elementi di taglio del primo ordine di dubbia interpretazione o di particolare interesse per la definizione delle caratteristiche tensoriali e della scansione degli eventi deformativi.

I dati relativi a piani di taglio sono stati elaborati complessivamente (SALVINI & VITTORI, 1982); per le stazioni in cui è stato raccolto un numero sufficiente di faglie con verso di movimento determinato e dove più chiare sono risultate le relazioni di precedenza tra popolazioni di elementi, è stata tentata un'analisi tensoriale (ANGELIER, 1979, 1984). I risultati dell'elaborazione relativa alle stazioni più significative vengono presentati nello schema di Fig. 3 mentre il totale dei dati nella Fig. 5.

In tutto il settore sono stati misurati 501 piani di faglia dotati di indicatori cinematici (essenzialmente *grooves*, strie stilolitiche e di abrasione) di cui 299 a componente prevalente di movimento di tipo *dip-slip* e 202 *strike-slip*.

L'analisi complessiva degli elementi di tipo *dip-slip* (Fig. 5A-F) ha messo in luce l'esistenza di almeno tre famiglie di elementi a diversa orientazione che in ordine di importanza sono: NW-SE, N-S e WNW-ESE, questa ultima di incidenza del tutto subordinata rispetto alle due precedenti.

Gli elementi appenninici sono relativi a superfici di taglio sia inverse che dirette. I piani inversi presen-

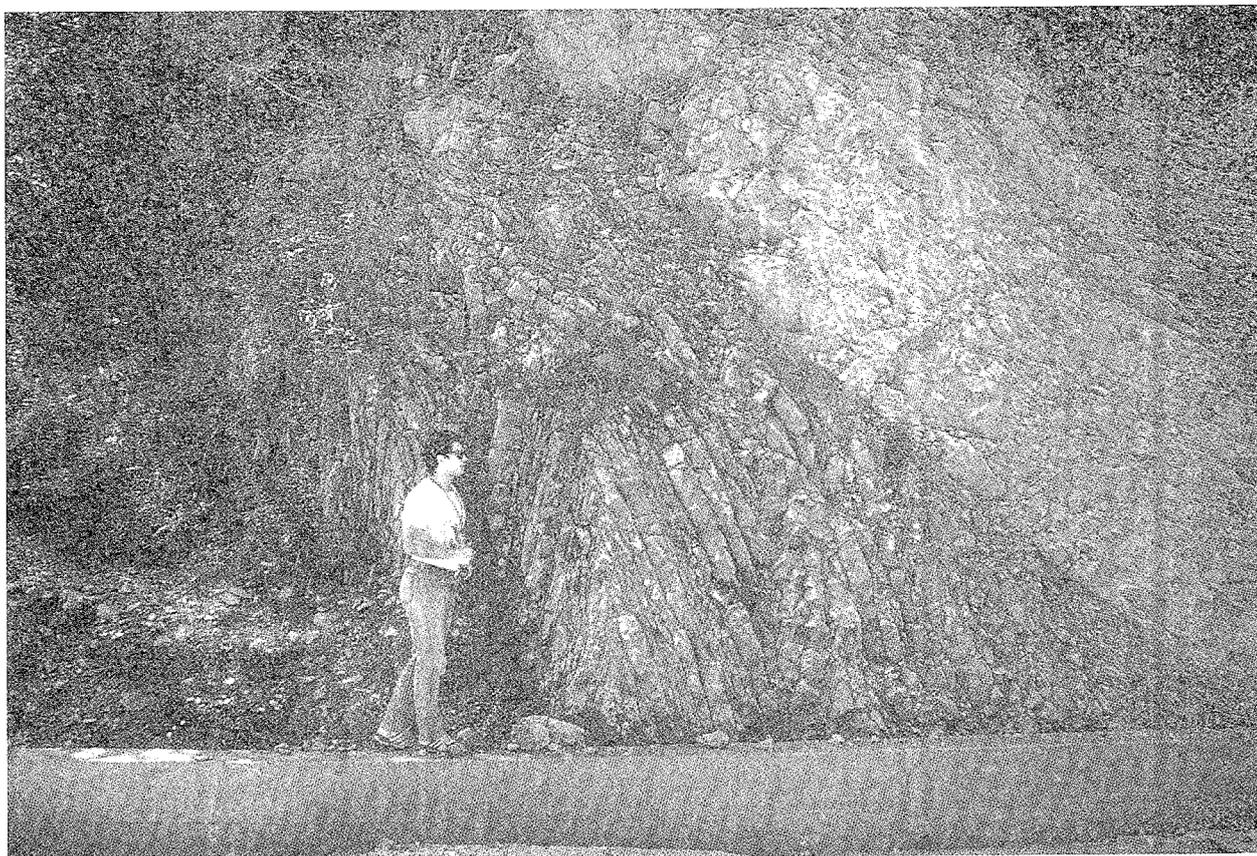


Fig. 4 - Particolare di una delle superfici di sovrascorrimento che affiorano lungo Valle Fiume, nei pressi di Collepardo. L'*hangingwall* della struttura è costituito dai Calcari a briozoi e litotamni, il *footwall* dalle Marne a *Orbulina* intensamente piegate secondo geometrie di tipo *chevron* con assi di giacitura N-S-N10°E, 5°-10°N.

tano il massimo addensamento in direzione N165°-345° ed una maggior dispersione secondo un *trend* N145°-325°, sono caratterizzate da valori di pendenza intermedi ed immergono quasi esclusivamente a W e SW (Fig. 5B) con due concentrazioni principali di strie in direzione N285° e N240° (Fig. 5E). Del tutto subordinata risulta essere la concentrazione dei piani orientati con direzione compresa tra N130° e N115° con immersione a SW (Fig. 5B), pendenze medio-basse (10°-40°) e valori di *pitch* delle strie compresi tra 90° e 100° (Fig. 5E).

Le faglie dirette sono caratterizzate da due concentrazioni ben distinte di elementi immergenti prevalentemente a S e SW con valori elevati di pendenza (Fig. 5C): la più importante con direzione N125°-305° di tipo *dip-slip* puro, la seconda, orientata N160°-340°, con strie leggermente oblique, immergenti a S (Fig. 5F).

Il secondo dominio di elementi *dip-slip* (Fig. 5A), a direzione meridiana, è stato rilevato essenzialmente nel settore di Alatri-Collepardo precedentemente descritto; esso è relativo a piani esclusivamente inversi, a pendenza intermedia e immersione a W (Fig. 5B). Analogamente a quanto rilevato per gran parte degli elementi inversi appenninici, anche queste superfici di taglio sono interessate da due sistemi distinti di strie orientate in direzione N240°, la più antica, e N285°, la più recente (Fig. 5E).

La loro cronologia relativa è ben testimoniata alla

scala dell'affioramento in base ai rapporti di precedenza osservati sui piani di taglio.

L'ultima famiglia orientata WNW-ESE rappresenta la principale concentrazione di elementi distensivi (Fig. 5C). Presenta piani orientati N100°-280°, prevalentemente ad alto angolo ed immergenti a NNE e subordinatamente con pendenze di 60°-70° ed immersione a SSW.

L'analisi complessiva degli elementi *strike-slip* (Fig. 5G-N) ha evidenziato l'esistenza di tre famiglie con diversa orientazione dei piani che, in ordine di incidenza, sono: NW-SE, E-W e NE-SW.

Gli elementi appenninici presentano un addensamento in direzione N120°-300° rappresentato essenzialmente da piani sinistri subverticali a prevalente immersione a NNE (Fig. 5I), caratterizzati da due sistemi di strie: il più importante da trascorrente puro a leggermente immergente a NW, quello subordinato, blandamente immergente a SE e scarsamente concentrato (Fig. 5N). Con la medesima giacitura dei piani si registra anche una buona concentrazione di elementi destri (Fig. 5H) con strie leggermente oblique immergenti a NW (Fig. 5M).

Secondo una direzione variabile tra N140°-320° e N160°-340° si registra un'altra buona concentrazione di piani transpressivi sinistri immergenti a SW con pendenze medio-alte (Fig. 5I) e caratteristiche geometriche pressoché identiche a quelle riscontrate per una delle famiglie più importanti di tipo inverso precedenti.

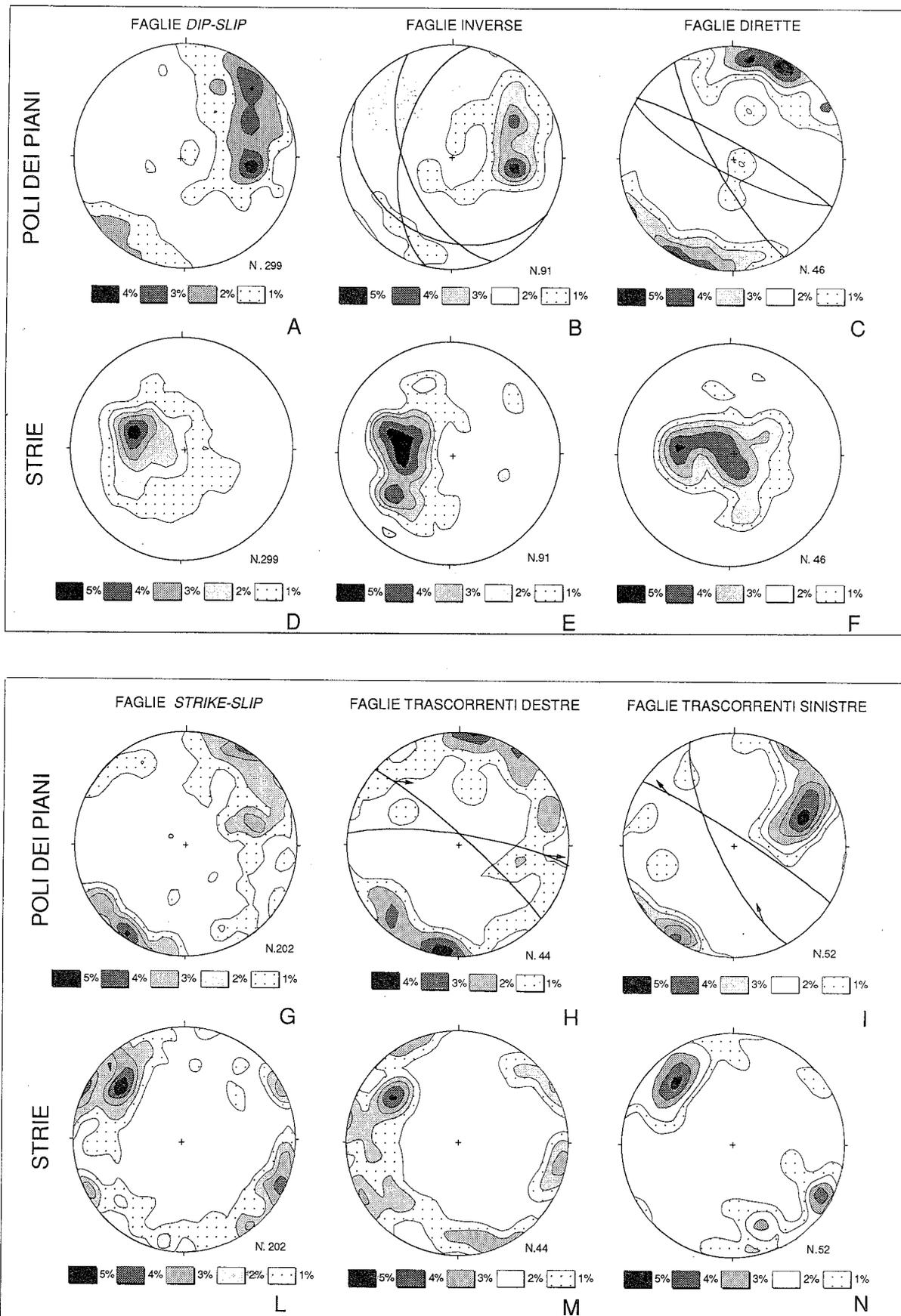


Fig. 5 - Rappresentazione sul reticolo di Schmidt, emisfero inferiore, della distribuzione dei dati meso-strutturali (poli dei piani e strie) relativa alle faglie di tipo *dip-slip* (A-E) e *strike-slip* (G-N) misurati nel settore centro meridionale dell'area in studio. Nei reticoli B, C, H, I sono rappresentati i piani medi delle concentrazioni principali. I valori delle densità sono espressi in percentuale dei dati per 1% di area.

temente descritte, ascrivibili all'evento deformativo responsabile della strutturazione dei *thrusts* appenninici del primo ordine.

Gli elementi orientati in direzione circa antimeridiana sono destri puri, con forti pendenze ed immersione prevalente a N (Fig. 5H, M).

L'ultimo gruppo di elementi presenta una notevole dispersione dei valori azimutali tra N30° e N70°, pendenze sempre molto alte e strie blandamente immergenti che indicano un verso di movimento destro e subordinatamente sinistro (Fig. 5H, I, M, N).

L'interpretazione dei dati alla scala dell'affioramento sin ora raccolti, integrata dall'analisi del *pattern* deformativo degli elementi del primo ordine, ha consentito di individuare almeno tre eventi deformativi principali, due compressivi ed uno distensivo, in discreto accordo con quanto va delineandosi in settori limitrofi dell'Appennino centrale sulla base sia di un approccio di ricerca diverso (PATACCA *et al.*, 1991; CIPOLLARI & COSENTINO, 1992) che della sola analisi mesostrutturale (SERAFINI & VITTORI, 1986; 1988).

L'evento più antico C1 ha portato alla strutturazione compressiva a scaglie embriciate in direzione appenninica, complicata dall'occorrenza, legata ad anisotropie locali ereditate, di raccordi obliqui e laterali tra le superfici di taglio principali. Tale evento trova un ottimo riscontro anche alla mesoscala come testimoniato dalla notevole incidenza di elementi appenninici inversi, dalle faglie trascorrenti e leggermente oblique che hanno svolto il ruolo di elementi di trascinamento e dei piani di taglio meridiani di tipo inverso che hanno agito da rampe oblique rispetto ad una direzione di massima compressione antiappenninica.

L'evento compressivo C2, posteriore al C1, è caratterizzato da una direzione di massima compressione da antimeridiana ad WNW-ESE. Questo episodio è responsabile della diffusa riutilizzazione degli elementi appenninici e meridiani di ogni ordine gerarchico rispettivamente come rampe oblique e frontali, della formazione di mesopieghie ad asse N-S e N10°E e molto probabilmente di faglie di trascinamento di direzione circa E-W, essenzialmente destre.

Al momento, riteniamo plausibile ascrivere a questo evento anche il movimento sinistro, transpressivo, registrato diffusamente sui piani a direzione appenninica, ipotizzando una parziale ripresa di geometrie preesistenti e la possibile intercambiabilità tra i valori del sigma intermedio e minimo del tensore degli sforzi caratteristico dell'evento C2.

Tale ipotesi di lavoro va comunque verificata accuratamente in quanto potrebbe fornire una preziosa chiave di interpretazione dell'evoluzione tettonica dell'intero settore.

L'evento distensivo D1 ha determinato una sostanziale disarticolazione del *pattern* compressivo ed è responsabile del ribassamento a gradinata dell'intero settore verso la Valle Latina.

Numerosi sono gli indizi che consentono di riconoscere una diffusa riattivazione degli elementi appenninici con pendenze intermedie ed immersione a SW e dei preesistenti elementi antiappenninici come svincoli di trasferimento secondo una direzione di massima estensione orientata circa N215°. Inoltre, tali evidenze, alla scala dell'affioramento, suggeriscono che le vecchie geometrie compressive siano state solo parzialmente riutilizzate e "ritagliate" dagli elementi distensivi con pendenze mediamente più elevate.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Il quadro stratigrafico e strutturale che va delineandosi per il settore simbruino-ernico sud-occidentale consente di fare alcune considerazioni relativamente all'influenza della distribuzione delle facies sul *pattern* deformativo complessivo.

La ricostruzione paleogeografica effettuata per l'intervallo del Cretacico superiore, sulla base dell'analisi biostratigrafica e di facies, ha permesso di definire l'andamento delle zone isopiche di questo settore della piattaforma carbonatica. In particolare è stata evidenziata una distribuzione regolare delle facies per tutto l'intervallo Cenomaniano-Maastrichtiano con facies di piattaforma ristretta nella parte sud-orientale dell'area (tra il Lago di Canterno e Veroli) e facies di piattaforma aperta e soglia nel settore nord-occidentale. Questo assetto ha consentito di riconoscere un andamento variabile da meridiano a blandamente antiappenninico per le zone isopiche.

Sebbene, allo stato attuale della ricerca, tale evidenza sia documentata solo per un intervallo limitato della successione della piattaforma mesozoica, si ritiene che le differenze strutturali evidenziate nei settori descritti possano essere in parte imputate a queste differenze fisiografiche della piattaforma.

Tale influenza potrebbe aver condizionato l'evoluzione e la formazione di scaglie tettoniche di diverso volume fra il settore sud-orientale e quello nord-occidentale, in termini di presenza, posizione e frequenza di orizzonti di possibile scollamento locale. In particolare le differenze più evidenti, spostandosi da SE verso NW, sono rappresentate dalla riduzione del numero di scaglie tettoniche in affioramento, dall'incremento dell'intervallo stratigrafico caratteristico delle singole scaglie, dalla scomparsa, lungo i piani di taglio compressivi, di materiale residuale e di argille gessifere e da una minor complessità dell'assetto giaciturale complessivo.

Inoltre, lo sviluppo, nel settore compreso tra Collepardo ed Alatri, di importanti elementi di taglio compressivi a decorso meridiano, che hanno svolto il ruolo di rampe oblique in un primo momento della strutturazione a scaglie dell'intero settore (evento C1), non consente di escludere che tali elementi si siano enucleati secondo geometrie ereditate da vecchi motivi fisiografici della piattaforma.

In seguito (evento C2), questi stessi elementi avrebbero svolto il ruolo di rampe frontali in risposta ad una spinta compressiva orientata in direzione circa antimeridiana che in Appennino centro-meridionale è stata messa in relazione con lo sviluppo fuori-sequenza di interi settori (PATACCA *et al.*, 1991; CIPOLLARI & COSENTINO, 1992).

Infine la tettonica distensiva a direzione di massima estensione circa antiappenninica (evento D1) ha determinato la disarticolazione dell'intero settore secondo geometrie tipo *Graben* e *semi-Graben*.

RINGRAZIAMENTI

Gli autori desiderano ringraziare il Prof. M. PAROTTO per i preziosi consigli e la Dott. B. CRESCENZI per il costante incoraggiamento durante lo svolgimento del lavoro.

TESTI CITATI

- ACCORDI B., ANGELUCCI A. & SIRNA G. (1967) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia (scala 1:100.000) - F° 159 Frosinone e F° 160 Cassino*. Serv. Geol. d'It., 1-77.
- ACCORDI G. & CARBONE F. (1988) - *Sequenze carbonatiche meso-cenozoiche*. In: ACCORDI G., CARBONE F., CIVITELLI G., CORDA L., DE RITA D., ESU D., FUNICIELLO R., KOTSAKIS T., MARIOTTI G. & SPOSATO A. - *Note illustrative alla Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe*. Quad. Ric. Scient., 114 (5), 11-92.
- ALBERTI A.U., BERGOMI C., CATENACCI E., CENTAMORE E., CESTARI G., CHIOCCINI M., MANGANELLI V., MOLINARI-PAGANELLI V., PANSERI-CRESCENZI C., SALVATI L. & TILIA-ZUCCARI A. (1975) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia (scala 1:50.000) - F° 389 Anagni*. Serv. Geol. d'It., 1-42.
- ANGELIER J. (1979) - *Determination of the mean principal directions of stress for a given fault population*. Tectonophysics, 56, T17-T26.
- ANGELIER J. (1984) - *Tectonic analysis of fault slip data set*. Jour. Geophys. Res., 89, B7, 5835-5848.
- BENEO E. (1943) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia (scala 1:100.000) - F° 151 Alatri*. R. Uff. Geol. d'It., 1-55.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. Ed.(1992) - *Structural Model of Italy (scale 1:500.000)*. C.N.R.-P.F.G., in stampa.
- CAVINATO G.P., CERISOLA R., SIRNA M. & STORONI RIDOLFI S. - *Strutture compressive pellicolari e tettonica distensiva nei Monti Ernici sud-occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., 45 (in stampa).
- CESTARI R. & PANTOSTI D. (1990) - *Considerazioni geologico-stratigrafiche sul Monte Scalambra (M.ti Ernici - Appennino centrale)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 38, 39-50.
- CESTARI R., REALI S. & SIRNA M. (1992) - *Biostratigraphical characteristics of the Turonian-? Maastrichtian p.p. (Upper Cretaceous) deposits in the Simbruini-Ernici Mts. (Central Apennines, Italy)*. Proc. 2nd Inter. Confer. Rudists, Geol. Romana, 28, 359-372.
- CESTARI R. & SIRNA M. (1990) - *Rudist communities in some Santonian-Maastrichtian sequences of the Southern Latium-Abruzzi carbonate platform (Central Apennines, Italy)*. Proc. 1st Inter. Confer. Rudists, Serbian Geol. Soc., Spec. publ., 2, 51-61.
- CESTARI R. & SIRNA M. (1992) - *Analisi di facies nel Cretacico dei Monti Simbruini-Ernici e delle aree limitrofe (Appennino centrale): considerazioni tettono-eustatiche*. In questo volume.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1992).- *Analisi biostratigrafica dei depositi terrigeni a ridosso della linea Olevano-AnTRODoco*. In questo volume.
- DAMIANI A.V. (1990) - *Studi sulla piattaforma carbonatica laziale-abruzzese. Nota II. Contributo alla interpretazione della evoluzione tettonico-sedimentaria dei Monti Affilani e "pre-Ernici" e cenni sui rapporti con le adiacenti aree appenniniche*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 38, 177-206.
- DAMIANI A.V., MOLINARI V., PICHEZZI R.M., GIOVAGNOLI M.C. & PANSERI P. (1990) - *Il passaggio cretacico-terziario nei Monti Affilani (Lazio)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 38, 21-38.
- D'ARGENIO B. & MINDSZENTY A. (1991) - *Karst bauxites at regional unconformities and geotectonic correlation in the Cretaceous of the Mediterranean*. Boll. Soc. Geol. It., in stampa.
- DEVOTO G. (1967) - *Note geologiche sul settore centrale dei Monti Simbruini-Ernici (Lazio nord-orientale)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 76, 76-112.
- DEVOTO G. (1970) - *Sguardo geologico dei Monti Simbruini (Lazio nord-orientale)*. Geol. Romana, 9, 127-136.
- DEVOTO G. & PAROTTO M. (1967) - *Note geologiche sui rilievi tra Monte Crepacuore e Monte Ortara (Monti Ernici-Lazio nord-orientale)*. Geol. Romana, 6, 145-163.
- HAQ B.U., HANDEBOL J. & VAIL P.R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change*. S.E.P.M. Spec. Publ., 42, 71-108.
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - *Geological summary of the Central Apennines*. In: OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. (eds.) - *Structural Model of Italy*. Quad. Ric. Scient., 90, 257-311.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., 45 (in stampa).
- SALVINI F. & VITTORI E. (1982) - *Analisi strutturale della linea Olevano-AnTRODoco-Posta (Ancona-Anzio Auct.): metodologie di studio delle deformazioni fragili presentazione del tratto meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 24, 337-355.
- SERAFINI S. & VITTORI E. (1986) - *Primi risultati di uno studio statistico sulle mesostrutture della val Roveto e dell'area di Sora (Lazio Meridionale)*. Mem.Soc. Geol. It., 35, 631-646.
- SERAFINI S. & VITTORI E. - *Caratteri tettonici desunti da dati meso-strutturali nell'area compresa tra Sora e le Gole di Atina (Lazio Meridionale)*. Mem.Soc. Geol. It., 41, in stampa.
- SIRNA M. (1991) - *Il Mesozoico in facies di piattaforma carbonatica interna dei Monti Simbruini-Ernici: biostratigrafia e paleogeografia*. Tesi di dottorato inedita, Università di Roma "La Sapienza".
- SIRNA M. & CESTARI R. (1989) - *Il Senoniano a rudiste (Hippuritea) del settore sudoccidentale della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (Appennino centrale)*. Boll. Soc. Geol. It., 108, 711-719.